

Österreichische Akademie der Wissenschaften
Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen
Band 5

Neue Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys-Trias

New Contributions to the Biostratigraphy
of the Tethyan Triassic

Schriftleitung
o. Prof. Dr. **Helmuth Zapfe**



in Kommission bei



Springer-Verlag

Wien New York

1983

– ISBN 3-211-86506-3

– ISBN 0-387-86506-3

Alle Rechte vorbehalten

Copyright © 1983 by

Österreichische Akademie der Wissenschaften
Wien

Druck: Ernst Becvar, Wien

Inhalt — Contents*)

H. ZAPFE: Das Forschungsprojekt „Triassic of the Tethys Realm“ (IGCP Proj. 4). Abschlußbericht	7
K. BALOGH, K. DOBOSI, F. GÓCZÁN, J. HAAS, J. ORAVECZ, A. ORAVECZ-SCHEF- FER, I. SZABÓ & E. VÉGH-NEUBRANDT: Report on the Ac- tivities of the Triassic Working-Group in Hungary	17
R. E. BESEMS: Aspects of Middle and Late Triassic Palynology. 3. Palynology of the Hornos-Siles Formation (Prebetic Zone, Province of Jaén, Southern Spain), with Additional Information on the Macro- and Microfaunas	37
M. FALLAHI, B. GRUBER & G. TICHY: Gastropoden und Bivalven aus dem oberen Teil der Nayband-Formation (Obertrias) von Ba- quirabad (Isfahan, Iran)	57
V. J. GUPTA: Triassic Conodonts from Ladakh and Spiti	83
M. HERAK, B. ŠČAVNIČAR, A. ŠUŠNJARA, Ž. ĐURĐANOVIĆ, L. KRYS- TYN & B. GRUBER: The Lower Triassic of Muć — Proposal for a standard section of the European Upper Scythian	93
S. KOVÁCS: On the Evolution of the <i>excelsa</i> -stock in the Upper Ladinian- Carnian (Conodonta, Genus <i>Gondolella</i> , Triassic)	107
E. KRISTAN-TOLLMANN: Ostracoden aus dem Oberanis von Leidapo bei Guiyang in Südchina. Mit einem geologischen Beitrag von J. Y. WEI und A. TOLLMANN	121
E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN: Überregionale Züge der Tethys in Schichtfolge und Fauna am Beispiel der Trias zwischen Europa und Fernost, speziell China	177
L. KRYS- TYN: Das Epidaurus-Profil (Griechenland) — ein Beitrag zur Cono- donten-Standardzonierung des tethyalen Ladin und Unter- karn	231
L. KRYS- TYN & M. SIBLÍK: <i>Austriellula robusta</i> n. sp. (Brachiopoda) from the Upper Carnian Hallstatt Limestone of Timor (Indonesia)	259
J. MICHALIK & A. GAŹDZICKI: Stratigraphic and Environmental Correlations in the Fatra- and Norovica Formations (Upper Triassic, Western Carpathians)	267
M. SIBLÍK: Triassic Brachiopods of the Northern Alps and their Generic Attributions	277
C. VIRGILI, A. SOPEÑA, A. ARCHE, A. RAMOS & S. HERNANDO: Some Observa- tions on the Triassic of the Iberian Peninsula	287

*) Die Reihung der Beiträge erfolgt alphabetisch nach den Namen der Autoren, nur der Abschluß-
bericht des IGCP-Projektes 4 wurde an den Anfang gesetzt.

Einleitung

Seit dem Erscheinen des letzten Bandes dieser Reihe haben mehrere Arbeitstagungen des IGCP-Projektes „Triassic of the Tethys Realm“ stattgefunden (Budapest 1978, Bergamo 1979, Bratislava 1980, Sarajevo 1981, Wien 1982). Sehr viele Publikationen zur Biostratigraphie der Trias sind in den 16 an diesem Projekt teilnehmenden Ländern in dieser Zeit erschienen. Eine weitere Auswahl von Arbeiten enthält der vorliegende Band, in dem auch die 1980 eingeleitete Zusammenarbeit mit der Volksrepublik China in Erscheinung tritt. Das Forschungsprojekt, dem sich in der Endphase noch der Iraq angeschlossen hat, läuft mit dem Jahr 1982 aus. Dieser Band enthält daher auch als Abschlußbericht eine Übersicht über derzeitige stratigraphische Gliederungen der Trias im Tethysbereich, in Canada und in der Sowjet-Union. — Es ist zu wünschen, daß die hier eingeleitete internationale Zusammenarbeit und Diskussion in der Triasforschung auch in weiterer Zukunft fortgeführt werden kann.

Helmuth Zapfe

Introduction

Since the appearance of the last volume in this series, several Working Group Meetings of IGCP Project 4 "Triassic of the Tethys Realm" have taken place (Budapest in 1978, Bergamo 1979, Bratislava 1980, Sarajevo 1981, Vienna 1982). During this time many publications concerning Triassic biostratigraphy appeared in the 16 countries taking part in the project. The present volume contains a further collection of papers. In some of them the co-operation of the Peoples Republic of China is evident. The research programme, which was recently joined by Iraq, is now in its final stage and will end in 1982. This volume therefore also contains, as a final report, a survey of the current stratigraphic classification of the Triassic of the Tethys Realm in comparison with that of Canada and Sowjet Union. It is hoped that the international co-operation and discussions on Triassic research, which have been initiated during this project can be continued in the future.

Helmuth Zapfe

Veröffentlichung des Österreichischen Nationalkomitees für das
International Geological Correlation Programme Project Nr. 73/I/4.
Triassic of the Tethys Realm

Das Forschungsprojekt „Triassic of the Tethys Realm“ (IGCP Proj. 4) Abschlußbericht

Helmuth ZAPFE*)

2 Abb.

Abstract of the Final Report

Following a historical introduction concerning the development of the Project and nomination of the 16 participating countries, the worldwide expansion of the working areas in the entire Tethyan realm is being presented. Main object was the establishment of a Triassic time scale adapted to a modern level of knowledge. After that the results are briefly discussed: presentation of a preliminary draft of a stratigraphic time scale of the Tethys area, compared with the Triassic stratigraphy of Canada and the USSR. The position of the Rhaetian becomes shortly touched. Revision of the classical Upper Scythian reference section of Muć, Dalmatia. New stratigraphy of the Lower Anisian (Aegean and Bithynian substage). Scythian/Anisian boundary on the island of Chios. Standard zonation of the Ladinian based on ammonites and conodonts of the Hallstatt Limestone of Epidaurus, Greece. Detailed ammonite zone- and subzone scale of the Upper Triassic in the Northern Alps, as well as in the Himalayas and therewith in the entire Tethys area. Fauna and subzone-scale of the Columbianus-zone of the Tethys (particularly island of Timor, Indonesia). Many important regional studies in all countries participating in the Project and in the whole Tethys area, exhibited on a map. Numerous studies enlarge the knowledge of Triassic palaeontology (e. g. Halobiidae, Brachiopoda, Cephalopoda). Progress in the lithostratigraphic classification of the Triassic, being important for the palaeogeography and facies correlation. Progress in Triassic micropalaeontology (Conodont-catalogue, foraminiferal research). Particularly considerable and important palynological results. Characterization of Triassic stages and substages by means of palynomorphs, as well as correlation of the Pelagic Triassic with the Tethyan marginal facies. Concluding a review on other activities of the Project is given. For instance 7 Workshop Meetings and numerous invitations of scientists from Eastern Europe and developing countries for the purpose of studies at West-European Institutes. — From 1973 to 1982, 184 publications emanated from the Project.

Einleitung

Das Projekt wurde 1973 gemeinsam mit der tschechoslowakischen Gruppe (Geologisches Institut der Slowakischen Akademie der Wissenschaften) begründet. Es hatte zunächst das Ziel, die Stratigraphie der Obertrias im Raum der Alpen und Karpaten zu korrelieren und zu revidieren. Durch die weltweite Ausdehnung des Projektes und durch den Beitritt weiterer Länder ergab sich auch eine Ausweitung

*) Adresse des Verfassers: Prof. Dr. H. ZAPFE, Paläontologisches Institut der Universität, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien, Österreich.

auf die gesamte Trias. Dem Projekt sind im Laufe seines Bestehens folgende 16 Länder offiziell beigetreten: Bulgarien, Kanada, China, ČSSR, Indien, Irak, Israel, Italien, Jugoslawien, Niederlande, Österreich, Polen, Rumänien, Spanien, Ungarn, UdSSR. Sechs weitere Länder haben durch persönliche Mitarbeiter teilgenommen: Bundesrepublik Deutschland, Deutsche Demokratische Republik, Frankreich, Schweiz, Türkei, Iran. Die Gesamtzahl der im Rahmen des Projektes tätigen Wissenschaftler ist auf etwa 150 zu schätzen. Während der Irak erst in der Schlußphase beigetreten ist, sind aus der Zusammenarbeit mit China (seit 1979) noch eine Reihe von Publikationen hervorgegangen.

Auf Beschluß des IGCP Board geht das Projekt — im letzten Jahr vereinigt mit Proj. 106 — im Jahr 1982 zu Ende, und es ist das der Anlaß zu diesem Abschlußbericht. Dieser kann die von den verschiedenen nationalen Gruppen geleisteten Arbeiten nur skizzenhaft erwähnen (Abb. 2), und es werden im folgenden nur solche Ergebnisse in Auswahl aufgezählt, die unmittelbar auf die Ziele des Projektes Bezug haben. Im übrigen muß auf die in den verschiedenen Ländern veröffentlichten sehr zahlreichen Arbeiten hingewiesen werden.

Zielsetzung

Aufgabe des Projektes war es, im Tethys-Bereich die Stratigraphie der Trias dem modernen Stand anzupassen. Etwa seit dem Internationalen Geologenkongreß in Wien 1903 wurde durch sieben Jahrzehnte eine Stratigraphie angewandt, die — abgesehen von kleinen Modifikationen — in diesem ganzen Zeitraum unverändert geblieben ist. Der von TOZER (1967), ausgehend von guten Profilen in Kanada, geschaffene „Standard for Triassic Time“ machte die biostratigraphischen Probleme der alpinen und überhaupt der Tethys-Trias aktuell und gab zweifellos einen wesentlichen Anstoß für die Arbeiten des IGCP-Projektes 4. Es war von Anfang an nicht wahrscheinlich, daß eine einhellig angenommene weltweite Stratigraphie zustande kommen würde. Es wurde aber angestrebt, die Grundlagen für eine weltweite Korrelation einer revidierten Trias-Stratigraphie der Tethys zu schaffen. Neben der Bearbeitung maßgebender Standardprofile sollte durch zahlreiche Untersuchungen in den verschiedenen Ländern auch die Kenntnis der regionalen Stratigraphie erweitert werden, und es sollte auch angestrebt werden, die Kenntnis der triadischen Faunen und vor allem stratigraphisch wichtiger Gruppen im Tethys-Raum zu verbessern. — In welchem Ausmaß das erreicht wurde, soll im folgenden darzulegen versucht werden.

Ergebnisse

Hauptziel des Projektes war der Entwurf einer revidierten stratigraphischen Tabelle der Trias in der Tethys und die Korrelation mit anderen Ablagerungsräumen. Auf der abschließenden Arbeitstagung in Wien (5.—8.7. 1982) und der damit verbundenen Sitzung der „Subcommission on Triassic Stratigraphy“ wurde ein solcher Entwurf vorgelegt. Er enthält in drei Kolumnen die Trias des Tethys-Raumes, ausgearbeitet von L. KRYSZYN, nebeneinandergestellt mit der Trias Kanadas, entworfen von E. T. TOZER, und eine Gliederung der russischen Trias, den borealen Raum betreffend, von ZHAMOIDA, ROMANOVSKAJA & ROSTOVZEV (1982). Die Teilnahme Kanadas an dem Projekt als einziges Land außerhalb des Tethys-Bereiches, vertreten durch E. T. TOZER, trug viel zum Entstehen dieser vergleichenden stratigraphischen Tabelle bei. Die russische Trias-Stratigraphie konnte

während der Tagung mit den anwesenden russischen Stratigraphen diskutiert werden (Abb. 1).

Wie vorhergesehen, ist ein weltweites einheitliches stratigraphisches Schema der Trias nicht erreichbar. Es wurden daher Gliederungen dreier wichtiger Regionen nebeneinandergestellt und korreliert. Gewisse Schwierigkeiten bietet die Parallelisierung der russischen Trias, deren Zonenskala z. T. auch auf Bivalen beruht. Die Trias Kanadas zeigt in ihrer Gliederung auch Abweichungen von der von TOZER (1980) gegebenen Übersicht. Verschiedenheit der Auffassungen gibt es bezüglich der Rangordnung des Skyth. Während es in der Tethys-Stratigraphie — wie bisher — als Hauptstufe gleichrangig den anderen Hauptstufen der Trias aufgefaßt wurde, hat es bei TOZER den Rang einer „Serie“ und die ihm untergeordneten Unterstufen den Rang von Hauptstufen. Dazu kommen noch Unterschiede bei manchen Stufenbezeichnungen in der Tethys, in Kanada und in der russischen Gliederung. Über die altersmäßige Korrelation in großen Zügen bestehen jedoch keine wesentlichen Meinungsverschiedenheiten. — In der Mitteltrias fällt auf, daß die amerikanische Gliederung weniger detailliert erscheint als jene der Tethys. Hier sind vielleicht, basierend auf der Mitteltrias von Nevada, noch Revisionen zu erwarten. Am besten ist die Übereinstimmung in der Stratigraphie der Obertrias, wo sich für fast alle Ammonitenzonen der amerikanischen Trias Entsprechungen in der Tethys finden. Vielleicht spiegelt sich darin der weiter fortgeschrittene Kenntnisstand der Biostratigraphie der Obertrias wider. — Offengeblieben ist die Stellung des Rhät. Als älteste Hauptstufen-Bezeichnung der alpin-mediterranen Trias (GUEMBEL, 1859) scheint das Rhät vielen, vielleicht sogar der Mehrzahl der im Tethys-Bereich arbeitenden Geologen und Paläontologen als erhaltenswerter Terminus (TOLLMANN, 1978). Im Verlauf der Diskussionen wurde vorgeschlagen, das Sevat in das Rhät einzubeziehen. In der amerikanischen Trias wird hingegen das Rhät in die Norische Hauptstufe gestellt und verliert seine Selbständigkeit. WIEDMANN et al. (1979) haben dieses Problem und die möglichen Alternativen ausführlich beleuchtet. In der hier vorgelegten Tabelle (Abb. 1) sind für die Tethys zwei Alternativen angedeutet. Die Vereinigung des Sevat mit dem Rhät würde die unverhältnismäßig lange Dauer des Nor verkürzen und ein ausgewogenes Verhältnis dieser Hauptstufen herstellen. Es würde der eindeutigen Priorität des Namens „Rhät“ Rechnung tragen und hätte Vorteile für die geologische und stratigraphische Praxis.

Man wird die Entscheidung derartiger und ähnlicher Fragen der Zukunft überlassen müssen. Jene Alternative, die von der Mehrheit der Geologen und Paläontologen international angenommen wird, wird Gültigkeit erlangen. Auch die bisher durch viele Jahrzehnte benützte Trias-Stratigraphie ist nach langen z. T. sehr heftigen Diskussionen am Ende des vorigen Jahrhunderts auf diese Art schrittweise zustande gekommen. Die „Subcommission on Triassic Stratigraphy“, der diese Tabelle vorgelegt wurde, wird diesen Prozeß der internationalen Meinungsbildung einzuleiten haben.

Die revidierte Stratigraphie der Tethys-Trias basiert auf Einzelergebnissen des Projektes, von denen folgende als besonders relevant angeführt werden sollen: Die Bearbeitung eines klassischen Oberskyth-Profiles in der westlichen Tethys (Muć, Dalmatien. HERAK et al. 1983). Von wesentlicher Bedeutung für die Stratigraphie der Mitteltrias war die endgültige Abschaffung des unbrauchbaren Terminus „Hydasp“ und die Aufstellung und Definition der Ägäischen und Bithynischen Unterstufe für das Unteranis durch ASSERETO (1974). Diese beiden

		TETHYS (tropisch) L. KRYSŤYN		KANADA (gemäßigt) E.T. TOZER		UdSSR (boreal) Stratigr. Komitee d. UdSSR, 1980		
LADIN	LONGOBARD	Frankites ? regoledanus	2	F. sutherlandi	LADIN	Nathorstites lenticularis	LADIN	
			1					
		Protrachyceras archelaus	2	M. maclearni				
	Protrachyceras greclari	1	M. meginae					
	Protrachyceras greclari	1	P. poseidon	Indigirites krugi				
FASSAN	Eoprotrachyceras curionii	1	E. subasperum	Longobardites oleshkoi	UNTER			
ANIS	ILLYR	Nevadites - Zone	F. chischa	ANIS	Frechites humboldtensis	ANIS		
							"U"	G. delezni
	"L"							
	PELSON	Parakellnerites - Zone *(Ticinites polymorphus + A. avisianum + "C." reitzi)	3		A. varium		Arctohungarites kharaulakhensis	MITTEL
		BITHYN	Balattonites balatonicus				2	Czekanowskites decipiens
Nicomedites osmani		1	Lenotropites tardus	UNTER				
AEGEUM	"Aegeiceras ugra"	2	L. caurus	Grambergia taimyrensis	UNTER			
H SPATHIUM	?		K. subrobustus	H SPATHIUM	K. subrobustus	OLENEKIUM		
	Tozericeras pakistanum		K. pilaticus				Parasibirites grambergi	
	Tirolites cassianus						Dieneroceras demokidovi	
SMITHIUM	SMITHIUM	Wasatchites spiniger + A. pluriformis + A. prahlada	2	W. tardus	Wasatchites tardus	UNTER		
		Meekoceras gracilitatis	1				E. romunderi	Hedenstroemia hedenstroemi
	DIENERIUM	Flemingites rohilla	3	V. sverdrupi	Vavilovites ssp.		UNTER	
Gyranites frequens		2	P. candidus					
GANGETIUM	GANGETIUM	Ophiceras connectens + Ophiceras tibeticum	3	P. strigatus	Ophiceras nielseni	UNTER		
		Otoceras woodwardi	2	Oph. commune				
		?	1	O. boreale			Otoceras indigirensis	
		?	O. concavum	Otoceras concavum	UNTER			

Abb. 1: Entwurf einer vergleichenden stratigraphischen Gliederung der Trias im Tethys-Bereich (KRYSŤYN), in Kanada (TOZER) und in Rußland (ZHAMOIDA, ROMANOVSKAJA & ROSTOVZEV, 1982). Zusammengestellt von L. KRYSŤYN.

		T E T H Y S (tropisch) L. KRYSZYN		KANADA (gemäßigt) E. T. TOZER		UdSSR (boreal) Stratigr. Committee UdSSR, 1980		
O A L A U N (O.NOR)	RHAT SEVAT RHAT	<i>Choristoceras marshi</i> (orz) ¹⁾	<i>Choristoceras marshi</i>	<i>Ch. crickmayi</i>	OBER	M I T T E L O B E R	<i>Tosapecten efimovae</i>	OBER
			<i>Vandaites stuerzenbaumi</i>					
	<i>Rhabdoceras suessi</i> (orz) ¹⁾	<i>Sagenites reticulatus</i>	<i>G. cordilleranus</i>	MITTEL	<i>"Monotis" ochotica</i>			
		<i>Sagenites quinquepunctatus</i>						
	<i>Halorites macer</i>	"catenate Haloriten"	4	<i>H. columbianus</i>	MITTEL		<i>"Monotis" scutiformis</i>	
		<i>Amarassites s. semiplicatus</i>	3					
		<i>Himavatites hogarti</i>	2					
		<i>Himavatites watsoni</i>	1					
	<i>Cyrtopleurites bicrenatus</i>	(unnamed subzones on Timor)	2	<i>D. rutherfordi</i>	MITTEL		<i>Otapiria ussuriensis</i>	
			1					
	L A C N (U.NOR)	<i>Juvavites magnus</i>	no subdivision yet	<i>J. magnus</i>	UNTER		<i>Pinacoceras verchojanicum</i>	
			unnamed subzone					3
unnamed subzone			2					
<i>Malayites paulckeii</i>		<i>Malayites paulckeii</i>	2	<i>M. dawsoni</i>	UNTER			
		<i>Malayites tingriensis</i>	1					
<i>Guembelites jandianus</i>		<i>Dimorphites selectus</i>	2	<i>S. kerri</i>	UNTER			
	<i>Dimorphites n. sp. 1</i>	1						
K A R N T U A L	<i>Anatropites-Zone</i>	<i>Gonionotites italicus</i>	"K. macrolobatus"	OBER	<i>Sirenites yakutensis</i>			
		<i>Discotropites plinii</i>	"Upper T. welleri"					
	<i>Tropites subbullatus</i>	<i>Tropites subbullatus</i>		"Lower T. welleri"	OBER	<i>Neosirenites pentastichus</i>		
		<i>Projuvavites crassepicatus</i>						
	<i>Tropites dilleri</i>	no subdivision yet		<i>T. dilleri</i>	UNTER	<i>Neoprotrachyceras seimkanense</i>		
J U L (CORO)	<i>Austrotrachyceras austriacum</i>	"Neoprotrachyceras oedipus" Nans	<i>A. obesum</i>	UNTER	<i>Protrachyceras omkutchanicum</i>			
		<i>Austrotrachyceras triadicum</i>				1		
	<i>Trachyceras aonoides</i>	<i>Trachyceras aonoides</i>	2	<i>T. desatoyense</i>	UNTER	<i>Nathorstites tenuis</i>		
<i>Trachyceras aon</i>		1						

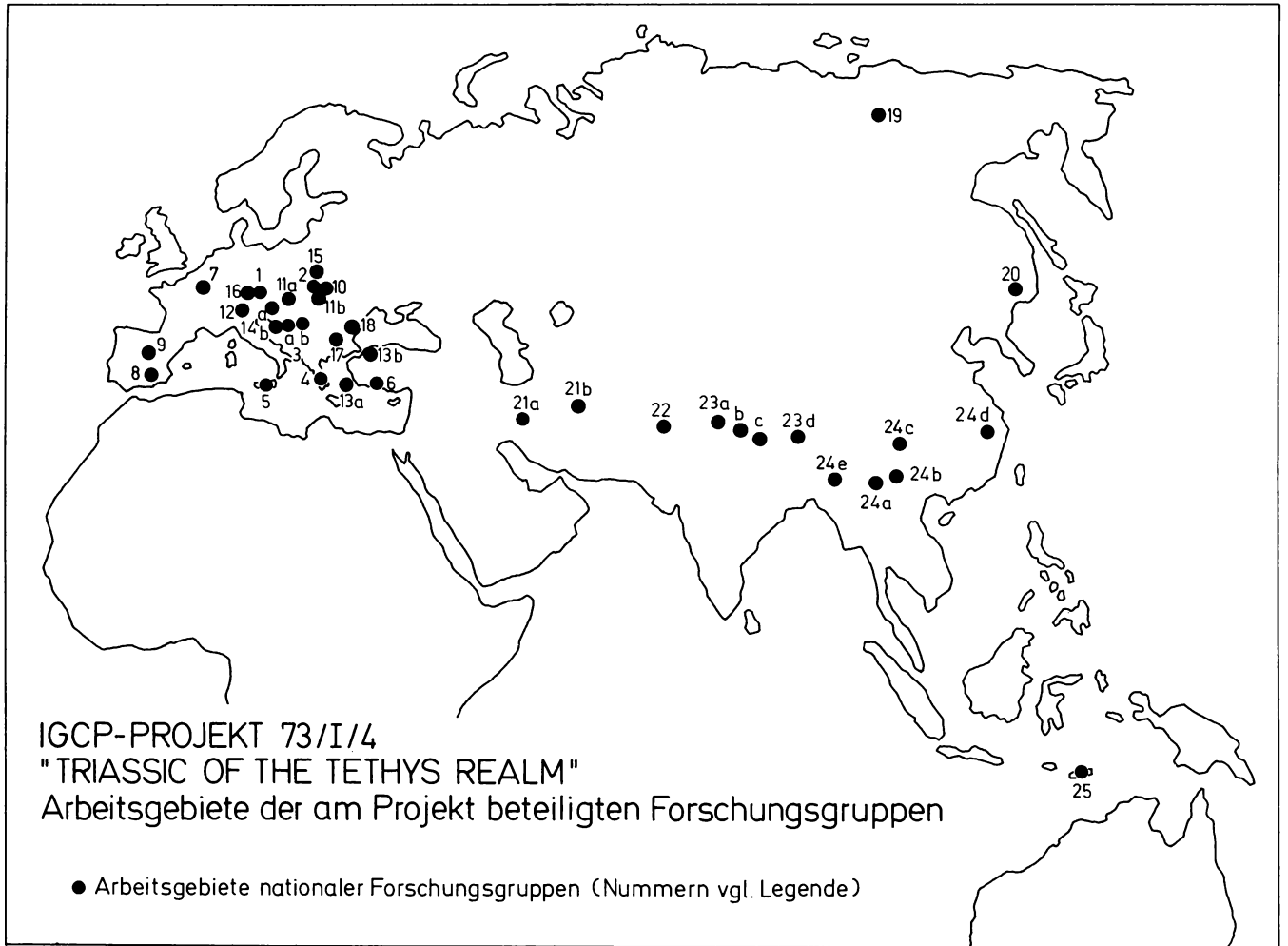


Abb. 2: Übersicht der Arbeitsgebiete des IGCP-Projektes 4 (Triassic of the Tethys Realm).

- 1 Nordalpen. Chronostratigraphie der Hallstätterfazies. Ammoniten-Standardgliederung und Faunen der Obertrias (Österreich).
- 2 Westkarpaten. Stratigraphie der Hallstätter Fazies und Vergleich mit Nordalpen (Kooperation ČSSR—Österreich).
- 3 Dinariden (Muć). Oberskyth Standard-Profil der westlichen Tethys (Kooperation Jugoslawien—Österreich).
- 4 Epidauros (Griechenland). Hallstätter Fazies, Ladin Standard-Profil der westlichen Tethys (Kooperation Österreich—Griechenland).
- 5 Sizilien. Obertrias (Calcare selcifero). Halobiiden-Stratigraphie (Österreich, Italien) und Palynologie (Niederlande).
- 6 Taurus (Türkei). Stratigraphie der Hallstätter Fazies. Vergleich mit Nordalpen (Kooperation Österreich—Frankreich).
- 7 Germanische Trias in Westeuropa. Chronostratigraphische Gliederung mit palynologischen Methoden (Niederlande).
- 8 Betische Cordilliere (Spanien). Chronostratigraphische Gliederung mit palynologischen Methoden (Niederlande).
- 9 Iberische Trias. Litho- und Chronostratigraphie (Spanien).
- 10 Westkarpaten. Litho- und Biostratigraphie der Trias (ČSSR).
- 11 a) Ungarisches Mittelgebirge. Litho- und Biostratigraphie der Trias. Untersuchungen über die Anis/Ladingrenze und stratigraphische Gesamtübersichten. b) Ungarische Gemeriden. Regionale stratigraphische Gliederungen der Trias (Ungarn).
- 12 Südalpen. Paläogeographie und Fazies der Trias. Chronostratigraphie des Skyth und Anis. Paläontologie der Obertrias (Italien). Palynologie der Unter- und Mitteltrias (Niederlande).
- 13 Ägäis. Chronostratigraphie (Standardprofile) des Unter-Anis.
a) Chios. Stratotyp der Ägäischen Unterstufe. b) Kokaëli-Halbinsel. Stratotyp der Bithynischen Unterstufe (Italien).
- 14 Dinariden (Jugoslawien). Untersuchungen in der Illyrischen Unterstufe. Litho- und Biostratigraphie der Karawanken (Jugoslawien).
- 15 Germanische Trias in Polen: Litho- und Biostratigraphie des Muschelkalkes. Alpine Trias der Tatra: Stratigraphie und Paläontologie bes. der Obertrias (Polen).
- 16 Nordalpen. Palynologie des Ladin, Karn und Rhät (Niederlande).
- 17 Balkan-Gebirge (Bulgarien). Regionale stratigraphische und paläontologische Untersuchungen. Mikropaläontologie der gesamten Trias (Bulgarien).
- 18 Ostkarpaten und Dobrudscha (Rumänien). Schichtfolgen, Stratigraphie. Mikropaläontologie der gesamten Trias (Rumänien).
- 19 NE-Sibirien (UdSSR). Chronostratigraphie und Evertebraten-Faunen der borealen Trias (UdSSR).
- 20 Ferner Osten (UdSSR). Litho- und Biostratigraphie und Paläontologie der gesamten Trias (UdSSR).
- 21 Iran. a) Stratigraphie und Fauna der Nayband-Formation bei Isfahan (Kooperation Österreich—Iran). b) Litho- und Biostratigraphie der Trias von Agh-Darband (Österreich).
- 22 Salt Range (Pakistan). Palynologie des Skyth und Unter-Anis (Niederlande).
- 23 Himalaja. Litho- und Chronostratigraphie der Trias.
a) Spiti (Kooperation Indien—Österreich).
b) Kumaun (Indien).
c) Thakkola, Nepal (Österreich).
d) Jolmo Lungma, Tibet (China).
- 24 China. Regionale stratigraphische und paläontologische Untersuchungen.
a) Yünnan. Obertrias (Kooperation China—Österreich).
b) Guizhou. Gesamte Trias (Kooperation China—Österreich).
c) Sichuan. Gesamte Trias (Kooperation China—Österreich).
d) Zhejiang. Untertrias (China).
e) Sanjiang. Gesamte Trias (China).
- 25 Timor (Indonesien). Chronostratigraphie und Paläontologie der Hallstätter Fazies (Österreich).

Unterstufen beruhen auf Profilen der Insel Chios (Stratotyp der Ägäischen Unterstufe) und der Kokaëli-Halbinsel, Türkei (Stratotyp der Bithynischen Unterstufe). Eine Neuuntersuchung des Unter- und Mitteltrias-Profiles der Insel Chios (Griechenland) ergab eine Definition der Skyth/Anis-Grenze (ASSERETO et al., 1980). Für das Ladin gelang die Ausarbeitung einer Standardzonierung, basiert auf Ammoniten und Conodonten im Hallstätterkalk von Epidauros, Griechenland (KRYSTYN, 1983). Für die Obertrias war es möglich, unter Berücksichtigung der Gliederung der nordamerikanischen Trias (TOZER, 1967; SILBERLING & TOZER, 1968; TOZER, 1971) ein detailliertes Zonenschema in der Hallstätter-Cephalopodenfazies der Nordalpen auszuarbeiten (KRYSTYN, 1973 u. a. O.). Später wurde das Unterkarn in der westlichen Tethys durch Zonen und Subzonen neu gegliedert, und die Ammonitenzonen- und Subzonenskala der Obertrias der westlichen Tethys konnte auf den Himalaja und damit auf die gesamte Tethys übertragen werden (KRYSTYN, 1978, 1982). Das Cordevol wurde damit endgültig der Karnischen Hauptstufe eingeordnet, womit auch die Schwierigkeiten mit dem ungeeigneten Stratotypus des Cordevol (St. Cassian) und seiner ökologisch eigenartigen Fauna wegfallen. Die Columbianus-Zone des oberen Mittelnor wurde im gesamten Tethysbereich untersucht, ein wichtiger Teil der Ammonitenfauna beschrieben und eine Subzonengliederung geschaffen. Diese Ergebnisse beruhen vor allem auf neu gesammeltem Material und neuen Beobachtungen auf der Insel Timor, Indonesien (TATZREITER, 1978, 1981). Zur Erweiterung der Kenntnis der Trias-Stratigraphie haben ferner sehr zahlreiche regionale Untersuchungen in den am Projekt teilnehmenden Ländern beigetragen (Abb. 2). Sie wurden von 1973—1982 bisher in 184 Publikationen veröffentlicht. Dazu kommen noch die Arbeiten von persönlichen Mitarbeitern in sechs weiteren Ländern. Diese Ergebnisse umfassen Beiträge zur regionalen Litho- und Biostratigraphie der Trias sowie regionale Gesamtübersichten (z. B. BALOGH, 1981). Einen ungefähren Überblick über diese Arbeiten gibt Abb. 2, wobei die Aktivitäten des ganzen Projektes von 1973—1982 zusammengefaßt sind. — Darüber hinaus wurden bedeutende Fortschritte in der lithostratigraphischen Gliederung erzielt. Diese besitzt besondere Bedeutung, insofern im Tethys-Bereich kennzeichnende Gesteine gleichen Alters in weiten Räumen verbreitet sind, was für spätere paläogeographische Rekonstruktionen und weiträumige Fazieskorrelationen wichtig ist. — In zahlreichen paläontologischen Arbeiten wurden triadische Faunen und Einzelobjekte beschrieben. Eine nomenklatorische Revision der nordalpinen Trias-Brachiopoden ist erfolgt (SIBLÍK, 1983). Eine Revision der Obertrias-Halobiinen liegt fertig vor. Eine Neubearbeitung der Obertrias-Korallen wurde begonnen. Brachiopoden und Korallen sind seit etwa 100 Jahren nicht mehr zusammenfassend bearbeitet worden. Die Mikropaläontologie der Trias hat wesentliche Fortschritte gemacht. Besonders zu erwähnen ist hier die „Conodont Working Group“ des Projektes 4, die einen Katalog der triadischen Conodonten abgeschlossen hat, der in Ungarn publiziert wird. Bemerkenswert sind die Fortschritte auf dem Gebiet der Foraminiferen-Forschung, und die begonnenen Radiolarien-Studien sind vielversprechend. — Von besonderer Wichtigkeit sind die Ergebnisse der Palynologie. Es ist gelungen, Korrelationen mariner Stufen und Unterstufen der Trias mit epikontinentalen bis nicht-marinen Ablagerungen des tethyalen Randbereiches (N-Afrika, W-Europa) durchzuführen. U. a. konnte auch die stratigraphische Verteilung wichtiger Palynomorphen in den Stufen und Unterstufen der pelagischen Trias erkannt und für die Stratigraphie nutzbar gemacht werden (z. B. VISSCHER & BRUGMAN, 1981).

Nicht zuletzt ist als Ergebnis zu werten, daß im Verlaufe des Projektes sieben Arbeitstagungen stattfanden, die sehr wesentlich zur Erreichung mancher Fortschritte beigetragen haben (Wien 1973, Wien 1975, Budapest 1978, Bergamo 1979, Bratislava 1980, Sarajevo 1981, Wien 1982). Die Abschlußtagung in Wien, Juli 1982, wurde von 57 Teilnehmern aus 17 Ländern besucht. — Außerdem war es möglich, durch Einladungen von Wissenschaftlern aus Osteuropa und aus Entwicklungsländern diesen die Zusammenarbeit mit westeuropäischen Instituten zu ermöglichen. Als Beispiel sei hier erwähnt, daß allein von Österreich Wissenschaftler aus Indien, China, Türkei, Griechenland, Polen, ČSSR und Ungarn zu Studienaufenthalten in einer Gesamtdauer von etwa 1 Jahr eingeladen werden konnten.

Es wird angestrebt, die Aktivitäten des mit Ende 1982 auslaufenden Projektes 4 als „Project on extended term“ noch weiterzuführen und abzurunden.

Literatur

- ASSERETO, R. (1971): Aegean and Bithynian: proposal for two new Anisian substages. — Schriftenreihe Erdwiss. Komm., Österr. Akad. Wiss., 2, pp. 23—39, Wien.
- ASSERETO, R., JACOBSSHAGEN, V., KAUFFMANN, G. & A. NICORA (1980): The Scythian/Anisian boundary in Chios, Greece. — Riv. ital. Paleont., 85, pp. 715—736, Milano.
- BALOGH, K. (1981): Correlation of the Hungarian Triassic. — Acta Geol. Acad. Scient. Hung., 24, pp. 3—48, Budapest.
- GUEMBEL, C.W. (1859): Über die Gleichstellung der Gesteinsmassen in den nordöstlichen Alpen mit außeralpinischen Flötzschichten. — Verh. Ges. Deutscher Naturf. u. Ärzte, 34, S. 80—88, Karlsruhe.
- HERAK, M., ŠČAVNIČAR, B., ŠUŠNJARA, A., ĐURĐANOVIĆ, Ž., KRYSZYN, L. & B. GRUBER (1983): The Lower Triassic of Muć — Proposal for a standard section of the European Upper Scythian. — Schriftenr. Erdwiss. Komm., Österr. Akad. Wiss., 5, S. 93—106, Wien.
- KRYSZYN, L. (1973): Zur Ammoniten- und Conodonten-Stratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). — Verh. Geol. Bundesanst., 1973, S. 113—153, Wien.
- KRYSZYN, L. (1978): Eine neue Zonengliederung im alpin-mediterranen Unterkarn. — Schriftenr. Erdwiss. Komm., Österr. Akad. Wiss., 4, S. 37—75, Wien.
- KRYSZYN, L. (1982): Obertriassische Ammonoideen aus dem zentralnepalesischen Himalaja. — Abh. Geol. Bundesanst., 36, S. 1—63, Wien.
- KRYSZYN, L. (1983): Das Epidaurus-Profil (Griechenland) — ein Beitrag zur Conodonten-Standardzonierung des tethyalen Ladin und Unterkarn. — Schriftenr. Erdwiss. Komm., Österr. Akad. Wiss., 5, S. 231—258, Wien.
- SIBLÍK, M. (1983): Triassic brachiopods of the Northern Alps and their generic attributions. — Schriftenr. Erdwiss. Komm., Österr. Akad. Wiss., 5, S. 277—286, Wien.
- SILBERLING, N.J. & E.T. TOZER (1968): Biostratigraphic Classification of the Marine Triassic in North America. — Geol. Soc. Amer., Spec. Paper 110, pp. 1—63.
- TATZREITER, F. (1978): Zur Stellung der Himavatites columbianus Zone (höheres Mittelnor) in der Tethys. — Schriftenr. Erdwiss. Komm., Österr. Akad. Wiss., 4, S. 105—139, Wien.

- TATZREITER, F. (1981): Ammonitenfauna und Stratigraphie im höheren Nor (Alaun, Trias) der Tethys aufgrund neuer Untersuchungen in Timor. — Denkschr. Österr. Akad. Wiss., mathem.-nat. Kl., **121**, S. 1—141, Wien.
- TOLLMANN, A. (1978): Bemerkungen zur Frage der Berechtigung der rhätischen Stufe. — Schriftenr. Erdwiss. Komm., Österr. Akad. Wiss., **4**, S. 175—177, Wien.
- TOZER, E. T. (1967): A standard for Triassic time. — Geol. Surv. Canada, Bull., **156**, pp. 1—103, Ottawa.
- TOZER, E. T. (1980): Triassic Ammonoidea: Geographic and Stratigraphic Distribution, pp. 397—431. In: HOUSE, M. R. & J. R. SENIOR, (ed.), The Ammonoidea. — Systematics Association, Spec. vol. 18, London—New York.
- VISSCHER, H. & W. A. BRUGMAN (1981): Ranges of selected palynomorphs in the Alpine Triassic of Europe. — Rev. of Paleobot. and Palynology, **34**, pp. 115—128, Amsterdam.
- WIEDMANN, J., FABRICIUS, F., KRZYSTYN, L., REITNER, J. & M. URLICHS (1979): Über Umfang und Stellung des Rhaet. Diskussionsbeitrag zur Sitzung der Internationalen Subkommission für Trias-Stratigraphie in München, Juli 1978 (Anhang: VISSCHER, H. & W. M. L. SCHURMAN, Palynology and the Rhaetian Problem. RICHTER-BERNBURG, G., Bemerkungen zum Begriff Rhaet). — Newsl. Stratigr., **8**, S. 133—152, Berlin—Stuttgart.
- ZHAMOIDA, J. A., ROMANOVSKAJA, G. M. & K. O. ROSTOVZEV (1982): General stratigraphic time scale of the Triassic system. — Dispositions of the Stratigraphic Committee and his permanent Commissions, No. **20**, pp. 35—37, 1 tab., Leningrad (in Russian).

Veröffentlichung des Österreichischen Nationalkomitees für das
International Geological Correlation Programme Project Nr. 73/I/4.
Triassic of the Tethys Realm

Report on the Activities of the Triassic Working-Group in Hungary

By K. BALOGH, K. DOBOSI, F. GÓCZÁN, J. HAAS, J. ORAVECZ, A. ORAVECZ-SCHEFFER,
I. SZABÓ & E. VÉGH-NEUBRANDT

8 Figs.

In the frame of the Country-wide Key-profile Programme a number of drillings and artificial exposures were carried out during the last years in the Transdanubian Central Mountains and in North Hungary for getting better cognition concerning composition, facies, extension, genetics and stratigraphy of the various Triassic sequences.

The so gained profiles gave important new informations about the Permian/Triassic boundary in marine facies found in the SE-foreland of the Vértes Mts. Modern investigations on the materials won from different members of Triassic of the western Central Mountains present a good occasion for amplifying the knowledge comprised in the big volumes of the old Balaton-monography published by L. LÓCZY sen. and his collaborators in 1911—1913.

In the Hungarian part of the "South Gemerides" a new reambulation on a scale 1 : 10000 is going on. It is to be expected that — having close connections with similar works of the Slovakian colleagues — a more complete picture than hitherto can be elaborated about stratigraphy and tectonics of the southern West Carpathians in the course of some years. Although our results are still in an initial stage, one may already pre-establish that the most important part of the new picture will be formed by deeper-marine sediments, the first occurrence of which coincides with the Pelsonian/Illyrian boundary. The spatial and temporal extension of the Hallstatt facies proved much wider than it was previously assumed. Some new lithostratigraphic units were discovered between the Steinalm Formation and the Tuvalian part of the Pötschen Limestone. On the basis of radiolarians, a part of the thick shale-and-schist complex of the Rudabánya and Bükk Mountains seems to be not of Triassic but of Jurassic age. The light limestones alternating with products of a submarine diabase volcanism at Nekézseny (north of the Bükk Mt.) and assigned formerly to Ladinian, proved to be of Lower Devonian age.

A great part of these results are gained by the application of micropalaeontologic and microfaciologic methods. Owing to the fairly great taxonomical confusions whose influence for judgements of the stratigraphic value was very pernicious, an international working-group has been founded by the specialists belonging to IGCP Project 4. This was a suggestion by S. KOVÁCS in order to publish a new "Catalogue of Triassic Conodonts".

In none of the occurrences the investigations have been finished. By the following selected passages only the character and main directions of our researches should be shown. A country-wide, but entirely provisional recapitulation of the present-day results and problems can be found in K. BALOGH's paper "Correlation of the Hungarian Triassic" in *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae*, tome 24, 1, 3—48, Budapest, 1981, with three correlation-tables.

Transdanubian Central Mountains

1. THE PERMIAN/TRIASSIC BOUNDARY

It has been known already for a long time that the terrestrial-lacustrine beds of the Balaton Red Sandstone Formation of Late Permian age beginning with basal conglomerate above the Early Palaeozoic phyllites along the southern border of the Balaton Highland and reaching to 800 m in thickness, are covered by the Lower Scythian Nádaskút Dolomites with a lowangle unconformity. These light-coloured and sandy dolomites, not more than 20 m in thickness, are showing toward SW minor facies changes, containing also anhydritic and glauconitic interbeds. In NE direction, however, in connection with a major facies-change of the Late Permian, the Nádaskút Dolomite is entirely absent. Actually, in the E and SE foreland of the Vértes Mountains, it is substituted by the ca 200 m thick Alcsútdoboz Limestone Member which conformably lies on the dolomitic sequence of the Latest Permian Tabajd Formation. The latter develops from the highest, fine-grained beds of the Balaton Red Sandstone Formation — here only being 200 m thick — through frequent evaporitic intercalations. So it is clear that *the Tabajd Formation appearing in the SE foreland of the Vértes substitutes the upper part of the far thicker red clastics of the Balaton Highland.*

In the well Alcsútdoboz Ad-2 the Tabajd Formation can be divided into two parts:

1341—1248 m: grey, somewhat sandy and anhydritic dolomites

1248— 916 m: well-bedded, dark dolomites with limestone, marl and siltstone interbeds.

The upper part is rather rich in *foraminifers*, *dasycladaceans* and *sporomorphs*, however rarely *scolecodonts* and *ostracods* occur. Below 1050 m the fossil content — parallel with the increasing of the sulphates — rapidly decreases. The section from 1050 to 1125 m is almost totally free of animal fossils. The deeper beds are somewhat richer in microfossils.

The most frequent microfacies of this formation are: 1. Biomicrite and fine-sandy biosparite with parallel-embedded shells. 2. Dolomicrite and dolosparite with anhydrite. 3. Clayey or sandy dolosparite (red, free of fossils).

The distribution of the most characteristic microfossils of the beds above 1050 m is to be seen in Fig. 1. Among the *foraminifers* representatives of *Hemigordiopsidae* predominate: *Baisalina pulchra* REITLINGER, *Hemigordius ovatus* GROZDILOVA, *Hemigordius harltoni* CUSHMAN et al., *H. reicheli* LYS, *H. renzi* (REICHEL), *H. miranda* LIPINA, *H. parvus* (NIKITINA), *H. permicus* GROZDILOVA. The following species occur only in fixed horizons: *Cyclogyra kinkelini* (SPANDEL) between 993—1016 m; *Ammovertella* cf. *minuta* LIPINA and *Glomospira elegans* LIPINA in the uppermost beds. Less frequent, but significant forms are: *Colaniella media* K. M. MACLAY, *Olympina insolita* REICHEL. Beside them the forthcoming forms are frequent: *Globivalvulina vonderschmitti* REICHEL, *Gl. graeca* REICHEL, *Gl. bulloides* BRADY, *Paraglobivalvulina mira* REITLINGER, *Glomospira elegans* LIPINA, *Lunucamina* cf. *caucasica* K. M. MACLAY, *L.* cf. *magna* LIPINA, *L. taurica* (CIVRIEUX et DESS.), *Pseudolangella fragilis* CIVRIEUX et DESS., *Pachyphloia gefoensis* K. M. MACLAY, *P. iranica* BOZORGINA, *P. lanceolata* K. M. MACLAY, *Agathammina pusilla* (GEINITZ), *Nodosaria tenuiseptata* LIPINA, *Fronidina permica* CIVRIEUX et DESS.

Except the *Paraglobivalvulina mira* REITLINGER, an indexform of the Djulfian, all the others are known from both the Djulfian and the Murgabian.

A distinct change in the *sporomorph assemblages* that can be identified with the Permian/Triassic boundary, appears at 919 m depth. Thus the uppermost 3 metres of the Tabajd Formation belong to the Lower Triassic.

From among the three lower members of the Werfen Formation of the Balaton Highland, only the Arács Member could be identified above the Late Permian dolomites of the well Ad-2. But the lack of the Nádaskút and the Hidegkút Sandstone Members can be easily explained by a facies-shift. This however has been gradually compensated higher up in the sequence, as the two uppermost complexes of the Lower Triassic, crossed by the complexes of the Lower Triassic, crossed by the well, are entirely identical with the Csopak Marl and the Aszófő Dolomite Members of the Balaton Highland.

The lowermost member of the Triassic, the Alcsútdoboz Limestone, can be divided into three parts:

916—878 m: calcareous marl alternating with limestone beds

878—830 m: calcareous marl

830—706 m: thin-bedded limestone.

The whole sequence is characterized by thin-bedding and nodular or mud-slumped structures. Its main microfacies are: 1. Micrite with thin pelitic intercalations. 2. Biosparite with red-coloured gastropodal oöids. 3. Biomicrite and biosparite with oriented shells of *Bivalvia*. 4. Clayey micrite. 5. Biomicrite with shells whose calcareous material is substituted by anhydrite.

The first *ostracodes* appear in 897—884 m depth, but the *foraminifers* start only in 50 m distance above the lithological boundary of the Triassic. The latter ones are represented by the euryhaline species *Cyclogyra? mahajeri* BRÖNN. et al. and *Rectocornuspira kalthori* BRÖNN. et al. Higher than 738 m no foraminifers were found. Instead of them *lumachella-like accumulations of molluscs and ostracods* appear in the higher part of the member. By all means, the sporomorph assemblage with the predominant *Lappisporites villosus* VISSCHER and other concurrent forms clearly differs from the *Lueckisporites virkkiae* KLAUS association of the Tabajd Formation.

The lower two thirds of the overlying, 110 m thick Arács Member consist of varied, fine sandy siltstones with parallel bedding. Its upper third part, however, is composed by dolomites, dolomarls and calcareous dolomites. The whole sequence is nearly free from animal fossils. Some *foraminifers* appear only in the basal and the uppermost beds. The *sporomorphs* are represented by the *Veryhachium—Metaleiofusa* association.

The thickness of the next Csopak Marl Member (between 593—322 m) is nearly equal to the reckoned thickness of the Hidegkút and Csopak Member of the Balaton Highland. Therefore it can not be excluded that its lower part signifies the finest-grained substitute of the Hidegkút Sandstone characterized by LÓCZY SEN. in 1913.

The Csopak Member crossed by the well Ad-2 consists of two *ABCBA* and *ABA*-type symmetrical cyclothems, where *A* signifies a ca 50 m thick marl and calcareous marl complex with 0,5—2,0 m thick limestone intercalations, *B* a ca 70 m thick clay-and-marl sequence with limestone nodules or lenses, *C*, however, a ca 30 m thick body of homogeneous marl.

The microfacies shows a wide-scale fluctuation of the transport-energy: 1. Clayey to fine-sandy micrite and sparite with parallel microbedding and frequent bioturbations. 2. Intraformational conglomerate with max. 3 cm wide, flat pebbles. 3. Mollusc-bearing micrite with fragments of crinoidal stems. 4. Ostracod-bearing biomicrite with crinoidal fragments. 5. Crinoid-bearing biosparite. 6. Oösparite with marks of small-scale unconformities. — Mud cracks prove temporary rising of the sequence over the sea-level.

Though the quantity of the bioclasts rapidly increases in the lower part of the member (between 586—531 m), *forams* (*Ammodiscus* sp, *Glomospirella* cf. *ammodiscoidea* RAUSER) are very rare here. The middle part (between 531—400 m) is characterized by a frequency of *Meandrospira pusilla* (Ho), while specimens of *Nodosaria hoi scyphica* TRIFONOVA are scarce. In the upper part (between 400—328 m) *Meandrospira pusilla* (Ho) is entirely lacking. But in some thin sections appears “*Meandrospira gigantea*” FARABEGOLI, a transition form between the group of *Meandrospira insolita* and the *Meandrospira dinarica*. Beside these some specimens of *Glomospirella* cf. *ammodiscoidea*, *Ammodiscus* sp., several *gastropod*- and *echinoderm-fragments* occur. In 332,7 m depth also many *ostracods*, moreover, in 330,7 m depth, some cross sections of *ammonites* could be observed. The *palynological specifics* of this member are represented by the association of *Coneletes apiculatus* REINHARDT et SCHÖN and *Densoisporites nejburgii* (SCHULZ) BALME.

The uppermost observable part of the Lower Triassic in the borehole Ad-2, the Aszófó Dolomite Member (between 47—322 m) consists of light-coloured, anhydrite-bearing dolomite beds of 2—10 cm thickness which develop from the Cspak Marl Member throughout a ca 20 m thick alternance of marl and porous dolomite. Its main microfacies are: 1. Homogeneous dolomicrite (infrequent). 2. Dolopelmicrite and dolopelsparite with intraclasts of resedimented microbeds. 3. Anhydrite-bearing dolosparite.

The microfauna of the Aszófó Member (“*Meandrospira gigantea*” FARABEGOLI, *Glomospirella elbursorum* BRÖNN. et al., *Tolypammina* cf. *gregaria* WENDT) is restricted to its lower part. Higher than 246 m it is entirely free from animal remains. The sporomorph content is characterized by the *Cyclovertrulites presselensis* SCHULZ and *Triadispورا staplini* SCHEURING assemblage.

Summarizing: In spite of the distinct palaeontological caesura caused by the rapid and entire disappearance of the Late Permian microflora and microfauna in 919 m depth, the foraminiferal evidences won from the borehole Ad-2 are not yet sufficient for the exact marking of the Permian/Triassic boundary. But the rather great gap between the disappearance of the Permian taxa and the begin of the first Triassic forams could be eliminated by means of the palynomorph assemblages which show a sharp boundary between Permian and Triassic at 919 m depth. All the fossil assemblages of the Tabajd formation (except the uppermost 3 metres) belong undoubtedly to the youngest ones in the Palaeotethys realm. The similarity with the contemporaneous South Alpine and Bükkian profiles also manifests itself by this fact.

2. The Anisian/Ladinian boundary

The superficial extension of the Anisian rocks in the Balaton Highland is shown in Fig. 2. Their section begins with the light-grey Megyehegy Dolomite

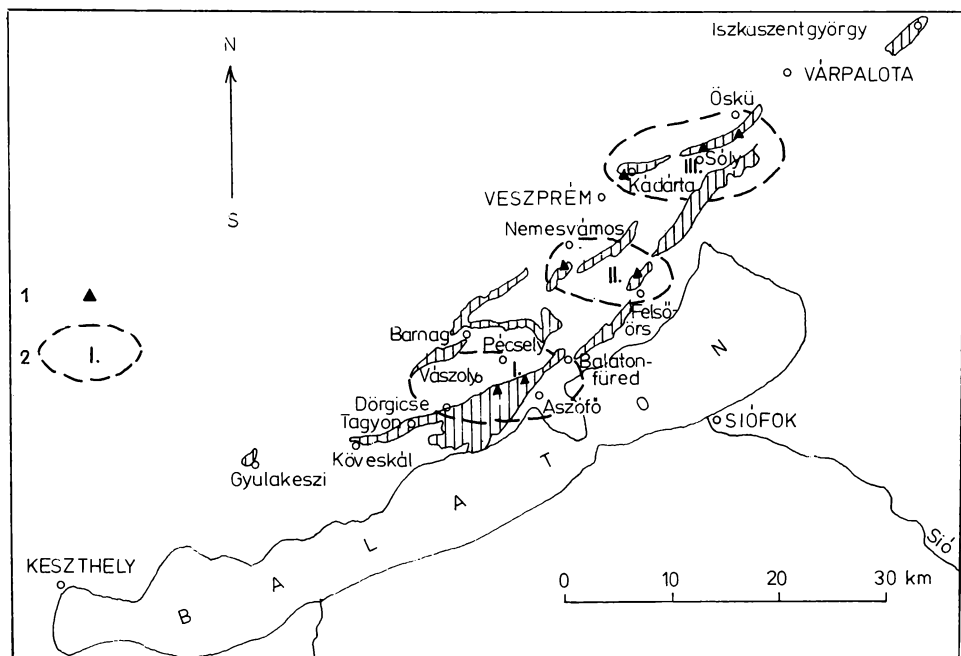


Fig. 2. Superficial occurrences of Middle Triassic rocks in the Balaton Highland
 1. Sampling points. 2. Areal of the observed tuffaceous rocks.

Formation. This is a thinner or thicker bedded sediment containing dasycladaceans, oöids and oncoides in some places. But in the renewed artificial exposures of the hill Forráshegy at Felsőörs it is free of fossils and shows striking contact with the overlying yellowish-grey, bituminous, banded dolomitic marls. The latter ones are overlain by grey, cherty limestones intercalated locally with yellow, argillaceous cherty limestone and thin marl and siliceous marl layers. Besides spiculae of *siliceous sponges*, this part of the section contains a minor quantity of *echinoderms*, *molluscs*, *brachiopods* and *ostracods*, and — in two horizons — also *foraminifers*. The lower horizon is characterized by *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI and *Earlandia tintinniformis* (MIŠÍK), the upper one by *Agathammina judicariensis* PREMOLI-SILVA, *Endothyra salaji* GAZDZICKI, *Glomospira* cf. *sinensis* HO, etc. Higher up follow *brownish-grey limestones* rich in remains of “Recoaro-brachiopods” (e. g. *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTHEIM), *Rhynchonella decurtata* (GIRARD), *Piarorhynchia trinodosi* (BITTNER), etc.), *echinoderms* (*Dadocrinus gracilis* BUCH), as well as sessile foraminifers. Because of corrosion the cephalopods (*Bulogites* aff. *zoldianus* (MOJS.), *Megaloptychites* sp., *Nautilus* sp.) which have been found, were not suitable for precise identification.

The before-mentioned rocks most probably represent the Lower and Middle Anisian, as the overlying brownish-grey, biomicritic, marly limestones, containing clay intercalations and having a microfacies with filaments, radiolarians and ostracods, certainly belong to the *Paraceratites trinodosus* zone. These limestone beds namely include *Ptychites* cf. *domatus* (HAUER), *Flexoptychites flexuosus* (MOJS.), *Semiornites* sp. and *Paraceratites trinodosus* (MOJS.). In the higher situated

marly intercalations there are *Daonellae* (e. g. *Daonella sturi* BENECKE) and on the top of the sequence also one specimen of *Potrachyceras* sp. was found. The former descriptions also mention a lot of species of *cephalopods* and *Daonella* from these beds. Recently also *ostracods*, *holothurioids*, *conodonts* and *foraminifers* were described from here.

In Fig. 3 it can be seen that this "normal development" of the Anisian undergoes conspicuous changes both in facies and thickness. E. g. in the SW part of the hill Megyehegy at Vörösberény the transitional banded dolomite beds in the hanging wall of the Megyehegy Dolomite are missing and the limestones of the higher Anisian immediately cover the latter one. In the exposures at Hajmáskér—Öskü and at Csór (Iszkahegy) the Anisian limestones seem to be entirely replaced by Megyehegy Dolomite without ammonites.

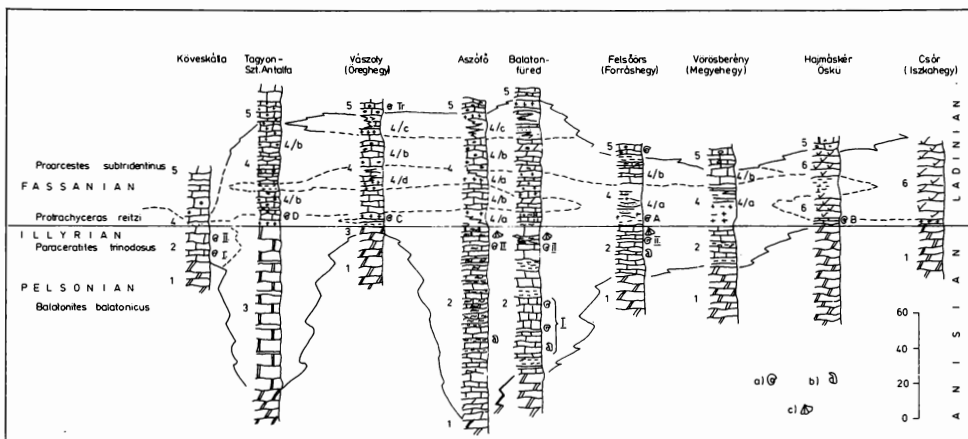
Fig. 3. Facies and faunal zones of the Upper Anisian and Lower Ladinian. Anisian/Ladinian boundary in the Triassic of the Balaton Highland after I. SZABÓ.

1. Megyehegy Dolomite (Lower and Upper Anisian).
2. "Reifling-type" limestone (Upper Anisian).
3. Tagyon limestone with *Dasycladaceans*.
4. Buchenstein-type strata (Lower Ladinian).
- 4a. "Pietra verde" with thin limestone layers.
- 4b. Red cherty limestone.
- 4c. Radiolarite and silicified limestone with *Posidonia*.
5. Nemesvámos Limestone, red, with cherty nodules (Middle Ladinian).
6. Budaörs Dolomite with *Diplopora annulata* (Ladinian).

Anisian faunae: I. Ammonites of *Balatonites* zone and brachiopods below the horizon I (Pelsonian). II. Ammonites of *Trinodosus* zone and *Daonellae* in the horizon II (Illyrian).

Ladinian faunae: A) Ammonites at Felsőörs (Fassanian). B) Ammonites at Hajmáskér (Fassanian). C) Ammonites at Vászoly (Fassanian). D) Ammonites from a borehole at Tagyon (Fassanian). Tr) Ammonites of *Tridentinus* zone (Fassanian).

a) Ammonites. b) Brachiopods. c) *Daonellae*.



The Anisian limestones reach their greatest thickness (ca 100 m) in the neighbourhood of Aszófő and Balatonfüred. The latter locality is especially important as it contains the ammonites both of the *Balatonites balatonicus* and the *Paraceratites trinodosus* zones. Therefore it seems to be possible that this locality

takes over the function of the Pelsonian type-section from the Forráshegy, where *Balatonites* is missing.

On the hill Öreghegy at Vászoly and between the villages Tagyon and Szentantalfa the Middle and Upper Anisian grey limestones seem to be entirely substituted by the white, reeflagoonal, dasycladacean-bearing facies of the so-called Tagyon Limestone which includes no ammonites.

At the Anisian/Ladinian boundary, characterized by green and brown tuffaceous — argillaceous beds, this great diversity of facies becomes even. The thin limestone lamelles between the tuffite layers contain *cephalopods* of the *Protrachyceras reitzi* zone as follows: *Parakellnerites böckhi* (ROTH), *Parakellnerites felsbörsensis* (STÜRZENBAUM), *Parakellnerites hungaricus* (MOJS.), *Protrachyceras reitzi* (BÖCKH), *Protrachyceras cholnokyi* (FRECH), *Hungarites mojsisovicsi* (ROTH), *Hungarites costatus* MOJS., *Hungarites arietiformis* HAUER, *Hungarites bocsaensis* ARTHABER, *Hungarites emiliae* MOJS., *Longobardites zsigmondyi* (BÖCKH), *Ptychites angustoumbilicatus* (BÖCKH), *Flexoptychites flexuosus* (MOJS.), *Mojsisovicstheutis böckhi* (STÜRZENBAUM), *Mojsisovicstheutis baconicus* (FRECH).

Although some forms of this fauna are common with some of the Illyrian *Paraceratites trinodosus* zone, it seems very likely that the lower boundary of the Fassanian has to be drawn at the first appearance of the *Protrachyceras reitzi* accompanied by *Parakellnerites*.

Thickness and composition of this very characteristic sequence compared by LÓCZY SEN. (1913) with the South Alpine Buchenstein Formation is rather varying. In addition to the green potash-trachytic volcanic tuffs ("pietra verde") it may contain not only thicker tuffaceous and cherty limestone beds but also siliceous shale and radiolarite intercalations. Usually it is overlain by the Hallstatt-type, cherty-nodular, below red, higher up light-grey Nemesvámos Limestone Formation. According to LÓCZY SEN. (1913), the latter represents the *Proarcestes subtridentinus* zone on the one hand and the *Daonella lommeli* zone on the other. J. BÖCKH (1872) assigned it to the *Proarcestes subtridentinus* and *Proarcestes archelaus* zone. FRECH (1911) classified the lower part — on the basis of *Protrachyceras villanovae* ARCH. and *Arpadites* — as a representative of the *Protrachyceras curionii* zone, the higher one, in which also *Daonella lomeli* WISSM. appears, as that of the *Protrachyceras archelaus* zone.

Toward NE, on the Iszkahegy at Csór, where it is underlain immediately by the Megyehegy Dolomite, the Buchenstein Formation is very thin, and its hanging wall is composed by the light-coloured Budaörs Dolomite Formation whose Ladinian age is proved by the occurrence of *Diplopora annulata* SCHAFFHÜTL.

3. Microbiostratigraphy of the Veszprém Marl Formation in the Mány-Zsámbék basin

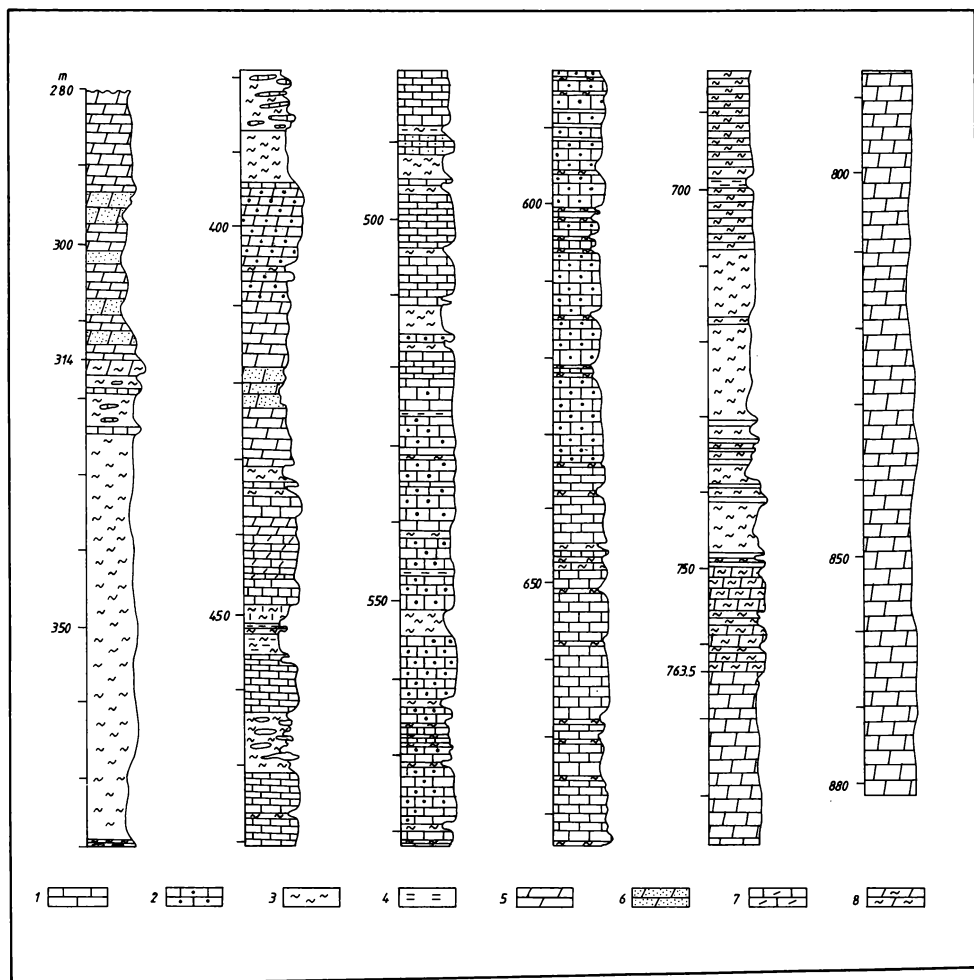
The eastern continuation of the Veszprém Marl Formation, known hitherto from the western part of the Transdanubian Central Mountains only, has been explored by 35 boreholes also in the underground of the Mány—Zsámbék basin, i. e. in the SE foreland of the Gerecse Mountains. Its total thickness between the Ladinian Budaörs Dolomite as footwall and the Tuvalian part of the Hauptdolomite Formation as hanging wall amounts in the borehole Zs-14 to 450 m (Fig. 4).

The Ladinian age of the light-coloured Budaörs dolomite of the well is made probable by foraminifers found in 855—804 m depth and determined by A. ORAVECZ-SCHEFFER, as follows:

Earlandia sp.
Trochammina almtalensis KOEHN-ZANINETTI
Agathammina austroalpina KRISTAN
Meandrospira karnica ORAVECZ-SCHEFFER
Nodosaria cf. *ordinata* TRIFONOVA
Lenticulina sp.

Between 804,0 and 763,5 m the foraminifers occur no more, they are substituted by sponges, *Bactryllum*, molluscs and ostracods. Because of the strong recrystal-

Fig. 4. Lithological profile through the Triassic sequence of the borehole Zs-14 after J. ORAVECZ.
 1. Limestone. 2. Cherty limestone. 3. Marl. 4. Clay. 5. Dolomite. 6. Pulverulent dolomite.
 7. Dolomitic limestone. 8. Dolomarl.
 280—314 m: Hauptdolomite Formation. 314—763,5 m: Veszprém Marl Formation.
 763,5—881,3 m: Budaörs Dolomite Formation.



lization, *Dasycladales* are absent from the 117,8 m thick dolomite sequence crossed by the deepest part of the well.

The dark-coloured Veszprém Marl Formation develops from its footwall trough some dolomarl and limestone intercalations. The bulk of its middle part, however (between 683 and 446 m) consists of partly cherty limestones alternating with thin clay, marl and clayey marl beds. Above 446 m, dolomites, cherty or limy dolomites with scarce marly intercalations form a transition to the ca 80 m thick "upper marl". The latter is joined with the practically unfossiliferous Hauptdolomite Formation by an alternation of beds (Fig. 4).

The unusual poorness of the microfauna of the Veszprém marl in the well Zs-14 prevents its detailed classification on the basis of the foraminiferal content. The whole section is predominated by relative frequency of *siliceous sponges*, *Bactrylum*, *ostracods*, *molluscs* and occasionally *echinoderms*. In the deepest part of the marl sequence (from 763,5 to 739,0 m) only these remains were found.

The first forams [*Glomospira* cf. *kuthani* (SALAJ), *Agathammina austroalpina* KRISTAN, *Agathamminoides* cf. *spiroloculiformis* (ORAVECZ-SCHEFFER) and the most primitive forms of *Aulotortus friedli* (KRISTAN)] appear at 739,0 m. These, and the *Pachyphloides klebelsbergi* (OBERHAUSER), appearing between 735—718 m and at 493,2 m, refer with certainty to Carnian.

Higher up the forams become scarcer, moreover the marl beds from 704,4 to 676,4 m are totally free of them. But between 653,9—528,0 m again some typical Carnian foraminifers were found:

Endothyra cf. *kuepperi* OBERHAUSER
Agathammina austroalpina KRISTAN
Agathamminoides cf. *spiroloculiformis* (ORAVECZ-SCHEFFER)
Gaudryina triassica TRIFONOVA

Between 641,0—505,0 m *Nodosaria* cf. *ordinata* TRIFONOVA is also relatively frequent, but the microfauna of the cherty limestones between 633—521 m and at 467,1 m is predominated by *spicules of sponges*.

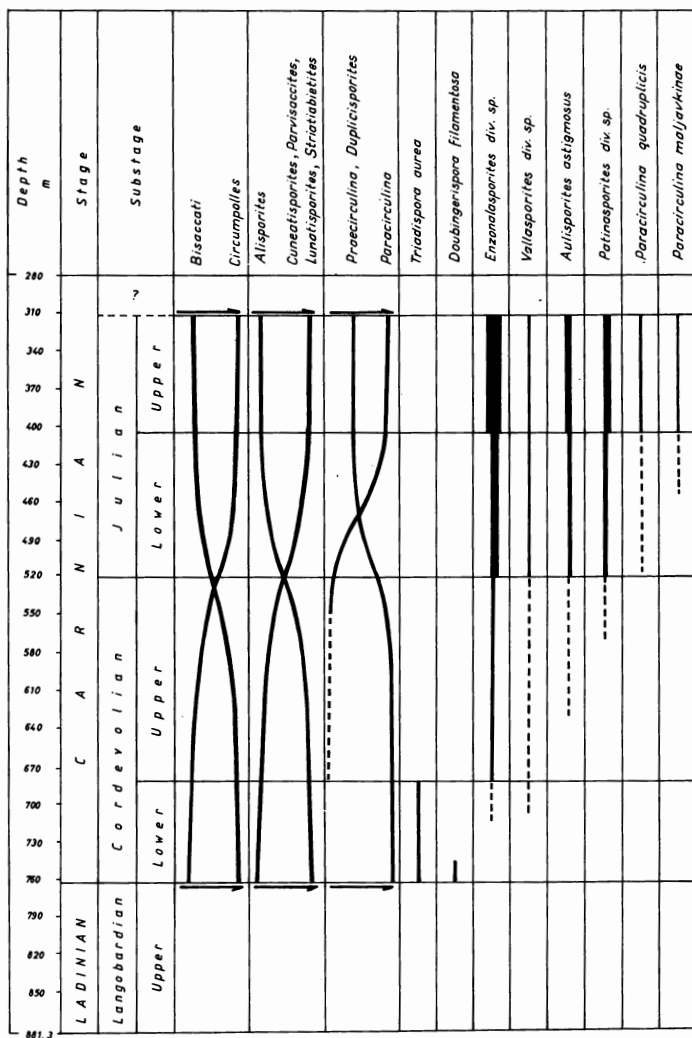
Higher than 512 m, but particularly in the uppermost part of the "upper marls" (between 332,2 and 316,0 m) the microfauna shows the predominance of *ostracods* among which species of *Simonella* can be referred to a brackish water sedimentation in the Julian substage. In this part of the section the rare occurrence of the already mentioned forams is varied by *Guttulina* sp.

The Hauptdolomite Formation above the Veszprém Marl contains no forams and only very few other animal remnants.

Essentially better results were won by palynological methods in spite of the fact that the middle and greater part of the Veszprém Marl, rich in carbonate rocks, contains only few sporomorphs. The Budaörs and the Hauptdolomite Formation is naturally free from palynomorphs. In the lower and upper part of the Veszprém Marl, however, there is a rich microflora, on the basis of which the marl sequence was divided by F. GÖCZÁN into Cordevolian and Julian (Fig. 5).

The lower boundary of the Lower Cordevolian can be placed to the first marl bed above the Budaörs Dolomite (at 763,5 m). Its upper boundary seems to coincide with the last occurrence of *Triadispora aurea* SCHEURING (683,5 m) and the beginning of the genera *Paracirculina*, *Enzonalasporites* and *Vallasporites*. The so defined Lower Cordevolian is characterized by the predominance of large bisaccate pine-pollens (*Alisporites*, *Lunatisporites*, *Cuneatisporites*, *Parvisaccites*, *Striatoabietites*). Forms marking regionally Julian are still totally missing.

Fig. 5. Palynostratigraphic divisions of the Veszprém Marl Formation in the borehole Zs-14 after F. GÓCZÁN. Arrows show increase of frequency.



The Upper Cordevolian (683,6—518,0 m) can be characterized by the beginning of a dominance-change between the groups *Bisaccati* and *Circumpolles*, as well as the first appearance of some forms becoming predominant in the Upper Julian. Beside the subdominating *Enzonolasporites*, some species of *Vallasporites*, *Aulisporites*, *Patinasporites*, *Para-* and *Praecirculina* are also present. The upper boundary of the substage is indicated by equal proportion of the *Bisaccati* and *Circumpolles* groups. In addition, both inside of the *Bisaccati* and the *Circumpolles*, a considerable shift in the dominance of species can be observed. E. g. beside the ubiquitous *Bisaccati* (*Ovalipollis ovalis*, *O. breviformis*, *Lunatisporis acutus*) forms of

Cuneatisporites become more and more frequent and such a peculiar and new representative of *Lunatisporites* as *Lunatisporites antonescui* n. sp. appears.

The Lower Julian (518,0—406,0 m) can be delimited by means of dominant-changes within the sporomorph-assemblages. The definite predominance of the *Circumpolles*-group can be estimated even in the samples poor in pollen-grains. But even the bisaccate *Cuneatisporites* is represented by various species. Beside them a characteristic new species of *Rugubivesiculites*, as well as representatives of a new genus (*Pautschipollis*) accompany this part of the section. Within the *Circumpolles* group the first consistent appearance of *Paracirculina maljavkinae* KLAUS and *P. quadruplicis* SCHEURING is striking. The subdominance of *Aulisporites astigosus* (LESCHIK) KLAUS and the predominance of *Enzonalasporites* are beginning here.

The Upper Julian (406,0—314,0 m) is marked by the greatest observed frequency of *Paracirculina maljavkinae*, *P. quadruplicis* and *Aulisporites astigosus* and — beside the obvious predominance of *Enzonalasporites* and *Patinasporites* — by the absence of the *Tivalian Riccisporites* and *Pseudenzonalasporites*.

Frequency of members of the *Circumpolles* group and the accompanied *Lycopodiacidites*, sporadicity of *Tigrisporites* as well as the striking rarity of more ombrophile ferns probably render a tropical-arid climate for the time-interval of the Veszprém Marl Formation, settled down in a shallow sea-water. However, the greatest importance of the uninterrupted Veszprém Marl section of the well Zs-14 consists in the recurrent appearance of several Keuper-forms within its sporomorph assemblages (*Doublingerspora filamentosa* SCHEURING, *Triadispora aurea* SCHEURING, *Infernopollenites*). It is to be hoped that the mixed occurrence of Alpine- and Germanotype taxa shall considerably facilitate the stratigraphic correlation between the contemporaneous deposits of the two different sedimentary environments.

4. Microfacial investigations on the rocks of the Late Triassic Hauptdolomite and Dachstein Limestone Formations

This study was carried out on cores of two key-section-boreholes in the North Bakony.

The lower part of the borehole Ut-8 (at the village Ugod) crossed the uppermost beds of the Hauptdolomite Formation in 120 m thickness. Its upper part being 162 m long explored an alternation of dolomites and limestones intercepting a 63 m thick dolomite body. This transitional sequence was followed by limestones which could be assigned already to the Dachstein Limestone Formation (*Fig. 6*).

The borehole Po-89 (at the village Porva) ended in the transitional beds which are composed of alternating dolomites and limestones. This part was followed higher up the profile by 400 metres of Dachstein Limestone in which 138 cyclothems could be observed.

The Hauptdolomite Formation and the transitional beds have also a cyclic structure (*Fig. 6*).

The Hauptdolomite sequence consists only of two alternating rock types which correspond to the members *C* and *B* of the Lofér-cyclothems: *C*) thick-banked dolomite with four kinds of microfacies (pelmicrite—microsparite; intramicrite—microsparite; micrite—microsparite; biomicrite—microsparite); *B*) thinner-banked dolomite of fine-banded (algalmat) structure with three kinds of

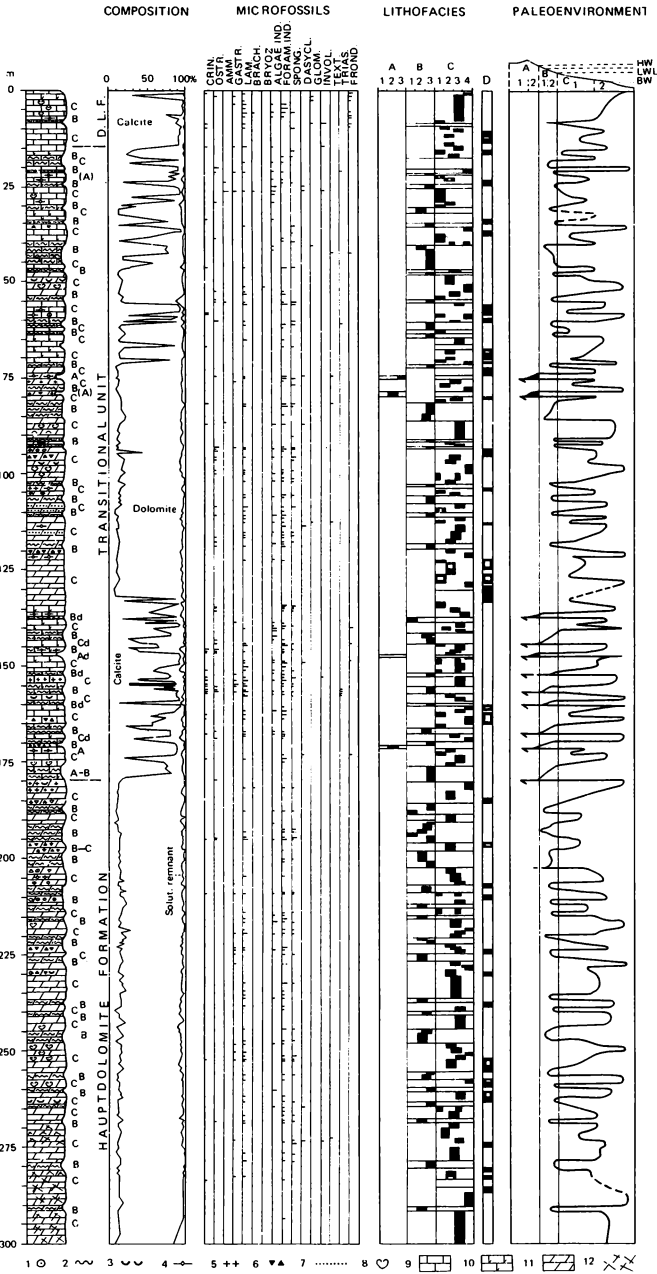


Fig. 6. Profile, microfacies and environmental data of the borehole Ugod Ut-8, after J. HAAS and K. DOBOSI.

CRIN.: Crinoids; OSTR.: Ostracods; AMM.: Ammonites; GASTR.: Gastropods; LAM.: Lamellibranchiates; BRACH.: Brachiopods; BRVOZ.: Bryozoans; SPONG.: Sponges; DASYCL.: Dasycladaceans; GLOM.: *Glomospirella*; INVOL.: *Involutina*; TEXT.: *Textularia*; TRIAS.: *Triasina*; FROND.: *Frondicularia*. D: Diagenetic mosaic-sparite. HWL: High-water level. LWL: Low-water level. BW: Base of waves.

1. Oncoids.
2. Algal mat structure.
3. Algal mat structure, torn up.
4. "Bird's eyes".
5. Trace of desiccation.
6. Autigene breccia.
7. Texture with calcite-spots.
8. *Megalodontidae*.
9. Limestone.
10. Dolomitic limestone.
11. Dolomite.
12. Tectonized stretch.

microfacies (micrite as well as pelmicrite with sparry fillings of shrinking-pores; alternation of pelmicrite or biomicrite with sparite-bands). The supratidal member *A* of the Lofer-cyclothems with terrigenous components could not be observed. But this fact should not lead to the conclusion that the settling area never got to the supratidal zone. Traces of early diagenetic solution prove temporary desiccation, and also the dolomitization itself can be joined with the formation of sabkha-surfaces.

The lower part of the transitional sequence contains all the three elements of the Lofer-type cyclothems. The member *C* consists of limestones or dolomitic limestones with a micritic—microsparry texture holding only few allochems. The member *B* is always dolomitic, including fenestrae (bird's eyes) filled with sparry calcite. Their microfacies are generally identical with those of the Hauptdolomite. The member *A* is formed by 30—50 cm thick limestone beds enclosing red or greenish breccia-like grains. All the ten cyclothems of the sequence are truncated: the sediments of the regressive part appear as resedimented intraclasts in the member *A*.

The middle and upper part of the sequence are built-up by *C-B*-type cycles. Their microfacies are generally the same as the ones of the Hauptdolomite and the lower part of the transitional sequence, respectively.

The cyclothems of the Dachstein Limestone show some differences from the ideal Lofer-cyclothems described by FISCHER (1964). There is a number of the studied cyclothems less denuded, thus — unlike the cases observed by FISCHER (1975) in the Alps — the regressive algal-mat elements (marked with *B'*) are predominant. In such cases the discordance-surface and the member *A* appear over the beds of algal-mat origin. Consequently, the complete basis cyclothem of the studied sequence can be described by the formula *d-A-B-C-B'-d*. A regular trend however of 5 to 8 cyclothems to form a cyclothem of higher range, a trend observed first time by SCHWARZACHER (1954) and later by FISCHER (1964), could not be stated here. In consequence of various anomalies of development, certain members of the cyclothems may be missing. The reduction or complete falling-out of member *A* is the most frequent one, but that of member *C* can only rarely be observed. In certain cases, mainly in the higher parts of the sequence, in spite of the presence of cyclicity, no break can be stated between the regressive and transgressive portions of the cyclothems overlying each other. In such cases the formula *d-A-B-C-B' + B-C-B' + B-C-d* can be applied. Special elements (e. g. red silty marl intercalations in member *A* or evaporitic dolomite interbeds between member *A* and *B*) occur very rarely in the Dachstein Limestone Formation.

Thickness of the cyclothems varies between 0,3 and 8,5 metres.

The most frequently to be observed feature of member *B* is the presence of banded, fenestral structures of wavy outlines. These can be referred to the upper part of the intertidal zone. The flat and finely banded fenestral structures and the banded, though non-fenestral types of member *B* are indicatives of a somewhat deeper part of the intertidal zone. Structures with no distinct banding seem to have been formed at the upper boundary of the intertidal zone on the one hand, or near the lower boundary of this zone on the other hand.

Member *C* in the studied profile of the Dachstein Limestone is built up by micrite. Thus it must have been formed in a shallow back-reef lagoon, in a non-agitated, but well-transilluminated subtidal environment. The intrapelmicrite type of this member frequently containing intraclasts from algal mats, appears to

represent the outer margin of the subtidal zone. Other types of it were settled in juxtaposed environments that showed very small differences from one another.

On the basis of recent analogies, the genesis of the cyclothems can be imagined in such a way that — in the drier periods, in consequence of the continuous sinking of the waterlevel in the back-reef lagoon — the intratidal algal mat facies transgressed. The complete desiccation of the lagoon led to the formation of sabkha-surface and the influx of terrigene, land-derived material gave rise to a thin soil layer. In the more humid periods evaporation could not keep pace with the subsidence, the ingressed seawater tore up the topmost part of the desiccated terrestrial layers and reworked them. Afterwards, behind the reef-barriers (that permanently preserved their elevated positions), the marine lagoon was re-established again.

Aggtelek Mountains

The Triassic of this wide karst plateau continuing also in South Slovakia and belonging to the Silica nappe of the West Carpathians, is built up by many kinds of platform and basin facies whose interfingering with each other shows a rather intricate picture (*Fig. 7*).

The reddish-coloured, at least 450 m thick "Seisian" sandstone sequence is generally underlain by the Perkupa Evaporite Formation which consists of an alternation of violet and greenish siltstones, sandstones and anhydrite layers whose supposed Late Permian age could not be proved palaeontologically as yet. The first richer faunae were found only in the more calcareous "Campilian" sequence. The socle of Middle and Upper Triassic carbonate-platforms is represented by the limestone and dolomite beds of the Gutenstein Formation which is extraordinarily poor in macrofauna. Their bulk consists however of the Steinalm, Wetterstein and Tisovec Limestones, while the Furmanec Limestone of the Drienkova hora (Somhegy) at Drnava (Dernó) can be identified with the Dachstein Reef Limestone.

The deeper zones running among the reefs and reef-lagoons are indicated in some places both of the Slovakian and Hungarian territory by cherty red limestones, such as the Schreyeralm Limestone in the Illyrian or the Hallstatt Limestone in the Ladinian, Carnian and Norian stages. Beyond them, however, also the Reifling Limestone of Ladinian age bearing chertnodules at least in certain horizons, appears among the basinal facies.

By the borehole *Szblólsardó-l*, located at the southern margin of the mountains, however such a sequence was crossed in the hanging wall of the Steinalm Limestone Formation which vigorously differs from all the kinds of the basinal facies having been known in the karstregion until now. The dasycladacean-bearing Steinalm Limestone higher up the section actually transits to a grey and cherty dolomarl complex produced by strong late-diagenetic dolomitization from siltstones, cherty marls and limestones. This complex, including some specimens of *Gondolella regalis* MOSHER, known hitherto from the Bithynian substage of the Anisian only, presses down the age of the underlying Steinalm Limestone to a deeper position than earlier had been supposed. The lower part of the cherty dolomarl sequence includes also a thin intercalation of an acid volcanic tuff. By means of these traces of a contemporaneous submarine volcanic activity, joined with the rapid deepening of the settling-basin, the appearance of the chert-nodules can also be easily explained.

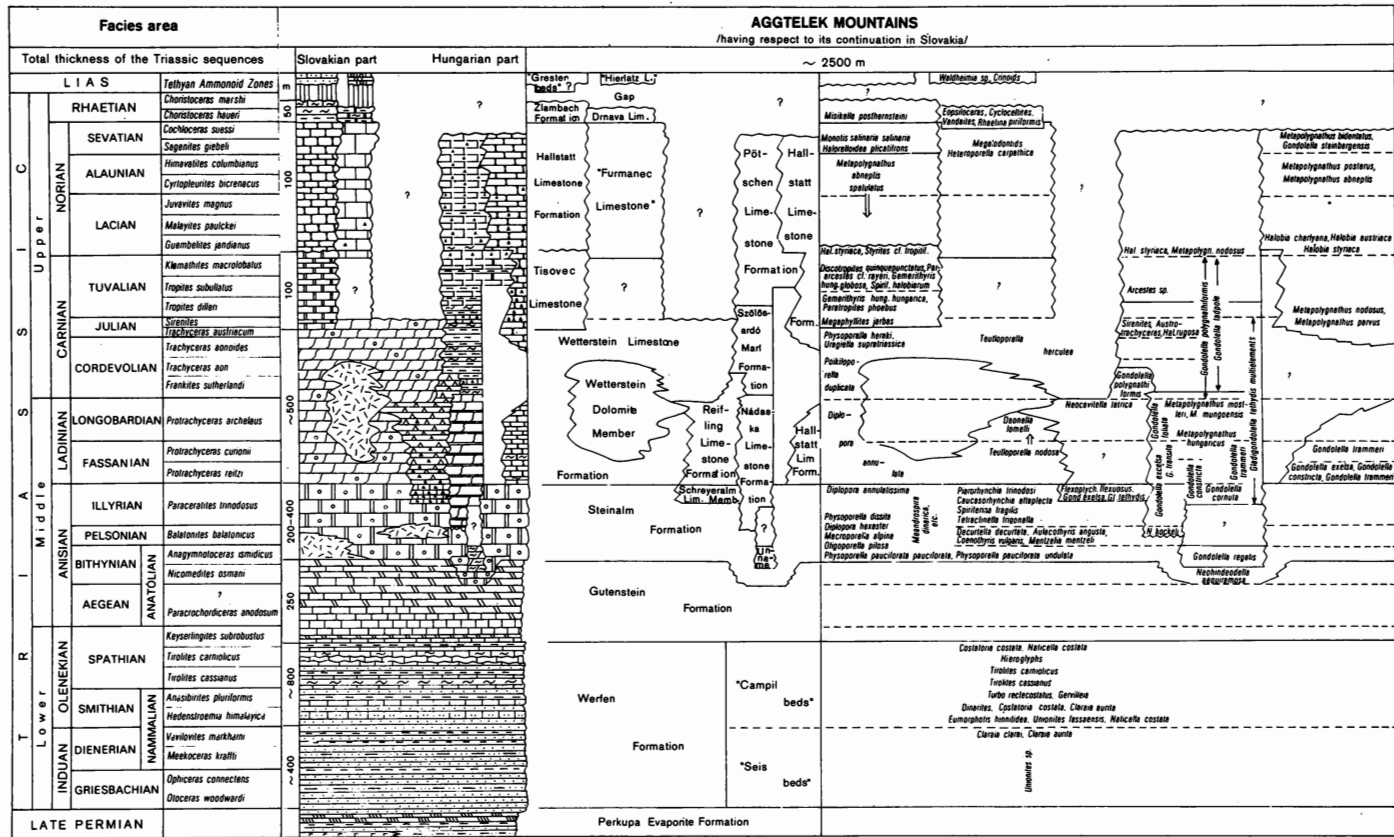


Fig. 7. Litho- and biostratigraphic sketch of the Triassic in the Aggtelek Mountains (North Hungary) after K. BALOGH (1980).

The dolomarl complex is separated from the overlaying Nádaska Limestone Formation by a fault zone, thus its total thickness is unknown. Therefore for the present it is devoid of a formal lithostratigraphic name.

The Nádaska Limestone Formation consists of varicoloured (from grey through reddish to light-grey or pink-spotted), bedded to thick bedded limestones with many protointraclasts, stromatactises and various traces of mud-slumping. On the basis of these sediment-structures it can be regarded as deposit on an unstable submarine slope.

Above the Nádaska Limestone, the borehole Szólószardó-1 explored the ca 70 m thick grey or dark-grey Szólószardó Marl Formation consisting of silt- and sandstones and marls with several cherty limestone intercalations. This sequence has hitherto been unknown in the whole Slovakian—Hungarian karstregion. Though the lower boundary of this sequence is slightly crumbled, one should not reckon with a greater shortage of the sequence here. Higher up the profile however, the Szólószardó Formation transits continuously through an alternation of marls and limestones to the overlying Pötschen Limestone Formation which represents the "grey facies" of the Hallstatt development.

The series of the basinal sediments taken as a whole, 435 metres in drilling thickness, is rather rich of conodonts and, in its higher horizons, also *Daonella cassiana* MOJS., *Halobia rugosa* MOJS., moreover *Austrotrachyceras* sp. and *Sirenites* sp. are occurring. By means of these fossils the discussed sequence can be divided from the upper Illyrian to the end of the Tuvalian into 16 local assemblage biozones (Fig. 8) which can very well be correlated with the standard conodont zones of the Tethys realm constructed by H. KOZUR in 1980. In consequence of the missing of the Pelsonian and lower Illyrian in the lowermost part of the Nádaska limestone of the well, the above-mentioned tectonical gap between the dolomarl complex and the Nádaska Limestone is also biostratigraphically confirmed. The Pelsonian and lower Illyrian part of the Nádaska Limestone is proved — at least partially — in other places of the karstregion, namely in the eastern ending of the mount Alsóhegy. But it is true that here the grey dolomarls are not outcropped below its basis.

The outcropped part of the Pötschen Limestone Formation in the southern surrounding of the village Szólószardó is — on the basis of its *Halobia styriaca* MOJS content — of Lower Norian (Lacian) age. It can however be supposed that its uppermost part may reach as far as the Upper Norian (Sevatian).

The Rhaetian sediment of the karstregion, that is the shallow-water Kösser beds occurring at Drnava (Dernó) and the Zlambach beds found at Silická Brezová (Szádvárborša) are not present (or to a very small extent only) in the Hungarian territory. The transgressing Jurassic sediments in the Hungarian part of the karstregion are eroded.

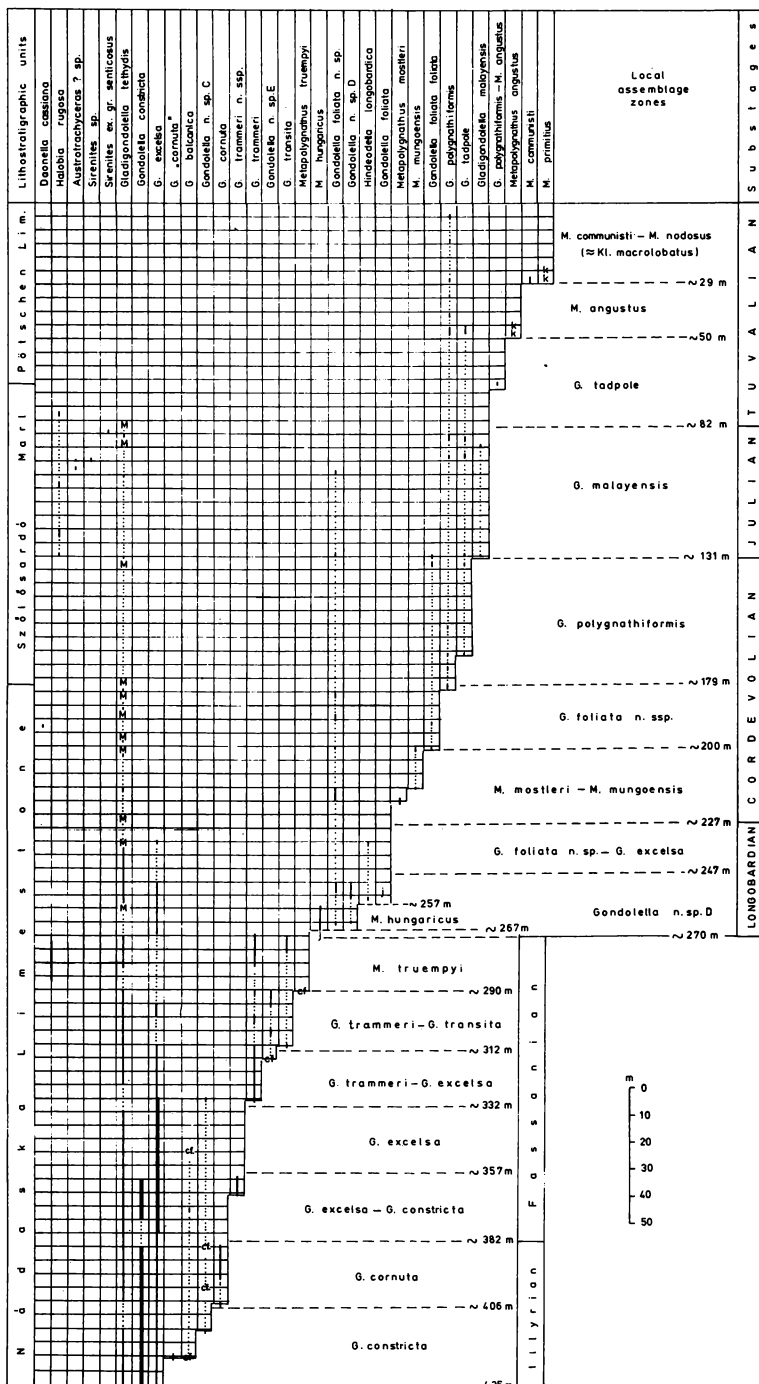


Fig. 8. Distribution of the most important faunal elements above the basis of the Nádaska Limestone Formation in the borehole Szólósdárd-1 after K. BALOGH. M: multielements of *Goniatella tetioides* without platform. cf: confer. j: juvenile specimens. k: primitive forms of the species.

References

- BALOGH, K. 1981: Correlation of the Hungarian Triassic. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* **24**, 1, 3—48, Budapest.
- BALOGH, K.—KOVÁCS, S. 1981: The Triassic Sequences of the Borehole Szőlósardó-l. — *Rel. annuae Inst. Geol. Publ. Hung.*, 1979, 39—63, Budapest.
- HAAS, J.—DOBOSI, K. (in press): Sedimentological Investigation of Upper Triassic Key Sections in the Bakony Mountains. — *Rel. annuae Inst. Geol. Publ. Hung.*, 1980, Budapest.
- KOZUR, H. 1980: Revision der Conodontenzonierung der Mittel- und Obertrias des thethyalen Faunenreiches. — *Geol. Pal. Mitteil. Innsbruck.* **10**, 3/4, 79—172, Innsbruck.
- SZABÓ, I.—MAJOROS, GY.: 1978: Excursion Guide Anisian—Ladinian and Permian—Triassic Boundaries in the Balaton Highland. — Workshop Meeting on IGCP Projects 4. Triassic of the Tethys Realm, 106. Permian—Triassic Stage of Geological Evolution. — 1978. okt. 3—5., manuscript, 4—15, Budapest.
- SZABÓ, I. et al. 1979: Stratigraphic Investigation of a Pelsonian—Fassanian Section at Felsőörs (Balaton Highland, Hungary). — *Riv. Ital. Pal. Strat.* **85**, 3—4, 789—806, Milano.

Veröffentlichung des Österreichischen Nationalkomitees für das
International Geological Correlation Programme Project Nr. 73/I/4.
Triassic of the Tethys Realm

**Aspects of Middle and Late Triassic Palynology. 3. Palynology of the
Hornos-Siles Formation (Prebetic Zone, Province of Jaén, Southern
Spain), with Additional Information on the Macro- and Microfaunas**

R. E. BESEMS*)

3 Fgs., 3 Pls., 4 Tbs.

Abstract

The present paper provides palynological as well as macro- and microfaunal information from the Hornos-Siles Formation (Triassic of the Prebetic Zone, northeastern part of the province of Jaén, Spain).

The palynological assemblages found belong to the *Camerosporites secatus* phase, which indicate their Ladinian-Karnian age.

On the basis of the qualitative/quantitative distribution of xerophytic palynomorphs, so far known in southern Spain, as well as the faunal record, a more detailed subdivision on the substage-level has been attempted. The tectonic origin of the several carbonate intercalations of the so-called "Muschelkalk" facies of the Hornos-Siles Formation is demonstrated.

Zusammenfassung

Dieser Arbeit gibt neben palynologischen Daten auch makro- und mikrofaunistische Daten der Hornos-Siles Formation (Trias der Prebetischen Zone, im nordöstlichen Teil der Provinz Jaén, Spanien). Die gefundenen palynologischen Vergesellschaftungen gehören zur *Camerosporites secatus* Phase, und deuten daher auf ein Ladin-Karn Alter hin.

Sowohl auf Grund der qualitativen und quantitativen Verbreitung der xerophytischen Palynomorphen im südlichen Spanien, als auf Grund der faunistischen Angaben, wird eine mehr ausführliche Unterteilung des Unterstufen-Niveaus vorgestellt.

Ein tektonischer Ursprung der verschiedenen Kalkinterkalationen der „Muschelkalk“-Fazies der Hornos-Siles-Formation wird nachgewiesen.

Resumen

Este trabajo ofrece información tanto palinológica como sobre la macro- y microfauna de la Formación de Hornos-Siles (Triásico de la Zona Prebética, NE provincia de Jaén, España).

Las asociaciones palinológicas reconocidas son atribuidas a la fase de *Camerosporites secatus*, la cual refleja una edad Ladiniense-Karniense. Se ha realizado una subdivisión mas detallada, a nivel de sub-pisos, basada tanto en la distribución cualitativa y cuantitativa de las palinomorfás xerofíticas en el Sur de España, como en el contenido de fauna.

*) Laboratory of Palaeobotany and Palynology, State University, Heidelberglaan 2, De Uithof, Utrecht, the Netherlands.

Se demuestra el origen tectónico de las diversas intercalaciones de calizas de las facies denominada "Muschelkalk" de la Formación de Hornos-Siles.

Introduction

Since 1977 palynological investigations are carried out in the Triassic sequences of southern Spain by members of the Laboratory of Palaeobotany and Palynology of the State University of Utrecht, in collaboration with the Department of Structural Geology of Amsterdam. This project is further supported by the Departments of Stratigraphy and Sedimentology of the University of Granada (Spain).

The main objective of the palynological investigations is to establish chronostratigraphical interpretations of the Triassic strata in terms of formal standard stages of the Triassic System. The investigations are incorporated in the activities of the I. G. C. P. project No. 4, "The Triassic of the Tethys Realm".

In the Betic Corilleras, the Alpine fold-belt of southern Spain, two major tectonic Zones, viz. the External Zone and the Internal or Betic Zone, can be distinguished (see, e. g. EGELER and SIMON, 1969). Until now palynological investigations have been concentrated upon the non-metamorphic Triassic strata of the Prebetic and Subbetic Zones, structural complexes of the External Zone. They have resulted in a paper on the Triassic cover of the Spanish Meseta (BESEMS, 1981a) and a preliminary note on the Triassic of the Prebetic Zone (BESEMS, 1981b). The palynology of the Triassic of the Subbetic Zone is dealt with in BESEMS (1982) and BESEMS and SIMON (1982).

The lithological development of the Triassic sediments of the Prebetic and Subbetic Zones resembles that of the Germanic Basin of northwestern Europe. Therefore, they are usually considered to have a Germanic facies development; in geological literature they are also often referred to as the so-called Germanic-Andalusian facies.

Generally the traditional units of the Germanic Triassic, "Buntsandstein", "Muschelkalk" and "Keuper", have been applied to denote the relative superposition of specific lithological units within the Triassic of the Prebetic and Subbetic Zones.

Serious problems arise, however, in the practical application of these German units for the Triassic succession in the Prebetic Zone in the northeastern part of the province of Jaén.

The Triassic strata of this area have been formally described as the Hornos-Siles Formation by LOPEZ GARRIDO (1971). According to this author, the "Muschelkalk" consists of a, from place to place, varying number of carbonate intercalations within a sequence of predominantly red elastics. The "Buntsandstein" and "Keuper" were thought to be represented by the clastic sequences, below the lowermost and above the uppermost carbonate intercalations, respectively. Because of this presumed varying number of carbonate intercalations, LOPEZ GARRIDO (1971) designated two reference sections to characterize the Hornos-Siles Formation, viz. the Hornos section and the Sombrero section(see also Fig. 1).

On the basis of palynological information and field observations, the present author (BESEMS, 1981b) concluded that the varying number of carbonate intercalations in the Hornos section has been caused by tectonic repetition of a single carbonate sequence, rather than representing an undisturbed stratigraphical suc-

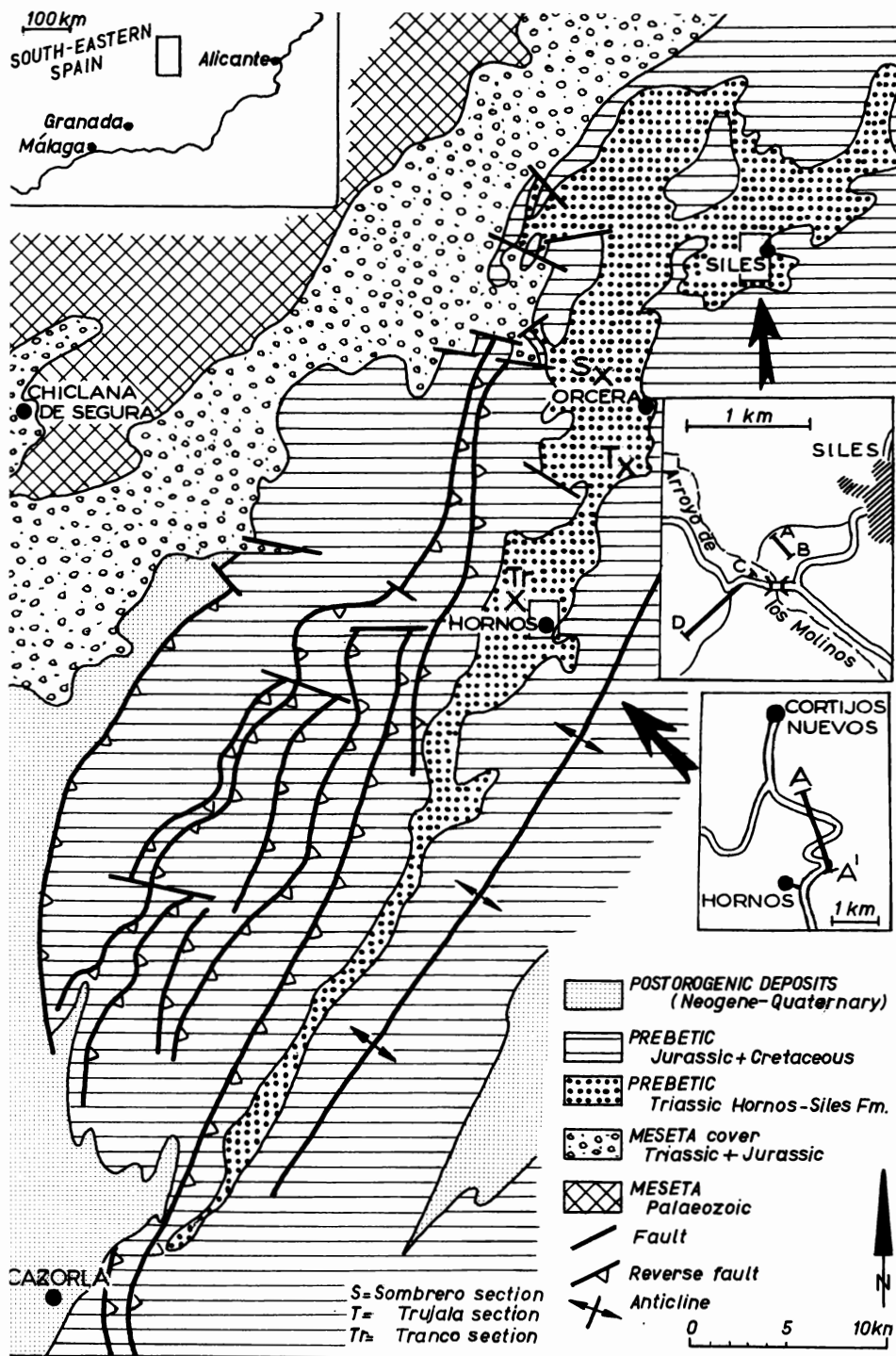


Fig. 1. Generalized structural map of the Siles-Cazorla region (after López Garrido, 1971) with locations of the Siles and Hornos sections.

cession as assumed by LOPEZ GARRIDO (1971). This conclusion is in agreement with the observation by FOUCAULT (1971, p. 44) for the adjacent Cazorla region (Fig. 1).

The present paper provides the chronostratigraphical interpretation of the Hornos-Siles Formation near Siles on the basis of palynomorphs with some additional information on the macro- and microfaunas from carbonates of the so-called "Muschelkalk" facies. Furthermore, a chronostratigraphical re-interpretation has been made of the preliminarily described Hornos section (BESEMS, 1981 b) on the basis of new palynological information. A correlation between the Siles and Hornos sections has been established.

Lithostratigraphy

The Siles section is situated approximately 1 km. SW of the village of Siles (Fig. 1). In this section the Hornos-Siles Formation has a minimum thickness of approximately 145 m. It is composed of predominantly red mudstones and sandstones with gypsiferous intercalations (Table I). Within the upper part of the section a carbonate sequence of approximately 32 m occurs. The base of the section is marked by a NW-SE trending fault. Within the section some small faults have been observed. In the higher part of the Hornos-Siles Formation in this area, south of the Siles section (Fig. 1), only some scattered outcrops of variegated mudstone occur. Therefore, this part of the formation has not been incorporated in the section of Table I. The Hornos-Siles Formation is overlain by dolomites of Jurassic age (LOPEZ GARRIDO, 1971).

Three lithological units can be recognized within the Siles section (Table I):

- (1) the lower unit (ca 78 m) consists of predominantly red mudstones with sandstone intercalations, sometimes with small scale X lamination. In the basal part of this unit a non-structured reddish sandstone of 10 m thickness is intercalated. In the middle part gypsiferous beds and yellowish calcareous sandstones occur. The grey colour is dominant in this part of the section. Towards the top of this unit the red colour becomes dominant; in this part of the section only mudstones are present. The contact with the overlying unit is not exposed.
- (2) the middle unit (ca 32 m) comprises greyish carbonates. The lower 12 m is built up by beds from 30 cm up to 300 cm in thickness. Intercalated in this part are three hard grounds with a thickness of 15 to 30 cm. The overlying 20 m are composed of well-bedded carbonates from 5 cm up to 30 cm in thickness with intercalations of grey marly limestones. In this part of the section marine macrofossils commonly occur. The contact with the overlying unit is gradual.
- (3) the upper unit (ca 33 m) is built up by variegated mudstones with intercalations of carbonate- and sandstonebeds from 5 cm up to 30 cm in thickness. The lower 8 m of this unit consists of an alternation of grey calcareous mudstones with grey carbonate beds. The overlying sediments become more reddish and carbonate intercalations are less frequent. In the upper part of this unit a sandstone-bed occurs.

Palynology

DISTRIBUTION OF PALYNOMORPHS

Nine samples from the Siles section provided palynomorphs. With the exception of samples 20 and 27, all samples could be treated quantitatively (Table I). With respect to their palynological content two different assemblages can be designated: Assemblage A (samples 01, 02, 08 and 12) and Assemblage B (samples 20, 24, 33, 27 and 30).

In both assemblages alete (proto)bisaccate pollen grains, without specific age value, are predominant. A classification in terms of formgenera and species of these pollen grains has not been attempted. Since the main objective of the present investigations is the chronostratigraphical interpretation of the Hornos-Siles Formation by means of palynomorphs, a detailed discussion on the many taxonomic problems related to these formgenera is beyond the scope of this paper.

Assemblage A

This assemblage is characterized by:

- (1) an abundance of *Triadispora plicata* KLAUS, 1964 emend. SCHEURING, 1979 (Plate I, Fig. 8, 10)
- (2) occurrences up to 15% of "*Duplicisporites scurrilis*" (SCHEURING, 1970) SCHEURING, 1979 (Plate I, Fig. 4; Plate II, Fig. 10), of other representatives of the "*Partisporites-Duplicisporites*" complex sensu BESEMS, 1981 a (Plate II, Figs. 4—7 and 9), of *Triadispora crassa* KLAUS, 1964 (Plate I, Fig. 9), of *Ovalipollis pseudoalatus* (THIERGART, 1949) SCHURMAN, 1976 (Plate I, Fig. 11), of *Camerosporites secatus* LESCHIK, 1956 emend. SCHEURING, 1979 (Plate I, Figs. 1—3), and of trilete spores
- (3) the scarce occurrence of *Staurosaccites quadrifidus* DOLBY in DOLBY and BALME, 1976 (Plate II, Fig. 11) and taeniate pollen grains
- (4) the presence of *Kuglerina* cf. *meieri* sensu BESEMS, 1981 a (Plate I, Figs. 5—7), which decreases toward the top of the section.

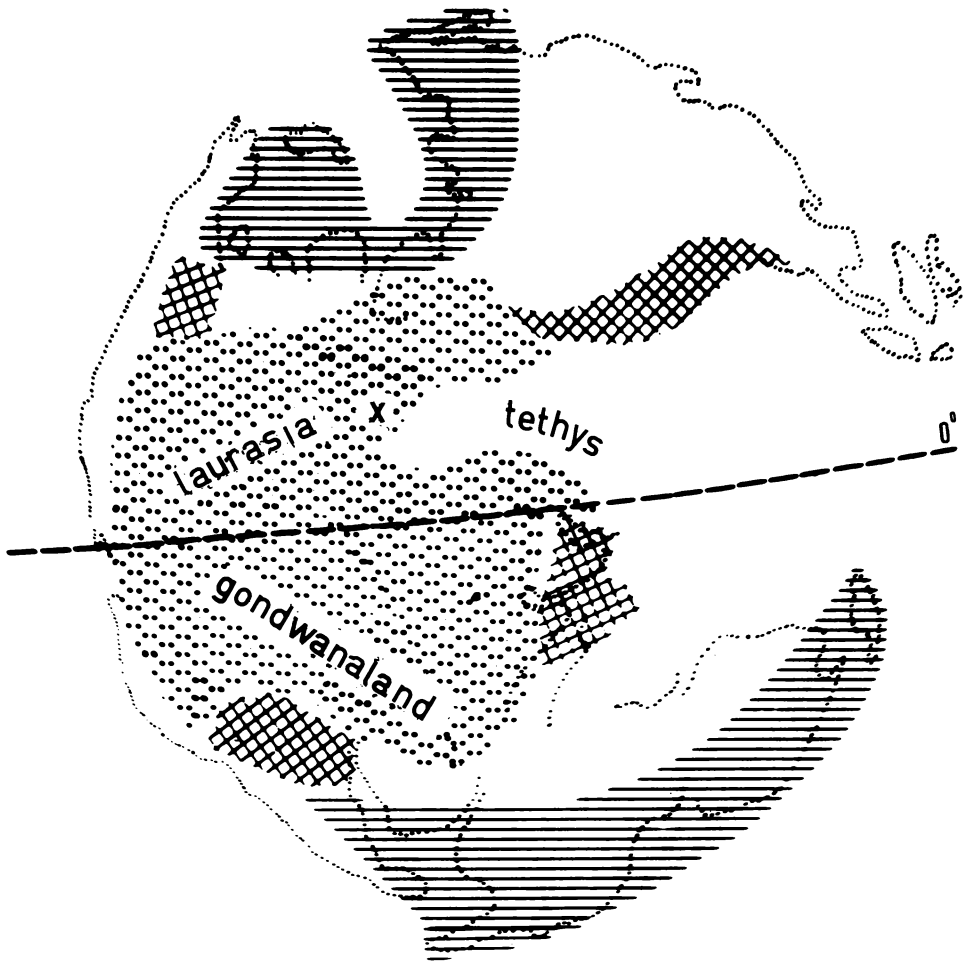
Camerosporites secatus is only present in samples 01 and 02. *Aratrisporites* spp. are only present in sample 01. The acritarch *Veryhachium* sp. (Plate II, Fig. 13) occurs in sample 02.

Assemblage B

This assemblage generally shows the following characteristics:

- (1) a dominance of *Ovalipollis pseudoalatus* and *Aratrisporites* spp. (Plate II, Fig. 8)
- (2) the common occurrence of „*Duplicisporites scurrilis*“
- (3) the scarce presence of *Triadispora plicata*, *Camerosporites secatus*, trilete spores, representatives of the "*Partisporites-Duplicisporites*" complex, *Staurosaccites quadrifidus* and taeniate pollen grains
- (4) the very scarce presence of *Patinasporites densus* LESCHIK, 1956 emend. SCHEURING, 1970 (Plate II, Figs. 1—2) and *Enzonalasporites vigenis* LESCHIK, 1956 (Plate II, Fig. 3)

Patinasporites densus has been recorded only in samples 27 and 30. *Enzonalasporites vigenis* has been recorded in samples 24 and 30. Acritarchs occur in samples 20, 24, 33 and 30 (Plate II, Figs. 12, 13).



- REGION WITH YEAR-ROUND DRY CLIMATE
- XXXXX REGION WITH SHARPLY SEASONAL RAINFALL
- ==== REGION WITHIN MIDDLE AND HIGH ALTITUDE HUMID BELTS
- X POSITION OF SPAIN

Fig. 2. Palaeo-geographical and climatological reconstruction of Karnian times (after Visscher and Van der Zwan, 1981)

In order to discuss the palynological information from the Hornos-Siles Formation, SCHURMAN'S (1977, 1979) *phase* concept has been applied. The principle of this concept (see also, VAN DER ZWAN, 1980, p.104) is the recognition of a series of arbitrarily chosen steps (*phases*) in the (local, regional or interregional) gradual compositional development of successive palynological assemblages. *Phases* may be diagnosed on the basis of qualitative and/or quantitative compositional information. They may be named after characteristic species. The *phase* concept has been introduced for practical palynological correlation. Notably interregional *phases*, if biostratigraphically interpreted, may form the basis for the recognition of palynological assemblage Zones. However, they may also serve as a direct aid in the age-assessment of any reasonable preserved palynological assemblage, as well as its source strata, in terms of formal geochronological units. Of course, this can only be achieved when the corresponding chronostratigraphical units are sufficiently characterized on the basis of their palynological content.

Within an interregional *phase*, one may still observe a gradual change in composition. On a local or regional scale minor steps may be recognized, depending on the amount of palynological information available. Such local or regional minor steps may be termed *subphases*. Their compositional characteristics may vary from place to place, frequently due to environmental influences. For discussion purposes, the successive palynological assemblages constituting the *subphases* are here termed *palynofloras*.

Because of the presumed gradual character of the flora development in time, transitions between successive (*sub*-)*phases* and *palynofloras* are also gradual; the (*sub*-)*phases* and *palynofloras* are merely established to facilitate discussion. In general interpretations of transitions in terms of isochronic datumlevels should be considered carefully. Rapid interregional changes in the composition of the palynological content, however, may be extremely useful for diagnosing (not defining) boundaries between chronostratigraphical units (compare e.g. the Triassic-Jurassic boundary, SCHURMANN, 1977, 1979; the Devonian-Carboniferous boundary, VAN VEEN, 1981).

THE *Camerosporites secatus* PHASE AND ITS SUBDIVISION

For discussing the information of the Hornos-Siles Formation only SCHURMAN'S (1977, 1979) phase 1, later termed the *Camerosporites secatus* phase by VISSCHER and KRYSZYN (1978) has to be taken into consideration. The *Camerosporites secatus* phase is characterized by the joint occurrence of *Camerosporites secatus*, *Ovalipollis pseudoalatus*, *Triadispora* spp. and representatives of the "*Partitisporites-Duplicisporites*" complex (BESEMS, 1981 a).

On the basis of additional taxa such as *Patinasporites densus*, *Enzonolasporites vigens* and *Vallasporites ignacii* LESCHIK, 1956, the younger part of the *Camerosporites secatus* phase as recognized in southern Spain is here designated as the *secatus-densus* subphase (= *secatus-densus* palynoflora, BESEMS, 1981 a). Because of the absence of these additional taxa and the common appearance of *Kuglerina* cf. *meieri*, the older part is here referred to as the *secatus-meieri* subphase.

With the palynological information from southern Spain, it is possible to trace the regional flora development within the *Camerosporites secatus* phase. It is obvious that this development strongly depends on palaeoclimatological conditions. The broad palaeoclimatological condition of southern Spain may be estima-

ted from the world's palaeogeographical/palaeoclimatological reconstruction for the Ladinian and especially the Karnian (compare, VISSCHER and VAN DER ZWAN, 1981). From this model it appears that southern Spain was situated in a wide equatorial arid belt (Fig. 2). The extreme western margin of the Tethys may well be regarded as one of the driest areas in this belt. These conditions are indicated by red bed sequences and evaporite deposits.

The flora development in southern Spain is controlled by plants preferring such extreme dry and warm conditions. VISSCHER and VAN DER ZWAN (1981) discussed the xerophytic nature of the palynological assemblages from this area. Their overall composition is in strong contrast to that of coeval hygrophytic assemblages present in sediments deposited under humid environmental conditions.

The regional flora development within the *Camerosporites secatus* phase in southern Spain, is a reflection of the successive appearances and disappearances of xerophytic taxa, such as *Triadispora*, *Camerosporites*, representatives of the "*Partitisorites-Duplicisporites*" complex, *Patinasporites*, *Enzonalasporites* and *Vallasporites*.

A tentative scheme of successive xerophytic palynofloras within the *Camerosporites secatus* phase (Fig. 3) has been established on the basis of: (1) the qualitative and quantitative distribution of these xerophytic taxa; (2) the relative abundance of tetradal forms of representatives of the "*Partitisorites-Duplicisporites*" complex in youngest assemblages in this phase, which can be observed in several regions outside southern Spain (SCHEURING, 1970; BESEMS, 1981 a); (3) the interregional decrease of *Triadispora* in Karnian assemblages (SCHEURING, 1970; VAN DER EEM, in prep.) and (4) the range charts of palynomorphs from the Alpine Triassic, recently compiled by VISSCHER and BRUGMAN (1981).

The validity of this scheme is regarded to be restricted to (semi-)arid areas only. A compilation of all information so far available from southern Spain (BESEMS, 1981 a, b; BESEMS, 1982; BESEMS and SIMON, 1982) allow the recognition of the following general succession of xerophytic palynofloras:

Palynoflora 1

This palynoflora is characterized by the scarce presence of *Camerosporites secatus*, representatives of the "*Partitisorites-Duplicisporites*" complex, *Triadispora plicata* and *Triadispora crassa*. *Kuglerina* cf. *meieri* is a common element.

Palynoflora 2

This palynoflora is diagnosed by the dominance of *Triadispora plicata*, representatives of the "*Partitisorites-Duplicisporites*" complex and *Camerosporites secatus*. *Triadispora crassa* is common, while *Kuglerina* cf. *meieri* is scarce.

Palynoflora 3

This palynoflora is characterized by the scarce presence of *Patinasporites densus* and/or *Enzonalasporites vigens* and *Vallasporites ignacii*.

Dominant are representatives of the "*Partitisorites-Duplicisporites*" complex, *Camerosporites secatus* and *Triadispora plicata*.

Palynoflora 4

This palynoflora is dominated by *Patinasporites densus*, *Vallasporites ignacii* and *Enzonalasporites vigens*. Representatives of the "*Partitisorites-Duplicisporites*" complex and *Camerosporites secatus* frequently occur.

Triadispora plicata is common to scarce.

Palynoflora 5

This palynoflora is characterized by the dominance of *Patinasporites densus* and/or *Vallasporites ignacii* and *Enzonalaspores vicens*. *Camosporites secatus* and representatives of the "*Partisporites-Duplicisporites*" complex are scarce and mostly occur in tetradal form. *Triadispora plicata* may be present.

Palynofloras 1 and 2 constitute the *secatus-meieri* subphase; palynofloras 3—5 are characteristic of the *secatus-densus* subphase (Fig. 3).

PALYNOFLORAS	SUBPHASES	PHASE	AGE
5	secatus-densus	Camosporites secatus	Tuvalian
4			Julian
3			Cordevolian
2	secatus-meieri		Langobardian
1			Fassanian

Fig. 3. Scheme of successive xerophytic palynofloras and subphases within the *Camosporites secatus* phase and their age-interpretation.

CHRONOSTRATIGRAPHICAL INTERPRETATION

The *Camosporites secatus* phase can be recognized in sequences of Middle and Late Triassic age from all over the world (VISSCHER and KRYSZYN, 1978). A detailed age-assessment of this phase has been obtained from the Alps, where the standard stages of the Triassic System have now been palynologically characterized. Pending a detailed discussion on the palynology of the Ladinian and Cordevolian type-areas in the Dolomites (VAN DER EEM, in prep.), palynological information from the Alpine Triassic, recently compiled by VISSCHER and BRUGMAN (1981) is here used as a standard for chronostratigraphical interpretation of the *Camosporites secatus* phase. From this compilation it appears that the *Camosporites secatus* phase ranges from the middle part of the Fassanian through the Langobardian, Cordevolian, Julian up to the Tuvalian. According to the Alpine data, the older part of the *Camosporites secatus* phase, reflected in southern Spain by the *secatus-meieri* subphase, can be regarded as having a strictly Ladinian (Fassanian and Langobardian) age. The younger part of this phase, the *secatus-densus* subphase, can be regarded as Karnian.

In contrast to the *secatus-meieri* subphase, the *secatus-densus* subphase has a strong interregional nature.

Because of the frequently restricted nature of xerophytic assemblages, it often remains difficult to locally recognize qualitative criteria necessary for age determinations on the substage-level. However, in southern Spain, within the *secatus-meieri* and *secatus-densus* subphases, one may suspect a gradual flora development, reflected by the succession of quantitatively determined palynofloras. Assuming that this local development is linked with time, these palynofloras may tentatively be regarded as the flora development within the specific substages of the Ladinian and Karnian. Thus, in southern Spain the Alpine substages nomenclature may be applied on the basis of quantitative information, even when characteristic species found in the Alpine type-areas are absent (Fig. 3).

Hornos-Siles Formation										LITHOSTRATIGRAPHY	
										COLOUR	
										LITHOLOGY	
										HORNOS SECTION	
'Muschelkalk'										LITHOSTRATIGRAPHICAL UNITS (López Garrido, 1971)	
										LITHOLOGICAL UNITS (López Garrido, 1971)	
No information										PALYNOLOGICAL SAMPLES	
										PALYNOLOGICAL ASSEMBLAGES	
										PALYNOFLORAS	
secatus-meieri secatus-densus										SUBPHASES	
Camerospirites secatus										PHASE	
K. LADINIAN KARNIAN J.										AGE	
Cor. Fassinian Cordevolian											
											Calamospora nathorstii
											Verrucosporites morulae
											Plicatisaccus badius
											Cycadopites sp.
											Todisporites marginales
											Convolutispora sp.A
											Striatoabietites aytugii
											Todisporites cinctus
											Microreticulatispora sp.
											Convolutispora sp.B
											Foveosporites visscheri
											Ovalipollis pseudoalatus
											Aratrisporites spp.
											Triadispora plicata
											Triadispora crassa
											Angustisulcites sp.
											alete (proto)bisaccate pollen grains
											Staurosaccites quadrifidus
											Kuglerina cf. meieri
											"Duplicisporites granulatus"
											"Duplicisporites verrucosus"
											"Duplicisporites scurrilis"
											Camerospirites secatus
											"Partisporites spp."
											Patinasporites densus
											cf. Triadispora verrucata
											Patinasporites sp.
											"Duplicisporites tenebrosus"
											Thompsonisporites sp.
											Dictyotidium reticulatum

Table II. Hornos section. Lithostratigraphy, lithology, position of samples, palynofloras, sub-phases, phases, age and quantitative/qualitative distribution of palynomorphs.

'Bss' = "Buntsandstein"
 'K' = "Kupper"
 K. = Karnian
 Cor. = Cordevolian
 J. = Jurassic
 s-d = secatus-densus

Siles section

Assemblage A of the Siles section may be attributed to palynoflora 2, on the basis of the dominance of *Triadispora plicata*, representatives of the "*Partitisorites-Duplicisporites*" complex, *Camerosporites secatus*; the presence of *Kuglerina* cf. *meieri* and the absence of *Patinasporites densus*. The assemblage is considered to be of Langobardian age (Table I).

Assemblage B can be attributed to palynoflora 3, on the basis of the scarce presence of *Patinasporites densus* and *Enzonalaspores vigenis* (Table I). A Cordevolian age is most plausible.

Hornos section

In a previous paper (BESEMS, 1981b), the assemblages of the Hornos section have been attributed to the Ladinian and Karnian, without any attempt to come to an age assessment on the substage-level. In view of the new information a more specific age determination may now be given.

Assemblage A of the Hornos section (Table II) is dominated by *Kuglerina* cf. *meieri* and trilete spores. Representatives of the "*Partitisorites-Duplicisporites*" complex, *Camerosporites secatus* and *Triadispora* sp. are relatively scarce. The distribution of xerophytic taxa matches that of palynoflora 1 and a Fassanian age for this assemblage is most plausible.

Assemblage B of the Hornos section (Table II) is dominated by *Triadispora plicata*, *Ovalipollis pseudoalatus*, *Camerosporites secatus* and representatives of the "*Partitisorites-Duplicisporites*" complex.

Patinasporites densus is scarce. In terms of successive palynofloras this assemblage can be designated to palynoflora 3 and a Cordevolian age is most likely.

Assemblage 'B' from below the base of the Hornos reference section sensu BESEMS (1981b) yielded thirteen palynomorphs. On the basis of the presence of *Patinasporites densus* this "assemblage" is assigned to palynoflora 3 and a Cordevolian age is assumed.

Biostratigraphy by Means of Marine Faunas

In order to provide additional biostratigraphical information from the carbonate ("Muschelkalk") sequence, as well as to check the palynologically founded age determinations, independent studies have been carried out on the macrofauna (O. J. SIMON, Amsterdam), on the conodonts (M. VAN DEN BOOGAARD, Leiden; H. KOZUR, Budapest) and on the holothurian sclerites (H. KOZUR). The results will be briefly discussed.

Marine macrofaunas

In the higher part of the carbonate sequence of the Hornos-Siles Formation macrofaunas frequently occur. SCHMIDT (1930, 1935) recorded the following lamelli-branches: "*Placunopsis flabellum*, *P. teruelensis*, *Myophoria kiliani*, *Gervilleia joleaudi*, *G. goldfussi*, *Modiola* sp., *Avicula* cf. *caudata*, *Myoconcha jaensis*, *Macrodon* cf. *impressus*?, *Velopecten albertii*, *Pecten* (*Streblopteria*) sp., *P. discites* and *Neritaria* sp."

In addition, HIRSCH (in LOPEZ GARRIDO, 1971, pp. 82—83) mentioned: “*Myophoria sublaevis*, *Myophoriopsis* cf. *subundata*, *Neoschizodus laevigatus*, *Modiola* cf. *minutaeformis*, *M.* cf. *myoconchaeformis*, *Pleuromya* sp. and *Nautilus* sp.”.

Also two ammonoids were reported by this author. Later, these ammonoids have been identified as *Protrachyceras* cf. *hispanicum* and *Gevanites* (*Andalusites*) *hornosianus* (HIRSCH, 1977; p. 515).

FOUCAULT (1971, p. 45—46) recorded analogous faunas from carbonate rocks of the Prebetic Zone between Hornos and Cazorla (Fig. 1).

The age assessment on the basis of these faunas has been interpreted in different ways by the above-mentioned authors. According to SCHMIDT (1935) the macrofauna assemblage indicates the middle Langobardian. However, HIRSCH (in LOPEZ GARRIDO, 1971), after comparison with faunas from Israel, proposed an Early Ladinian age (see also HIRSCH, 1972). On the other hand FOUCAULT (1971) favoured a Cordevolian age.

Similar macrofaunas have been found in the “Muschelkalk” of the Subbetic Zone (e.g., SCHMIDT, 1930, 1935; FALLOT, 1945; GEYER, in HINKELBEIN, 1965; PAQUET, 1969; I. G. M. E., 1972 and BUSNARDO, 1975), as well as in the carbonates of the Internal or Betic Zone (e.g., FALLOT et al., 1945, pp. 28—29; FOUCAULT, 1971, p. 46; KAMPSCHEUR, 1972; KOZUR and SIMON, 1972, p. 146; KOZUR et al., 1974; SIMON and KOZUR, 1977; DELGADO, 1978 and DELGADO et al., in prep.).

In general, these macrofaunas are now considered to be of Cordevolian age. It should be noted, that such assessments are primarily based on the analyses of the accompanying microfaunas (ostracodes, conodonts and holothurian sclerites).

Conodonts

In the Hornos-Siles Formation conodonts have been found in the limestones of the Siles, Trujala and Tranco sections (Fig. 1). All conodont elements could be assigned to the form species *Pseudofurnishius murcianus* VAN DEN BOOGAARD, 1966. The presence of this species was already mentioned by HIRSCH (in LOPEZ GARRIDO, 1971). The conodont elements found in the Siles section (Table I) are listed in Table IV. The different elements of the skeletal apparatus of *Pseudofurnishius murcianus* conform to those described by RAMOVŠ, 1977 (Plate III, Figs. 1—3).

In the Subbetic Zone, *Pseudofurnishius murcianus* commonly occurs in faunas which can be dated as Cordevolian on the basis of the accompanying holothurian sclerites (H. KOZUR, pers. comm.). In the Betic Zone, *Pseudofurnishius murcianus* is a characteristic species in carbonates belonging to the *Mostlerella blumenthali* (ostracode) Zone, which can be attributed to the Cordevolian (KOZUR et al., 1974; SIMON and KOZUR, 1977). With the exception of a single specimen (sample Si 70-034, see VAN DEN BOOGAARD and SIMON, 1973; KOZUR et al., 1974), *Pseudofurnishius murcianus* has never been recorded in ostracode zones of Langobardian age.

Also outside southern Spain *Pseudofurnishius murcianus* has been recognized from strata classified as Langobardian and/or Cordevolian (e.g., EICHER and MOSHER, 1974; HIRSCH and GERRY, 1974; LUCAS, 1977; FORSTER and WEDDIGE, 1979; KOZUR, 1979; KOZUR, 1980; KOZUR et al., 1980; NICORA, in prep.). In the Alpine area, *Pseudofurnishius murcianus* has been reported from the Cordevolian part of the “Raibler Schichten” (NICORA, in prep.). It is also present in the Cordevolian part of the Vălani nappe of the Alpine-Carpathian area (KOZUR, 1979). Other occurrences in this realm are not well dated (RAMOVŠ, 1977).

The age of *Pseudofurnishius murcianus* is confined to the late Langobardian and the Cordevolian (KOZUR, 1980). In the Langobardian almost exclusively

primitive representatives of this species occur. They possess platform rudiments or teeth on both sides of the blade. In the Cordevolian, however, highly evolved representatives of *Pseudofurnishius murcianus* are frequent. In these specimens, platform rudiments or teeth are only present on one side of the blade. Since such forms constitute the conodont faunas of the Hornos-Siles Formation (compare Table III; Plate III, Figs. 1 and 2), a Cordevolian age is most likely for the conodont-bearing carbonate sequences from the Hornos-Siles Formation.

	Sinistral P-element	Dextral P-element	Hi- element	Pr- element
Si 80 - 75	-	-	1	-
Si 80 - 68/69 = Si 77 - 16	8	8	1	-
Si 80 - 67 = Si 77 - 15	3	4	-	1
Si 77 - 14	1	1	-	-
Si 77 - 12	3	-	-	-

Table III. Elements of *Pseudofurnishius murcianus* from the Hornos-Siles Formation.

Holothurian sclerites

Holothurian sclerites have been found in the carbonates of the Siles section (samples Si 77-015 and Si 80-069, see Table I).

Theelia cf. *tubercula* (Plate III, Fig. 5) has been recorded in sample Si 77-015. *Theelia barkeyi* (Plate III, Fig. 4) and *Theelia* cf. *zankli* (Plate III, Fig. 6) have been found in sample Si 80-069.

Theelia tubercula, *Theelia barkeyi*, *Theelia* cf. *barkeyi* and *Theelia zankli* have been reported from the "Muschelkalk" of the Subbetic Zone in the province of Murcia (H. KOZUR, pers. comm.; BESEMS and SIMON, in prep.). In the Betic Zone, combinations of these taxa are known from equivalent Triassic carbonates of various tectonic units (KOZUR and SIMON, 1972; KOZUR et al., 1974; SIMON and KOZUR, 1977; KOZUR et al., 1980 and DELGADO et al., in prep.).

Assemblages with the above-mentioned holothurian sclerites have been interpreted in terms of a Cordevolian age, since some elements have been recorded in the Alpine Triassic (compare KOZUR and SIMON, 1972).

Theelia tubercula is a characteristic species in the *Theelia koeveskalensis* Zone, which has been recognized in Austria and Italy (MOSTLER, 1972). This Zone has been assigned to the Cordevolian (MOSTLER, 1971, pp. 737—738).

Consequently, the holothurian sclerites found in the carbonates of the Siles section are indicative of a Cordevolian age.

Hornos-Siles Formation					LITHOSTRATIGRAPHY
Camerospirites secatus					PHASE
secatus-meieri		secatus-densus			SUBPHASES
1	2	3	4	5	SUCCESSIVE PALYNOFLORAS
LADINIAN		KARNIAN			JURASSIC
Fassanian		Cordevolian			J T
Langobardian					AGE

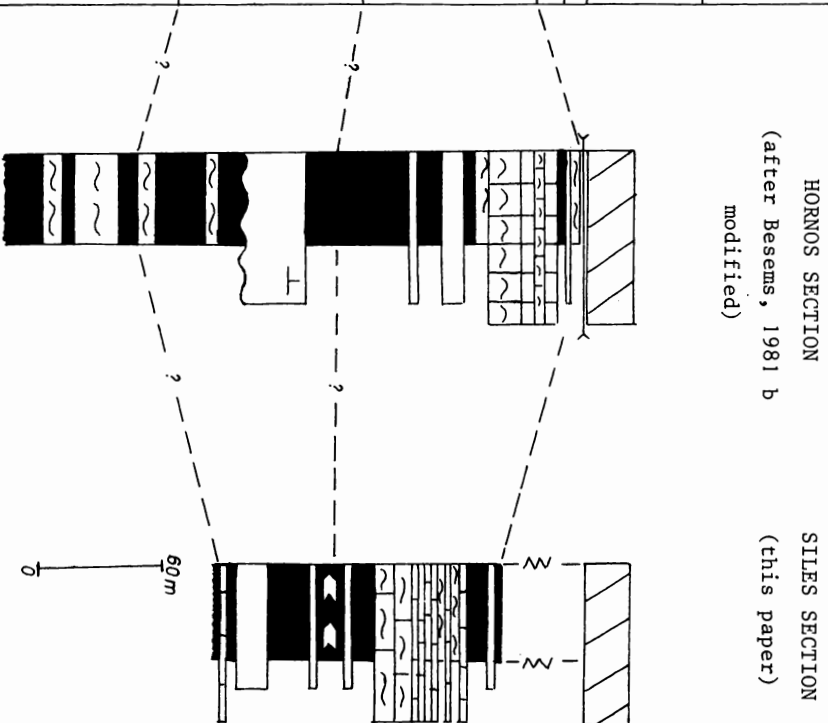


Table IV. Generalized correlation scheme of the Hornos and Siles section
J = Julian
T = Tuvalian

Correlation of the Siles and Hornos Sections

From the fore-going discussion it may be deduced that the palynological information from the Siles and Hornos sections is strongly in favour of the existence of both Ladinian and Karnian assemblages within the "Muschelkalk" facies of the Hornos-Siles Formation sensu LOPEZ GARRIDO (1971). Macro- and especially microfaunas indicate a Cordevolian age of the carbonates of this unit.

Because of (1) the repetition of Cordevolian palynological assemblages in the Hornos section (Table II); (2) the presence of a single carbonate sequence in the "Muschelkalk" of the Hornos-Cazorla region (FOUCAULT, 1971); (3) the tectonic systems in the adjacent areas (see Fig. 1) and (4) field observations (compare BESEMS, 1981 b), it may be reasonable accepted that occurrences of more than one carbonate ("Muschelkalk") intercalation in sections of the Hornos-Siles Formation are due to a tectonic repetition of a single carbonate sequence.

On the basis of all evidence available, the Hornos-Siles Formation may now be diagrammatically represented in the form of a correlation of the Siles and Hornos sections as given in Table IV.

Environmental Interpretation of the Palynological Record

In order to explain differences in the distribution pattern of palynomorphs, the qualitative/quantitative information from the Siles and Hornos sections is discussed in relation to the lithological data. The analysis given hereafter clearly demonstrate the close relation between palynological assemblages and sedimentary environments.

Siles section (Table I)

- (1) *Triadispora plicata*, representatives of the "*Partisporites-Duplicisporites*" complex are predominant in the detritical part of the section (samples 01, 02, 08 and 12). This part of the section may represent an alluvial plain environment.
- (2) *Camerosporites secatus* is relatively abundant in the lowermost samples of this red bed sequence (samples 01, 02).
In this part of the sequence no gypsiferous intercalations are present.
- (3) *Triadispora crassa* is common in the part of the red bed sequence where such gypsiferous intercalations occur (samples 08 and 12). More arid conditions in the presumed alluvial plain environment may be suspected.
- (4) *Ovalipollis pseudoalatus* and *Aratrisporites* spp. occur in abundance in the carbonate part of the section (samples 24 and 33). This part of the section is considered to represent a shallow marine environment.
- (5) The acritarchs *Dictyotidium reticulatum*, *Veryhachium* sp. and *Micrhystridium* sp. are present in the carbonate part of the section (samples 20, 24 and 33). They also occur in the detritical part of the section below (sample 02) and above these carbonates (samples 27 and 30). They are indicative of marine influence.
- (6) *Aratrisporites* sp. are present in sample 01 and, together with the presence of *Camerosporites secatus*, may be indicative of relatively humid conditions during this part of the red bed deposition.

Hornos section (Table II)

- (1) *Aratrisporites* spp. and trilete spores are relative abundant in sample 07 of

assemblage A. The red bed sequence is considered to represent an alluvial plain environment. Because of this abundance of these hygrophytic taxa (compare VISSCHER & VAN DER ZWAN, 1981) a relatively humid environment in this part of the section may be deduced.

- (2) The acritarch *Dictyotidium reticulatum* is present in the carbonates (sample 23) and indicates the marine nature of this deposit.
- (3) *Triadispora plicata*, representatives of the "*Partisporites-Duplicisporites*" complex, *Camerosporites secatus* and *Ovalipollis pseudoalatus* are dominant in the clastic beds above the carbonates (sample 24). This may be indicative of a relatively arid environment.

From the foregoing, the differences in distribution pattern from Cordevolian assemblages above the carbonate sequence of the Siles and Hornos sections may be interpreted as follows: after the deposition of shallow marine carbonates, the Siles region was still governed by marine conditions (acritarchs in samples 27 and 30, Table I). In the Hornos region, no such marine conditions were present; in this region continental conditions prevailed (sample 24).

Conclusions

- (1) In the Hornos-Siles Formation of the Prebetic Zone, a succession of Ladinian and Early Karnian palynological assemblages has been recorded. Furthermore, in the Hornos section (Table II) an assemblage assignable to the Early Karnian (sample 10) has been obtained below a definite Ladinian assemblage (sample 07), indicating a tectonic repetition in this section.
- (2) So far, no assemblages older than the Early Ladinian have been observed from this region.
- (3) In the sections investigated the contact of the Hornos-Siles Formation and the overlying Jurassic rocks is either tectonical or not exposed. Additional samples from scattered localities of the upper most part of this formation did not provide palynological information. So far, no assemblages younger than the Early Karnian (Cordevolian) have been recorded.
- (4) The *Camerosporites secatus* phase, reflecting the interregional Ladinian and Karnian flora development, can be subdivided into two subphases: the *secatus-meieri* subphase represents a regional Ladinian flora development, the *secatus-densus* subphase an interregional Karnian one.
- (5) Within these subphases, one may assume a gradual change in the quantitative distribution of xerophytic taxa in successive palynofloras; these palynofloras are tentatively regarded as characteristic for the Ladinian and Karnian substages in southern Spain. The applicability of the scheme of palynofloras is confined to (semi-)arid areas and its interregional validity has to be checked.
- (6) Independent of palynological considerations, biostratigraphical analyses of the macro- and especially the microfaunas indicate an Early Karnian age for the carbonate ("Muschelkalk") intercalations of the Hornos-Siles Formation.
- (7) Within the detritical beds below and above the carbonate ("Muschelkalk") intercalation, marine influence has locally occurred in Late Ladinian and Early Karnian times.

Acknowledgements

The present author wishes to thank Dr. O. J. Simon (Amsterdam), Dr. M. van den Boogaard (Leiden) and Dr. sc. H. Kozur (Budapest, Hungary), for the use of their yet unpublished information. He is indebted to Prof. Dr. H. Visscher, Prof. C. W. Drooger, Dr. C. J. van der Zwan (Utrecht) and Dr. O. J. Simon for their comments on the manuscript. Further thanks are due to Mr. H. A. Elsendoorn and Mrs. C. Mulder for preparing the photomicrographs and to Mr. F. Kievits for the illustrations.

The investigations were supported by the Netherlands Foundation for Earth Science Research (AWON) with financial aid from the Netherlands Organization for the Advancement of Pure Research (Z. W. O.).

References

- BENESEMS, R. E. (1981a): Aspects of Middle and Late Triassic Palynology. 1. Palynostratigraphical data from the Chiclana de Segura Formation of the Linares-Alcaraz region (Southeastern Spain) and correlation with palynological assemblages from the Iberian Peninsula. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 32, 257—273.
- (1981b): Aspects of Middle and Late Triassic Palynology. 2. Preliminary palynological data from the Hornos-Siles Formation of the Prebetic Zone, NE province of Jaén (Southeastern Spain). *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 32, 389—400.
- (1982): Aspects of Middle and Late Triassic Palynology. 4. On the Triassic of the External Zone of the Betic Cordilleras in the Province of Jaén, Southern Spain (with a note on the presence of Cretaceous palynomorphs in a presumed "Keuper" section). *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, B 85, 1, 1—27.
- BENESEMS, R. E. and SIMON, O. J. (1982): Aspects of Middle and Late Triassic Palynology. 5. On the Triassic of the Subbetic Zone in the Province of Murcia (Betic Cordilleras, Southeastern Spain). *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, B 85, 1, 29—51.
- BUSNARDO, R. (1975): Prébétique et Subbétique de Jaén à Lucena (Andalousie). Introduction et Trias. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, 65, 1—183.
- DELGADO, F. (1978): Los Alpujarrides en Sierra de Baza (Cordilleras Béticas, España). *Thesis Univ. Granada*, 1—483.
- EGLER, C. G. and SIMON, O. J. (1969): Sur la tectonique de la Zone Bétique (Cordillères Bétiques, Espagne). *Verh. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, Afd. Natuurk., 25, 5—90.
- EICHER, D. B. and MOSHER, L. C. (1974): Triassic Conodonts from Sinai and Palestine. *J. Paleontol.*, 48, 727—739.
- FALLOT, P. (1945): Estudios geológicos en la zona subbética entre Alicante y el Río Guardiana Menor. *Publ. Inst. "Lucas Mallada" (C. S. I. C.)*, 1—719.
- FALLOT, P., SOLÉ SABARIS, L. and LEMOINE, L. (1954): Observations sur le Trias Bétique et ses Algues Calcaires. *Mem. Comun. Inst. Geol. Barcelona*, 11, 26—60.
- FÖRSTER, R. and WEDDIGE, K. (1979): Die Herkunft der Mungo-Kreide Conodonten. *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, 19, 187—194.
- FOUCAULT, A. (1971): Etude géologique des environs des sources du Guadalquivir

- (Provinces de Jaén et de Grenade, Espagne méridionale). Thesis Univ. Paris, 1—633.
- HINKELBEIN, K. (1965): Der Muschelkalk der zentralen Hesperischen Ketten (Provinz Teruel, Spanien). *Oberrhein. geol. Abh.*, 14, 55—95.
- HIRSCH, F. (1972): Middle Triassic Conodonts from Israel, Southern France and Spain. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 21, 811—828.
- (1977): Essai de corrélation biostratigraphique des niveaux méso- et néotriassiques des faciès "Muschelkalk" du domaine sépharde. *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, 511—526.
- HIRSCH, F. and GERRY, E. (1974): Conodont- and Ostracode-Biostratigraphy of the Triassic in Israel. In "Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias", Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., 2, 107—114.
- I. G. M. E. (1972): Mapa geológica de España, 1 : 50.000, Hoja Cehegín (25—36). Serv. Publ. Min. Industria Madrid, España.
- KAMPSCHUUR, W. (1972): Geology of the Sierra de Carrascoy (SE Spain), with emphasis on alpine polyphase deformation. *GUA Papers of Geology* 1 (5), 1—114.
- KOZUR, H. (1979): Einige Probleme der geologischen Entwicklung im südlichen Teil der Inneren Westkarpaten. *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 9 (4), 155—170.
- (1980): Revision der Conodontenzonierung der Mittel- und Obertrias des tethyalen Faunenreichs. *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 10 (3/4), 79—172.
- KOZUR, H. and SIMON, O. J. (1972): Contribution to the Triassic microfauna and stratigraphy of the Betic Cordilleres (southern Spain). *Rev. Esp. Micropal. Num. extraord.* 30 Anivers. Adaro., 143—158.
- KOZUR, H., KAMPSCHUUR, W., MULDER, C. W. and SIMON, O. J. (1974): Contribution to the Triassic ostracode faunas of the Betic Cordilleres (southern Spain). *Scripta Geol.*, 23, 1—56.
- KOZUR, H., MULDER-BLANKEN, C. W. and SIMON, O. J. (1980): *Zawidzkella kampschuuri* n. gen. n. sp., a holothurian sclerite from the Triassic of the Betic Zone (Southern Spain). *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, B-83, 345—353.
- LÓPEZ GARRIDO, A. C. (1971): Geología de la zona prebética, al NE de la provincia de Jaén. Thesis Univ. Granada, 1—317.
- LUCAS, Cl. (1977): Le Trias des Pyrénées, corrélation stratigraphiques et paléogéographie. *Bull. B. R. G. M.*, (2), 4, 225—231.
- MOSTLER, H. (1972): Holothuriensklerite der alpinen Trias und ihre stratigraphische Bedeutung. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, Bd. 21 (2), 729—743.
- PAQUET, J. (1969): Etude géologique de l'Ouest de la province de Murcie (Espagne). *Mem. Soc. géol. France*, III, 1—270.
- RAMOVS, A. (1977): Skelettapparat von *Pseudofurnishius murcianus* (Conodontophorida) im Mitteltrias Sloweniens (NW Jugoslawien). *N. Jb. Geol. Paläont.*, Abh., 153, 361—399.
- SCHMIDT, M. (1930): Weitere Studien in der Iberisch-Balearischen Trias. Sitz. Ber. Preuss. Akad. Wissensch., phys.-math. Kl. 26, 17 pp.
- (1935): Fossilien der spanischen Trias. *Abh. Heidelb. Akad. Wiss. Math.-Naturwissensch.*, 22, 1—40.
- SCHEURING, B. W. (1970): Palynologische und palynostratigraphische Untersuchungen des Keupers im Böldchentunnel (Solothurner Jura). *Schweiz. Paläont. Abh.*, 88, 1—121.

- SCHUURMAN, W. M. L. (1977): Aspects of Late Triassic Palynology. 2. Palynology of the "Grès et Schiste à *Avicula contorta*" and "Argilles de Levallois" (Rhaetian) of northeastern France and southern Luxemburg. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 23, 159—253.
- (1979): Aspects of Late Triassic Palynology. 3. Palynology of latest Triassic and earliest Jurassic deposits of the Northern Limestone Alps in Austria and southern Germany, with special reference to a palynological characterization of the Rhaetian stage in Europe. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 27, 33—75.
- SIMON, O. J. and KOZUR, H. (1977): New data on the (Permo-)Triassic of the Betic Zone (southern Spain). *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, 307—322.
- VAN DEN BOOGAARD, M. (1966): Post-Carboniferous conodonts from southeastern Spain. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, B-69, 691—698.
- VAN DEN BOOGAARD, M. and SIMON, O. J. (1973): *Pseudofurnishius murcianus* (Conodonta) in the Triassic of the Betic Cordilleras, SE Spain. *Scripta Geol.*, 16, 1—23.
- VAN DER ZWAN, C. J. (1980): Aspects of Late Devonian and Early Carboniferous palynology of Southern Ireland. 3. Palynology of the Devonian-Carboniferous transition sequences, with special reference to the Bantry Bay area, Co. Cork. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 30, 3 + 4, 165—286.
- VAN VEEN, P. M. (1981): Aspects of Late Devonian and Early Carboniferous Palynology of southern Ireland. V. The change in composition of palynological assemblages at the Devonian-Carboniferous boundary. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 34, 67—97.
- VISSCHER, H. and KRYSZYN, L. (1978): Aspects of Late Triassic Palynology. 4. A palynological assemblage from ammonoid-controlled Late Karnian (Tuvalian) sediments of Sicily. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 26, 93—112.
- VISSCHER, H. and VAN DER ZWAN, C. J. (1981): Palynology of the Circum-Mediterranean Triassic: Phytogeographical and Palaeoclimatological Implications. *Geol. Rundschau*, 70 (1 + 2), 625—634.
- VISSCHER, H. and BRUGMAN, W. A. (1981): Ranges of selected palynomorphs in the Alpine Triassic of Europe. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 34, 115—128.

Explanation of Plates

Plate I (All Figures approximately 700 ×)

- Figs. 1—3 *Camerosporites secatus*
Figs. 1—2 proximally; Fig. 3 distally
- Fig. 4 “*Duplicisporites scurrilis*”, proximally
- Figs. 5—7 *Kuglerina* cf. *meieri*
Fig. 6 proximally; Fig. 7 distally
- Fig. 8, 10 *Triadispora plicata*
Fig. 8 proximal sexine structure; Fig. 10 trilete mark
- Fig. 9 *Triadispora crassa*, proximally
- Fig. 11 *Ovalipollis pseudoalatus*

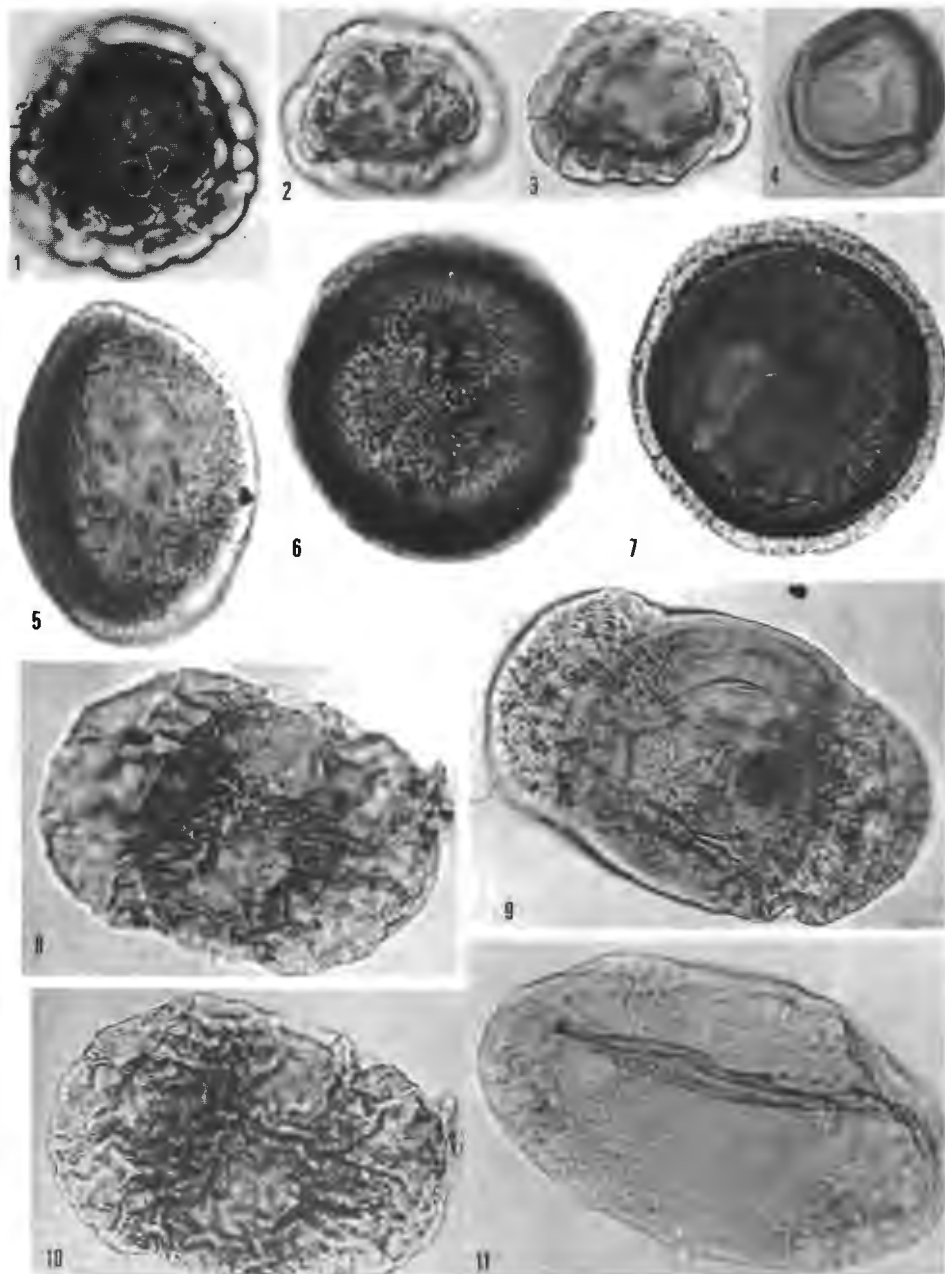
Plate II (All Figures approximately 700 ×, except Fig. 11 approx. 350 ×)

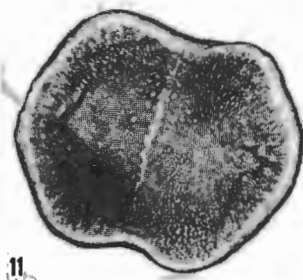
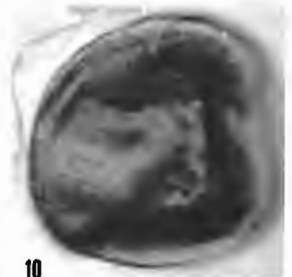
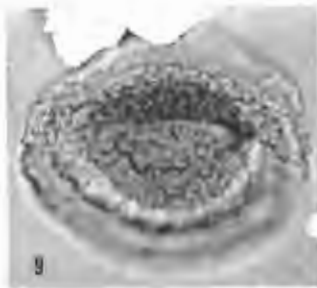
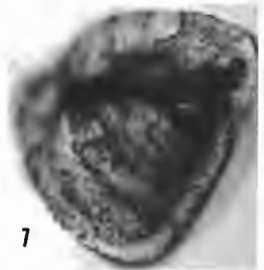
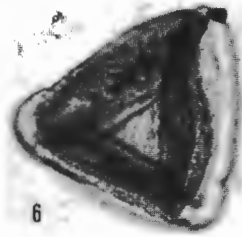
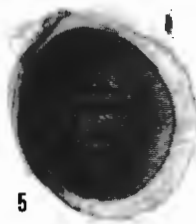
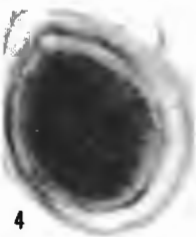
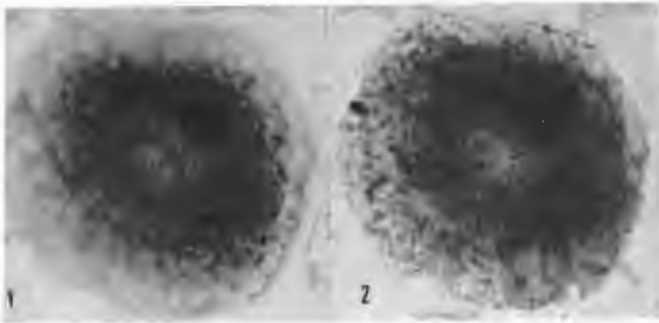
- Figs. 1—2 *Patinasporites densus*
Fig. 1 proximally; Fig. 2 distally
- Fig. 3 *Enzonalaspores vigena*
- Figs. 4—5 “*Duplicisporites tenebrosus*”
Fig. 4 proximally; Fig. 5 distally
- Fig. 6 “*Duplicisporites granulatus*”
- Fig. 7 “*Duplicisporites verrucosus*”
- Fig. 8 *Aratrisporites* sp.
- Fig. 9 “*Partitisporites* sp.”
- Fig. 10 “*Duplicisporites scurrilis*”, laterally
- Fig. 11 *Staurosaccites quadrifidus*
- Fig. 12 *Dictyotidium reticulatum* SCHULZ, 1965
- Fig. 13 *Veryhachium* sp.

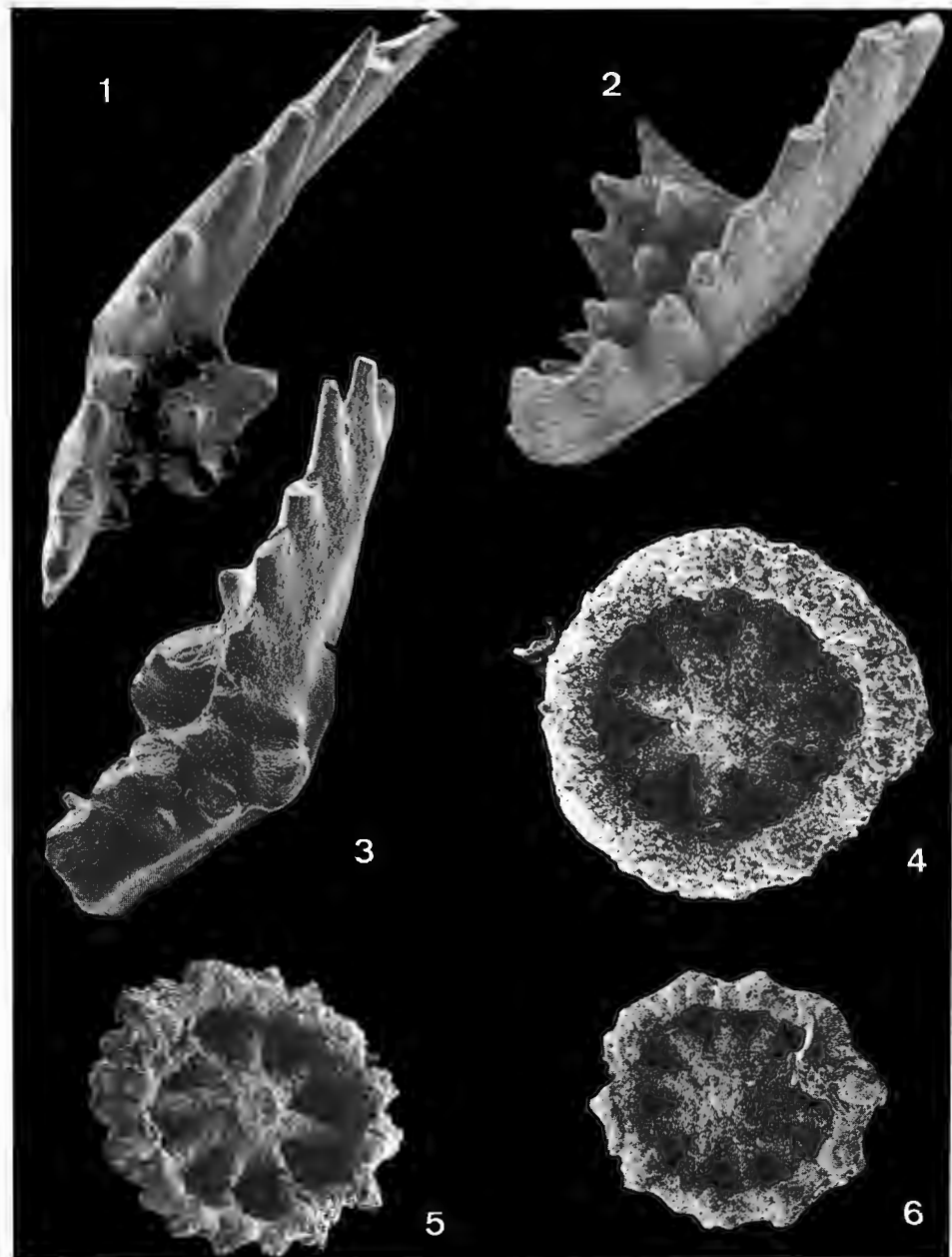
Plate III (All Figures approximately 140 ×, except Fig. 4 approx. 350 ×)

- Fig. 1 *Pseudofurnishius murcianus*, sinistral P-element
- Fig. 2 *Pseudofurnishius murcianus*, dextral P-element
- Fig. 3 *Pseudofurnishius murcianus*, dextral P-element
- Fig. 4 *Theelia barkeyi*
- Fig. 5 *Theelia tubercula*
- Fig. 6 *Theelia zankli*

PLATE I







Veröffentlichung des Österreichischen Nationalkomitees für das
International Geological Correlation Programme Project Nr. 73/I/4.
Triassic of the Tethys Realm

**Gastropoden und Bivalven aus dem oberen Teil der Nayband-Formation
(Obertrias) von Baqirabad (Isfahan, Iran) ***

**Gastropods and Bivalves from the Uppermost Part of the Nayband
Formation
(Upper Triassic) near Baqirabad (Esfahan, Iran)**

Von Mohamed FALLAHI, Bernhard GRUBER & Gottfried TICHY **)

2 Taf., 4 Abb.

Zusammenfassung

Die Nayband-Formation (Obertrias) besteht im Gebiet von Baqirabad (60 km NNE Isfahan) einer einer 722 m mächtigen Abfolge quarzitischer Sandsteine, organodetritischer Kalke und Mergel. Mit einer leichten Winkeldiskordanz wird diese Formation von der Shemshak-Formation(? Lias) überlagert. Der Fund von *Monotis salinaria* BRONN im obersten Teil der Nayband-Formation gestattet eine Einstufung in das obere Nor (Sevat). Besonders die oberen Partien dieser Formation sind zum Teil sehr reich an Fossilien, besonders an großen Mollusken. Gastropoden: *Dicosmos* sp., *Stephanocyga jenningsi* (DOUGLAS), *Stephanocyga binodosa* n. sp., *Purpuroidea dilophosignata* n. sp., *Promathilda (Teretrina)* sp. Bivalven: *Monotis salinaria* (BRONN), *Indopecten glabra* DOUGLAS, *Indopecten seinamensis* (KRUMBECK), *Indopecten serraticosta* (BITTNER), *Costatoria verbeeki* (BOETTGER), *Gruenwaldia woehrmanni* (BITTNER), *Trigonia zlabachensis* HAAS, *Prosogyrotrigonia iranica* n. sp., *Krumbeckia tambangensis* (DIENER).

Summary

The Upper Triassic Nayband Form represents in the area near Baqirabad (60 km NNE of Esfahan) a 722 m thick sequence of slaty quartzitic sandstones, organodetritic limestones and marls. With a slight angle disconformity this sequence is overlayn by the probably Liassic Shemshak Formation. The evidence of *Monotis salinaria* (BRONN) enables a definite stratigraphic dating of the Uppermost Nayband Formation into the Upper Norian. Some parts of the Nayband Formation are very rich in fossils especially in large mollusks: Gastropods: *Dicosmos* sp., *Stephanocyga jenningsi* (DOUGLAS), *Stephanocyga binodosa* n. sp., *Purpuroidea dilophosignata* n. sp., *Promathilda (Teretrina)* sp. Bivalves: *Monotis salinaria* (BRONN), *Indopecten glabra* DOUGLAS, *Indopecten*

*) Diese Bearbeitung beruht auf den Materialien einer Dissertation (M. FALLAHI, 1980), die im Rahmen des Projektes 4 „Triassic of the Tethys Realm“ (International Geological Correlation Programme) ausgeführt wurde.

***) Anschriften der Verfasser: Dr. Mohamed FALLAHI, Donaustraße 30, A-1220 Wien. Dr. Bernhard GRUBER, Oberösterreichisches Landesmuseum, Museumstraße 14, A-4020 Linz. Univ.-Prof. Dr. Gottfried TICHY, Institut für Geowissenschaften, Akademiestraße 26, A-5020 Salzburg.

seinaamensis (KRUMBECK), *Indopecten serraticosta* (BITTNER), *Costatoria verbeeki* (BOETTGER), *Gruenwaldia woehrmani* (BITTNER), *Trigonia zlabachensis* HAAS, *Prosogyrotrigonia iranica* n. sp., *Krumbeckia tambangensis* (DIENER).

The Alpine elements are more frequently represented than hithero assumed. Apart from this it became confirmed that the Iranian Triassic fauna contains Alpine as well as Southeast Asian elements.

Profilbeschreibung

Das untersuchte Profil von Baqirabad (60 km NE Isfahan) liegt in der zentralpersischen Faziesregion, welche nach der sehr mächtigen und faziell unterschiedlich ausgebildeten Nayband Formation auch als Nayband-Faziesregion bezeichnet wird (KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN 1979, 126).

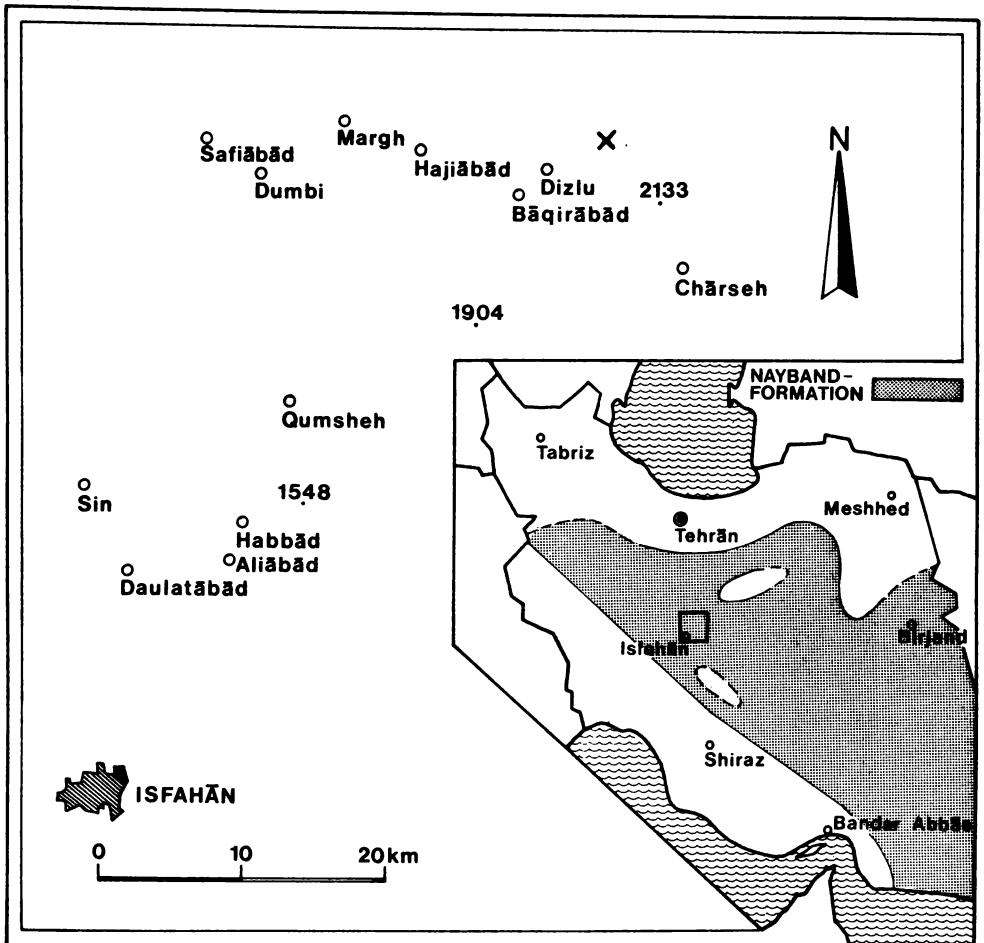


Abb. 1: Lage des Profils von Baqirabad und die Verbreitung der Nayband-Formation im Iran.

Man erreicht es von Baqirabad aus, indem man 3 km weiter bis zur kleinen Ortschaft Dizlu fährt. Von dort, 7 km nach Nordosten befindet sich das Hangende des Profils (siehe Abb. 1).

Das von Süden nach Norden verlaufende Profil nimmt eine Mächtigkeit von 722 m ein und umfaßt das oberste Mittelnor (Alaun) bis zum Obernor (Sevat). Das gesamte Profil läßt sich in drei Abschnitte gliedern:

I. An der Basis folgt über dem Shotori-Dolomit eine ca. 26 m mächtige, der Espahk-Formation entsprechende Dolomit Serie, die ammonitenführende dunkle dolomitische Kalkbänke und Kalkmergel beinhaltet. Neben dem Ammoniten *Ectolcites* sp. enthält dieser Abschnitt noch *Chlamys* sp., *Palaeocardita buruca* (KRUMBECK), *Costatoria verbeeki* (BOETTGER), *Indopecten serraticosta* (BITTNER) sowie die Gattung *Plagiostoma* und diverse, aufgrund ihres Erhaltungszustandes nicht näher bestimmbare Pectiniden. KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1979) beschreiben aus diesem Niveau noch Foraminiferen (Glomospirellen und Glomospiren), Korallen, Ostracoden und Bryozoen.

II. Im zweiten Abschnitt folgt eine 563 m mächtige Wechsellagerung von hell- bis dunkelbraun verwitternden quarzitischen Sandsteinen, Kalksandsteinen und sandigen Schiefern, die fast fossilliefer sind. Der quarzitische, stark zerklüftete Sandstein und Kalksandstein verwittert rostrot bis schwarz. In den unteren Partien dieses Abschnittes treten *Indopecten verbeeki* BOETTGER, *Indopecten verbeeki costata* BOETTGER, Krinoidenstielglieder und Pflanzenhäcksel auf.

III. Der dritte Abschnitt dieses Profils, eine Abfolge von hauptsächlich Mergeln, Sandsteinen und Biogenschuttkalken ist durch seinen großen Fossilreichtum gekennzeichnet und Gegenstand dieser Abhandlung. Anhand der Lithologie läßt sich dieser Abschnitt in zwei Teile gliedern.

Der liegende, 79,8 m mächtige Teil stellt eine Abfolge von Mergeln, Sandsteinen und Kalksandsteinen dar und enthält an Fossilien *Indopecten glabra* (KRUMBECK), erstmals im Profil auftretende Heterastridien sowie eine ausschließlich aus Thecosmilien bestehende Korallenlage.

Der obere Teil dieses dritten Abschnittes (siehe Abb. 2) baut sich aus Organodetrituskalken und Kalksandsteinen auf, wobei die hangendste Bank des Profils aus Korallenkalk besteht.

Typisch für den Fossilinhalt des oberen Abschnittes ist das Auftreten von Heterastridien, die gegenüber dem unteren Bereich häufiger geworden sind und deutlich an Größe zugenommen haben. Neben Heterastridien treten Korallen und folgende Bivalven auf: *Monotis (Monotis) salinaria* (BRONN), *Indopecten glabra* DOUGLAS, *Indopecten seinaamensis* (KRUMBECK), *Indopecten serraticosta* (BITTNER), *Costatoria verbeeki* (BOETTGER), *Gruenwaldia woehrmanni* (BITTNER), *Trigonia zlabachensis* HAAS, *Prosogyrotrigonia iranica* n. sp. und *Krumbeckia tambangensis* (DIENER). An Gastropoden konnten *Dicosmos* sp., *Stephanocyga jenningsi* (DOUGLAS), *Stephanocyga binodosa* n. sp., *Purpuroidea dilophosignata* n. sp. und *Promathilda (Teretrina)* sp. beschrieben werden. Untergeordnet kommen unter anderem auch Brachiopoden und Krinoiden vor.

Paläontologie

Klasse:	Gastropoda
Ordnung:	Archaeogastropoda
Unterordnung:	Neritopsina COX & KNIGHT, 1960

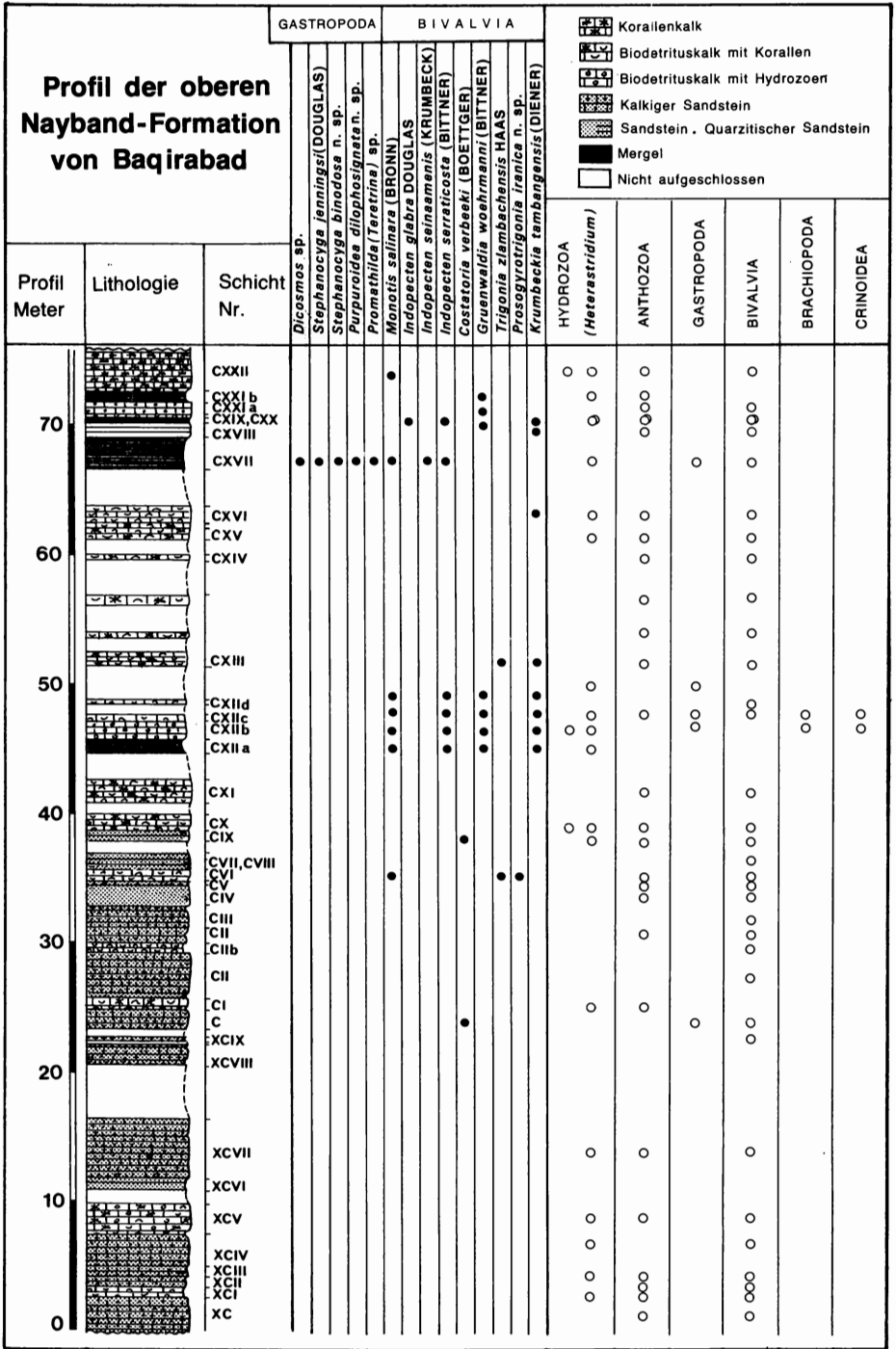


Abb. 2: Profil des obersten Abschnittes der Nayband-Formation (Sevat) von Baqirabad mit Angabe der Megafauna.

Überfamilie: Neritacea RAFINESQUE, 1815
Familie: Neritopsidae GRAY, 1847
Unterfamilie: Naticopsinae S. A. MILLER, 1889
Gattung: *Dicosmos* CANAVARI, 1890

Dicosmos sp.

Taf. 1, Fig. 1

Material: 1 Schalenexemplar

Beschreibung: Das globose Gehäuse zeigt nur eine sehr niedrige Spira. Der letzte Umgang ist sehr groß, stark gerundet und weist kurz unterhalb der Sutura eine seichte Depression auf. Die Gehäuseoberfläche ist von zahlreichen dicht gedrängten Anwachsstreifen verziert, die von der Sutura weg bis zur Depression axial, anschließend auf der Flanke prosoklin-opisthocyrt und schließlich an der Basis prosoklin verlaufen. Das vorliegende Schalenexemplar ist stark depreß verdrückt. Die Farbe der Schale ist einheitlich schwarz.

Maße: Durchmesser: 32 mm, Höhe 25 mm

Vorkommen: Baqirabad, Schicht Nr. CXVII

Stratigraphische Verbreitung: Nor (Sevat)

Ordnung: Caenogastropoda COX, 1959
Überfamilie: Loxonematacea KOKEN, 1889
Familie: Pseudozygopleuridae KNIGHT, 1930
Gattung: *Stephanozyga* KNIGHT, 1930

Stephanozyga jenningsi (DOUGLAS, 1929)

Taf. 1 Fig. 2, 3

1929 *Promathildia* (?) *jenningsi* DOUGLAS, p. 640, Taf. 44, fig. 3

1940 *Promathildia* (?) *jenningsi* — KUTASSY, p. 417

Holotypus: Original zu DOUGLAS, 1929, Taf. 44, fig. 3

Locus typicus: Hauz-i-Sheikh, Distrikt Nayband

Stratum typicum: Graue Tonschiefer-Serie der Hauz-i-Sheikh Formation.

Material: 9 mehr oder weniger gut erhaltene Objekte.

Beschreibung: Ein mittelgroßer dickschaliger Gastropode mit zahlreichen Umgängen, die einen geringen Gehäusewinkel aufweisen. Die untere Hälfte der Umgänge wird von mächtigen axial gestellten Knoten eingenommen, die sich an die opisthocyrtischen Anwachslinien anschmiegen. Durch die Größe der Knoten ist auch die Skulptur schwach gewellt. An den vorliegenden Exemplaren sind weder Mündung noch Apex erhalten. Die Spindel ist massiv.

Bemerkungen: Das Originalexemplar von *Promathildia* (?) *jenningsi* DOUGLAS ist ein Bruchstück von 1,7 cm Höhe, dem die Spitze fehlt. Die ursprüngliche Höhe dürfte etwa 2,5 cm betragen haben. Die Gattung *Stephanocyga* ist bisher nur aus dem O-Karbon bis zum Perm von Nordamerika und Hinterindien bekannt, die ihr ähnlich sehende triassische Gattung *Tyrsoecus* KITTL („*Stephanocyga*“ COSSMANN, 1895) hingegen ab dem Ladin bis zum Karn Europas und Südamerikas. Hier sind aber die Knoten in der Mitte der Umgänge an den verkehrt S-förmigen Anwachsstreifen gelegen. Nach KNIGHT (1930, 9) leiten sich die triassischen Zygopleuren nicht von den karbonischen und permischen Pseudozygopleurinae ab, sondern von

Loxonemen des älteren Paläozoikums. Zwischen Devon und Trias sind bisher keine Zwischenglieder bekannt geworden. Es ist aber fraglich, ob *Stephanocyga* überhaupt zu den Pseudocyclopleuren gehört. Bisher wurde noch von keinem ihrer Vertreter Larvalgehäuse bekannt. Wieweit eine Homöomorphie vorliegt, kann nicht entschieden werden.

In der Literatur wurden eine Reihe von Arten beschrieben, die der vorliegenden ähnlich sind und meist als *Zygopleura* beschrieben wurden. So gleicht die von YIN (1932, 27; Taf. 3, fig. 12—14) aus Kansu (China) beschriebene *Zygopleura* cf. *ignorata* TRAUTSCHOLD, 1867 und *Zygopleura* cf. *crassa* WANNER, 1922 aus der Moskau-Formation der Penchi Serie (M-Karbon) sehr der vorliegenden. Die Knotenanzahl ist dort aber etwas geringer und die Knoten länglicher (axial) gestaltet.

Besonders aus der oberen Trias gibt es eine ganze Reihe von Arten, welche jener aus dem Iran ähnlich sind. GEMMELLARO G.G. (1978) beschreibt aus der Montagne del Casale bei Palermo (Sizilien) „*Chemnitzia*“ *tatica* GEMM., „*Chemnitzia*“ *moorei* GEMM., „*Chemnitzia*“ *polyplecta* GEMM., „*Chemnitzia*“ *appeninica* GEMM., „*Chemnitzia*“ *thalestris* GEMM. und „*Chemnitzia*“ *stoliczkai* GEMM., die morphologisch der iranischen Art ähneln. Besonders „*Chemnitzia*“ *appeninica* GEMM. und wahrscheinlich mit ihr idente Spezies „*Chemnitzia*“ *polyplecta* GEMM. kommen der vorliegenden Art sehr nahe. Sie besitzen nicht nur die gleiche Größe und einen annähernd gleichen Apikalwinkel, sondern auch die gleiche Anzahl von Knoten. Letztere sind etwas länglicher, axial gestreckt, während die bei *Stephanocyga jenningsi* (DOUGLAS) auftretenden nur unterhalb der Sutur knopfartig verstärkt sind. Bei „*Chemnitzia*“ *tatica* GEMM. und „*Chemnitzia*“ *moorei* GEMM., welche wahrscheinlich ebenfalls zu einer Art gehören, sind die Knoten ähnlich wie bei der iranischen Art entwickelt, nur liegen sie fast in der Mitte der Umgänge.

Aus rhätischen Schichten (Infralias) des Mont d'Or Lyonnais (Luxemburg, Lorraine) beschreibt DARESTE DE LA CHAVANNE (1912, Taf. 16, fig. 5) einen der iranischen Art nahestehenden Gastropoden: *Zygopleura verrucosa* TERQUEM, 1855. Aber auch *Zygopleura subnodosa* d'ORB. und *Zygopleura porulosum* TERQUEM sind ihr sehr ähnlich.

DUMORTIER (1864, Taf. 18, fig. 11) bildet aus dem „Lias“ des Rhônebeckens ein „*Cerithium*“ *verrucosum* TERQUEM ab, welches einen geringeren Spiralwinkel und zahlreiche aber weniger prominente Knoten unterhalb der Sutur aufweist als dies bei der vorliegenden der Fall ist. Die Abbildung auf Taf. 25, fig. 3 hingegen kommt *Stephanocyga jenningsi* (DOUGLAS) wieder näher. Die Knotenanzahl ist gleich groß. Die Knoten sind auch bedeutend kräftiger als jene bei den vorher abgebildeten Individuen, wenn auch nicht so wuchtig wie bei der iranischen Art.

Auch aus dem rhätischen Riffkalk von Adnet (Salzburg) liegt ein ähnlich gestalteter Gastropode vor, der sich aber durch den spitzeren Spiralwinkel, durch die größere Anzahl der Knoten, welche auch weniger massig sind, von der hier beschriebenen unterscheidet.

Undularia (Pustulifer) alpina (EICHWALD) erinnert mit ihren zwei Knotenreihen, eine an der oberen, eine weitere an der unteren Sutur, entfernt an die Gattung *Stephanocyga*. Eine Zugehörigkeit zur Familie Coelostylinidae, wohin die Undularien gehören, ist bei *Stephanocyga* jedoch auszuschließen, da sie keine durchbohrte Spindel besitzt (vgl. Taf. 1 Fig. 3).

Auch innerhalb der Superfamilie Scalacea, die wahrscheinlich eng an die Familie Cerithiacea anschließt, kommen Arten der Gattung *Kapua* vor, die mit *Stephanocyga* morphologische Ähnlichkeiten aufweisen.

Maße des Abb. Orig. Taf. 1, Fig. 2 (in mm):					
Durchmesser der Umgänge 1—5:	14	17	22	28	32
Höhe der Windungen 1—5:	?	6	10	14	?

Vorkommen: Schicht CXVII

Stratigraphische Verbreitung: O-Nor bis Rhät.

Stephanozyga binodosa n. sp.

Taf. 1 Fig. 4

Derivatio nominis: binodosa (lat.) = zweiknotig, nach den beiden Knotenreihen benannt.

Holotypus: Original zu Taf. 1 Fig. 4

Institut für Paläontologie der Universität Wien, Inv. Nr. CIII/590

Locus typicus: Baqirabad bei Isfahan, Iran

Stratum typicum: Mergelbank CXVII, Nayband-Formation

Material: 6 Exemplare

Diagnose: Turmförmiger, mit zahlreichen Windungen ausgestatteter Loxonematacea, der in der unteren Hälfte des Umgangs zwei mit Knoten dicht besetzte spirale Knotenreihen aufweist.

Beschreibung: Der Gastropode ist mittelgroß und turmförmig. Die zahlreichen Umgänge zeigen im oberen Abschnitt, welcher etwa zwei Drittel der Umgangshöhe einnimmt, einen steilen leicht konkaven Abfall. Das untere Drittel des Umganges wird von je einer Knotenreihe flankiert, wobei die obere Knotenreihe um eine Spur breiter ist als die untere und gleichzeitig den größten Durchmesser des Umgangs darstellt. Die Fläche zwischen beiden Knotenreihen ist stark konkav eingezogen. Die Nähte sind scharf, die folgenden Umgänge schließen dicht an die zweite Knotenreihe. Die Umgänge werden von zahlreichen feinen, dicht gedrängten Spiralstreifen verziert, die etwa unterhalb der oberen Sutura einsetzen. Dadurch scheint der apikal gelegene Teil des Umganges wie mit einer schmalen Borte eingesäumt. Die schwach konvexe Unterseite des Umganges, deren Höhe gleich groß der Windungshöhe ist, weist ebenfalls dichtgedrängte, zarte Spiralstreifen auf. Die Spindel ist relativ massiv und dick, ebenso die Schale. An keinem der vorliegenden Exemplare ist die Mündung vorhanden. Aufgrund der Anwachsstreifen wird eine seichte Siphorausrandung vermutet. Am letzten Umgang (Exemplar Nr. 590/CXVII) sind 24 kleine, dicht stehende Knoten vorhanden. Anwachsstreifen sind nur an wenigen Exemplaren zu beobachten und verlaufen verkehrt S-förmig. Auf den oberen zwei Dritteln des Umganges sind sie opisthocyrt entwickelt und biegen nach der ersten Knotenreihe scharf nach rückwärts, so daß die Knoten der zweiten Knotenreihe gegenüber der oberen ein wenig prosoklin versetzt sind.

Bemerkungen: Die massive Spindel und die starken sigmoidalen Anwachsstreifen lassen keinen Zweifel über die Zugehörigkeit dieser Art zur Überfamilie der Loxonematacea KOKEN, 1889 zu. Die genaue Zuordnung bereitet jedoch Schwierigkeiten. Um eine zu starke Aufsplitterung in Gattungen und Untergattungen zu vermeiden, wird diese Art ebenfalls zur selben Gattung wie *Stephanozyga jenningsi* (DOUGLAS) gestellt, da man sich aus den länglichen, axialen Rippenknoten leicht die Entstehung der doppelten Knotenreihe vorstellen kann.

Maße vom Holotypus (Taf. 1, Fig. 4) in mm:

Durchmesser der Umgänge: 1—4:	16	19	23	29
Höhen der Umgänge:	7	10	12	22

Vorkommen: Baqirabad Schicht CXVII
Stratigraphische Verbreitung: Obernor (Sevat)

Überfamilie: Littorinacea
Familie: Purpurinidae
Gattung: *Purpuroidea*

Purpuroidea dilophosignata n. sp.

Taf. 1 Fig. 5

Derivatio nominis: *dilophosignata* (gr., lat.) = mit doppelten Hügeln ausgestattet, nach der charakteristischen, sanduhrförmigen Skulptur bezeichnet.

Holotypus: Original zu Taf. 1 Fig. 5

Institut für Paläontologie der Universität Wien, Inv. Nr. CXVII/572

Locus typicus: Baqirabad bei Isfahan, Iran

Stratum typicum: Mergelbank CXVII, Nayband-Formation

Material: 3 mehrminder gut erhaltene Exemplare

Diagnose: Typischer *Purpuroidea* mit zwei leicht opisthoklin gestellten weitständigen prominenten Knotenreihen. Die derben Knoten verschmelzen miteinander. Auf den Knoten, wie in den Räumen dazwischen, ziehen die beiden Kiele in unverminderter Stärke.

Beschreibung: Dickschaliger, mittelgroßer, bis 5,5 cm hoch werdender Gastropode mit einer nur mäßig gewundenen Spira, deren Höhe ca. ein Drittel der Gesamthöhe beträgt. Die Umgänge sind stark voneinander abgesetzt und bilden eine leicht abschüssige, konkav eingezogene Rampe. Diese wird von einem dünnen Kiel begrenzt, dem knapp unterhalb ein zweiter Kiel folgt. Beide Kiele tragen in weiten Abständen massive Knoten, die leicht gegeneinander (opisthoklin) verschoben sind und miteinander verschmelzen. Dadurch besteht die für diese Art charakteristische Ausbildung der Skulptur, die einer Sanduhr gleicht. An der Endwindung ist noch eine untere Knotenreihe erkennbar, die von den folgenden Umgängen verdeckt wird. Der Teil unterhalb dieser Knotenreihe fällt leicht konvex geschwungen zur Achse ab. Die zum Teil grob ausgebildeten Anwachsstreifen sind opisthocyrt und an einigen Stellen, besonders gegen die Mündung zu, unregelmäßig verdickt. An keinem der vorliegenden Exemplaren ist die Mündung vollständig erhalten. Sie war groß und weit und hat möglicherweise am apikalen Ende des Gehäuses eine kleine, seichte Ausnehmung besessen.

Bemerkungen: Unter den zahlreichen, bereits aus der Trias bekannten Arten der Gattung *Purpuroidea* gleicht keine der hier beschriebenen. Die meisten triadischen Arten sind klein bis mittelgroß und sind selten mehr als 3 cm hoch. Die Spira dieser Spezies ist im Vergleich zu jurassischen Vertretern etwas größer. Einige, ursprünglich als *Purpuroidea* beschriebene Arten, müssen zur verwandten Gattung *Purpurina* gestellt werden. Die Gattung *Parangularia* KUTTASSY (1934) hingegen steht der Gattung *Purpurina* so nahe, daß höchstens eine subgenerische Abtrennung gerechtfertigt scheint. Die ersten Vertreter dieser „jurassischen“ Gattung sind aus dem Ladin bekannt. Wahrscheinlich tritt sie noch früher auf. Der Genotypus von *Purpuroidea*: *P. maureansea* (BUVIGNIER) stammt aus dem oberen Jura.

Maße vom Holotypus (Taf. 1, Fig. 5) in mm:

Höhe der Spira: 19

Höhe des letzten Umgangs: 29

Durchmesser: 44

Vorkommen: Baqirabad, Schicht CXVII

Stratigraphische Verbreitung: Obernor (Sevat)

Überfamilie: Cerithiacea
Familie: Mathildidae
Gattung: *Promathilda*
Untergattung: *Teretrina*

Promathilda (Teretrina) sp.

Taf. 1 Fig. 6

Material: 7 Exemplare aus dem Schuttbereich von CXVII

Beschreibung: Das Gehäuse ist mittelgroß, schlank turmförmig bis hochkegelförmig, mit zahlreichen niedrigen, abgesetzten Umgängen. Sämtliche Exemplare sind stark beschädigt, bei dem am besten erhaltenen sind nur mehr drei Umgänge vorhanden. Die Rampe fällt steil ab, sie ist leicht konkav und nimmt zwei Drittel der Windungshöhe ein. Knapp unterhalb der oberen Sutur sind am Umgang zwei zarte Spiralreifen sichtbar, aber auch die übrige Fläche wird von zahlreichen, sehr zarten Spiralreifen eingenommen. Diese werden von sehr feinen opisthocyrtten Anwachsstreifen gequert und erzeugen eine rhombische Gitterung. Unterhalb des Lateralkieles, der die größte Breite des Umganges darstellt, fällt die Flanke steil nach innen (axial). Der untere Teil der Umgänge (abapikal) zeigt an der Endwindung drei stärkere Spiralreifen. Auch hier ist das Gehäuse mit zahlreichen feinen Spiralreifen verziert, welche, wie auf der Flanke, von fast orthoklin verlaufenden Anwachsstreifen gequert werden und eine quadratische Gitterung erzeugen. Diese Art ist ungenabelt, ihre Mündung war anscheinend gerundet viereckig.

Bemerkung: Die aus zahlreichen Arten bestehende Untergattung *Teretrina* ist bisher nur aus Europa vom Ladin bis in den Jura bekannt.

Maße vom Abb. Orig. (Taf. 1, Fig. 6) in mm:

Durchmesser der Windungen 1, 2: 12 15

Höhe der Windungen 1, 2: 7 11

Vorkommen: Baqirabad, Schicht CXVII

Stratigraphische Verbreitung: Obernor (Sevat)

Klasse: Bivalvia LINNÉ, 1758
Unterklasse: Pteriomorpha BEURLÉN, 1944
Ordnung: Pterioda NEWELL, 1965
Unterordnung: Pteriina NEWELL, 1965
Überfamilie: Pectinacea RAFINESQUE, 1815
Familie: Monotiidae, P. FISCHER, 1887
Gattung: *Monotis* BRONN, 1830

Monotis (Monotis) salinaria (BRONN, 1830)

*1830 *Pectinites salinarius* BRONN, S. 280, Taf. 4, Fig. 3

1923 *Monotis salinaria* BRONN—DIENER, S. 45 cum syn.

1931 *Monotis salinaria* BRONN—KUTASSY, S. 283, cum syn.

1958 *Monotis (Monotis) salinaria* (BRONN)—ICHIKAWA, S. 173, Taf. 23, Fig. 1—11 cum syn.

Lectotypus: Original zu ICHIKAWA, 1958, Taf. 23, Fig. 3

Locus typicus: vermutlich Bad Ischl/OÖ. vgl. ICHIKAWA (1958, 173)

Stratum typicum: norischer Hallstätterkalk.

Material: 19 Exemplare aus Schicht CVI, CXII, CXVII

Beschreibung: *Monotis salinaria* BRONN ist von kleiner bis mittlerer Größe. Sie ist von schräg eiförmigem Umriß und nach hinten stark horizontal verlängert. Die Klappen sind beträchtlich höher als breit, und zwar macht die Höhe zumeist drei Viertel bis vier Fünftel der Breite aus. Selten können Höhe und Breite fast gleich sein.

Rechte Klappe:

Die rechte Klappe ist bei typischen Formen regelmäßig gewölbt. Es gibt aber auch Individuen, bei denen sie ziemlich flach werden kann. Unterhalb des glatten Umbos entspringen regelmäßige Radialrippen. Diese sind im medianen Bereich meist etwas kräftiger ausgebildet als im hinteren.

Auch ist ihre Anordnung im hinteren Bereich oftmals gedrängter. Die Radialrippen können bis zur vierten Ordnung differenziert sein. Bei den hier vorliegenden Exemplaren fehlen die Rippen dritter und vierter Ordnung.

Die Anzahl der Primärrippen beträgt ungefähr 17 bis 20. Zwischen die Primärrippen schieben sich schwächere Rippen ein, die im oberen Schalendrittel entspringen. Wellungen oder Knickungen der Rippen im hinteren Sektor, wie sie bei *Monotis salinaria* BRONN häufig auftreten, liegen bei den hier vorhandenen Exemplaren nicht vor. Die Schale ist mit regelmäßig ausgebildeten und in gleichen Abständen aufeinanderfolgenden, sehr feinen Anwachslinien bedeckt.

Linke Klappe:

Die linke Klappe ist stets regelmäßig gewölbt. Die Berippung entspricht jener der rechten Klappe. Die linke Klappe ist ebenfalls mit ungefähr 17 bis 20 Primärrippen versehen, zwischen die sich schwächere Rippen einschieben. Auch auf der linken Klappe ist die Berippung im hinteren Sektor meist etwas feiner und gedrängter ausgebildet als im Medianbereich. Das Vorderrohr ist glatt und deutlich konkav.

Höhe und Breite des vorderen Ohres variieren. Auch das Hinterrohr ist glatt oder nur mit einigen feinen Radialstreifen versehen. Es ist ein wenig konkav, nach hinten stumpf abgestutzt und kann vom Gehäuse mehr oder weniger unterschieden werden.

Der Schloßrand dürfte teilweise konkav sein. Die Breiten des vorderen kurzen Schloßrandes und hinteren langen Schloßrandes sind stark unterschiedlich.

Das Jugendstadium reicht bis zu einer Gehäusehöhe von 1,5 bis 3 mm. In diesem Stadium ist das Gehäuse glatt, fast gleichklappig und ziemlich stark gewölbt.

Die konzentrischen Anwachslinien sind undeutlich und unregelmäßig und liegen enger zusammen als im adulten Stadium. Der Gehäuseumriß ist im Jugendwie im Adultstadium schief und prosoklin ausgebildet.

Die Berippung setzt am hinteren Rand etwas später ein als am Vorder- und Ventralrand. Die Vermehrung der Rippen erfolgt durch Einschaltung.

Bemerkungen:

Aus Ost-Seran bzw. aus den Kalkschiefern des Moeroek-Flusses kennt man Exemplare, bei denen am Hinterrohr einer Klappe ein feiner, scharfer, median bzw. proximal gelegener Radialkiel auftritt. Die Exemplare der oben genannten Fundorte weisen auch feine, scharfe, regelmäßig und licht angeordnete, konzentrische Streifen auf der Schalenoberfläche auf. Solche konzentrische Streifen finden sich auch auf Exemplaren vom Kampang Fautkala, aus Mergelschiefern vom Pfad Pariti-Noeataoes und aus den Geröllen des Sahe-Flusses.

Formen, die von TRECHMANN (1917) als *Monotis salinaria* BRONN beschrieben wurden, weichen durch die große flache Form, den großen und starken gebogenen Wirbel und durch die kräftigeren Primärrippen vom Arttypus ab.

Bei den großen Formen der Hallstätter Kalke lassen sich einige mit wenigen, entfernter stehenden und kräftigeren Radialrippen ausscheiden. Im ersten Fall können 10 bis 20, im anderen 20 bis 30 Primärrippen gezählt werden.

VREDENBURG (1904) und DIENER (1908) beschreiben eine *Monotis salinaria* BRONN aus Beluchistan. Diese dürfte aber eher *Monotis salinaria haueri* KITTL sein, da sie weniger Rippen aufweist. In den Alpen und in den südostasiatischen Triasgebieten kommen beide Arten nebeneinander vor.

Maße (in mm):

Nr.	Höhe	Dicke	Breite
749	24		30
	22		28
	30		33
	14		19,5
750	37	5	44
754	24	5	37

Verbreitung: Nördliche Kalkalpen, Südalpen, Jugoslawien (Dalmatien, Serbien), Albanien, Ungarisches Mittelgebirge, Bulgarien, Krim, Kaukasus, Beluchistan, Karakorum, Pamir, Iran, Spiti (Himalaya), Timor, Rotti, Seran.

Stratigraphische Verbreitung: Nor (Alaun 2 bis Sevat)

Überfamilie:	Pteriacea GRAY, 1847
Familie:	Pectinidae RAFINESQUE, 1815
Gattung:	<i>Indopecten</i> DOUGLAS, 1929

Indopecten glabra DOUGLAS, 1929

- *1913 *Pecten (Aequipecten) Clignetti* G. BOEHM var. (? mut.) *glabra* var. (? mut) nov. — KRUMBECK, S. 43, Taf. 2, Fig. 9, 10 1, b, 11, 12.
- . 1929 *Pecten (Indopecten) Glabra* — DOUGLAS, S. 635, Taf. 43, Fig. 1, 2.
- 1931 *Pecten (Indopecten) glabra* DOUGLAS-KUTASSY, S. 310, cum syn.
- . 1972 *Indopecten glabra* DOUGLAS—ALAVI-NAINI, S. 108, Fig. 16

Lectotypus: Original zu KRUMBECK, 1913, Taf. 2, Fig. 9.

Locus typicus: Bilkófan, West-Buru

Stratum typicum: Fogi-Schichten. Bilkófan

Material: 10 Exemplare aus Schicht Nr. LXXII, LXXVII, CXX und CXXII

Beschreibung:

Indopecten glabra DOUGLAS stellt eine großwüchsige inäquivalve Art mit sehr massiven Schalen dar, die zeitlebens einen subcircularen Umriß aufweist. Die aklinen Klappen sind äquilateral und der kräftig ausgebildete Umbo ist orthogyr. Auf der Schaleninnenseite bzw. auf dem Steinkern läßt sich ein großer subzentral gelegener Muskel (posteriorer Adduktor) erkennen.

Rechte Klappe:

Die rechte stark gewölbte Klappe ist mit fünf breiten, im Querschnitt leicht gewölbten Primärrippen verziert, die durch breite und tiefe Intercostalfurchen voneinander getrennt sind. Im Adultstadium ist die Breite der Intercostalfurchen fast genau so groß wie die der Primärrippen. Die Hauptrippen sind bereits im Bereich des Umbo in vier bis fünf Nebenrippen aufgespalten, die durch schmale und flache Intercostalfurchen voneinander getrennt werden.

Die konzentrische Skulptur besteht aus schmalen Zuwachslinien und im Adultstadium sind noch zusätzlich parallel zu den Zuwachslinien verlaufende konzentrische Runzeln ausgebildet. Das anteriore Ohr ist etwas größer als das posteriore.

Linke Klappe:

Die linke Klappe ist flach und kann aber auch leicht konkav ausgebildet sein. Die Skulptur besteht aus sechs radial verlaufenden, gerundeten Hauptrippen, die dorsal schmal sind und nach ventral an Breite zunehmen. Diese sind durch breite abgeflachte Furchen voneinander getrennt. Zu den Hauptrippen werden im Laufe der Ontogenese noch ein bis zwei schmale Rippen eingeschaltet. Auf dem anterioren und posterioren Teil der Klappe findet man zusätzlich zwei oder mehrere kleine Rippen. Weder die Haupt- noch die Sekundärrippen tragen Knoten. Auf der Schaleninnenseite der linken Klappe sind gut ausgeprägte Zickzacklinien ausgeprägt. Die Ohren sind groß und flach gestaltet und vom Rest der Schale nicht differenziert. Die linke Klappe zeigt keine Anwachslienien. Der Umbo ist nicht so stark gewölbt wie jener der rechten Klappe.

Bemerkungen: Durch die massive Schale, den mannigfaltigen Charakter der Rippen und durch das Fehlen von Knoten, ist diese Art von *Indopecten clignetti* BOEHM em. KRUMBECK, getrennt.

Maße (in mm):

Nr.	Höhe	Dicke	Breite
680	79	28	74
562	133	44	130
664	93	33	71

Vorkommen: Sumatra, Iran

Stratigraphische Verbreitung: Nor bis Rhät.

Indopecten seinaamensis (KRUMBECK, 1924)

- *1924 *Pecten (Aequipecten) seinaamensis* sp. nov. — KRUMBECK, S. 202, Taf. 15, Fig. 10—12
- pars 1924 *Pecten (Aequipecten) subsematicosta* sp. nov. — KRUMBECK, S. 200, Taf. 15, Fig. 7
- . 1929 *Pecten (Indopecten) seinaamensis* KRUMBECK—DOUGLAS, S. 633, Taf. 44, Fig. 1, 4—5.

Lectotypus: Original zu KRUMBECK, 1924, Taf. 15, Fig. 10

Locus typicus: Der Fundpunkt liegt zwischen Noil Besi und Fatu Seinaam, Timor

Stratum typicum: graugrüne mergelige Fatu-Kalke

Material: 1 Exemplar aus Schicht CXVII

Beschreibung:

Indopecten seinaamensis (KRUMBECK) ist eine Bivalve von variabler Form, subcircular bis obovat und inäquivalv. Es ist eine kleine, verhältnismäßig stark gewölbte Art, dessen Umbo leicht nach rechts geneigt ist.

Rechte Klappe:

Die rechte, mäßig konvexe Klappe besitzt fünf breitgerundete Hauptrippen und bei juvenilen Formen eine zusätzliche anteriore und posteriore Rippe von fast gleicher Stärke. In den Intercostalrippen treten ein bis zwei sehr zarte Sekundärrippen auf.

Die Hauptrippen sind durchgehend mit ein bis zwei Reihen von winzigen Knoten versehen. Die Sekundärrippchen tragen nur eine Knotenreihe. Die Knötchen sind in regelmäßigen Reihen angeordnet.

Die konzentrischen Zuwachslinien sind äußerst zahlreich und eng angeordnet. Durch die Kreuzung dieser mit den Radialrippen erhält die Schale oft ein netzartiges Aussehen.

Linke Klappe:

Die linke, plano-konvexe Klappe ist mit sechs gerundeten Hauptrippen versehen, die durch breite Intercostalfurchen voneinander getrennt sind. Diese Hauptrippen tragen eine Hauptreihe von kleinen, kugeligen Knoten, können aber bis fünf solcher Knotenreihen aufweisen. Auf der linken Klappe fehlt die netzartige Ornamentation.

Die linke Klappe besitzt die für das Subgenus charakteristische zickzackförmige Innenstruktur.

Bemerkungen:

Die ursprüngliche Beschreibung dieser Art basiert ausschließlich auf rechten Klappen. DOUGLAS (1929) fand in den Schichten der Nayband-Formation Ostpersiens Exemplare mit beiden Klappen, was eine genauere Beschreibung als die von KRUMBECK ermöglichte.

DOUGLAS (1929) ist der Ansicht, daß *I. subserraticostata* KRUMBECK nur die linke Klappe von *L. seinaamensis* (KRUMBECK) darstellt. Bei einer von KRUMBECK als rechte Klappe beschriebenen Form handelt es sich klar um eine linke Klappe, da die Spuren einer Zickzack-Struktur sichtbar sind. Laut DOUGLAS (1929) ist es durchaus möglich, daß *Lima* (?) *serraticosta* BITNER ebenfalls eine linke Klappe der hier benannten Art ist. Als Hauptmerkmal für diese Art gelten die zwischen den Hauptrippen liegenden Sekundärrippen.

Vergleiche mit anderen Arten:

Obwohl die Zahl der Knotenreihen einer Radialrippe nicht als spezifisches Unterscheidungsmerkmal gelten kann, wird *Indopecten seinaamensis* (KRUMBECK) von *Indopecten clignetti* KRUMBECK durch das Auftreten solcher Knotenreihen auf den Nebenrippen einer linken Klappe unterschieden. Die beiden Arten können als nahe verwandt betrachtet werden.

Maße:

Nr.	Höhe	Dicke	Breite
522	60	12	62
548	60	31	49
653	63	21	53
538	54	19	49
762	68	22	68
525	64	21	68
526	67	22	68
549	59	22	59

Vorkommen: Timor, Iran.

Stratigraphische Verbreitung: Nor bis Rhät

Indopecten serraticosta (BITTNER 1899)

*1899 *Lima serraticosta* BITTNER, S. 50, Taf. 8, Fig. 12—13

.1924 *Pecten (Aequipecten) subserraticosta* KRUMBECK, S. 200, Taf. 15, Fig. 6—8, 16

Lectotypus: Original zu BITTNER, 1899, Taf. 8, Fig. 12

Locus typicus: Bambanag/Painkhanda (W-Himalaya)

Stratum typicum: Sagenites-Schichten (Bambanag-Profil)

Material: 39 Exemplare aus Schicht III, CXII, CXVII und CXX

Beschreibung:

Indopecten serraticosta (BITTNER) stellt eine kleine bis mittelgroße, inäquivalve, schwach inäquilaterale Art dar, die zeitlebens einen subcirkularen Umriss besessen hat. Die Höhe der subaklinen, schwach gewölbten Klappen ist immer größer als ihre Breite. Der Umbo ist spitz und orthogyr-prosogyr gerichtet.

Der Schloßrand ist gerade und ziemlich lang. Die Ohren sind groß, jedoch von etwas ungleicher Gestalt. Das schmalere Hinterrohr ist höher, außen stumpfgewinkelt und durch eine Furche vom Hauptteil der Schale abgesetzt. Das breitere, aber niedrigere Vorderrohr ist scharf vom Hauptteil abgesetzt, mit leicht konkavem, schräg einwärts ziehendem Vorderrand. Mit dem Schloßrand bildet es einen spitzen Winkel, mit dem Vorderrand einen stumpfen Winkel, in welchem der Byssus austritt.

Rechte Klappe:

Die rechte, mäßig gewölbte Klappe ist mit sieben kräftigen, radialen, spitzgerundeten Hauptrippen versehen. Diese im Querschnitt dreieckigen Rippen sind in der Höhe wechselnd und verbreitern sich von oben nach unten ziemlich rasch und regelmäßig. Die Hauptrippen sind von schmalen, gleichfalls spitzgerundeten Inter-costalfurchen getrennt. Die Rippen tragen quergestreckte, schuppige Knötchen, die in der Wirbelgegend stets fehlen.

Am Unterrand fehlen die Knötchen, an ihrer Stelle sind nur Wülste zu sehen. Die konzentrischen Streifen sind sehr fein, schuppig und regelmäßig konzentrisch angeordnet. In ihren Zwischenräumen kommen sehr feine, rundliche Anwachsstreifen vor. Die Wülste, Streifen und Anwachslinien biegen auf den Rippen breitkonkav ein, in den Furchen spitzkonvex aus. Aufgrund der kräftiger gewölbten rechten Klappe ist der am Schloßrand endende Wirbel auch kräftiger gebogen.

Linke Klappe:

Die linke Klappe besitzt sechs kräftige, hohe und schmale, nicht spitzgerundete Rippen mit bedeutend breiteren, flachgerundeten Intercostalfurchen. Auch hier tragen sämtliche Rippen Knoten, die aber nicht so schuppig sind wie an der rechten Klappe und sich seitwärts nur flach fortsetzen. Am Umbo sind die Knötchen sehr winzig.

Die Verzierung der Ohren ist auf feine Zuwachsstreifen beschränkt.

Innenskulptur:

Diese ist gekennzeichnet durch vom Rand nach dem Medianbereich zu verlaufende, gleich starke, in regelmäßigen Abständen angeordnete, ziemlich flache, ventral beknotete Rippen. Der Rest der Schaleninnenseite ist glatt und zeigt keinerlei Skulptur.

Das Schloß ist isodont. Es befindet sich demnach auf der linken Klappe je ein Zahn symmetrisch zur Resiliargrube, welche in die beiden Zahngruben der rechten Klappe eingreifen.

Bemerkungen:

Diese Art wurde von BITTNER (1899) aufgrund der schlechten Erhaltung der Ohren irrtümlich zu *Lima* gestellt. Die Bivalve stimmt in den Hauptmerkmalen mit der hier genannten überein, besonders in der Anzahl und Verzierung der Rippen. Sie unterscheidet sich nur durch größere Ohren und querverlängerte Knoten.

Außerdem scheint diese Form dem Formenkreis des *Indopecten verbeeki* KRUMBECK anzugehören, und zwar wegen der Schalenform, der Ohren und der Anzahl der Hauptrippen.

Beziehungen: In vielen Beziehungen stimmt *Indopecten serraticosta* (BITTNER) mit *Indopecten lignetti* G. BÖHM überein. So ist bei beiden Arten die linke Klappe fast gleichmäßig und kräftig gewölbt, die Ohren sind gleich groß und abgesetzt und auch die Anzahl und Stärke der Rippen beider Klappen und ihre Verzierung durch Knoten ist bei beiden Arten gleich. Nur fehlen bei *Indopecten serraticosta* (BITTNER) die für die rechte Klappe von *Indopecten lignetti* G. BÖHM bezeichnenden Sekundärrippchen auf den Falten und im oberen Bereich.

Maße (in mm):

Nr.	Höhe	Dicke	Breite
533	57	19	56,5
535	52	15	54
520	77	18	72
654	64	20	58
523	78,5	22,5	69
568	54	14	52
648	35,5	12	39
687	73	23	74
521	49	15	48
647	30	12	29
551	60	19	55
669	51	17	50
547	70,5	30	71
636	52	22	52,5
661	60	18	55,5

Vorkommen: Bambanag/Himalaya, Timor, Iran (Nayband-Formation)
Stratigraphische Verbreitung: Obernor bis Rhät

Unter-Klasse: Palaeoheterodonta NEWELL, 1965
Ordnung: Trigonioida DALL, 1889
Überfamilie: Trigonicea LAMARCK, 1819
Familie: Myophoriidae BRONN, 1849
Gattung: *Costatoria* WAAGEN, 1906

Costatoria verbeeki (BOETTGER, 1880)

- + 1880 *Pholadomya verbeeki* BOETTGER, S. 43, Taf. 2, Fig. 4 a, b
- ? 1880 *Trigonia dubia* BOETTGER—BOETTGER, S. 47, Taf. 3, Fig. 1—3
- . 1912 *Myophoria Verbeeki* BOETTGER—DIENER, S. 182, cum syn.
- . 1914 *Myophoria verbeeki* BOETTGER—KRUMBECK, S. 249, Taf. 17, Fig. 8—11.
- . 1923 *Myophoria Verbeeki* BOETTGER—DIENER, S. 182, cum syn.
- . 1927 *Myophoria verbeeki* var. *curta* REED—REED, S. 216, Taf. 18, Fig. 15—17
- . 1931 *Myophoria verbeeki* BOETTGER—KUTASSY, S. 379, cum syn.

Holotypus: Original zu BOETTGER, 1880, Taf. 2, Fig. 4 a—b

Locus typicus: Lurah Tambang (Sumatra)

Stratum typicum: Blaugraue Kalke (Tembang Schichten) Bank C

Material: 5 Exemplare aus Schicht III, C und CIX von Baqirabad.

Beschreibung: *Costatoria verbeeki* (BOETTGER) ist eine kleine bis mittelgroße Art, die sehr ungleichseitig, kräftig gewölbt und dickschalig entwickelt ist.

Der prosogyre Umbo ist stark eingekrümmt und überragt den Schloßrand. Die größte Schalenwölbung ist nahe dem Vorderrand. Der Schloß- und Hinterrand gehen in stumpfgerundetem Winkel ineinander über.

Rechte Klappe:

Die rechte Klappe besitzt sieben kräftige, gerundete, hohe Hauptrippen. Die hinterste dieser Hauptrippen ist flacher und breiter als die anderen und begrenzt die ziemlich schmale Area. Hierzu kommen noch wenigstens zwei schwächere Radialrippen.

Über die gesamte Schalenoberfläche laufen viele, ziemlich kräftige, regelmäßige Anwachsstreifen. Die Anwachsstreifen biegen in den Furchen konkav ein und bilden auf den Rippen Knoten.

Linke Klappe:

Auch die linke Klappe ist mit sieben kräftigen, hohen Hauptrippen versehen. Diese werden von Anwachsstreifen gekreuzt, die kräftig und regelmäßig ausgebildet sind und quergestellte Knötchen bilden. Die hinterste Hauptrippe ist auch auf der linken Klappe flacher und breiter.

Bemerkungen: Die als *Trigonia dubia* BOETTGER beschriebenen Funde dürften nur größere Exemplare der *Costatoria verbeeki* (BOETTGER) darstellen. Eine Beziehung zu *Costatoria napengensis* (HEALEY) besteht sowohl durch die bedeutende Größe und stärkere Wölbung der Schale, als auch durch die Anzahl der Rippen. Die HEALEYSCHEN Abbildungen zeigen allerdings meist nur eine angedeutete siebente Rippe.

Die vorliegenden Exemplare unterscheiden sich vom Birma-Typ durch erhebliche Größe, durch den schmäleren, typisch dreieckigen Umriß und die ungleichseitige Form, die durch die große Steilheit der Vorderregion entstanden ist. Die für

Costatoria napangensis (HEALEY) charakteristische Verbreitung der hinteren Schalenregion fehlt bei *Costatoria verbeeki* (BOETTGER).

Vorkommen: West-Sumatra, Iran

Stratigraphische Verbreitung: Obenor bis Rhät.

Gattung: *Gruenwaldia* WÖHRMANN, 1889

Gruenwaldia woehrmanni (BITTNER, 1895)

- 1895 b *Myophoria Woehrmanni* BITTNER—BITTNER, S. 106, Taf. 12, Fig. 9—13
- 1901 *Myophoria Woehrmanni* BITTNER—BITTNER, S. 16, Taf. 7, Fig. 3
- 1902 *Myophoria Woehrmanni* BITTNER—GORTANI, S. 88, Taf. 9, Fig. 6
- 1923 *Myophoria Woehrmanni* BITTNER—DIENER, S. 184, cum syn.
- 1931 *Myophoria woehrmanni* BITTNER—KUTASSY, S. 380, cum syn.

Leotypus: Original zu BITTNER, 1895b, Taf. 12, Fig. 10

Stratum typicum: Carditaschichten

Locus typicus: Kernitschnik, Ursulagebirge, Steiermark

Material: 29 Exemplare aus Schicht Nr. CXII, CXX, CXXI

Beschreibung:

Gruenwaldia woehrmanni (BITTNER) ist eine kleine leichtgewölbte, inäquilaterale Form von rhomboidalem Umriß. Der wenig gewölbte Umbo ist spitz und prosogyr gerichtet. Die Form ist mit einem relativ kräftigen Kiel versehen. Die Kielfurche ist tief eingeschnitten und schmal, sie nimmt von dorsal nach ventral an Breite zu. Die in regelmäßigen Abständen auftretenden Querrippen sind stark hervorgehoben und ziemlich kräftig. Die dazwischenliegenden Furchen sind relativ tief. Am Umbo ist die Querberippung schwächer ausgebildet. Die kräftige Berippung hört am Kiel plötzlich auf und setzt sich in der Kielfurche und über die Area als feine Querstreifung fort. Gegen vorn kann die Querrippung manchmal unregelmäßig werden, die einzelnen Wellen können sich spalten, kreuzen und vereinigen.

Diese Art hat nur am Umbo drei bis vier sehr feine Radialrippen, die höchstens bis zur größten Wölbung reichen und kein Gitter mit der Querberippung hervorbringen. Es tritt keine Aufspaltung in feinere Radialrippen ein, sondern die drei bis vier Rippen verlieren sich ganz. Die Area besitzt etwa in der Mitte eine schwache Radialrippe. Außerdem kommt zu einer Verdoppelung der Anwachsstreifen in der Kielfurche. Das Schloß ist dem einer *Myophoria* ähnlich. Die Zähne der linken Klappe scheinen gegenüber dem Myophorienschloß unbedeutend gegen oben verkürzt, etwas abschüssiger als gewöhnlich. An manchen Exemplaren ist auch eine Seitenbeziehung zu sehen.

Bemerkung: Die Unterschiede zwischen *Gruenwaldia decussata* (MÜNSTER) und *Gruenwaldia woehrmanni* (BITTNER) sind nicht bedeutend, jedoch auffallend genug, um beide Arten leicht auseinanderzuhalten. Der auffallendste Unterschied ist das Fehlen der Gitterskulptur bei *Gruenwaldia woehrmanni* (BITTNER). Die Wirbelpartien beider sind ident. Durch den Mangel an Gitterskulptur und die regelmäßige, kräftige Anwachsstreifung erinnert diese Art an *Myophoria elegans* DUNKER. Vereinzelt kommen auch Individuen vor, bei denen sich die Radialrippen weit vom Wirbel gegen den Rand hin erstrecken. Es sind aber nur die vier Rippen der *Gruenwaldia woehrmanni* (BITTNER) und nicht die zahlreichen Rippen und die Gitterskulptur der *Gruenwaldia decussata* (MÜNSTER). Das Schloß unterscheidet

sich nicht vom Myophorienschloß, auch kann eine Seitenbeziehung wie bei *Gruenwaldia decussata* (MÜNSTER) beobachtet werden.

Maße (in mm):

Nr.	Höhe	Dicke	Breite
650	13	4,5	13
763	16	4	16
642	14,5	5	15
641	19	8	19
640	12		12
	19	7,5	24
	11		11,5
630	10		12
638	18	5	18
639	8	3	9
	8		9
	10	4	10
652	13		13
675	18,5		23
	20		

Vorkommen: Südalpen, Nordalpen div. Lokalitäten, Bakony (Ungarn), Iran
Stratigraphische Verbreitung: Karn bis Rhät

Über-Familie: Trigonicea LAMARCK, 1819
Familie: Trigoniidae LAMARCK, 1819
Gattung: *Trigonia* BRUGUIERE, 1789

Trigonia zlabachensis HAAS, 1909

Taf. 2, Fig. 12

- + v1909 *Trigonia zlabachensis* nov. spec. — HAAS, S. 163, Taf. 6, Fig. 11 a, b.
. v1936 *Trigonia* nov. sp. — ROSENBERG, S. 107, Fig. 1—2.
. 1967 *Trigonia zlabachensis* O. HAAS—ZAPPE, S. 428, Taf. 2, Fig. 3a—d.

Holotypus: Original zu HAAS 1909, Taf. 6, Fig. 11 a—b.

Aufbewahrung am Institut für Paläontologie der Universität Wien.

Locus typicus: Fischerwiese/Bad Aussee

Stratum typicum: dunkelgraue Zlabachmergel (Korallenmergel)

Material: 6 mehrminder vollständig erhaltene Schalenexemplare aus Schicht CVI und CXIII.

Diagnose: Mittelgroße Species der Gattung *Trigonia*, deren Schalenumriß während der gesamten Ontogenese immer etwas höher als lang bleibt. Das Verhältnis von Länge zu Höhe beträgt ungefähr 1 : 1,1. Der Winkel am Umbo, den die Hauptarealkante und der Vorderrand miteinander einschließt, beträgt 67—76°. Der Neigungswinkel der Area variiert bei einer Schalenhöhe von 3,4 cm (80—110°). Die maximale Höhe der Schalenwölbung (hW) beträgt 2,1—2,2 cm.

Beschreibung: *Trigonia zlabachensis* (HAAS) besitzt einen fast ebenso langen wie hohen, quadratisch trigonalen Umriß. Der Vorderrand der Schale ist kräftig gebauht und geht unten in den schwach gerundeten Ventralrand über. Der

Areolarand ist kielförmig und biegt sich im Laufe der Ontogenese stärker als die Hauptarealkante nach posterior, so daß der Neigungswinkel der Area immer flacher wird (137—140°). Der Siphonalrand ist mehrminder gerade bis leicht gewinkelt. Der untere bzw. obere Siphonalrand schließen einen Winkel zwischen (176—180°) ein. Der kleine spitze Umbo ist orthogyr bis schwach opisthogyr gerichtet. Die Latera ist unberippt und trägt kräftigen Zuwachsstreifen. Die etwas zwischen Hauptarealkante und Areolarand vertieft gelegene Area wird mit 9 bis 13, im Querschnitt rechteckigen Radialrippen bedeckt. Zwischen Hauptareal- und mittlerer Arealkante wird die Area durch 4—5 breitere, zwischen mittlerer Areal- kante und Areolarand durch 5—8 schmalere Radialrippen verziert. Die Tiefe der Intercostalfurchen nimmt im Laufe der Ontogenese so weit ab, daß die Area im Adultstadium nur mehr mit Zuwachsstreifen bedeckt wird. Die Tiefe der auf der Latera parallel zur Hauptarealkante verlaufenden Furche ist sehr variabel. Bei einigen Exemplaren ist sie deutlich, bei anderen sehr schwach bzw. überhaupt nicht ausgebildet.

Beziehungen: Schon HAAS (1909, 163) weist auf die große Übereinstimmung der von ihm aufgestellten Art *Trigonia zlabachensis* HAAS aus den Zlabachmergeln und der von KLIPSTEIN (1845) bzw. BITTNER (1895b) beschriebenen Species *Trigonia gaytani* (KLIPSTEIN) von St. Cassian hin.

Trigonia zlabachensis HAAS unterscheidet sich vor allem durch das Fehlen einer kielförmig ausgebildeten, skulpturierten Hauptarealkante und durch seinen anders geformten Schloßapparat von *Trigonia gaytani* (KLIPSTEIN). Hingegen sind die von HAAS (1909) angeführten morphologischen Differenzen zwischen diesen beiden Arten, wie steilerer Neigungswinkel der Area, schwächere Ausbildung der von der Hauptarealkante gelegenen Radialfurchen so variabel bei *Trigonia zlabachensis* HAAS, daß sie nicht als morphologische Trennungsmerkmale angesehen werden können. Wie ZAPFE (1967, 428) darauf hinweist, fallen die von ROSENBERG (1936) herausgearbeiteten morphologischen Unterschiede zwischen der von ihm aus den Kössener Schichten des Kitzberges bei Pernitz gefundenen *Trigonia* in die Variationsbreite von *Trigonia zlabachensis* HAAS.

Vorkommen: Bisher war *Trigonia zlabachensis* HAAS nur aus verschiedenen Faziesbereichen der nordalpinen Obertrias bekannt: Fischerwiese/Bad Aussee, Kitzberg/Pernitz, Kotalpe/Wendelsteingebiet (Bayern). Nun konnte diese Species auch in Persien/Bāqirābād nachgewiesen werden, Schicht Nr. CVI, CXIII.

Stratigraphische Verbreitung: Obernor bis Rhät

Gattung: *Prosogyrotrigonia* KRUMBECK, 1924

Prosogyrotrigonia iranica, n. sp.

Taf. 2, Fig. 8, 9

Derivatio nominis: Die Art wird zum ersten Mal aus dem Iran beschrieben.

Holotypus: Original zu Taf. 2, Fig. 9 a, b

Locus typicus: Baqirabad, Isfahān, Iran

Stratum typicum: Biodetrituskalk (CVI) der Naybandformation

Material: 2 sehr gut und 3 schlecht erhaltene Exemplare

Diagnose: Kleinwüchsige, flache, nur mit einer konzentrischen Skulptur versehene trigoniide Form mit einem trigonalen Schalenumriß. Der Schalenumriß

bleibt im Laufe der Ontogenese immer etwas länger als hoch. Das Verhältnis von Höhe zu Länge beträgt 1 : 1,12. Der Winkel am Umbo, den der Areolarand und der Vorderrand der Schale miteinander einschließt, liegt in der Größenordnung von 85° — 102° . Die maximale Höhe der Schalenwölbung (hW) variiert zwischen 0,8—1,0 cm.

Beschreibung: *Prosogyrotrigonia iranica* n. sp. besitzt einen etwas längeren als hohen Umriss. Der Vorderrand der inäquilateralen Schale ist nur schwach gerundet und geht unten in den stark gebauchten Ventralrand über. Der Areolarand, nur schwach ausgebildet, ist durch eine schmale Knötchenreihe, die von der konzentrischen Skulptur der Schale gebildet wird, markiert. Der Areolarand biegt sich im Laufe der Ontogenese mehr nach posterior als die „Hauptarealkante“, so daß der Neigungswinkel der Area immer flacher wird. Der Siphonalrand ist mehrminder schwach konvex bis s-förmig gebogen. Der äußerst kleine, dreieckige, stark gewölbte Umbo kann orthogyr bis leicht prosogyr gerichtet sein. Die Latera, wie die Area sind mit einer kräftig ausgebildeten konzentrischen Berippung, die parallel zu den Zuwachslinien verläuft, verziert. Bei einer Schalenhöhe von 2,1 cm wird die Skulptur der Schale aus 32—36 konzentrischen Rippen gebildet. Latera und Area, nicht durch eine Hauptarealkante voneinander getrennt, unterscheiden sich nur durch die Dichte der konzentrischen Rippen, wobei die Anzahl der Rippen zwischen Latera und Area vollkommen gleich ist.

Die linke Klappe besitzt einen massiven, dreieckigen, asymmetrischen, medianen Zahn (2), dessen posterior gelegene Seite orthoklin, die anterior gelegene Seite prosoklin gerichtet ist. Beide Seiten sind mit kräftigen Riefen versehen. Die Oberfläche des medianen Zahnes ist konvex gebogen. Die beiden Seitenzähne (4a—4b) besitzen, soweit dies der Erhaltungszustand der Exemplare zuläßt, keine Riefung.

Das Schloß der rechten Klappe hat zwei unterschiedliche Zähne. Der hohe senkrechte Hauptzahn ist nach vorn verdickt.

Der hintere Seitenzahn ist schmal und lang und sitzt direkt auf der Schale.

Die hintere Zahngrube ist schmal und flach, die mittlere breit und tief, die vordere wiederum ist flach, doch relativ groß.

Auf dem unteren Teil der vorderen Zahngrube befindet sich der vordere Muskeleindruck. Der hintere Muskeleindruck ist rundlich und nur wenig eingesenkt.

Beziehungen: *Prosogyrotrigonia iranica* n. sp. unterscheidet sich vor allem in folgenden Merkmalskomplexen sehr deutlich von *Prosogyrotrigonia timorensis* KRUMBECK 1924, bzw. allen anderen Vertretern dieser Gattung wie z. B. *Prosogyrotrigonia choboensis* (MANSUY, 1912).

a) Der Winkel am Umbo, den der Areolarand und der Vorderrand der Schale miteinander einschließt, ist bei *Prosogyrotrigonia iranica* n. sp. bei weitem kleiner als bei allen anderen bisher bekannten Arten dieser Gattung.

Prosogyrotrigonia iranica n. sp. 85° — 102°

Prosogyrotrigonia timorensis KRUMBECK 104° — 109°

Prosogyrotrigonia choboensis (MANSUY) 120° — 129°

b) Der Neigungswinkel der Area zur Latera ist bei *Prosogyrotrigonia iranica* n. sp. weitaus steiler als bei allen anderen Vertretern dieses Genus.

c) *Prosogyrotrigonia timorensis* KRUMBECK unterscheidet sich weiters durch eine weniger dichte konzentrische Berippung und durch bei weitem breitere Inter-costalfurchen auf der Latera von *Prosogyrotrigonia iranica* n. sp.

Beide Arten besitzen 32 bis 36 konzentrische Rippen, da die Schale von *Prosogyrotrigonia iranica* n. sp. kleiner ist als die von *Prosogyrotrigonia timorensis* KRUMBECK, wirken die Rippen gedrängter.

- d) Der Hauptzahn (2) der linken Klappe von *Prosogyrotrigonia iranica* n. sp. besitzt eine konvex gebogene Oberfläche, der von *Prosogyrotrigonia timorensis* KRUMBECK eine konkav gebogene Oberfläche.

Prosogyrotrigonia steht in Gestalt und Verzierung der Schale, sowie des Schloßes, der Gattung *Trigonia* ziemlich nahe. Aufgrund der äußeren Merkmale zeigt *Prosogyrotrigonia* Ähnlichkeit mit *Trigonodus costatus* v. WÖHRMANN, bei Vergleich des Schaleninneren zeigen sich jedoch große Unterschiede.

Durch die Schalenform, die Art der Berippung und das Fehlen eines ausgesprochenen Arealkieles erinnert sie an die quadratischen Trigonien.

Trigonenähnlich ist auch die Gliederung der Schale in einen Schalenhauptteil und eine Außenarea durch einen Diagonalkiel.

Ein wichtiges Unterscheidungsmerkmal ist der nach vorn gerichtete Umbo bei *P. iranica* GRUBER, da bei den Trigonien der Umbo durchwegs nach hinten gebogen ist. Bei den Trigonien sind die Zähne immer deutlich nach vorn konvex, bei *Prosogyrotrigonia* konkav gebogen.

Maße (in mm):

Nr.	Höhe	Länge	Dicke
500	21	28	12
495	18	19	5
493 a	21	22	10

Vorkommen: *Prosogyrotrigonia iranica* n. sp. ist bisher nur aus dem Hangendabschnitt der Naybandformation von Baqirabad bekannt.

Stratigraphische Verbreitung: Nor bis Rhät

Unter-Klasse:	Heterodonta NEUMAYR, 1884
Ordnung:	Hippuritoida NEWELL, 1965
Über-Familie:	Megalodontacea MORRIS & LYCETT, 1853
Familie:	Megalodontidae MORRIS & LYCETT, 1853
Gattung:	<i>Krumbeckia</i> DIENER, 1915

Krumbeckia tambangensis (DIENER, 1915)

Taf. 1, Fig. 7; Taf. 2, Fig. 10, 11; Textabb. 3—4

+ v 1914 *Pomarangina* aff. *haydeni* DIENER—KRUMBECK, S. 256
 . 1969 *Krumbeckia tambangensis* DIENER—COX, N 745, Fig. 2a, b

Lectotypus: Original zu KRUMBECK 1914, S. 256.

Locus typicus: Tambang-Fluß, West Sumatra

Stratum typicum: Padang-Schichten

Material: 12 mehrminder vollständig erhaltene Schalenexemplare

Diagnose: Mittelgroßer, dickschaliger, nicht carinater, äquivalver Megalodontide, dessen stark gewölbte Schalen mit einer konzentrischen Skulptur versehen sind. Auf der Schaleninnenseite ist eine massiv ausgebildete Schloßplatte vorhanden, auf der nur ein einziger, mächtiger median gelegener Schloßzahn entwickelt ist.

Beschreibung: *Krumbeckia tambangensis* (DIENER) ist ein äquivalver, inäquilataraler nicht carinater Vertreter der Megalodontiden. Der stark gewölbte prosogyr gerichtete Umbo liegt im vorderen Viertel bis Fünftel der Schale. Die relativ dicke Schale dieser mittelgroßen Form ist kräftig gewölbt. Die maximale Schalenhöhe, die festgestellt werden konnte, beträgt 5,7 cm, das Verhältnis von Höhe zur Länge der Schale (H:L = 1:1,1). Die kräftig prosogyr gerichteten Wirbel sind stark eingerollt, Lunula und Area deutlich ausgebildet.

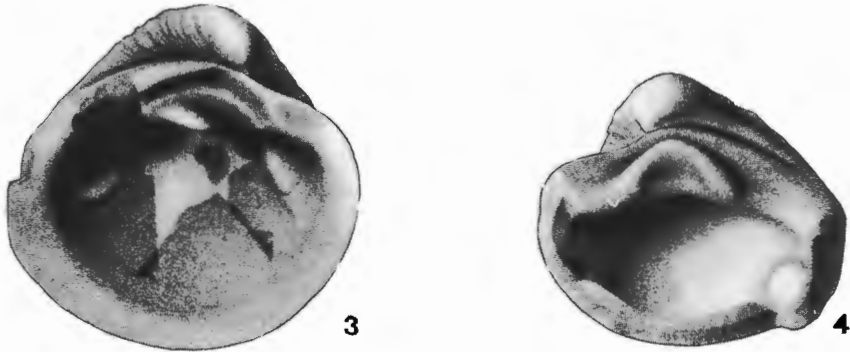


Abb. 3: *Krumbeckia tambangensis* DIENER, 1915, linke Klappe, Baqirabad, Sch. Nr. CXVIII, Nor — Rhät.

Abb. 4: *Krumbeckia tambangensis* DIENER, 1915, rechte Klappe, Baqirabad, Sch. Nr. CXVI, Nor — Rhät.

Rechte Klappe:

Der Vorderrand der rechten Klappe verläuft gleichmäßig konvex gerundet in den wenig gebogenen Unterrand, der nach hinten abfällt. Die größte Schalenlänge liegt im ventralen Bereich der Klappe. Die Skulptur der Schale besteht aus kräftigen konzentrischen Rippen, die ziemlich breit ausgebildet sind und in der Schalenmitte, sowie anterior und posterior Rugae bilden. Ihre Anordnung ist am Umbo, wo sie schmaler sind, regelmäßiger und in breiteren Abständen.

Die Zuwachslinien heben sich stellenweise sehr stark heraus und sind auf der ganzen Schale deutlich erkennbar. Der Schloßrand ist kräftig konvex.

Die rechte Klappe besitzt nur einen einzigen, aber weitaus höheren und kräftigeren Schloßzahn, der in die dorsal vom kleineren Schloßzahn der linken Klappe gelegenen Zahngrube hineingreift. Er ist, wie die Zahngrube der linken Klappe, schräg nach dorsal gerichtet. Ventral dieses Zahnes schließt eine flache Zahngrube für den Schloßzahn der linken Klappe an.

Linke Klappe:

Die Skulptur der linken Klappe ist wie die der rechten. Am Umbo schmalere, regelmäßiger angeordnete, nach ventral breiter werdende konzentrische Rippen, die im Medianbereich und posterior, sowie anterior wulstförmig aufgebogen sind.

Die Klappe ist ebenso stark gewölbt wie die rechte, die größte Breite liegt im unteren Schalendrittel. Im medianen Schalenteil sind die Rippen durch Furchen getrennt. Die dicht nebeneinander liegenden Zuwachslinien sind gut ausgeprägt.

Unterhalb des Wirbels befindet sich eine ziemlich große Zahngrube für den Zahn der rechten Klappe, sowie ein dicker runder Zahn, der in die Zahngrube der rechten Klappe eingreift.

Die linke Klappe besitzt auf der Schaleninnenseite ebenfalls nur einen einzigen median gelegenen, parallel zum Schloßrand verlaufenden flachen Schloßzahn, von dem dorsal eine tiefe, ebenfalls parallel zum Schloßrand verlaufende, schräg nach dorsal gerichtete Zahngrube liegt, in der der Schloßzahn der rechten Klappe hineingreift.

Ventral der Schloßplatte liegen anterior und posterior zwei kräftig ausgebildete Muskelansatzstellen der beiden Adduktoren.

Bemerkungen: Bereits DIENER (1915, 130) bemerkte zurecht, daß die von KRUMBECK (1914, 256) als *Pomarangina* aff. *haydeni* DIENER beschriebenen Exemplare der Padangschichten nicht zu dieser Gattung gehören. Diese Exemplare, für die DIENER (1915) die Gattung *Krumbeckia* (*Krumbeckia tambangensis*) aufstellte, unterscheiden sich in folgenden Merkmalskomplexen sehr deutlich von der Gattung *Pomarangina*, die von DIENER (1908) in die Literatur eingeführt wurde.

- a) Die Vertreter der Gattung *Pomarangina* sind inäquivalv die von *Krumbeckia* äquivalv.
 b) *Krumbeckia tambangensis* (DIENER) besitzt einen massiven, median gelegenen Schloßzahn, hingegen sind bei *Pomarangina haydeni* DIENER weder Schloß- noch Lateralzähne zu beobachten (vgl. MANSUY 1913).

Den Funden von *Krumbeckia tambangensis* (DIENER) aus der Nayband-Formation von Baqirabad steht in zweierlei Hinsicht eine große Bedeutung zu. Einerseits konnte zum ersten Mal eine linke Klappe dieser Bivalven gefunden und beschrieben werden. Andererseits stellt der Fund von *Krumbeckia tambangensis* (DIENER) in Persien das westlichste Vorkommen dieser Bivalvengattung dar.

Maße (in mm):

Nr.	Höhe	Länge	Dicke
532	52,5	54	24
531	62	72	32
550	29	61	57
684	71	70	40
564	70	71	42
563	68	72	43
552	45	38	31
685	50	55	19
686	62	67,5	40
Schutt	57	60	35
Schutt	69,5	71	33
622	59	63	31
646	40	43	12
	60	60	52
624	51,5	50	22
	27	30	10
645	28	28	8

Vorkommen: West Sumatra, Baqirabad Schicht Nr. CXII, CXIII, CXVI, CXX, CXXVIII.

Stratigraphische Verbreitung: Obernor bis Rhät.

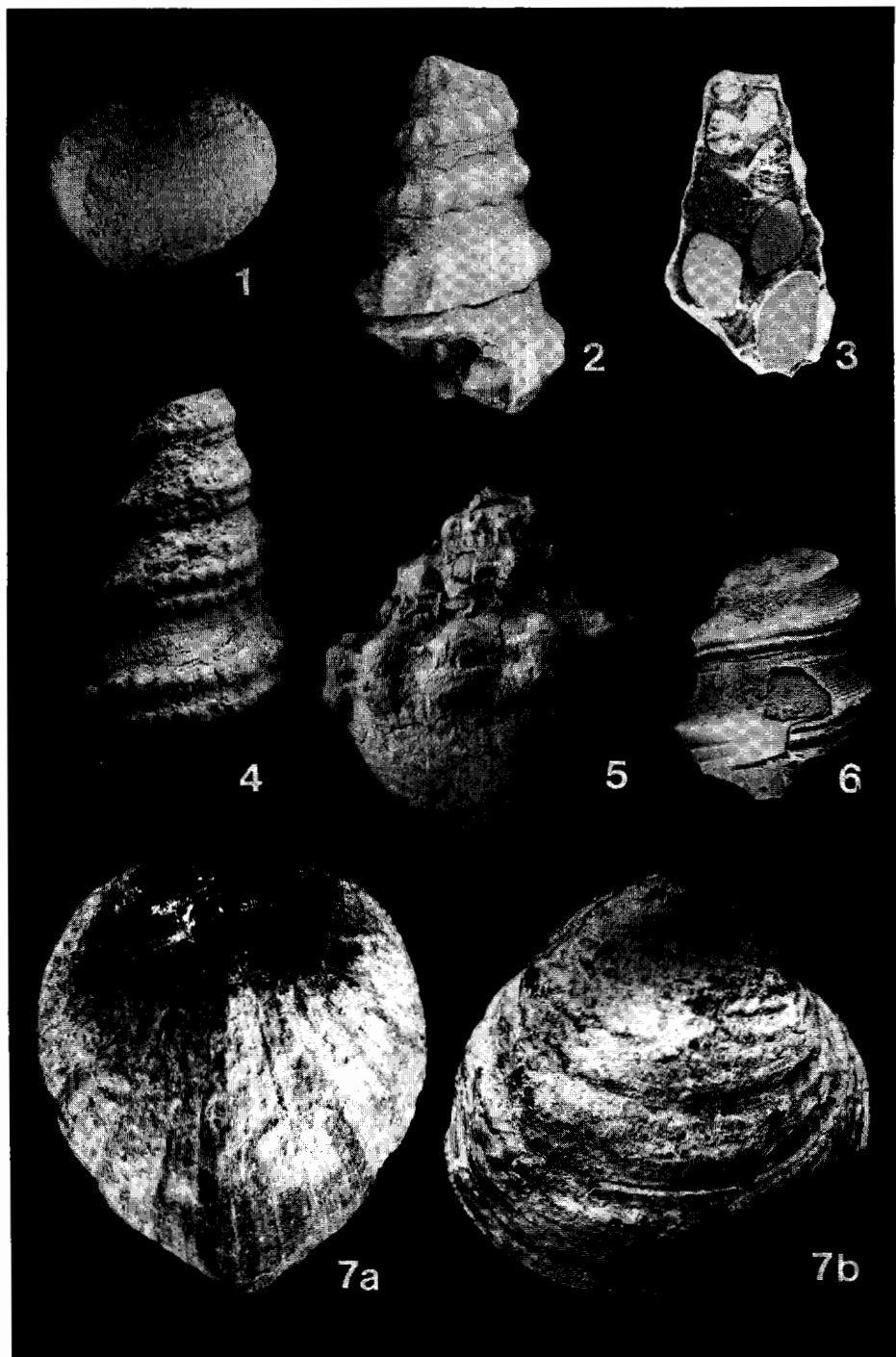
Sämtliche Originale werden am Institut für Paläontologie der Universität Wien, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien, aufbewahrt.

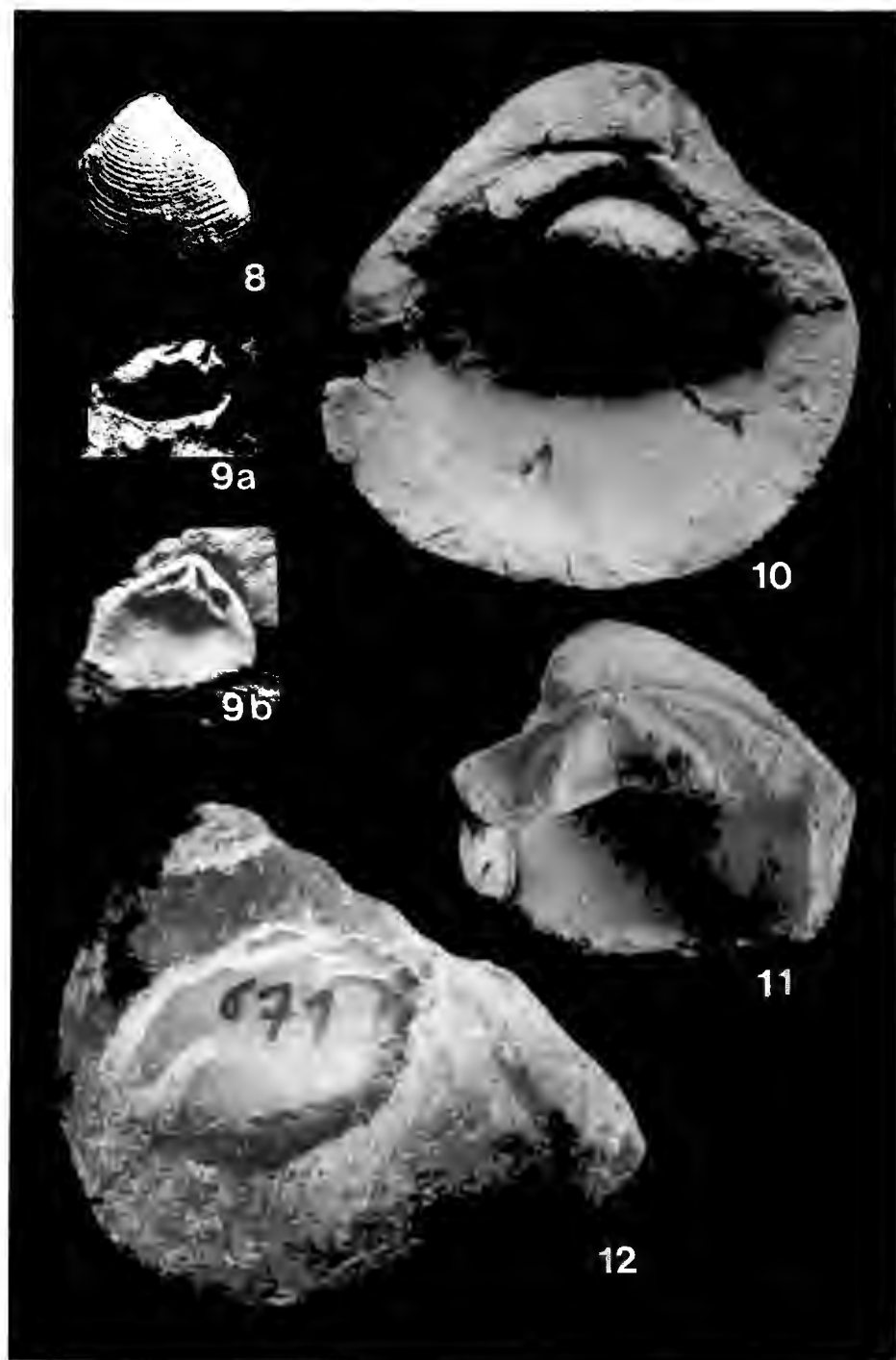
Danksagung:

Die Aufnahmen im Gelände (FALLAHI) wurde vom IGCP Projekt Nr. 4 ermöglicht. Die Zeichnung der Abbildungen 2 u. 3 wurden von Herrn N. FROTZLER (Wien), die Fotos von Mag. J. BURGSTALLER und K. ZEIDLER (beide Salzburg) angefertigt.

Literaturverzeichnis

- ALAVI-NAINI, M. (1972): Etude géologique de la région de Djam.-Rep. geol. Surv. Iran, 23, 288 S., 77 Abb., 84 Fotos, 13 Tab., Teheran.
- BITTNER, A. (1895a): Neue Brachiopoden und eine neue Halobia der Trias von Balia in Kleinasien. — Jb. Geol. B.-A., 45, 249—254, 1 Taf., Wien.
- (1895b): Lamellibranchiaten der alpinen Trias.
I. Teil: Revision der Lamellibranchiaten von Sct. Cassian. — Abh. Geol. R. A., 18, 1—235, 24 Taf., Wien.
- (1899): Himalayan Trias Brachiopoda and Lamellibranchiata. — Mem. Geol. Surv. India Palaeont. Indica, Ser. 15, 3, Pt. 2, 1—76, 12 Taf., Calcutta.
- (1901): Über Pseudomonotis Telleri und verwandte Arten der unteren Trias. — Jb. Geol. B.-A., 50 (1900), 559—592, Taf. 22—24, Wien.
- BÖTTGER, O. (1880): Die Tertiärformation von Sumatra und ihre Tierreste. III. Die Conchylien der unteren Tertiärschichten. — Palaeontographica Suppl., 3, Stuttgart.
- COX, R. L., (1969): Family MEGALODONTIDAE Morris & Lycett, 1853, in: MOORE, R. C.: (ed.): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part N, Mollusca 6, 2, Boulder.
- DARESTE DE LA CHAVANNE, J. (1912): Monographie paléontologique d'une faune de l'Infralias du Nivernais méridional. — Bull. Soc. Géol. de France, s.4, 12, 550—605, 3 Taf., Paris.
- DIENER, C. (1908): Ladinic, Carnic and Noric faunae of Spiti. — Palaeont. Indica, ser. 15, 5, 1—157, 24 Taf., Calcutta.
- (1912): The Trias of the Himalayas. — Mem. Geol. Surv. India, 36 (3), 1—159, Calcutta.
- (1915): Zur Systematischen Stellung der Pelecypodengattung Pomarangina. — Cbl. Min. Geol. Paläont., Jg. 1915, 129—131, Stuttgart.
- (1923): Fossilium Catalogus. I. Animalia, 19, Lamellibranchiata triadica. 259 S., (W. Junk) Berlin.
- (1926): Fossilium Catalogus. I. Animalia, 34, Glossophora triadica, 242 S., (W. Junk) Berlin.
- DOUGLAS, J. A. (1929): A marine triassic fauna from Eastern Persia. — Quart. J. Geol. Soc. London, 85, 624—648, Taf. 42—46, London.
- DUMORTIER, E. (1864): Etude paléontologiques sur les dépôts jurassiques du bassin du Rhône. l'Infralias, 187 S., 30 Taf., (F. Savy) Paris.
- FALLAHI, M. (1980): Stratigraphie und Fauna der Trias um Isfahan, Persien. 219 S., 39 Abb., 13 Taf., Dissertation an der Formal- und Naturwiss. Fakultät der Universität in Wien.
- GEMMELLARO, G. G. (1878): Sui fossili del Calcarea Cristallino delle Montagne del Casale di Bellolampo. — Giorn. Sc. Nat. Econ. Palermo, 13, 116—212, 5 Taf., Palermo.





- GEMMELLARO, M. (1923): Il Trias dei dintorni di Palermo. Parte I. La Fauna triassica dei calcari delle cave di Bellolampo (Palermo). — *Giorn. Sc. Nat. Econ. Palermo*, 33, 1—72, 5 Taf., Palermo.
- GORTANI, M. (1902): Nuovi Fossili raibliani della Carnia. — *Riv. Ital. Paleont.*, 8, 76—94, 2 Taf., Bologna.
- HAAS, O. (1909): Bericht über neue Aufsammlungen in den Zlambachmergeln der Fischerwiese bei Alt-Aussee. — *Beiträge Paläont. Österr.-Ungarns und des Orients*, 22, 143—167, Taf. 2—6, Heidelberg.
- ICHIKAWA, E. (1958): Zur Taxonomie und Phylogenie der triadischen „Pteriidae“ (Lamellibranch.). Mit besonderer Berücksichtigung der Gattungen *Claraia*, *Eumorphotis*, *Oxytoma* und *Monotis*. — *Palaeontographica*, 111 (A), 131—212, 4 Taf., 7 Abb., 4 Tab., Stuttgart.
- KLIPSTEIN, A. v. (1845): Mittheilungen aus dem Gebiete der Geologie und Palaeontologie I. Band: Beiträge zur geologischen Kenntniss der östlichen Alpen. — 311 S., 20 Taf., Giessen (G. F. Heyer).
- KNIGHT, J. B. (1930): The gastropods of the St. Louis, Missouri, Pennsylvanian outlier: The Pseudocyclopleurinae. — *J. Paleont.*, 4, Suppl. 1, 1—88, 5 Taf., 4 Abb., Tulsa.
- KRISTAN-TOLLMANN, E., A. TOLLMANN & A. HAMEDANI (1979): Beiträge zur Kenntnis der Trias von Persien. I. Revision der Triasgliederung, Rhätfazies im Raum von Isfahan und Kössener Fazieseinschlag bei Waliabad SE Abadeh. — *Mitt. österr. geol. Ges.*, 70 (1977), 119—186, 17 Abb., 1 Tab., 5 Taf., Wien.
- KRUMBECK, L. (1913): Obere Trias von Buru und Misól. (Die Fogi-Schichten und Asphaltschiefer West Burus und der Athyridenkalk des Misól Archipels). In: G. BOEHM, Beiträge zur Geologie von Niederländisch-Indien. — *Palaeontographica*, Suppl. 4, (II/1), 161 S., 11 Taf., 11 Abb., Stuttgart.
- (1914): Obere Trias von Sumátra. (Die Padang-Schichten von West-Sumátra nebst Anhang). — *Palaeontographica*, Suppl. 4, 264 S., Stuttgart.
- (1921): Die Brachiopoden, Lamellibranchiaten und Gastropoden der Trias von Timor, I. Stratigraphischer Teil. — *Paläontologie von Timor*, 10, Abh. 17, 142 S., 75 Abb., Stuttgart.
- (1922): Stratigraphische Ergebnisse von Niedermayer's Reise durch Persien. Vorläufige Mitteilung. — *Cbl. Min. Geol. Paläont.*, Jg. 1922, 19—23, 1 Tab., Stuttgart.
- (1923): Brachiopoden, Lamellibranchiaten und Gastropoden aus der oberen Trias der Insel Seran (Mittel Seran). — *Palaeontographica*, Suppl. 4 (4/3), 185—246, Taf. 12—15, Stuttgart.
- (1924): Die Brachiopoden, Lamellibranchiaten und Gastropoden der Trias von Timor, 2. Paläontologischer Teil. — *Paläontologie von Timor*, 13, 144—417, 4 Abb., 20 Taf., Stuttgart.
- KÜHN, O. (1938): Trias und Lias im Zentral-Iran.-Zbl. Miner. etc., B, 1938, 75—88, 2 Abb., Stuttgart.
- KUTASSY, A. (1931): Fossilium Catalogus. I. Animalia, 51, Lamellibranchia triadica II, 477 S., Berlin (W. Junk).
- MANSUY, H. (1912): Contribution à la Géologie du Tonkin.-Mém. Serv. Géol. Indochine, 1 (4), 55—82, 2 Taf., Hanoi—Haiphong.
- MANSUY, H., (1913): Sur la présence du genre *Pomarangina* Diener, du Trias de l'Himalaya, dans le Trias du Tonkin. — *Mém. serv. géol. de l'Indochine*, 2/5, Hanoi—Haiphong.

- REED, F. R. C. (1927): Paleozoic and Mesozoic Fossils from Yunnan, China. — *Palaeontologica Indica*, N. S., 10 (1), 281 S., 20 Taf., Calcutta.
- ROSENBERG, G. (1936): Eine *Trigonia* aus dem Rhät des Kitzberges bei Pernitz in Niederösterreich. — *Verh. Geol. B.-A.*, Jg. 1936 (4), 107—112, 2 Abb., Wien.
- TRECHMANN, Ch. T. (1917): The Trias of New Zealand. — *Quart. J. Geol. Soc.* London, 73, 156—245, Taf. 18—25, 15 Abb., London.
- VREDENBURG, E. (1904): On the occurrence of a species of *Halorites* in Baluchistan. — *Records Geol. Surv. India*, 31, S. 166, Calcutta.
- WANNER, J. (1922): Die Gastropoden und Lamellibranchiaten der Dyas von Timor. — *Paläontologie von Timor*, 11 (18), 1—82, Stuttgart.
- YIN, T. H. (1932): Gastropoda of the Penchi and Taiyuan Series of North China. — *Palaeontologica Sinica*, 11 (2), Series B, 59 S., 3 Taf., Peiping (Peking).
- ZAPFE, H. (1967): Beiträge zur Paläontologie der nordalpinen Riffe. Die Fauna der Zlambachmergel der Fischerwiese bei Aussee, Steiermark (exkl. Coelenterata und Mikrofossilien). *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, 71, 413—480, 1 Abb., 9 Taf., Wien.

Tafelerklärung

Tafel 1

- Fig. 1 *Dicosmos* sp., 1/1
Baqirabad, Sch. Nr. CXVII, Nor (Sevat)
- Fig. 2 *Stephanocyga jenningsi* (DOUGLAS, 1929), 1/1
Baqirabad, Sch. Nr. CXVII, Nor (Sevat)
- Fig. 3 *Stephanocyga jenningsi* (DOUGLAS, 1929), Axialschnitt, 1/1
Baqirabad, Sch. Nr. CXVII, Nor (Sevat)
- Fig. 4 *Stephanocyga binodosa* n. sp., Holotypus, 1/1
Baqirabad, Sch. Nr. CXVII, Nor (Sevat)
- Fig. 5 *Purpuroidea dilophosignata*, n. sp., Holotypus, 1/1
Baqirabad, Sch. Nr. CXVII, Nor (Sevat)
- Fig. 6 *Promathilda (Teretrina)* sp., 2/1
Baqirabad, Sch. Nr. CXVII, Nor (Sevat)
- Fig. 7a *Krumbeckia tambangensis* DIENER 1915, rechte Klappe, 1/1
Baqirabad, Sch. Nr. CVI, Nor (Sevat)
- Fig. 7b *Krumbeckia tambangensis* DIENER 1915, Lateralansicht der rechten Klappe, 1/1
Baqirabad, Sch. Nr. CVI, Nor (Sevat)

Tafel 2

- Fig. 8 *Prosogyrotrigonia iranica* n. sp., linke Klappe, Holotypus, 1/1
Baqirabad, Sch. Nr. CVI, Nor (Sevat)
- Fig. 9a *Prosogyrotrigonia iranica* n. sp., linke Klappe, Innenseite, 1/1
Baqirabad, Sch. Nr. CVI, Nor (Sevat)
- Fig. 9b *Prosogyrotrigonia iranica* n. sp., linke Klappe, Innenseite 1/1
Baqirabad, Sch. Nr. CVI, Nor (Sevat)
- Fig. 10 *Krumbeckia tambangensis* DIENER, 1915, linke Klappe Innenseite 1/1
Baqirabad, Sch. Nr. CXVIII, Nor (Sevat)
- Fig. 11 *Krumbeckia tambangensis* DIENER, 1915, rechte Klappe Innenseite 1/1
Baqirabad, Sch. Nr. CXVI, Nor (Sevat)
- Fig. 12 *Trigonia zlambachensis* HAAS, 1909, linke Klappe, 1/1
Baqirabad, Sch. Nr. CVI, Nor (Sevat)

Veröffentlichung des Österreichischen Nationalkomitees für das
International Geological Correlation Programme Project Nr. 73/I/4.
Triassic of the Tethys Realm

Triassic Conodonts from Ladakh and Spiti

V. J. GUPTA *)

With 6 plates

Introduction

The present paper records the occurrence of Triassic conodonts from different stratigraphic horizons exposed near Lilang, along Lingti River, Spiti valley and similar succession exposed in the Zaskar valley of Ladakh. The conodonts recorded from both the regions have close similarity with the conodonts recorded earlier from within the Tethys Realm. The similarity in fauna facilitates a direct comparison of biostratigraphic zones based on conodonts with the sections rich in ammonites, bivalves and brachiopods. A general analysis of the conodont fauna from Spiti and Ladakh suggests a typical Mediterranean character. This is in particular supported by the predominance of multielements of *Gladigondolella tethydis* and occurrence of taxa characteristic of the Alps and the Balkans in the Himalayan material.

A. Spiti

Triassic rocks are well developed in different parts of Spiti and these have yielded rich assemblage of ammonites, bivalves, brachiopods and other fossil groups. This sequence has been subdivided into several biostratigraphic zones and stages on the basis of different group of fossils found therein. The best known succession of Triassic rocks in the Spiti valley is exposed near Lilang (32°09'00"N : 78°14'20"E) along the Lingti River where these rocks are generally classified as part of the Lilang Group (HAYDEN, 1904; GUPTA, 1975). Similar rocks crop out also at Muth, Kaga and Thanam.

Sampling for conodonts along the Lilang section yielded conodonts within several lithostratigraphical levels, and similar conodonts assemblages have also been found in other parts of the Spiti valley (Table 1).

Table 1

TRIASSIC SUCCESSION NEAR LILANG, SPITI
(After HAYDEN, 1904 and GUPTA, 1975)

Rhaetian

Kioto (= *Megalodon*) Limestone —

Massive limestones and dolomites with *Spiriferina noetlingi*, *Megalodon ladakhensis* 380 m

*) Centre of Advanced Study in Geology, Panjab University, Chandigarh-160014, India

Norian

Quartzite Beds —

White and brown limestones with subordinate quartzites and black shales with *Spirigera maniensis* 110 m

Monotis Beds —

Sandy and shaly limestones with brown weathering shales and sandstones containing *Monotis salinaria* 100 m

Coral Limestone —

Limestones with *Spiriferina griesbachi* etc. 30.4 m

Juvavites Beds —

Brown weathering shales, limestones and sandstones, with *Indojuvavites angulatus*: (Sample Gu 7 with *Neogondolella hallstattensis* Mosher) . 152.2 m

Carnian

Tropites Beds —

(a) Shales and dark limestones with *Tropites subbullatus* 182 m

(b) Dolomitic limestones with *Dielasma julicum* 100 m

Grey Beds —

Grey shales and shaly limestones with *Spiriferina shalshalensis* and *Joannites cymbiformis* 152 m

Halobia Beds —

Dark splintery limestones with *Halobia* cf. *comata* and *Joannites thanamensis* bed at the base 42.7 m

Ladinian

Daonella Limestone —

Hard dark limestones with *Daonella indica* 45.7 m

Daonella Shales —

Black limestones, shaly limestones and shales with *Daonella lommeli* and *Aristoptychites gerardi* 48.7 m

(Sample no. Gu 6 with *Neogondolella mombergensis* (TATGE)) 48.7 m

Anisian

Upper Muschelkalk —

Passage beds at Kaga and Mafu; concretionary limestones with shale bands containing *Ptychites rugifer* 2 m

Lower Muschelkalk —

Dark shales and grey limestones with *Keyserlingites dieneri*, *Sibirites prahlada*, *Spiriferina stracheyi*, etc.

(Sample Gu 5 with *Neogondolella cornuta* BUDUROV & STEFANOV; *Paragondolella bifurcata* BUDUROV & STEFANOV; *P. hanbulogi* SUDAR & BUDUROV; *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE)

Sample Gu 4 with *Gladigondolella tethydis multielement* 1.8 m

Nodular Limestone —

Hard nodular limestones with few fossils;

Sample Gu 3 with *Neogondolella regale* MOSHER, and *Gladigondolella tethydis multielement* 18.0 m

Basal Muschelkalk —

Shaly limestones with *Rhynchonella griesbachi*;
Sample Gu 2 with *Enantiognathus zieglerei* (DIEBEL); *Hindeodella suevica*
(TATGE) 1.0 m

Hedenstroemia Beds —

limestones with *Pseudomonotis himaica* and *Tirolites*
Sample Gu 1 with *Neospathodus homeri* BENDER, *N. triangularis* BENDER,
Hindeodella triassica MUELLER, *Prioniodina muelleri* TATGE
and unfossiliferous shaly limestone and shales alternating with thinly bedded
limestones and shales with *Hedenstroemia mojsisovicsi*, *Flemingites rohilla*,
etc. 10 m

Meekoceras Zones —

Thin bedded limestones and shales with *Meekoceras varaha*, *M. lilangensis*
. 1.0 m

Ophiceras Zones —

Grey limestones with *Ophiceras sakuntala* and *Pseudomonotis griesbachi* 0.3 m

Otoceras Beds —

Brown limestones with *Otoceras woodwardi* 0.6 m

(1) Scythian (Smithian and Spathian):

The conodonts recovered from the Lower Triassic sequence of Lilang are similar to those described earlier by SWEET (1970 a, b) and SWEET *et al.* (1971). SWEET (1970 a, b) and SWEET *et al.* (1971) proposed 5 conodont zones (Zones 3 to 7) characterised by the presence of characteristic conodonts (Fig. 1). In his subsequent publication SWEET (1973) placed the *Neospathodus cristagalli* Zone above the *Neospathodus dieneri* Zone (Fig. 2). As is clear in Table 1, SWEET (1970a) had placed *Neospathodus cristagalli* Zone (Zone 5) as occupying the stratigraphic position just in the middle of *Neospathodus dieneri* Zone. GOEL (1977) and BHATT & JOSHI while working on the Lower Triassic conodonts from Guling, Khar, etc. have followed the stratigraphic zonation proposed by SWEET (1970 a, b) and SWEET *et al.* (1971).

GUPTA & BUDUROV (1981) and AHLUWALIA *et al.* (1981) on the basis of their work on the Lower Triassic rocks have come across some samples yielding four different species of *Neospathodus* occurring together. These results are in contradiction to the conodont zonation proposed by SWEET (1970 a) and this puts doubt in our mind regarding the validity of the biostratigraphic zonation proposed by SWEET (1970 a, b) and SWEET *et al.* (1971).

Conodonts corresponding to the *Neospathodus homeri* Zone from Lilang (Sample Gu 1) are characterised by a multitude of specimens of *Neospathodus homeri* and *Neospathodus triangularis* (Pl. 1, figs. 6, 7, 9). The beds yielding these correspond to Spathian age.

(2) Anisian:

The shaly limestone (Sample Gu 2) with *Rhynchonella griesbachi* forming base of the Anisian have yielded the conodonts *Enantiognathus zieglerei*, *Hindeodella suevica* and *Neogondolella timorensis* (Pl. 1, figs. 1—5, 8).

The hard nodular limestone (Sample Gu 3) corresponding to the lower part of the Bythinian has yielded *Neogondolella regale* (Plate 1, figs. 10—13).

The grey limestone forming the upper part of the Anisian has yielded conodonts at two stratigraphic levels. The sample from the lower part (Sample Gu4) has yielded representatives of *Gladigondolella tethydis* (Plate 2, figs. 1—2) multielements whereas the conodonts from the upper part (Sample no. Gu5) include *Neogondolella cornuta* (Pl. 2, figs. 7, 8, 12, 13), *Paragondolella bifurcata* (Pl. 2, figs. 3—6, 9), *P. hambulogi* (Pl. 2, figs. 10, 11), *Gladigondolella tethydis*. *Paragondolella bifurcata* is a characteristic form occurring at the base of Illyrian whereas *Neogondolella cornuta* has been recorded from the upper part of Illyrian in the Balkan mountains. *Paragondolella excelsa* occurs within the beds forming transition between *P. bifurcata* and *N. cornuta* bearing beds.

(3) Ladinian-Carnian:

Black limestone (Sample Gu6) intercalations within the *Daonella* Shales of Upper Ladinian have yielded conodonts of the *Neogondolella mombergensis* group. The Carnian succession has yielded only broken specimens of conodonts.

(4) Norian:

The youngest beds yielding conodonts in the Lilang section are the limestone horizons within the *Juvavites* Beds. These limestones (Sample no. Gu7) contain specimens of *Gondolella hallstattensis* (Pl. 2, figs. 14—17) which has a limited distribution in the uppermost Laciian.

The find of conodonts referred to above from different stratigraphic levels of the Lilang section is significant as these may provide an additional tool for the stratigraphic correlation of the Triassic succession were ammonites, brachiopods and bivalves are missing.

B. Ladakh

Triassic rocks are exposed in different parts of Ladakh and good sections of these are exposed in the Luneak Valley, Sarchu Plains and in the region between Sarchu and More Plains. Till date no systematic attempt has been made to work out the detailed biostratigraphy of the Triassic rocks of this region similar to the studies made by earlier workers in Kashmir, Spiti and Kumaon.

The Triassic rocks of Ladakh are poor in megafossils and this fact makes it difficult to classify them precisely and to correlate them with the corresponding horizons exposed in other parts of the Himalaya. The stratigraphy of the Triassic rocks has been further complicated due to the fact that these rocks in Ladakh are highly folded and it is difficult to work out their precise thickness on account of their being devoid of megafossils. During the course of palaeontological and stratigraphical investigations in different parts of Ladakh during several field seasons good collections of Triassic rocks were made from different stratigraphic horizons. The samples collected from Baralacha La (32°45': 77°24'30"), Sarchu (32°48'00"N: 77°30'50"E), Uparu (32°40'30": 77°27'), Lachlung La (33°05'30": 77°36'30"), Tingting Khur (32°54'30": 77°35'), Togosiru (33°10'30": 47'30') and Gate were macerated for the study of conodonts and other microfossils. Some of these samples have proved fruitful and have yielded good assemblage of conodonts of Dienerian-Smithian; Ladinian, Carnian and Norian age.

The following is the generalised stratigraphic succession of the Triassic rocks exposed in different parts of Ladakh. The conodonts bearing horizons along with the localities are referred to at the appropriate places in the table:

Table 2

Rhaetian	Kioto Limestone (500—700 m)	Massive limestone and dolomites with <i>Spirigera noetlingi</i> , <i>Megalodon ladakhensis</i> and <i>Dicerocardium ladakhense</i> .
Norian	<ul style="list-style-type: none"> Quartzite, limestone and shales with <i>Athyris maniensis</i>, <i>Spirigera</i> spp. etc. (50 m) Sandy and shaly limestone with <i>Monotis salinaria</i> (20 m) sample No. 1 a 20 m sample No. 1 16 m sample No. 2 14 m sample No. 3 12 m Limestone, shale and quartzites with <i>Spiriferina griesbachi</i> (50 m) Coral limestone and sandstones with <i>Spiriferina griesbachi</i>, <i>Athyris maniensis</i> and <i>Monotis salinaria</i> (20 m) 	
Carnian	<ul style="list-style-type: none"> Hard, dark splintery limestone, shaly limestone (75 m) Dolomitic limestone with brachiopods (<i>Dielasma</i>, etc.) (80 m) Shaly limestone and shales with <i>Spiriferina</i>, <i>Rhynchonella</i>. (70 m) Dark limestone with <i>Halobia</i> cf. <i>comata</i> (sample No. 4) (40 m) 	
Ladinian	<ul style="list-style-type: none"> Dark splintery limestone with <i>Halobia</i> cf. <i>comata</i> and <i>Spiriferina</i>. (25 m) (sample No. 5) Black limestone and shales with <i>Daonella lommeli</i> and <i>Aristoptychites</i>. (60 m) 	
Anisian	<ul style="list-style-type: none"> Upper Muschelkalk — concretionary limestone with <i>Ptychites rugifer</i>. (4 m) Lower Muschelkalk — dark compact black shale and limestone with <i>Spiriferina stracheyi</i> and <i>Keyserlingites dieneri</i>. (1.00 m) Dark shaly nodular limestone with <i>Rhynchonella griesbachi</i>. (15 m) 	

Scythian	{	<i>Hedenstroemia</i> beds with <i>Tirolites</i> ; Spathian.
		Grey limestone with shaly intercalations containing <i>Pseudomonotis</i> and <i>Flemingites rohilla</i> (8 m); Smithian.
		Thin bedded limestone with <i>Meekoceras varaha</i> (0.8 m)
		Grey limestone with <i>Ophiceras sakuntala</i> (0.4 m) (sample No. II)
		Brown limestone with <i>Otoceras woodwardi</i> (0.5 m)
Permian		Shales, limestone and interbedded quartzite.

(1) Scythian-Ladinian:

The Permian rocks in parts of Ladakh are conformably overlain by about 10 m thick sequence of thinly bedded grey limestone with intercalations of shaly horizons which are well exposed in the area south and east of Sarchu. This includes a number of stratigraphic horizons which correspond to the classic sections exposed in different parts of the adjoining Spiti valley. These zones include from the basal *Otoceras* Beds of the basal Triassic age to the *Daonella* Limestone of Ladinic age.

The grey siliceous limestone at Togosiru lying immediately above the Carbonaceous shales of Permian age have yielded Dienerian-Smithian conodonts including *Neogondolella carinata* (sample No. II). The limestone yielding conodonts in the Togosiru section has also yielded specimens of *Claraia* and *Pseudomonotis*. A similar sequence is also exposed in Tingting Khar area where the limestone contains broken shells of bivalves.

In view of the difficulties in distinguishing the sequence overlying the *Daonella* Limestone on lithological grounds the possibilities of a part of this sequence corresponding to the *Halobia* and Grey beds of Carnian age can not be ruled out.

In the Uparu section of Ladakh, the Triassic sequence is more than 300 metres thick and has yielded characteristic bivalves (*Daonella lomelli*, *D. indica*, *Pseudomonotis*) of Ladinian age. The lower part of this section exposed in the Uparu area has also yielded poorly preserved ammonites of ?Anisian age. The hard limestone containing bivalves has yielded fairly well preserved conodonts belonging to *Neogondolella mombergensis* (sample no. 5) of Ladinian age. In addition representatives of *Paragondolella* and *Gladigondolella tethydis* have also been found within this sequence.

(2) Carnian:

The Carnian succession in parts of Ladakh is represented by thickly bedded crystalline, grey, white and brown limestone corresponding to the *Tropites* Beds of Spiti. These beds are well exposed in the Umnag nala section. The lower units of these comprise grey shales with bands of limestone whereas the upper units contain grey, white or creamy white, friable limestone with intercalations of thick bands of grey calcareous shales. The grey limestone (sample no. 4) exposed near the top of Lach-lung-La has yielded *Gondolella polygnathiformis* (Pl. 3 Figs. 1, 2, 4) of Carnian age.



1



2



3



4



5



6



7



8



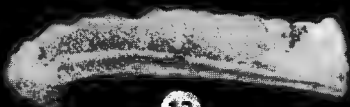
9



10



11

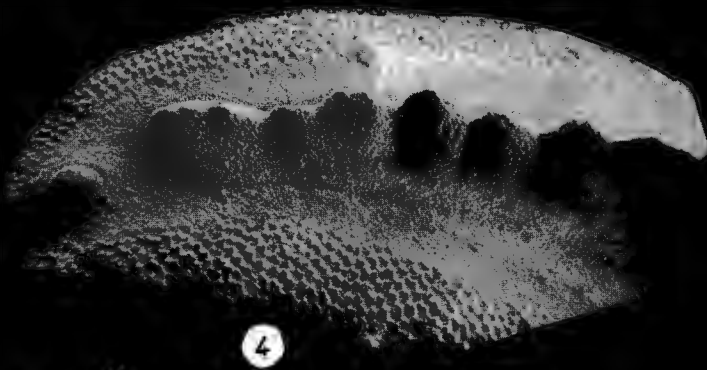


12



13

PLATE 4





1



2



3



5



4



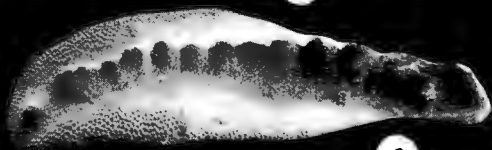
6



1



2



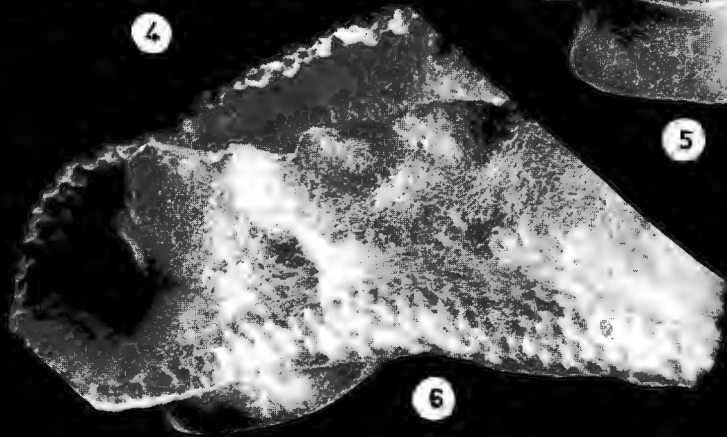
3



4



5



6

(3) Norian:

The strata corresponding to the Grey Beds of Carnic age are conformably overlain by a thick sequence which consists of grey phyllitic slates, slaty shales, dark sandy and shaly limestone, sandstone and quartzites. This succession at places is fossiliferous but it is difficult to demarcate precisely the biostratigraphic zones within this sequence. The lower units of this sequence possibly belong to the *Juvavites* Beds which are well exposed in the higher reaches of Umnag and Kurparubem nalas and in the section exposed between Lachlung La and More Plains.

The middle part of the succession is essentially argillaceous and is intercalated with limestone bands which may correspond to the Coral Limestone of Norian age. The youngest unit in the succession is essentially represented by grey platy limestone yielding at places *Monotis salinaria*. The limestone exposed in the Gata area has yielded a few corals (*Montlivaultia* sp.) and brachiopods (*Rhynchonella* sp., *Terebratula* sp.), bivalves (*Pecten* sp.), etc.

The beds referred to above are in turn followed by about 50 metres thick succession of fine to medium grained, brown, grey and white massive quartzites. In some sections, i. e., Kuparubem nala section the quartzitic horizons are interbedded with bands of limestone. In the Umnag nala section these quartzites have yielded brachiopods of probable Upper Norian age.

The greyish blue and black limestone exposed near Kangla Jar is at places oolitic in nature and contains at places fragmentary corals of probable Upper Norian age. A similar succession is also exposed at the top of Lachlung La where poorly preserved specimens of *Gondolella steinbergensis* have been found. The lower units (sample nos. 2, 3) of this succession have yielded a well preserved assemblage of Lacyan conodonts (*Gondolella hallstattensis* (Pl. 4, figs. 4—6), and *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Pl. 3, figs. 7—8; Pl. 4, fig. 3; Pl. 5, fig. 4). The upper units (sample nos. 1 & 1 a) of this succession at the top of Lachlung La have yielded the Alaunian (?) conodonts *Metapolygnathus abneptis abneptis*, *Metapolygnathus abneptis spatulatus* and poorly preserved specimens of *Gondolella steinbergensis*. The conodont assemblages from the lower and upper units of Lachlung La may correspond to *Metapolygnathus abneptis abneptis* Assemblage Zone and *Metapolygnathus abneptis spatulatus* Assemblage Zone respectively (KRYSZYN, 1980). Similar fauna has also been recorded recently from the Upper Triassic succession of north-eastern Kumaun (GUPTA *et al.*, 1978).

The uppermost units of the Triassic succession in Ladakh are represented by 500 to 700 metres thick sequence of massive limestone and dolomites yielding at places well preserved specimens of *Megalodon ladakhensis*. The limestone is of hard, grey and massive nature and is similar to the well known Kioto (= *Megalodon*) Limestone of the Spiti Valley.

Acknowledgements

The author expresses his thanks to Prof. V. Jacobshagen (Berlin) and Dr. L. Krystyn (Vienna) for going through the manuscript and giving useful suggestions. The author is also indebted to the "Alexander von Humboldt Stiftung", Bonn, West Germany, for providing financial assistance of a visit to West Berlin which enabled the completion of the present work.

References

- AHLUWALIA, A. D., BUDUROV, K. J., GUPTA, V. J. and KANWAR, S. S., 1981. Some remarks on the find of Lower Triassic conodonts from Lahaul and Spiti regions, Himachal Pradesh, India. *Rec. Res. in Geology*, 8, In press.
- BHATT, D. K. and JOSHI, V. K., 1978. Early Lower Triassic conodonts from Spiti River Section. *Curr. Sci.*, 47 (4), 118—120.
- BUDUROV, K., 1975. Die Triassischen Conodontenprovinzen auf dem Territorium Bulgariens. *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 28 (12), 1681—1684.
- GOEL, R. K., 1977. Triassic conodonts from Spiti (Himachal Pradesh), India. *Journ. Palaeontology*, 51 (6), 1085—1101.
- GUPTA, V. J., 1975. *Indian Mesozoic Stratigraphy*. Hindustan Publishing Corporation (I), 1—250.
- GUPTA, V. J. and BUDUROV, K. J., 1981. Triassic conodonts from Spiti (Himalaya, India) and their correlations: preliminary data. *Geologica Balcanica*, 11 (1).
- GUPTA, V. J., KOVACS, S. and A. SCHEFFER-ORAVECZ, 1978. Upper Triassic microfossils from north-eastern Kumaun Himalaya, India. *Rec. Res. in Geol.*, 6, 582—593.
- HAYDEN, H. H., 1904. The Geology of Spiti with parts of Bashahr and Rupshu. *Mem. Geol. Surv. Ind.*, 36 (1), 1—91.
- KRYSTYN, L., 1980. Stratigraphy of the Hallstatt region. *Abh. Geol. B.-A.*, 35, 69—98.
- SWEET, W. C., 1970a. Uppermost Permian and Lower Triassic conodonts of the Salt Range and Trans-Indus Ranges, West Pakistan, in *Stratigraphic Boundary Problems, Permian and Triassic of West Pakistan*, Dept. of Geology and Univ. of Kansas Publication, Special Publ., 4, 207—275.
- SWEET, W. C., 1970b. Permian and Triassic conodonts from a section at Guryul Ravine, Vihri District, Kashmir. *Palaeontological Contributions, University of Kansas*, 49, 1—10.
- SWEET, W. C., 1973. Late Permian and Early Triassic conodont faunas. *Special Publication, Canadian Society Petroleum Geologists*, 2, 630—646.
- SWEET, W. C., MOSHER, I. C., CLARK, D. L., COLLINGTON, J. W., and HANSENMUELLER, W. A., 1971. Conodont Biostratigraphy of the Triassic. *Mem. Geol. Soc. Amer.*, 127, 441—465.

Explanation of Plates

- Plate 1* (All specimens from Lilang Section, Spiti)
Figs. 1—5, 8. *Neogondolella timorensis* (NOGAMI) sample Gu 2; $\times 90$
Fig. 6. *Neospathodus triangularis* BENDER sample Gu 1; $\times 110$
Figs. 7, 9. *Neospathodus homeri* BENDER; sample Gu 1; 7×90 ; 9×70
Figs. 10—13. *Neogondolella regale* MOSHER sample Gu 3; $\times 110$
- Plate 2* (All specimens from Lilang Section, Spiti)
Figs. 1—2. *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE) — sample Gu 4; $\times 100$
Figs. 3—6, 9. *Paragondolella bifurcata* BUDUROV and STEFANOV — sample Gu 5; $\times 100$
Figs. 7, 8, 12, 13. *Neogondolella cornuta* BUDUROV and STEFANOV — sample Gu 5; $\times 100$
Figs. 10, 11. *Paragondolella hambulogi* SUDAR and BUDUROV — sample Gu 5; $\times 100$
Fig. 14—17. *Gondolella halstattensis* MOSHER — sample Gu 7; $\times 100$
- Plate 3* (All specimens from Ladakh)
Figs. 1, 2, 4. *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV and STEFANOV — sample no. 4; $\times 100$
Fig. 3. *Gondolella navicula* MOSHER $\times 240$
Figs. 5—6. *Gondolella* cf. *foliata* BUDUROV; $\times 100$
Figs. 7—8. *Metapolygnathus abneptis abneptis* HUCKRIEDE $\times 120$
- Plate 4* (All specimens from Ladakh)
Fig. 1. *Gondolella navicula* MOSHER $\times 60$
Fig. 2. *Ozarkodina* sp. $\times 60$
Fig. 3. *Metapolygnathus abneptis abneptis* HUCKRIEDE $\times 100$
Figs. 4—6. *Gondolella* cf. *hallstattensis* MOSHER $\times 100$
- Plate 5* (All specimens from Ladakh)
Fig. 1. *Metapolygnathus abneptis* aff. *spatulatus* (HAYASHI) $\times 120$
Fig. 2. *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV and STEFANOV $\times 100$
Fig. 3. *Gondolella* sp. $\times 100$.
Fig. 4. *Metapolygnathus abneptis abneptis* (HUCKRIEDE) $\times 240$
Fig. 5. *Gondolella* sp. indet. $\times 240$.
Fig. 6. *Ozarkodina* sp. $\times 60$.
- Plate 6* (All specimens from Ladakh)
Fig. 1. *Metapolygnathus abneptis spatulatus* (HAYASHI)
Fig. 2. *Gondolella* sp. indet. 1 $\times 240$; $\times 120$.
Figs. 3—4. *Gondolella hallstattensis* MOSHER $\times 120$
Figs. 5—6. *Gondolella polygnathiformis* (same as pl. 3, fig. 2); $\times 240$.

Veröffentlichung des Österreichischen Nationalkomitees für das
International Geological Correlation Programme Project Nr. 73/I/4.
Triassic of the Tethys Realm

**The Lower Triassic of Muć — Proposal for a standard section
of the European Upper Scythian**

M. HERAK, B. ŠČAVNIČAR, A. ŠUŠNJARA, Ž. ĐURĐANOVIĆ, L. KRYSŤYN and B. GRUBER
With 3 figs.

Abstract

In the Zmijavac valley (Muć, Mt. Svilaja, Croatia, Yugoslavia) four informal lithostratigraphic units are distinguished: (1) Permo(?)–Triassic dolomitic limestones, (2) brown reddish sandstone–siltstone beds, (3) grey limestone–marl beds, and on the top the Anisian dolomite rock complex. The third unit, being lithologically well defined, without breaks of sedimentation and rich in fossils (ammonoids, pelecypods, gastropods, foraminifers and conodonts) has been studied in detail. Two biostratigraphic zones have been distinguished, characterized by *Tirolites cassianus* and *Tirolites carniolicus* respectively. Due to obvious lithostratigraphic and biostratigraphic features this unit is proposed as a standard section of the Upper Scythian within the Werfen facies of the Western Tethys area.

Introduction

When the Yugoslav Working Group joined the International Geological Correlation Programme (UNESCO — IUGS), Project 4 (Triassic of the Tethys Realm), it was decided to start also with the re-examination of the Lower Triassic area of Muć in Southern Croatia (Dalmatinska Zagora), a well known and unique locality with respect to its ammonoid fauna.

The locality has been of special interest since E. KITTL (1903) described an unusually rich collection of tirolitid ammonoids, establishing numerous new species. He distinguished the following species: *Dinarites laevis* TOMM., *Dinarites mucianus* (HAU.), *D. evolutior* KITTL, *D. biangulatus* KITTL, *D. nudus* MOJS., *D. dalmatinus* (HAU.), *D. multicostatus* KITTL, *D. tirolitoides* KITTL, *D. (?) angulatus* KITTL, *D. (Hercegovites) mohamedanus* MOJS., *D. (Liccaites) connectens* MOJS., *D. (Liccaites) progressus* KITTL, *Stacheites prionoides* KITTL, *Ceratites (Paraceratites) prior* KITTL, *Tirolites (Holobus) monoptychus* KITTL, *T. carniolicus* MOJS., *T. heterophanus* KITTL, *T. mercurii* MOJS., *T. paucispinatus* KITTL, *T. seminudus* MOJS., *T. distans* KITTL, *T. quenstedti* MOJS., *T. robustus* KITTL, *T. dimidiatus* KITTL, *T. stachei* KITTL, *T. dinarus* MOJS., *T. hybridus* KITTL, *T. angustus* KITTL, *T. subillyricus* KITTL, *T. illyricus* MOJS., *T. repulsus* KITTL, *T. rotiformis* KITTL, *T. rectangularis* MOJS., *T. undulatus* KITTL, *T. angustilobatus* KITTL, *T. cassianus* (QUENST.), *T. spinosus* MOJS., *T. harveri* MOJS., *T. multispinatus* KITTL, *T. percostatus* KITTL, *T. turgidus* MOJS., *T. darwini* MOJS., *T. spinosior* KITTL, *T. smiriagini* (AUERBACH), *T. kernerii* KITTL, *T. toulai* KITTL, *T. (Svilajites) cingulatus* KITTL, *T. (Svilajites) tietzei* KITTL, *T. (Bittnerites) malici* KITTL, *T. (Bittnerites) bittnerii* KITTL, *T. (Bittnerites) telleri* KITTL, *Kymanites svilajanus* KITTL, *Dalmatites morlaccus* KITTL.

The sampling localities have not been precisely established. Only Gornji Muć has been mentioned. Therefore taxonomic and evolutionary questions were analysed without necessary respect to the time factor. Consequently, only morphologic variability was applied as criterion for establishing new taxa. This may be the reason why from 53 species 16 were considered to be new. The list of species has been diminished by B. KUMMEL (1969), who revised KITTL's material and diminished the number of species to thirteen (see KUMMEL, 1969, 343).

The next step has been made by L. KRYSŤYN (1974). He sampled two sections on the slope of Bukova gora (near Mijići), between Muć and Sinj. Ammonoids were collected at 3 horizons. The first horizon is about 20 m above the contact between the brown reddish sandstone-siltstone beds and the grey limestone-mark beds. The dominant species is *Tirolites cassianus* (QUENSTEDT) accompanied by *Diaploceras liccanum* (HAUER) and *Dinarites cf. dalmatinus* (HAUER). The second horizon is about 50 m below the contact with the dolomites (mapped as Anisian). The ammonoid fauna is quite different—containing *Tirolites bi-idrianus-carniolicus*, *Tirolites carniolicus Mojsisovics*, *Stacheites cf. prionoides KITTL*, *Stacheites cf. concavus SHEVYREV*, and *Dinarites* sp. indet. The third horizon is located in a profile in the vicinity. It is about 8–10 m below the contact with the dolomites. The ammonoids are represented by *Tirolites carniolicus* MOJSISOVICS and *Tirolites mangyshlakensis* (SHEVYREV).

Analyzing the variation curve concerning the number of ribs resp. of marginal nodes within adult *Tirolites cassianus* KRYSŤYN concluded that the forms *Tirolites darwini*, *T. haueri*, *T. illyricus*, *T. rectangularis*, *T. spinosus*, *T. turgidus*, *T. angustilobatus*, *T. dimidiatus*, *T. hybridus*, *T. kernerii*, *T. multispinatus*, *T. percostatus*, *T. repulsus*, *T. rotiformis*, *T. spinosior*, *T. toulai*, *Ceratites (Paraceratites) prior* (as well as *T. bispinatus* GANEV) are synonyms of *Tirolites cassianus* (QUENSTEDT). He also suspected that *T. mangyshlakensis* may represent only an extreme variety of *Tirolites carniolicus* MOJSISOVICS. Summarizing the stratigraphical data KRYSŤYN proposed to distinguish two zones, i. e. a lower *Tirolites cassianus* zone and an upper *Tirolites carniolicus* zone. Their regional distribution may be influenced by facies changes.

Our additional field investigations have shown that the sequence at Mijići, compared with some other profiles, seems to be reduced. Therefore, for our purposes we have chosen the profile in the valley of the Zmijavac brook, where a continuous thick sequence of Upper Scythian rocks is exposed. The layers have been suitable for individual treatment and their exact thickness was easily to be measured. The fact that in this profile the lowermost Triassic is partly reduced due to tectonics, has been considered as less important, because the main task of our investigations was to locate the vertical distribution of the ammonoids and other faunal remains within the Upper Scythian as precisely as possible. On the other hand, a series of characteristic rock samples has been taken from the whole section for micropaleontological purposes as well as for studying their microfacies. The goal was the reconstruction of the original biotopes (paleoenvironment), but due to insufficient data it has not been reached so far.

The co-ordination and finalisation of the research project has been performed by M. HERAK. The field work was carried out by A. ŠUSNĀRA, B. ŠČAVNIČAR, Ž. ĐURĐANOVIĆ, J. BENIĆ and M. HERAK (Zagreb). The fauna has been determined by various specialists, the conodonts and foraminifers by Ž. ĐURĐANOVIĆ, ammonoids and gastropods by L. KRYSŤYN (Vienna), pelecypods by B. GRUBER (Linz), and the fish remains by S. STEFANOV (Sofia). The sedimentologic and petrographic data are the result of detailed analyses done by B. ŠČAVNIČAR and A. ŠUSNĀRA. All the authors of the paper have contributed to the final version of the text.

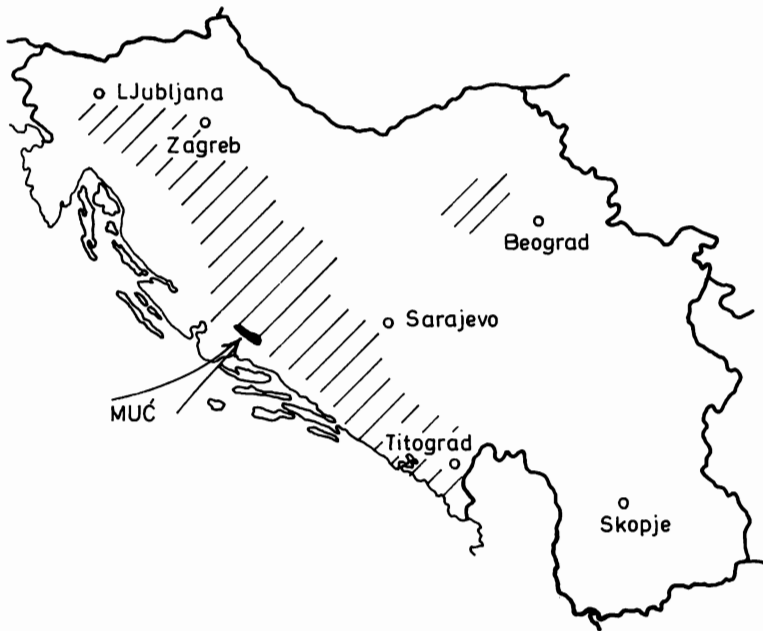


Fig. 1. Distribution of Upper Scythian ammonoid bearing rocks in the Dinarides with location of Muć.

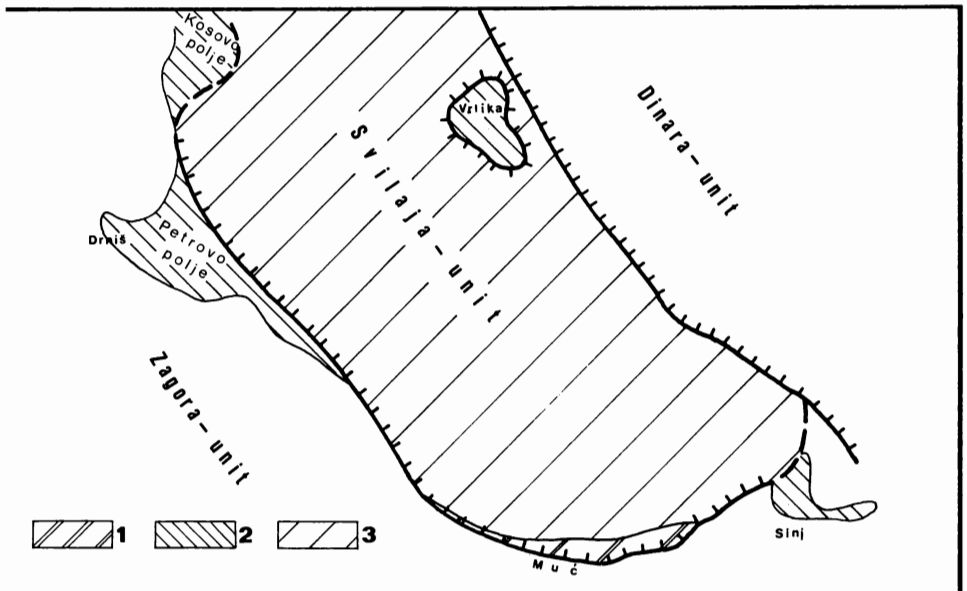


Fig. 2. Tectonic sketch-map of the surroundings of Muć; 1) Lower Triassic of Muć; 2) Permo-Triassic and Lower Triassic of the underlying tectonic unit; 3) Mesozoic carbonate rocks of the Svilaja-unit.

The authors are very grateful to S. STEFANOV and J. BENIĆ for their technical assistance, and to the Institutes in Zagreb, Vienna, Linz and Sofia for full support during the preparation of this paper.

Geological outline of the region of Muć

The Triassic of Muć is extending along the southern slope of Mt. Svilaja (Figs. 1 and 2). The whole area belongs to the Carbonate ("outer", "miogeosynclinal") Dinarides displaying a complex overthrust tectonics. Mt. Svilaja, including the Lower Triassic of Muć, represents a nappe-unit composed of Mesozoic beds in a normal north-dipping sequence from Lower Triassic to the Cretaceous. It is one of the various units which form the so called "High Karst Zone" (or "High Karst Nappe"). To the north and north-east the Svilaja nappe is overlain by the Dinaric-unit.

The southern border of the Svilaja-unit is marked by a strong neotectonic fault which hides the true character of the contact with the southern area. This area between Muć and Kozjak (N. of Split) is composed of a set of thrust-units moved relatively into southwestern direction over the coastal zone. It consists of Cretaceous and Paleogene beds with a predominance of the Cretaceous rocks. In recent times the zone between Muć and Kozjak has been described by the names "Zagora-zone" (CHOROWICZ 1977) or "Promina-Moseć-Muć-zone" (IVANOVIĆ et al. 1978) but most often it has been attributed to the "High Karst Zone" s. 1.

Due to tangential tectonics, the Lower Triassic of Muć has been brought into closer contact with rocks of the same age in Sinj, Vrljika, Petrovo polje and Kosovo polje (fig. 2). They belong to the underlying structural complex and show a different lithological as well as facies development.

Continuing to the northwest, i. e. in Lika, Mt. Velebit, Gorski Kotar, and in the neighbouring part of Slovenia, the Upper Scythian is lacking ammonoids. Its lithology is rather specific, characterized by a predominance of dolomites or sandy dolomites (Lika and Mt. Velebit), whereas in Gorski Kotar the time equivalents to a great extent have been removed by erosion. Only fragments are presently proven by *Meandrospira pusilla* (HO). The reduction of clastics and the predominance of carbonates (Lika, Mt. Velebit) may be explained by a rapid lowering of reliefs causing the break or diminishing of the supply of clastic components into the basin where shallow water dolomite sedimentation prevailed. In the Lika this happened already in the upper part of the Middle Permian, in Slovenia in the Upper Permian, and in Gorski Kotar in the time-span connecting the Permian and the Triassic (ŠCAVNIČAR 1973).

Parallel, along the eastern margin of the mentioned zone, from Crmnica (Monte Negro) to Idria (Slovenia), Upper Scythian beds have been formed in a somewhat deeper and less mobile sedimentation area which was extended also over some neighbouring parts of Serbia, Bosnia, Croatia, and Slovenia.

In the region of Muć the topmost Permian and the lower part of the Scythian consist of limestones and breccias (Sinj, Muć) overlain by reddish siltstones, pelites, and locally by porous breccias. The exposures have been explained by "diapiric" tectonic windows within allochthone units (HERAK 1973).

The Upper Scythian is generally composed of less differentiated, thin-bedded, predominantly carbonate rocks, formed in a somewhat deeper, sea-water environment. Terrigenous silt is subordinate. Besides the remains of the most common benthonic fossil groups as gastropods ("*Turbo*", "*Naticella*"), foraminifer (*Mean-*

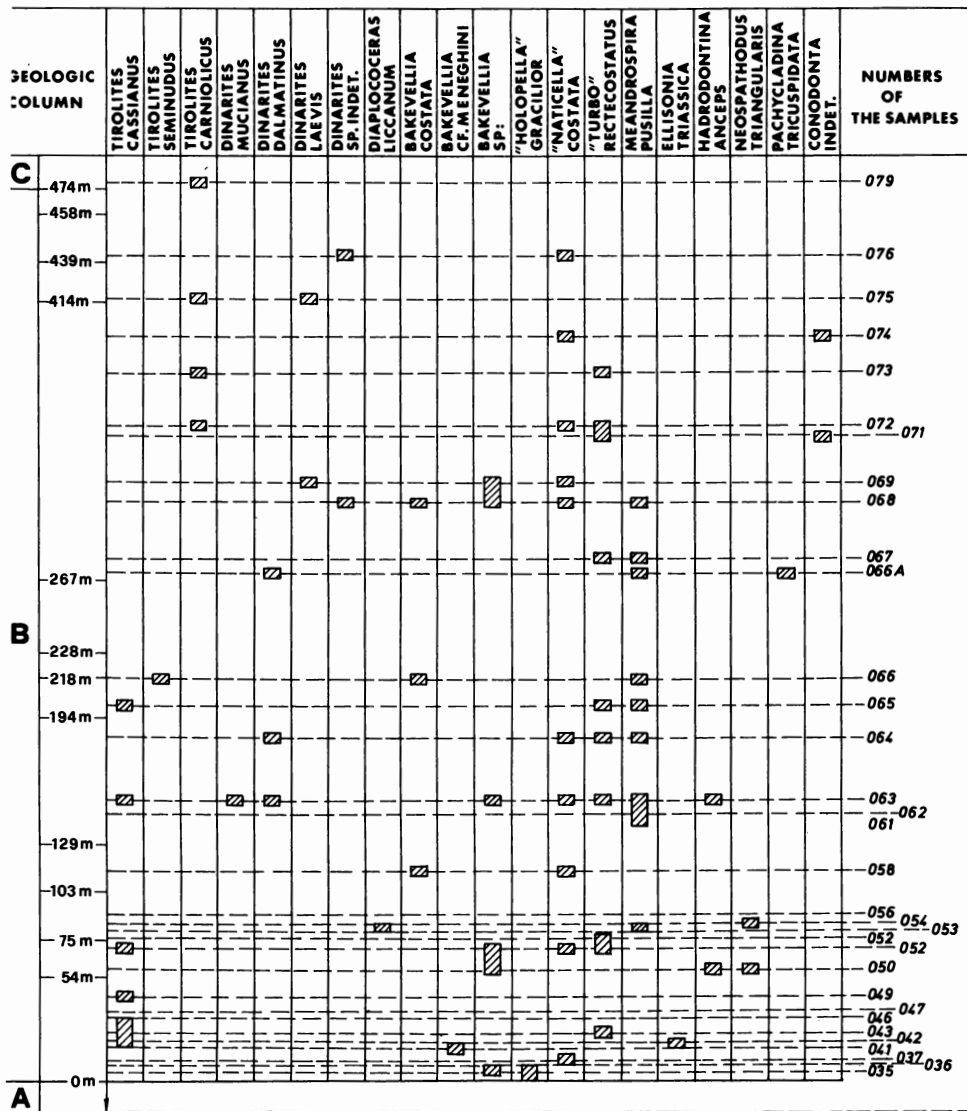


Fig. 3. Vertical distribution of invertebrate fossils in the Upper Scythian standard section at Muč (layers 041—078).

A — final part of the sandstone-siltstone complex

B — the limestone-marl complex

C — the dolomite complex.

drospira) and also ammonoids have been found in many localities in the area delimited by Rumija (Monte Negro), Fruška gora (Vojvodina) and Idrija (Slovenia). Muć is only one of them, but due to its ammonoid fauna evidently best known. The local fossil sites are Gornji Muć, Donji Muć, Mijići and Sutina. They are located along the whole Lower Triassic zone. Only the sampling points at Mijići are precisely indicated (KRYSTYN 1974).

The Lower Triassic of the Zmijavac brook valley

Besides the general characteristics, already mentioned, the exposed beds have been suitable for distinguishing several more or less specific intervals which are consequences of successive changes of conditions within the sedimentation area. Therefore, our sampling was very intensive. More than 80 samples have been analysed for both sedimentologic and paleontologic purposes.

The rock sequence in the valley can be divided into four informal lithostratigraphic units: the basal carbonate complex, the sandstone-siltstone beds unit, the limestone-marl beds unit and the overlying dolomite unit.

(1) *The basal carbonate complex*

At the base of the section in Zmijavac creek approximately 100 m upwards the asphalt road of Muć, greyish recrystallized dolomitic limestones are to be found. They are thinner bedded and laminated in the upper part. The topmost portion contains some terrigenous silty admixtures, identical to those which prevail in the overlying clastics. This is the reason why these limestones are thought to belong to the Lower Triassic. However due to a fault no transition into the overlying clastics is visible and age diagnostic fossils are also missing.

(2) *Brown reddish sandstone-siltstone complex*

This unit consists mainly of thin-bedded, fine-grained sandstones, siltstones and pelites with subordinate intercalations of carbonate rocks. In some horizons the carbonate rocks prevail, but terrigenous material is always present either as components within the limestones or as interstratified sandstone layers.

The lowest part of the exposed complex consists of horizontally or cross laminated micaceous sandstones, siltstones and silty pelites. The colour is brownish-grey, partly violet. They are composed of detrital quartz, muscovite, chlorite, biotite, feldspars and illite. All the clastic members are calcareous (24—49% CaCO_3). The carbonate content consists of fossil debris and calcite cement. Rarely syntaxial cement is present. Partially preserved pyrite testifies a partly reducing sedimentary environment. Otherwise oxydizing conditions are testified by the common presence of limonite. The thickness of this interval is approximately 30 m.

The next part is characterized by an increase of allochemical carbonate rocks. First (8 m) bio-oosparites predominate, followed by intrasparites indicating shallow turbulent sea. These calcarenites are accompanied by fine-grained partly recrystallized limestones, lacking allochems. At least in 4 levels the dolomitisation is to be noticed. Due to the hematite and limonite content the colour is reddish-brown indicating oxydizing depositional environments. The terrigenous detritus is continuously present as components and/or layers in between. The thickness is approximately 45 m.

The uppermost part of the unit contains again predominantly clastic rocks, i. e. micaceous sandstones, siltstones and pelites. Sandy fine-grained limestones are interbedded in several levels. Allochemical limestones occur in the upper part, as

rare intercalations. They are composed of rudite size intraclasts, derived from contemporaneous weakly consolidated carbonate sediments on the sea floor, which are reworked and redeposited. So, the intrasparrudites have been found, indicating shallow water, lowered wave base or possibly tectonic uplift. Pitching out of beds, erosional contacts between them, and desiccation structures speak also in favour of an extremely shallow water environment interferring with short-lived emersion phases, mud drying etc. Yellowish thin-bedded dolomicrites of early diagenetic origin mark the end of this interval which is approximately 55 m thick.

The fauna of this complex has not been intensively studied. In general it can be said that only bivalves, e. g. *Anodontophora* and *Claraia* are common; the latter has been registered within 9 horizons.

(3) Grey limestone-marl complex

A 474 m thick complex which is rather monotonous, consisting of fossiliferous limestones (biomicrites, biomicrudites), fine-grained marly limestones and limey marls which are in a continuous irregular rhythmic exchange. The colour of the limestone varies from dark-grey to grey-brown. Marly intercalations are yellow to brown. Silty components are present through the whole complex, and several siltstone beds are to be found in the lower and middle part of the complex. Parallel with the increase of the terrigenous detritus, the violet-brown tint predominates. The bedding is obvious. Mostly thin-bedded series are present. The thickness of the limestone layers varies from 5 to 40 cm. The layers become thinner (1,5—5 cm) with increasing clay content. Mega-fossiliferous limestones are mostly interbedded within marly limestones or limey marls. They contain 80—90% CaCO₃, while in the marls 50—63% (most frequently 60%) is present.

The beginning of the limestone-marl complex is marked by an exchange of coarse-grained recrystallized fossiliferous limestones (biomicrites), fine-grained marly limestones, and fissile marls. Despite frequent exchange, limestones seem to be dominant. Silty components are always present, more frequently in the marly limestones. Authigenic pyrite is common as a minor constituent. The thickness of the observed interval is approximately 54 m.

Fossils are very frequent and have been found in several horizons. They are cited beside the sample numbers (Fig. 3):

- 035: "*Holopella*" *gracilior* (SCHAUROTH)
- 036: *Bakevellia* sp.
"*Holopella*" *gracilior* (SCHAUROTH)
- 037: "*Turbo*" *rectecostatus* HAUER
- 041: *Bakevellia* cf. *meneghini* (TOMMASI) (abundant)
Mysidioptera sp.
- 042: *Tirolites cassianus* (QUENSTEDT) (abundant)
"*Turbo*" *rectecostatus* HAUER
Ellisonia triassica MÜLLER
Lonchodina muelleri TATGE
Conodonta indet.
Ammodiscus sp., *Nodosaria* sp.
Saurichthys apicalis AGASSIZ
Saurichthys acuminatus AGASSIZ
Colobodus varius GIEBEL

- 043: *Pleuromya* cf. *fassaensis* WISSMANN (abundant)
 "Turbo" *rectecostatus* HAUER
- 044: *Tirolites cassianus* (QUENSTEDT)
Mysidioptera sp.
 "Turbo" *rectecostatus* HAUER
 Ostracoda, Echinodermata
- 045: *Tirolites cassianus* (QUENSTEDT) (abundant)
Nodosaria sp., Ostracoda
- 046: *Tirolites cassianus* (QUENSTEDT)
- 047: *Tirolites cassianus* (QUENSTEDT)
Mysidioptera sp.
- 49: *Tirolites cassianus* (QUENSTEDT)
 Ostracoda, Echinodermata
Saurichthys acuminatus AGASSIZ

The next interval (54—267 m) is characterized by a similar series of well bedded grey limestones (beds 40 cm thick), flaggy marly limestones and fissile calcareous marls. This sequence (213 m thick) is periodically enriched by silt admixtures and siltstone intercalations (4 levels). Parallel with the concentration of silt the violet colour appears. Within the silty limestones and siltstones a fine cross and horizontal lamination is present. Various deformation structures (tortuous lamination) as convolute lamination, load casts, and rarely pillow structures are present, sporadically also graded bedding is to be noticed. In the upper part some organic traces can be found. Fossil remains are various and abundant:

- 050: *Bakevellia* sp. (+ div. Pelecypods)
 "Holopella" *gracilior* SCHAUROTH
Hindeodella triassica MÜLLER
Hadrodontina anceps STAESCHE
Neospathodus triangularis (BENDER)
 ? *Ellisonia* sp.
Colobodus varius GIEBEL
Gyrolepis albertii AGASSIZ
Saurichthys apicalis AGASSIZ
- 051: *Tirolites cassianus* (QUENSTEDT)
Tirolites sp. indet.
Pleuromya sp.
Mysidioptera sp.
Bakevellia sp.
 "Naticella" *costata* ZENKER
 "Turbo" *rectecostatus* HAUER
 Foraminifera, Ostracoda, Echinodermata
Gyrolepis albertii AGASSIZ
Saurichthys apicalis AGASSIZ
Saurichthys acuminatus AGASSIZ
- 053: *Diaploceras liccanum* (HAUER)
Colobodus varius GIEBEL
- 054: *Diaploceras liccanum* (HAUER)
Neospathodus triangularis BENDER
Spirilina gurgitata TAPPAN

- Meandrospira pusilla* (HO)
Saurichthys apicalis AGASSIZ
Saurichthys acuminatus AGASSIZ
 055: Gastropoda
 056: *Aeolisaccus dunningtoni* ELLIOT
 Ostracoda
 058: *Bakevellia* cf. *costata* ZENK. (abundant)
 " *Naticella* " *costata* ZENK.
 061: *Meandrospira pusilla* (HO)
 ? *Ellisonia* sp.
 Ostracoda, Echinodermata
 062: *Meandrospira pusilla* (HO)
 Ostracoda, Mollusca
Gyrolepis albertii AGASSIZ
 063: *Tirolites cassianus* (QUENSTEDT)
 Dinarites mucianus (HAUER)
 Dinarites dalmatinus (HAUER)
 Pleuromya sp. (abundant)
 Bakevellia sp. (abundant)
 " *Turbo* " *rectecostatus* HAUER
 Hadrodontina cf. *anceps* STAESCHE
 Meandrospira pusilla (HO)
 064: *Dinarites dalmatinus* (HAUER)
 " *Naticella* " *costata* ZENK.
 " *Turbo* " *rectecostatus* HAUER
 Meandrospira pusilla (HO)
 065: *Tirolites cassianus* (QUENSTEDT), transitional form to *Tirolites seminudus*
 (MOJSISOVICS)
 ? *Ellisonia* sp.
 Meandrospira pusilla (HO)
 Mollusca div.
 066: *Tirolites seminudus* (MOJSISOVICS)
 Bakevellia costata (ZENKER) (abundant)
 Pleuromya cf. *lettica* (QUENSTEDT)
 Hoernesia sp.
 Pachycladina tricuspida STAESCHE
 Ellisonia sp.
 Hadrodontina sp.
 Meandrospira pusilla (HO).

In the upper part of the unit (267—474 m) the same kind of sediments is present. In general grey limestones are dominant. Silty admixtures are very rare though present. Different load structures are visible as well as bioturbation structures which are more frequent. The thickness is approximately 207 m. In the interval between 414 and 429 m mechanical deformations are visible. Fossils have been found in the following horizons:

- 066 A: *Dinarites dalmatinus* (HAUER)
 067: *Meandrospira pusilla* (HO)

- 068: *Dinarites* sp. indet.
Bakevella costata (ZENKER) (abundant)
Bakevella sp.
Pleuromya cf. *ambigua* BITTNER
Ammodiscus sp.
- 069: *Dinarites laevis* TOMMASI
Myophoria balatonis FRECH
Costatoria cf. *costata* (ZENKER) (abundant)
Pleuromya cf. *fassaensis* WISSMANN
Bakevella sp.
- 071: *Conodonta* indet.
Ammodiscus sp.
Crinoidea
- 072: *Tirolites carniolicus* MOJSISOVICS
“*Naticella*” *costata* ZENKER
“*Turbo*” *rectecostatus* HAUER
- 073: *Tirolites carniolicus* MOJSISOVICS
- 074: *Conodonta* indet.
Ammodiscus cf. *incertus* (D'ORB.)
Glomospirella sp.
- 075: *Tirolites carniolicus* MOJSISOVICS
Dinarites laevis TOMMASI
Fish-remains
- 076: *Dinarites*? sp. indet.
Ammodiscus sp.
Glomospira sp.
- 077: Mollusca, Crinoidea, Foraminifera (indet.).

The final interval of the unit (458—474 m) is characterized by last traces of silty admixtures and by the beginning of an intensified dolomitization (dolomitized limestones and early diagenetic dolomicrites) which points to a hypersaline shallow water environment. Due to the silty admixtures, this interval is attributed to the underlying sequence with a sharp contact to the overlying beds.

(4) *The dolomite complex*

Above the before mentioned sharp contact only carbonate sediments occur, completely lacking silty admixtures. The first 15 m are represented by somewhat disturbed early-diagenetic stromatolitic dolomites and doloarenites. At the base of this horizon (079) the last specimen of an ammonoid has been found: *Tirolites carniolicus* MOJSISOVICS together with dasyclad algae.

The overlying rocks consist of dolomite breccias composed of different dolomite rock fragments. This carbonate rock complex is in geologic practice unseparable from the overlying mass of carbonate rocks and that is the reason why it is treated as a part of the Anisian. We therefore strongly argue in favour of a Scythian-Anisian-boundary placed between the Werfen Formation and the overlying carbonate rocks.

Interpretation of sedimentary environments

Though all the investigated rocks contain terrigenous as well as autochthonous carbonatic components, it is obvious that within the lower part of the

sequence terrigenous material prevails, whereas within the Upper Scythian carbonate sediments are dominant.

The terrigenous detritus is fine-grained and well sorted throughout the sequence. This may indicate that the source area was remote during the entire Lower Triassic. The terrigenous detritus, especially heavy minerals, suggest low grade metamorphic schists, acid igneous rocks and older sediments to be the source rocks of the clastics in question. Consequently the Paleozoic of Europe is considered as possible source area.

It is impossible to trace any coast line. However, where exposed, the Werfen Formation follows concordantly above the Permian. Only a local unconformity or a short break of sedimentation is to be noticed (see also ASSERETO et al., 1971).

At the beginning of the Lower Triassic a shallow and probably hypersaline (?) sea with a very low relief and therefore with similar sedimentary environment over large areas, extended all over the Dinarides. Very soon normal marine conditions were established according to the common presence of a benthonic mollusc fauna from the beginning of the sandstone-siltstone complex upwards. During the phases of stronger turbulence carbonate detritus was built in the sea and it was mixed up with terrigenous material transported into the sedimentation area.

The common sedimentary structures in the sandstone-siltstone complex are cross bedding and horizontal lamination and wide flattened symmetric ripple marks on the upper bedding planes. Deformational structures (slump structures, pillow and ball structures) are often to be found, in some intervals erosional contacts are to be noticed. Sporadically also desiccation phenomena are present. The thickness of beds is varying and their pitching out is not rare. All this, as well as the oolites, intraclasts, and autoclasts confirm a shallow, turbulent marine environment, with sporadic local emersions. This is testified also by the presence of early-diagenetic dolomites in several intervals. The presence of oolitic limestones is also an indication of a shallow, turbulent sea water, saturated by CaCO_3 .

In the lower part of the Upper Scythian limestone-marl complex the thickness and the strike of beds are constant. In the middle and upper parts some changes in thickness (even pitching out) have been noticed. Ripple marks on upper bedding planes otherwise are missing. Siltstones and silty limestones display horizontal and cross lamination. Erosional channels and load structures can be found on lower bedding planes of micaceous limestones. Linear current structures are rare. Pillow and ball structures appear exceptionally only in one interval of silty rocks.

All the mentioned and some other features (lacking of oolites, intraclasts and dolomites) point in favour of a deeper and stable marine depositional environment with periodical appearance of stronger currents loaded by coarse-grained shallow water biotritus (shells, crinoidal remains etc.). Calcareous algae are absent, while authigenic pyrite and some organic structures (tracks, trails, burrows) can be found. This suggests that the limestone-marl complex most probably was deposited below the wave base under partly reducing conditions in a low energy environment. It is obvious that the depth, turbulence and alkalinity were different in comparison to the underlying sandstone-siltstone complex.

Stratigraphic conclusions

Lithostratigraphically the Lower Triassic of Muć is being divided into 4 informal units ("members"), which with regard to their lithology, facies and vertical sequence correspond remarkably well with those of the Werfen beds of the

Dolomites (Upper Italy). Surely it would be possible and also desirable to extend the already in the Dolomites established lithostratigraphic members (see BOSSELINI 1968, ROSSI 1969, FARABEGOLI et al., 1977) to Muć, respectively all in all to the Werfen beds of the entire Alpine-mediterranean realm (Alps, Dinarides).

Because of the large lateral distance between the Dolomites and Muć, as well as the absence of comparable sections in between, at present a direct, e. g. nominal identification of the "South Tyrol" members in the Muć section does not seem appropriate. On the other hand we regard it as unjustified to introduce new names to the identified lithostratigraphical units. Subsequent research on the regional and facies distribution of the Werfen beds of the Western Tethyan area will probably bring clearness into this question. By the following lines the lithostratigraphic sequence of Muć and its correlation with that of the Dolomites is being summarized:

- 1) The basal carbonate complex, consisting of grey, bedded, laminated dolomitic limestones can — in spite of certain circumstances — be quite well compared with the Mazzin member and the Andraz horizon of the Dolomites.
- 2) The sandstone-siltstone complex (Member A) comprises 3 subunits which should become discussed separately: a) the basal series of reddish brown calcareous siltstones and sandstones has great similarity with the Siusi Member and is overlain by b) an 8 m thick sequence of brown reddish oolitic calcarenites which apparently become directly correlated with the Gastropode Oolite Member. On top again follow c) brown reddish sandstones and siltstones, interlayered with calcarenites and silty micrites, fully corresponding with the Campilian Member.

A confirmation and important support for this correlation seems to us also the abundant representation of the bivalve *Clarai* restricted to Member A in Muć.

- 3) Member B, the biostratigraphically more precisely studied limestone-marl complex (fig. 3), is lithologically identical with the Val Badia Member and with this also has the same fauna in common (*Tirolites cassianus*, *Dinarites*, "*Naticella*", "*Turbo*"). In Muć however the Val Badia Member seems to have a larger stratigraphical range than in the Dolomites, as here a counterpart to the overlying Cencenighe member, which represents the highest part of the Werfen Formation in the Dolomites, is missing. The direct comparison is further being made difficult by the lower Anisian regression which has led to the transgression of the Richthofen conglomerate and to the erosion of parts of the Werfen beds in the Dolomites. According to biostratigraphic data at least equivalents of the Carniolus-Zone are widely missing.

Member B is overlain by unfossiliferous light grey bedded dolomites (c), which however on lithostratigraphic grounds only have been dated long ago as Lower Anisian. This age assignment has been questioned only by KRZYSTYN 1974, who correlated the basal dolomite with the Subrobustus zone, conventionally regarded as Lower Triassic (see TOZER 1978). MOSTLER & ROSSNER 1977, who mentioned a conodont fauna of Scythian affinity from the lowermost part of the Gutenstein dolomite in the Salzkammergut area (Northern Calcareous Alps), came to the same conclusion.

Due to the otherwise pure fauna, a detailed biostratigraphical analysis of the Lower Triassic of the Muć region has to be restricted to the limestone-marl complex (member B) representing the upper half of the sequence. As can be seen on the distribution chart (fig. 3), most of the examined taxa range through a greater

part of the section. Only the ammonoids are short-ranging enough to provide a tool for subdividing the whole unit. Conodonts are rare and proven in a few horizons in order to allow stratigraphically relevant statements. They may be divided into a lower, comparatively rich fauna, composed of *Ellisonia triassica*, *Hadrodontina anceps* and — surprisingly — *Neospathodus triangularis*. The pure fauna of the higher part contains only *Pachycladina tricuspadata* and some undeterminable remains. Among the foraminifera considered stratigraphically valuable, *Meandrospira pusilla* is to be mentioned. It is being found in the middle part of the sequence, where it occurs almost exclusively in silty limestones and siltites. Its distribution seems to be highly facies controlled, because it is more or less missing in the clayey and marly beds in between.

Combining both lithostratigraphic and biostratigraphic data, the Member B can be taken also as a very distinct chronostratigraphic unit which is defined by the two *Tirolites* zones introduced by KRYSZYN 1974, namely the *Tirolites carniolicus* and the *Tirolites cassianus* zones, the latter forming the base of it. The new unit for the time being may be introduced as a local substage for the Upper Scythian of the Werfen facies area distributed over wide parts of the Western Tethys (Turkey as far as the Alps).

According to the described characteristics of the profile in the Zmijavac brook valley at Muć, it deserves to be used as standard section or neostratotype for the new unit. It is very suitable for this purpose because it is lithologically and palaeontologically well defined, temporarily and spatially homogenous; the beds are well exposed, the locality accessible, the rocks well recognizable and measurable. Out of practical reasons it would have been desirably for the name "Campillian" to serve as chronostratigraphic term for this time interval, but unfortunately the Campill beds s. str. (= the Campill member sensu BROGLIO LORIGA & al. 1981) of the type region in the Dolomites are older than it.

As this profile crosses the beds which display some transitional features between epicontinental and pelagic environments, it may be very useful for correlation, especially in the discussion concerning the Lower/Middle Triassic boundary.

References

- ASSERETO, R., BOSSELLINI, A., FANTINI-SESTINI, N., SWEET, W. C.: The Permian-Triassic boundary in the Southern Alps (Italy). Mem. Canad. Soc. Petroleum Geol., 2, pp. 176—199, 6 figs., Calgary/Alberta 1973.
- ASSERETO, R., JACOBSHAGEN, V., KAUFFMANN, G. & NICORA, A.: The Scythian, Anisian boundary in Chios, Greece — Riv. Ital. Paleont., 85/3—4, 715—736, 6 figs., Milano 1979.
- BOSSELLINI, A.: Paleogeologia pre-anisica delle Dolomiti centro-settentrionali. Mem. Acc. Naz. Lincei ser. 3, 9 (1), pp. 3—33, ff. 1—5, tt. 1—16, Roma 1968.
- BROGLIO LORIGA C., MASETTI, D., NERI, C.: The Werfen Formation in the Dolomites (in press).
- CHOROWICZ, J.: Étude géologique des Dinarides le long de la structure transversale Split-Karlovac (Yougoslavie). — Soc. géol. du Nord, Publ. n° 1, 1—331, pl. X, 156 figs., S. G. N. Villeneuve d'ASCQ 1977.

- FARABEGOLI, E., PISA, G., e OTT, E.: Risultati preliminari sull'Anisico della conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo. — *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **95** (1976), pp. 659—703, 11 ff., Roma 1977.
- HERAK, M.: Some tectonical problems of the evaporitic area in the Dinarids of Croatia. — *Geol. vjesnik*, **26**, 29—40, 1 text-fig., Zagreb 1972.
- IVANOVIĆ, A., SIKIRICA, V. and SAKAČ, K.: Osnovna geološka karta S. F. R. J. — Tumač za list Drniš, K-33-9; *Inst. geol. istraž. Zagreb 1972*, Savezni geološki zavod, 1—59, Beograd 1978.
- KITTL, E.: Die Cephalopoden der oberen Werfener Schichten von Muć in Dalmatien sowie von anderen dalmatinischen, bosnisch-herzegowinischen und alpinen Lokalitäten. — *Abh. Geol. R.-A.*, **20**, 1—77, 1 fig., 11 pls., Wien 1903.
- KRYSTYN, L.: Die Tirolites-Fauna (Ammonoidea) der untertriassischen Werfener Schichten Europas und ihre stratigraphische Bedeutung. — *Sitzber. Österreich. Akademie Wiss., Mathem.-naturw. Kl., Abt. I*, **183/1—3**, 29—50, 5 text-figs., 1 pl., Wien 1974.
- KUMMEL, B.: Ammonoids of the Late Scythian (Lower Triassic). — *Bull. Mus. Comp. Zool.*, **137/3**, 311—702, 20 figs., 7 pl., Cambridge (Mass.) 1969.
- MOSTLER, H. & ROSSNER, R.: Stratigraphisch-fazielle und tektonische Betrachtungen zu Aufschlüssen in skyth-anisischen Grenzschichten im Bereich der Annaberger Senke (Salzburg, Österreich). — *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **6**, 1—44, 13 Abb., 6 Taf., Innsbruck 1977.
- ROSSI, D.: Formazione di Werfen. — In: *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia*, folio 11 "M. Marmolada". Servizio Geologico d'Italia. Roma 1969.
- ŠČAVNIČAR, B.: Klastiti trijasa u Gorskom kotaru (Clastic sediments of the Triassic in the Gorski Kotar Region). — *Acta geol. Jugosl. akad. znan. i umjetn.*, **7/3**, 105—160, 3 text-figs., 20 tab., 10 pl., Zagreb 1973.

Veröffentlichung des Österreichischen Nationalkomitees für das
International Geological Correlation Programme Project Nr. 73/I/4.
Triassic of the Tethys Realm

On the evolution of *excelsa*-stock in the Upper Ladinian — Carnian (Conodonta, genus *Gondolella*, Triassic)

SÁNDOR KOVÁCS *)

6 plates, 1 fig.

Abstract

The evolution of *excelsa*-stock went on in two directions in the Upper Ladinian — Carnian. At the beginning of the Longobardian substage *Gondolella foliata inclinata* n. subsp. evolved from *G. excelsa*. In the Upper Longobardian it branched in two directions: one is the *G. foliata foliata* — *G. tadpole* line, the other is the *G. polygnathiformis* line, which continued in the Norian *G. navicula* group. *Gondolella noah* (Hayashi, 1968) is regarded as a junior synonym of *Gondolella polygnathiformis* Budurov & Stefanov, 1965. Furthermore three new species, *Gondolella szabói* n. sp., *Gondolella tornaënsis* n. sp. and *Metapolygnathus longobardicus* n. sp. are described.

During the common revision of Middle and Upper Triassic conodonts (Budapest, Nov. 19—24, 1979) the majority of the Triassic Conodont Working Group regarded *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV, 1965 and *Gondolella noah* (HAYASHI, 1968) as distinct species (Triassic Conodont Working Group, in press). However, the author has a different opinion, which he would like to express here in details.

This alternate opinion is based on the study of the evolution of *excelsa*-stock in different North Hungarian Upper Ladinian — Carnian sections (KOVÁCS, 1977b; BALOGH & KOVÁCS, 1981). This study has revealed that *Gondolella foliata* (BUDUROV, 1975) is not only an intermediate species between *G. excelsa* MOSHER, 1968 and *G. polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV, 1965 (KOVÁCS, 1977a), but divides itself in two subspecies, and *G. foliata* sensu stricto did not directly evolve from *G. excelsa*. At the beginning of the Longobardian substage more or less arched forms of *G. foliata* evolved from *G. excelsa*; these are named here as *G. foliata inclinata* n. subsp. They differ from the holotype of *G. foliata*, which has a quite straight basal edge before the place of the pit in lateral view. In the upper part of the Longobardian (just after the disappearance of *G. excelsa*; see BALOGH & KOVÁCS, 1981, Table) *G. foliata foliata* evolved from *G. foliata inclinata*, and in its topmost part *G. polygnathiformis***). So, *G. foliata inclinata* branches in two directions: one branch goes to *G. tadpole* Hayashi, 1968 (through *G. foliata foliata*), and the other, through *G. polygnathiformis*, to the Norian *G. navicula*-group. These Longobardian — Carnian evolutionary lines are shown on Fig. 1.

The figured forms are deposited at the museum of the Hungarian Geological Institute, Budapest.

*) Dr. Sándor Kovács, Hung. Geol. Inst., H-1442 Budapest, Pf. 106

***) According to Dr. KRYSŤYN's results, the appearance of *G. polygnathiformis* indicates the beginning of the Carnian stage (pers. comm. and in the present volume).

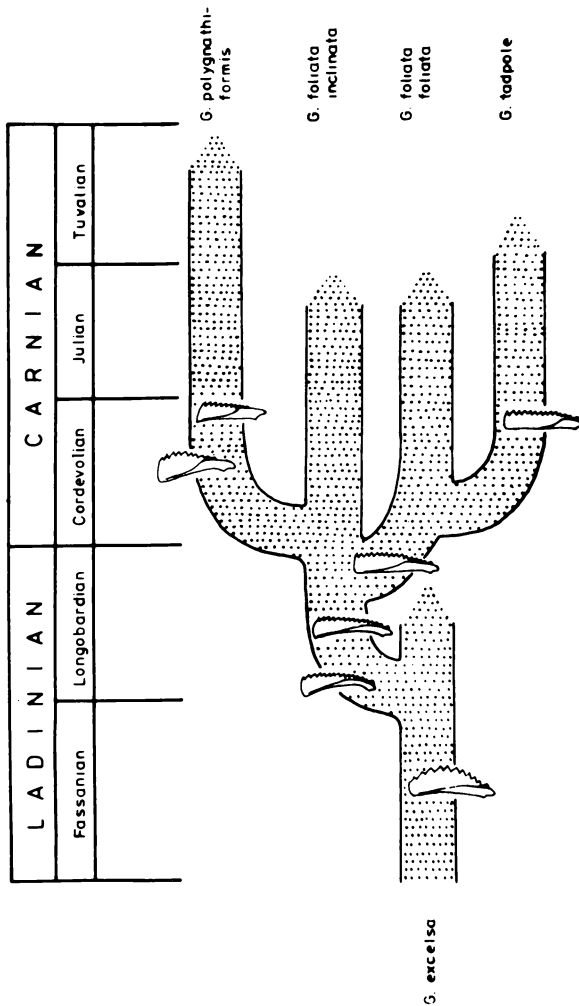


Fig. 1: Evolutionary lines of the *Gondolella excelsa*-stock in the Ladinian — Carnian. Note: According to Dr. KRYSZTYN, the appearance of *G. polygnathiformis* coincides with the Ladinian/Carnian boundary (see this volume).

Description of species

Gondolella foliata foliata (BUDUROV, 1975)

Pl. 2, figs. 1—2; pl. 3, fig. 1

- 1958 *Gondolella navicula* sp. n. — HUCKRIEDE, pl. 12, figs. 2, ?18a—b, ?20a—b, 24a—b, 27a—b
- 1975 *Paragondolella foliata* sp. n. — BUDUROV, p. 79—81, pl. 1, figs. 2, ?9—10, ?11—12, 14, ?15, 16, 19—22

1976a *Paragondolella foliata* BUDUROV — BUDUROV, pl. 4, figs. 1—4

1976b *Paragondolella foliata* BUDUROV — BUDUROV, pl. 2, figs. 18, 35

Diagnosis: Basal edge straight before pit. Denticles of carina stand perpendicularly or almost perpendicularly to basal edge.

Description: The unit is practically straight and elongated in lateral view. The basal edge before the place of the pit is quite straight, only the short posterior part at the pit (e. g. the loop) is inclined slightly downwards together with the posterior part of the platform.

The platform is developed in full width with thickened margins and honeycomb structure only in the posterior third — half of the unit. At the anterior end of the thickened margins it abruptly becomes thin and narrowing into a lanceolated anterior platform end, which is always before the half of the carina. Platform margins at that point drop downwards, but without an abrupt step. The posterior platform end is blunted or squared off.

The carina is fairly high and long, consists mostly of 15—20 fused denticles. In the anterior two-thirds it decreases only slightly in height, then drops towards the posterior 1—2, discrete, conical, denticles, which are always situated before the platform end. Often an asymmetrically located denticle is present at the posterior end of the carina, or even the cusp itself is asymmetrically located. The tips of denticles tend to form a straight line in the anterior two-thirds of the carina. The denticles stand perpendicularly or almost perpendicularly to the basal edge.

The keel is slightly elevated, with deeply excavated groove and widens posteriorly in a rounded or squared off loop, depending on the shape of the platform end. The pit is located at the end, rounded or ovaloid. Its margin is not or only slightly protruding.

Juvenile forms are also straight in lateral view. The platform usually begins to develop as a “tadpole-like” process around the posterior third of the unit and only later expands anteriorly.

Relations: *G. foliata foliata* developed from *G. foliata inclinata* n. subsp. in the upper Longobardian. It differs from its forerunner by being practically straight in lateral view, having a quite straight basal edge before the place of the pit and the denticles of the carina, which stand perpendicularly or nearly perpendicularly to the basal edge*). Furthermore, the upper edge of the carina is very often straight in the anterior two-thirds, the platform usually more abruptly tapers off anteriorly by ceasing of the thickened margins with honeycomb structure and the platform end (together with the loop) is also very often squared off.

G. foliata foliata is bound together with *G. tadpole* HAYASHI, 1968 by a series of transitional forms. In these forms the thin and narrowing (“rudimentary”) continuation of the platform before its thickened margins tends to withdraw. The boundary between them is established so that all forms with a free blade, shorter than half of the carina, belong still to *G. foliata foliata*.

This subspecies differs from the Norian *G. navicula* (HUCKRIEDE) by its platform, which is developed in full width with thickened margins and honeycomb-

* In transitional forms between *G. foliata inclinata* and *G. foliata foliata* the anteriormost part of the basal edge can be gently downwards inclined; however, if the denticles stand at the right angle to the most part of the basal edge, they should already be placed in *G. foliata foliata*.

like structure only in the posterior third — half of the unit and its carina, which is usually higher in the middle.

Remarks: Differences between *G. foliata inclinata* and *G. foliata foliata* on the one hand and between *G. foliata foliata* and *G. tadpole* on the other are not more than on the level of subspecies. However, *G. tadpole* HAYASHI, 1968 has the priority against *G. foliata* (BUDUROV, 1975) and the difference between *G. foliata inclinata* and *G. tadpole* are so much, that it is impossible to regard the former as a subspecies of the latter. For this reason *G. tadpole* is treated here as a distinct species from *G. foliata*.

Stratigraphical range and occurrence: Upper Longobardian — uppermost Julian; disappears somewhat before *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE). Until now reported only from Tethyan provinces (except West Mediterranean, sensu KOZUR, 1973).

Gondolella foliata inclinata n. subsp.

Pl. 1, figs. 1—4; pl. 3, figs. 2—4

- 1958 *Gondolella navicula* sp. n. — HUCKRIEDE, pl. 12, figs. 3, 4, 8, 17, 19; 16 and 21 (transitional forms to *G. polygnathiformis*)
- 1960 *Gondolella navicula* HUCKRIEDE — BUDUROV, pl. 1, figs. 21, 22a—c, 24a—d
- 1965 *Gondolella navicula* HUCKRIEDE — BUDUROV & STEFANOV, pl. 2, figs. 8a—b, 9a—b
- 1965 *Gondolella polygnathiformis* sp. nov. — BUDUROV & STEFANOV, pl. 3, figs. 5a—b, 6a—b
- ?1973 *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV — KRYSSTIN, pl. 2, fig. 1
- ?1975 *Gondolella navicula* (HUCKR.) — KRISTAN-TOLLMANN & KRYSSTYN, pl. 1, figs. 1a—b, 4a—b
- 1975 *Gondolella excelsa* (MOSHER) — KRISTAN-TOLLMANN & KRYSSTYN, pl. 3, figs. 7a—b
- 1975 *Paragondolella foliata* sp. n. — BUDUROV, p. 79—81, pl. 1, figs. ?1, 3, 4, 5, 6, 7—8, 13, 17—18
- 1976b *Paragondolella polygnathiformis* (BUDUROV & STEFANOV) — BUDUROV, pl. 2, figs. 12, ?17
- 1977 *Gondolella foliata* (BUDUROV) — KOVÁCS, p. 80, pl. 6, figs. 2a—b, 3a—c
- 1980 *Gondolella foliata* (BUDUROV) — KOVÁCS & KOZUR, pl. 6, figs. 3, 5

Derivatio nominis: because of the more or less arched nature of unit in lateral view
Holotype: Pl. 1, Fig. 3a—d; Gfi 2, Hung. Geol. Inst. T-5538.

Locus typicus: borehole Szólórsárdó-1, southern margin of Silica nappe, North Hungary.

Stratum typicum: Upper Longobardian Nádaska Limestone, sample Sza-1/41, together with *Gondolella foliata foliata* (BUDUROV), *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE) and *Metapolygnathus diebeli* (KOZUR).

Diagnosis: Basal edge more or less arched before pit. Denticles of carina in respect to basal edge posteriorly inclined.

Description: The unit is more or less arched in lateral view. The basal edge before the place of the pit is never straight, but always more or less arched, while the short posterior part at the pit (e. g. the loop) is bent downwards.

The platform extends in the whole length of the unit, or only the first one or two denticles may be free. On the contrary, its margins are thickened with

honeycomb structure only in the posterior third or half of the unit, surrounding the end of the carina. In this short part they tend to be parallel. Before it they abruptly become thin, without downward bending, and the platform tapers considerably forward. The thickened margins are upturned, leaving a furrow along both sides of the carina. Platform end is rounded or blunted.

The carina is fairly high in its anterior two-thirds, sometimes its upper edge tends to be straight here. In the posterior third it gradually lowers to a posterior, distinct, stout-conical denticle, which represents the cusp. Often an asymmetrically located denticle is present at the posterior end of the carina, or even the main cusp itself is asymmetrically located. The denticles of the carina are always inclined posteriorly in respect to the basal edge; that is, the angle between the denticles and the basal edge is always less than 90° . The number of denticles is between 15—20 in adult stage.

The "keel" is slightly elevated, widens posteriorly, with deeply excavated groove. The pit is terminally located, rounded or ovaloid. The loop is also rounded or, depending on the shape of the platform end, blunted posteriorly.

The platform develops in full length and with thickened margins in its posterior third-half already in a fairly early ontogenetic stage (Pl. 3, figs. 2a—b). During further ontogeny the width/length ratio of the platform does not change considerably, only the carina grows in length by the increasing number of the denticles. The arching in lateral view is more prominent in earlier ontogenetic stages, though in mature stage, both gently and strongly arched forms occur too.

Relations: *G. excelsa* (MOSHER, 1968), the forerunner of *G. foliata inclinata*, differs above all by its platform which has a flat appearance, does not become abruptly thin before the thickened margins (which are never upturned so that the furrows along the carina are not present); furthermore, *G. foliata inclinata* is more slender and elongated.

G. polygnathiformis BUDUROV & STEFANOV, 1965 evolved from *G. foliata inclinata* in a transitional series and is distinguished by the abrupt falling downwards of the platform in lateral view at the end of its thickened margin with honeycomb structure (thus producing a characteristic step) and the shorter carina, which is generally higher in its anterior part.

G. foliata foliata (BUDUROV, 1975) differs by its basal edge, which is quite straight before the pit, and the denticles of its carina, which stand perpendicularly (or almost perpendicularly) to the basal edge. Furthermore, the downward bending of the posterior part of the basal edge at the pit (e. g. at the loop) is not as strong as in *G. foliata inclinata*.

There are also differences between the two subspecies in the appearance of platform in early ontogenetic stage. Juvenile forms of *G. foliata inclinata* are also arched in lateral view and the platform usually begins to develop as a swelling along both sides of the carina. It becomes widest at two-thirds of the unit, but extending almost in the whole length of that. Juvenile forms of *G. foliata foliata* are also straight in lateral view (only the posterior part is a little downward bent) and the platform usually begins to develop as a "tadpole"-like process around the posterior third of the unit and expands anteriorly only later. However, these differences are not always clearly recognizable.

The holotype of *G. murtitchiensis* (GEDIK, 1977, pl. 3, fig. 2) has a platform with parallel margins to its anterior third.

Stratigraphical range and occurrence: Basis of Langobardian — Upper Julian

(in our material it disappears a little before *Gladigondolella tethydis*); Tethyan provinces (except West Mediterranean, sensu KOZUR, 1973) and North America.

Gondolella polygnathiformis BUDUROV & STEFANOV, 1965

Pl. 2, figs. 5—6

- 1958 *Gondolella navicula* n. sp. — HUCKRIEDE, pl. 12, fig. 15
1965 *Gondolella polygnathiformis* sp. nov. — BUDUROV & STEFANOV, p. 118—119, pl. 3, only figs. 7a—b
1968 *Metapolygnathus noah* gen. et sp. nov. — HAYASHI, p. 72, pl. 3, figs. 10a—c
1968 *Paragondolella polygnathiformis* (BUDUROV & STEFANOV) — MOSHER, pl. 118, only fig. 14
1970 *Neogondolella palata* n. sp. — BENDER, p. 519—520, pl. 4, only figs. 6, 7
1972 *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV — KOZUR, pl. 3, figs. 3—5
1973 *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV — KRYSZYN, only pl. 3, figs. 1a—c
1973 *Metapolygnathus polygnathiformis* (BUDUROV & STEFANOV) — MOSHER, pl. 20, figs. 7, 12
1975 *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV — KRISTAN-TOLLMANN & KRYSZYN, pl. 1, figs. 5a—b
1976a *Paragondolella polygnathiformis* (BUDUROV & STEFANOV) — BUDUROV, pl. 5, figs. 3—4
1976b *Paragondolella polygnathiformis* (BUDUROV & STEFANOV) — BUDUROV, pl. 2, figs. 14, 15—16; pl. 5, figs. 1—4
1977 *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV — KOVÁCS, pl. 6, figs. 4a—b
1980 *Gondolella noah* (HAYASHI) — KOVÁCS & KOZUR, pl. 10, figs. 1—3

Remarks: *G. polygnathiformis* emend., the forerunner of the Uppermost Carnian — Norian *Metapolygnathus* species (KOZUR, 1972), is distinguished from all other Middle and Upper Triassic *Gondolella* (except *G. tadpole*) by the presence of an abrupt step of the platform in lateral view, where it begins to drop downward. From the type series figured by BUDUROV & STEFANOV, 1965 on their pl. 3 the identity of all forms with the holotype is at least questionable (but we must be aware of the fact, that in that time it was the third Middle and Upper Triassic *Gondolella* species established). So, the specimens figured by figs. 5 and 6 belong quite sure to *G. foliata inclinata* and those on figs. 3 and 4 may also be *G. foliata*. The holotype has only a gently arched basal edge and the most part of the upper edge of its carina is straight, but the downward stepping of the platform in lateral view is clear. The denticles of its carina are inclined posteriorly with respect to its basal edge. The holotype of "*Metapolygnathus*" *noah* (HAYASHI, 1968, pl. 3, fig. 10) is more strongly arched in lateral view and has a higher anterior carina (because its anterior part is more downward inclined), otherwise not significantly different. But also in the forerunner, *G. foliata inclinata*, both strongly and gently arched forms are present, that is, the scale of arching or bending in lateral view is only a matter of intraspecific variation. Consequently, these two morphotypes cannot be separated from each other and "*Metapolygnathus*" *noah* HAYASHI, 1968 must be considered as junior synonym of *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV,

1965. The holotype*) itself is a primitive form, still near to *G. foliata inclinata*. Higher up in the Carnian less arched or bent forms (which are rare already at the beginning) become rarer and rarer, being the phylogenetical trend toward the characteristic *Metapolygnathus*-bending of the unit and -outline of the carina.

Stratigraphical range and occurrence: Uppermost Ladinian — Carnian; world-wide. (Note: According to Dr. KRYSZYN, the appearance of this species marks the basis of Carnian; see this volume.)

Gondolella tadpole HAYASHI, 1968

Pl. 2, figs. 3—4

- 1958 *Gondolella navicula* sp. n. — HUCKRIEDE, pl. 12, figs. 22a—c
1968 *Gondolella tadpole* sp. nov. — HAYASHI, p. 71, pl. 1, figs. 6a—b
1972 *Gondolella tadpole* HAYASHI — KOZUR, pl. 3, figs. 7, 8a—c
1980 *Gondolella tadpole* HAYASHI — KOVÁCS & KOZUR, pl. 9, figs. 4a—c, 5

Remarks: *G. tadpole* is the end-form of the *G. foliata foliata* — *G. tadpole* line. For differences between them see "Relations" at *G. foliata foliata*. Except the short platform (at least half of the carina is free), *G. tadpole* has the same characteristics as *G. foliata foliata*: the unit is straight, the basal edge is quite straight before the place of the pit and its short posterior part at the pit (e. g. the loop) is only gently downward inclined. Denticles of carina stand perpendicularly to the basal edge. Typical forms have a peculiar "tadpole"-shaped platform (see pl. 2, fig. 4 and KOVÁCS & KOZUR, 1980, pl. 9, figs. 4a—c and 5). Forms with transitional character from *G. foliata foliata* have still a somewhat longer platform (but without a rudimentary continuation before the half of the carina), with parallel margins and squared off platform end (pl. 2, figs. 3a—b).

Stratigraphical range and occurrence: Cordevolian — Lower Tuvanian; reported until now only from Tethyan provinces (except West Mediterranean, sensu KOZUR, 1973).

Gondolella tornaënsis n. sp.

Pl. 5, figs. 1—4, pl. 6, figs. 3a—c

- 1958 *Gondolella navicula* n. sp. — HUCKRIEDE, pl. 11, fig. 19

Derivatio nominis: After Gömör-Torna Karst (former name of Slovak and Aggtelek Karst).

Holotype: Pl. 5, figs. 1a—d; Gto 1, Hung. Geol. Inst. T-5555.

Locus typicus: Eastern end of Alsóhegy-Karstplateau, to the ENE of village Tornanádaska, Aggtelek Karst, North Hungary.

Stratum typicum: Red nodular limestone in the basal part of the Nádaska Limestone Formation, immediately overlying the Steinalm Limestone Formation, section Nr. 8, sample T-355/A; together with the last specimens of *Neospathodus kockeli* and *G. bulgarica*, as well as with *G. bifurcata*, *G. hanbulogi*, *G. excelsa* and *Gladigondolella malayensis budurovi*.

Diagnosis: Platform extends in whole length of unit. Platform end rounded, tends to be flattened. Platform margins thin, slightly upturned, usually with

*) The author is greatly indebted to Dr. K. BUDUROV for having had the possibility to study it twice in 1979: once in Sofia and once in Budapest.

crenulation. Carina high. "Keel" flat, narrow, terminates in medium-sized, ovaloid pit.

Description: Unit is slightly arched in lateral view. Platform extends in the whole length of the unit. Platform margins are thin, slightly upturned, usually with crenulation (but not only in the anterior, tapering third!). Crenulation is generally better developed on one side of the platform. Honeycomb structure is restricted only to the upturned marginal part. Platform end is rounded, tends to be flattened.

Carina is high and of the same height at the posterior third as at the anterior one. Denticles are fused and nearly of the same height, only the first and last 2—3 ones are lower. The last, short denticle is more discrete and surrounded by the platform end.

The "keel" is flat, narrow, with narrow groove, which terminates in a medium-sized, ovaloid pit. Loop is ovaloid, rarely squared, often not developed.

Relations: *G. tornaënsis* developed from forms, which were anywhere between *G. bulgarica*, *G. excelsa* and *G. hanbulogi*. It has characteristic features, apart from the crenulation on the platform margin, of both *G. excelsa* and *G. hanbulogi*. Its high carina and rounded platform end, which tends to be flattened, are clearly of *G. excelsa* type, while the thin, slightly upturned platform margin resembles *G. hanbulogi*.

Remarks: In pelagic, open-sea and deep water environments ("Asiatic" and "Dinaric" faunal provinces, sensu KOZUR, 1973), there was an "explosion" (radiation) in *Gondolella*-development in the upper or uppermost part of the Pelsonian substage, with numerous deadlocks and transitional forms in many directions. All branches of development came from a common ancestor, *G. bulgarica*. *G. tornaënsis* represents one of these branches, a very peculiar one, which differs from all others by its generally crenulated platform margins.

Stratigraphical range and occurrence: Uppermost Pelsonian — lowermost Illyrian; "Dinaric" and "Asiatic" (?) provinces.

Gondolella szabói n. sp.

Pl. 4, figs. 1—4

Derivatio nominis: In honour of Dr. Imre SZABÓ, who provided samples from the Balaton Highland to the author.

Holotype: Pl. 4, figs. 1 a—d; Gsz-1, Hung. Geol. Inst. T-5551.

Locus typicus: Pécsely, Balaton Highland, Hungary.

Stratum typicum: Lower Fassanian (sensu SZABÓ et al., 1980) purplish red calcarenite, alternating with green tuffs (Buchenstein Group). Sample SzI-3, rock material encompassing a "*Protrachyceras*" *reitzei* (BOECKH) specimen found in pit No. 17. Other important conodonts from the sample: *Gondolella excelsa* (MOSHER), *G. pseudolonga* MIETTO, KOVÁCS & KOZUR, *G. trammeri* n. subsp. and *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE).

Diagnosis: Unit arched in lateral view. Platform narrow, with strongly upturned margins, which are parallel in the posterior half of the unit. Carina high in the anterior two-thirds, with strongly fused denticles. Its anterior third may be free. Pit terminal, ovaloid, with protruding margins.

Description: Unit arched in lateral view. Platform narrow, with strongly upturned margins, producing deep furrows along the carina. Platform end narrowly rounded, always surrounds the posterior denticle. Platform margins parallel in the posterior half and tapering anteriorly. Anterior third of carina may be free.

Carina is high in its anterior two-thirds (here the denticles are of nearly equal height), then rapidly lowers. It consists mostly of 12—16 fused denticles. The posterior two ones are usually discrete, but no prominent cusp is present.

“Keel” is narrow in submatured stage, but widened out in matured stage. Basal groove is also narrow, but deeply excavated and terminates in a narrow, elongated, ovaloid pit with protruding margins. Loop is small, ovaloid, according to the shape of the pit.

Relations: *G. szabói* is distinguished from the other Middle Triassic *Gondolella* species having a high carina (*G. bulgarica*, *G. hanbulogi*, *G. excelsa*, *G. tornaënsis*), by its narrow platform and strongly upturned platform margins, as well as its narrow, elongated pit.

In North Hungary in the Illyrian and lower Fassinian part of the Nádaska Limestone Formation such forms are known, which are very similar in outline. But they have still an *excelsa*-type pit (they are named in BALOGH & KOVÁCS, 1981, Table 1, as “*Gondolella* n. sp. C”). At present it is not clear, whether they represent an extreme morphotype of *G. excelsa* or primitive forms of *G. szabói*, but they are most probably the forerunners of this new species. It seems also very likely, that *G. trammeri* KOZUR evolved from *G. szabói* through *G. trammeri* n. subsp.; this opinion is supported by the shape of the “keel” and pit.

Stratigraphical range and occurrence: Lower half of the reitzi-Zone (*Kellnerites*-fauna); at present known only from the locus typicus*).

Metapolygnathus longobardicus n. sp.

Pl. 6, figs. 1 a—d

Derivatio nominis: With regard to the stratigraphical position.

Holotype: Pl. 6, figs. 1 a—d; Mko 1, Hung. Geol. Inst. T-5559.

Locus typicus: Borehole Szólsárdó-1, southern margin of Silica nappe, North Hungary.

Stratum typicum: Upper Longobardian Nádaska limestone, sample Sza-1/44, together with *Gondolella foliata inclinata*, *Gladigondolella tethydis* and *Metapolygnathus mungoensis*; in the next sample just below it also *M. mostleri* is present (see BALOGH & KOVÁCS, 1981).

Diagnosis: Unit subsymmetrical. Platform present in the posterior two-thirds, abruptly ceases anteriorly. Platform margins tend to be parallel. Posterior platform end broadly, bluntly pointed. Marginal denticles continue in ridges towards the carina. Pit small, located in the centre of the platform. “Keel” moderately wide, only slightly elevated, continues far behind the pit.

Description: Unit is subsymmetrical in upper and lower view. Platform extends in the posterior two-thirds of the unit and abruptly ceases anteriorly. Platform margins tend to be parallel. Posterior platform end is broadly, bluntly pointed. Marginal denticles are upward directed and continue in lowering ridges towards the carina. Posterior part of the platform is without marginal nodes, but covered with honeycomb structure.

Carina consists of 6—8 fused denticles, highest in the anterior part, gradually decreases in height toward a posterior, discrete, small denticle, located far before

* Dr. KRYSZYN has kindly shown me a sample from the upper trinodosus-Zone of Gross Reifling (Salzakapelle, trinodosus-locality of Assereto, 1971), in which this form is also present.

the platform end. The carina continues behind it to the posterior end of the platform as a very low ridge.

“Keel” is moderately wide, widest at the pit and continues far behind that. Pit is small, elongated, located about in the centre of the platform.

Relations: *M. longobardicus* differs from *M. mostleri* (KOZUR), from which it most probably developed, by its parallel or subparallel platform margins and broadly, bluntly pointed, even platform end, as well as by the marginal denticles, which grow in the direction of the platform margin and do not continue in ridges towards the carina in the latter species.

Stratigraphical range and occurrence: Upper Longobardian —? Cordevolian; “Dinaric” and “Asiatic” (?) faunal provinces sensu KOZUR, 1973.

Explanation of plates*)

Plate I*)

Figs. 1—4: *Gondolella foliata inclinata* n. subsp.

1 a—d: Form with transitional features from *G. excelsa*. Borehole Szólórsardó-1, sample N. 41. Upper Longobardian. Gfi 4, MÁFI T-5536.

2 a—d: Borehole Szólórsardó-1, sample N. 20. Upper Julian. Gfi 1, MÁFI T-5537.

3 a—d: Holotype. Borehole Szólórsardó-1, sample N. 41. Upper Longobardian. Gfi 2, MÁFI T-5538.

4 a—d: Borehole Szólórsardó-1, sample N. 56. Lower Longobardian. Gfi 5, MÁFI T-5539.

All magnifications 66 ×

Plate II*)

Figs. 1—2: *Gondolella foliata foliata* (Budurov).

1 a—c: Somewhat extreme form with strongly downward inclined posterior platform end. Borehole Szólórsardó-1, sample N. 41. Upper Longobardian. Gfo 5, MÁFI T-5540.

2 a—d: Borehole Szólórsardó-1, sample N. 17. Upper Julian. (Fig. 2a is lengthened, while figs. 2b—d are compressed longitudinally.) Gfo 2, MÁFI T-5541.

Figs. 3—4: *Gondolella tadpole* HAYASHI.

3 a—b: Form with transitional features from *G. foliata foliata*, still with a squared off platform end and subparallel platform margins. Telekes

*) Due to a defect of the scanning electron microscope, part of the pictures are deformed. The following ones are compressed longitudinally, so they are somewhat shorter and broader, than in reality:

Pl. 1, figs. 1—4; pl. 2, figs. 1 a—c, 2 b—c; pl. 3, figs. 1 a—b, 2 a—b, 3 a—c; pl. 4, figs. 2 a—d, 4 a—d; pl. 6, figs. 3 a—b.

The following ones are lengthened, so they are somewhat longer and narrower, than in reality: Pl. 2, fig. 2 a; pl. 3, fig. 1 c; pl. 6, figs. 1 d, 3 c.

valley, side valley N. 6, sample R-10. (Rudabánya Mts.) Julian. Gta 6, MÁFI T-5542.

4: Typical form from the same sample. Gta 5, MÁFI T-5543.

Fig. 5—6: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV.

5: Western part of Alsóhegy Karstplateau, sample T-436. Lower part of Tuvalian-3. Gpo 2, MÁFI T-5544.

6: Alsóhegy, section N. 3 above village Komjáti, sample Ki-67. Upper part of Tuvalian-2. Gpo 3, MÁFI T-5545.

All magnifications 66 ×

Plate III

Figs. 1 a—c: *Gondolella foliata foliata* (BUDUROV). Borehole Szőlósardó-1, sample N. 39. Upper Longobardian. Gfo 4, MÁFI T-5546. 50 ×.

Figs. 2 a—b: *Gondolella foliata inclinata* n. subsp. Early ontogenetic stage. Eastern end of Alsóhegy, section N. 1, sample T-364. Middle Longobardian. Gfi 6, MÁFI T-5547. 100 ×.

Figs. 3 a—c: Transitional form between *G. foliata inclinata* and *G. polygnathiformis*. Submatured stage. Telekes valley, side valley N. 8, sample R-67. (Rudabánya Mts.) Upper Longobardian. 3 a—b: 75 × 3 c: 105 ×. Gfi-Gpo 1, MÁFI T-5548.

Figs. 4 a—c: Transitional form between *G. foliata inclinata* and *G. polygnathiformis*. Earlier ontogenetic stage. Eastern end of Alsóhegy, section N. 1, sample T-364/a. Upper Longobardian. (Lower part of anterior carina is broken on fig. 4 c.) Gfi-Gpo 2, MÁFI T-5549. 100 ×.

Figs. 5 a—b: *Gladigondolella malayensis budurovi* KOVÁCS & KOZUR. Refigured holotype. Telekes valley, side valley N. 6, sample R-5. (Rudabánya Mts.) Gl mb 5, MÁFI T-5550. 100 ×.

Plate IV

Figs. 1, 3, 4: *Gondolella szabói* n. sp. All specimens are from the same locality: pit Pécsely XVII., Balaton Highland (Hungary), together with "*Protrachyceras*" *reitzei* (Boeckh).

1 a—d: Holotype. Sample SzI-3. Gsz 1, MÁFI T-5551. 100 ×.

2 a—d: *Gondolella trammeri* n. subsp. Sample SzI-2. From the same locality. Gsz 3, MÁFI T-5552. 100 ×.

3 a—d: Sample SzI-3. Gsz 4, MÁFI T-5553. 100 ×.

4 a—d: Adult form. Sample SzI-7. Gsz 5, MÁFI T-5554.

4 a—b: 106 × ; 4 c: 100 × ; 4 d: 90 ×.

Plate V

Figs. 1—3: *Gondolella tornaënsis* n. sp. All specimens are from the same locality and sample: sample T-355/a, eastern end of Alsóhegy Karstplateau, basal part of section N. 8 (North Hungary).

1 a—d: Holotype. Gto 1, MÁFI T-5555.

1 a—c: 100 ×.

1 d: Crenulation of the platform margin. 400 ×.

2 a—c: Gto 2, MÁFI T-5556. 100 ×.

- 3: Lower view of the posterior part of Gto 3, MÁFI T-5557. 200 × .
 Figs. 4 a—c: Transitional form between *Gondolella hanbulogi* (SUDAR & BUDUROV) and *G. tornaënsis* n. sp. From the same locality and sample. Gto 4, MÁFI T-5558. 100 × .

Plate VI

- Figs. 1 a—d: *Metapolygnathus longobardicus* n. sp. Holotype. Borehole Szólórsardó-1. sample N. 44. Upper Longobardian. Mko 1, MÁFI T-5559. 100 × .
 Figs. 2 a—d: *Metapolygnathus mostleri* (KOZUR). Borehole Szólórsardó-1, sample N. 45. Upper Longobardian. Mmo 8, MÁFI T-5560. 100 × .
 Figs. 3 a—c: *Gondolella tornaënsis* n. sp. Eastern end of Alsóhegy Karstplateau, section N. 8, sample T-355/a. Gto 3, MÁFI T-5561. 100 × .

References

- BALOGH, K.—KOVÁCS, S. (1981): A Szólórsardó-1. sz. mélyfúrás. (The Triassic sequence of the borehole Szólórsardó-1). — Ann. Rep. Hung. Geol. Inst. (1979), p. 39—63, Budapest.
 BENDER, H. (1970): Zur Gliederung der mediterranen Trias II. Die Conodonten-chronologie der mediterranen Trias. — Ann. Geol. Pays Hellénique, 19, p. 465—540, Athen.
 BUDUROV, K. (1960): Karnische Conodonta aus der Umgebung der Stadt Kotel. — Ann. direct. gen. rech. geol. 9 (1958), p. 109—130, Sofia.
 BUDUROV, K. (1975): *Paragondolella foliata* sp. n. (Conodonta) von der Trias des Ost-Balkans. — Rev. Bulg. geol. soc., 36, 1, p. 79—81, Sofia.
 BUDUROV, K. (1976a): Structures, evolution and taxonomy of the Triassic platform conodonts. — Geol. Balcanica, 6, 1, p. 13—20, Sofia.
 BUDUROV, K. (1976b): Die triassischen Conodonten des Ostbalkans. — Geol. Balcanica, 6, 2, p. 95—104, Sofia.
 BUDUROV, K.—STEFANOV, S. (1965): Gattung *Gondolella* aus der Trias Bulgariens. — Trav. Geol. Bulgarie, Ser. Paleont., 7, p. 115—127, Sofia.
 GEDIK, I. (1977): Orts Toroslar'da konodont biyostratigrafisi (Conodont biostratigraphy in the Middle Taurus). — Bull. Geol. Soc. Turkey, 20, p. 35—48, Ankara.
 HAYASHI, S. (1968): The Permian conodonts in chert of the Adayama Formation, Ashio Mountains, Central Japan. — Earth Sci., 22, 2, p. 63—77, Tokyo.
 HUCKRIEDE, R. (1958): Die Conodonten der mediterranen Trias und ihr stratigraphischer Wert. — Paleont. Z., 32, 3/4, p. 141—175, Stuttgart.
 KOVÁCS, S. (1977a): New conodonts from the North Hungarian Triassic. — Acta Miner. Petr. Szeged, 23, 1, p. 77—90, Szeged.
 KOVÁCS, S. (1977b): A dél-gömöri Alsóhegy magyarországi részének földtana. (Geology of the Hungarian part of the South Gemeric Alsóhegy.) — Unpubl. diss., 182 p., Szeged.
 KOVÁCS, S. (1979): A dél-gömöri Alsóhegy magyarországi részének földtani felépítése (Geological buildup of the Hungarian part of the South Gemeric Alsóhegy; Silica nappe, Western Carpathians). — Disc. Paleont. 24, p. 33—58, Budapest.
 KOVÁCS, S.—KOZUR, H. (1980): Stratigraphische Reichweite der wichtigsten Conodonten (ohne Zahnreihenconodonten) der Mittel- und Obertrias. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 10, 2, p. 47—78, Innsbruck.

- KOZUR, H. (1972): Die Conodontengattung *Metapolygnathus* HAYASHI 1968 und ihr stratigraphischer Wert. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 2, 11, p. 1—37, Innsbruck.
- KOZUR, H. (1973): Faunenprovinzen in der Trias und ihre Bedeutung für die Klärung der Paläogeographie. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 3, 8, p. 1—41, Innsbruck.
- KRISTAN-TOLLMANN, E.—KRYSTYN, L. (1975): Die Mikrofauna der ladinisch-karnischen Hallstätter Kalke von Saklibeli (Taurus-Gebirge, Türkei) I. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, 184, 8—10, p. 259—340, Wien.
- KRYSTYN, L. (1973): Zur Ammoniten- und Conodonten-Stratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). — Verh. Geol. B.-A., 1973/1, p. 113—153, Wien.
- MOSHER, L. C. (1968): Triassic conodonts from western North America and Europa and their correlation. — J. Paleont., 42, 4, p. 895—946, Tulsa.
- MOSHER, L. C. (1973): Triassic conodonts from British Columbia and the northern Arctic Islands. — Geol. Surv. Canada, Bull. 222, p. 141—192, Ottawa.
- Triassic Conodont Working Group (in press): Taxonomic revision of Middle and Upper Triassic conodonts. Part I.

1 a

1 b

1 c

1 d

2 a

2 b

2 c

2 d

3 a

3 b

3 c

3 d

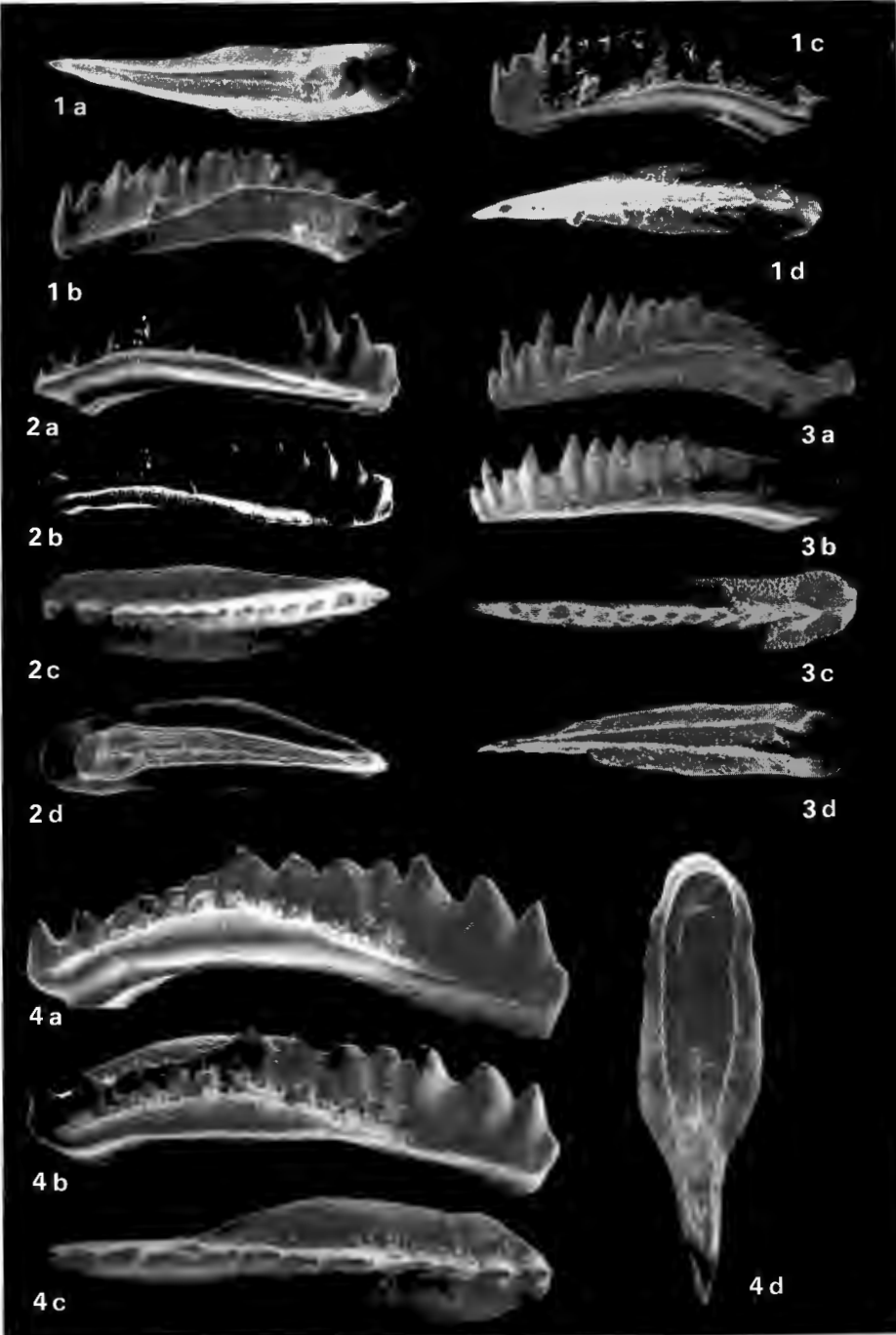
4 a

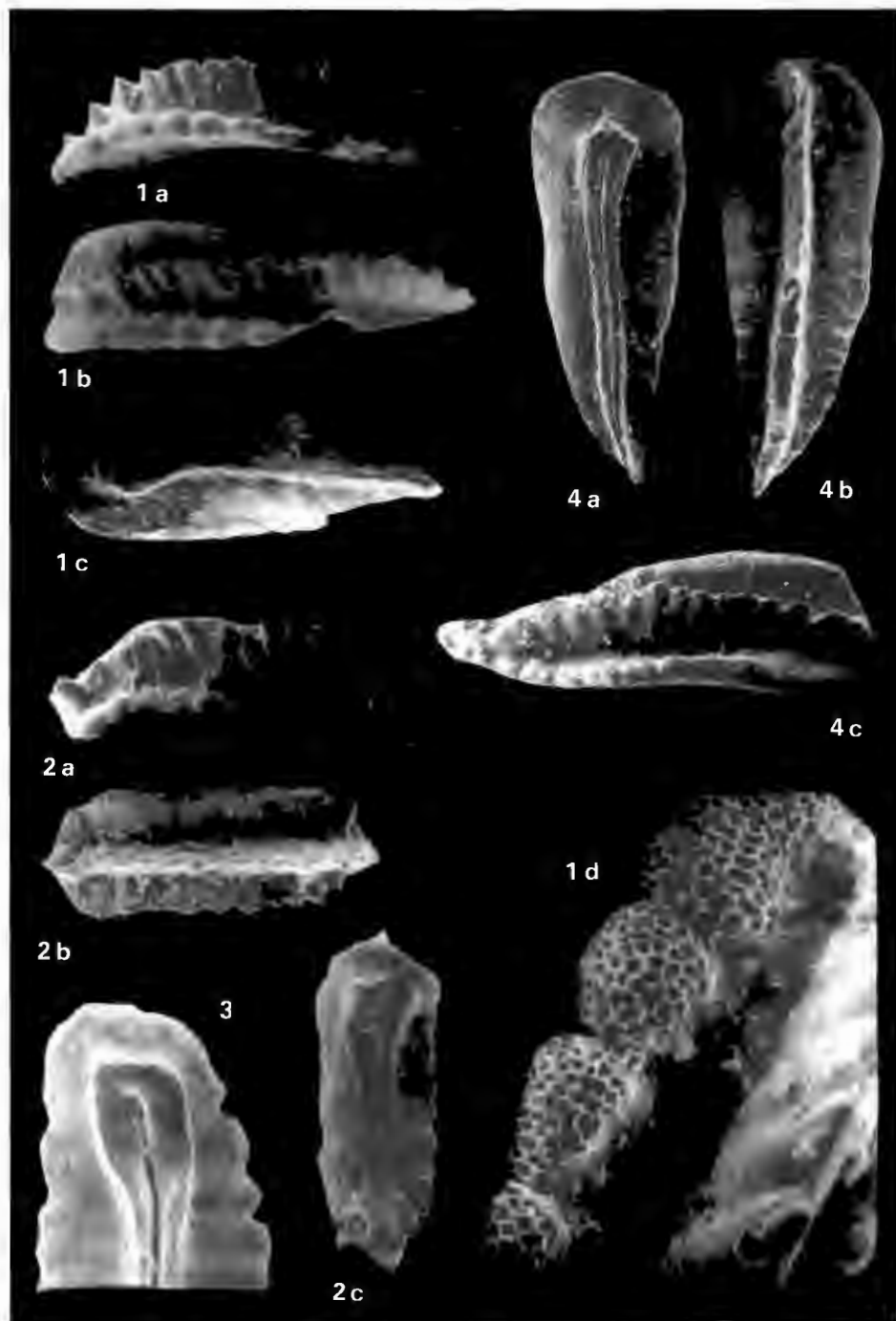
4 b

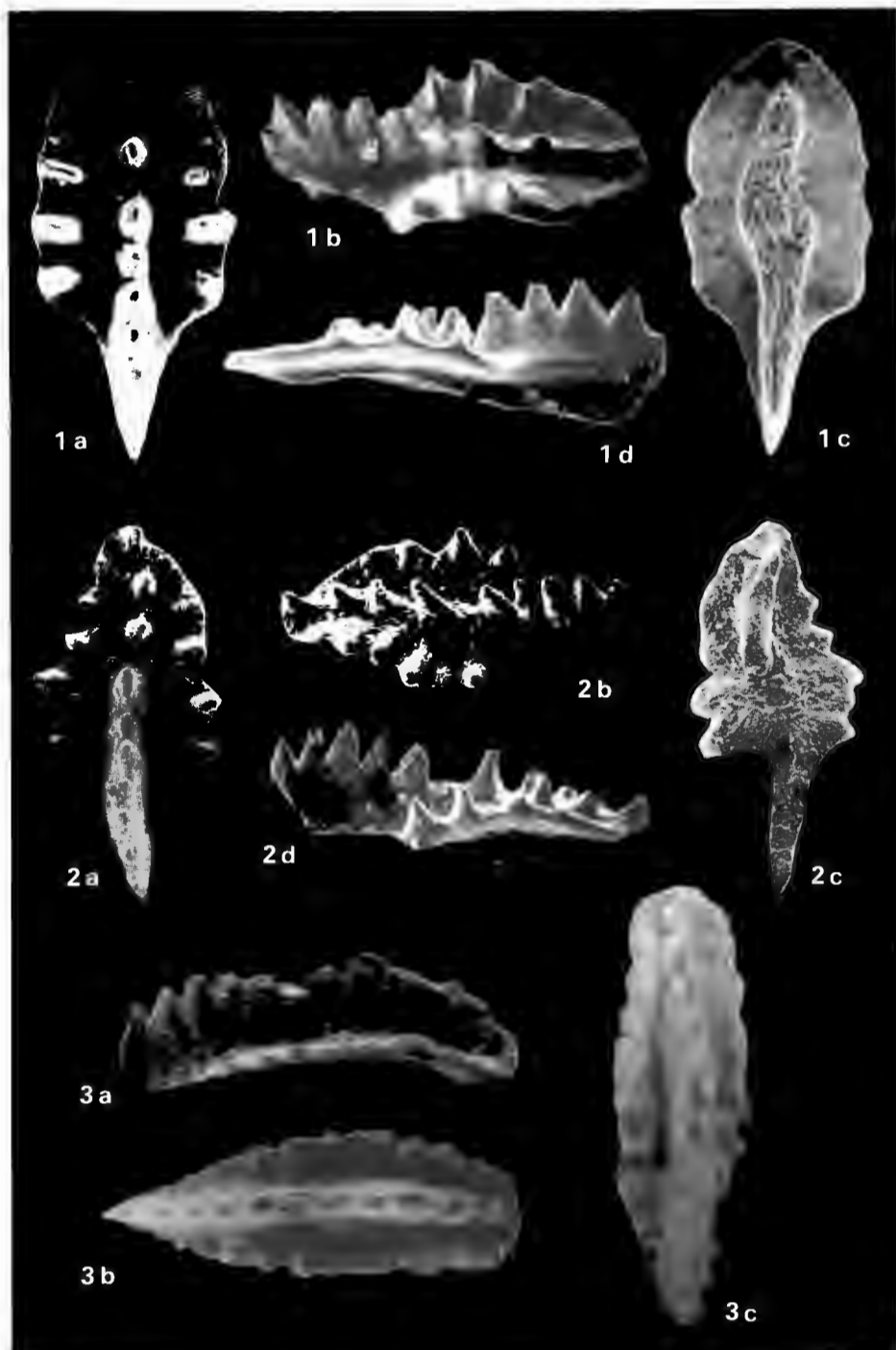
4 c

4 d









Veröffentlichung des Österreichischen Nationalkomitees für das
International Geological Correlation Programme Project Nr. 73/I/4.
Triassic of the Tethys Realm

Ostracoden aus dem Oberanis von Leidapo bei Guiyang in Südchina

EDITH KRISTAN-TOLLMANN *)

Mit einem geologischen Beitrag von J. Y. WEI und A. TOLLMANN

Mit 8 Abb. und 19 Tafeln

Zusammenfassung

Aus den oberanisischen Mergeln der Leidapo-Subformation der anisischen Qingyan-Formation von Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina wird aus Testproben eine marine Ostracodenfauna beschrieben. Die Fauna umfaßt insgesamt 30 artlich bestimmte Taxa, darunter 24 neue Arten bzw. Unterarten. Sechs Arten waren bereits aus anderen Bereichen der Tethys in Europa bekannt, und zwar teils aus anisischen, teils aus jüngeren triadischen Schichten. Eine siebente Form, als neue Unterart beschrieben, wird zugleich von diesem chinesischen Fundpunkt und aus Südtirol bekanntgemacht.

Da das Anis in bezug auf seine Ostracodenfauna noch tethysweit weitgehend unbekannt ist, läßt sich im Vergleich mit den Verhältnissen in der Obertrias erwarten, daß nach näheren Studien anderer anisischer Lokalitäten noch eine beträchtliche Zahl der hier erstbeschriebenen Formen wiederaufgefunden werden wird.

In der Zusammensetzung der Fauna treten überraschenderweise die glatten Vertreter der Bairdiidae sowie der Healdiidae weitgehend zurück. Dafür wird der Charakter der Fauna geprägt durch kräftig skulptierte Bairdoppilatinae unter den großwüchsigeren Gattungen und namentlich durch *Judahella*, *Renngartenella* und *Movschovitschia* unter den kleinwüchsigen Gattungen.

Hinsichtlich der stratigraphischen Verbreitung erscheint bemerkenswert, daß bloß zwei Arten der Gesamtf fauna bisher auch schon aus anisischen Niveaus Europas bekannt gewesen sind, alle übrigen der schon bekannten Taxa aber bisher nur aus der Obertrias beschrieben worden waren. Das bedeutet, daß leider eine ganze Reihe von Arten in ihrem stratigraphischen Aussagewert hier geschwächt werden. Das gleiche gilt übrigens für die begleitende Foraminiferenfauna, die neben typischen anisischen Arten ebenfalls eine Reihe von Formen führt, die bisher nur aus der tieferen Obertrias bekannt waren.

Summary

This paper describes an marine Ostracode fauna of the Upper Anisian marls of the Leidapo subformation (Qingyan formation) 30 km south of Guiyang in southern China. The fauna comprises 30 species, whereof 24 are new. Six species already

*) Adresse: Univ.-Doz. Dr. Edith Kristan-Tollmann, Scheibenbergstraße 53/6, A-1180 Wien, Österreich.

were known from other regions of the Tethys in Europe, partly from Anisian, partly from younger Triassic beds.

Because the Anisian ostracode fauna of the Tethys is still known poorly, it can be expected that a considerable number of this new species will be found also in other regions of the Tethys.

Concerning the composition of the fauna the unsculptured species of the Bairdiidae and the Healdiidae are insignificant. The main feature of the fauna is impressed by the dominance of well sculptured Bairdoppilatinæ among the larger forms and of *Judahella*, *Renngartenella* and *Movschovitschia* among the little ones.

Only two species of the described fauna have been known also from Anisian beds in Europe. All other taxa being already known have been described only from Upper Triassic levels. That means, that a lot of species has lost its stratigraphical value. The same facts can be stated concerning the adjoined foraminiferal fauna too. This part of the microfauna contains among some species characteristic for Anisian stage even a lot of species, hitherto known only from the lower part of Upper Triassic.

Inhalt

Einleitung	123
Die geologische und stratigraphische Position des Fundpunktes Leidapo	124
Anmerkungen zum Charakter der Ostracodenfauna	128
Systematische Beschreibung	131
Bairdiacea	131
<i>Bairdia</i> sp. sp.	131
<i>Urobairdia</i> n. sp. A	131
<i>Urobairdia</i> n. sp. B	131
<i>Bairdiacypris</i> ? sp.	131
<i>Acratia</i> cf. <i>triassica</i> KOZUR	132
<i>Nodobairdia sinense</i> n. sp.	132
<i>Mirabairdia medionodosa</i> n. sp.	133
<i>Margarobairdia margaritifera sinica</i> n. sp.	134
<i>Margarobairdia weii</i> n. sp.	135
<i>Margarobairdia zapfei</i> n. sp.	136
<i>Margarobairdia exigua</i> n. sp.	138
Cytheracea	139
<i>Gruendelicythere ampelsbachensis</i> KOZUR & BOLZ	139
<i>Gruendelicythere leidapoensis</i> n. sp.	140
<i>Gruendelicythere pedracensis</i> n. sp.	141
<i>Judahella</i> (<i>Judahella</i>) <i>tuberculifera</i> (GÜMBEL)	142
<i>Judahella</i> (<i>Judahella</i>) <i>tuberculifera pulchra</i> (KNÜPFER & KOZUR)	145
<i>Judahella</i> (<i>Judahella</i>) <i>acienodosa</i> n. sp.	147
<i>Judahella</i> (<i>Judahella</i>) <i>callosa</i> n. sp.	147
<i>Judahella</i> (<i>Judahella</i>) <i>galli gracilis</i> n. ssp.	148
<i>Judahella</i> (<i>Judahella</i>) <i>galli gibbera</i> n. ssp.	150
<i>Judahella</i> (<i>Judahella</i>) <i>andrusovi</i> KOZUR & BOLZ	151
<i>Judahella</i> (<i>Judahella</i>) <i>quadrucornuta</i> n. sp.	152
<i>Judahella</i> (<i>Judahella</i>) <i>muelleri</i> (KOZUR)	153
<i>Judahella</i> (<i>Judahella</i>) <i>arcuata</i> n. sp.	153

<i>Mostlerella sinica</i> n. sp.	154
<i>Renngartenella clivosa</i> n. sp.	155
<i>Renngartenella crassa</i> n. sp.	156
<i>Renngartenella exilicostata</i> n. sp.	156
<i>Movschovitschia interrupta</i> n. sp.	158
<i>Movschovitschia rotundata</i> n. sp.	159
<i>Movschovitschia tenuis</i> n. sp.	160
<i>Kerocythere (Rekocythere) cristata</i> n. sp.	161
<i>Gramella ventroinflata</i> n. sp.	162
<i>Triceratina leidapoensis</i> n. sp.	162
? <i>Monoceratina?</i> sp. 4135 MICHELSEN	163
Healdiacea	164
<i>Triadohealdia? ventroplanata</i> KRISTAN-TOLLMANN	164
<i>Reubenella</i> sp.	164
<i>Leviella rudis rectangularata</i> n. ssp.	164
Literatur	166

Einleitung

Im Rahmen des IGCP-Programmes Nr.4 „Triassic of the Tethys Realm“ hatte ich gemeinsam mit A. TOLLMANN im Herbst 1980 Gelegenheit, bei einer Forschungsfahrt in Südchina Testprobenmaterial in der Provinz Guizhou 30 km S Guiyang profilmäßig aufzusammeln. Diese Unternehmung in Guizhou fand unter der freundlichen Führung und Organisation von Herrn Dr. J.-Y. WEI und seinem Team aus Huishui statt, wofür ich auch hier herzlich danke.

Ogleich unter den zahlreichen aufgesammelten Proben bloß vier Proben mikrofossilhaltig waren, erscheint es mir doch von Bedeutung, über diese Mikrofauna hier zu berichten, da einerseits reichere anisische Mikrofaunen tethysweit bisher nicht studiert werden konnten, andererseits der Vergleich dieser Fauna für die Verbreitung der Arten innerhalb der gesamten Tethys von besonderem Interesse ist. Als weiteres Ergebnis erscheint die hierdurch erwiesene Tatsache bemerkenswert, daß zahlreiche bisher in Europa als obertriadische, namentlich karnische Leitformen angesehene Foraminiferen und Ostracoden ihren Leitwert eingebüßt haben, weil sie nunmehr aus dem Anis von Leidapo bekannt geworden sind.

In der Folge wird zwar bereits eine relativ reiche Ostracodenfauna mit 30 Arten beschrieben und auf die begleitende Foraminiferenfauna hingewiesen, es muß aber trotzdem darauf aufmerksam gemacht werden, daß diese ja nur auf Testprobenaufsammlung beruhende Beschreibung erst einen Bruchteil der sicherlich viel reicheren anisischen Mikrofauna von Leidapo erfaßt hat.

Mit Dank möchte ich hier ferner vermerken, daß die Scan-Aufnahmen für die Tafelabbildungen sämtlich im Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Tübingen, BRD, unter der bewährten Hilfe von Herrn HÜTTEMANN angefertigt werden konnten. Ihm sowie Herrn Prof. Dr. H.-P. LUTERBACHER bin ich für stetes, bereitwilliges Entgegenkommen sehr verbunden.

Die geologische und stratigraphische Position des Fundpunktes Leidapo

(Jia-Yong WEI und Alexander TOLLMANN)

Die beprobte Mergelserie liegt am Rand des Dorfes Leidapo, nahe nordöstlich von Qingyan (ehem. Ching-Yen), 30 km S zu W von Guiyang, der Provinzhauptstadt von Guizhou in Südchina (Abb. 1). Diese Serie aus Mergeln mit dünnen

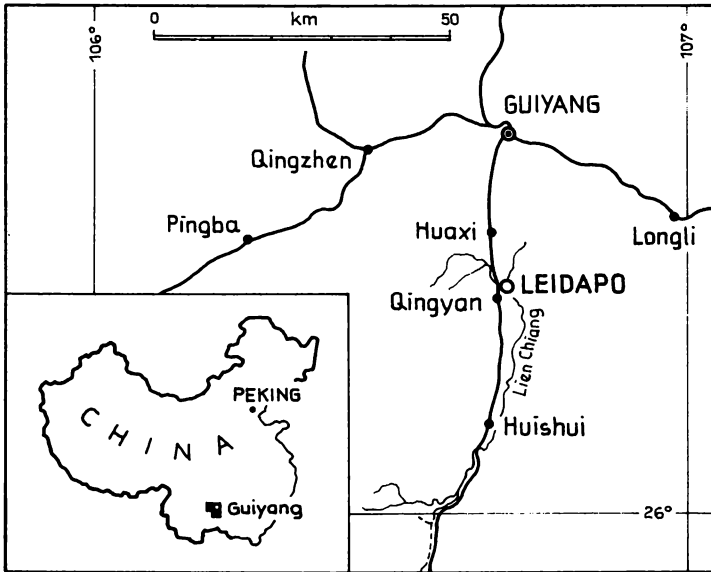


Abb. 1: Die topographische Position des Fundpunktes Leidapo in China und in der Provinz Guizhou

organodetrithischen Kalklageneinschaltungen ist im Hügelland am SE-Rand des Dorfes am Fuße des im NE darüber aufragenden Löwenkopf-Gebirges situiert (Abb. 2). Sie repräsentiert einen durch seinen Reichtum an Makrofossilien altberühmten Fundpunkt, von dem bereits E. KOKEN (1900) eine kleine Suite von Mollusken, Brachiopoden und Crinoiden beschrieben hatte, die ihm auf abenteuerlichen Wegen durch den Missionar P. FUCHS nach mehr als 15 Jahren nach ihrer Entdeckung übermittelt worden war.

Es handelt sich bei unserem Fundpunkt tatsächlich um die gleiche Lokalität, aus der KOKEN das Material erhielt: Auf der Etikette seiner Suite war „Si tsi san“ als Fundstelle vermerkt. KOKEN konnte damals den Fundpunkt nicht lokalisieren, da er von Konsul v. MÖLLENDORF diesen Begriff als „Hsi tsi shan“ transkribiert und mit „Die westlichen sieben Berge“ übersetzt bekam und auf keiner Karte finden konnte. In Wahrheit wird der Name von den Einheimischen „Shi zi shan“ ausgesprochen, was „Löwenkopfberg“ bedeutet, der sich eben oberhalb des Profiles beim erwähnten Dorf Leidapo befindet. In jüngerer Zeit ist

die Brachiopodenfauna dieser Region in einer umfangreichen Monographie von YANG Zun-Yi & XU Guei-Yong (1966) beschrieben worden, die auch ein Profil durch das Löwenkopfbirge enthält (l. c., Abb. 1). Von diesem klassischen Fossilfundpunkt ist durch KOKEN zum ersten Mal das Vorhandensein von Trias in Innerchina bekannt geworden (1900, S. 187).

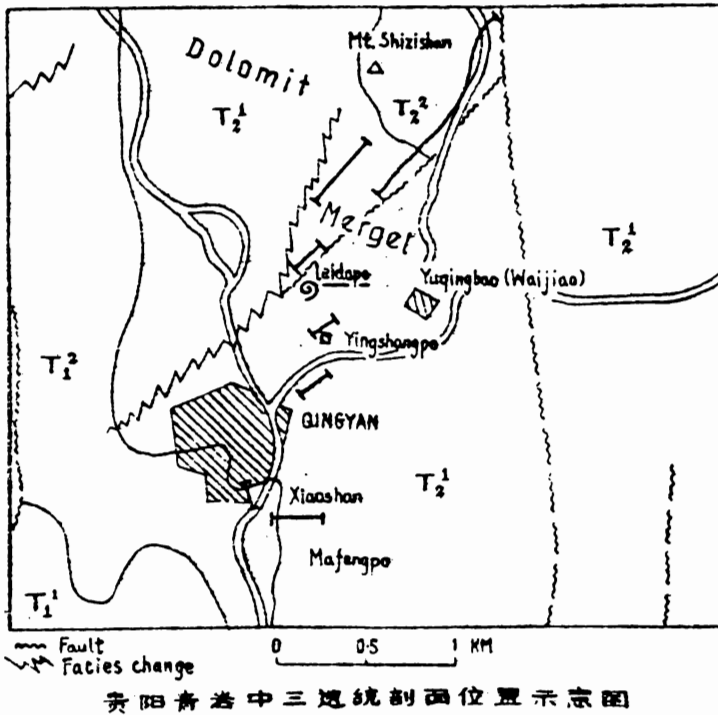


Abb. 2: Die topographische und geologische Detailposition des Fundpunktes Leidapo bei Qingyan nach der Skizze des Exkursionsführers von J.-Y. WEI et al.

Die an Makro- und Mikrofauna reiche Mergelserie des beschriebenen Fundpunktes stellt in stratigraphischer Hinsicht einen Bestandteil des „Leidapo-Member“ des Oberanias dar, welches in den hohen Teil der Qingyan-Formation gestellt wird. Abb. 3 zeigt die Position dieses Members innerhalb der Mitteltriasschichtfolge dieser Region um Qingyan. Die Mitteltriasschichtfolge umfaßt in dieser Region demnach zunächst anisischen Muschelkalk, der mehrfach in Wechsellagerung mit mächtigen oder auch geringeren Mergelpartien steht. Die Fauna aller fünf Member der Qingyan-Formation mit *Balatonites*, *Danubites*, *Ptychites*, *Paraceratites* etc. sowie zahlreichen typisch anisischen Brachiopoden, Crinoiden u. a. weisen auf eine stratigraphische Einordnung in das Anis hin.

Die von uns gesammelte Fauna stammt aus dem erosiv freigelegten etwa 25 m mächtig aufgeschlossenen Abfall des Hügels am Unterrand im Südosten des Dorfes Leidapo. Sowohl die Makrofauna- als auch die Mikrofaunenproben, welche

贵阳普安中三叠统示意剖面
Section of Middle-Triassic, Qingyan, Guiyang

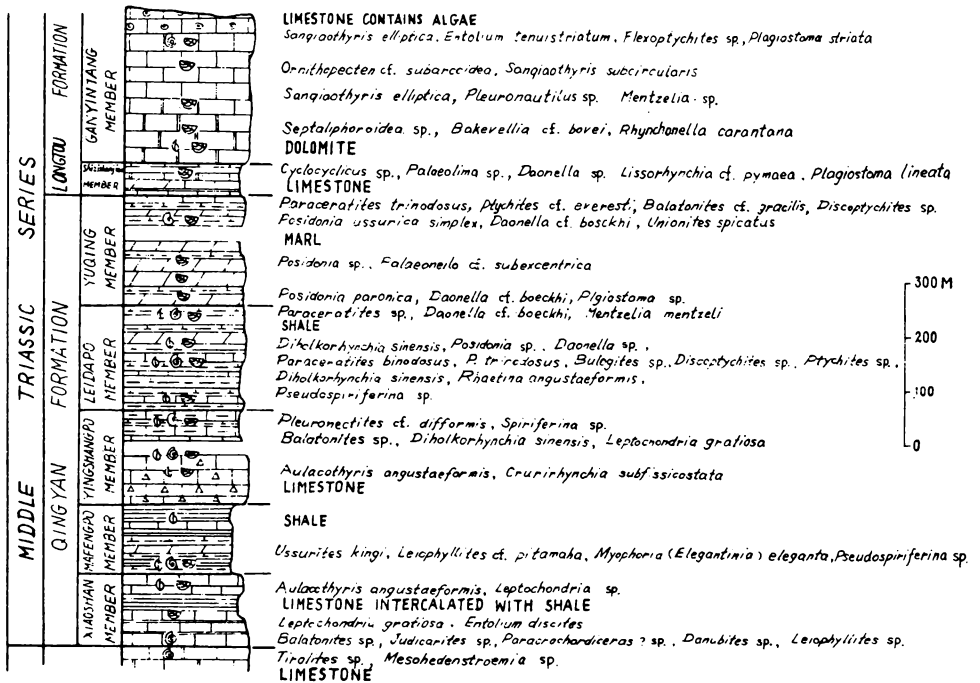


Abb. 3: Die stratigraphische Position des Leidapo-Members innerhalb des mittel-triadischen Säulenprofils der Guizhou-Faziessubregion (im Sinne von SUN Dong-Li 1980, S.1180) nach der Skizze des Exkursionsführers von J.-Y. WEI et al.

letztere die unten beschriebenen Ostracoden lieferten, wurden in zwei parallelen Profilstrecken aufgesammelt, und zwar in regelmäßigen Abständen vom Hangfuß zur Oberkante in einer Linie am vorspringenden Kamm von CH 36 bis CH 40 und im etwa 20 m westlich davon gelegenen Profil mit den Proben CH 48 bis CH 53 von Liegend gegen Hangend. Innerhalb dieser kurzen, gut aufgeschlossenen Strecke ist kein faßbarer Altersunterschied in der Fauna zu erwarten. Ein Profil durch die Trias des Löwenkopf-Gebirges haben übrigens, wie erwähnt, Z.-Y. YANG & G.-Y. XU (1966, Abb. 1) publiziert.

Der Gesamteindruck der Fauna, die aus den Mergeln und schmalen, an Biogen-Detritus reichen Kalkzwischenlagen stammt, ist zunächst auf Grund des Vorherrschens von Kleinformen der Makrofauna, von reichlich Echinodermen, Brachiopoden, Kleingastropoden etc. und auch nach dem Material ganz der einer Cassianer Fauna. Das hat auch schon E. KOKEN (1900, S. 187, 188) nach dem Aussehen der ihm übergebenen Fauna mit dem wenigen anhaftenden gelblichgrau verwitterten Mergelmaterial festgestellt — der den Fundpunkt ja selbst nicht

gekannt hatte. KOKEN hatte diese Fauna demnach auch tatsächlich in das Cordevol, Unterkarn, gestellt, was bei einer ersten Betrachtung durchaus verständlich ist, da außer anisischen Formen auch eine Reihe von weiter emporreichenden Arten auftreten, und zwar sowohl in der Makro- wie in der Mikrofauna. Die nähere Untersuchung bringt dann allerdings den Beleg dafür, daß es sich doch eindeutig um eine oberanisische Fauna handelt und der „Cassianer Charakter“ nur bezüglich der Fazies zutrifft. So etwa haben wir nicht nur aus den Brachiopoden und Crinoiden, sondern auch aus der Foraminiferenfauna mit *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-D. & PANTIĆ, *Glomospira densa* (PANTIĆ), *Glomospirella semiplana* (KOCHANSKY-D. & PANTIĆ) etc. in den Blöcken am Fuße dieses Profils bereits das anisische Alter feststellen können (vgl. E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN in der nachfolgenden Arbeit im gleichen Band, S. 189), sondern sind vor allem auch drei Reste der von L. KRYSZYN bestimmten Ammonitengattung *Bulogites* dem Unterabschnitt des Profils selbst entnommen worden, die auf die Trinodosuszone hinweisen. Unsere an Gastropoden reiche kleine Aufsammlung von Mollusken aus diesem Profil bearbeitet derzeit freundlicherweise Doz. Dr. G. TICHY, Salzburg.

Die fazielle Einordnung dieser interessanten und für das Anis in weltweitem Maßstab seltenen mächtigen Mergelserie von Leidapo ist aus Abb. 4—5 ersichtlich. An die Karbonatplattform mit Sedimenten eines sehr seichten Meeres schließt südlich von Guiyang der mobile Schelf an, auf dem sich bereits in der Mitteltrias unter rascher Absenkung im Ladin ein ansehnlicher Riffkomplex entwickelte. Die außerordentlich eindrucksvolle Entwicklung des Wettersteinkalkes mit Lagunensedimenten, Laminiten und Onkolithen im Norden, aber auch Riffsedimenten und Haldenbildung samt Gleitfaltung und Blockschuttsschichten weiter im Süden ist uns in der Umgebung von Longtou NE Leidapo in freundlicher Weise von Dr. WEI Jia-Yong und seinem Team aus Huishui vorgeführt worden. Bei Leidapo befinden wir uns am Außenrand dieses mobilen Schelfs, an den gegen Süden ein offenes, zunächst neritisches, semiabyssales Becken angrenzt, in dem sich weiter im Süden sogar mächtige Flyschfazies im Ladin einstellt.

An die hier beschriebene, unterhalb des Dorfes Leidapo auftretende Mergelserie des Leidapo-Members schließt sich hügelaufwärts gegen NE hin noch über eine Strecke von einigen hundert Meter Entfernung eine Mergel-Kalkfolge des obersten Anis an, das sogenannte Yuqing-Member, das bis in die Scharte des Löwenkopfbirgiges emporzieht und auch in seinem oberen Teil in den Kalklagen reichlich Brachiopoden und Echinodermen führt. Während die gegen Westen hin angrenzende Mitteltriasdolomitmasse entweder durch eine (allerdings nicht aufgeschlossene) Verzahnung im Sinne von J.-Y. WEI oder einen Bruch im Sinne von A. TOLLMANN abgegrenzt ist, läuft das Profil vom mergeligen Anis gegen Osten hin in normaler stratigraphischer Folge weiter: An die breite, von Reisfeldterrassen eingenommene Anis-Mergel-Landschaft schließt zunächst in etlichen Zehnermetern Breite der in einem Steinbruch freigelegte welligschichtige typische Reiflinger Kalk, hier Shizishanjiao-Member (Löwenkopfbirgfuß-Schichtglied) genannt, an. Die nächste Formation in der Schichtfolge gegen Hangend wird durch den 900 m mächtigen, im Osten angrenzenden ladinischen Wettersteinkalk repräsentiert, hier Ganyintang-Member genannt. Dieser Wettersteinkalk mit Rifforganismen und Strukturen im Kern führt nahe östlich der Fabrik reichlich Hydrozoen, Spongien, Algen, auch Crinoiden etc. und ist im basalen Anteil dolomitisiert. Die große Mächtigkeit von Riff- und Mergelentwicklung in der Mitteltrias mag durch das rasche, vom Riffwachstum aber vielfach noch kompensierte Absinken dieses

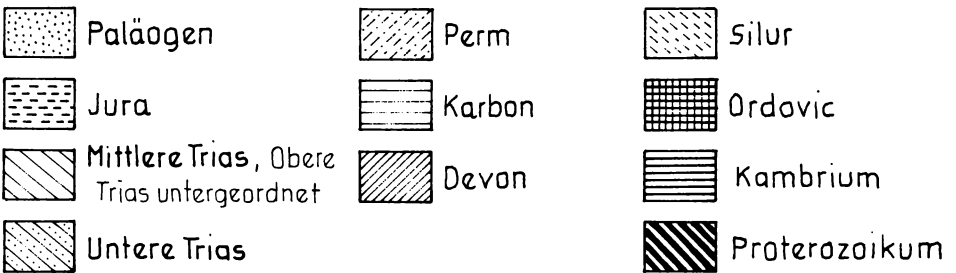
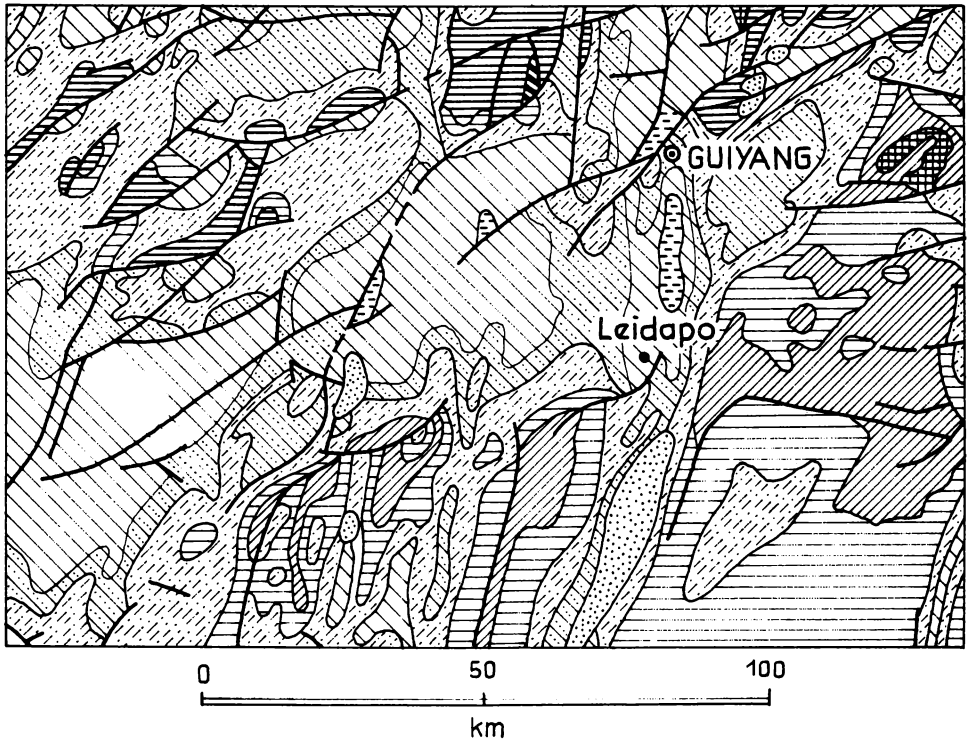


Abb. 4: Der geologische Rahmen des Fundpunktes Leidapo nach der geologischen Karte von Guizhou aus dem geologischen Atlas von China, 1973, Taf. 30.

Streifens am Außenrand des mobilen Schelfes bedingt sein. Einige ergänzende Bemerkungen und weitere Literatur über diese Triasserie des mobilen Schelfes südlich von Guiyang im Raum Leidapo und Longtau sind der erwähnten Arbeit von E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN in diesem Band zu entnehmen.

Anmerkungen zum Charakter der Ostracodenfauna

Die im folgenden vorgestellte Fauna aus den anisischen Mergeln von Leidapo bei Guiyang in Südchina repräsentiert die erste größere Ostracodensuite aus

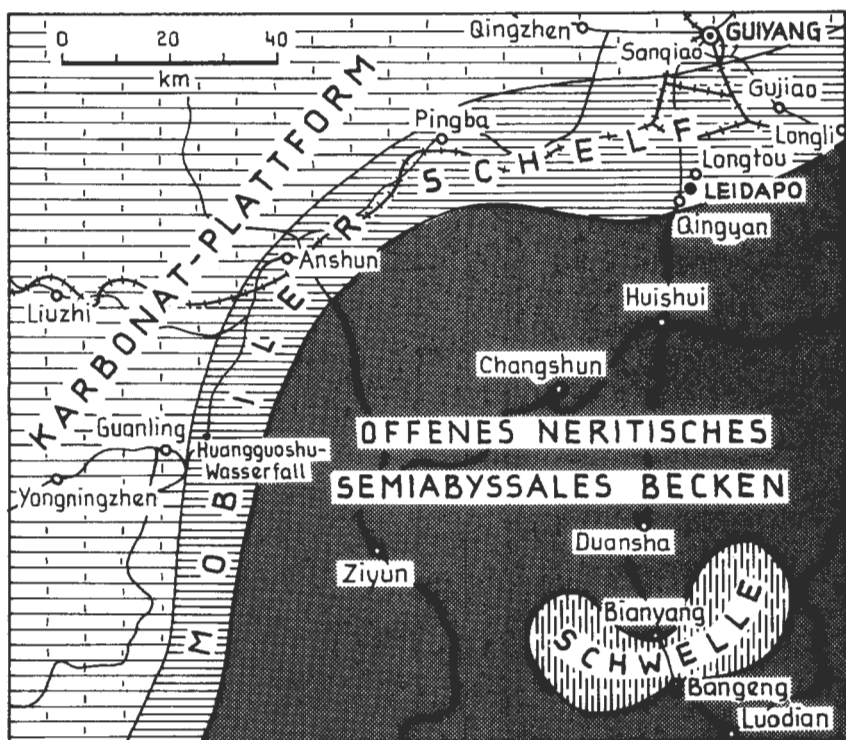


Abb. 5: Die Faziesgliederung des weiteren Raumes um Leidapo nach der Skizze des Exkursionsführers von J.-Y. WEI et al.

tiefmitteltriadischen marinen Mergeln der Tethys. Bisher war erst eine kleinere anisische Ostracodenvergesellschaftung aus Kalken des Bakony in Ungarn und der Ostalpen, beschrieben durch H. KOZUR 1970 und 1971, bekannt. Da auch aus dem Ladin tethysweit kaum Nennenswertes über Ostracoden bekannt war, kommt demnach unserer Fauna aus Leidapo eine erhöhte Bedeutung für die Kenntnis der Mitteltrias-Ostracodenfauna zu.

Die Mikrofauna unseres Fundpunktes setzt sich aus drei Hauptkomponenten zusammen: Echinodermenreste, Foraminiferen und Ostracoden. Unter den Echinodermen stehen besonders Crinoiden- und Ophiurenreste hervor. Bei den Foraminiferen schieben sich *Ammobaculites radstadtensis* KRISTAN-TOLLMANN, rotaliforme Taxa und Nodosariiden in den Vordergrund.

Bei den Ostracoden prägen den Charakter der Fauna einerseits grob skulptierte Bairdiidae wie *Nodobairdia*, *Mirabairdia* und *Margarobairdia*, andererseits die kleinwüchsigen Gattungen *Judahella*, *Renngartenella* und *Movschovitschia*. Erstaunlicherweise treten hier die glatten Bairdiiden sowie die Healdiiden weitgehend zurück.

Der Erhaltungszustand der hier insgesamt kleinwüchsigen und zartschaligen Ostracoden ist schlecht, die Schalen sind meist überkrustet, die Innenseite nie so gut freizulegen, daß etwa Muskelabdrücke beobachtet werden könnten. Auch über die Schloßbeschaffenheit können bei diesem Erhaltungszustand keine Aussagen

getroffen werden. Hinzu kommt, daß mir nur ein Testmaterial zur Verfügung steht, so daß weder Larvenreihenstudium noch statistische Untersuchungen möglich waren. Für eine ausführlichere Beprobung im Gelände war keine Gelegenheit gegeben. Trotzdem war ich bemüht, mit reichlich Scan-Aufnahmen die Dokumentation der Variabilität so weit als möglich zu präsentieren, da ich annehme, daß dieses Material für eine tethysweite Nachbestimmung der Arten von Interesse sein wird.

Die vorliegende Ostracoden-Testfauna von Leidapo setzt sich aus 30 artlich bestimmten Taxa zusammen, bei denen zwar 24 Arten bzw. Unterarten als neu beschrieben werden mußten, aber von diesen noch vier Unterarten sich eng an schon bekannte Arten anlehnen, die aus der Obertrias von Europa beschrieben worden waren.

Auf den letzterwähnten Umstand zurückkommend, sei als Beispiel *Margarobairdia margaritifera sinica* n. ssp. erwähnt. Diese Gattung ist erst vor vier Jahren mit ihrer Nominat-Unterart aus den unterkarnischen Cassianer Schichten von Südtirol in Italien beschrieben worden. In unserem chinesischen Material erscheinen aber außer dieser nur mäßig differenzierten Unterart noch weitere drei gut charakterisierbare Arten der bisher nur monospezifisch aufgestellten Gattung *Margarobairdia*. Dadurch zeigt sich die Artenvielfalt innerhalb dieser erst kürzlich bekannt gewordenen Gattung namentlich in der tieferen Trias.

Während für die mergelige Fazies der Obertrias der Tethys Ostracodenfaunen mit einem Vorherrschen der glattschaligen und skulptierten Bairdiidae und Vertretern der Hungarellinae bezeichnend sind, schieben sich hier bei unseren anisischen Faunen die kleinwüchsige *Judahella*, *Renngartenella*, *Movschovitschia* sowie *Grammella*, *Triceratina* und *Gruendelicythere* in den Vordergrund, die in der Obertrias z. T. wesentlich artenärmer in Erscheinung treten.

Unter den bisher bekanntesten Arten unserer anisischen Fauna aus China sind aus anderen Abschnitten der Tethys bisher nur zwei Arten ebenfalls auch schon aus der unteren Mitteltrias bekannt gewesen, nämlich *Acratia* cf. *triassica* KOZUR und *Judahella* (*J.*) *tuberculifera* (GÜMBEL) — s. S. 132, 142.

Sämtliche anderen bisher bereits bekannten Arten, vier an der Zahl, waren zuvor nur aus der Obertrias der westlichen Tethys bekannt gewesen. Ihr Fund im Anis von China bedeutet eine Verringerung des stratigraphischen Wertes dieser Arten. Da aber die Triasostracodenfauna als ganzes noch immer unzureichend bekannt ist, läßt sich erwarten, daß auch eine Reihe der hier neu beschriebenen Arten keineswegs auf das Anis der Tethys beschränkt sein wird. Dafür spricht z. B., daß die soeben hier neu beschriebene Unterart *Judahella* (*J.*) *galli gibbera* n. ssp. (Abb. 7) gleich in dieser Studie auch aus den karnischen Heiligenkreuzer Schichten von Heiligenkreuz in Südtirol, Italien, gemeldet werden kann.

Aus anderen Regionen der Tethys sind demnach folgende Arten aus unserem Leidapo-Material bekannt:

- Acratia* cf. *triassica* KOZUR
- Gruendelicythere ampelsbachensis* KOZUR & BOLZ
- Judahella* (*Judahella*) *tuberculifera* (GÜMBEL)
- Judahella* (*Judahella*) *galli gibbera* n. sp.
- Judahella* (*Judahella*) *andrusovi* KOZUR & BOLZ
- Judahella* (*Costahella*) *muelleri* (KOZUR)
- Triadohealdia?* *ventroplanata* KR.-T.

Mehr noch als für die Ostracoden gilt unsere Aussage über die Schwächung des stratigraphischen Aussagewertes für die rotaliformen Foraminiferen der Begleitfauna in Leidapo. Sämtliche auf Taf. 1 abgebildeten rotaliformen Arten galten bisher als bezeichnend für die karnische Stufe. Sie waren bisher nur aus dieser Etage der Trias von verschiedenen Bereichen der Tethys bekannt. Nun zeigt sich, daß sie nicht stratigraphisch, sondern faziell gebunden sind: Wie im stratigraphischen Abschnitt (S. 125) ausgeführt, weist die gesamte Fauna und auch die Lithofazies von Leidapo stark auf den faziellen Charakter der Cassianer Schichten hin. Dadurch ist in gewisser Hinsicht verständlich, daß zahlreiche aus den Cassianer Schichten beschriebene Foraminiferen sich in der gleichen Fazies bereits im Anis wiederfinden.

Systematische Beschreibung

Folgende Abkürzungen werden verwendet: G = Gehäuse, Kl = Klappe, L = linke Klappe, R = rechte Klappe, S₁ = erster Sulcus (von vorne), S₂ = zweiter Sulcus.

Superfamilia: Bairdiacea Sars, 1888

Familia: Bairdiidae Sars, 1888

Subfamilia: Bairdiinae Sars, 1923

Genus: *Bairdia* McCoy, 1844

Bairdia sp. sp.

Bemerkungen: Überraschenderweise sind in unserem Fundpunkt Leidapo Bairdien verhältnismäßig selten vertreten. Die paar größeren Larven bis adulten Exemplare sind meist beschädigt, die seltenen frühen Larven noch uncharakteristisch, so daß aufgrund unseres Materials von artlichen Bestimmungen abgesehen werden muß.

Genus: *Urobairdia* Kollmann, 1963

Urobairdia n. sp. A

Taf. 4, Fig. 7

Bemerkungen: Von dieser neuen Art liegen drei Larven vor, die jüngste der Larven ist noch niedriger als die abgebildete und wirkt daher noch langgestreckter. Charakteristisch ist das dünne Vorderende und vor allem das besonders lang zu einer dünnen, aber trotzdem bauchigen Spitze verlängerte Hinterende, das dorsal waagrecht begrenzt wird, ventral hingegen durch den langsam und allmählich ansteigenden Ventralrand zugespitzt ist.

Urobairdia n. sp. B

Taf. 4, Fig. 8, 9

Bemerkungen: Auch von dieser Art liegen nur einige wenige Larven vor. Charakteristisch für diese Art ist ebenfalls ein etwas verlängertes, dünnes Vorderende und ein verlängert-zugespitztes Hinterende, das im Gegensatz zu *Urobairdia* n. sp. A kürzer und dünner ist, und dessen Spitze dorsal leicht hinaufgebogen ist.

Genus: *Bairdiacypris* Bradfield, 1935

Bairdiacypris? sp.

Taf. 3, Fig. 10; Taf. 4, Fig. 10; Taf. 5, Fig. 10

Bemerkungen: Einige Larven werden nach ihrem äußeren Umriß zu *Bairdiacypris* gestellt, doch sind sie innen so schlecht erhalten bzw. verkrustet, daß ihr innerer Schalen- oder Schloßbau nicht für eine gesicherte Gattungszuweisung ausreichend untersucht werden konnte.

Genus: *Acratia* DELO, 1930
Acratia cf. *triassica* KOZUR, 1970
 Abb. 6, Fig. 1

Bemerkungen: Von dieser Art konnten nur zwei beschädigte frühe Larven gefunden werden, die große Ähnlichkeit zu der von KOZUR 1970, S. 2, aus dem Oberanis von Felsőörs, Balatonhochland, Ungarn, erstbeschriebenen und nach ihm auch im Oberanis von Österreich und Jugoslawien vorkommenden *A. triassica* aufweist. Das abgebildete Exemplar ist ursprünglich dorsal höher aufgewölbt, durch seitliche Verquetschungen aber jetzt vorgetäuscht niedriger. Niedrigere Formen hat KOZUR 1970 der zweiten Art *A. goemoeryi*, vom gleichen Fundort, einverleibt. Betrachtet man jedoch z. B. Fig. 1 und Fig. 10 von Taf. 3 seiner diesbezüglichen Erstbeschreibung, dann ist man geneigt, die in zwei Arten aufgliederten Exemplare eher nur einer Art, vielleicht durch Sexualdimorphismus in der Höhe divergierend, zuordnen zu wollen.

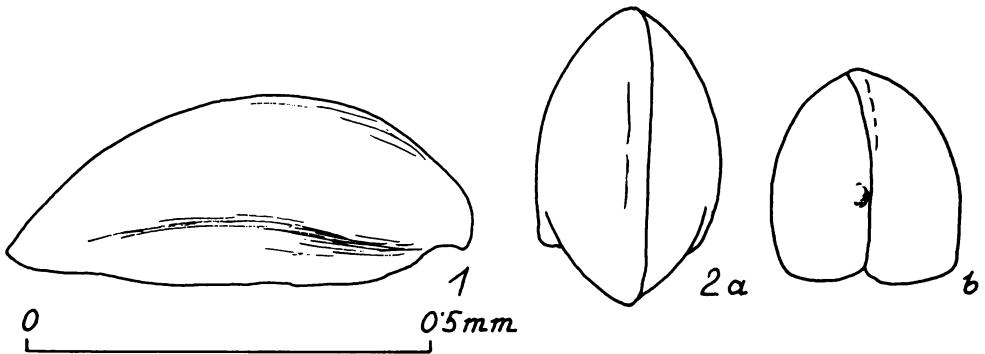


Abb. 6 Fig. 1: *Acratia* cf. *triassica* KOZUR

G von rechts, Larve, verdrückt.

Fig. 2: *Triadohealdia* ? *ventroplanata* KRISTAN-TOLLMANN

a: Larvales G von oben

b: von vorne

Beide Fig.: Mittel-Trias, Ober-Anis, Mergel, Leidapo-Subformation, Probe CH 53. Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina.

Subfamilia: Bairdoppilatinae KRISTAN-TOLLMANN, 1969

Genus: *Nodobairdia* KOLLMANN, 1963

Nodobairdia sinense n. sp.

Taf. 2, Fig. 1—10

Derivatio nominis: Nach dem Erstauftreten in China.

Holotypus: L Taf. 2, Fig. 1. Sammlung KRISTAN-TOLLMANN, V 107, Geologisches Institut der Universität Wien.

Locus typicus: Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina (siehe Abb. 1), Probe CH 48.

Stratum typicum: Kalkführende Mergelserie der oberanisischen Leidapo-Subformation in der anisischen Qingyau-Formation, Mittel-Trias.

Diagnose: G ziemlich hoch. Mittelteil des Dorsalrandes waagrecht, rasch abfallendes Vorderende. Die beiden äußeren subdorsalen Knoten sind groß und mit Warzen besetzt ebenso wie die beiden großen Knoten auf den Dorsalrand-Abwinkelungsstellen. Die beiden mittleren subdorsalen Knoten sind hingegen ganz klein. In der unteren Hälfte des retikulierten Medianfeldes sitzen ebenfalls zwei kleine Knoten waagrecht nebeneinander, senkrecht unterhalb der mittleren subdorsalen Knoten. Der ventraloide Wulst ist ausgesprochen dünn, trägt locker verteilte Warzen, und reicht hinten nur bis zum Ende des Medianfeldes, nicht bis unter den großen hinteren subdorsalen Knoten.

Beschreibung: Verhältnismäßig hohes, nicht besonders langes, zartschaliges G. L von typischer *Nodobairdia*-Gestalt: In Seitenansicht hoch-rechteckige Klappe, hervorgerufen durch den langen, waagrechten, geraden Dorsalrand, das sehr rasch steil abfallende, nur wenig gewölbte Vorderende, den ebenfalls fast waagrecht verlaufenden Ventralrand und ein nur kurz und steil abfallend geschwänztes Hinterende. Verstärkt wird das eckige Kl-Aussehen durch die beiden großen dornartigen Knoten, welche die Dorsalrand-Abwinkelungsstellen markieren. Die subdorsale Knotenreihe besteht aus den beiden äußeren, senkrecht länglichen, kräftigen Knoten und den beiden mittleren Knoten, die bei dieser Art ausgesprochen klein ausgefallen sind. Dafür aber befinden sich senkrecht unterhalb dieser beiden kleinen Knötchen, auf der unteren Hälfte des Medianfeldes, noch zwei ebenso kleine Knötchen. Das Medianfeld ist im Bereich zwischen den vier soeben erwähnten Knötchen retikuliert, wie auf Taf. 2, Fig. 1 ersichtlich, die übrige G-Oberfläche ist mit kleinen Pusteln besetzt. Unsere Art hat einen zusammenhängenden, wenn auch ausgesprochen dünnen ventraloiden Wulst ausgebildet, der wie beim Generotypus *N. mammilata* KOLLM. ganz vorne unterhalb vom vorderen subdorsalen Knoten beginnt, hinten aber früher, nämlich schon vor dem hinteren subdorsalen Knoten endet. Die großen randlichen Knoten wie auch der ventraloide Wulst sind mit größeren Pusteln bedeckt. Auch unsere Art hat am Vorderende den typischen zipfeligen, lappenartigen Fortsatz ausgebildet, wie an besser erhaltenen Exemplaren beobachtet werden kann (Taf. 2, Fig. 1, 3, 5, 7, 8). Die Kl sind nicht ausgebaucht, die G erscheinen daher sehr flach mit parallelen Seitenflächen (Taf. 2, Fig. 9). Innere Schalenmerkmale und Ventralfläche konnten infolge schlechter Erhaltung bei unserer Art nicht untersucht werden.

Maße des Holotypus: Länge 0,82 mm, Höhe 0,45 mm.

Beziehungen: Von den bisher bekannten *Nodobairdia*-Arten unterscheidet sich unsere Art a) durch die besondere Kleinheit der beiden mittleren subdorsalen Knoten, b) durch die beiden zusätzlichen kleinen Knoten auf dem Medianfeld, c) durch den besonders dünnen und kürzeren ventraloiden Wulst. Durch die Punkte b und c unterscheidet sich unser Taxon übrigens auch, nur die Grobskulptur betrachtet, von den bis jetzt bekannten Arten der Gattung *Mirabairdia*.

Genus: *Mirabairdia* KOLLMANN, 1963

Mirabairdia medionodosa n. sp.

Taf. 3, Fig. 1—4

Derivatio nominis: Nach dem bewarzten Knoten mitten im Medianfeld.

Holotypus: G Taf. 3, Fig. 1. Sammlung KRISTAN-TOLLMANN, V 108, Geologisches Institut der Universität Wien.

Locus typicus: Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina (Abb. 1), Probe CH 53.

Stratum typicum: Kalkführende Mergelserie der oberanisischen Leidapo-Subformation in der anisischen Qingyan-Formation, Mittel-Trias.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Mirabairdia* KOLLMANN, 1963, mit folgenden Besonderheiten: Subdorsale Knotenreihe nur aus drei Knoten bestehend, wobei der mittlere Knoten in die Mitte des Medianfeldes herabgerückt ist. In ventraloider Position kein Wulst, sondern drei weit voneinander getrennte, einzelne, rundlich umgrenzte Knoten. Alle Knoten sind mit größeren Warzen besetzt.

Beschreibung: G mittelgroß, zartschalig, länglich. Dorsalrand im Mittelteil waagrecht, vorne in weiter ausholendem Bogen, hinten in ziemlich gerader Linie von den durch je einen Knoten markierten Abwinkelungsstellen abfallend. Ventralrand von vorne nach hinten leicht schräg aufsteigend mit ganz schwacher konkaver Einwölbung in der Mitte. Vorderende breit gerundet, mit dem typischen lappenartigen Fortsatz versehen. Hinterende etwas verlängert geschwänzt, am ventralen Anteil mit langer grober Zähnelung (Taf. 3, Fig. 1, 3). Die beiden dorsalen Knoten der L liegen bei unserer Art ähnlich dem Generotypus *M. pernodosa* KOLLM. enger beieinander, der Mittelteil des G erscheint zugunsten des Vorder- und Hinterendes verkürzt, wodurch der Seitenumriß bei beiden Arten ein eher rundlich-ovales Aussehen erhält — im Gegensatz zu einem mehr rechteckig-länglichen bei den anderen Arten dieser Gattung. Die subdorsale Knotenreihe besteht bei unserer Art nur aus drei Knoten, wobei die beiden äußeren Knoten kräftiger als der mittlere entwickelt sind. Der mediane Knoten ist außerdem in die Mitte des Medianfeldes herabgerückt. Ebenfalls drei einzelne, isolierte, voneinander weit abgerückte, ziemlich kräftige Knoten befinden sich statt eines Wulstes in ventraloider Position, in einer waagrechteten Linie aufgereiht. Alle acht großen Knoten der L sowie sechs der R sind mit größeren Warzen besetzt, jedoch nicht karfiolrosenartig ausgebildet. Auf dem Medianfeld befinden sich außerdem noch einige weitere kleine, einfache, rundliche Warzen, die in ihrer Mehrzahl sowohl zwischen dem anterosubdorsalen und medianen Knoten als auch dem medianen und posterosubdorsalen Knoten in senkrechten Reihen angeordnet sind. Die hintere der beiden senkrechten Reihen scheint sich konstant aus vier Knoten zusammzusetzen, gleich wie bei *M. pernodosa*.

Maße des Holotypus: Länge 0,91 mm, Höhe 0,48 mm.

Beziehungen: Von allen bisher bekannten Arten dieser Gattung inklusive *Mirabairdia balatonica* KOZUR, 1971, aus dem Oberanis (Illyr) vom Balaton, Ungarn, unterscheidet sich unsere Art in erster Linie durch die Ausbildung eines einzelnen großen Knotens in der Medianfeld-Oberteilmitte; von den meisten Arten außerdem durch die buckeligen, mit einfachen Warzen besetzten, nicht gestielten Knoten. Im Gegensatz zu *M. pernodosa* KOLLM. mit ähnlich ausgebildeten Knoten fehlt unserer Art jedoch außerdem der ventraloide Wulst. Die anderen Arten haben zum Unterschied von unserer Form z. T. gestielte Knoten bis lange Dornen.

Genus: *Margarobairdia* KRISTAN-TOLLMANN, 1978

Margarobairdia margaritifera sinica n. ssp.

Taf. 3, Fig. 5—9

Derivatio nominis: Nach dem Erstauftreten im Anis von China.

Holotypus: L Taf. 3, Fig. 5; Sammlung KRISTAN-TOLLMANN, V 109, Geologisches Institut der Universität Wien.

Locus typicus: Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina (Abb. 1), Probe CH 48.

Stratum typicum: Kalkführende Mergelserie der oberanisischen Leidapo-Subformation in der anisischen Qingyan-Formation, Mittel-Trias.

Diagnose: Eine Unterart der Art *Margarobairdia margaritifera* KRISTAN-TOLLMANN, 1978, mit folgenden Abweichungen: Dorsalrand der L in der Mitte konkav durchgebogen; subdorsale Knoten besonders kräftig, weit abstehend; ventraloider Wulst kurz, hinten schon vor dem etwas länger geschwänzten Hinterende, vor dem hinteren subdorsalen Dorn, endend.

Differenzierung: Unsere chinesische Form ähnelt *M. margaritifera* sehr, vor allem nehmen sämtliche Knoten auf der Medianfläche die gleiche Position ein. Zufolge einiger Abweichungen ist es jedoch nicht möglich, die chinesische Form aus dem Anis mit der europäischen *M. margaritifera*, die bis jetzt erst aus dem Unterkarn bekannt ist, völlig gleichzustellen. Eine unterartliche Differenzierung jedoch trägt den Gegebenheiten am besten Rechnung.

Gegenüber der Nominatunterart hat unsere neue Unterart ein niedrigeres, länglicheres Gehäuse mit etwas mehr vorgewölbtem Vorderende und länger geschwänztem Hinterende mit nicht so steil abfallendem Posterodorsalrand. Zusätzlich ist der Dorsalrand der L in der Mitte konkav durchgebogen. Die mit großen Warzen (Perlen) besetzten kräftigen Knoten der subdorsalen Reihe stehen weit heraus. Als Hauptunterschied erweist sich die Ausbildung des ventraloiden Wulstes, er ist bei unserer neuen Unterart wesentlich kürzer, an den beiden Enden auch etwas mehr verdickt. Während dieser Wulst bei der Nominatunterart bei beiden Kl am Vorderende so weit vorne beginnt, daß er über den Schalenrand noch hinausragt (siehe E. KRISTAN-TOLLM. 1978, Taf. 3, Fig. 8, 9; Taf. 5, Fig. 4—6; Taf. 6, Fig. 1), beginnt er bei der chinesischen Form erst weiter innen, etwa unterhalb des ebenfalls mehr nach innen gerückten antero-subdorsalen Knotens. Er ist bei unserer neuen Unterart aber vor allem hinten frühzeitig gekürzt, da er nicht einmal bis unterhalb des postero-subdorsalen Knotens reicht (siehe Taf. 3, Fig. 5—8), während sich der Wulst der Nominat-Unterart bis zum Rand des gezähnelten Hinterendes erstreckt.

Maße des Holotypus: Länge 0,97 mm, Höhe 0,52 mm.

Margarobairdia wei n. sp.

Taf. 4, Fig. 1—6

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Dr. Jia-Yong WEI, der mit seinem Team von Huishui uns den Fossilfundpunkt Leidapo vorgeführt hat.

Holotypus: L Taf. 4, Fig. 1, 2. Sammlung KRISTAN-TOLLMANN, V 110, Geologisches Institut der Universität Wien.

Locus typicus: Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina (Abb. 1), Probe CH 48.

Stratum typicum: Kalkführende Mergelserie der oberanisischen Leidapo-Subformation in der anisischen Qingyan-Formation, Mittel-Trias.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Margarobairdia* KRISTAN-TOLLMANN, 1978 mit folgenden Besonderheiten: In Seitenansicht eher ovaler Umriß mit schwach herausgewölbtem Dorsalrand. Dorsale Perlenreihe der L schmal, aber gut ent-

wickelt. Die subdorsale Reihe von Wülsten besteht aus drei großen, länglichen, mit zahlreichen „Perlen“ besetzten erhabenen Flecken, deren mittlerer sich genau in der Mitte zwischen den beiden äußeren befindet. Vereinzelt Perlen können oft auch auf dem hinteren Abschnitt des Medianfeldes beobachtet werden. Der lange, gut ausgeprägte Ventraloidwulst ist in der Mitte nach unten durchgebogen und hier auch mehr oder weniger verdünnt. Die gesamte Medianfläche ist grob retikuliert.

Beschreibung: Charakteristisch für diese Art ist der ovale Umriß mit leicht hochgewölbtem Dorsalrand, der ohne Knick zum kurzen, gerundeten Vorderende mit kleinem lappenförmigem Fortsatz überleitet und hinten in etwas steilerer Linie zum kurz geschwänzten, unten gezähnelten Hinterende herabschwingt. Der gesamte Mittelabschnitt des höher aufragenden Dorsalrandes der L weist ein schmales, aber gut entwickeltes Band aus mehreren Reihen perlenförmig gerundeter, glatter Knoten auf (Taf. 4, Fig. 1—3). Auf dem Medianfeld befinden sich nur drei große, wulstförmig herausgestülpte Flecken, und zwar in subdorsaler, vom Dorsalrand ziemlich weit abgerückter, aber parallel zu ihm verlaufender Linie. Der vordere wie der hintere Fleck sind kräftig entwickelt, weit herausragend, länglich, mit dem äußeren Ende herabgebogen. Der mittlere Wulst ist kleiner und niedriger, aber ebenfalls länglich ausgebildet und liegt entweder genau in der Mitte zwischen den beiden äußeren Flecken oder nur ganz geringfügig nach hinten verschoben. Alle drei Flecken sind mit großen perlenförmig runden Knoten besetzt. Eben solche Knoten können vereinzelt auch posteroventral, meist untereinander angeordnet, beobachtet werden (Taf. 4, Fig. 3, 4). Beim Holotypus Fig. 2 und auch bei der L Fig. 3 von Taf. 4 scheint der mittlere längliche subdorsale Fleck hinter der Mitte eingeschnürt zu sein, doch ist er beim Holotypus zusätzlich überkrustet, wodurch eine genaue Beobachtung nicht möglich ist. Bei der R Fig. 4 und 6 kann man keine solche Einschnürung feststellen. Der Ventraloidwulst ist kräftig entwickelt, in der Mitte etwas verdünnt, an den Enden und in der Mitte leicht herabgebogen. Er besteht aus drei (an den Enden bis vier) Reihen etwas unregelmäßig verteilter perlenartiger Knoten und erstreckt sich über die ganze Länge des Medianfeldes. Das Medianfeld und auch die Ventralfläche sind grob retikuliert. Ob auch die Schalenoberfläche des Vorder- und Hinterendes eine zumindest flache Retikulation haben, kann nicht nachgewiesen werden.

Bei den Larven sind die subdorsalen Flecken flacher und kleiner mit lockerer angeordneten „Perlen“ ausgebildet, der ventraloide Wulst ist noch schwach entwickelt und kann im Mittelabschnitt aus nur einer einzigen Reihe ganz locker verteilter Perlenknoten bestehen.

Maße des Holotypus: Länge 0,80 mm, Höhe 0,47 mm.

Beziehungen: Unsere Art unterscheidet sich von *Margarobairdia margaritifera margaritifera* sowie *M. margaritifera sinica* vor allem durch das Fehlen der beiden zentralen Flecken, aber auch durch den ovalen Umriß beider Kl mit leicht hochgewölbtem Dorsalrand, außerdem durch die nach unten gerichtete Dellung in der Mitte des hierdurch deutlich gewellten ventraloiden Längswulstes.

Die Beziehungen zu *M. zapfei* n. sp. und *M. exigua* n. sp. siehe bei diesen.

Margarobairdia zapfei n. sp.

Taf. 5, Fig. 1—4, 6

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Prof. Dr. Helmuth ZAPFE, Wien, dem Leiter des IGCP-Projektes Nr. 4, „Triassic of the Tethys Realm“.

Holotypus: L Taf. 5, Fig. 1. Sammlung KRISTAN-TOLLMANN, V 111, Geologisches Institut der Universität Wien.

Locus typicus: Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina (Abb. 1), Probe CH 40.

Stratum typicum: Kalkführende Mergelserie der oberanisischen Leidapo-Subformation in der anisischen Qingyan-Formation, Mittel-Trias.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Margarobairdia* KRISTAN-TOLLMANN, 1978, mit folgenden Besonderheiten: G länglich rechteckig mit kräftig hochgezogenem, eckig begrenztem Dorsalrand der L. Subdorsal drei herausragende Flecken bzw. Wülste in einer waagrechten Reihe, wobei der mittlere der Wülste näher beim hinteren liegt. Keine zentralen Flecken oder Wülste. Ventraloidwulst lang, gewellt, in der Mitte stark verdickt.

Beschreibung: Charakteristisch für diese Art ist der längliche, rechteckige Umriß vor allem der L mit weit hochgezogenem, nahezu waagrechttem, langem Dorsalrand, weit auseinandergerückten, eckigen Abwinkelungsstellen, einem außerordentlich kurzen, flach herausgewölbten Vorderende und einem ebenso kurzen, zu einer kleinen Spitze posterodorsal steil abfallenden Hinterende. Der Ventralrand steigt von vorne nach hinten leicht an mit mäßiger konkaver Wölbung in der Mitte. Das kurze Hinterende scheint ventral klein gezähnt zu sein. Der für *Margarobairdia* — ebenso wie für einige andere triadische Gattungen der Bairdopilatinae — typische lappenförmige Fortsatz am Vorderende dürfte auch bei dieser Art zumindest an den L ausgebildet, an unserem Material jedoch abgebrochen sein (siehe vermutliche Ansatzstellen der Fortsätze an den L Taf. 5, Fig. 1—3).

Der waagrechte Teil des Dorsalrandes der L ist mit einem schmalen Streifen aus Perlen geschmückt. Beide Kl haben in subdorsaler, vom Dorsalrand weit abgerückter, waagrechtter Reihe drei große, buckelig weit herausragende Flecken angeordnet, deren vorderster der größte und länglichste, der mittlere der kleinste und rundliche ist. Der mittlere buckelige Wulst liegt nahe beim hinteren Fleck. Der lange Ventraloidwulst reicht vom Vorder- bis zum Hinterende. Er ist dreimal wellenförmig nach unten durchgebogen, durch die starke Verdickung in der Mitte, durch die er hier wie aufgebläht aussieht, außerdem weit hinaufgebogen. Im schmalen Zentralfeld gibt es keine Wülste oder Buckel. Die Schale scheint grob retikuliert, zufolge der schlechten Erhaltung kann aber das Ausmaß der Retikulation bzw. die Verteilung der „Perlen“-Skulptur nicht beschrieben werden.

Maße des Holotypus: Länge 0,74 mm, Höhe 0,45 mm.

Beziehungen: Von allen bisher bekannten Arten der Gattung *Margarobairdia* — inklusive *M. exigua* n. sp. — unterscheidet sich unsere Art in erster Linie durch die kräftige Verdickung des Mittelabschnittes des Ventralwulstes, der bei den anderen Arten in der Mitte meist sogar ausdünn, aber auch durch den besonders markant eckigen Dorsalrand und dadurch schachtelförmig rechteckigen Umriß der L.

Durch ein weiteres Grobskulptur-Merkmal unterscheidet sich unsere Art zusätzlich von *Margarobairdia margaritifera margaritifera* und *M. margaritifera sinica* n. ssp., es fehlen ihr nämlich die diesen beiden Formen eigenen zwei zentralen buckeligen Wülste.

Am ähnlichsten ist unsere Art noch *M. wei* n. sp., zumindest im Hinblick auf die Grobskulptur. Doch gilt es außer den beiden generell genannten Hauptunterschieden, nämlich median verdickter Ventraloidwulst und Gehäuseumriß, auch noch anzuführen, daß der mittlere der drei subdorsalen Buckel bei unserer Art sehr

nahe dem hinteren buckeligen Wulst sitzt, während er sich bei *M. wei* genau in der Mitte mit gleichem Abstand zum vorderen wie zum hinteren Buckel befindet.

Bei *M. exigua* n. sp. schließlich sind außer den beiden eingangs geschilderten Generalunterschieden noch folgende Eigenheiten hervorzuheben: Bei der subdorsalen Wulstreihe dominieren der vordere und der hintere Buckel, beide sind weit herausgewölbt und reichen bis zum Schalenrand oder sogar über diesen hinaus, mediane subdorsale Wülste oder Buckel sind nicht ausgebildet, sondern auf (hier zwei) flache, kaum zu erahnende Erhebungen reduziert — im Gegensatz zu *M. zapfei*, deren beide äußere subdorsale Wülste sich noch im Bereich des Medianfeldes befinden, und deren mittlerer Buckel gut entwickelt ist.

Margarobairdia exigua n. sp.

Taf. 5, Fig. 5, 7—9

Derivatio nominis: *exigua* (lat.) = unbedeutend; wegen der wenig markanten, unscheinbaren Skulptur.

Holotypus: G Taf. 5, Fig. 5. Sammlung KRISTAN-TOLLMANN, V 112, Geologisches Institut der Universität Wien.

Locus typicus: Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina (Abb. 1), Probe CH 53.

Stratum typicum: Kalkführende Mergelserie der oberanisischen Leidapo-Subformation in der anisischen Qingyan-Formation, Mittel-Trias.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Margarobairdia* KRISTAN-TOLLMANN, 1978, mit folgenden Besonderheiten: G niedrig länglich mit ganz schwach konkav gewölbtem Dorsalrand. Subdorsale Wulstreihe hoch oben nahe dem Dorsalrand, vorderer und hinterer Wulst sehr kräftig, über das Medianfeld hinausreichend, über den Schalenrand hinausragend. Im Mittelteil der Reihe zwei kleine flache Erhebungen angedeutet. Großes Medianfeld. Ventraloidwulst den gesamten Bereich des Medianfeldes begrenzend, mehr oder minder gerade waagrecht, dünn.

Beschreibung: Die Kl dieser Art sind ziemlich niedrig, länglich, mit fast parallelem Dorsal- und Ventralrand. Der lange Dorsalrand ist nur ganz wenig bis gar nicht konkav gewölbt und geht mit flacher Rundung in die schwache Wölbung des kurzen Vorderendes über. Hinten markiert ein leichter Knick das Ende des Dorsalrandes, das kurze, zugespitzte, posterodorsal steil geschweifte Hinterende ist ventral gezähnt. Der Ventralrand steigt von vorne nach hinten nur mäßig an mit flachem konkavem Einzug im Mittelabschnitt. Der lappenförmige zipfelige Anhang am Vorderende ist bei dieser Art groß und breit ausgebildet.

Die subdorsale Knotenreihe liegt bei unserer Art nahe dem Dorsalrand und wird dominiert durch die zwei äußeren, besonders großen, buckeligen Wülste. Vor allem der hintere Buckel, der sich an der Grenze zwischen Medianfeld und Hinterende befindet, ragt besonders bei der R, aber auch bei der L weit über den Schalenrand hinaus (vgl. Taf. 5, Fig. 8, 9). Zwischen diesen beiden am äußeren dorsalen Vorder- bzw. Hinter-Rand des Medianfeldes sitzenden Wülsten kann man dorsal noch zwei ganz schwache Erhebungen erahnen, wie z. B. an der R Taf. 5, Fig. 8, besser bei der R Fig. 9, wo sich der Dorsalrand über den beiden flachen Erhebungen ebenfalls hochwölbt. Bei der L Fig. 5 ist wohl die hintere der beiden Erhebungen recht gut erkennbar, die vordere scheint mit dem sub-anterodorsalen großen Wulst verschmolzen, doch ist diese Stelle überkrustet. Bei der Larve Fig. 7 kann man keine mittleren Erhebungen erkennen.

Das zentral etwas herausgewölbte Medianfeld unserer Art ist länglich und groß. Über seine gesamte Längserstreckung zieht sich gerade bis unwesentlich gewellt der dünne, mit Perlen locker besetzte Ventraloidwulst. Ein ganz schmales Band von Perlen zierte auch den Dorsalrand. Die beiden großen äußeren subdorsalen buckeligen Wülste tragen ebenfalls perlenartige Knötchen. Die Schalenoberfläche zumindest des Medianfeldes ist retikuliert.

Maße des Holotypus: Länge 0,98 mm, Höhe 0,49 mm.

Beziehungen: Am ehesten ist unsere Art mit *Margarobairdia weii* n. sp. zu vergleichen, die wie unsere Art ein niedriges Gehäuse hat, im Gegensatz zu ihr aber einen ovaleren Seitenumriß, und einen ähnlich dünnen, aber gewellten Ventraloidwulst. Die beiden äußeren subdorsalen Wülste hat *M. weii* zwar ebenfalls kräftig entwickelt, doch ragen sie niemals in so markanter Weise weit über den Schalenrand hinaus wie bei *M. exigua* (vgl. Taf. 4, Fig. 4 und Taf. 5, Fig. 8); außerdem fehlt unserer Art der für *M. weii* typische Wulst genau in der Mitte der subdorsalen Reihe.

Die Unterschiede zu *M. zapfei* n. sp., die vor allem im Umriß des G, Ventraloidwulst und mittleren subdorsalen Buckel liegen, sind bei *M. zapfei* näher ausgeführt.

Ähnlichkeit vor allem im Umriß der R, in der Ausbildung des Ventraloidwulstes und besonders bei den weit herausragenden äußeren subdorsalen Wülsten besteht zu *Margarobairdia margaritifera sinica* n. ssp. (vgl. Taf. 5, Fig. 8 mit Taf. 3, Fig. 6, 8). Doch hat diese, ebenso wie *M. margaritifera margaritifera* KR.-T., im Gegensatz zu unserer Art einen sehr kräftigen dritten subdorsalen Buckel und, als augenfälligsten Unterschied, zwei buckelige Flecken im Zentralbereich des Medianfeldes aufzuweisen.

Superfamilia: Cytheracea BAIRD, 1850

Genus: *Gruendelicythere* KOZUR, 1971

Gruendelicythere ampelsbachensis KOZUR & BOLZ, 1971

Taf. 6, Fig. 1—7; Taf. 7, Fig. 10

* 1971 *Gruendelicythere ampelsbachensis* KOZUR & BOLZ n. sp. in:
BUNZA & KOZUR, S. 24, Taf. 6, Fig. 6—10

Bemerkungen: *Gruendelicythere ampelsbachensis*, eine sehr zarte, kleinwüchsige und charakteristische Form, wurde aus Kössener Schichten (Obertrias, Sevat) des Ampelsbaches NE Achenkirch in Tirol, Österreich, 1971 erstbeschrieben und seither noch aus keinem weiteren Fundpunkt nachbeschrieben. Wie nun anhand meiner Probenaufsammlungen festgestellt werden kann, ist gerade diese Art eine der langlebigsten innerhalb der Trias — sie kann bis jetzt vom Oberanis bis zum Rhät nachgewiesen werden — und außerdem tethysweit verbreitet. Neben dem Erstfund ist sie mir von folgenden Punkten bekannt (genaue Fundortangabe siehe in der Tafelerläuterung zu Taf. 6):

- a) Rhät nov. sens. (Sevat?)
Zlambachmergel der Roßmoosalm bei Goisern, Salzkammergut, Ober-Österreich (Fig. 5)
- b) Karn
Raibler Schichten s.l. des Kämpferbaches bei Raibl, Julische Alpen, Italien (Fig. 6, 7)

- c) Unterkarn (Cordevol)
Seelandschichten vom Seelandbach SW Plätzwies bei Schluderbach, Südtiroler Dolomiten, Italien (Fig. 1, 2)
- d) Oberanis
Mergel des Leidapo-Profiles bei Guiyang in Südechina (Fig. 3, 4; Taf. 7, Fig. 10)

In allen genannten Probepunkten kommt unsere Art nur selten vor, KOZUR macht über den Fundort Ampelbach keine Materialangabe. Die Übereinstimmung der aufgefundenen Exemplare aus allen Fundpunkten inklusive China ist verblüffend absolut. Jeder Knoten samt den beiden subdorsal waagrecht in der Sulcus-Rinne sitzenden kleinen Knötchen hat seine gleiche Position und Gestalt, geringe Größenunterschiede sind erhaltungsbedingt. Auch die vermeintlich glatte Schale des Exemplares Fig. 6, 7 von Taf. 6 ist bloß durch die schlechte Erhaltung bedingt. Gegenüber der Erstbeschreibung kann daher korrigiert werden, daß bei normal guter Erhaltung z. B. die parallel zum Hinterrand verlaufende, gut entwickelte Randrippe auch deutlich zu sehen ist (Taf. 6, Fig. 1, 3, 4, 5; abgewittert und daher undeutlich bei Fig. 6), oder die beiden (sub-)dorsalen Knoten in der hinteren Schalenhälfte nicht „zwei flache, undeutliche Knoten“ darstellen, sondern meist gut und kräftig ausgebildete Erhebungen, und zwar bei allen mir vorliegenden Exemplaren samt jenen aus dem Rhät der Roßmoosalm. Der äußere der beiden Knoten im zentralen Teil der vorderen Schalenhälfte ist wesentlich größer, länglich, je nach Erhaltung mehr oder weniger weit herausragend. Der hintere, größere der beiden ventral-zentral gelegenen Knoten läuft in eine Spitze aus (Taf. 6, Fig. 2, 4, 5), die aber auch nicht immer erhalten ist (Taf. 6, Fig. 6, 7). Über den Schaleninnenbau kann auf Grund meines Materials keine Aussage getroffen werden, da die isolierten Kl aus dem chinesischen Fundort total verkrustet sind und von den europäischen Fundpunkten nur geschlossene G vorliegen.

Gruendelicythere leidapoensis n. sp.

Taf. 8, Fig. 1—6

Derivatio nominis: Nach dem locus typicus Leidapo.

Holotypus: ♂ L Taf. 8, Fig. 3. Sammlung KRISTAN-TOLLMANN, V 113, Geologisches Institut der Universität Wien.

Locus typicus: Leidapo 30km S Guiyang in Südechina (Abb. 1), Probe CH 48.

Stratum typicum: Kalkführende Mergelserie der oberanisischen Leidapo-Subformation in der anisischen Qingyan-Formation, Mittel-Trias.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Gruendelicythere* KOZUR, 1971, mit folgenden Besonderheiten: G sehr kleinwüchsig, länglich, aber verhältnismäßig hoch und dick. Sulcus deutlich, in der Schalenmitte, vom Dorsal- bis zum Ventralrand reichend. Beidseits des Sulcus dorsal je eine höckerförmige, gerundete Aufblähung. Anteroventral vom Sulcus eine, posteroventral vom Sulcus zwei große höckerige Anschwellungen. Medianer Gehäuseteil durch senkrechte Eindellungen vom aufgeblähten Vorder- und Hinterende abgehoben. Breiter Randsaum am Vorder- und Hinterende. Größte G-Dicke bei der ersten Schwellung hinter dem Sulcus. Ventralfläche in der gesamten G-Länge sehr verbreitert und abgeflacht, längsberippt, im hinteren Mittelabschnitt geflügelt.

Beschreibung: Diese sehr charakteristische und auffällige, dicke, mit höckerigen Anschwellungen versehene *Gruendelicythere* stellt unter den kleinwüchsigen

Ostracoden von Leidapo eine der häufigsten Arten dar. Da bisher von der Gattung *Gruendelicythere* nur eine einzige Form bekannt war, ist es sehr interessant, diese neue Art, die durch ihre generischen Merkmale klar hierherzustellen ist, durch sehr viele eigenständige Charakteristika vom Generotyp jedoch haushoch verschieden ist, in reichlicher Individuenzahl etwas eingehender untersuchen zu können.

G sehr kleinwüchsig, gleichklappig, im Seitenumriß subrectangular mit flach gerundetem Vorder- und Hinterende. G zwar länglich, aber verhältnismäßig hoch und sehr dick. Dorsalrand gerade, Ecken recht markant, Dorsal- und Ventralrand zum niedrigeren Hinterende etwas zusammenlaufend. Sulcus tief, in leicht gewellter Linie in der Schalenmitte vom Dorsalrand bis zum Ventralrand reichend. Medianfeld stark gebläht, durch seichte senkrechte Eindellungen vom ebenfalls geschwellten Vorder- und Hinterende abgesetzt. Schwellung des gesamten G von dorsal nach ventral zunehmend, zu der in ganzer Länge enorm verbreiterten und abgeflachten Ventralfläche. Ventralfläche breit mit größter Breite hinter der G-Mitte, längsberippt, im hinteren Mittelteil geflügelt. Die Grobskulptur bleibt auf das Medianfeld beschränkt und besteht aus insgesamt fünf großen buckelförmigen Anschwellungen: Zwei davon liegen subdorsal unmittelbar vor und hinter dem Sulcus, ventral befinden sich die restlichen drei, und zwar einer — etwas höher gerückt — wieder vor dem Sulcus, zwei hinter ihm. Die beiden hinteren ventralen Schwellungen ragen am weitesten heraus. Zwischen dem vorderen dorsalen und ventralen Buckel ist eine dritte, ganz flache Schwellung undeutlich und nicht immer erkennbar. Augenknoten sind recht gut entwickelt. Vorder- und Hinterende haben einen breiten Randsaum. Die Schale ist retikuliert.

Sexualdimorphismus ist bei dieser Art sehr deutlich ausgeprägt: Die häufigeren ♀♀ haben ein wesentlich höheres und dickeres G (Taf. 8, Fig. 1, 2, 5) als die ♂♂ (Taf. 8, Fig. 3, 4, 6).

Maße des Holotypus: Länge 0,32 mm, Höhe 0,16 mm.

Beziehungen: Vom Generotypus *G. ampelsbachensis* ist unsere Art sowohl durch die Proportionen des Gehäuses als auch durch die Skulptur sehr wesentlich unterschieden. Unsere Art ist viel gedrungener, höher und dicker — man vergleiche die ♂♂ beider Arten aus dem gleichen Fundort Leidapo in Seitenansicht auf Taf. 6, Fig. 4 und Taf. 8, Fig. 3, sowie deren Grobskulptur, von welcher besonders auf die ventrale geflügelte Partie mit dem einzelnen, ausladenden, in einer Spitze endenden Knoten bei *G. ampelsbachensis* im Gegensatz zu den zwei weit hinausragenden Schwellungen bei *G. leidapoensis* unmittelbar hinter dem Sulcus hingewiesen werden soll. Die unterschiedliche Dicke der G kommt bei einem Vergleich beider Arten in einer Ansicht von oben deutlich zum Ausdruck (Taf. 6, Fig. 2, 7; Taf. 8, Fig. 6 bzw. Fig. 5, G von unten).

Ähnliches gilt für den Unterschied zu *G. pedracensis* n. sp.

Gruendelicythere pedracensis n. sp.
Taf. 17, Fig. 1

Derivatio nominis: Nach dem locus typicus Pedraces.

Holotypus: G Taf. 17, Fig. 1. Sammlung KRISTAN-TOLLMANN, V 114, Geologisches Institut der Universität Wien.

Locus typicus: Große Rutschung 2,2 km WNW St. Leonhard-Abtei, oberhalb Pedraces, Ostseite des Höhenzuges Kote 1866 SE vom Joel-Joch in einer Höhe von etwa 1700 m, oberhalb einer 10 m mächtigen Steinmergel-Oolith-Zone, Probe x 81, Südtiroler Dolomiten (siehe E. KRISTAN-TOLLMANN 1970, Abb. 4).

Stratum typicum: Cassianer Mergel, Cordevol, Ober-Trias.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Gruendelicythere* KOZUR, 1971, mit folgenden Besonderheiten: G sehr kleinwüchsig, länglich und schmal, mit gut entwickeltem Augenknoten und nur seichtem, nicht besonders markantem Sulcus. In der vorderen Schalenhälfte je ein zentraler und ein anteroventraloider Knoten, in der hinteren Hälfte unmittelbar hinter dem Sulcus dorsal ein hoher Knoten und ventral ein weit ausladender, langer und kräftiger, schräg nach außen hinten gerichteter Dorn.

Beschreibung: Da bisher von *Gruendelicythere* nur eine einzige Art bekannt war, die oben beschriebene zweite Art aus China in Form und Skulptur ziemlich stark vom Generotypus abweicht, unsere hier vorgestellte nächste Art jedoch im Hinblick auf ihre Gestalt und auch auf die Grobskulptur wieder wesentlich näher zur generischen Typusart steht, soll sie als Ergänzung hier ebenfalls beschrieben werden, obwohl sie zum chinesischen Material nicht in direkter Beziehung steht.

G sehr kleinwüchsig, gleichklappig, länglich, schmal, im Seitenumriß subrectangular mit breiterem, gut gerundetem Vorderende und schmalerem, wenig gerundetem Hinterende. Dorsalrand und Ventralrand gerade, nach hinten konvergierend. Dorsalecken. Augenknoten gut entwickelt. Vorderende mit Randsaum, am Hinterende befindet sich wie beim Generotypus eine Randrippe. Seichter Sulcus vor der Schalenmitte. An Grobskulptur gibt es auf jeder Klappe vier große, weit herausragende Knoten. In der vorderen Schalenhälfte befindet sich ein Knoten zentral unmittelbar vor dem Sulcus, der zweite Knoten liegt anteroventraloid und setzt sich, in eine Rippe verlängert, schräg abwärts gerichtet, ein Stück nach hinten fort. In der hinteren Schalenhälfte befinden sich ebenfalls zwei Knoten, und zwar liegt der eine dorsal hinter dem Sulcus, der andere schließt ventral unmittelbar an den Sulcus an, in Form eines besonders weit ausladenden, kräftigen, langen, schräg nach außen hinten abstehenden Dorns. Die Schale ist retikuliert und zusätzlich mit einigen kleinen Knoten besetzt.

Maße des Holotypus: Länge 0,40 mm, Höhe 0,17 mm.

Beziehungen: Gegenüber dem Generotypus *G. ampelsbachensis*, mit dem unsere Art in der Gestaltung des Seitenumrisses weitgehend übereinstimmt, hat unsere Art auf jeder Kl um zwei große Knoten weniger, die zudem eine andere Position einnehmen. Gegenüber *G. leidapoensis* gilt mit geringer Abwandlung das gleiche, wie dort gegenüber *G. ampelsbachensis* ausgeführt worden ist.

Genus: *Judahella* SOHN, 1968 (April)

Ophthalmonodella KNÜPFER & KOZUR, 1968 (Mai)

Subgenus: *Judahella* SOHN, 1968

Judahella (Judahella) tuberculifera (GÜMBEL, 1869)

Taf. 7, Fig. 11; Taf. 17, Fig. 2—6, 9—15; Taf. 18, Fig. 1—8; Taf. 19, Fig. 1—8

- * 1869 *Cythere tuberculifera* n. sp. — GÜMBEL, S. 184, Taf. 6, Fig. 37 a, b.
- 1958 *Cythere tubulifera* Gumb. — STYK, S. 170, Abb. 2, Fig. 2 a, b.
- 1968 *Judahella tsorfatia* Sohn, n. sp. — SOHN, S. 15, Taf. 3, Fig. 6, 7, 11—16, 20, 21.
- 1968 *Ophthalmonodella reticulata* n. sp. — KNÜPFER & KOZUR, S. 328, Taf. 1, Fig. 1 a—c, 2, 4—9, 11 a, b, 12; Abb. 3.

1974 *Judahella tsorfatia* SOHN, 1968 — KOZUR in: KOZUR et al., S. 35, Taf. 2, Fig. 1, 2.

1979 *Judahella tuberculifera* (GUMBEL 1869) — LIEBERMAN, S. 102, Taf. 5, Fig. 1.

Bemerkungen: a) zur Gattung: *Judahella* hat gegenüber *Ophthalmonodella* (siehe oben) die Priorität, doch hat KOZUR 1970, S. 441, *Judahella*, deren Priorität er zwar anerkennt, lediglich als Untergattung von *Triassinella* SCHNEIDER, 1956, gelten lassen. Als Gründe hierfür führt er die äußere Ähnlichkeit zwischen den beiden Generotypen *Triassinella chramovi* und *Judahella tsorfatia* sowie die Gleichheit der inneren Schalenmerkmale bei beiden Gattungen an. Dem ersten Grund kann ich mich nach Vergleich der beiden Generotypen sowie nach Vergleich der Arten, die nachfolgend zurecht jeweils zu den beiden Gattungen zugeordnet worden sind, keineswegs anschließen, für den zweiten Punkt fehlt mir entsprechend gut erhaltenes Vergleichsmaterial. Doch hat KOZUR 1971, S. 24f. selbst wieder seine 1970 aufgestellte Version fallen gelassen und *Judahella* (zu Recht) abermals als selbständige Gattung, vor allem wegen der divergierenden Skulpturmerkmale, rehabilitiert.

b) zum Artnamen *tuberculifera*: Bei Aufstellung seiner neuen Art hat GUMBEL 1869, S. 184 im Text den Namen *tuberculifera* eingeführt, die „Tuberkeltragende“, nach den „dornähnlichen Wärzchen in zwei Reihen“, ein sehr bezeichnender Name. In der Erläuterung S. 186 zur Fig. 37 von Taf. 6, der Abbildung dieser Art, jedoch steht *tubulifera*, ein Druckfehler, welcher zudem durch Seitennachrang keine Bedeutung hat. Obwohl darauf schon TRIEBEL & KLINGLER 1959, S. 343 sowie SOHN 1968, S. 14f. hingewiesen haben, wird die Art bei KNÜPFER & KOZUR 1968, S. 323 wieder als *tubulifera* — zugewiesen zu *Ophthalmonodella* — geführt. Es sei daher hier nochmals darauf aufmerksam gemacht, daß in der Tafelerläuterung ein Druckfehler vorliegt, und daß der richtige Artnamen *tuberculifera* lauten muß.

c) zur Synonymieliste: Die bei GUMBEL 1869, Taf. 6, Fig. 37 a, b abgebildete rechte Klappe ist nach dem Umriß ein erwachsenes Individuum oder höchstens eine letzte Larve. Klappen dieses Stadiums dieser Art haben dorsal bereits alle vier Dornen entwickelt, nur die frühen Larven können erst noch nur drei Dornen aufweisen — worauf später noch eingegangen wird. Andererseits bildet GUMBEL bei seinem Exemplar nicht nur dorsal drei Dornen ab, sondern ventral ebenso drei Dornen. Dazu schreibt er (S. 184): „... tragen sechs ziemlich derbe, dornähnliche Wärzchen in zwei Reihen ...“. Aus der Untersuchung des ebenfalls von Raibl eingeholten Ostracoden-Materials geht klar hervor, daß die dort auftretende *Judahella* der *Judahella tuberculifera* (GUMBEL) entspricht, die aber adult dorsal vier Dornen, ventral zwei Dornen aufweist (vgl. auch O. STYK 1958, Abb. 2, Fig. 2 und H. LIEBERMAN 1979, Taf. 5, Fig. 1). Für den offensichtlichen Irrtum in der Darstellung bei GUMBEL können zwei Gründe verantwortlich sein: Entweder GUMBEL hat die etwas schematische, aber die charakteristischen Kennzeichen doch deutlich wiedergebende Zeichnung aus dem Gedächtnis niedergelegt, sechs Dornen in zwei Reihen in Erinnerung gehabt und sie dann irrtümlich drei zu drei verteilt. Für eine Gedächtnis-Wiedergabe spricht auch, daß er die Dornen nach vorne gerichtet zeichnet, während sie in Wirklichkeit im rechten Winkel abstehend bis rückwärts geneigt sind, niemals aber nach vorne. Die zweite Möglichkeit wäre, daß GUMBEL doch ein spezielles, konkretes Exemplar abgebildet hat, dessen posterodorsaler Dorn durch Beschädigung oder völlige Abwitterung nicht mehr vorhanden, die Abbruchstelle ebenfalls nicht gut sichtbar war, dafür aber zwischen den zwei

großen ventralen Dornen noch ein dritter festgestellt werden konnte, so daß er wieder auf insgesamt sechs Dornen kam. So einen dritten zwischenliegenden ventralen Knoten beschreiben KNÜPFER & KOZUR 1968, S. 329 für *O. reticulata*, die mit *Judahella tuberculifera* gleichzusetzen ist, sehr treffend: „... dazwischen und etwas weiter unten gelegen ist meist ein weiterer breiter, flacher Knoten entwickelt“ — vergleiche hiezu Fig. 3, besonders Fig. 4 von Taf. 18, wo ebenfalls ein dritter, flacher Knoten im Ansatz erkennbar ist. Allerdings sitzen die beiden ventralen Dornen bei dem Material von Raibl wesentlich enger beieinander als bei den bekannten Exemplaren von der Scorteschlucht oder von Reinkenlagen (KNÜPFER & KOZUR); so eng, daß der Ansatz zu einem dritten Dorn dazwischen kaum mehr Platz hätte. Auf jeden Fall hat GUMBEL die drei ventralen Knoten in den beiden vorderen Dritteln der Kl eingetragen, was ebenfalls den Gegebenheiten bei erwachsenen Exemplaren der Art *tuberculifera (reticulata)* entspricht (vgl. hiezu Taf. 18, Fig. 3, 4). Im Gegensatz hiezu hat die Unterart *J. tuberculifera gerryi* SOHN ihren dritten ventralen Knoten am Hinterende plaziert, wie weiter unten noch ausgeführt wird.

Nach dem Umriss des gezeichneten Exemplares Fig. 37a mit dem breit gerundeten, kaum verschmälerten Hinterende hat GUMBEL ein erwachsenes Individuum dargestellt. Erwachsene Exemplare dieser Konfiguration haben in Raibl immer vier dorsale Dornen (vgl. Taf. 19, Fig. 2, 3; LIEBERMAN 1979, Taf. 5, Fig. 1). Späte Larven mit allerdings noch schmaler und spitz zulaufendem Hinterende jedoch weisen im Fundpunkt Raibl meist nur drei dorsale Dornen auf, der hinterste fehlt (siehe Taf. 19, Fig. 1, 5, 8). So scheint mir auch diese kombinierte Darstellung des Erwachsenen-Umrisses mit den nur drei dorsalen Dornen des larvalen Zustandes bei GUMBEL's Fig. 37 für die erste Möglichkeit einer Gedächtnis-Wiedergabe zu sprechen.

Kurzcharakteristik: Zartes, sehr kleines, längliches, kahnförmiges G mit völlig geradem, waagrechttem Dorsalrand, Dorsalecken, breit gerundet herausgewölbtem Vorder- und Hinterende; geradem, im Mittelabschnitt etwas konkav einzogenem Ventralrand, hier auch kleiner Ventralfläche. Dünne flache Rippe am Vorder- und Hinterrandsaum, mit kleinen Knötchen besetzt (Taf. 18, Fig. 2, 7). Vier große, kräftige, je nach Erhaltung längere oder kürzere Knoten unmittelbar unterhalb des Dorsalrandes mit gleichen Abständen nebeneinander aufgereiht, zweiter vorderer Knoten meist etwas tiefer angesetzt als die übrigen. Ventral zwei ebenfalls kräftige, große, rundliche, länglich abstehende Knoten in den beiden vorderen G-Dritteln, mit weiterem oder engerem Abstand zueinander. Bei weiter voneinander entfernten Knoten oft dazwischen, tiefer angesetzt, ein dritter flacher Knoten bei erwachsenen Exemplaren ausgebildet. Gesamte Schale retikuliert. Dorsale und ventrale lange Knoten an ihrer gerundeten Spitze mit breiten, fleckenförmigen Warzen besetzt (Taf. 19, Fig. 1, 5—8; Taf. 18, Fig. 4).

Große Variationsbreite wird z. T. vorgetäuscht durch Sexualdimorphismus und ontogenetisch bedingte Veränderung des Seitenumrisses sowie der Anzahl, Gestalt und Plazierung der Knoten. Frühe Larven haben einen eher subtriangularen Umriss, obwohl auch das zwar kleinere Hinterende doch auch meist schon breit gerundet ist (Taf. 17, Fig. 3—6, 10, 11, 13, 14; Fig. 9 ist posteroventral leicht beschädigt). Mit fortschreitender G-Größe wird auch das Hinterende immer breiter, bis es nahezu die gleiche Größe wie das Vorderende erreicht hat, der Ventralrand liegt parallel zum Dorsalrand (vgl. Taf. 18, Fig. 1, 2 und 3, 4). Auch wird mit zunehmendem Alter das Hinterende immer länger, so daß sich die Proportionen

verschoben: Die beiden ventralen Knoten liegen zunächst meist im Mittelabschnitt (Taf. 17, Fig. 3—6, 11; Taf. 18, Fig. 1, 2), bei letzten Larven und Erwachsenen aber in den beiden vorderen Dritteln (Taf. 18, Fig. 3, 4). Gerade ein langes, verdicktes Hinterende (Taf. 18, Fig. 4, 8) scheint mir eher, im Gegensatz zu KNÜPFER & KOZUR, für weibliche Exemplare zu sprechen; diese Frage ist noch nicht geklärt (einige G bei KNÜPFER & KOZUR, Taf. 1, Fig. 3, 20, 21, 28 sind verkehrt montiert, oben ist hinten). Bei den ganz frühen Larven dieser Art kann der vierte, posterodorsale Knoten noch völlig fehlen (siehe Taf. 17, Fig. 3—5, 9) oder erst schwach ausgebildet (Taf. 17, Fig. 6, 10) bis kräftig entwickelt sein (Taf. 17, Fig. 11, 12, 13). Von den ventralen Knoten liegt bei den frühesten Larven der vordere oft noch höher als der hintere (Taf. 17, Fig. 3—6, 11, 13), erst später haben beide ungefähr gleichen Abstand vom Ventralrand (Taf. 18, Fig. 1—4).

Verbreitung: *Judahella tuberculifera* gehört zu jenen wenigen Trias-Ostracoden, die sowohl im germanischen als auch im alpinen Faziesbereich der mittleren und oberen Trias beheimatet gewesen sind. Bis jetzt ist sie vom M.-Anis (nach KOZUR et al. 1974, S. 35 sogar schon ab oberstem Skyth des Germanischen Beckens) bis zum Rhät von Europa und aus dem O.-Anis von Südchina nachgewiesen. Es sind folgende Fundpunkte (genaue Angaben bei den schon publizierten Orten siehe in der jeweiligen Arbeit, bei den neuen Punkten in der Tafelerläuterung zu Taf. 17, 18, 19):

- 1869 GUMBEL: „Schichten mit *Myophoria Raibliana* von Raibl“, Karn, Raibl, Italien.
 1958 STYK: Muschelkalk, [Anis? Ladin?], Heiligenkreuz-Berge, Polen.
 1968 SOHN: O. Muschelkalk, „Terebratula-Limestone“, LADIN, NW Faulquemont, Frankreich.
 1968 KNÜPFER & KOZUR: U. Muschelkalk, Anis, Bohrung Reinkenhagen 1/58, Deutschland.
 1974 KOZUR et al.: O.-Ladin der Betischen Kordillere, Spanien.
 1979 LIEBERMAN: Raibler Schichten, M.-Karn, Jul, Raibler Scharte, Raibl, Italien.

Neue Fundpunkte:

- a) Rhät: Placklesschichten, Plackles, Hohe Wand bei Wiener Neustadt, Österreich (Taf. 17, Fig. 2).
 b) M.-Karn: Raibler Schichten, Kämpferbach, Raibl, Italien (Taf. 17, Fig. 5, 6; Taf. 19, Fig. 1—8).
 c) U.-Karn: Cassianer Schichten, Ruones Wiesen bei Corvara, Südtirol, Italien (Taf. 17, Fig. 3, 4).
 d) O.-Anis: Mergel des Leidapo-Profiles bei Guiyang in Südchina (Taf. 7, Fig. 11).
 e) M.-Anis: Mergel und Mergelkalke der Scorteschlucht bei Recoaro, Italien (Taf. 17, Fig. 9—15; Taf. 18, Fig. 1—8).

Mit den beiden neu hinzugekommenen Fundpunkten O.-Anis von Leidapo in Südchina und Rhät vom Plackles, Österreich, hat *Judahella tuberculifera* die meines Wissens beachtlichste Verbreitung sowohl in stratigraphischer wie fazieller als auch regionaler Hinsicht unter den Trias-Ostracoden.

Judahella (Judahella) tuberculifera pulchra (KNÜPFER & KOZUR, 1968)
 Taf. 17, Fig. 7, 8

* 1968 *Ophthalmonodella pulchra* n. gen. n. sp. — KNÜPFER & KOZUR, S. 323, Taf. 1, Fig. 3a—c, 10, 13—24; Abb. 1, 2.

Bemerkungen: Obwohl *J. tuberculifera pulchra* in Leidapo bis jetzt nicht nachgewiesen ist, soll sie hier kurz mitbehandelt werden, weil sie eng mit der Nominatunterart verbunden ist, die Zusammenhänge hier aber erst klargestellt werden.

Wie aus der Diagnose und vor allem auch aus der Beschreibung bei KNÜPFER & KOZUR hervorgeht (S. 323, 326f.), stimmt *J. pulchra* bis auf den ventralen Part des G völlig mit *J. tuberculifera* überein — so treffen z. B. alle Merkmale, die auf S. 326 für *J. pulchra* beschrieben werden, auf die Exemplare von der Scorteschlucht, Taf. 18 zu, die ja eindeutig zu *J. tuberculifera* gehören, bis eben auf die Ausbildung der ventralen Knotenreihe. *J. pulchra* hat ventral drei Knoten, wobei die beiden mittleren zu einer kleinen Ventralrippe verbunden sein können, während der posteroventrale Knoten isoliert ganz außen am Hinterende sitzt (vgl. Taf. 17, Fig. 7, 8). Die enge verwandtschaftliche Bindung der beiden Formen *tuberculifera* und *pulchra*, beide ja durch vier dorsale Knoten gekennzeichnet, kommt auch dadurch zum Ausdruck, daß ihre Larven zuweilen gegenseitig sozusagen ausgetauscht werden könnten: Einerseits schreiben KNÜPFER & KOZUR auf S. 327 zur Ontogenese: „Der posteroventrale Knoten ist sehr schwach entwickelt oder fehlt auch völlig.“ Andererseits zeigen frühe Larven von *J. tuberculifera* aus unserem Material wiederum Ansätze zu einem dritten, posteroventralen Knoten (vgl. Taf. 17, Fig. 2, 10, 13). Da auch *J. pulchra* wie *J. tuberculifera* kräftig retikuliert ist (siehe Taf. 17, Fig. 7, 8), somit auch in der Schalenbeschaffenheit kein Unterschied besteht, kann *J. pulchra* nur als Unterart von *J. tuberculifera* abgetrennt werden.

Judahella gerryi SOHN, 1968: Nach Diagnose, Beschreibung und Abbildung stimmt *J. gerryi* im ventralen G-Teil mit der Unterart *J. tuberculifera pulchra* überein, hat ihr gegenüber jedoch nur drei dorsale Knoten statt vier. Nach der Ausbildung der auf Taf. 2, Fig. 23 und Taf. 3, Fig. 18, 19 bei SOHN dargestellten Exemplare mit dem typischen Seitenumriß mit breit gerundetem Hinterende dürften dies frühe Larven sein. Wie wir aber von frühen Larven der Art *J. tuberculifera* wissen, können gerade bei ihnen erst nur drei dorsale Knoten vorhanden sein, der posterodorsale vierte Knoten kann noch fehlen (Taf. 17, Fig. 3—5, 9) — etwa wie bei den SOHNSchen Exemplaren. Diese könnten also auch nichts anderes als die frühen Larven der Unterart *J. tuberculifera pulchra* — mit den drei typischen ventralen Knoten wie diese, und drei dorsalen Knoten als ontogenetisch bedingter, noch nicht voller Entwicklung — darstellen. Dann wären beide zu einer Unterart zu vereinen, welcher aus Prioritätsgründen der Name *Judahella tuberculifera gerryi* SOHN zustünde. Wenn aber das Merkmal der nur drei dorsalen Knoten konstant bleibt, ist *J. gerryi* als selbständige Art zu belassen. Gewiß wird sich diese Frage nach dem Vergleich von mehr Material auch aus anderen Fundpunkten endgültig klären lassen.

Verbreitung: *J. tuberculifera pulchra* wurde aus dem Röt der Bohrung Reinkenhausen 1/58, Deutschland, erstbeschrieben. Unsere Exemplare stammen aus rhätischen Zlambachmergeln des Grünbachgrabens bei St. Leonhard/Salzburg, Österreich. Somit zeichnet sich für diese Unterart zumindest in bezug auf Fazies und Stratigraphie eine gleiche weite Spanne ab, wie wir sie bereits von der Nominat-Unterart kennen.

Judahella (Judahella) acienodosa n. sp.
Taf. 8, Fig. 7; Taf. 11, Fig. 9

Derivatio nominis: Nach der waagrechten Knotenreihe auf dem Medianfeld.

Holotypus: G Taf. 11, Fig. 9. Sammlung KRISTAN-TOLLMANN, V 115, Geologisches Institut der Universität Wien.

Locus typicus: Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina (Abb. 1), Probe CH 48.

Stratum typicum: Kalkführende Mergelserie der oberanischen Leidapo-Subformation in der anischen Qingyan-Formation, Mittel-Trias.

Diagnose: Eine Art der Untergattung *Judahella* SOHN, 1968, mit folgenden Besonderheiten: Dorsal zwei Knoten vor dem Sulcus, dahinter ein länglicher Wulst. Direkt unterhalb des Wulstes ein kleiner Knoten. Im Mittelfeld eine waagrechte Reihe von vier großen Knoten und je einem kleinen Knoten zwischen den beiden äußersten großen Knoten. Vom anteromedianen Knoten zieht sich ein schmaler flacher Wulst zum Ventralrand und endet hinten etwas knotig gerundet, kaum verdickt, mit Ende des zweiten G-Drittels.

Beschreibung: G zartschalig, sehr klein, länglich, fast rechteckig mit nur wenig höherem Vorder- als Hinterende. Dorsalrand lang und gerade, Dorsalecke hinten nur angedeutet, vorne markanter. Vorder- und Hinterende breit gerundet herausgewölbt, Rand leicht verdickt. Ventralrand gerade oder im Mittelabschnitt wenig konkav eingezogen. Unmittelbar unterhalb des Dorsalrandes befinden sich hintereinander zwei große Knoten und ein Wulst. Vor dem vor der G-Mitte liegenden, bis zur medianen Knotenreihe reichenden Sulcus liegen die beiden anterodorsalen Knoten, gleich nach dem Sulcus beginnt der schmale, aber hohe Wulst, der ungefähr die Länge eines G-Viertels hat und in der Höhe (oder knapp davor) des hintersten medianen Knotens endet. Direkt unterhalb dieses Wulstes liegt in der vorderen Hälfte ein kleiner halbkugeliger Knoten. Der anterodorsale Knoten setzt sich als schmaler Wulst parallel zum Rand des Vorderendes abwärts fort und endet, allmählich abnehmend zugespitzt, noch oberhalb der medianen Knotenreihe. In seiner Fortsetzung kann man aber noch einige kleine Knötchen parallel zum Vorderrand aufgereiht feststellen (Taf. 11, Fig. 9). In ganzer Länge des Medianfeldes erstreckt sich eine waagrechte Knotenreihe aus vier großen Knoten, von denen die beiden mittleren, beidseits des Sulcus befindlichen, enger beieinander stehen. Zwischen ihnen und dem jeweils äußeren Knoten schaltet sich je ein ganz kleiner Knoten ein, posteromedian kann auch noch ein kleines Knötchen sitzen. Vom anteromedianen Knoten abwärts zieht sich in kleinem Bogen ein schmaler, flacher Wulst zum Ventralrand und endet hinten mit kleinem gerundetem Knoten, aber nicht oder nur wenig verdickt, mit Ende des zweiten G-Drittels. Einige kleine Knötchen können zusätzlich auf der Schalenoberfläche verteilt sein, Retikulation war zufolge ungenügender Schalenhaltung nicht feststellbar.

Maße des Holotypus: Länge 0,26 mm, Höhe 0,13 mm.

Beziehungen zu den anderen beiden *Judahella*-Arten mit posterodorsalem Wulst siehe im folgenden bei diesen.

Judahella (Judahella) callosa n. sp.
Taf. 8, Fig. 8; Taf. 11, Fig. 7, 8, 10

Derivatio nominis: Nach der posterodorsalen Schwiele.

Holotypus: G Taf. 11, Fig. 10. Sammlung KRISTAN-TOLLMANN, V 116, Geologisches Institut der Universität Wien.

Locus typicus: Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina (Abb. 1), Probe CH 48.

Stratum typicum: Kalkführende Mergelserie der oberanischen Leidapo-Subformation in der anischen Qingyan-Formation, Mittel-Trias.

Diagnose: Eine Art der Untergattung *Judahella* SOHN, 1968, mit folgenden Besonderheiten: Sulcus vor G-Mitte. Dorsal vor dem Sulcus zwei Knoten, hinter dem Sulcus eine kurze, breitere Schwiele. Ventral ein langer schmaler Wulst, der vom G-Vorderende bis zum hinteren Ende des Medianfeldes reicht und an beiden Enden mit einem kräftigen Knoten abschließt. Darüber, unmittelbar vor dem Sulcus, befindet sich noch ein dritter großer Knoten.

Beschreibung: G sehr klein, zartschalig, länglich subtriangular. Dorsalrand gerade, Dorsalecke vorne. Ventralrand im Mittelabschnitt konkav eingezogen, zum Hinterende ansteigend; durch den im Gegensatz zum Ventralrand gerade verlaufenden Ventralwulst erscheint das G in Seitenansicht einen parallel verlaufenden Dorsal- und Ventralrand zu besitzen mit wenig herausgewölbtem, breit gerundetem Vorderende und schmalerem, spitzerem, ebenfalls gerundetem Hinterende. Parallel zum Rand des Hinterendes verläuft ein schmaler Wulst. Der flache, leicht gebogene Sulcus liegt vor der G-Mitte und reicht fast bis zum Ventralwulst. Unmittelbar unterhalb des Dorsalrandes befinden sich vor dem Sulcus zwei Knoten, von denen der vordere, etwas kleinere, als Wulst verlängert entlang dem Rand des Vorderendes bis zur halben G-Höhe hinabreicht. Der zweite, kräftigere Knoten ist etwas tiefer angesetzt und liegt direkt am Rande des Sulcus. Hinter dem Sulcus erstreckt sich dorsal eine längliche Schwiele, die ungefähr ein Viertel der G-Länge \pm erreicht. Ein langer schmaler Ventralwulst beginnt anteroventral mit einem rundlichen Knoten und endet hinten in Höhe des Medianfeldendes, leicht absteigend, ebenfalls mit einem Knoten. Oberhalb des Ventralwulstes, vor dem Sulcus an diesem anliegend, befindet sich noch ein kräftiger rundlicher Knoten. Die Schalenoberfläche ist retikuliert.

Maße des Holotypus: Länge 0,30 mm, Höhe 0,14 mm.

Beziehungen: Von *Judahella medionodosa* n. sp., die ebenfalls eine hintere dorsale Schwiele besitzt, unterscheidet sich unsere Art vor allem durch das Fehlen der waagrechten Knotenreihe in der Mitte des Gehäuses. Dafür besitzt unsere Art drei kräftige ventrale Knoten, von denen die beiden äußeren durch den schmalen Ventralwulst miteinander verbunden sind. *Judahella galli gracilis* n. ssp. besitzt wie unsere Art eine kurze hintere dorsale Schwiele, hat darauf jedoch wie auch auf den anderen Knoten kleine Knötchen sitzen. Ventral befinden sich nur zwei Knoten, der anteroventrale Knoten fehlt. Die Schalenoberfläche ist mit einer weitmaschigen, zarten, netzförmigen Retikulation überzogen und am Vorderende sowie auf der hinteren Medianfläche zusätzlich mit kleinen kugeligen Knötchen besetzt.

Judahella (Judahella) galli gracilis n. ssp.

Taf. 9, Fig. 1—4

Derivatio nominis: Nach der zarten Skulptur.

Holotypus: L Taf. 9, Fig. 1. Sammlung KRISTAN-TOLLMANN, V 117, Geologisches Institut der Universität Wien.

Locus typicus: Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina (Abb. 1), Probe CH 40.

Stratum typicum: Kalkführende Mergelserie der oberanisischen Leidapo-Subformation in der anisischen Qingyan-Formation, Mittel-Trias.

Diagnose: Eine Unterart der Art *Judahella (Judahella) galli* KOZUR & BOLZ, 1971, mit folgenden Besonderheiten: Dorsal zwei Knoten vor dem Sulcus, eine kurze Schwiele hinter dem Sulcus, in einigem Abstand von diesem. Submedian vor dem Sulcus ein weiterer Knoten, posteroventral am Ende eines ganz kurzen Wulstes ein abstehender Knoten. Alle Knoten sind mit Würzchen oder Dörnchen besetzt. Auf der retikulierten Schalenoberfläche vereinzelt, in ihrer Position genau festgelegte Knötchen.

Beschreibung: G sehr klein, zartschalig, länglich, subrectangular, schmal. Dorsalrand gerade, Dorsalecken deutlich, Ventralrand ebenfalls gerade bis minimal konkav eingezogen, zum kleineren Hinterende allmählich etwas ansteigend. Vorder- und Hinterende gerundet herausgewölbt. Vor der G-Mitte zieht sich in annähernd gerader Linie der seichte Sulcus vom Dorsalrand bis zum ab dem Sulcus beginnenden kurzen Ventralwulst. Dorsal liegen vor dem Sulcus, knapp unterhalb vom Dorsalrand, zwei hohe Knoten. Der vordere, größere und höher aufragende Knoten geht nach unten in einen kurzen Wulst über, der parallel zum Vorderrand verläuft. Hinter dem Sulcus liegt eine kurze dorsale Schwiele im Mittelteil der hinteren Medianflächenhälfte. Ein weiterer rundlicher bis waagrecht länglicher Knoten befindet sich submedian vor dem Sulcus, während ventral ein kurzer Wulst hinter dem Sulcus beginnt und posteroventral mit einem abstehenden Knoten endet. Diese großen Knoten sind zusätzlich mit kleinen Würzchen oder Dörnchen besetzt. Das leicht aufgeblähte Hinterende ist gegen den verdickten Randsaum des Hinterrandes abgehoben. Auf diesem verdickten Randwulst wie auf dem Vorder- und Hinterrand sitzen zahlreiche kleine Knötchen. Die Schalenoberfläche ist mit einer weitmaschig netzförmigen, zarten Retikulation überzogen. Zusätzlich ist sie mit einzelnen kugelförmigen, glatten Knötchen besetzt, von denen sich zahlreiche am Vorderende befinden, davon z. B. drei schräg untereinander unterhalb vom anterodorsalen Knoten (siehe Taf. 9, Fig. 1, 3, 4). Auf der hinteren Medianflächenhälfte liegen im Dreieck postiert ebenfalls drei Knötchen, davon unterhalb der Schwiele ein Knoten, beidseits oberhalb vom posteroventralen Knoten die restlichen zwei Knötchen (siehe Taf. 9, Fig. 1, 2).

Maße des Holotypus: Länge 0,30 mm, Höhe 0,16 mm.

Beziehungen: Die Beziehungen zwischen den drei *Judahella*-Arten mit posterodorsaler Schwiele werden bei *Judahella (J.) galli gracilis* n. ssp. besprochen.

Mit der Nominat-Unterart *J. galli galli* hat unsere Form sehr viele Gemeinsamkeiten, die bis zu den drei glatten Knötchen über dem posteroventralen Knoten gehen und bis zu den drei Knötchen auf der wulstigen randlichen Verdickung des Hinterendes. Der Hauptunterschied zu *galli galli* besteht in der posterodorsalen länglichen Schwiele, ferner auch darin, daß der anterodorsale Knoten der kräftigste ist, daß zudem die großen Knoten wie auch die Schwiele mit kleinen Würzchen besetzt sind. Außerdem ist unsere Form gegenüber der Nominat-Unterart am Vorderende mit wesentlich mehr kleinen Knötchen bestückt, und die dorsale Knoten-Schwiele-Reihe sitzt ganz hoch oben, unmittelbar unterhalb des dorsalen Schalenrandes.

Die Unterart *J. galli gibbera* n. ssp. hat zwar wie die Nominat-Unterart die selbe Knotenanzahl an den selben Stellen, doch sitzt die dorsale Knotenreihe sehr tief subdorsal, der posterodorsale Knoten ist der kräftigste, nach hinten hornartig verlängert. Die Schale ist grob retikuliert, die kleinen zusätzlichen Knötchen fehlen ganz oder teilweise. Durch die grobe Retikulation sowie den besonders kräftigen, nach hinten dornartig abstehenden posterodorsalen Knoten unterscheidet sich diese Unterart sowohl von *J. galli galli* als auch von *J. galli gracilis*.

Judahella (Judahella) galli gibbera n. ssp.
Taf. 10, Fig. 5—10; Abb. 7

Derivatio nominis: Wegen des gro-
en postero-subdorsalen Höckers.

Holotypus: L Taf. 10, Fig. 9. Sammlung KRISTAN-TOLLMANN, V 118, Geologi-
sches Institut der Universität Wien.

Locus typicus: Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina (Abb. 1), Probe
CH 48.

Stratum typicum: Kalkführende Mergelserie der oberanischen Leidapo-
Subformation in der anischen Qingyan-Formation, Mittel-Trias.

Diagnose: Eine Unterart der Art *Judahella (J.) galli* KOZUR & BOLZ, 1971,
mit folgenden Besonderheiten: Subdorsale Knotenreihe ziemlich tief sitzend. Vor
dem Sulcus zwei kleinere Knoten, hinter dem Sulcus ein sehr kräftiger, hornartig
verlängerter und nach hinten gerichtet abstehender Knoten. Der posteroventrale
Knoten ist ähnlich wie der posterodorsale Knoten entwickelt, aber viel zarter.
Beide enden in gleicher Linie übereinander, das G-Hinterende ist hinter den beiden
Dornen abrupt dünn und bricht hier häufig ab. Schale grob retikuliert.

Beschreibung: G sehr klein, dünnschalig, länglich, subtriangular mit hohem,
breit herausgewölbt gerundetem Vorderende und niedrigem, zugespitztem Hinter-
ende. Dorsalrand gerade oder etwas konkav oder mehrweniger convex gebogen,
Dorsalecken gut bis sehr markant ausgebildet. Ventralrand leicht convex gewölbt,
zum Hinterende etwas schräg ansteigend. Die subdorsale Knotenreihe besteht aus
insgesamt drei Knoten und liegt ziemlich tief. Vor dem etwa in G-Mitte liegenden
Sulcus befinden sich zwei der dorsalen Knoten, von denen der vordere etwas größer

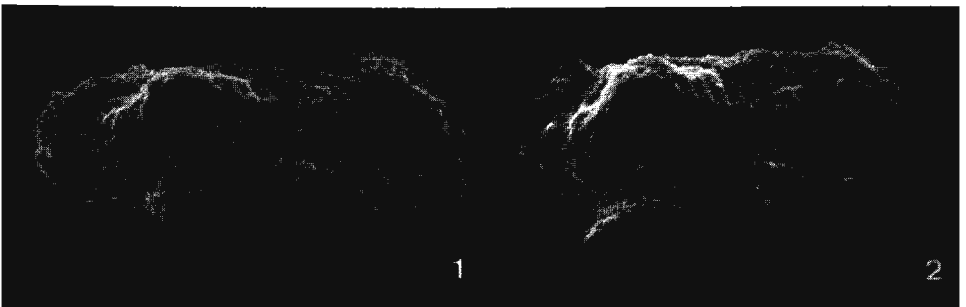


Abb. 7: *Judahella (Judahella) galli gibbera* n. ssp.

Fig. 1, 2: R, 265 ×

Ober-Trias, Unter-Karn (Cordevol), Cassianer Schichten. Ruones-Wiesen
am Westabfall der Pralongia SE Corvara, Südtiroler Dolomiten, Italien
(Probe x20).

ist und mit einer ganz kurzen wulstigen Verlängerung noch ein Stück abwärts reicht. Der zweite Knoten ist kleiner, flacher. Hinter dem Sulcus setzt der dritte subdorsale Knoten flach an, erweitert sich jedoch rasch zu einem großen, nach hinten außen schräg abstehenden, zugespitzten, dornartigen Fortsatz. Dieser dornartige Knoten ist der wuchtigste von allen fünf. Ventral befinden sich zwei Knoten. Der anteroventrale längliche Knoten steigt von vorne nach hinten schräg an und endet submedian vor dem Sulcus. Der posteroventrale längliche Knoten beginnt hinter dem Sulcus und läuft nach hinten außen ebenfalls, wie der posterodorsale Dorn, schräg in einem jedoch schwächer ausgebildeten Dorn aus. Diese beiden hinteren Dornen enden in gleicher Linie untereinander etwa vor dem letzten G-Viertel. Hinter ihnen wird das Hinterende abrupt dünn. Die Schale ist grob retikuliert, einzelne kleine Knötchen sind meist vorhanden, aber nicht immer erhalten.

Maße des Holotypus: Länge 0,28 mm, Höhe 0,14 mm.

Verbreitung: *Judahella (J.) galli gibbera* wird zwar von Leidapo erstbeschrieben, ist aber keineswegs auf diesen Fundort beschränkt. Im Gegenteil, ihre tethysweite Verbreitung scheint durch das zweite hiermit bekannt gemachte Auftreten in Cassianer Schichten in Südtirol, Italien (siehe Abb. 7), so gut wie gesichert. Die Exemplare stimmen in allen Details mit jenen von Leidapo überein.

Beziehungen: In unserem Fundpunkt Leidapo kommen zwei verschiedene Vertreter der Art *J. galli* vor, die nach G-Seitenumriß, Anzahl und Verteilung der Knoten sowie z. T. auch Art der Retikulation größte Ähnlichkeit bzw. Verwandtschaft zur Nominat-Unterart *galli galli* aufweisen, aber sowohl untereinander Verschiedenheiten zeigen als auch zufolge einiger abweichender Merkmale nicht mit *galli galli* vereint werden können. Ihre unterartliche Abtrennung erscheint nötig, die Beziehungen untereinander siehe bei *J. galli gracilis*.

Judahella (Judahella) andrusovi KOZUR & BOLZ, 1971
Taf. 9, Fig. 5—9

- * 1971 *Judahella andrusovi* KOZUR & BOLZ n. sp. — KOZUR in: BUNZA & KOZUR, S. 25, Taf. 5, Fig. 14, 16—22.
- 1973 *Judahella andrusovi* — KOZUR, Taf. 2, Fig. 9.
- 1973 *Judahella andrusovi* KOZUR & BOLZ, 1971 — URLICHS, S. 679, Taf. 1, Fig. 15.
- 1980 *Judahella (Judahella) andrusovi* KOZUR & BOLZ, 1971 — KRISTAN-TOLLMANN in: KR.-TOLLM. et al., S. 189, Taf. 11, Fig. 9, 10.

Bemerkungen: Unsere Exemplare von Leidapo bei Guiyang in Südchina stimmen in allen äußeren Merkmalen mit der Beschreibung von *Judahella andrusovi* bei KOZUR 1971 überein — mit einer geringfügigen Abweichung: Während die bisher bekannten Exemplare ein aufgeblähtes, zum Hinterrand abrupt abfallendes Hinterende aufweisen, ist das Hinterende der Individuen von Leidapo dünner und geht allmählicher zum breiten und flachen Hinterrand über. Der posterodorsale Knoten ist bei der Leidapo-Form zugespitzt und hat am unteren Ende eine zweite Erhebung (siehe Taf. 9, Fig. 5, 7). Auch der posteroventrale Knoten scheint etwas kürzer zu sein als bei den sevatisch-rhätischen Exemplaren der bisher bekannten Fundpunkte. Solch kleine Abweichungen in der Ausbildung der in gleicher Position befindlichen Knoten haben jedoch keine (oder geringe) taxonomische Bedeutung, sondern sind in erster Linie, wie bekannt, auf ökologische Bedingungen zurück-

führbar. Dieselben Bedingungen können für die kleine Abweichung in der Dicke des Hinterendes bestimmend sein, da wohl nicht anzunehmen ist, daß dieser Unterschied auf Sexualdimorphismus zurückgeht, und in Leidapo nur männliche, in den anderen Fundpunkten ausschließlich weibliche Exemplare erhalten geblieben sind. Alles in allem sind die Abweichungen so geringfügig, daß man die Exemplare von Leidapo wohl mit Fug und Recht der *Judahella andrusovi* zuordnen kann.

Verbreitung: *J. andrusovi* war bisher aus Zlambachmergeln und Kössener Schichten des Sevat-Rhät von Österreich und Persien bekannt. Ihr nunmehriger Nachweis aus dem Ober-Anis von Leidapo in Südchina erweitert ihr regionales und vor allem stratigraphisches Auftreten bzw. unsere Kenntnis davon um ein gehöriges Stück, doch gilt hier nur Ähnliches wie für *Judahella tuberculifera* (GÜMBEL).

Judahella (Judahella) quadricornuta n. sp.

Taf. 10, Fig. 1, 2, 4

Derivatio nominis: Nach den vier Hörnern.

Holotypus: L Taf. 10, Fig. 1. Sammlung KRISTAN-TOLLMANN, V 119, Geologisches Institut der Universität Wien.

Locus typicus: Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina (Abb. 1), Probe CH 53.

Stratum typicum: Kalkführende Mergelserie der oberanisischen Leidapo-Subformation in der anisischen Qingyan-Formation, Mittel-Trias.

Diagnose: Eine Art der Untergattung *Judahella* SOHN, 1968, mit folgenden Besonderheiten: G bauchig, subtriangular, klein. Vier kleine Knoten, davon drei subdorsal, einer mit kleiner Spitze nach hinten schräg abstehend posteroventral. Schale engmaschig grob retikuliert, mit zahlreichen Pusteln besetzt.

Beschreibung: G klein und zartschalig, in Seitenansicht subrectangular bis subtriangular mit geradem bis etwa konvex gewölbtem Dorsalrand, Dorsalecken, einem weit ausladend gewölbten Vorderende. Der bauchig gerundete Ventralrand steigt zum niedrigen, wenig gewölbten Hinterende schräg an. Das Medianfeld ist deutlich vom breiten und flachen Rand des Vorderendes und auch vom flachen Hinterende abgehoben, ausgebaucht mit nach unten zunehmender Wölbung. Der mehrweniger in der G-Mitte gelegene Sulcus ist tief eingesenkt. Subdorsal liegen zwei Knoten vor und ein Knoten hinter dem Sulcus. Der anterodorsale kleine Knoten sitzt ganz oben und außen am Rand, der zweite, ebenfalls kleine Knoten, befindet sich etwas tiefer, und der dritte Knoten, wieder ein wenig höher oder gleich hoch wie der vorige Knoten beginnend, ragt als länglicher Dorn mit nach hinten geneigter Spitze weit über den Dorsalrand hinaus, wenn er nicht meist abgebrochen ist (vgl. Taf. 10, Fig. 2). Die medioventrale bauchige G-Hälfte vor dem Sulcus trägt keinen Knoten. Posteroventral gibt es einen kleinen Knoten, dessen Spitze schräg auswärts nach hinten absteht. Die gesamte Schalenoberfläche ist engmaschig grob retikuliert — wie es den Anschein hat, in senkrechten gerundeten Reihen parallel zum Vorder- und Hinterrand, im zentralen Medianbereich konzentrisch (vgl. Taf. 10, Fig. 2, 4). Zusätzlich ist die Retikulation mit kleinen Pusteln besetzt. Der Vorderrand weist zarte, der Hinterrand gröbere Zähnelung auf.

Maße des Holotypus: Länge 0,43 mm, Höhe 0,25 mm.

Beziehungen: Von den *Judahella*-Arten mit ebenfalls drei subdorsalen Dornen oder Knoten unterscheidet sich unsere Art durch die knotenlose vordere ventrale Hälfte des Gehäuses, durch die bauchige Gestalt und durch die spezielle Retikulation.

Subgenus: *Costahella* KOZUR, 1971, emend. KRISTAN-TOLLMANN 1980

Judahella (Costahella) muelleri (KOZUR, 1971)

Taf. 14, Fig. 1—6

* 1971 *Sohnetta (Sohnetta) muelleri* KOZUR n. sp. — KOZUR in: BUNZA & KOZUR, S. 43, Taf. 2, Fig. 8.

Bemerkungen: Unsere Exemplare stimmen in allen wesentlichen Merkmalen mit der Originalbeschreibung überein, besonders Exemplar Fig. 1, Taf. 14 zeigt den gleichen wohl erhaltenen Seitenumriß, wie er bei KOZUR beschrieben und abgebildet wird (Holotypus Taf. 2, Fig. 8). Die dreigeteilte Diagonalrippe hingegen ist bei den Figuren 2—5 besser zu sehen. Wahrscheinlich kann der posterodorsale Knoten in Fortsetzung der Rippe, der das dritte und hinterste Element dieser für die Art charakteristischen Diagonalskulptur darstellt, auch nur schwach entwickelt sein oder ganz fehlen (bei frühen Larven?). Die Ventralrippen sind bei unserem Material sehr zart ausgebildet und nicht immer gut erhalten, scheinen aber der Originalbeschreibung zu entsprechen. Die Schalenoberfläche ist glatt, aber mit unzähligen winzigen Pusteln besetzt. Die Art ist auch in unserem Fundort Leidapo sehr kleinwüchsig und zartschalig.

Maße: Länge 0,26—0,28 mm, Höhe 0,11—0,13 mm.

Verbreitung: Diese sehr charakteristische *Costahella*-Art wurde aus dem Illyr, also Ober-Anis von Österreich (Öfenbachgraben) erstbeschrieben und soll nach KOZUR (1971, S. 44) auch im Illyr von Ungarn vorkommen. Mit ihrem Nachweis im Oberanis von Leidapo in Südchina ist ihre tethysweite Verbreitung erbracht.

Judahella (Costahella) arcuata n. sp.

Taf. 14, Fig. 9, 10

Derivatio nominis: Nach der Bogenform der Rippe.

Holotypus: R Taf. 14, Fig. 10. Sammlung KRISTAN-TOLLMANN, V 120, Geologisches Institut der Universität Wien.

Locus typicus: Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina (Abb. 1), Probe CH 48.

Stratum typicum: Kalkführende Mergelserie der oberanischen Leidapo-Subformation in der anischen Qingyan-Formation, Mittel-Trias.

Diagnose: Eine Art der Untergattung *Costahella* KOZUR, 1971, emend. KRISTAN-TOLLMANN 1980 mit folgenden Besonderheiten: G schmal, länglich subtriangular. Zwei subdorsale Knoten in der vorderen G-Hälfte, ein kleiner dornartiger Knoten posteroventral. Auf der gesamten Schalenoberfläche eine flache, großmaschige Retikulation, deren Rippen sich zu zwei längeren, verstärkten Diagonalrippen vereinigen: Eine kürzere Rippe beginnt in der Mitte des Vorderendes und zieht schräg aufwärts nach hinten bis unter den zweiten subdorsalen Knoten. Die zweite Rippe beginnt in der vorderen Kl-Hälfte subzentral und zieht sich schräg aufwärts nach hinten bis ans Ende der Medianfläche, um von dort wieder hinabzubiegen.

Beschreibung: G sehr klein, zartschalig, schmal, niedrig länglich, subtriangular. Beide Kl-Enden gerundet, Hinterende aber wesentlich niedriger als das Vorderende. Dorsalrand gerade mit flacher Wölbung in der Mitte und Dorsalecke vorne, Ventralrand mäßig gewölbt, zum Hinterende ansteigend. Augenknoten

subdorsal nahe dem Vorderrand, glatt, deutlich sichtbar. Ein zweiter subdorsaler Knoten ist rundlich, flach, und sitzt etwas tiefer, noch vor dem seichten Sulcus. Das G ist ventral stärker ausgebaucht, Ventralkante oder Wulst ist nicht vorhanden. Lediglich ein kleiner dornenförmiger Knoten sitzt ventral etwa in der Mitte der hinteren Medianflächen-Länge. Die hintere Medianfläche erweist sich als etwas mehr aufgebläht denn die vordere. Die gesamte Schalenoberfläche außer dem Augenknoten ist flach-großmaschig retikuliert und mit ganz vereinzelt Pusteln besetzt. Die Rippen des Netzes vereinigen sich teilweise zu zwei verstärkten Diagonalrippen: Die vordere, kürzere, zartere Rippe setzt am Rand des Vorderendes in halber Höhe an und zieht nach hinten schräg aufwärts bis unter den zweiten subdorsalen Knoten. Die zweite, längere Rippe beginnt vorne subzentral noch schwach, macht bis zum Sulcus schräg aufwärts zwei kurze Bögen und ab dem Sulcus als kräftigere Rippe einen schräg aufwärts ziehenden leichten, aber großen Bogen, kehrt am Ende der Medianfläche um und reicht als senkrecht herabziehende, sich wieder in die Rippen der Netzmaschen aufteilende Schlinge bis zum posteroventralen Ende der Medianfläche.

Maße des Holotypus: Länge 0,27 mm, Höhe 0,13 mm.

Beziehungen: Durch die mediane diagonale, am Hinterende als Schlinge abwärts gebogene Rippe allein schon unterscheidet sich unsere Art hinlänglich von allen bisher bekannten Arten dieser Gattung.

Genus: *Mostlerella* KOZUR, 1971

Mostlerella sinica n. sp.

Taf. 8, Fig. 9, 10; Taf. 11, Fig. 1—6; Taf. 14, Fig. 12

Derivatio nominis: Nach dem ersten Bekanntwerden aus China.

Holotypus: L Taf. 11, Fig. 1. Sammlung KRISTAN-TOLLMANN, V 121, Geologisches Institut der Universität Wien.

Locus typicus: Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina (Abb. 1), Probe CH 48.

Stratum typicum: Kalkführende Mergelserie der oberanisischen Leidapo-Subformation in der anisischen Qingyan-Formation, Mittel-Trias.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Mostlerella* KOZUR, 1971, mit folgenden Besonderheiten: G sehr klein, hoch, gedrungen subtriangular. Augenknoten deutlich. Subdorsal in der Mitte der hinteren Kl-Hälfte ein kräftiger, stumpfer, dornartig abstehender Knoten mit hierdurch gebildeter flacher, dreieckiger Dorsalfläche. Anteroventral ein schmaler, schräg nach hinten aufwärts bis zum Sulcus ziehender wulstiger Knoten. Posteroventral ein hornartig abstehender Knoten. Ventralfläche kurz, mäßig breit. Gesamte Schalenoberfläche grob retikuliert.

Beschreibung: G sehr klein, jedoch grobschalig, hoch und gedrungen (♀ ♀ ?) oder niedriger und länglicher (♂ ♂ ?) subtriangular. Dorsalrand leicht konvex gewölbt, Ventralrand gerade, ab dem posteroventralen Knoten rasch zum kurzen und kleinen, wenig herausgewölbten Hinterende ansteigend. Vorderende breiter, ebenfalls nur mäßig gewölbt. Sulcus vor halber G-Länge, seicht. Anterodorsal ein recht hoch sitzender, kräftig ausgebildeter Augenknoten. Hinter dem Sulcus beginnt subdorsal, allmählich nach hinten oben ansteigend, ein hornartiger Knoten, der mit stumpfer Spitze etwa in der Mitte der hinteren Kl-Hälfte seinen Kulminationspunkt erreicht und danach ziemlich abrupt zum Hinterende abfällt. Ähnlich gestaltet ist der posteroventrale Knoten, nur etwas zarter, der in gleicher Linie unterhalb vom posterodorsalen Knoten endet. Hinter diesen beiden Knoten

wird das Hinterende sehr rasch dünn. Vom anteroventralen Ende des Medianfeldes zieht sich ein schmaler Wulst schräg nach hinten aufwärts und endet zentral vor dem Sulcus. Die beiden abstehenden posterodorsalen kräftigen Knoten sind dorsal abgeflacht und bilden zusammen eine nahezu quadratische Dorsalfläche (vgl. Taf. 8, Fig. 9). Die ebene Ventralfläche ist kurz und verhältnismäßig schmal. Ventralleisten oder Wülste sind nicht ausgebildet. Der Klappenrand ist etwas wulstig verdickt. Die gesamte Schalenoberfläche ist grob retikuliert.

Maße des Holotypus: Länge 0,30 mm, Höhe 0,16 mm.

Beziehungen: Von den bisher bekannten *Mostlerella*-Arten unterscheidet sich unsere Art durch die geringe Knoten-Anzahl, durch die quadratische Dorsalfläche, und außer von *M. blumenthali* KOZUR auch durch das Fehlen eines Ventralwulstes oder einer Ventralleiste.

Genus: *Renngartenella* SCHNEIDER, 1957

Renngartenella clivosa n. sp.

Taf. 7, Fig. 7—9

Derivatio nominis: Nach der hügeligen Schalenoberfläche.

Holotypus: L Taf. 7, Fig. 8. Sammlung KRISTAN-TOLLMANN, V 122, Geologisches Institut der Universität Wien.

Locus typicus: Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina (Abb. 1), Probe CH 40.

Stratum typicum: Kalkführende Mergelserie der oberanisischen Leidapo-Subformation in der anisischen Qingyan-Formation, Mittel-Trias.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Renngartenella* SCHNEIDER, 1957, mit folgenden Besonderheiten: Vor dem S_1 anterodorsal und anterozentral ein Höcker, vor dem S_2 von subdorsal bis subzentral untereinander drei Knoten, hinter dem S_2 subdorsal ein schmaler, länglicher, waagrechter Wulst und zentral ebenfalls ein waagrechter Wulst. Ventralwulst schwach, kurz, gerundet, etwa nach dem zweiten G-Drittel endend.

Beschreibung: G klein, niedrig, langgestreckt, mit nur wenig höherem Vorderende. Dorsalrand in der vorderen Hälfte gerade, in der hinteren Hälfte gerade bis leicht hochgewölbt, Dorsalecke vorne recht gut entwickelt. Vorder- und Hinterende mäßig herausgewölbt gerundet. Ventralrand in der Mitte etwas konkav eingezogen, durch den abstehenden waagrechten Ventralwulst in Seitenansicht gerade erscheinend, ganz leicht zum niedrigeren Hinterende ansteigend. Anterodorsal ein flacher, länglich-wulstiger Knoten, anteroventral ein zweiter Wulst, der sich nach unten fortsetzt und im randlichen Bogen in den schwach entwickelten, flachen Ventralwulst übergeht. Dieser endet mehrweniger nach dem zweiten G-Drittel mit abgerundetem, leicht aufwärts geneigtem Ende. S_1 und S_2 beginnen beim Dorsalrand und reichen in gewellter Linie senkrecht bis zum Ventralwulst herab. Zwischen S_1 und S_2 befinden sich untereinander drei Höcker: Subdorsal ein großer, rundlicher, flacher Knoten, gleich unter seiner vorderen Hälfte ein ganz kleiner flacher Knoten, und subzentral ein länglich-wulstiger, ebenfalls flacher Knoten, der schräg von vorne unten nach hinten oben zieht. Unmittelbar hinter dem S_2 liegt subdorsal ein schmaler, länglicher Wulst, der sich parallel zum Dorsalrand in etwas mehr als der halben Länge der hinteren G-Hälfte hinzieht, nach hinten allmählich dünner werdend und auslaufend. Zentral befindet sich noch ein kurzer waagrechter Wulst gegenüber dem oberen Ende des untersten der drei zwischen S_1 und S_2 gelegenen Knoten. Die Schalenoberfläche ist zartmaschig retikuliert.

Maße des Holotypus: Länge 0,28 mm, Höhe 0,14 mm.

Beziehungen: Gegenüber allen bisher bekannten *Renngartenella*-Arten weist unsere Art die meisten differenzierten Höcker und Wülste auf.

Renngartenella crassa n. sp.

Taf. 12, Fig. 1, 2, 4

Derivatio nominis: Nach der gedrungenen, dicken Form.

Holotypus: R Taf. 12, Fig. 2. Sammlung KRISTAN-TOLLMANN, V 123, Geologisches Institut der Universität Wien.

Locus typicus: Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina (Abb. 1), Probe CH 40.

Stratum typicum: Kalkführende Mergelserie der oberanisischen Leidapo-Subformation in der anisischen Qingyan-Formation, Mittel-Trias.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Renngartenella* SCHNEIDER, 1957, mit folgenden Besonderheiten: G hoch und gedrungen, gerundet subtriangular. S₁ kaum sichtbar, S₂ in der G-Mitte gelegen, bis subzentral hinabreichend. Subdorsal eine waagrecht-längliche, flache Schwieler vor dem S₂. G aufgebläht, besonders ventral herausgewölbt. Posteroventral ein sich kaum von der Lateralfäche abhebender Wulst, der breit gerundet endet.

Beschreibung: G klein, gedrungen, hoch subtriangular mit rundum abgerundeten Enden. Dorsalrand nach dem breit und hoch herausgewölbtten Vorderrand mit angedeuteter Ecke zuerst konkav, dann nach dem S₂ konkav gewölbt und zu dem wesentlich niedrigeren Hinterende herabgebogen. Hinterende mäßig gerundet. Ventralrand in Fortführung der Wölbung des Vorderendes herausgewölbt, später gerade und schräg zum Hinterende ansteigend. Randsaum am Vorder- und Hinterende. Augenknoten nicht feststellbar, S₁ ebenfalls nicht oder kaum sichtbar. S₂ jedoch deutlich, in der G-Mitte gelegen, etwa bis in den subzentralen Bereich herabziehend. Subdorsal befindet sich eine einzige, waagrecht-längliche, flache Schwieler vor dem S₂. Die Kl sind zum Ventralbereich zunehmend aufgebläht, ventral gegenüber dem Ventralrand etwas überhängend vorgewölbt. Aus dieser ventralen Wölbung setzt sich posteroventral ein breit gerundet endender Wulst kaum ab, das Hinterende wird aber dahinter abrupt dünn. Die Schalenoberfläche scheint grob retikuliert zu sein.

Maße des Holotypus: Länge 0,26 mm, Höhe 0,15 mm.

Beziehungen: Von ebenfalls kaum skulptierten *Renngartenella*-Arten, wie z. B. *R. avdusini* SCHNEIDER, 1960, *R. reticulata* KOZUR, 1970, etc. unterscheidet sich unsere Art durch die Aufblähung der Kl, durch die subdorsale vordere Schwieler sowie durch das Fehlen eines deutlichen Ventralwulstes. Die Beziehungen zu *R. exilicostata* n. sp. siehe weiter unten bei dieser Art.

Renngartenella exilicostata n. sp.

Taf. 12, Fig. 3, 5—9

Derivatio nominis: Nach der schwächtigen, nur angedeuteten Medianrippe.

Holotypus: R Taf. 12, Fig. 7. Sammlung KRISTAN-TOLLMANN, V 124, Geologisches Institut der Universität Wien.

Locus typicus: Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina (Abb. 1), Probe CH 40.

Stratum typicum: Kalkführende Mergelserie der oberanischen Leidapo-Subformation in der anischen Qingyan-Formation, Mittel-Trias.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Renngartenella* SCHNEIDER, 1957, mit folgenden Besonderheiten: G niedrig, länglich subtriangular mit breit gerundetem Vorder- und Hinterende. Dorsale Randleiste reicht hinten in einigem Abstand vom Hinterrand, jedoch parallel zu ihm, bis posteroventral. Anterodorsal schmaler, parallel zum Vorderrand bis etwa zur Mitte hinabreichender Wulst. S_1 schwach, S_2 stärker ausgeprägt, in G-Mitte liegend. Dazwischen subdorsal eine schwache rundliche Schwiele. Waagrecht zentral liegt zumindest auf der hinteren Medianfläche, bisweilen auch vorne, eine mehrminder deutlich entwickelte schmale Leiste. G ventral herausgewölbt, Ventralwulst schwach entfaltet, posteroventral gerundet endend. Diese Art stellt eine Übergangsform von *Renngartenella* zu *Movschovitschia* dar (vgl. Taf. 12, Fig. 1—10; Taf. 13, Fig. 1—5).

Beschreibung: G klein, niedrig, länglich, subtriangular mit breit gerundetem Vorder- und Hinterende. Dorsalecke vorne erhöht oder zumindest markant, hinten abgerundet. Dorsalrand gerade, oberhalb von S_2 auch leicht eingeknickt, in der hinteren Hälfte meist etwas konvex gebogen. Vorderrand weit etwas schräg herausgewölbt, breit gerundet in den Ventralrand übergehend, dieser im Mittelabschnitt konkav eingezogen, zum Hinterrand abermals herausgewölbt gerundet übergehend. Anterodorsal in Fortsetzung des schwachen Augenknotens ein länglicher, parallel zum Vorderrand, aber in einigem Abstand davon, bis etwa zur Mitte herabziehender schmaler Wulst. Dahinter ein seichter, kurzer S_1 , ein tieferer, langer S_2 etwa in G-Mitte. Zwischen beiden Sulci liegt subdorsal eine flache, rundliche Schwiele; darunter kann noch eine kleine Erhebung vorhanden sein. Eine dünne Dorsalleiste beginnt beim Augenknoten, wird bis zum S_2 schwächer, ab da aber wieder kräftig, zieht sich bis zur hinteren (gerundeten) Dorsalecke und schwenkt dann im Bogen abwärts, dabei in einigem Abstand parallel dem Hinterrand folgend, und endet posteroventral beim gerundeten Ende des Ventralwulstes. Die Lateralfächen sind nach unten hin zunehmend aufgebläht, der Ventralwulst hängt in der Mitte nach unten durch. Das Hinterende, besonders aber auch das Vorderende haben einen breiten Randsaum. Über die Medianfläche zieht sich zentral eine undeutlich bis gut ausgebildete waagrechte Rippe, die zumindest im hinteren Teil, bisweilen auch auf der vorderen Hälfte entwickelt ist. Sie wird durch den S_2 unterbrochen. Gestalt der Schalenoberfläche nicht zu klären.

Maße des Holotypus: Länge 0,29 mm, Höhe 0,15 mm.

Beziehungen: Von *Renngartenella crassa* n. sp. unterscheidet sich unsere Art durch die Dorsalleiste und die Leiste am Hinterende sowie durch die waagrechte Rippe auf der Medianfläche. Unsere Art dürfte eine Übergangsform zu *Movschovitschia interrupta* n. sp. darstellen, wie auf Taf. 12 und Taf. 13, Fig. 1—5 demonstriert wird. *Movschovitschia interrupta* n. sp. hat gegenüber unserer Art jedoch einen gerundet-rechteckigen Seitenumriß, den S_2 vor der G-Mitte. Die anterodorsale Rippe ist, für *Movschovitschia* typisch, schmal, und kein Wulst wie bei *R. crassa* n. sp. Die charakteristische waagrechte Rippe in der Mitte des Medianfeldes ist kräftig entwickelt und reicht vom Vorderende des Medianfeldes bis zu seinem Hinterende, wo sie an die Rippe des G-Hinterendes anstößt; außerdem ist sie beim S_2 unterbrochen, die Enden setzen dort untereinander neu an. *Movschovitschia rotundata* n. sp. hat einen ovalen Umriß, keine hintere Randrippe, und ihre waagrechte Medianrippe, die an beiden Enden leicht abwärts gebogen ist, zeigt beim S_2 keine Unterbrechung.

Genus: *Movschovitschia* KOZUR, 1971

Movschovitschia interrupta n. sp.

Taf. 12, Fig. 10; Taf. 13, Fig. 1—5

Derivatio nominis: Nach der unterbrochenen Medianrippe.

Holotypus: G Taf. 13, Fig. 3. Sammlung KRISTAN-TOLLMANN, V 125, Geologisches Institut der Universität Wien.

Locus typicus: Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina (Abb. 1), Probe CH 48.

Stratum typicum: Kalkführende Mergelserie der oberanischen Leidapo-Subformation in der anischen Qingyan-Formation, Mittel-Trias.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Movschovitschia* KOZUR, 1971, mit folgenden Besonderheiten: G sehr klein, zartschalig, länglich. Seitenumriß rechteckig mit parallelem Dorsal- und Ventralrand, jedoch gerundetem, nahezu gleich großem Vorder- und Hinterende. Markant: Anterodorsale schräge Rippe; Dorsalrippe, die im Bogen in eine Rippe parallel zum Hinterrand übergeht; waagrechte, zentrale Medianrippe, die beim S_2 unterbrochen ist, deren Enden jedoch untereinander ansetzen. Schalenoberfläche grob retikuliert.

Beschreibung: Sehr kleines, zartschaliges, niedrig-längliches G von gerundet-rechteckigem Seitenumriß. Dorsal- und Ventralrand nahezu parallel, Vorder- und Hinterende fast gleich groß, mäßig herausgewölbt, gerundet. Vorderrand anterodorsal mit Dorsalecke etwas über den Dorsalrand hinausragend. Dorsalrand gerade oder leicht geschwungen, von der Dorsalrippe überragt. Kleine Dorsalecke hinten. Ventralrand im mittleren Bereich etwas konkav eingezogen. Die Dorsalrippe verläuft dorsal waagrecht mit einem kleinen Knick über dem S_2 und geht posterodorsal im Bogen in die ebenfalls bogig geschwungene Rippe parallel zum Hinterrand über, welche posteroventral beim gerundeten Ende des Ventralwulstes endet. Anterodorsal reicht die mit der Dorsalrippe verbundene dünne Randrippe bis zur halben G-Höhe herab. Die charakteristische Medianrippe verläuft grob gesehen waagrecht in halber G-Höhe, das Detail ist etwas diffiziler: Das vordere Ende der Medianrippe beginnt unterhalb der halben G-Höhe, unterhalb vom unteren Ende der anterodorsalen Randrippe, und steigt bis zum vor der halben G-Länge befindlichen Sulcus leicht schräg an, um beim Sulcus zu enden. Knapp unter diesem Ende setzt die Medianrippe neu an und steigt zunächst leicht schräg aufwärts, um in ganz flachem Bogen zum G-Ende hin wieder abwärts zu schwingen und meist in gleicher Höhe zu enden, wie sie begonnen hat (siehe Taf. 13, Fig. 2, 4, 5). Sie kann aber auch stetig leicht schräg ansteigen und hinten höher als vorne enden (Taf. 13, Fig. 1, 3). In jedem Fall stößt die Medianrippe an die hintere Randrippe an. An das vordere Ende der Medianrippe stößt eine kurze anteroventrale Rippe, die das Medianfeld anteroventral umgrenzt und sich dann auf dem Ventralwulst allmählich verläuft. Der Ventralwulst ist in der Mitte nach unten durchgebogen, die Ventralfläche ist schmal. Die Gehäuseoberfläche zeigt eine grobe Retikulation.

Maße des Holotypus: Länge 0,35 mm, Höhe 0,16 mm.

Beziehungen: Unsere Art wirkt durch die auch posterodorsal hochgezogene Dorsalrippe nicht subtriangular, sondern direkt rechteckig mit gerundeten Ecken. *M. austriaca* KOZUR, 1971, hat eine anders gestaltete Dorsalrippe, keine hintere Randrippe, eine lange und kräftige Ventralrippe und einen abweichenden Seitenumriß. Als charakteristischestes Merkmal hat sie — im Gegensatz zu unserer Art

— eine zentrale Querrippe, die senkrecht steht und im rechten Winkel zur Medianrippe, wodurch hier die Skulptur eines Kreuzes gebildet wird. *M. schulzi* KOZUR, 1971, hat keine zentrale Querrippe, ansonsten gelten für sie die nämlichen Unterschiede wie für *M. austriaca*. Für *M. norica* KOZUR & BOLZ, 1971, die wie *M. schulzi* eine kräftige, durchgehende Medianrippe aufweist, ebenfalls mit langer, vorne etwas auf die Lateralfäche ziehender Ventralrippe, ohne hintere Randrippe, können weitere Unterschiede wie bei *M. austriaca* angeführt werden. Die Unterschiede zwischen den beiden Arten *M. schulzi* und *M. norica* scheinen mir sehr gering, sie können einerseits auf die unterschiedliche Erhaltung (z. B. schwache oder starke Retikulation oder anscheinend glatte Oberfläche) zurückgeführt werden, andererseits vielleicht auf Sexualdimorphismus? Der Holotypus zu *M. norica* auf Taf. 3, Fig. 9 könnte ein weibliches Exemplar sein, die Figuren 13 und 14, die zu *M. schulzi*, Taf. 5, Fig. 9 vergleichbar sind, könnten die länglichen, niedrigeren Kl von Männchen sein. *M. veghae* KOZUR, 1971, welcher wie *M. norica* ebenfalls die Dorsalrippe fehlt, zeigt auch in den anderen Merkmalen größte Ähnlichkeit zu *M. norica*. Für die Selbständigkeit der drei Arten *M. norica*, *M. schulzi* und *M. veghae* wirken die Beschreibung und besonders die z. T. unbrauchbaren Abbildungen nicht überzeugend. Eine nochmalige Bearbeitung anhand guten Materials wird hier Klarheit schaffen müssen. Für den Unterschied von *M. veghae* zu unserer Art gelten jedenfalls gleichermaßen die bei den beiden erstgenannten Arten angeführten Merkmale bzw. Besonderheiten. Außer den für die zuvor genannten Arten schon zitierten Charakteristika kommt für *M. oraveczae* KOZUR, 1971, im Gegensatz zu unserer Art die Ausbildung von Beulen hinzu, ihre Medianrippe ist außerdem „nur im mittleren Teil deutlich“. *M. ? alata* KOZUR, 1971, schließlich weicht durch ihre Skulptur so stark von unserer Art ab, daß spezifische Beziehungen nicht mehr gegeben scheinen.

Die Beziehungen zu *Renngartenella exilicostata* n. sp. sowie zu *Movschovitschia rotundata* n. sp. sind bei *Renngartenella exilicostata* n. sp. besprochen worden.

Movschovitschia rotundata n. sp.

Taf. 9, Fig. 10

Derivatio nominis: Nach dem ovalen Seitenumriß.

Holotypus: R Taf. 9, Fig. 10. Sammlung KRISTAN-TOLLMANN, V 126, Geologisches Institut der Universität Wien.

Locus typicus: Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina (Abb. 1), Probe CH 48.

Stratum typicum: Kalkführende Mergelserie der oberanisischen Leidapo-Subformation in der anisischen Qingyan-Formation, Mittel-Trias.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Movschovitschia* KOZUR, 1971, mit folgenden Besonderheiten: Ovaler Seitenumriß; durchgehende, beim Sulcus nach unten durchgebogene, an den Enden abwärts geneigte, über die gesamte Medianfläche reichende Medianrippe; Dorsalrippe mit anterodorsaler Randrippe verbunden, hochgewölbt mit Kulminationspunkt nach erstem Drittel der G-Länge; keine Hinterrandrippe; anteroventrale, an die Medianrippe anschließende Rippe ganz kurz; Ventralwulst schwach entwickelt; grobe Retikulation.

Beschreibung: G sehr klein und zartschalig mit länglich-ovalem Seitenumriß. Vorderende nur wenig höher als Hinterende, beide breit gerundet, wobei die Rundung auch auf den Ventralrand übergreift, der nur in der Mitte leicht eingezogen ist. Dorsalrand konvex gewölbt, Dorsalrippe darüber hinaus hochgezo-

gen mit größtem Kulminationspunkt nach dem vorderen Drittel der G-Länge. Nur ein seichter breiter Sulcus vor G-Mitte sichtbar, der bis submedian reicht, von der Medianrippe überbrückt wird. Medianfläche oval, vorne, hinten und ventral gut abgegrenzt. Die Medianrippe reicht vom vorderen bis zum hinteren Ende der Medianfläche, ihren Enden sind herabgeneigt, auch über dem Sulcus macht sie einen leichten Abwärtsknick. Anteroventral schließt eine ganz kurze Rippe an. Der Ventralwulst erweist sich als schwach entwickelt, sein Ende ist kaum abgesetzt. Die anterodorsale Rippe reicht vom höchsten Punkt der Dorsalrippe schräg abwärts und endet im oberen G-Drittel oberhalb vor dem Medianrippenende. Die Schalenoberfläche ist grob retikuliert.

Maße des Holotypus: Länge 0,36 mm, Höhe 0,20 mm.

Beziehungen: Von allen bei KOZUR 1971 erstbeschriebenen Arten der Gattung *Movschovitschia* unterscheidet sich unsere Art durch den ovalen Seitenumriß mit hochgezogener Dorsalrippe und durch das Fehlen einer kräftigen Ventralrippe. Von *M. interrupta* n. sp. unterscheidet sich unsere Art außerdem durch das Fehlen der hinteren Randrippe und durch die nicht unterbrochene und untereinander neu ansetzende, sondern ungestört durchgehende Medianrippe.

Movschovitschia tenuis n. sp.

Taf. 13, Fig. 6, 8

Derivatio nominis: Nach der schlanken Form.

Holotypus: R Taf. 13, Fig. 8. Sammlung KRISTAN-TOLLMANN, V 127, Geologisches Institut der Universität Wien.

Locus typicus: Leidapo 30 km S Guiyang in Südechina (Abb. 1), Probe CH 40.

Stratum typicum: Kalkführende Mergelserie der oberanischen Leidapo-Subformation in der anischen Qingyan-Formation, Mittel-Trias.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Movschovitschia* KOZUR, 1971, mit folgenden Besonderheiten: G sehr klein, länglich, besonders niedrig, mit nahezu parallelem Dorsal- und Ventralrand. Dorsalrippe schwach, Vorderrandrippe kräftiger, Ventralrippe sehr markant ausgebildet. Ventralwulst bis knapp vor G-Ende reichend, gerundet — spitz nach hinten abstehend. Hinterende mit kurzen Längsrippen versehen. Medianrippe von anteroventral bis zur G-Mitte schräg ansteigend, im hinteren Teil ab dem S₂ waagrecht oder minimal ansteigend verlaufend. Ventralfläche schmal, mit Längsrippchen. Schalenoberfläche glatt mit vereinzelt Knötchen.

Beschreibung: Sehr kleines, rechteckiges, längliches, besonders niedriges G mit kaum höherem Vorder- als Hinterrand und daher nahezu parallelem Dorsal- und Ventralrand. Vorder- und Hinterende dorsal etwas überstehend, Dorsalrand gerade bis ein wenig konvex geschwungen. Vorderende mäßig herausgewölbt, anteroventral mit rechtwinkeligem Knick zum waagrechten Ventralrand überleitend. Hinterende kaum herausgewölbt, sehr dünn, mit mehreren kurzen Längsrippchen versehen. Anterodorsal flacher Augenknoten vorhanden, dahinter S₁ sehr seicht, S₂ vor G-Mitte gelegen, breit und seicht. Beide Sulci reichen bis zur Medianrippe. Die Dorsalrippe ist recht schwach entwickelt, sie geht in die am äußersten Schalenrand befindliche Vorderrandrippe über. Erst die Ventralrippe ist kräftig entwickelt. Sie schließt im rechten Winkel anteroventral an die Vorderrandrippe an und zieht waagrecht bis etwas nach unten durchgebogen den gesamten Ventralwulst entlang bis zu dessen nach hinten abstehendem, gerundet

zugespitztem Ende. Das Vorder- wie das Hinterende haben einen breiten flachen Randsaum. Die lange, kräftige Medianrippe beginnt anteroventral ab dem Übergang vom Randsaum zur Medianfläche und zieht bis zum S_2 schräg ansteigend in die halbe G-Höhe empor, ab dem Sulcus verläuft sie waagrecht oder minimal aufwärts gerichtet bis vor das Ende etwa des letzten G-Viertels. Die Ventralfläche ist schmal und mit Längsrippchen besetzt. Die glatte Schalenoberfläche weist vereinzelte Knötchen auf, nicht aber winzige Pusteln, wie es beim Holotypus Fig. 8 den Anschein hat, dies ist eine sekundäre Verunreinigung der Schale.

Maße des Holotypus: Länge 0,36 mm, Höhe 0,14 mm.

Beziehungen: Von den *Movschovitschia*-Arten unseres Fundpunktes, aber auch von allen bei KOZUR 1971 neu aufgestellten Arten dieser Gattung unterscheidet sich unsere Form besonders durch das äußerst niedrige, lange G mit fast gleich hohem Vorder- wie Hinterende sowie durch das besonders dünne, mit Längsrippchen besetzte Hinterende.

Genus: *Kerocythere* KOZUR & NICKLAS, 1970

Subgenus: *Rekocythere* KRISTAN-TOLLMANN, 1972

Kerocythere (Rekocythere) cristata n. sp.

Taf. 13, Fig. 7, 9—12

Derivatio nominis: Nach dem anterodorsalen Kamm.

Holotypus: L Taf. 13, Fig. 7. Sammlung KRISTAN-TOLLMANN, V 128, Geologisches Institut der Universität Wien.

Locus typicus: Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina (Abb. 1), Probe CH 40.

Stratum typicum: Kalkführende Mergelserie der oberanisischen Leidapo-Subformation in der anisischen Qingyan-Formation, Mittel-Trias.

Diagnose: Eine Art der Untergattung *Rekocythere* KRISTAN-TOLLMANN, 1972, mit folgenden Besonderheiten: G sehr klein, subtriangular mit breitem, gerundetem Vorderende, dessen Randsaum kammartig noch auf den Dorsalrand reicht, und niedrigem, zugespitztem Hinterende. Dorsalrand gerade, zum Hinterende stark abfallend; Dorsalrand wenig verdickt, keine Dorsalrippe. Dünne, doch markante Ventralrippe vorhanden, hinten fast bis zur Spitze hochgedreht. Mediane Rippe vorne in der Mitte beginnend, mit ganz leichtem Schwung nach hinten bis knapp unterhalb vom Dorsalrand ansteigend, etwa mit dem letzten G-Viertel endend. Schale glatt.

Beschreibung: Sehr kleines, zartschaliges G mit subtriangularem bis triangularem Seitenumriß. Vorderende breit gerundet, mit flachem Randsaum, anterodorsal auf den Dorsalrand überlappend und kammartig abstehend. Dorsalrand gerade bis ganz wenig konvex geschwungen, zum Hinterende schräg abfallend. Ventralrand aus dem gerundeten Vorderende übergehend, in der Mitte etwas konkav eingezogen, zum schmalen Hinterende geschwungen hinaufgebogen, Hinterende posterodorsal zugespitzt. Anterodorsal flacher Augenknoten vorhanden. Zwei seichte Sulci, die bis zur Medianrippe reichen, sind nur bei guter Erhaltung der Kl auszumachen. Die lange und kräftige Medianrippe beginnt vorne in der halben G-Höhe, zieht mit leichtem Schwung allmählich ansteigend nach hinten und endet etwa mit dem letzten G-Längenviertel knapp unterhalb vom Dorsalrand. Die dünne, jedoch ebenfalls markante, lange Ventralrippe beginnt anteroventral, ist in der Mitte etwas nach unten durchgebogen und zieht sich posteroventral im Bogen fast bis zur posterodorsalen Spitze empor. Die Ventralfläche ist mäßig breit. Das G

ist in der Mitte der hinteren Hälfte am meisten aufgebläht und wird mit dem hinteren Ende der Medianrippe abrupt schmal, das Hinterende ist besonders dünn. Die Schalenoberfläche ist glatt.

Maße des Holotypus: Länge 0,61 mm, Höhe 0,28 mm.

Beziehungen: *Rekocythere cristata* ist die erste Art, die aus stratigraphisch tieferem Niveau als Karn, aus dem bisher die ältesten Vertreter bekannt waren, genannt werden kann. Sie unterscheidet sich von ihnen durch das Fehlen der Dorsalrippe und der Vorderrandrippe, durch den anterodorsalen „Kamm“ sowie durch das besonders spitze und dünne Hinterende.

Genus: *Gramella* KOZUR, 1971

Gramella ventroinflata n. sp.

Taf. 7, Fig. 1—6

Derivatio nominis: Wegen der Aufblähung der ventralen Hälfte der Lateralflächen.

Holotypus: G Taf. 7, Fig. 2. Sammlung KRISTAN-TOLLMANN, V 129, Geologisches Institut der Universität Wien.

Locus typicus: Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina (Abb. 1), Probe CH 48.

Stratum typicum: Kalkführende Mergelserie der oberanischen Leidapo-Subformation in der anischen Qingyan-Formation, Mittel-Trias.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Gramella* KOZUR, 1971, mit folgenden Besonderheiten: G in der ventralen Hälfte stark aufgebläht, Ventralfläche im mittleren G-Drittel. Posteroventral ein rundlicher, knopfförmiger, nach unten gerichteter Knoten. Schalenoberfläche grob retikuliert.

Beschreibung: G klein, länglich; mit geradem, in der Mitte ganz wenig konvex gewölbtem Dorsalrand. Dorsalecke vorne deutlich, hinten gerundet. Vorder- und Hinterende gerundet herausgewölbt, Hinterende niedriger. Ventralrand vorne herausgewölbt, dann gerade bis ganz wenig konkav eingezogen zum Hinterende schräg ansteigend. Sulcus vor G-Mitte, flach. Lateralflächen in der ventralen Hälfte stark aufgebläht, mit Rundung in eine kleine, im mittleren G-Drittel befindliche Ventralfläche übergehend. Posteroventral ein größerer rundlicher, knopfförmiger, abwärts gerichteter Knoten. Schalenoberfläche grob retikuliert.

Maße des Holotypus: Länge 0,35 mm, Höhe 0,18 mm.

Beziehungen: Durch die starke ventrale Aufblähung, verbunden mit einer kleinen Ventralfläche, sowie den recht kräftigen, abwärts gerichteten posteroventralen Knoten unterscheidet sich unsere Art von den bisher bekannt gewordenen Arten der Gattung *Gramella*.

Das Schloß konnte bei unseren Exemplaren infolge ihrer schlechten Erhaltung nicht untersucht werden, es scheint aber eher einfach zu sein (siehe Taf. 7, Fig. 3, 4), wie bei *Triassinella*, denn lophodont, wie für *Gramella* angegeben. Ventrale Aufblähung und Ventralfläche sind jedoch für die Gattung *Triassinella* atypisch. Erst eine Klärung der Schloßstruktur unserer Art wird eine einwandfreie generische Zuordnung, eventuelle eine Diagnosenerweiterung für *Triassinella*, bringen. Nach den äußeren Merkmalen jedoch war eine Einreihung unserer Art bei *Gramella* ohne Schwierigkeiten möglich.

Genus: *Triceratina* UPSON, 1933

Triceratina leidapoensis n. sp.

Taf. 14, Fig. 7

Derivatio nominis: Nach dem Fundort Leidapo.

Holotypus: R Taf. 14, Fig. 7. Sammlung KRISTAN-TOLLMANN, V 130, Geologisches Institut der Universität Wien.

Locus typicus: Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina (Abb. 1), Probe CH 48.

Stratum typicum: Kalkführende Mergelserie der oberanischen Leidapo-Subformation in der anischen Qingyan-Formation, Mittel-Trias.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Triceratina* UPSON, 1933, mit folgenden Besonderheiten: Kleines G mit parallelem Dorsal- und Ventralrand, breit gerundetem Vorderende und einem dorsal zu einer Spitze ausgezogenen Hinterende. Medianfläche ventral in den beiden vorderen Dritteln bauchig herausgewölbt. Posteroventral ein glatter dornförmiger Knoten, anterodorsal ein rundlicher Knoten. Medianfläche grob retikuliert, aufgebläht, vom wesentlich dünneren und zarter retikulierten Vorderrandsaum und spitzen Hinterende markant abgehoben.

Beschreibung: G klein und zartschalig, mit parallelem Dorsal- und Ventralrand. Dorsalrand vor dem Sulcus etwas konvex gewölbt, zum spitzen Hinterende lang ausgezogen und ganz wenig hinabgeneigt. Ventralrand im Mittelabschnitt schwach konkav eingezogen. Vorderende breit und gleichmäßig herausgewölbt, dorsal leicht überragend. Hinterende dorsal in Verlängerung des Dorsalrandes spitz ausgezogen, von der Spitze bis zum posteroventralen, durch einen dornförmigen, glatten Knoten markierten Knick steil und etwas konkav eingezogen abfallend. Anterodorsal liegt ein rundlicher Knoten. Der breite und seichte Sulcus liegt vor der G-Mitte und reicht bis in den submedianen Bereich herab. Die Medianfläche ist aufgebläht und hebt sich dadurch deutlich vom flachen, nur randlich wieder etwas dickeren Vorderrandsaum und von der dünnen Spitze des Hinterendes ab. Außerdem ist die Medianfläche in den beiden vorderen Dritteln ventral bauchig heraus- und durchgewölbt, der Sulcus liegt in der Mitte dieser Wölbung. Eine grobe Retikulation überzieht die Medianfläche, Vorder- und Hinterende sind zarter retikuliert.

Maße des Holotypus: Länge 0,41 mm, Höhe 0,17 mm.

Beziehungen: Von den bisher aus der Trias beschriebenen *Triceratina*-Arten ist unsere Art mit den wenigen Knoten grundverschieden.

Genus: *Monoceratina* ROTH, 1928

?*Monoceratina?* sp. 4135 MICHELSEN, 1975

Taf. 14, Fig. 11

Bemerkungen: Unsere Form ist natürlich keine *Monoceratina*, worauf übrigens auch schon MICHELSEN S. 141f. hinweist. Er ordnet sein nur spärlich vorhandenes Material aus dem Vergleich mit *M. striata*, der es nicht entspricht, dieser Gattung zu, und meint, daß sie wohl einer neuen Gattung angehören werde. Von Leidapo liegt mir nur eine einzige, am Hinterende zudem abgebrochene L vor, die aber nach Seitenumriß und äußerer Schalengestaltung größte Ähnlichkeit zu der bei MICHELSEN 1975, Taf. 5, Fig. 61 abgebildeten Form zeigt. Beide dürften der gleichen (neuen) Gattung angehören, die aber aufgrund des ungenügenden Materials noch nicht erfaßt werden kann.

Ebenfalls mit Vorbehalt weist HERRIG 1981, S. 676, Abb. 3, seine anscheinend auch nicht zahlreichen Exemplare aus dem Lias von Thüringen, Deutschland, der Gattung *Triassocythere* zu. Die Gattungszuordnung ist bei den beiden bisherigen Autoren einschließlich der vorliegenden ein Provisorium, es zeigt sich aber, daß

diese Gattung, welcher unsere Exemplare angehören, offenbar vom Anis bis in den Lias reicht. Gegenüber der R Abb. 3 bei HERRIG hat unsere Form kräftigere Rippen, die außerdem nicht zur Gänze parallel verlaufen. Einige Rippen setzen vorne an einer in G-Mitte liegenden Rippe schräg an und ziehen zuerst abwärts, in der hinteren Kl-Hälfte wieder waagrecht.

Superfamilia: Healdiacea HARLTON, 1933

Familia: Healdiidae HARLTON, 1933

Subfamilia: Hungarellinae KRISTAN-TOLLMANN, 1971

Genus: *Triadohealdia* KRISTAN-TOLLMANN, 1971

Triadohealdia? ventroplanata KRISTAN-TOLLMANN, 1971

Abb. 6, Fig. 2; Taf. 15, Fig. 1—5

* 1971 *Triadohealdia? ventroplanata* n. gen. n. sp. — KRISTAN-TOLLMANN, S. 437, Abb. 5, Fig. 6.

1976 *Triadohealdia ventroplanata* KR.-T. — KRISTAN-TOLLMANN, S. 11, 15ff., Taf. 1, Fig. 3, 4.

Bemerkungen: Unsere Exemplare von Leidapo stimmen in allen typischen Merkmalen mit der Diagnose von *T. ventroplanata* überein. Wenn unsere Formen noch etwas rundlicher, kürzer und dicker erscheinen, mag das daran liegen, daß bis jetzt nur (wenige) winzig kleine Larven gefunden wurden, die sich wahrscheinlich erst mit zunehmendem Alter noch etwas in die Länge strecken und somit das Verhältnis Länge-Höhe-Dicke verändern. Infolge der schlechten Schalenerhaltung kann der kleine rundliche Dorn am Vorderende der R nicht mit Sicherheit bestätigt werden, dürfte aber auch bei unserem Material vorhanden sein. Wenn dies nicht zutrifft, und wenn auch die adulten Exemplare aus Leidapo das dickere Vorderende beibehalten, scheint eine unterartliche Abtrennung der Formen aus Leidapo von *T. ventroplanata* gerechtfertigt.

Familia: Cytherellidae SARS, 1866

Subfamilia: Recytellinae GRAMM, 1970

Genus: *Reubenella* SOHN, 1968

Reubenella sp.

Taf. 15, Fig. 6—10

Bemerkungen: Es liegen nur schlecht erhaltene Larven vor, die in ihrem Umriß und mit dem kleinen, typischen Randsaum am Vorderende große Ähnlichkeit zu den Exemplaren *Reubenella* sp. aus oberkarnischen Mergeln im Opponitzer Kalk vom Stiegengraben bei Göstling, Nieder-Österreich, aufweisen (siehe Abb. 12, Fig. 3, 4 in KRISTAN-TOLLM. & HAMEDANI, 1973).

Genus: *Leviella* SOHN, 1968

Leviella rudis rectangulata n. ssp.

Taf. 15, Fig. 11; Taf. 16, Fig. 1—10

Derivatio nominis: Nach dem rechteckigen Umriß.

Holotypus: G Taf. 16, Fig. 1. Sammlung KRISTAN-TOLLMANN, V 131, Geologisches Institut der Universität Wien.

Locus typicus: Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina (Abb. 1), Probe CH 48.

Stratum typicum: Kalkführende Mergelserie der oberanisischen Leidapo-Subformation in der anisischen Qingyan-Formation, Mittel-Trias.

Diagnose: Eine Unterart der *Leviella rudis* KRISTAN-TOLLMANN, 1973, mit folgenden Besonderheiten: Seitenumriß regelmäßig, gerundet rechteckig. G klein, zartschalig. Ringwulst ebenfalls wie Kl-Rand gerundet rechteckig, zart. Schräger Medianwulst nicht besonders weit herausragend, am hinteren Ende bis zum Ringwulst hochgezogen und an ihn anstoßend.

Beschreibung: Kleines, zartschaliges G von dünner, länglicher Gestalt. Seitenumriß gerundet rechteckig mit parallelem Dorsal- und Ventralrand, da das Vorderende nicht oder nur wenig größer als das Hinterende ist. Dorsal- und Ventralrand etwas konvex gewölbt, jeweils breit gerundet in den wenig herausgewölbten Vorder- und Hinterrand überleitend. Ringwulst parallel zum Schalenrand, dorsal und ventral etwas davon entfernt, dünn, vorne und hinten dicker und weiter außen. Mediagrube mäßig eingesenkt. Medianwulst im Bogen von vorne Mitte nach hinten bis zum Ringwulst hochgezogen und an diesen direkt, ohne Zwischenraum, anstehend. Gesamte Schalenoberfläche retikuliert in kleinen Maschen, die durch Zusammenschmelzung einzelner Rippen zu bienenwabenförmigem Netzwerk noch von großen Maschen überlagert scheinen (Taf. 16, Fig. 8).

Sexualdimorphismus ausgeprägt: Ringwulst bei ♀ ♀ hinten, von posterodorsal zu posteroventral zunehmend, verdickt.

Maße des Holotypus: Länge 0,62 mm, Höhe 0,39 mm.

Beziehungen: Im regelmäßig rechteckigen, gerundeten Umriß mit gleich hohem Vorder- wie Hinterende hat unsere Unterart Beziehungen zu *Leviella bentori* SOHN. Diese Art hat jedoch den Ringwulst dorsal tiefer angesetzt, und der halbmondförmige Medianwulst stößt mit beiden Enden an den Ringwulst. *Leviella brevicosta* KRISTAN-TOLLMANN besitzt ebenfalls ein gerundet rechteckiges G, doch ist ihr Ringwulst markanter, und vor allem der Medianwulst reicht mit keinem Ende bis zum dorsalen Abschnitt des Ringwulstes empor, sondern liegt meist kurz und kräftig und wenig gebogen submedian.

Die Nominat-Unterart (Abb. 8) hat gegenüber unserer anisischen Unterart einen abweichenden Gehäuseumriß, nämlich ein größeres, breit gerundetes Vorderende und ein kleineres, posteroventral schräg eingezogenes Hinterende, und ist außerdem groß und grobschalig. Beiden gemeinsam ist jedoch der im Bogen schräg nach hinten hochgezogene und an den dorsalen Teil des Ringwulstes aufstoßende Medianwulst, der bei der Nominat-Unterart besonders kräftig entwickelt ist und weit hervorragt, bei unserer Unterart hingegen kaum über den Rand des Ringwulstes hinausragt (siehe Taf. 16, Fig. 10). *Leviella rudis rudis* war bisher nur aus Raibler Schichten von Raibl, Italien, bekannt. Zum Vergleich wird jetzt ein Exemplar aus den Heiligenkreuzer Schichten von Heiligenkreuz, ebenfalls Italien, abgebildet. In diesem zweiten Fundpunkt kommt die Nominat-Unterart im Gegensatz zu Raibl nur selten vor. Das Exemplar ist stark abgewittert, wodurch nicht nur die Retikulation kaum mehr wahrzunehmen ist, sondern auch die Grobskulptur flacher und breiter wird. Unsere R ist in ihrer Erhaltung ganz der Fig. 1 auf Abb. 6 bei KRISTAN-TOLLMANN 1973, S. 367 gleichzusetzen. Da unsere anisische *Leviella* zu allen drei oben erwähnten karnischen Arten in enger Beziehung steht, kann man mit einiger Berechtigung überlegen, daß sie ihre Ahnenform darstellen könnte. Ich habe sie als Unterart zu *Leviella rudis* gestellt, weil ich die gleich gestaltete Grobskulptur des Medianwulstes als wichtigeres Kriterium erachte als den mit den anderen Arten gemeinsamen Seitenumriß.

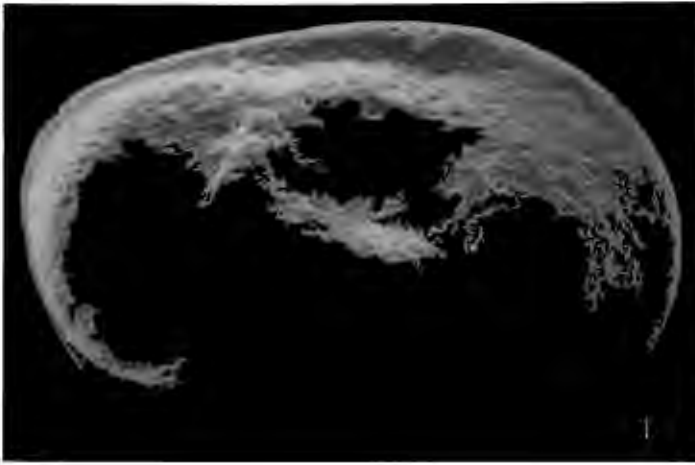


Abb. 8: *Leviella rudis rudis* KRISTAN-TOLLMANN
 R, adult, ♀; Retikulation abgewittert; 100 ×.
 Ober-Trias, Karn (Jul), Heiligenkreuzer Schichten. 70 m E 15° zu S von
 der Kirche Heiligenkreuz, 10 m über der Basis des Aufschlusses, Probe
 x12. 3 km E zu N St. Leonhard/Abtei, Dolomiten, Italien.

Literatur

- BUNZA, G. & KOZUR, H.: Beiträge zur Ostracodenfauna der tethyalen Trias. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 1, H. 2, 1—76, Photo-Taf. 1—8, Falttaf. 1—3, Innsbruck 1971.
- GRAMM, M. N.: Ostrakody semeistwa Healdiidae is triassowych otlosheni jushnogo Primorja. (Ostracoden aus der Familie Healdiidae aus der Trias Süd-Primorjes). — S. 41—97, 7 Abb., Taf. 7—12, [In:] KRASNOW, Je. W. [Hrsg.]: Triassic Invertebrates and plants of east of the USSR. Wladiwostok (Dalnewost. Geol. Inst. Akad. Nauk SSSR) 1970.
- GRÜNDEL, J. & KOZUR, H.: Zur Taxonomie der Bythocytheridae und Tricorninidae (Podocopida, Ostracoda). — Mon. ber. dt. Akad. Wiss. Berlin, 13, 907—937, 11 Abb., Berlin 1971 (1972).
- GUMBEL, C. W.: Über Foraminiferen, Ostracoden und mikroskopische Thier-Überreste in den St. Cassianer und Raibler Schichten. — Jb. geol. R.-A., 19, 175—186, Taf. 5—6, Wien 1869.
- HERRIG, E.: Ostrakoden aus dem Lias von Thüringen. Die Familien Bythocytheridae, Glorianellidae und Cytheruridae (I). — Z. geol. Wiss. Berlin, 9 (1981), 8, 871—887, 5 Abb., 2 Taf., Berlin 1981.
- KNÜPFER, J. & KOZUR, H.: Eine neue Ostracodengattung aus der Trias des germanischen Binnenbeckens. — Mon. ber. dt. Akad. Wiss. Berlin, 10, 322—331, 3 Abb., Taf. 1, Berlin 1968.
- KOKEN, E.: Über triassische Versteinerungen aus China. — N. Jb. Min. Geol. Palaeont., 1900, Bd. 1, 186—215, 3 Abb., Taf. 9—10, Stuttgart 1900.
- KOLLMANN, K.: Ostracoden aus der alpinen Trias. II. Weitere Bairdiidae. — Jb. geol. B.-A., 106, 121—203, 8 Abb., 3 Tab., 11 Taf., Wien 1963.

- KOZUR, H.: Neue Ostracoden aus der germanischen Mittel- und Obertrias. — *Geologie*, 19, 434—455, 6 Abb., Taf. 1—4, Berlin 1970.
- Neue Ostracoden-Arten aus dem obersten Anis des Bakonyhochlandes (Ungarn). — *Ber. nat.-med. Ver. Innsbruck*, 58, 1—40, 4 Taf., Innsbruck 1970.
- Die Bairdiacea der Trias. Teil I: Skulptierte Bairdiidae aus mitteltriadischen Flachwasserablagerungen. — *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 1, H. 3, 1—27, Taf. 1—3, Innsbruck 1971.
- Die Bairdiacea der Trias. Teil III: Einige neue Arten triassischer Bairdiacea und Bemerkungen zur Herkunft der Macrocyprididae (Cypridacea). — *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 1, H. 6, 1—18, Abb. 3—4, Taf. 1—2, Innsbruck 1971.
- Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie der Trias. — *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 3, H. 1, 1—30, 1 Abb., 2 Tab., Taf. 1—3, Innsbruck 1973.
- , KAMPSCHUR, W., MULDER-BLANKEN, C. W. H. & SIMON, O. J.: Contribution to the Triassic ostracode faunas of the Betic Zone (southern Spain). — *Scripta Geol.*, 23, 56 S., 22 Abb., 1 Beil.-Tab., Taf. 1—4, Leiden 1974.
- KRISTAN-TOLLMANN, E.: Zur phylogenetischen und stratigraphischen Stellung der triadischen Healdiiden (Ostracoda). — *Erdoel-Erdgas-Z.*, 87, 428—438, 5 Abb., Wien—Hamburg 1971.
- Zur Ausbildung des Schließmuskelfeldes bei triadischen Cytherellidae (Ostracoda). — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1973, 351—373, 9 Abb., Stuttgart 1973.
- Zur Evolution des Schließmuskelfeldes bei Healdiidae und Cytherellidae (Ostracoda). — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1977, 621—639, 10 Abb., Stuttgart 1977.
- Bairdiidae (Ostracoda) aus den obertriadischen Cassianer Schichten der Ruones-Wiesen bei Corvara in Südtirol. — *Beitr. z. Biostratigr. d. Tethys-Trias. Schriftenr. erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss.*, 4, 77—104, 1 Abb., 9 Taf., Wien 1978.
- & HAMEDANI, A.: Eine spezifische Mikrofaunen-Vergesellschaftung aus den Opponitzer Schichten des Oberkarn der niederösterreichischen Kalkvoralpen. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 143, 193—222, 13 Abb., Stuttgart 1973.
- & TOLLMANN, A.: Triassic ostracods in the Salzkammergut and Salzburg area. — *Excurs. Int. Symp. Ecology Zoogeogr. recent and fossil Ostracoda*, 6—28, 8 Abb., Taf. 1—2, Wien (Limnol. Inst. Österr. Akad. Wiss./Facultas-Verl.) 1976.
- & —: Überregionale Züge der Tethys in Schichtfolge und Fauna am Beispiel der Trias zwischen Europa und Fernost, speziell China. — *Schriftenreihe erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss.*, 5, 177—230, 10 Abb., 2 Tab., 14 Taf., Wien 1983
- , — & HAMEDANI, A.: Beiträge zur Kenntnis der Trias von Persien II. Zur Rhätafauna von Bagerabad bei Isfahan (Korallen, Ostracoden). — *Mitt. österr. geol. Ges.*, 73, 163—235, 11 Abb., 13 Taf., Wien 1980.
- LIEBERMAN, H.: Die Bivalven- und Ostracodenfauna von Raibl und ihr stratigraphischer Wert. — *Verh. geol. B.-A.*, 1979, 85—131, 3 Abb., 7 Taf., Wien 1979.
- MEHES, G.: Über Trias-Ostracoden aus dem Bakony. — *Resultate wiss. Erforsch. Balatonsee*, 1, Anhang Paläont. 3, 6, 1—38, 12 Abb., 4 Taf., Wien 1911.
- MICHELSSEN, O.: Lower Jurassic biostratigraphy and Ostracods of the Danish Embayment. — *Danmarks geol. undersøg.*, (2) 104, 287 S., 45 Abb., 13 Tab., 42 Taf., København 1975.

- SCHNEIDER, G. F.: Fauna ostrakod nishnetriassowych otlosheni Prikaspiskoi Nismennosti. (Ostracodenfauna der Untertrias-Schichten der Kaspi-Senke). — [In:] I. O. BROD [Hrsg.]: Geologija i neftegasonosnost juga SSSR Turkmenistan i sapadni Kasachstan. — Trudy Akad. Nauk SSSR, Kompleksnaja jushnaja geol. eksped., 5, 287—303, 4 Abb., Taf. 1—3, Leningrad 1960.
- : [Neue Arten von Ostracoden . . .]. S. 262—263, Taf. 64, Fig. 1—2 [In:] Nowyje widy drewnich rastenii i besposwonotschnych SSSR. (Neue Arten fossiler Pflanzen und Wirbelloser der UdSSR). — 2. Teil, 2. Aufl., 440 S., 39 Abb., 69 Taf., Moskwa (Minist. Geol. SSSR, WSEGEI, Isdat. Nedra) 1968.
- SOHN, I. G.: Triassic Ostracodes from Makhtesh Ramon, Israel. — Bull. geol. Surv. Israel, 44, 71 S., 3 Abb., 1 Tab., 4 Taf., Jerusalem 1968.
- SUN, D.-L.: Triassic Brachiopoda of China. — Riv. ital. Paleont. Stratigr., 85, 1175—1188, 1 Abb., Maggio 1980.
- STYK, O.: Triassic microfauna in the neighbourhood of Chrzanów etc. — Biuletyn Inst. Geol. Warszawa, 121, tom. 3, 163—176, 3 Abb., Tab. 21—23, Warszawa 1958.
- : Mikrofauna triasu w wierceniach Sulechow i Ksiaz. — (Die Mikrofauna der Trias in den Bohrungen von Sulechow und Ksiaz). — Kwartalnik Geol., 6, 732—733, Warszawa 1962.
- TRAMMER, J.: Stratigraphy and facies development of the Muschelkalk in the southwestern Holy Cross Mts. — Acta geol. polon., 25, 179—216, 8 Abb., Taf. 1—26, Warszawa 1975.
- URLICHS, M.: Ostracoden aus den Kössener Schichten und ihre Abhängigkeit von der Ökologie. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21 (1972), 661—710, 8 Abb., Taf. 1—4, 1 Beil.-Taf., Innsbruck 1973.
- YANG, Zunyi & XU, Gueiyong: Triassic Brachiopods of Central Gueizhou (Kueichow) Province, China. — 151 S., 89 Abb., Taf. 1—14, Peking (Industrie-Verlag) 1966.
- YIE Chunhui, GOU Yunxian, HOU Youtang & CAO Meizhen: Yunnan Mesozoic and Cainozoic Ostracods. 153—330, 25 Abb., 4 Tab., Taf. 1—24 [In:] Yunnan Mesozoic Fossils, vol. 2, Peking (Sci. Publ. House) 1977.
- ZHENG, Shuying: Early Mesozoic ostracods from some localities in Southwest China. — Acta palaeont. Sinica, 15 (1), 77—96, 1 Tab., 3 Taf., Peking 1976.

Tafelerläuterungen

Tafel 1

Rotaliforme Foraminiferen aus Mergeln der oberanisischen Leidapo-Subformation, Mittel-Trias, von Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina.

- Fig. 1: *Duostomina rotundata* KRISTAN-TOLLMANN
G von oben; Probe CH 48.
- Fig. 2: *Variostoma acutoangulata* KRISTAN-TOLLMANN
G von der Seite; Probe CH 53.
- Fig. 3: *Diplotremina astrofimbriata* KRISTAN-TOLLMANN
G von der Seite; Probe CH 48.
- Fig. 4: *Diplotremina astrofimbriata* KRISTAN-TOLLMANN
G von unten; Probe CH 40.

- Fig. 5: *Duostomina cassiana* (GUMBEL)
G von oben; Probe CH 40.
- Fig. 6, 7: *Diplostromina altoconica* KRISTAN-TOLLMANN, CH 48.
Fig. 6: G von schräg seitlich, Ventralseite oben.
Fig. 7: G von der Seite.
- Fig. 8, 9: *Ammobaculites radstadtensis* KRISTAN-TOLLMANN, CH 48. Diese Foraminifere gehört nicht zu den „Rotaliformen“, wird jedoch hier mit abgebildet, weil sie einen der häufigsten und wegen ihrer Größe auch auffälligsten Bestandteil der Mikrofauna von Leidapo darstellt. Sie ist auch in den Kalken des Fundpunktes Leidapo enthalten.

Tafel 2

Nodobairdia sinense n. sp. aus Mergeln der oberanisischen Leidapo-Subformation, Mittel-Trias, von Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina. Fig. 1, 8, 10: Probe CH 48; Fig. 2, 4, 6, 7: Probe CH 40; Fig. 3, 5, 9: Probe CH 53.

- Fig. 1: Holotypus, L, adult.
Fig. 2: G von rechts, adult.
Fig. 3: L, adult.
Fig. 4: G von rechts, Larve.
Fig. 5, 7: L, Larve.
Fig. 6, 8: R, Larve.
Fig. 9: G von oben, vorne ist rechts.
Fig. 10: G von links, Larve.

Tafel 3

Ostracoden aus Mergeln der oberanisischen Leidapo-Subformation, Mittel-Trias, von Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina.

- Fig. 1—4: *Mirabairdia medionodosa* n. sp.
Fig. 1: G von links, Holotypus; Probe CH 53.
Fig. 2: L, Larve; CH 48.
Fig. 3, 4: L, 4 frühe Larve; CH 40.
- Fig. 5—9: *Margarobairdia margaritifera sinica* n. ssp.
Fig. 5: L, Holotypus; Probe CH 48.
Fig. 6, 8: R, Probe CH 48.
Fig. 7: L, Larve; CH 40.
Fig. 9: G von oben, links ist vorne, Larve; CH 53.
- Fig. 10: *Bairdiacypris*? sp.
R, Larve; Probe CH 40.

Tafel 4

Ostracoden aus Mergeln der oberanisischen Leidapo-Subformation, Mittel-Trias, von Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina.

- Fig. 1—6: *Margarobairdia weii* n. sp.
Fig. 1, 2: L, Holotypus; Probe CH 48.

1 : Ausschnitt vom posterodorsalen, perlenbesetzten Dorsalrand.

Fig. 3: L, Larve; Probe CH 48.

Fig. 4: R, adult; CH 48.

Fig. 6: R, frühe Larve, anteroventral beschädigt; CH 48.

Fig. 7: *Urobairdia* n. sp. A

G von links; Probe CH 48.

Fig. 8, 9: *Urobairdia* n. sp. B

Fig. 8: G von rechts; Probe CH 48.

Fig. 9: L, Probe CH 48.

Fig. 10: *Bairdiacypris* ? sp.

R, Larve; Probe CH 40.

Tafel 5

Ostracoden aus Mergeln der oberanischen Leidapo-Subformation, Mittel-Trias, von Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina.

Fig. 1—4, 6: *Margarobairdia zapfei* n. sp.

Fig. 1: L, Holotypus; Probe CH 40.

Fig. 2: L, Larve; Probe CH 53.

Fig. 3: L, CH 48.

Fig. 4: R, CH 48.

Fig. 6: R, CH 40.

Fig. 5, 7—9: *Margarobairdia exigua* n. sp.

Fig. 5: G von links, Holotypus; Probe CH 53.

Fig. 7: L, Larve; CH 48.

Fig. 8: R, CH 48.

Fig. 9: R, CH 53.

Fig. 10: *Bairdiacypris* ? sp.

G von links, Larve; Probe CH 40.

Tafel 6

Gruendelicythere ampelsbachensis KOZUR & BOLZ aus verschiedenen Fundorten der Tethys-Trias.

Fig. 1, 2: G von rechts und von oben; aus unterstkarnischen (Ober-Trias) Seelandschichten vom Seelandbach links, Aufschluß SW der Festung Plätzwies, 15 m S vom Querweg über den Bach, Probe U 844. Etwa 3 km NW Schluderbach, Südtiroler Dolomiten, Italien. 200 ×.

Fig. 3, 4: L aus Mergeln der oberanischen Leidapo-Subformation, Mittel-Trias, von Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina; Probe CH 48.

Fig. 3: Ausschnitt von Fig. 4, 250 ×.

Fig. 4: 120 ×.

Fig. 5: G von links, 200 ×. Zlambachmergel, Rhät nov. s. (Sevat?), Ober-Trias. 125 m S vom Südrand der Roßmoosalm, westlicher Stambach-Quellgraben, Probe R 342. 3 km NE Goisern, Salzkammergut, Ober-Österreich.

Fig. 6, 7: G von rechts und von oben, 200 ×. Schalenoberfläche überkrustet oder abgewittert. Raibler Schichten s.l., Karn, Ober-Trias. Linker Quellast des Kämpferbaches (24,8 m Mächtigkeit unter Megalodus-

kalkpaket-Unterrand), Probe U 968, 1,2 km W Raibl, Julische Alpen, Italien.

Tafel 7

Ostracoden aus Mergeln der oberanisischen Leidapo-Subformation, Mittel-Trias, von Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina.

- Fig. 1—6: *Gramella ventroinflata* n. sp.
Fig. 1: L, Probe CH 48; 155 ×.
Fig. 2: G von rechts, Holotypus; Probe CH 48; 160 ×.
Fig. 3: L von innen, CH 48; 190 ×.
Fig. 4: L von innen, CH 40; 155 ×.
Fig. 5: G von oben, CH 48; 150 ×.
Fig. 6: G von unten, CH 48; 155 ×.
- Fig. 7—9: *Renngartenella clivosa* n. sp.
Fig. 7: L, Probe CH 40; 170 ×.
Fig. 8: L, Holotypus, CH 40; 205 ×.
Fig. 9: L, CH 48; 200 ×.
- Fig. 10: *Gruendeliccythere ampelsbachensis* KOZUR & BOLZ
R, beschädigt, CH 40; 140 ×.
- Fig. 11: *Judahella (Judahella) tuberculifera* (GUMBEL)
L, Larve, Probe CH 48; 205 ×.

Tafel 8

Ostracoden aus Mergeln der oberanisischen Leidapo-Subformation, Mittel-Trias, von Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina.

- Fig. 1—6: *Gruendeliccythere leidapoensis* n. sp.
Fig. 1: L ♀, Probe 48; 140 ×.
Fig. 2: R ♀, CH 40; 200 ×.
Fig. 3: L ♂, Holotypus, CH 48; 170 ×.
Fig. 4: R ♂, CH 48; 170 ×.
Fig. 5: G von unten, ♀, CH 40; 120 ×.
Fig. 6: G von oben, ♂, CH 48; 175 ×.
- Fig. 7: *Judahella (Judahella) acienodosa* n. sp.
G von oben, Probe CH 48; 210 ×.
- Fig. 8: *Judahella (Judahella) callosa* n. sp.
G von oben, Probe CH 48; 200 ×.
- Fig. 9, 10: *Mostlerella sinica* n. sp.
Fig. 9: G von oben, Probe CH 48; 200 ×.
Fig. 10: G von unten, Probe CH 48; 200 ×.

Tafel 9

Ostracoden aus Mergeln der oberanisischen Leidapo-Subformation, Mittel-Trias, von Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina.

- Fig. 1—4: *Judahella (Judahella) galli gracilis* n. ssp.
Fig. 1: L, Holotypus, Probe CH 40; 175 ×.
Fig. 2: R, Probe CH 48; 195 ×.

- Fig. 3: L, CH 40; 200 ×.
 Fig. 4: R, CH 40; 200 ×.
 Fig. 5—9: *Judahella (Judahella) andrusovi* KOZUR & BOLZ
 Fig. 5: L, Probe CH 48; 140 ×.
 Fig. 6: R, CH 40; 150 ×.
 Fig. 7: L, CH 40; 130 ×.
 Fig. 8: R, posterodorsal ausgebrochen, CH 48; 135 ×.
 Fig. 9: R von innen, CH 40; 135 ×.
 Fig. 10: *Movschovitschia rotundata* n. sp.
 R, Holotypus, Probe CH 48; 150 ×.

Tafel 10

Ostracoden aus Mergeln der oberanisischen Leidapo-Subformation, Mittel-Trias, von Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina.

- Fig. 1, 2, 4: *Judahella (Judahella) quadrucornuta* n. sp.
 Fig. 1: L, Holotypus, Probe CH 53; 125 ×.
 Fig. 2: R, CH 40; 130 ×.
 Fig. 4: R, CH 48; 140 ×.
 Fig. 3: *Judahella (Judahella)* sp.
 L, CH 40; 200 ×.
 Fig. 5—10: *Judahella (Judahella) galli gibbera* n. ssp.
 Fig. 5: R, Probe CH 40; 275 ×.
 Fig. 6: R, CH 40; 200 ×.
 Fig. 7: L, CH 48; 200 ×.
 Fig. 8: R, CH 40; 200 ×.
 Fig. 9: L, Holotypus, CH 48; 200 ×.
 Fig. 10: L, CH 48; 200 ×.

Tafel 11

Ostracoden aus Mergeln der oberanisischen Leidapo-Subformation, Mittel-Trias, von Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina.

- Fig. 1—6: *Mostlerella sinica* n. sp.
 Fig. 1: L, Holotypus, Probe CH 48; 200 ×.
 Fig. 2: R, CH 48; 225 ×.
 Fig. 3: L, CH 40; 220 ×.
 Fig. 4: R, CH 48; 200 ×.
 Fig. 5: L, CH 48; 190 ×.
 Fig. 6: R, ♂?, CH 48; 225 ×.
 Fig. 7, 8, 10: *Judahella (Judahella) callosa* n. sp.
 Fig. 7: L, Probe CH 40; 225 ×.
 Fig. 8: R, CH 48; 200 ×.
 Fig. 10: G von rechts, Holotypus, CH 48; 200 ×.
 Fig. 9: *Judahella (Judahella) acienodosa* n. sp.
 G von links, Holotypus, Probe CH 48; 225 ×.

Tafel 12

Ostracoden aus Mergeln der oberanisischen Leidapo-Subformation, Mittel-Trias, von Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina.

- Fig. 1, 2, 4: *Renngartenella crassa* n. sp.
 Fig. 1: L, Probe CH 40.
 Fig. 2: R, Holotypus, CH 40.
 Fig. 4: R, CH 48.
- Fig. 3, 5—9: *Renngartenella exilicostata* n. sp.
 Fig. 3 (L), 6 (R), 9 (R): CH 48.
 Fig. 5 (L), 7 (R, Holotypus), 8 (R): CH 40.
- Fig. 10: *Movschovitschia interrupta* n. sp.
 G von rechts, flachgedrückt, Probe CH 48.

Tafel 13

Ostracoden aus Mergeln der oberanisischen Leidapo-Subformation, Mittel-Trias, von Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina.

- Fig. 1—5: *Movschovitschia interrupta* n. sp.
 Fig. 1: L, Probe CH 48; 160 ×.
 Fig. 2: R, CH 48; 180 ×.
 Fig. 3: G von links, Holotypus, CH 48; 160 ×.
 Fig. 4: R, CH 40; 170 ×.
 Fig. 5: L, CH 40; 150 ×.
- Fig. 6, 8: *Movschovitschia tenuis* n. sp.
 Fig. 6: R, CH 40; 170 ×. Hinterende z. T. abgebrochen.
 Fig. 8: R, Holotypus, CH 40; 160 ×.
- Fig. 7, 9—12: *Kerocythere (Rekocythere) cristata* n. sp.
 Fig. 7: L, Holotypus, CH 40; 90 ×.
 Fig. 9: L, CH 48; 100 ×.
 Fig. 10: L, CH 48; 90 ×.
 Fig. 11: L, CH 40; 100 ×.
 Fig. 12: G von oben, flachgedrückt, CH 48; 165 ×.

Tafel 14

Ostracoden aus Mergeln der oberanisischen Leidapo-Subformation, Mittel-Trias, von Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina.

- Fig. 1—6: *Judahella (Costahella) muelleri* (KOZUR)
 Fig. 1, 3, 5: L, Probe CH 48; 200 ×.
 Fig. 2: R, CH 40; 200 ×.
 Fig. 4: R, CH 48; 225 ×.
 Fig. 6: L, CH 40; 200 ×.
- Fig. 7: *Triceratina leidapoensis* n. sp.
 R, Holotypus, CH 48; 135 ×.
- Fig. 8: *Monoceratina?* sp.
 R, CH 40; 140 ×.
- Fig. 9, 10: *Judahella (Costahella) arcuata* n. sp.
 Fig. 9: L, CH 48; 200 ×.
 Fig. 10: R, Holotypus, CH 48; 200 ×.
- Fig. 11: *?Monoceratina?* sp. 4135 MICHELSEN
 L, CH 48; 225 ×.
- Fig. 12: *Mostlerella sinica* n. sp.
 R, ♂ ?, CH 40; 190 ×.

Tafel 15

Ostracoden aus Mergeln der oberanischen Leidapo-Subformation, Mittel-Trias, von Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina.

- Fig. 1—5: *Triadohealdia? ventroplanata* KRISTAN-TOLLMANN
Fig. 1: R von innen, CH 48; 200 ×.
Fig. 2: L, CH 48; 205 ×.
Fig. 3: G von oben, CH 48; 145 ×.
Fig. 4: G von unten, CH 48; 180 ×.
Fig. 5: R von innen, CH 40; 180 ×.
- Fig. 6—10: *Reubenella* sp.
Fig. 6: G von oben, vorne ist rechts, CH 53; 75 ×.
Fig. 7: L, Larve, posterodorsal beschädigt, CH 48; 120 ×.
Fig. 8: L, Larve, CH 48; 90 ×.
Fig. 9: R, Larve, CH 53; 80 ×.
Fig. 10: L, Larve, CH 53; 80 ×.
- Fig. 11: *Leviella rudis rectangulata* n. ssp.
R, Larve, CH; 155 ×.

Tafel 16

Leviella rudis rectangulata n. ssp. aus Mergeln der oberanischen Leidapo-Subformation, Mittel-Trias, von Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina. Probe CH 40: 2, 5, 7; CH 48; 1, 3, 4, 9; CH 53: 6, 10.

- Fig. 1: G ♀ von links, Holotypus, 225 ×.
Fig. 2: R, 80 ×.
Fig. 3: L, posterodorsal beschädigt, 225 ×.
Fig. 4: R, 80 ×.
Fig. 5: L, posterodorsal abgebrochen, 110 ×.
Fig. 6: R ♀, 80 ×.
Fig. 7: R, 100 ×.
Fig. 8: Ausschnitt der Schalenoberfläche aus dem dorso-anteromedianen Bereich des Medianfeldes von Fig. 7, 550 ×.
Fig. 9: R, posterodorsal und vorne beschädigt, 130 ×.
Fig. 10: G von oben, vorne ist rechts; 85 ×.

Tafel 17

- Fig. 1: *Gruendeliccythere pedracensis* n. sp.
G von links, Holotypus, 155 ×.
Cassianer Schichten, Unter-Karn, Cordevol, der großen Rutschung oberhalb Pedraces, 2,2 km WNW St. Leonhard-Abtei, Südtiroler Dolomiten, Italien. Probe x 81.
- Fig. 2: *Judahella (Judahella) tuberculifera* (GÜMBEL)
G von links, frühe Larve, 155 ×.
Rhätische Zlambachmergel (Placklesschichten) vom Plackles, Hohe Wand bei Wiener Neustadt, Nieder-Österreich.
- Fig. 3—6, 9—15: *Judahella (Judahella) tuberculifera* (GÜMBEL)
Sehr frühe Larven, 155 ×, im Vergleich zu einer ebensolchen Larve der selben Art von Leidapo, Südchina (Fig. 11, Taf. 7).
Fig. 3, 4: G von links.

Cassianer Schichten, Unter-Karn, Cordevol, der Ruones Wiesen am Westabfall der Pralongia SE Corvara, Südtiroler Dolomiten, Italien (Probe x 21).

- Fig. 5, 6: L von außen.
Raibler Schichten s. l., Karn, von Raibl (Cave del Predil), Kämpferbach (Probe U 965), Julische Alpen, Italien.
- Fig. 7, 8: *Judahella (Judahella) tuberculifera pulchra* (KNÜPFER & KOZUR)
Fig. 7: L von außen, 155 ×.
Fig. 8: R von außen, 155 ×.
Rhätische Zlambachmergel (Lebermergel), Ostrand des großen Aufschlusses im Grünbachgraben-Südast (Probe R 75), 1 km WSW St. Leonhard in Salzburg, Österreich.
- Fig. 9—15: Mittel-Anis, knollige Mergelkalke und Mergel der Scorteschlucht oberhalb des Kraftwerkes „Centrale Lora“, W Mt. Rove bei Recoaro, Italien.
Fig. 9: G von rechts, Probe U 755.
Fig. 10: G von links, Probe U 752.
Fig. 11: G von rechts, Probe U 752.
Fig. 12: G von oben, U 572.
Fig. 13: G von links, U 572.
Fig. 14, 15: L von innen, U 572.

Tafel 18

Judahella (Judahella) tuberculifera (GUMBEL), 138 ×.

Mittel-Anis, dünnsschichtige knollige Mergelkalke mit Mergellagen, Basis der nördlichsten Seitenrinne der Scorteschlucht, oberhalb des Kraftwerkes „Centrale Lora“, W Mt. Rove bei Recoaro, Italien (Probe U 755).

- Fig. 1: G von rechts, Larve.
Fig. 2: G von links, Larve.
Fig. 3: G von rechts, adult.
Fig. 4: G von links, adult.
Fig. 5: L von innen, Larve.
Fig. 6: G von oben, Larve.
Fig. 7: G von unten, Larve.
Fig. 8: G von oben, adult.

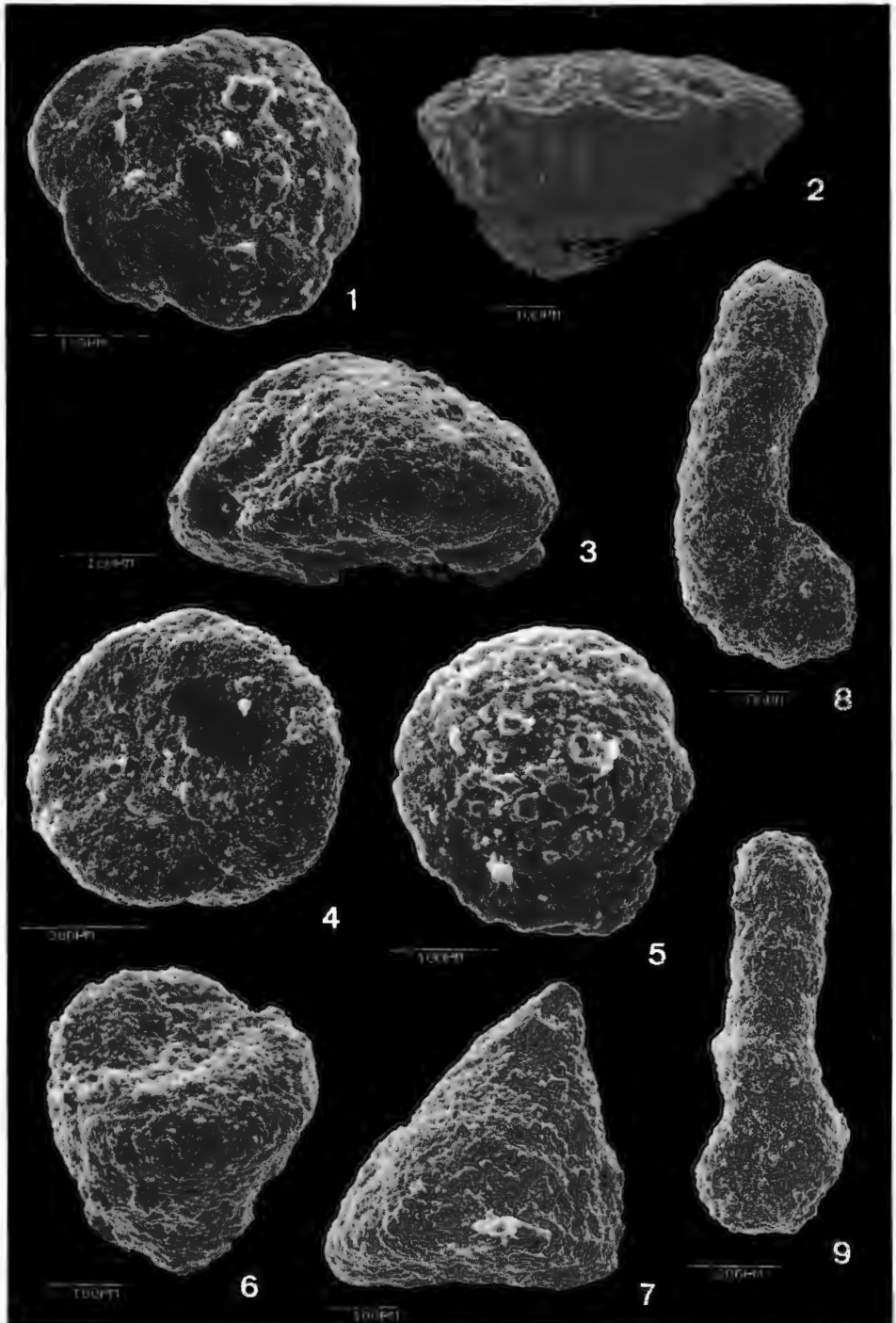
Tafel 19

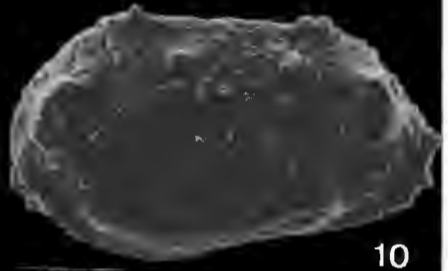
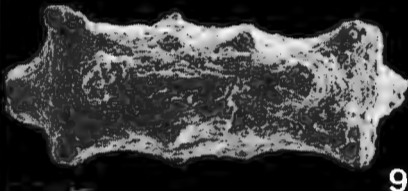
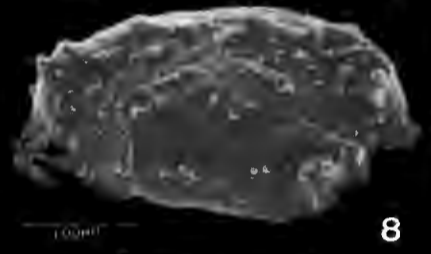
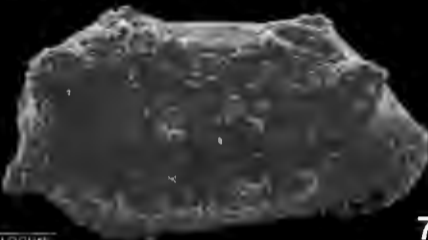
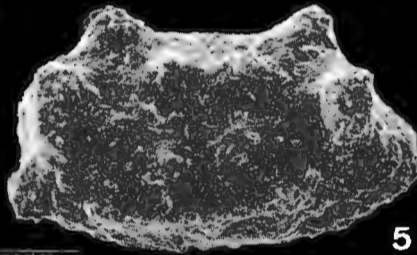
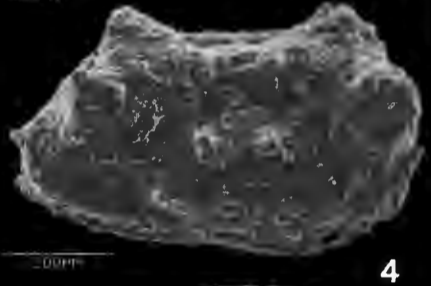
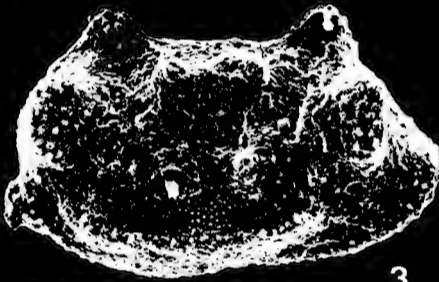
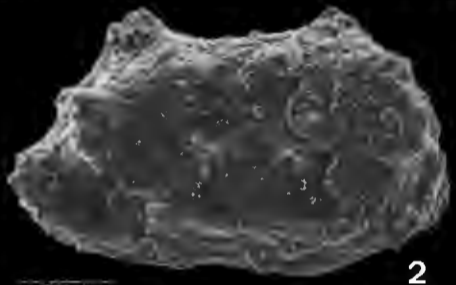
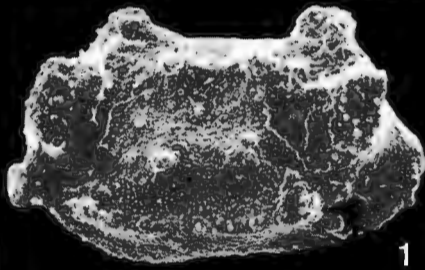
Judahella (Judahella) tuberculifera (GUMBEL) aus dem Karn, Raibler Schichten s. l., linker Quellast des Kämpferbaches, 1,2 km W Raibl, Julische Alpen, Italien.

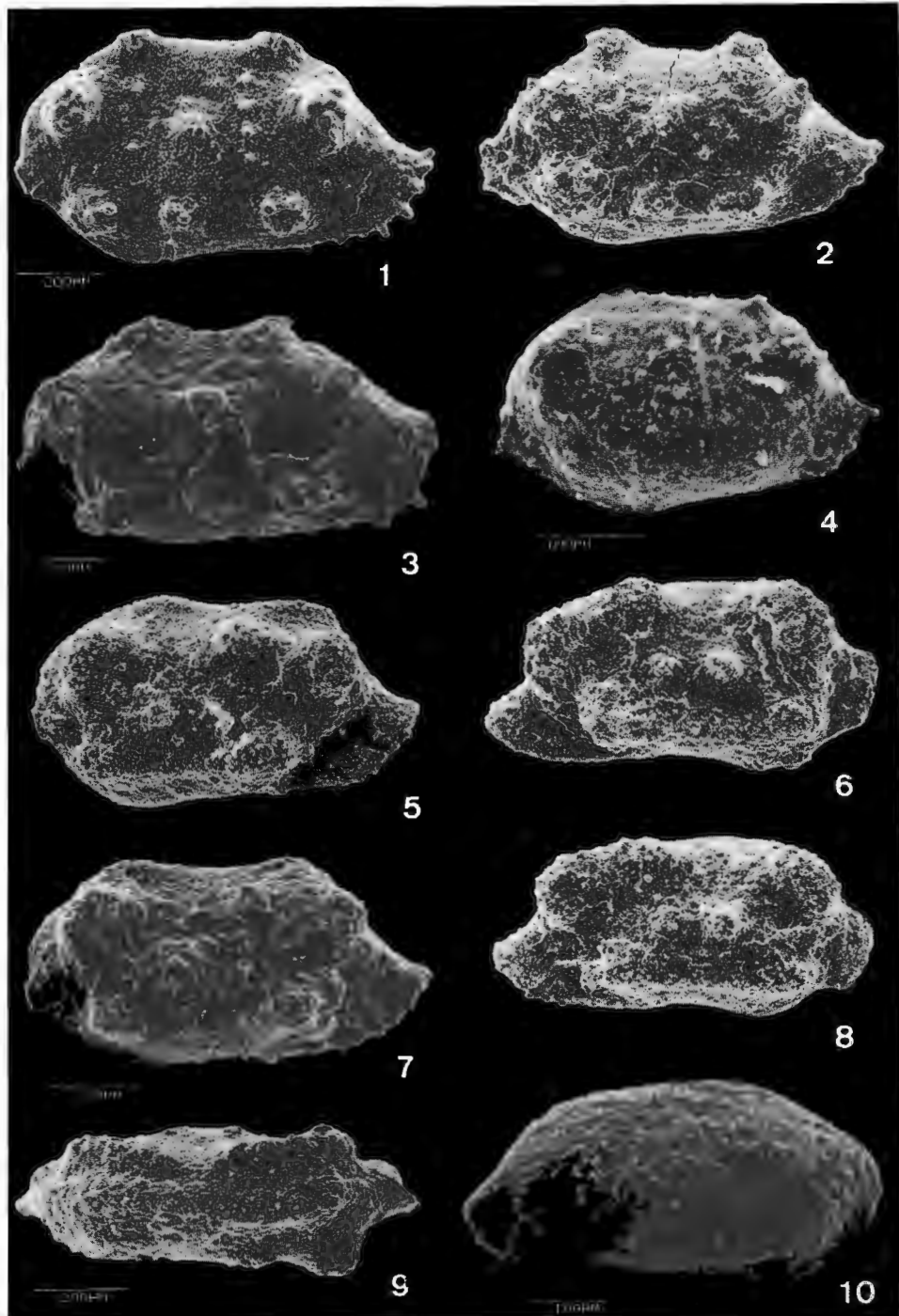
Fig. 1, 3, 8: Probe U 965, 47 m Mächtigkeit unter dem Megaloduskalkpaket-Unterrand. Fig. 2, 4: Probe U 956. Fig. 5—7: Probe U 968, 24,8 m Mächtigkeit unter dem Megaloduskalkpaket-Unterrand.

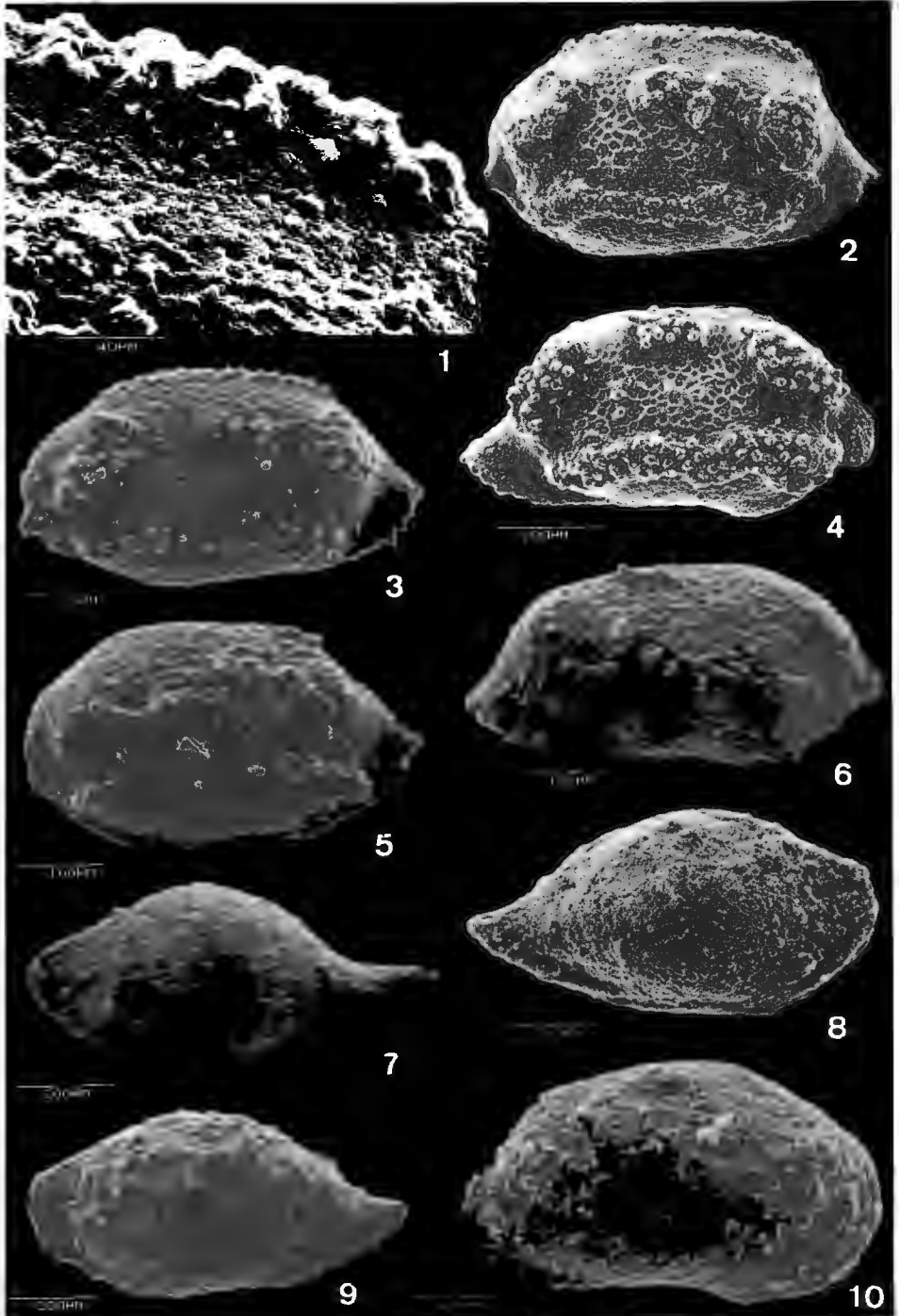
- Fig. 1: G von rechts, Larve. Dorsale dornförmige Knoten in voller Länge erhalten, ventrale lange Knoten abgebrochen. 90 ×.
Fig. 2: G von links, adult. Knoten nur als mehrweniger lange Stümpfe erhalten. Retikulation vor allem an der Basis der Knoten sichtbar, an der übrigen Schalenoberfläche meist abgewittert (vgl. Fig. 4). 90 ×.
Fig. 3: G von rechts, adult. 90 ×.

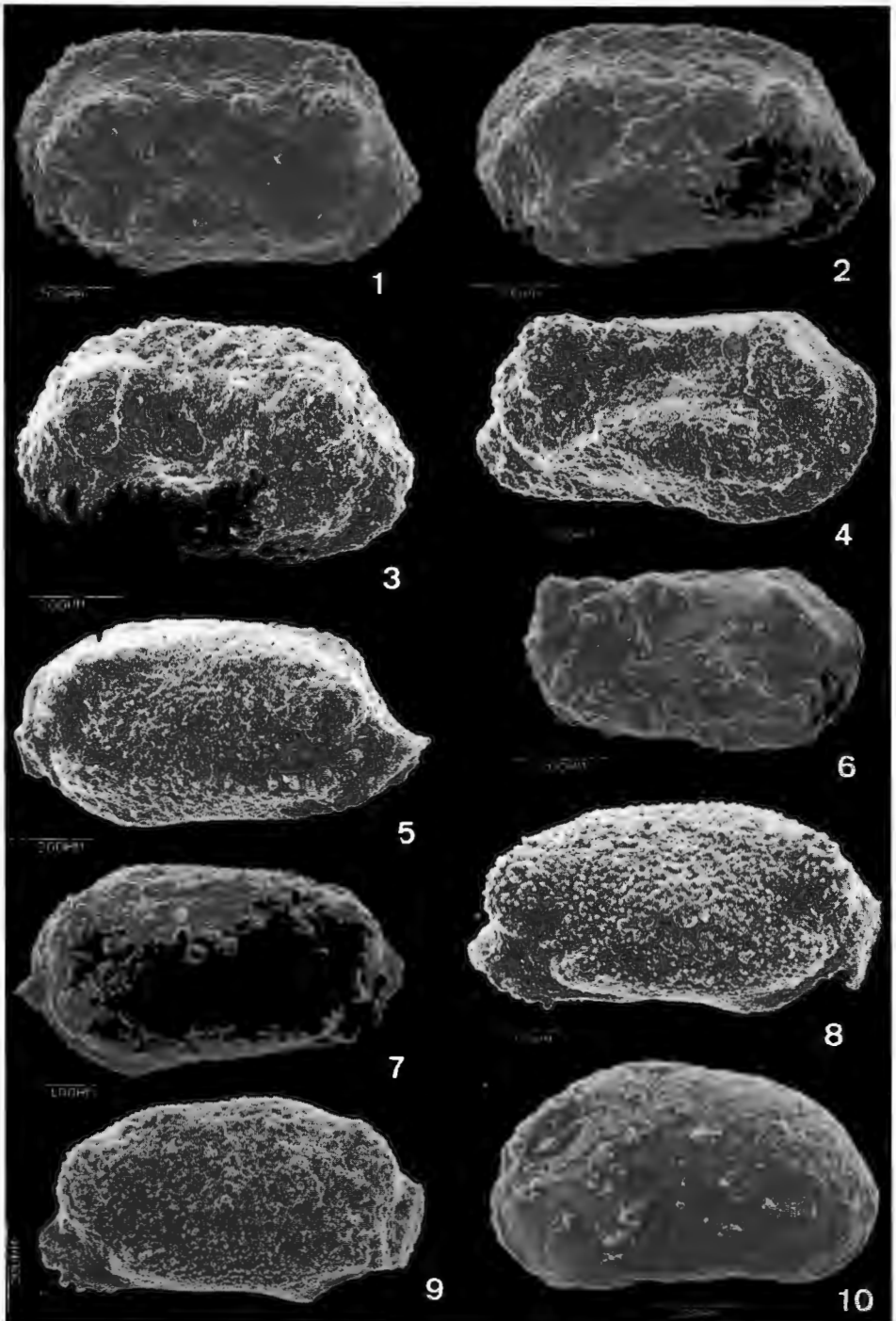
- Fig. 4: Ausschnitt von Fig. 2, $300\times$. Dritter dorsaler Knoten, Spitze abgewittert.
- Fig. 5: G von rechts, Larve, von schräg unten, um die Länge der dornförmigen Knoten zu veranschaulichen. $90\times$.
- Fig. 6: Ausschnitt von Fig. 5, $470\times$. Hinterer ventraler Knoten, fleckenförmige Warzen auf dem oberen Abschnitt des Knotens z. T. gut erhalten.
- Fig. 7: Ausschnitt von Fig. 5, $470\times$. Vorderer ventraler Knoten, auf der Spitze fleckenförmige Warzen.
- Fig. 8: R, Larve. Ventrale Knoten komplett mit bewarzten Spitzen erhalten. $90\times$.

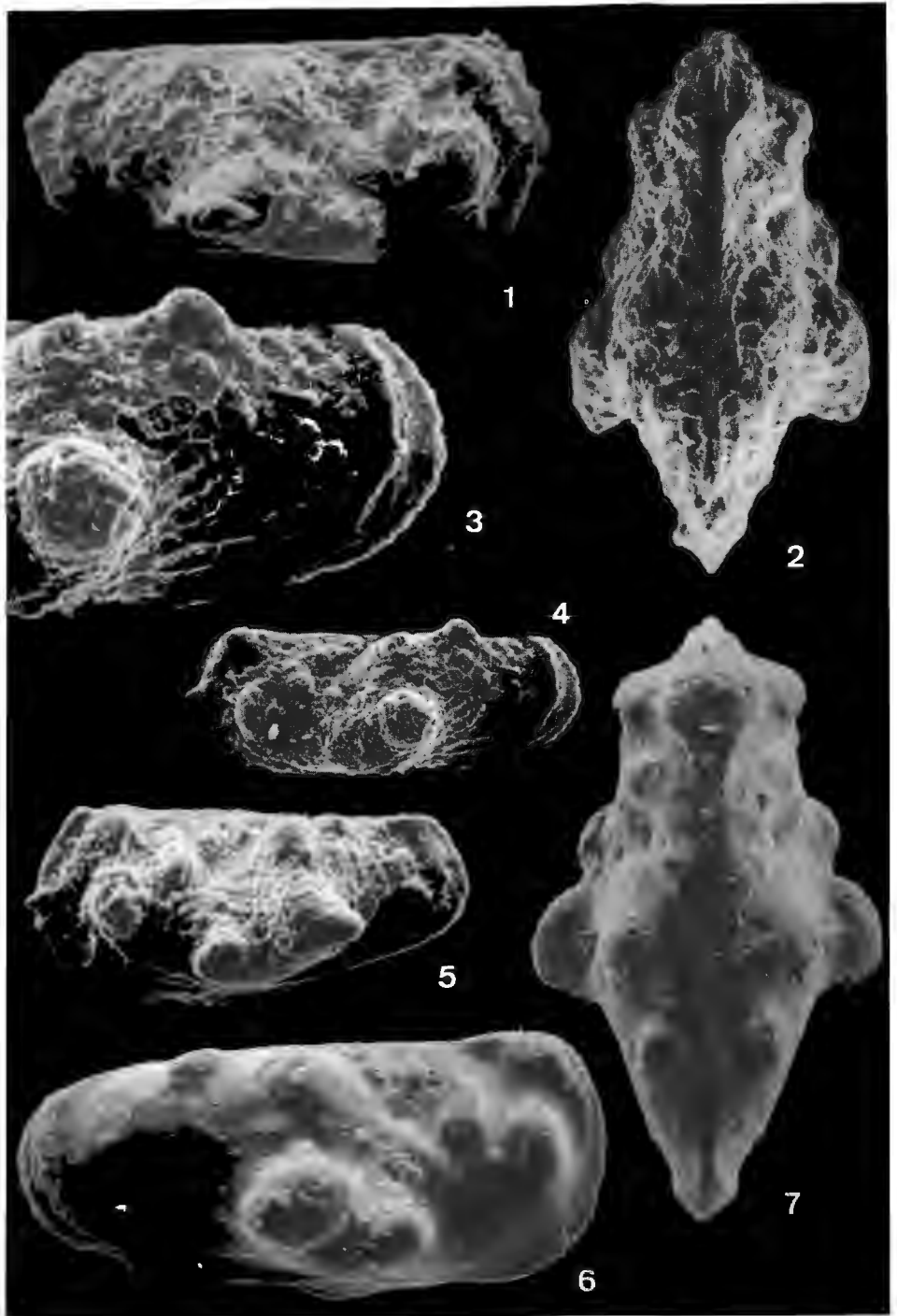


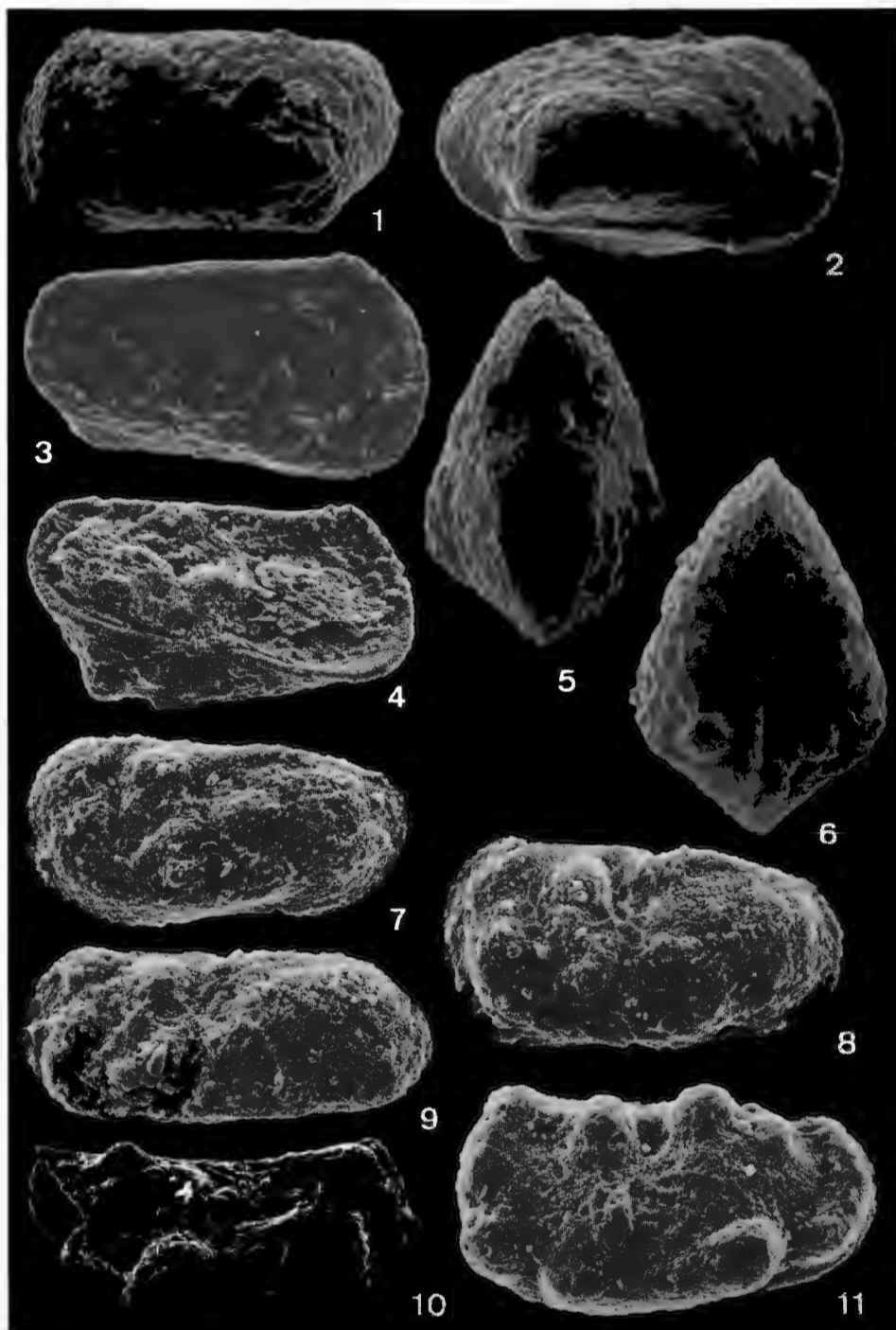


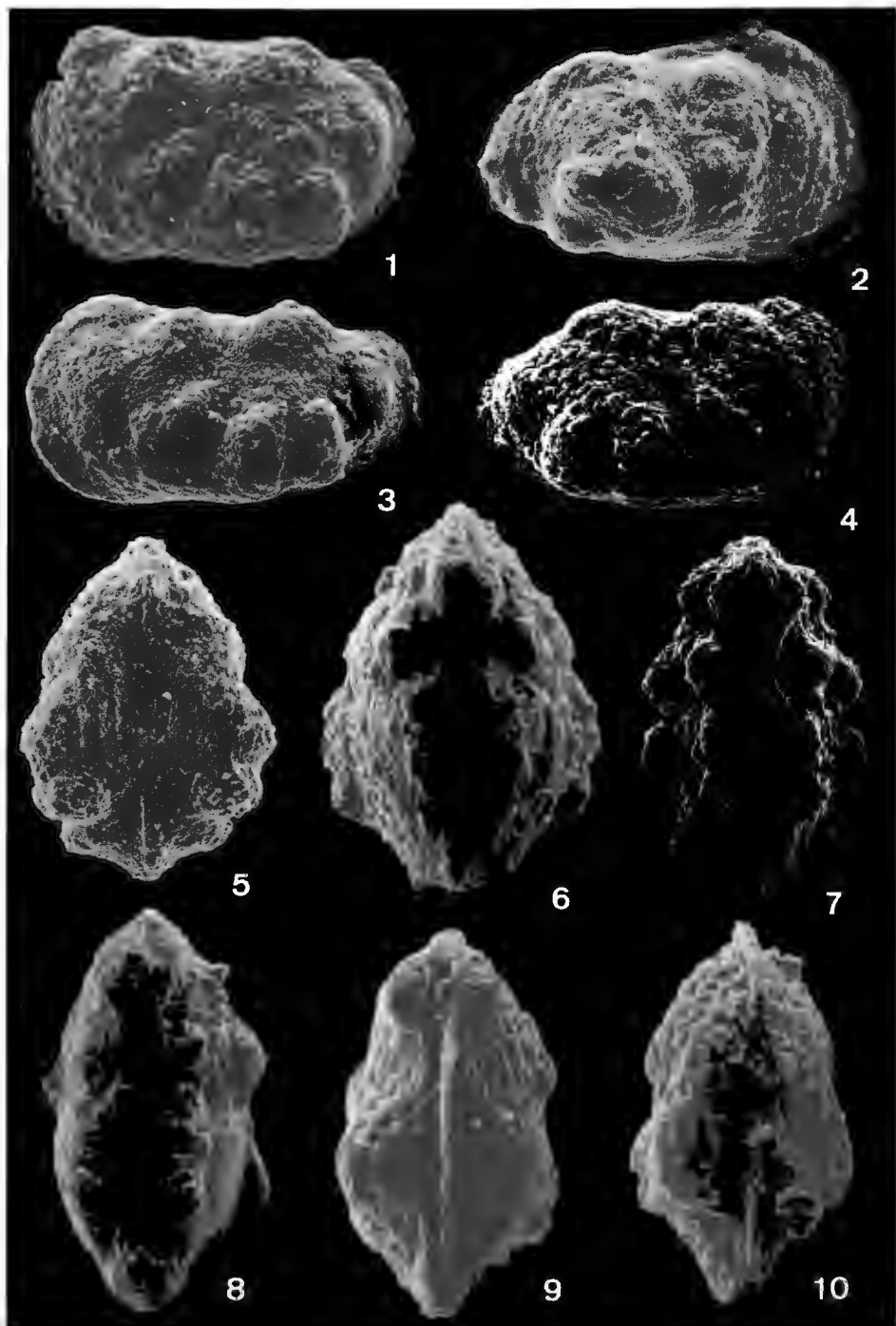


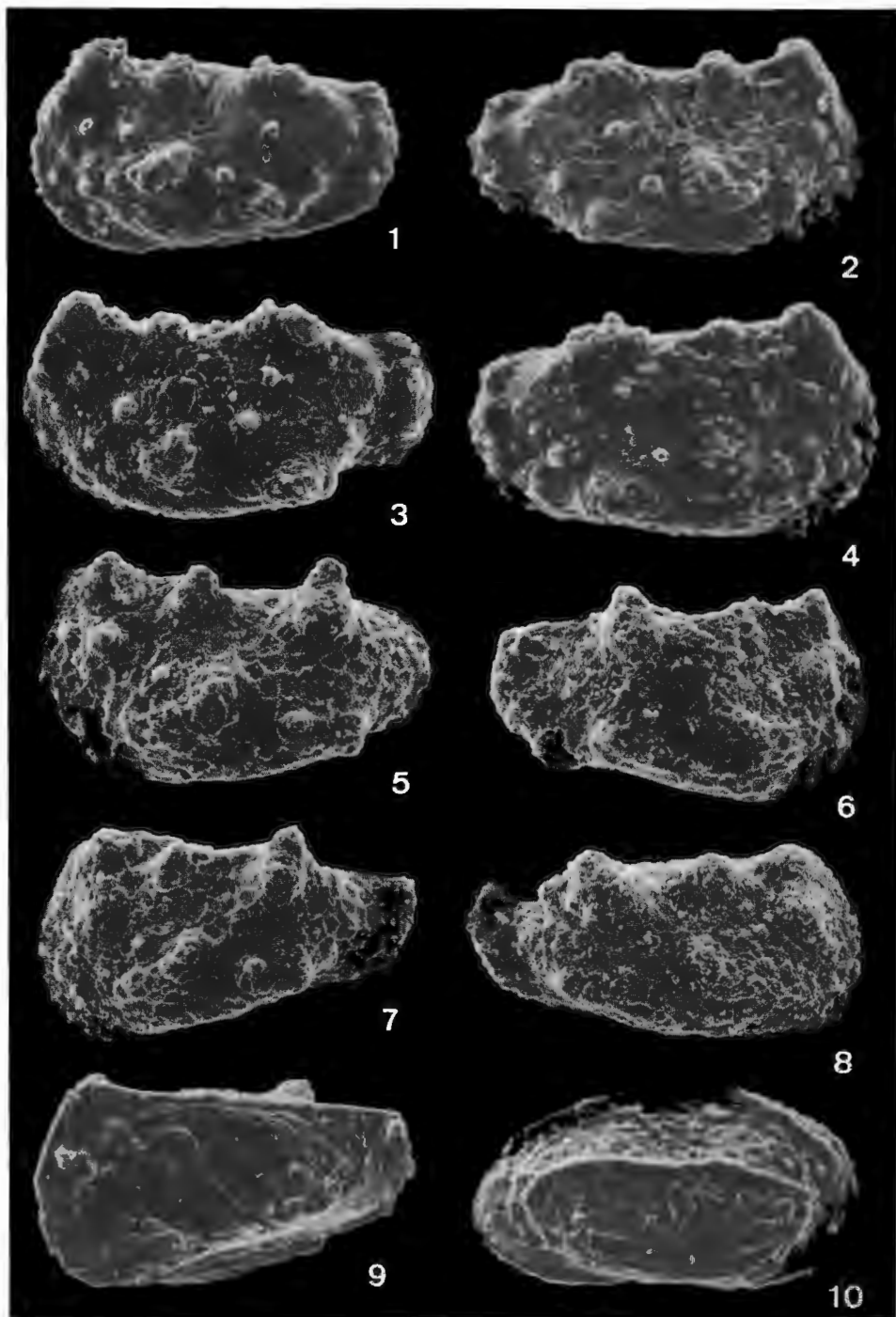


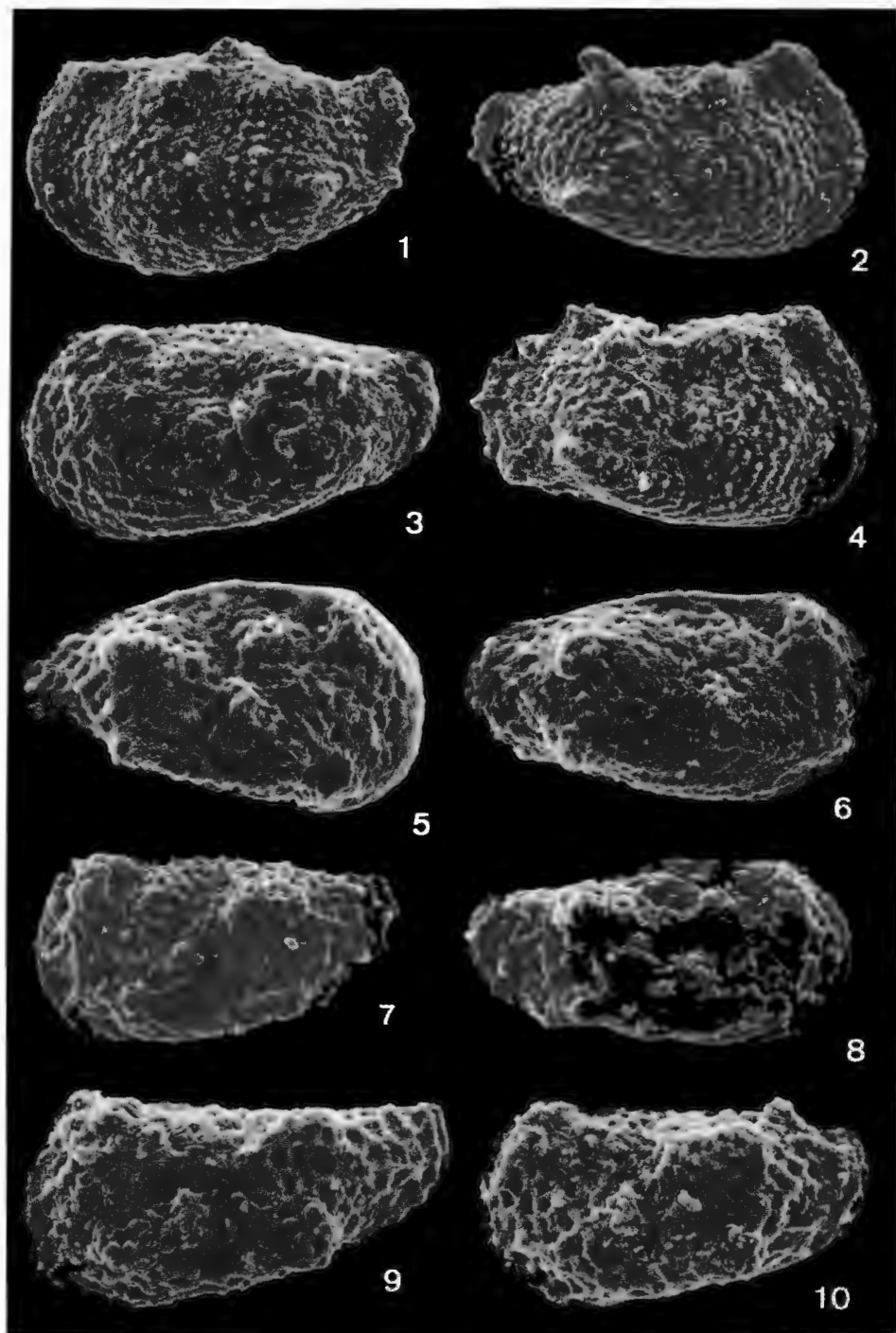


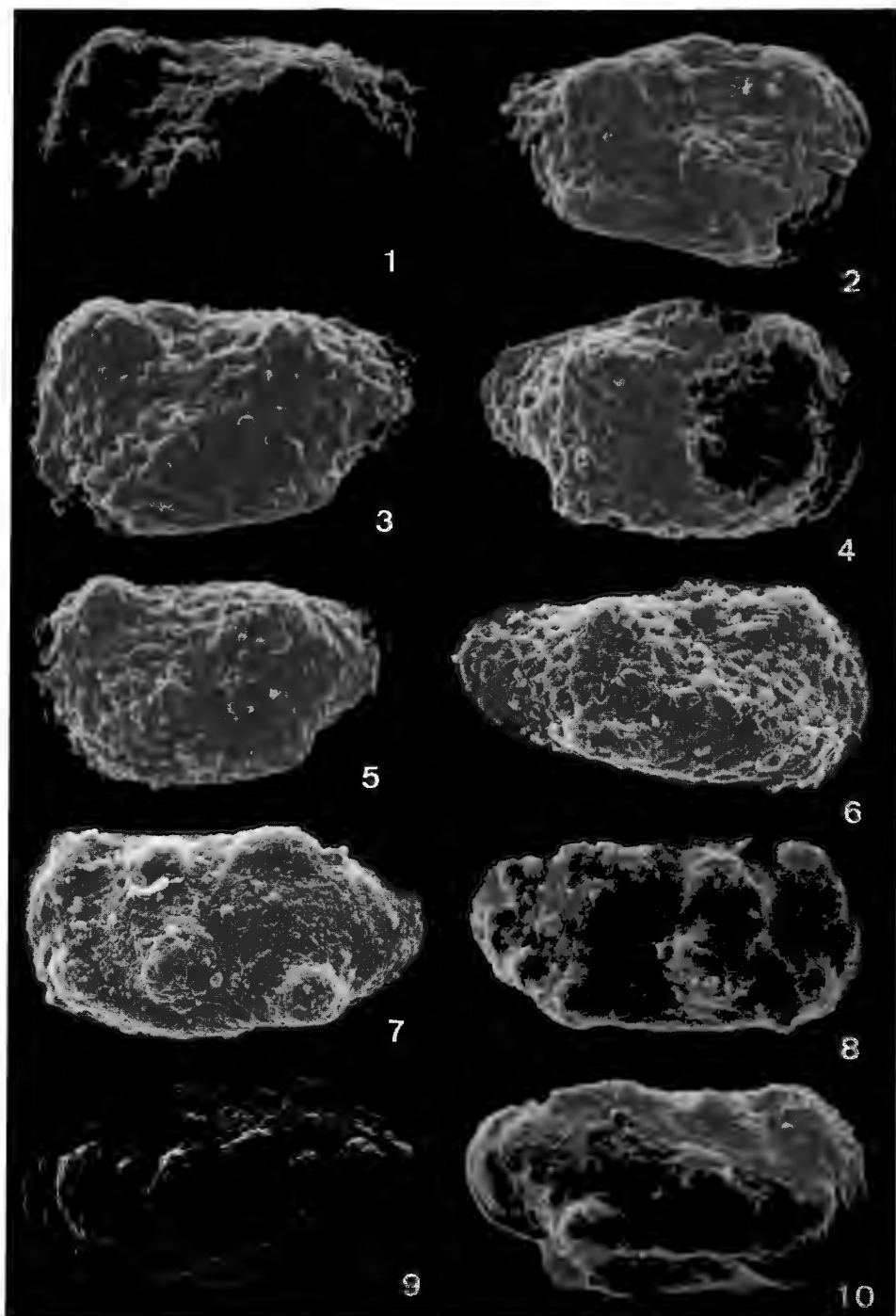


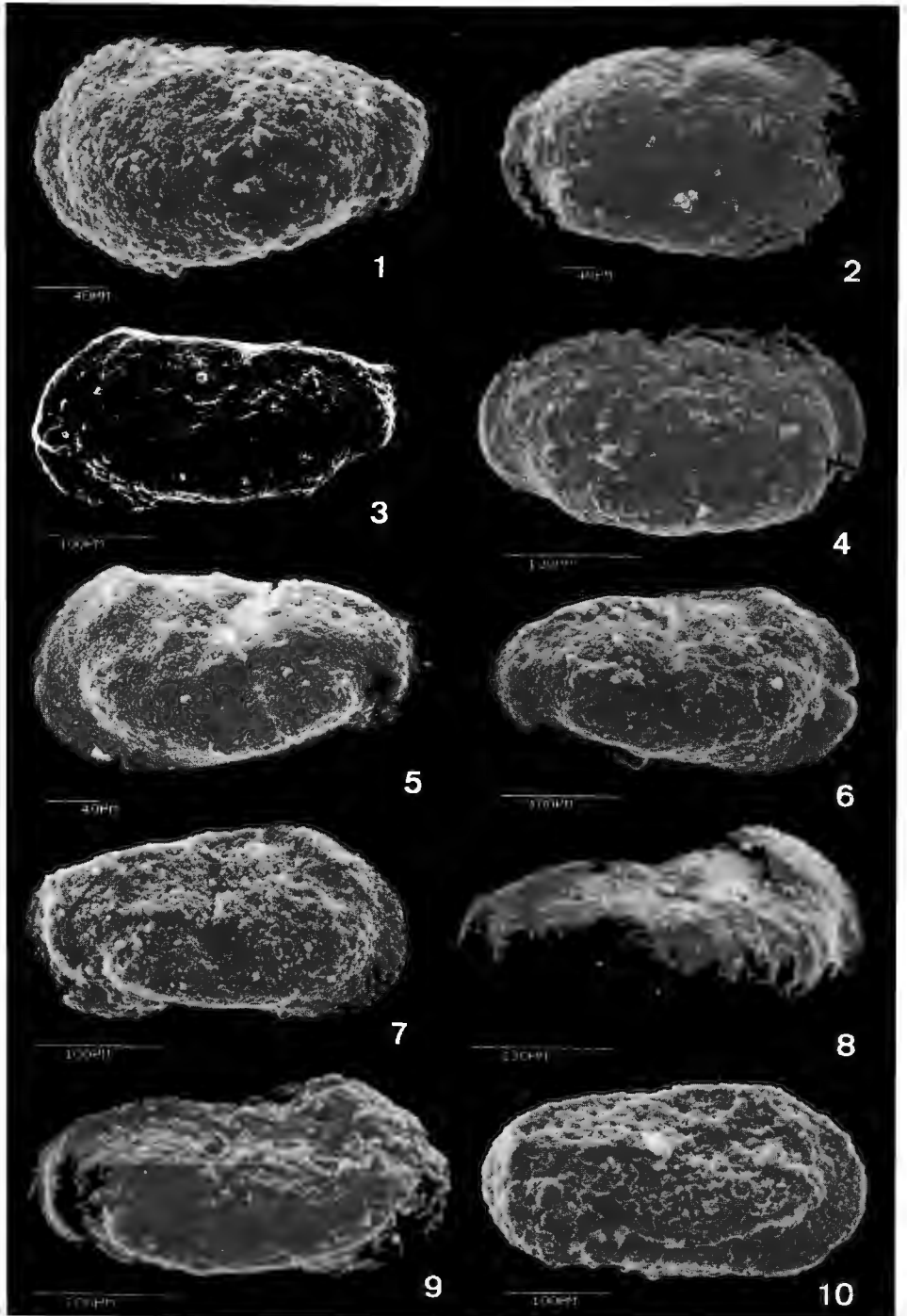


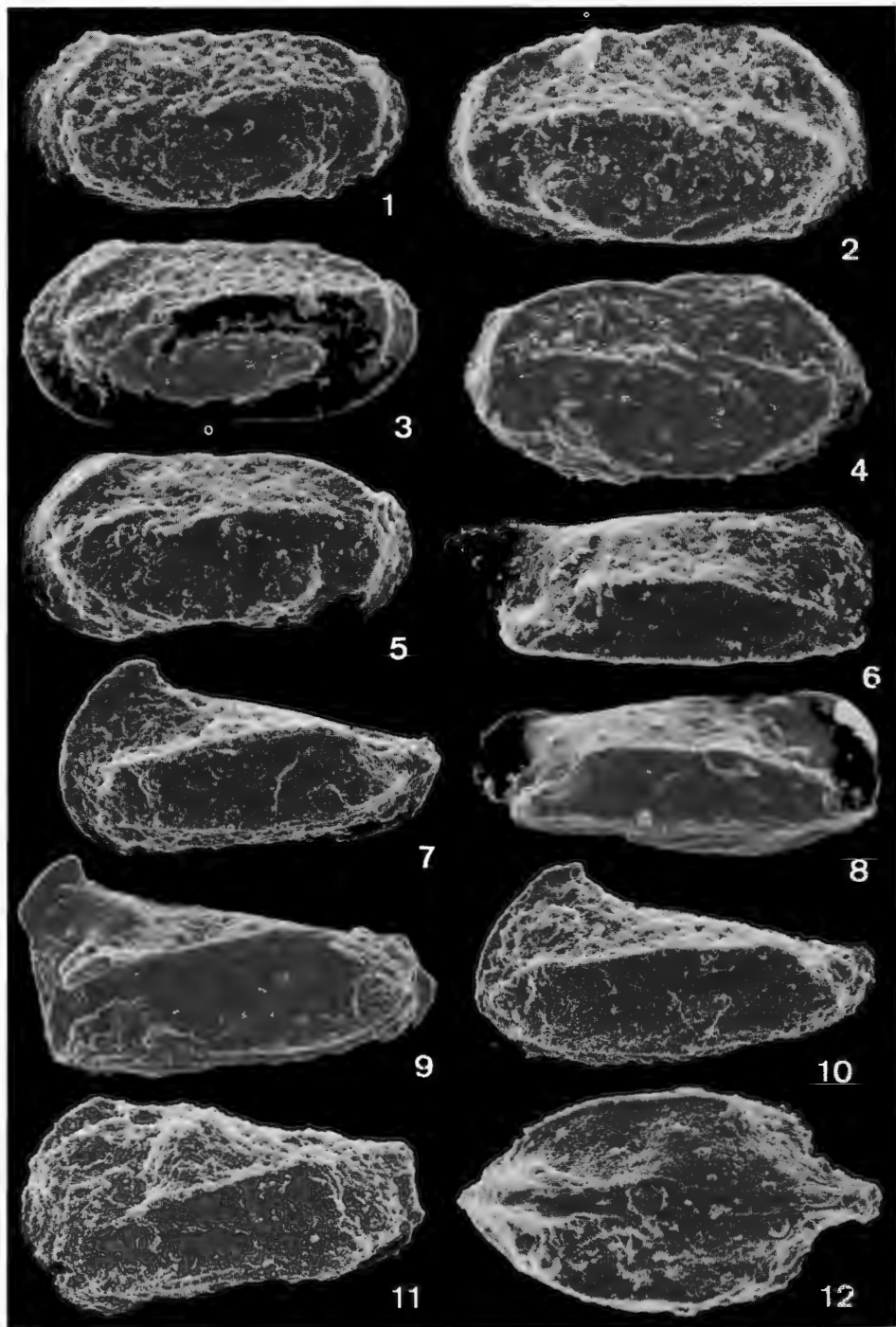


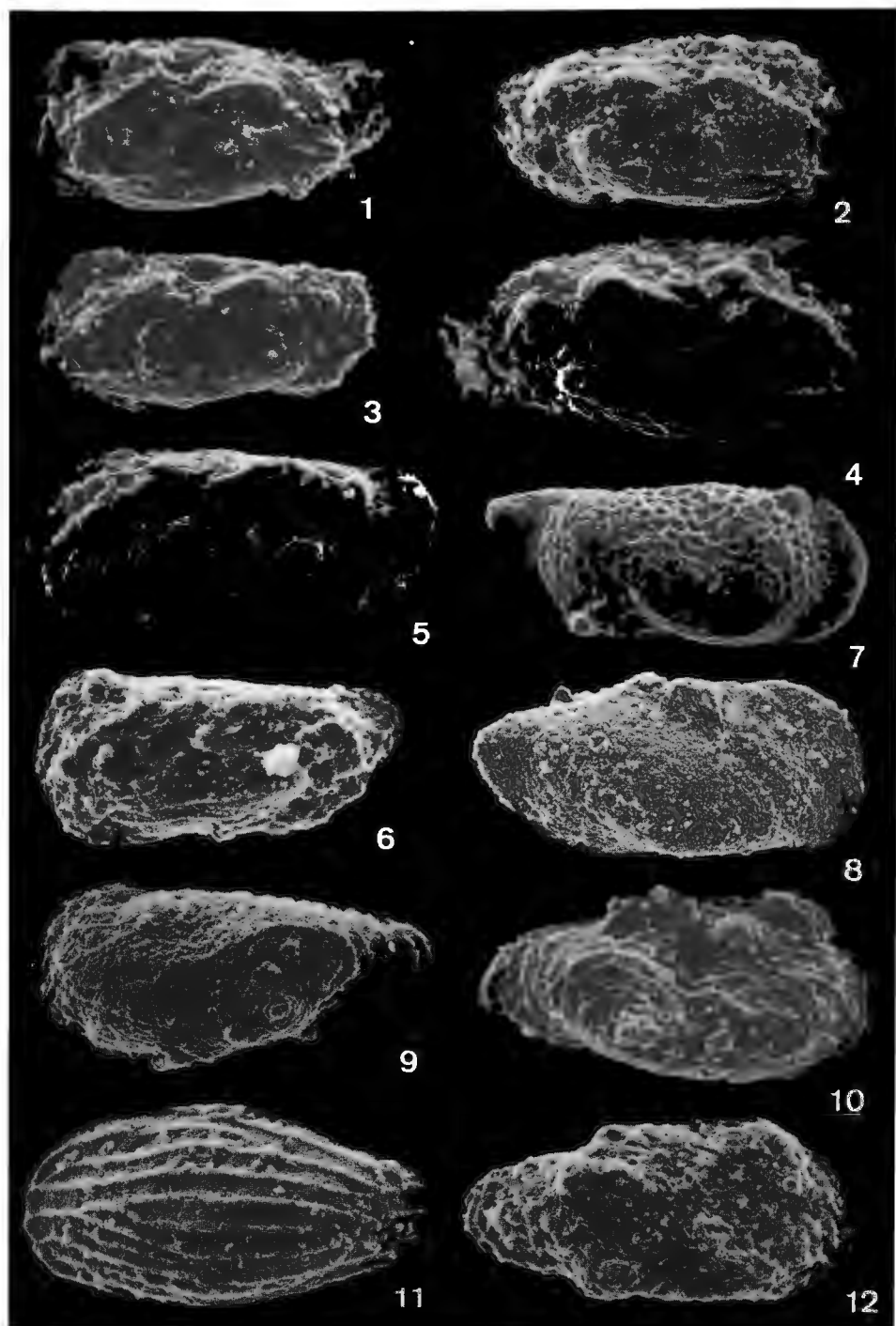


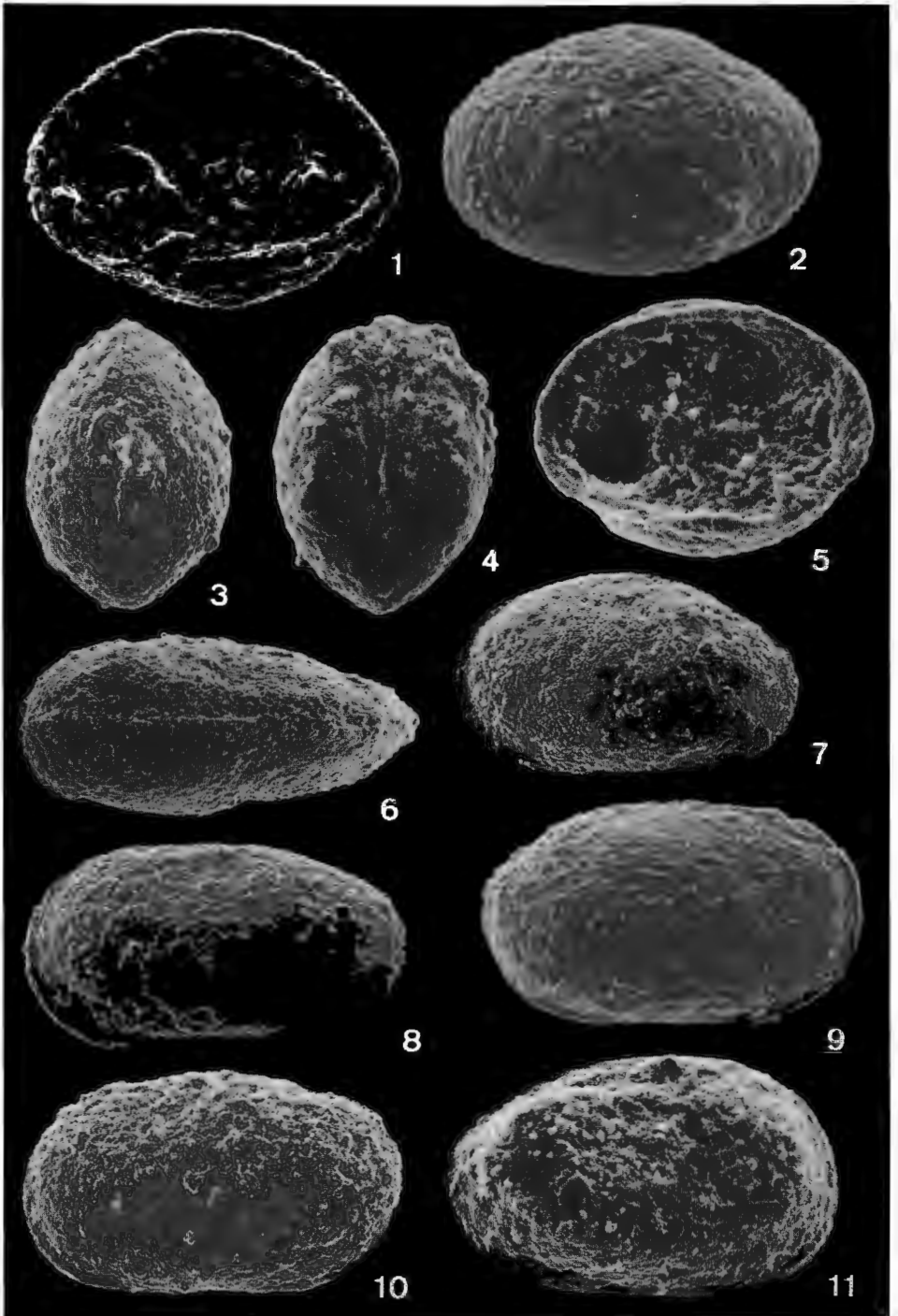


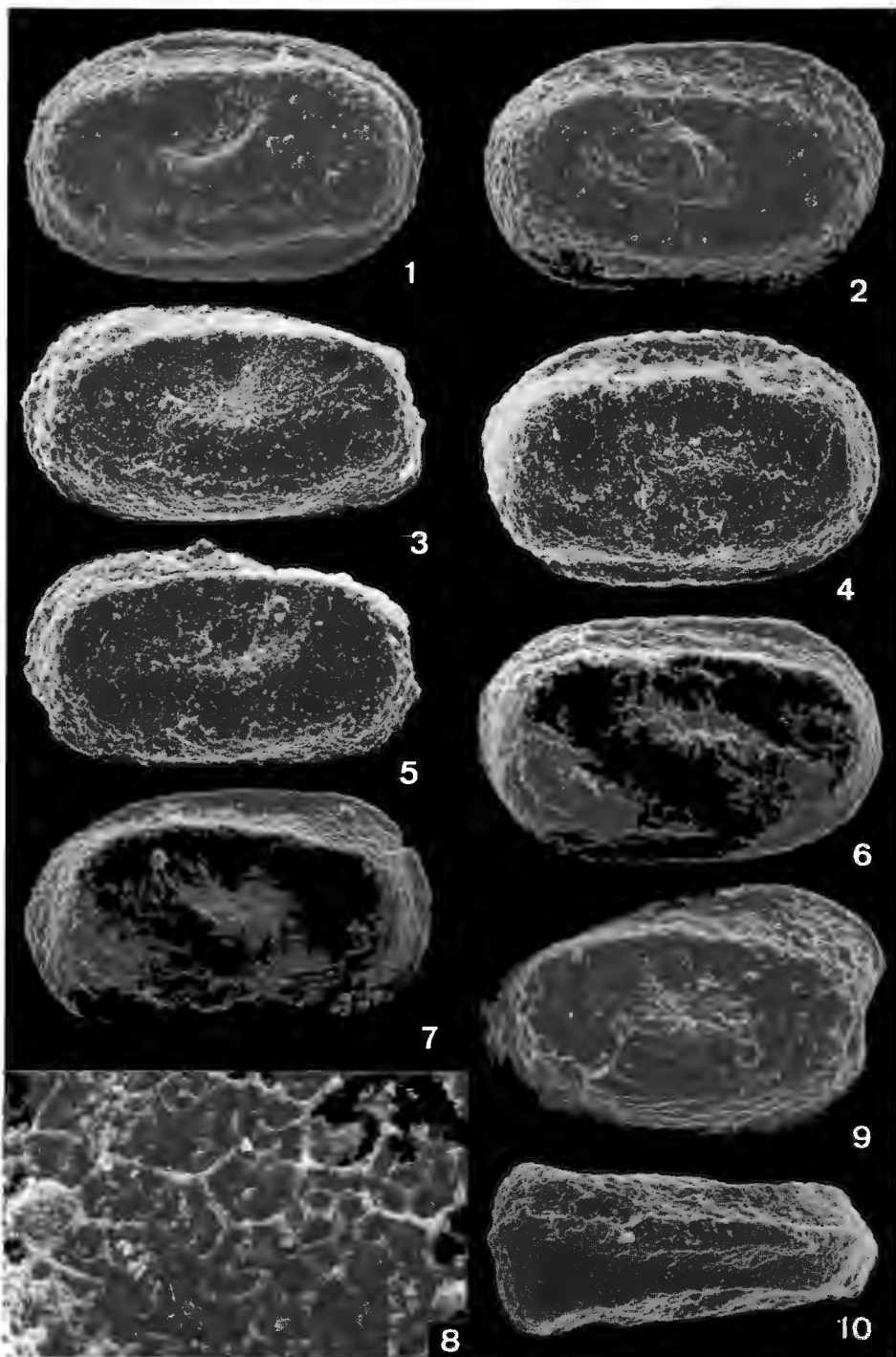


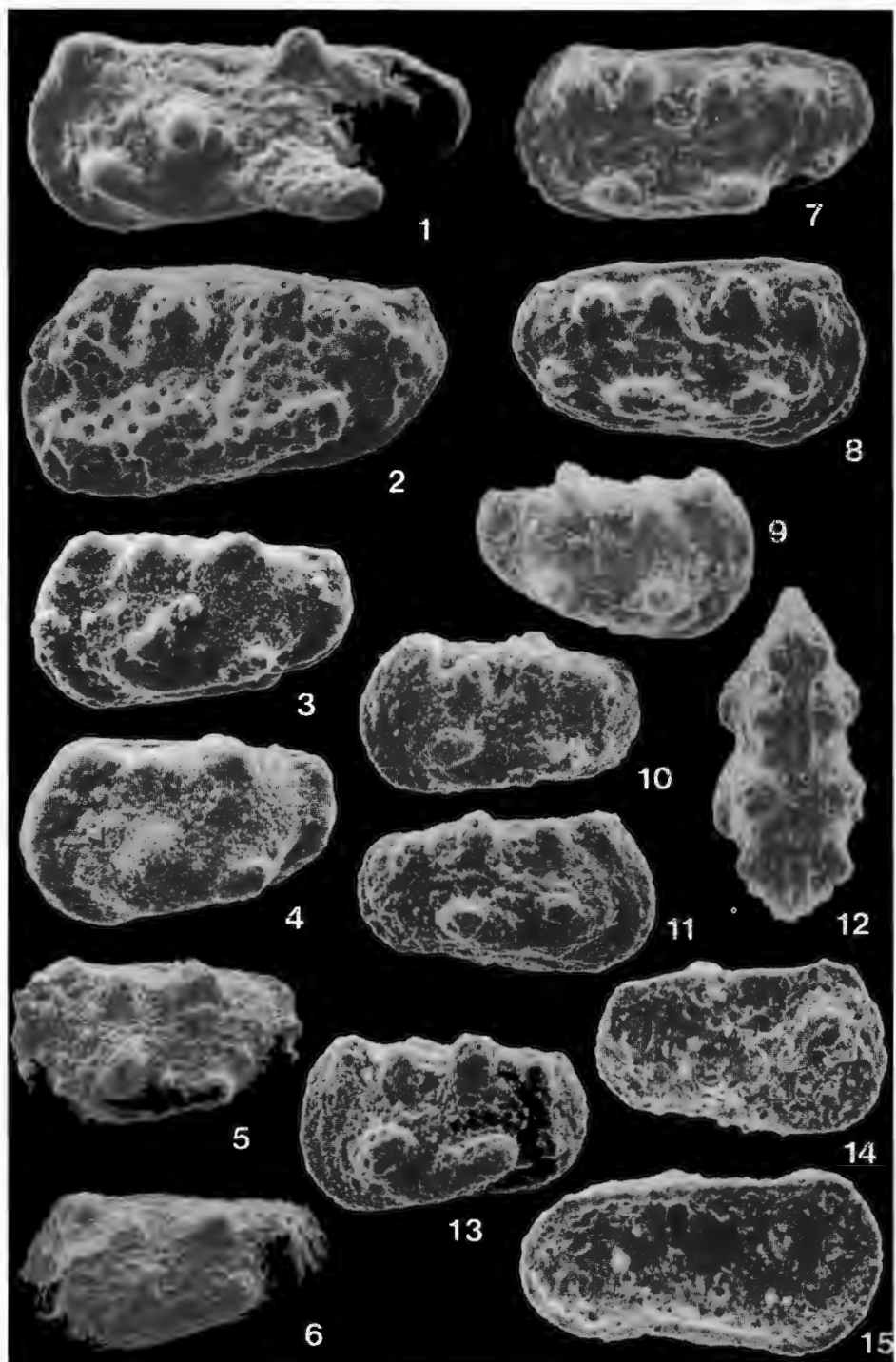


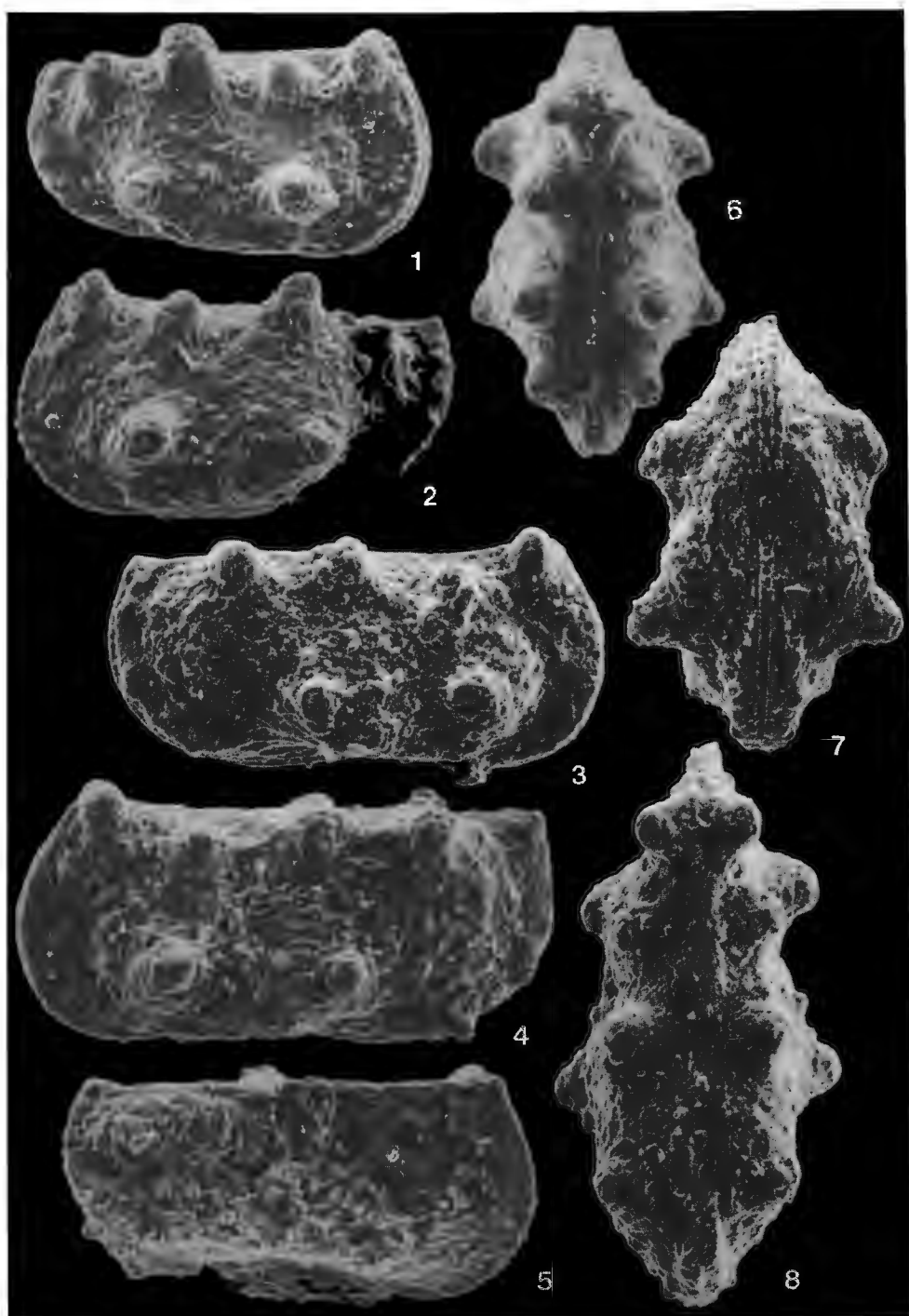


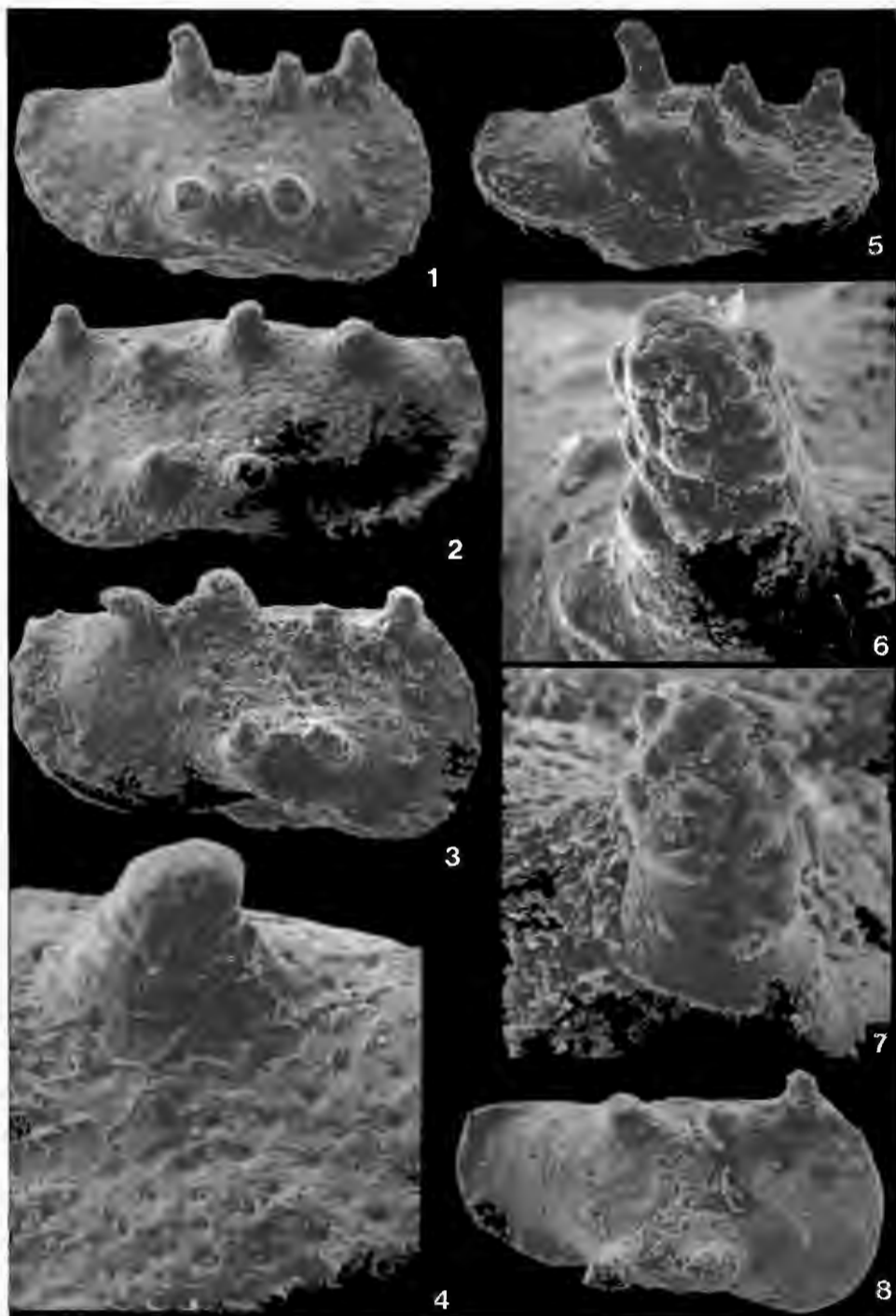












Veröffentlichung des Österreichischen Nationalkomitees für das
International Geological Correlation Programme Project Nr. 73/I/4.
Triassic of the Tethys Realm

Überregionale Züge der Tethys in Schichtfolge und Fauna am Beispiel der Trias zwischen Europa und Fernost, speziell China

Von E. KRISTAN-TOLLMANN und A. TOLLMANN*)

Mit 10 Abb., 2 Tab. und 14 Tafeln

Zusammenfassung

Grundlage der Studie sind neue Beobachtungen über Fazies, Position, Schichtfolge und Fauna der Tethys-Trias in Südchina, die zu einem tethysweiten Triasvergleich von Schichtgliedern und Fauna unter Berücksichtigung der übrigen klassischen Abschnitte der Tethys herausfordern. In dem Bericht werden zunächst die Faziesregionen der Trias Südchinas charakterisiert, dann werden Einzelheiten über eine gut studierte Triasschichtfolge im Bereich des mobilen Schelfs im Übergang zur Beckenfazies vom Tethysnordrand in Südchina aus der Provinz Guizhou mitgeteilt. Auf dieser Basis wird zunächst der Vergleich der Schichtglieder zwischen Alpen und südchinesischer Tethys durchgeführt. Anschließend werden beispielsweise Makro- und Mikrofaunenelemente planktonischer, benthonischer und sessiler Arten aus dem Gesamttraum der Tethys zwischen Europa und Fernost (China, Timor) verglichen. Als Ergebnis zeigt sich, daß tethysweit in großer Zahl einerseits gleiche Arten, auch benthonischer und sessiler Elemente, verbreitet sind, mehr als zuvor gedacht. Darüber hinaus aber erstaunt noch mehr die Tatsache, daß auch Schichtglieder gleicher Art in gleichalten Niveaus über große Räume oder den Gesamttraum der Tethys verfolgt werden können.

Abschließend werden Überlegungen zur Herkunft der triadischen Tethysfauna angestellt. Durch Rekonstruktion der triadischen Meeresströmungen in einer paläogeographischen Karte der Tethys als Ausläufer des Pazifik (Abb. 9) ergeben sich unter Berücksichtigung neuer biogeographischer Daten starke Hinweise auf Britisch Kolumbien und den angrenzenden Küstenstreifen als Heimat der sich in der Trias entwickelnden Faunen für Pazifik, Tethys und Arktis. Diese Räume erhielten offenbar — unter Mitwirkung klimatischer Steuerung — einen guten Teil ihrer Faunenelemente aus diesem Zentrum, z. T. nach komplizierter, hier diskutierter Wanderung.

Summary

New observations about facies, position, sequences and fauna of the Triassic in the Tethys region of southern China give the occasion to a comparison of Triassic features in whole of the Tethys realm with respect to the formations and the fauna of this epoch. In this paper at first the facies regions of the Triassic sequence in southern China are characterized. Than a more detailed information is

*) Adresse der Verfasser: Doz. Dr. Edith KRISTAN-TOLLMANN, Scheibenbergstr. 53/6, A-1180 Wien; Prof. Dr. Alexander TOLLMANN, Geologisches Institut der Universität Wien, Universitätsstr. 7, A-1010 Wien.

given about the well known Triassic system in the region of the mobile shelf in transition to the Tethyal basin facies in the province of Guizhou in southern China. Based upon this facts the comparison between the homologue formations in both in the Alps and in the Chinese Tethys is given. In consequence examples are quoted of the distribution of the same species of planctonic, benthonic and sessil elements of macro- and microfauna in whole of the Tethys region. As the result must be stressed, that on the one hand there is an astonishing great number of species — also among the benthonic and sessil elements — which is spreaded in whole of the Tethys realm, but on the other hand surprisingly we can also meet a lot of formations with distinct lithological character in their specific stratigraphic level in whole of this vast area.

Finally reflections are made about the origin of the Triassic fauna of the Tethys. By the reconstruction of the Triassic ocean-currents on the base of a palinspastic map of the Tethys as an appendix of the Pacific (Fig. 9) and by further facts result considerable indications, that British Columbia and the neighbouring border of the American Pacific coast have been homeland for the Triassic faunas of Pacific, Tethys and Arctic. All these regions received probably a significant part of the elements of their fauna from this center, often after a complicated, here discussed travel.

Inhalt

1. Grundlegende Charakteristika der Tethys	179
2. Neue Ergebnisse über die engen Gemeinsamkeiten im Gesamttraum der Tethys	181
3. Die Triasfaziesregionen im südchinesischen Raum als Grundlage des folgenden Schichtgliedervergleiches	183
a) Südchinesische Triasfaziesregionen	183
b) Fazielle und strukturelle Leitlinien im chinesischen Abschnitt der Tethys	187
4. Ein Schichtgliedervergleich der Alpen mit der zuvor umrissenen alpinen Nordrandfazies in Guizhou, Südchina	188
5. Die Ursache für gleichartige gleichzeitige Schichtausbildung in Teilabschnitten der Tethys	190
6. Aussagekräftige Beispiele über tethysweite Verbreitung triadischer Faunenelemente	192
a) Allgemeines	192
b) Makrofauna	193
α) Nekton	193
β) Vagiles Benthos	193
γ) Sessiles Benthos	194
c) Mikrofauna	203
α) Plankton	203
β) Vagiles Benthos	204
7. Die Heimat der Tethysfauna. Die Beziehungen der alpinen Triasfauna zu jener des Westsaumes von Amerika	209
Literatur	217

I. Grundlegende Charakteristika der Tethys

Als Eduard SUSS mit ordnender Hand in seinen Werken „Die Entstehung der Alpen“ (1875) und „Antlitz der Erde“ (1885—1909) uns die großen Zusammenhänge im geologischen Bau der Erde erkennen ließ, hob er die für ihn evidenten Gemeinsamkeiten des großen mesozoischen Mittelmeeres zwischen dem von ihm als Gondwanaland bezeichneten Südkontinent im Süden und Angaraland im Norden im Jahre 1901, S. 25, am treffendsten dadurch hervor, daß er für diesen kontinentweit hinziehenden mesogäischen Ozean eine eigene Bezeichnung, den Namen Tethys, einführte.

Dieses Meer, das sich zögernd im höheren Perm, entschieden aber mit der Trias zu öffnen und zu entwickeln begann, formierte sich in dieser Zeit im Raum

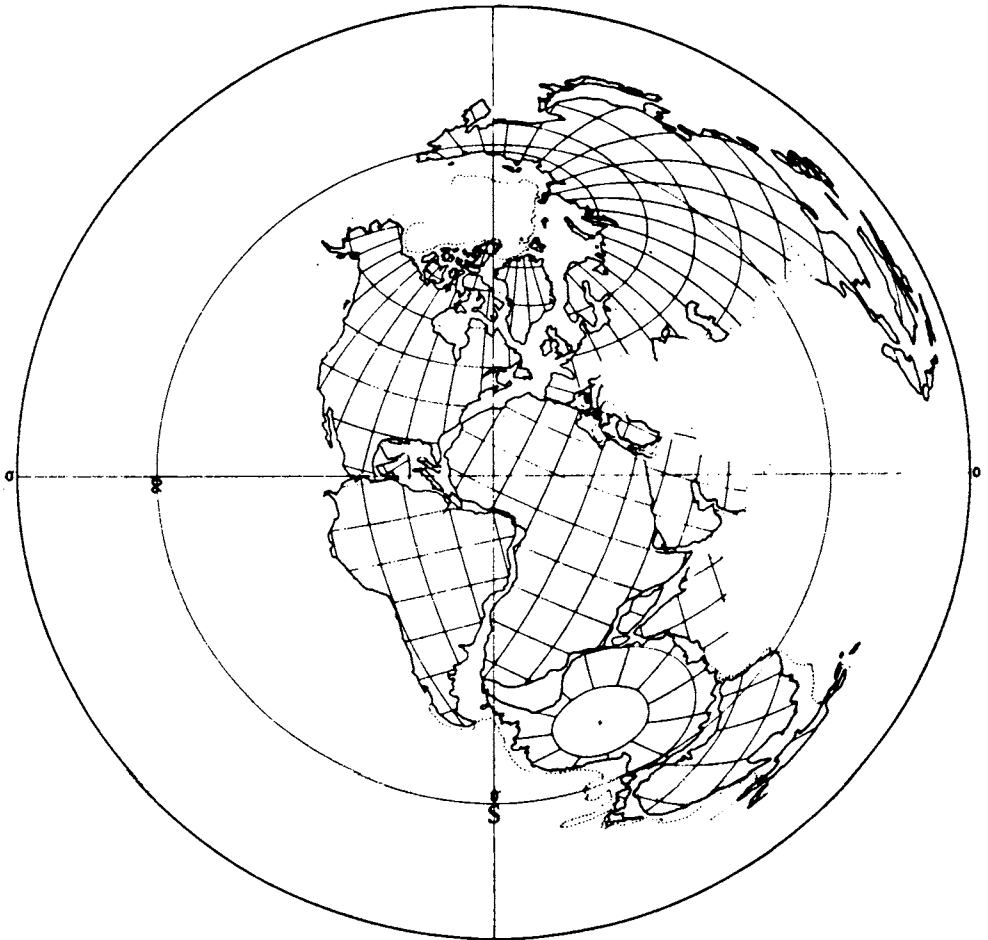


Abb. 1 :

Die Tethys zur Zeit der Trias nach J. C. BRIDEN et al., 1974, Abb. 9.

zwischen der Betischen Kordillere und dem Rifbogen im Atlas im Westen über den mediterranen Abschnitt, über Anatolien, Iran, Afghanistan, Himalaya, Hinterindien hinüber bis zum Bogen der Sundainseln, wo es über Timor hin den Anschluß an den Pazifischen Ozean fand (Abb. 1). Nach Westen hin aber erweiterte sich diese Tethys in nachtriadischer Zeit beträchtlich, so daß wir im Oberjura und in der Unterkreide die pelagischen Faunenelemente dieser Ozeanregion über Kuba hinaus nach Mittelamerika verfolgen können.

Die erstaunlichen Gemeinsamkeiten der Tethys im Gegensatz zur Entwicklung in ihren Vorländern, den angrenzenden Kontinentalschollen im Norden und Süden, waren besonders durch die Beschreibung überraschend reicher triadischer Faunen alpinen Typus aus dem Himalaya durch die Schule von SUESS und Nachfolgern sowie durch den indischen Geological Survey namentlich seit F. STOLICZKA (1865, Spiti), C. L. GRIESBACH (1891, Kumaon, Spiti), C. DIENER (1897—1912), A. BITTNER (1899), E. v. MOJSISOVICS (1899), V. UHLIG (1903—1910), H. H. HAYDEN (1904), A. SPITZ (1914) etc. klargelegt worden. Hinweise auf die Fortsetzung dieser engen Gemeinsamkeit in den Fernen Osten gaben besonders die Entdeckungen und Beschreibungen über ähnliche alpine Triasfaunen, wie sie ab Beginn unseres Jahrhunderts durch Expeditionen aus SW-Timor gemeldet wurden, niedergelegt besonders in der grandiosen vielbändigen Monographie, die C. WANNER über die Paläontologie von Timor in 14 Bänden in den Jahren 1914 bis 1924 herausgegeben hatte — vgl. S. G. BURRARD & HERON (1933), M. SASTRY & V. MAMGAIN (1971, S. 163) etc.

Gleichsam als Abschluß dieser klassischen Forschungsperiode schreibt C. DIENER (1925, S. 206) in seinen „Grundlagen der Biostratigraphie“ bereits beim damaligen Stand der Kenntnisse: „Die über alles Erwarten nahe lithologische und faunistische Übereinstimmung dieser tibetanischen Serie im Himalaya mit ostalpinen Sedimenten der karnischen Stufe und des Unterlias zwingt zu der Vorstellung, daß nördlich von der Hauptzone des Himalaya innerhalb der Tethys während der karnischen und Liasepoche ein Meeresstreifen vorhanden war, in dem nicht nur gleiche physikalische Bedingungen den Absatz von Sedimenten bewirkt haben, die jenen in den Ostalpen aus denselben Epochen durchaus gleichwertig waren, sondern innerhalb dessen das Meer auch von einer den homotaxen alpinen Faunen außerordentlich nahestehenden Fauna bevölkert war.

Worin sind nun die Gemeinsamkeiten, die uns die Tethys als zusammengehörigen Raum empfinden lassen, begründet? Zunächst natürlich im geosynklinalen Charakter der Sedimente, der sich von der Vorlandfazies mehrfach unterscheidet: Bedeutend größere Mächtigkeiten, geringere Lückenhaftigkeit, wohl aber Kondensation in Schwellensedimenten, Auftreten von Sedimenttypen des geosynklinalen Raumes wie Karbonate des Riffkomplexes, Schwellen- bis Becken-Sedimente besonders mit rotem Knollenkalk in zahlreichen Niveaus, eugeosynklinale Typen von pelagischen Kalken über mächtige feinstdetritischen Serien, durchsetzt mit Vulkaniten, bis zu Radiolariten und Flysch.

Die engen Gemeinsamkeiten aber gehen über diese fundamentalen Charakteristika, die wir ja grundsätzlich stets in den sich im Zusammenhang mit der Plattentektonik öffnenden Meeresräumen antreffen können, noch weit hinaus. Seit längerem schätzt man in dieser Hinsicht die für die Tethys sehr spezifischen alpinen Faunen, die im zentralen Teil der Gesamtgeosynklinale, im vorlandfernten Bereich, am reinsten erhalten sind und unter denen sich zunächst die triadischen Ammoniten- und weitere Molluskenfaunen nach ihrer Erstbeschreibung

aus den Nord- und Südalpen als bindendes Glied des Gesamtraumes erwiesen haben. Die tausende Kilometer weite Erstreckung von Hallstatt bis Timor einerseits, der sofortige krasse Wechsel, bewegt man sich nur ein wenig quer zum Streichen dieser schmalen Zone gegen das Vorland hin aus diesem Streifen hinaus, ist seit je als entscheidendes verknüpfendes Band für diesen Tethysraum empfunden worden. Zugleich aber ist der diese alpinen triadischen Ammonitenfaunen bergende rote Hallstätter Kalk als lithologische Gemeinsamkeit dieser spezifischen Zone im Gesamtraum der Tethys seit längerem erfaßt worden.

2. Neue Ergebnisse über die engen Gemeinsamkeiten im Gesamtraum der Tethys

Die Bindeglieder Hallstätter Kalk und Hallstätter Fauna sind nun im Bereich der Tethys rund ein Jahrhundert bekannt. Erst in jüngster Zeit aber hat sich durch die leichteren Möglichkeiten der Bereisung der entfernten Abschnitte der Tethys neues Material in erdrückender Fülle ergeben, das noch viel unerwartetere durchgehende Charakterzüge der Tethys offenbart.

a) Da ist zunächst der Umstand erwähnenswert, daß bei den früher beschwerlichen, zeitraubenden und daher selten veranstalteten Expeditionen in die asiatischen und fernöstlichen Teile der Tethys etliche Forscher — wohl beeinflusst durch die großen, noch nicht erforschten Distanzen zwischen bekanntem europäischem Raum und fernöstlichen Punkten — es bei zahlreichen Arten nicht wagten, die aus den Alpen bekannten Namen auf die analogen Taxa dieser fernen Räume zu übertragen, wenn nicht genügend Material vorlag, um die Variationsbreite voll überblicken zu können. So entstand im Bereich der Makrofaunen bis in neuere Zeit eine Flut von neuen Arten und Unterarten, die durchaus nur zum Teil berechtigt waren, z. T. nach Revision wiederum durch die klassischen Namen aus den europäischen Abschnitten der Tethys ersetzt werden müssen. Dies haben Triasammoniten-Spezialisten der Gegenwart, wie zuletzt etwa E. T. TOZER (1971, 1979, 1980 a, b), L. KRYSZYN (1978), F. TATZREITER (1978), Y. WANG & G. HE (1980) u. a. bestätigt. Dies konnten wir selbst jüngst an Hand einer rhätischen Brachiopodenfauna und besonders eindrucksvoll an einer rhätischen artenreichen Korallenfauna aus Persien erkennen, in welcher ersterer vorwiegend, in welcher letzterer ausschließlich alpine Arten auftreten, die z. T. aber mit jüngeren bis jüngst aufgebrauchten asiatischen Synonymen belegt worden waren (E. KRISTANTOLLMANN et al., 1979, S. 141 ff.; 1980, S. 168). Dies wird aber vor allem auch in den folgenden paläontologischen Ausführungen dieser Studie selbst zum Ausdruck kommen.

b) Besonders hervorzuheben ist ferner, daß nicht nur Hochseeformen, pseudoplanktonische und frei bewegliche Elemente der Makrofauna wie Ammoniten, Halobien etc. dem Tethysraum gemeinsam sind, sondern auch sessile Lebewesen im Gesamtraum dieses Ozeans gleichzeitig auftreten. Als Beispiel sei etwa die Gruppe der Seelilien erwähnt, die in zahlreichen Arten von uns (E. K.-T.) von den Alpen über die Türkei, Persien, China, Timor bis Neuseeland verfolgt werden konnten. Die Ursache für diese zuvor nicht vermutete Tatsache liegt darin, daß auch solche sessile Formen in ihrem Larvenstadium kurz- oder längerfristig frei beweglich sind, was bei vorherrschender Längsströmung in der Tethys durchaus genügt, diese Arten in geologisch gesehen kürzester Zeit über den Gesamtraum zu verbreiten.

c) Als ebenso erstaunlich hat sich die Gemeinsamkeit in der Mikrofauna der Gesamttethys erwiesen — und zwar wiederum nicht nur hinsichtlich der planktonischen Elemente, sondern auch im Hinblick auf die benthonisch lebenden Mikroorganismen. 1956 war ja in den Ostalpen erst der Auftakt zum Studium der triadischen Mikrofaunen mit der Entdeckung einer reichen neuen Foraminiferensuite auf der Hohen Wand gegeben worden (E. KRISTAN 1957), die Beschreibung der verschiedenen Gruppen durch verschiedene Forscher dauert bis in die Gegenwart an. Da aber heute bereits die Hauptmasse der triadischen Mikrofossilien und deren stratigraphischer Wert besonders von Conodonten, Foraminiferen, Ostrakoden, Crinoiden und z. T. Echinodermen bekannt ist, läßt sich bereits jetzt eine erste Aussage auch in Hinblick auf die Verbreitung dieser Gruppen geben. Ganz gleich wie bei der Makrofauna treten fast durchwegs bodenständige neue Arten stark zurück, die aus den Alpen aber zuerst bekannt gemachten Taxa finden sich wiederum im Gesamttraum der Tethys von der Betischen Kordillere über den mediterranen Raum hin, die Türkei, Persien, Himalaya und Südwestchina bis Timor. Ostrakodenfaunen aus Persien etwa gleichen weitgehend den alpinen. Am Beispiel der rhätischen Ostrakodenfauna von Bagerabad bei Isfahan konnte erst jüngst gezeigt werden (E. KRISTAN-TOLLMANN et al., 1980, S. 175), daß von den 25 Arten und Unterarten bloß sechs neu waren, alle übrigen bereits bisher bekannte Arten aber (von einer Ausnahme abgesehen) ausschließlich für den alpin-mesogäischen Raum typisch sind. Ebenso aber sind in den jüngsten Arbeiten aus China Foraminiferen- und Ostrakodenarten aus den Alpen wiedererkannt worden. Die unterkarnische, aus Cassianer Schichten Südtirols beschriebene Art *Dicerobairdia tuberosa* KRISTAN—TOLLMANN (1970) etwa wird aus den entsprechenden Schichten von Yunnan abgebildet (Ch. YE et al., 1977, S. 184, Taf. 1, Fig. 17). Andererseits wurden die aus dem Tethysanteil Chinas beschriebenen mitteltriadischen Foraminiferenarten von Yen HO (1959) im mediterranen Gebiet nachbestimmt. Daß gerade mit der Gruppe der alpinen Formen der Conodonten stratigraphische Einstufungen auch in den fernabgelegenen Regionen der Tethys mit sehr gutem Erfolg, kontrolliert durch Korrelierung mit Ammoniten, vorgenommen werden konnten, haben besonders die Arbeiten von L. KRYSZYN von der Türkei (1975) bis Timor gezeigt bzw. belegte Z. H. WANG's (1980) vergleichende chinesische Arbeit.

d) Vielleicht noch überraschender aber war bei dem persönlichen Vergleich der Einzelabschnitte der Tethys die Feststellung, daß über die Faunen hinaus auch zahlreiche Schichtglieder und Stücke von Schichtfolgen aufs engste miteinander übereinstimmen. Wenn auch die einzelnen Großregionen der Tethys ihre spezifische Note in der Faziesausbildung aufweisen, so stellen sich doch auf der anderen Seite verblüffende Gemeinsamkeiten besonders bei triadischen Profilen bis hinüber in den alpinen Anteil von China ein.

Sind einerseits bestimmte Ausbildungen von Einzelgliedern für große Teilabschnitte der Tethys gleich, wie etwa das Beispiel der liassischen kohlenführenden Grestener Schichten von den Ostalpen über Rumänien bis in die Pontischen Ketten zeigt oder die eigenartige mächtige sandig-quarzitische Ausbildung des Nor/Rhät mit nur untergeordnetem Schiefer und sehr wenigen Kalkeinlagerungen von Persien über den Himalaya bis nach Yunnan und Indochina dokumentiert, so treten auf der anderen Seite sehr spezifische Schichtglieder im gleichen Niveau im Gesamttraum der Mesogäis auf, wie einige Beispiele aus der Trias belegen sollen: Zunächst der Hallstätter Kalk, nach dessen interner spezifischer Gliederung durch W. SCHLAGER (1969) und L. KRYSZYN (1974) in den Alpen sich eine grundsätzlich

gleichartige Gliederungsmöglichkeit nach internen individuellen Untertypen für den Gesamttraum der Tethys ergab. Diesem nur im aristogeosynklinalen, also innersten, vorlandfernsten Bereich auftretenden Sondertypus stehen zahlreiche triadische Glieder gegenüber, die sich auch in andere Teilfaziesräume vom inneren Plattformtypus des Kreios-Zwischenkontinentes (vgl. A. TOLLMANN 1978, S.340) bis zum mobilen Schelfaußenrand der Tethys stets wiederholen. So kennt man etwa Werfener Tirolites-Kalke des Oberskyth von den Alpen bis Guizhou (Kweit-schou) in Südchina; die Kombination von Saalfeldener Rauhwacke und gelegentlich Gips, gefolgt von dunklen Wurstelkalken mit „Rhizokorallien“-Wühlmarken von der Betischen Kordillere über West- und Ostalpen, Karpaten und europäische mediterrane Gebirge zum Himalaya und nach Südchina im Raum Guizhou; Reiflinger Kalk und Wettersteinkalk mit typischen Faunen- und Florenelementen und Sedimentgefügen des Riff-Komplexes vom mediterranen Gebiet bis in die gleiche Region Chinas etc.

Die Bildung einer Anzahl von gleichen Gliedern in gleichen Niveaus im gesamten Raum der Tethys ist noch wesentlich frappanter als die Verbreitung derselben Faunenelemente, da ja hier zur spezifischen Fauna und Flora noch die gleichen Sedimentationsbedingungen hinzukommen müssen, um wirklich vergleichbare Schichtglieder zu gestalten. Wir stehen heute mit Beginn der Möglichkeiten des schnellen und unmittelbaren Vergleiches auch der Schichtglieder in fernabliegenden Punkten der Tethys am Anfang dieses nötigen und vielversprechenden direkten Vergleiches, dessen sorgfältige Durchführung sich schließlich dort, wo es berechtigt ist, in der gleichen Benennung des gleichen Schichtgliedes äußern wird, analog den Verhältnissen in der Paläontologie. Auch hier gilt das Prioritätsprinzip, und man wird nicht anstehen können, Gleiches mit gleichem Namen zu bezeichnen, auch wenn es weit voneinander entfernt liegt. Dann wird man statt „Shizishanjiao-Member“ Reiflinger Kalk und statt „Yangliujing-Formation“ Wettersteinkalk sagen und sich leichter verständigen können. Hier soll nur gerade auf Grund unseres vergleichenden Studiums der südchinesischen Trias der Anstoß in dieser Denkrichtung gegeben werden. Nur an einzelnen Beispielen kann das hier grob skizzierte im folgenden näher erörtert werden.

3. Die Triasfaziesregionen im südchinesischen Raum als Grundlage des folgenden Schichtgliedervergleiches

a) SÜDCHINESISCHE TRIASFZIESREGIONEN

Wir wollen uns hier bei einem Vergleich der vielfältigen Schichtglieder der Tethys auf zwei weit voneinander abliegende Regionen konzentrieren, um anhand eines vergleichenden Überblickes über die Triasentwicklung Übereinstimmendes und Individuelles herauszustreichen: Der Vergleich soll die Trias der Kalkalpen in den Ostalpen und jene von Guizhou in Südchina umfassen, die am alpin beeinflussten Nordrand des Nordstammes der Tethys liegt.

Zunächst ist ein Überblick über die geologische Position der 1980 von uns — unter der dankenswerten Führung von Herrn Dr. LI ZI-SHUN aus Beijing und zahlreichen chinesischen Fachkollegen der regionalen Dienste, besonders dem Team von Guiyang (Huishui), von Kunming und von Chengdu — besuchten südwestchinesischen Region zu geben — vgl. Abb. 2. Nördlich jenseits des alpinen Südstammes im Himalaya und seiner Fortsetzung in Westburma mit seinem südvergenten, besonders jungal idischen Deckenbau reiht sich in Tibet (Xizang),

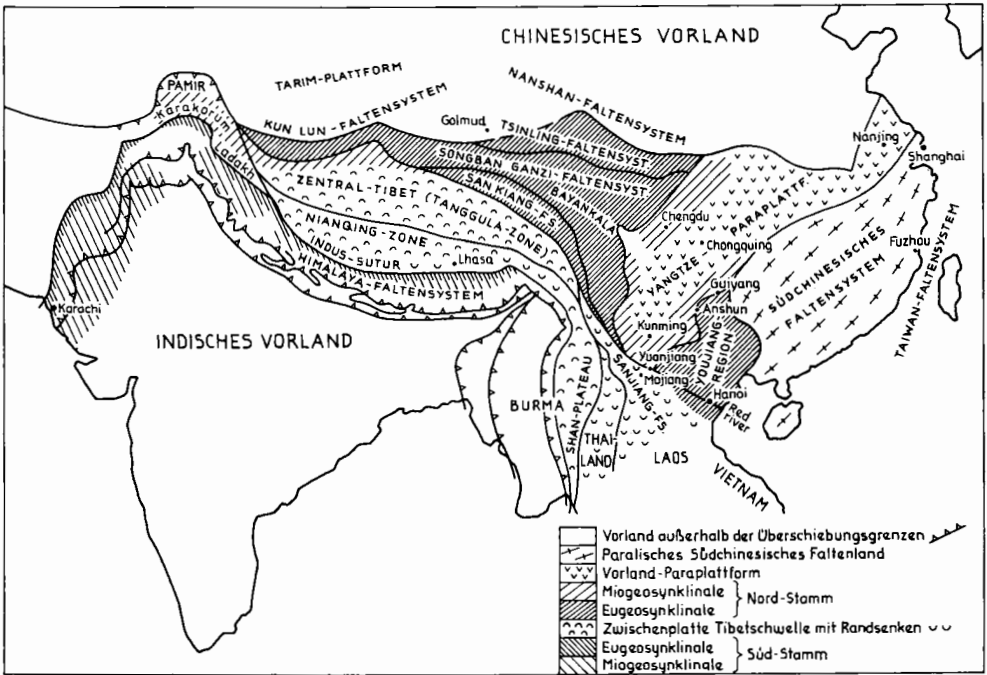


Abb. 2:

Die Faziesregionen in den der Tethys entstammenden Gebirgsketten in SW-China (nach A. BALLY et al. 1980, Fig. 2, ergänzt nach Z.-S. LI 1979, G. CHEN 1977 etc. und eigenen Eindrücken).

Qinghai, Yunnan, Sichuan, Guizhou und Guangxi, also in den südwestlichsten Provinzen Chinas, eine Region an, in der die Fortsetzung des Nordteiles (Nordstammes) der Tethys zu sehen ist, wobei allerdings in tektonischer Hinsicht in diesen Zonen indosinische Südvergenz zu herrschen scheint. Eine in ihrer Entwicklung besonders in der Trias vielfach sich von der Plattform-Vorlandtrias im Norden unterscheidende Entwicklung mit einer Reihe von Teilfaziesregionen kennzeichnet dieses Gebiet. Von Süden nach Norden reihen sich jenseits der durch den Ophiolith als einstiger Ozeanboden markierten Indus-Sutur als Nordgrenze des Himalaya die folgenden Einheiten aneinander (vgl. A. W. BALLY et al. 1980, F. BENDER et al. 1977, G. CHEN 1977, Compilation Group Chinese Acad. Geol. Sci. Peking 1976, J.-S. FAN 1980, O. GANSSER 1980, Ch. HUANG 1977, Z.-Sh. LI 1979, J. STÖCKLIN 1977, 1980, R. STONELEY 1974, J. YIN et al. 1980 etc.):

1. Die Nyainqen-Tanglha-(Gebirgs-)Zone in der Region Lhasa in Südtibet, die im Osten nach ihrem Südabschwenken nur den äußersten Westrand von Yunnan erreicht. Diese Zone umfaßt eine Unter- bis Mitteltrias reich an metamorphen Kalken und Andesit (Chaqupu Subformation, 1130 m mächtig) und eine Obertrias mit marinen Sandsteinen, Schiefen, auch Kalken (Mailonggang Subformation, 1000 m). Sie ist altalpidisch, kretazisch, gefaltet worden (Yenshan-Faltung, Barréme bis Ende Kreide). Die Obertrias dieser Region zeigt bereits jene in den folgenden Zonen typische Ausbildung reich an feindetritischem Material.

2. Die Tanggula-(Gebirgs-)Zone in Zentraltibet, deren östliche Fortsetzung im Shanplateau in SW-Yunnan, meines Erachtens nach aber auch noch im Ailao-Gebirge westlich des Roten Flusses in SW-Yunnan liegt. Diese Tanggulazone stellt in der Trias zunächst längere Zeit eine Schwelle dar. Meist transgrediert erst die Obertrias auf älterem Untergrund, und zwar auch in großen Teilen der östlichen Fortsetzung einschließlich des Ailao-Gebirges, wo z. B. im Raum Mojiang das Karn über Altpaläozoikum mit einem Basalkonglomerat aufsetzt und eine detritische Serie zum siltigen marinen Nor überleitet. Im tibetanischen Plateaugebiet selbst ist die Obertrias teils schon kontinental entwickelt, teils noch marin-kalkig (Jiezha-Subformation).

Bereits dieser zweite Gürtel wird von der kimmerischen Gebirgsbildung, hier indosinische Bewegung genannt, erfaßt, die mit mehreren Phasen zwischen Karn und Unterkreide auftritt.

3. Als Bayankala-Region (= Bayan-Kara-Region) im weiteren Sinne kann man das überwiegend eugeosynklinale Gebiet des alpinen Nordtroges nördlich jenseits der Tibetschwelle zusammenfassen. Von Süden gegen Norden gehören das Sanjiang-(Sankiang-)Faltensystem mit Flysch, Melange und intermediären Laven in Unter- und Mitteltrias hierher, dann das Songban-Ganzi-Faltensystem mit Flyschentwicklung und das Yidun-Zongdian-Gebiet mit Ophiolithen und Melange. Trias ist in dieser z. T. extremen Hochgebirgsregion weit verbreitet und mächtig entwickelt. In der höheren Trias stellen sich paralische Serien ein. Die Fauna umfaßt im marinen Bereich noch vorwiegend Tethys-Elemente. Dieses durch Überschiebungen und Faltungen intensiv betroffene Gebiet ist ebenfalls Bestandteil des kimmerischen bzw. indosinischen Falteingürtels, der hier mit seiner altmesozoischen Orogenese den Nordrand der Tethys erfaßt hat.

4. Spornartig ragt von NE gegen SW östlich des zuvor genannten Gebirges die Yangtze-Paraplatzform in das geosynklinale Gebiet der Tethys hinein, den Streifen zwischen Chengdu in der Provinz Sichuan im NW und Guiyang in der Provinz Guizhou im SE einnehmend. Im zentralen Teil dieser Paraplatzform taucht in der Region um Chungqing (Tschunking), die Trias nur im Kern von schmalen NNE-streichenden Faltenzügen unter dem Jura hervor. Entlang des in mikrofaunistischer Hinsicht namengebenden Jialing-Flusses (= Jialing-Jiang) ist sie gut aufgeschlossen und neu untersucht.

5. Besonders interessant ist der Nordrand der Tethys in der südlich anschließenden Youjiang-Region. Hier ist in der Provinz Guizhou (= Kweitschou) ab der Umgebung der Hauptstadt Guiyang (= Kweitschang) von NW gegen SE fortschreitend der Übergang von der Plattform über den mobilen Schelf zur Beckenfazies in geosynklinaler Entwicklung zu studieren. Das Team von Huishui-County mit Dr. WEI Jia-Yong hat diesen Faziesübergang herausgearbeitet (Abb. 3).

Im Norden und Nordwesten liegt noch die ruhige, zuvor erwähnte Karbonatplattform mit deutlichen Anzeichen alpinen Einflusses in der germanotypen tieferen bzw. mittleren Trias (Yongningzhen) — Taf. 1—2 pp., dann folgt gegen SE der mobile Schelf (Anshun-Guiyang-S), auf dem bereits bei Longtou und Qingyan S Guiyang südlich hinter dem randnahen lagunären Wettersteindolomit-Algenlaminit der Wettersteintuffkalk-Komplex beeindruckt (Taf. 4) und sich schließlich wiederum südlich davon der Übergang in die mäßig tiefe Beckenfazies vollzieht. Dort stellt sich im Anis bei Leidapo nahe Qingyan Schwellenfazies als Reiflingerkalk und Beckenfazies in „Cassianer“ Mergel-Entwicklung ein, im Ladin

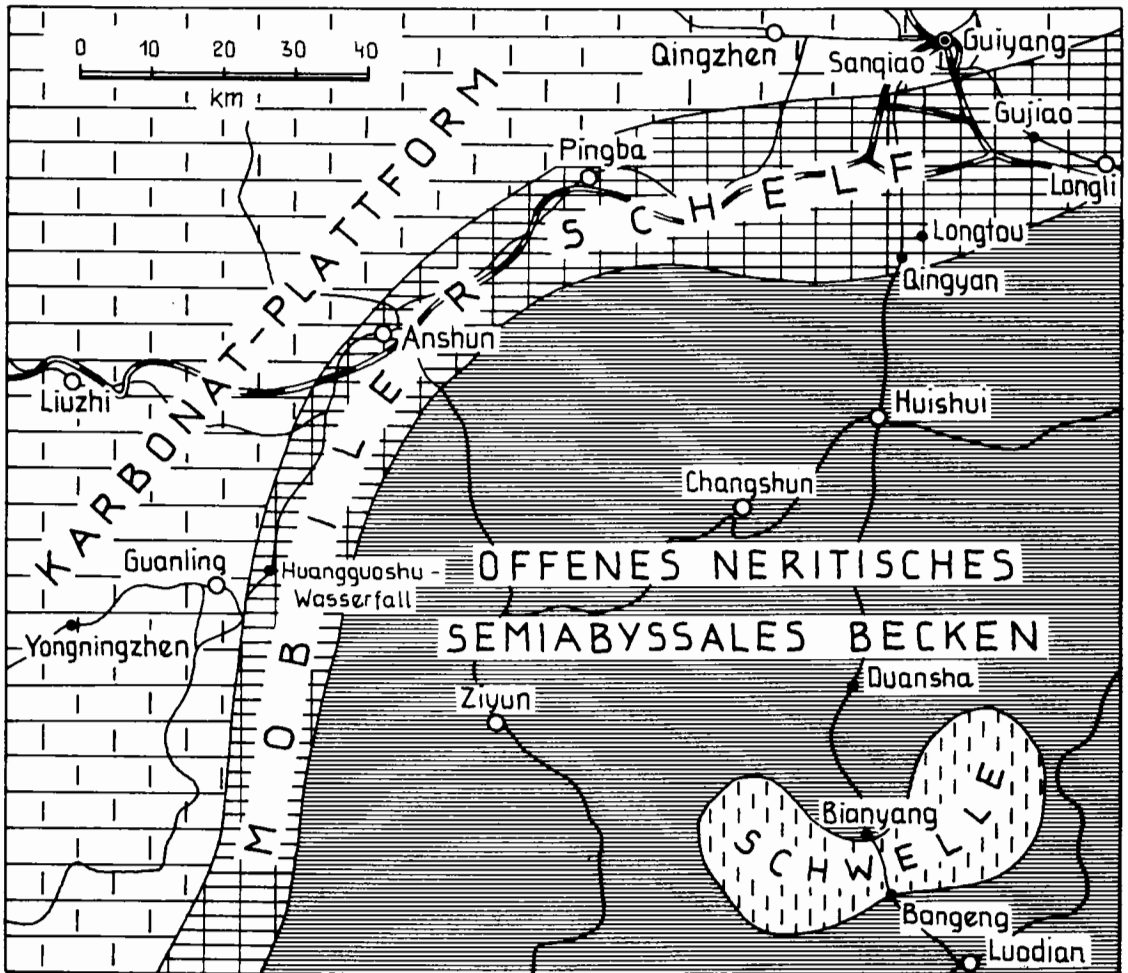


Abb. 3:

Die Triasfaziesbeteiligung im Raum von Guiyang in der Provinz Guizhou auf Grund des Exkursionsführers des Teams von Huishui, J.-Y. WEI et al. 1980.

tritt bei Bianyang bereits Flysch mit Gradierung und Strömungsmarken etc. auf (Taf. 7, Fig. 1). Wiederum ein Stück weiter im Süden taucht innerhalb dieses mäßig tiefen Beckens nochmals Schwellenfazies und Riffazies bei Bangeng NW Luodian auf — vgl. Taf. 1—5.

In dieser Region von Youjiang, die sich von hier nach Süden in die Provinz Guangxi ausdehnt, wurden in der Untertrias 1000—2000 m dünnsschichtige Kalke oder Kalk-Mergel-Wechselfolgen mit Ammoniten abgelagert, in der Mitteltrias wird in dieser Beckenfazies 2000—9000 m mächtiger Flysch abgesetzt, in den Vulkanite und Melange eingeschaltet sind. Die nur abschnittsweise abgelagerte Obertrias in Form einer Wechselfolge mariner und terrestrischer Serien erreicht 3000—7000 m Mächtigkeit.

In dieser Region am Nordrand des ostasiatischen Tethys-Nordstammes im unmittelbaren Plattformgrenzbereich macht sich bereits — analog zu Nordt Tibet — das Einsetzen der kimmerischen, hier indosinisch genannten Bewegungen ab dem Karn deutlich bemerkbar, indem nach einem noch marinen untersten Karn (Sangiao-Formation [= „Dreibrückenformation“] in Form von „Lunzer Sandstein“ mit untergeordneten Einschaltungen von Schiefern und Spuren von Kalken) Nor und höhere Trias (sowohl hier in Guizhou als auch weiter im Norden um Chungqing) als kontinentaler fluviatiler Sandstein vorliegt. In dieser fluviatil-limnischen und paralinischen Obertrias sind wirtschaftlich verwertete Kohlenhorizonte in Südchina weit verbreitet.

Die Faltung dieser Region ist spät- oder nachjurassisch erfolgt, Jura ist im Yangtze-Faltensystem noch ungefaltet, nicht näher eingestufte kontinentale Kreide liegt z. B. 76 km S Guiyang bei Duanska diskordant über der 45° steil aufgerichteten Trias.

6. Östlich dieses geosynklinalen Tethysabschnittes der Youjiangregion grenzt das südchinesische Faltenland an, das SE-China einnimmt und nach einer karbonatischen marinen Seichtwasserfazies in der Untertrias eine paralische höhere Trias umfaßt. Die Fauna in den marinen Ingressionshorizonten zeigt hier bereits pazifischen Charakter.

b) FAZIELLE UND STRUKTURELLE LEITLINIEN IM CHINESISCHEN ABSCHNITT DER TETHYS

Überblickt man diese in aller Kürze mitgeteilten Daten, so ergibt sich folgendes Bild der Tethys im Querschnitt Himalaya-Südchina (Abb. 2). Der Südstamm der Tethys bzw. des nachmaligen Orogens mit südvergentem Deckenbau umfaßt die weiter außen (südlicher) liegende Tibet-Zone des Himalaya als miogeosynklinale Randbildung, die nach außen hin an das später in die Gebirgsbildung einbezogene indische Vorland anschließt. In dieser Tibet-Zone des Himalaya gelangte eine vorwiegend karbonatische, kalkig-dolomitische Flachwassertrias bis empor zum Kiotokalk zum Absatz. Gegen innen (Norden) hin schließt unter Zwischenschaltung einer bunten schieferigen und siltigen Zwischenfaziesregion die eugeosynklinale Beckenfazies des Südstammes in Form der die berühmte Perm- und Trias- (auch Hallstätter Kalk-)Klippen und Ophiolithe führende Flyschzone entlang des Indus an. G. FUCHS (1977, 1979) hat im NW-Teil des Himalaya diese klippenführende Zone mit flyschoider Trias-, Jura-, vielleicht Kreidesequenzen (Lamayuru-Zone) von dem jüngeren Indusflysch mit kretazischem Alter, der eng an die begleitende Ophiolith-Melange-Induszone anschließt und weiteren Flyschzonen unterschieden (vgl. auch J.-P. BASSOULET et al. 1980, S. 184).

Ohne Zweifel sind in dieser Ophiolith-Melange-Zone Reste des tektonisch verfrachteten Ozeanbodens an der Innenseite des Südstammes im miogeosynklinal/eugeosynklinalen Sedimenttroppaar erreicht.

Nun folgt nördlich jenseits des Himalaya mit dem zentraltibetischen Block (T a n g g u l a z o n e) eine zwischen zwei Eugeosynklinalen gelegene Schwelle, positionsmäßig die genaue Fortsetzung der Kreios-Zwischenscholle in der westlichen Tethys (A. TOLLMANN, 1978). An ihrem Südrand wird diese lange als Hochgebiet in der Trias fungierende Schwellenzone noch von mariner sandig-schieferig-kalkiger Trias begleitet.

Die nördlich der Zentraltibetischen Schwelle folgende breite, tektonisch später zu einem eigenen Falten-Decken-Hochgebirge gestaltete Bayankala-Region

mit ihrer an Flysch und Vulkaniten reichen eugeosynklinalen Fazies repräsentiert den zentralen Teil des Nordstammes der Tethys, die z.T. über einem aufreißenden nördlichen Ozeanboden gebildete Trogfazies. Ihre östliche Fortsetzung liegt grundsätzlich in der eugeosynklinalen Entwicklung der Youjiang-Region in Südchina vor, fast abgetrennt durch den gegen SW vorstoßenden Yangtze-Paraplatzformsporn, an dessen abtauchendem Rande schön die Karbonatfazies des mobilen Schelfs der Tethys zu beobachten ist.

Die Trennung in einen nördlichen und südlichen aufreißenden Ozeanbodenstreifen mit dazwischen liegender schmaler Platte ist demnach wie in der westlichen Tethys auch hier im ostasiatischen Tethysabschnitt wiederzufinden. Nicht hingegen scheint im Nordstamm die sonst weit verbreitete Nordvergenz zu herrschen, sondern in diesem Raum scheint nach Angaben in der chinesischen Literatur südvergente Formung wesentlich zu sein — wobei indosinische Südvergenz und alpidische Nordvergenz zu erwarten ist.

4. Ein Schichtgliedervergleich der Alpen mit der zuvor umrissenen alpinen Nordrandfazies in Guizhou, Südchina

Im letzten Abschnitt wurde der Übergang von der Plattformfazies in die geosynklinale Fazies in der Provinz Guizhou in Südchina charakterisiert. Da weiter im Inneren der Geosynklinale, also etwa in SW-Yunnan, durch raschere Absenkung des Troges und reichlichere Detrituslieferung die Trias- und Jurafazies (wie übrigens auch jene des Paläozoikums) in ihrer siltig-sandig-schiefrigen Ausbildung sehr monoton ist, finden wir zahlreiche aus den Ostalpen bekannte Triasglieder eben in dieser nordrandnahen Geosynklinalposition, wo sich am mobilen Schelf der Riffkomplex mit Verzahnung zur Schwellen- und Beckenfazies ausbilden konnte und dadurch gute Gemeinsamkeiten in der Schichtserie auftreten.

Als Ausgangspunkt des Vergleiches geben wir eine vereinfachte Schichtfolge durch diese Region um Guiyang nach dem Exkursionsführer des Teams von Huishui (Tab. 1).

Vergleichen wir nun mit unseren alpinen Schichtgliedern, so sehen wir zunächst im unteren Skyth in der Feixianguan-Formation Schiefer und Sandsteine und untergeordnet Kalke mit *Claraia griesbachi*, *C. wangi*, *C. aurita*, *C. stachei*, *Ophiceras* etc., die entfernt den südalpinen Werfener Schichten des Seis vergleichbar sind. Das Oberskyth, die Yongningzhen-Formation ist zur Gänze kalkig, enthält *Myophoria*, *Eumorphotis*, in höherer Partie massenhaft *Tirolites spinosus*. Nach Ausbildungsart kann sie mit den allerdings nur das Hangende des Oberskyth in den Nördlichen Kalkalpen einnehmenden Werfener Kalken mit *Tirolites cassianus* verglichen werden (Taf. 3, Fig. 1). Vom tieferen Anis beeindruckt im Plattformrandgebiet die Abfolge der Guanling-Formation mit den Rauhwacken über der Skythgrenze (Taf. 3, Fig. 2), dann den dünn-schichtigen dunklen Muschelkalken mit Wurmwühlgefüge (Taf. 3, Fig. 3), was sich genauso in dem Typus Reichenhaller Rauhwacke und -Kalke in den Ostalpen wiederholt. Die etliche hundert Meter mächtige geschichtete mitteltriadische Kalk/Dolomitserie der etwa anisischen Guanling- und etwa ladinischen Yangliujing-Formation am Karbonatplattformrand z. B. bei Santiago W Guiyang zeigt weniger markante Merkmale für einen Vergleich mit alpinen Gliedern.

Hingegen lassen sich die am mobilen Beckenrand entwickelten höheranisichen bis ladinischen Glieder aus dem Raum Qingyan sehr gut mit entsprechenden

NW		SE		
	Karbonatplattform: Vorland-Rand Guanling etc.	Sangiao W Guiyang	Mobiler Schelf Guijiao (Skyth), Qing- yan (M.-Trias)	Becken-/Schwellen Fazies S Bianyang u. Luodian
~ HÖHERE O. TRIAS		Ergiao-Form.: Sst., Arkose mit <i>Rhaeti- pollis tub.</i> , Schf.		
~ KARN	Falang-Formation Wayao-Subform.: dkl. Kalk, Mgl. + <i>Protrachyce- ras</i> , <i>Traumatocrinus</i> Zhuganpo-Subform. Kalk + <i>Trachy- ceras</i>	Sanqiao-Formation Ob. Sst. <i>Hoernesia</i> , Kalk <i>Heminajas</i> , Unt. Sst. <i>Palaeoneilo</i> , <i>Entolium</i>		Banan-Formation Kalk-Mgl.-Folge + <i>Trachyceras</i>
~ LADIN	Dolomit	Yangliung-Formation 3. Dolomit u. Kalk, Sst. 2. Dolomit 1. Dolomit u. Mergel	Longtou-Formation Ganyintang-Subform. Algenkalk Shizishanjiao-Subform. Kalk mit <i>Daonella</i>	Bianyang-Formation: Flyschsst.-Mergel-Folge + <i>Protrachyceras</i> , <i>Posidonia wengensis</i> <i>Daonella lommeli</i>
~ ANIS	Gesch. Kalk u. Dol. Wurstelkalk Tonstein-Dol.-Se- rie mit <i>Costato- ria goldfussi</i> Lüdou-Tuff	Guanling-Formation 2. Kalk, Dol., Mgl. mit <i>Lep- tochondria</i> 1. Mgl., Dol., <i>Costatoria gold- fussi</i> , <i>Natiria costata</i> Lüdou-Tuff	Qingyan-Formation Yuqing-Subf.: Mgl. + <i>Posidonia</i> Leidapo-Subf.: Schf. + <i>Daonella</i> Yingshangpo-Subf.: Kalk + <i>Balatonites</i> Mafengpo-Subf.: Schiefer Xiaoshan-Subf.: Kalke u. Schiefer	Xinyuan-Formation Kalk-Mgl.-Folge + <i>Balatonites</i> , <i>Danubites</i>
SKYTH	Yongningzhen-Format. 4. Dolomit 3. Kalk mit Meco- ceratiden 2. Mergeliger Kalk mit <i>Tirolites</i> <i>spinosus</i> 1. Kalk + <i>Eumorphotis</i> <i>telleri</i>	Anshun-Formation 2. Xiaojazuang-Subform. Dol., Kalk 1. Nierguan-Subform. Dol. + Sageceratiden Kalk + <i>Submeekoceras</i>		Kalk-Schiefer-Folge + <i>Tirolites</i> , <i>Eumorphotis telleri</i>
	Feixianguan-Formation 2. Mgl./Kalk-Wechsel- folge mit <i>Claraia aurita</i> 1. Sandst./Mgl.-Folge <i>Claraia griesbachi</i>		Daye-Formation 2. Kalk + <i>Eumorphotis</i> cf. <i>inaequicostata</i> , <i>Claraia</i> 1. Kalk u. Schf. <i>Claraia clarai</i>	Kalk-Mgl.-Folge + <i>Eumorphotis</i> , <i>Claraia griesbachi</i>

Tab. 1: Die Trias-Schichtglieder im Raum von Guiyang in der Provinz Guizhou nach dem Exkursionsführer des Teams von Huishui, J.-Y. WEI et al. 1980. Lokalitäten s. Abb. 3.

Alter	Tethys-Nordrand in Guizhou/China	Vergleichbare alpine Schichten
KARN	Sanqiao-Formation Sst., Tonschf., Kalk- niveau Falang-Formation Dkl. Kalke und Mergel mit <i>Trachyceras</i>	Lunzer Sandstein mit Cardita- schichten Trachyceras- Schichten
LADIN	Ganyitang-Subformation der Longtou-Formation Riffkalk und Algenlaminitdolomit Shizishanjiao-Subformation wellig-schichtiger Kalk	Wettersteinkalk Wettersteindolomit Reiflingerkalk
ANIS	Guanling-Formation 2. Subform.: Kalk, Dol., dkl. Wurstelkalk 1. Subform.: Rauhacke, Dolomit	Muschelkalk mit Reichenhaller Wurstelkalk Reichenhaller Rauh- acke
O.-SKYTH	Yongningzhen-Formation p. p. Kalk mit <i>Tirolites</i>	Werfener Kalk

Tab. 2: Vergleichbare Triasschichtglieder vom Raum Guiyang in Südchina und in den Nördlichen Kalkalpen in den Ostalpen. Zur näheren Fazieszuordnung der Schichtglieder Südchinas vgl. Tab. 1.

alpinen Gliedern vergleichen: Das wellig-schichtige Shizishanjiao-Member (Löwenkopfbirnenfuß-Schichtglied) der unteren Longtou-Formation kommt nach Habitus und seltener Fossilführung den Reiflinger Kalken gleich (Taf. 3, Fig. 4; Taf. 4, Fig. 1). Hier gilt es als Oberanis. Der folgende 900 m mächtige, an der Basis noch dolomitische, helle massige Kalk mit reichlich Algen, Spongien und anderen Organismen entspricht dem Wettersteinkalk (Taf. 5, Fig. 2).

Sehr eindrucksvoll sind die dolomitisierten Algenmatten- und Lagunensedimente des Wettersteindolomit-Bereiches nahe nördlich von Longtou, wo Algenlaminiten, Onkolithe und Gleitstrukturen im Laminit gut aufgeschlossen sind (Taf. 4, Fig. 2, 3, 4).

Weitere Schichtglieder, die mit unterkarnischen alpinen Schichten vergleichbar sind, bietet einerseits die Falang-Formation im Raum SW Anshun, wo über einem Trachyceraten führenden plattigen Kalk eine Serie von Kalken, mit Mergeln wechsellagernd, folgt, reich an *Protrachyceras* und an *Traumatorcinus*, unseren Trachyceras-Schichten in manchem ähnlich (Taf. 5, Abb. 3, 4, 5). Bevor dann der höher-obertriadische nichtmarine Sandsteinkomplex folgt, ist im Unterkarn W Guiyang noch ein pflanzenführender Sandstein mit Tonschieferlagen und einem schmächtigen, marine Fossilien führenden Kalkniveau in Form der Sangiao-Formation eingeschaltet, dem in lithologischer Hinsicht und stratigraphischer Position ganz der Lunzer Sandstein mit Pflanzenhäcksel, Schieferlagen und dem kalkigen *Cardita*-Horizont in höherem Niveau entspricht.

Das Ende der marinen Sedimentation tritt in diesem Raum mit Einsetzen der schräg- und kreuzgeschichteten kontinentalen, fluviatilen höher-obertriadischen kohlenführenden Sandsteine auf, die im Zusammenhang mit der einsetzenden indosinischen Phase vielfach nach Schichtlücke diskordant über älterer Trias aufsetzen (Taf. 7, Fig. 2).

In Parenthese sei hier noch hinzugefügt, daß andererseits auch — was leichter verständlich ist — spezielle alpine Faziesausbildungen sich im fernöstlichen Teil der Tethys bei gegebenen Bedingungen auch in anderen stratigraphischen Niveaus einstellen. So treffen wir etwa im mächtigen mergelig-kalkigen Oberanis von Leidapo S Guiyang, Provinz Guizhou in Südchina, eine typische Cassianer Fazies an, wie sie in den Alpen im Cordevol, Unterkarn, in den Südtiroler Dolomiten auftritt. Nach Lithologie dieser Mergelserie mit Fossilkleingruslagen, nach Sedimentologie samt Eingleitblöcken und nach Faunazusammensetzung ist die Ausbildung dieses Leidapo-Members eindeutig der Cassianer Fazies zuzuordnen, andererseits hat die reiche, von den chinesischen Paläontologen z. T. bereits beschriebenen Makrofauna (Z.-Y. YANG & G. Y. XU 1966: Brachiopoden) und die selbst aufgesammelte Fauna mit *Bulogites* (det. L. KRYSZYN) das oberanisische Alter, Trinodosuszone, belegt. Den Cassianer (Fazies-)Charakter dieser Fauna hat übrigens bereits E. KOKEN (1900, S. 187) erkannt, der vom Missionar P. FUCHS eine kleine Suite von dort erhalten hatte — sein Fundpunkt, den er als Sitsi-san bezeichnet und — als „die westlichen sieben Berge“ übersetzt — nirgends in der Landschaft einordnen konnte, ist übrigens mit unserem Punkt bei Leidapo ident, da diese Lokalität dort von den Einheimischen tatsächlich als Shi-zi-shan bezeichnet wird, was aber „Löwenkopfbirnen“ bedeutet.

Interessant ist die Mikrofauna aus diesen oberanisischen Mergeln von Leidapo in Cassianer Fazies: einerseits treten in den Kalken typisch anisische Leitformen wie *Meandrospira dinarica* KOCHANESKY-D. & PANTIĆ, *Glomospira densa* (PANTIĆ), *Glomospirella semiplana* (KOCHANESKY-D. & PANTIĆ), *G. sigmoidalis* (RAUSER-

TSCHERN.) etc. auf. Andererseits aber stellen sich in Mergeln zahlreiche Foraminiferen ein, die bisher nur aus den Cassianer Schichten bekannt waren, denen aber durch das Hinabreichen ins Oberanis nun kein stratigraphischer Leitwert mehr zugebilligt werden kann, sondern die faziesbedingt über lange Zeit in der Trias persistieren: Hierher gehören dort z. B. *Duostomina cassiana* (GÜMBEL), *D. rotundata* KRISTAN-T., *Diplotremina astrofimbriata* KRISTAN-T., *D. altoconica* KRISTAN-T. und *Variostoma acutoangulata* KRISTAN-T. — alle demnach nun auch aus dem Oberanis in Cassianer Fazies nachgewiesen.

5. Die Ursache für gleichartige Schichtausbildung in fernen Teilabschnitten der Tethys

Der zuvor geschilderte ausgewählte Schichtvergleich der marinen Triasentwicklung in zwei weitab voneinander gelegenen Abschnitten der Tethys sollte zeigen, daß nicht einfach und immer wieder bei gleichartigen Umweltbedingungen gleichartige Schichtglieder entstehen, sondern daß gleiche Schichten durch großräumig gleichartiges Schicksal ganzer Kontinentränder und angrenzender Meereströge sowie sich nur zu bestimmten Zeiten entfaltenden bestimmten Faunen und Floren tatsächlich zeitgebunden sind. Erst solche homologe Schichtglieder berechtigen uns nach weiterführendem subtilerem Vergleich gegebenenfalls auch zu einer nomenklatorischen Gleichsetzung.

Die auffälligen Gemeinsamkeiten bestimmter Schichtglieder der Ostalpen, speziell der Kalkalpen im Gesamttraum dieses Gebirgssystems und in angrenzenden Sedimentationsräumen ist seit der klassischen Zeit des Studiums der Trias bekannt. W. SCHLAGER & W. SCHÖLLNBERGER (1975) haben dieser Tatsache Rechnung getragen, indem sie für markante Änderungen in den Schichtfolgen, die sich in den Kalkalpen über weite Strecken verfolgen lassen, den Begriff „Wende“ vorgeschlagen haben. Allerdings fassen sich unter dem Begriff „Wende“ verschiedenartige Ereignisse zusammen, teils kurzfristige lithostratigraphische Leitereignisse, teils sich über längere Zeiträume erstreckende Umstellungen, teils Phasen der hochgeosynklinalen Zeit, teils jene, die durch die einsetzende alpalpische Orogenese bedingt sind.

Nun, solche Leitereignisse und deren Ergebnisse in der Stratigenese gehen, wie hier gezeigt, ganz entschieden über die Kalkalpen hinaus, nicht nur in die Nachbargebirge, wie etwa West- und Ostkarpaten, wo wir neben Eigenständigem in großer Zahl absolut gleiche alpine Schichtglieder antreffen, sondern reichen eben über weite Strecken der Gesamtethys hinweg. Die Ursache für diese gleichartige gleichzeitige Ausbildung aber sehen wir in den großräumigen Ereignissen der plattentektonischen Gestaltung, die ganze Platten in Form von Großkontinenten und deren Ränder und vorgelagerte Ozeane gleichzeitig betroffen haben. Die Dominanz der in dieser Zeit lebenden Flora und Fauna trug etwa bei Massenauf-treten bestimmter gesteinsbildender Algen etc. ebenso zur gleichen speziellen faziellen Gestaltung bestimmter Schichten bei wie die durch analoge Umweltfaktoren gestalteten lithologischen Grundzüge dieser Schichtglieder. Natürlich sind neben all den gemeinsamen Faktoren in einem derartigen Großraum auch genügend individuelle Einflüsse vorhanden, so daß neben den gemeinsamen Schichtgliedern im gesamten Raum auch zahllose lokale spezifische Schichtausbildungen auftreten.

Wir haben als ein Beispiel für großräumige Homologie bereits jenes für den Zeitabschnitt von der Reichenhaller Wende über die Mitteltras mit Reiflinger- und

Wettersteinkalk angeführt, das sich so prächtig am mobilen Schelf (China) und an inneren mobilen Karbonatplattformrändern der Kreios-Platte (Mediterrangebiet) erfassen läßt.

Wir haben auch auf das verblüffende Beispiel der Hallstätterkalke aus zentraler Zone der Aristogeosynklinale hingewiesen.

Wir wollen aber auch nicht versäumen, auf die Eigenart der in Vergleich mit den Kalkalpen zunächst so fremd erscheinenden mächtigen sandig-schieferigen Obertriasserie des asiatischen Tethysanteiles zu verweisen, die trotzdem ein bezeichnendes gemeinsames Ereignis nach der karnischen Wende im Gesamttraum der Tethys darstellt. Mit der Obertrias nämlich stellt sich mit Schwerpunkt im höheren Karn, besonders aber im Nor und ins Rhät reichend, diese sandig-schieferige marine Serie ein, die im Nordrandgebiet auch mit terrestrischen Sedimenten verzahnen kann. In den mediterranen Gebirgen des Nordstammes wird diese an den Kontinentrand anknüpfende Entwicklung vom Karn bis ins Rhät als „Quartenschiefer“ (W), „Bunter Keuper“ (Mitte) oder „Karpatischer Keuper“ (E) bezeichnet (der in den Ostalpen über das Pennin einwärts bis in das Unterostalpin reicht). In Persien heißt diese Schichtserie „Nayband-Formation“ des Nor bis Rhät, auch hier im Rhät untergeordnet fossilreiche Kalklagen und -Linsen wie etwa der Karpatische Keuper im Semmeringsystem der Ostalpen führend. In den Himalaya reichen noch die obertriadischen norischen Quarzite und Schiefer im Liegenden des Kioto-Kalkes hinein, die dann in Südtibet nördlich vom Himalaya im Lhasa-Distrikt in der Mailonggang-Gruppe der Obertrias 1000 m Mächtigkeit erreichen und noch weiter gegen Norden mit ähnlicher Mächtigkeit in Form der Chogar-Gruppe und weiteren Gliedern (vgl. J.-X. YIN, 1980, S. 23, 25f.) noch tiefer in die Trias in gleichartiger Ausbildung hinabreicht. In Yunnan aber liegen die mächtigen siltig-sandigen monotonen Serien der Obertrias z. B. im Gebiet von Moijang in der Luma-Formation des Nor bis Rhät (Y.-F. ZANG & Y. Q. GU, 1980, S. 10) in mächtiger geosynklinaler Ausbildung in gleicher Nordrandposition der Tethys vor, die sich dann über Thailand in der bis 1900 m mächtigen Hong-Hoi-Formation der Lampang-Gruppe fortsetzt (M. RIDD, 1978, S. 149).

Es kann kein Zweifel herrschen: In dieser Zeit unterliegt der Südrand des Eurasiatischen Blockes dem gleichen Schicksal: Einfluß der indosinischen Faltung besonders im Osten des Südrandes dieser Platte, andererseits Heraushebung im Inneren Eurasiens, so daß enorme Massen an (Fein-)Detritus in der Obertrias von Norden her in die Tethys eingebracht werden. Das zugehörige Fluß- und Delta-System in Europa zur Keuperzeit, das gegen SW hin orientiert war, hat P. WURSTER (1964, S. 106, Abb. 50) im einzelnen rekonstruiert. Die Verhältnisse in China sind, um das fernöstliche Gegenstück anzuschneiden, ganz analog entwickelt: Mit dem Karn endet im Übergangsbereich Vorland/Geosynklinale weithin am chinesischen Kontinentalrand die marine Triasserie, fluviatile, limnische und paralische Bildungen mit den weithin verbreiteten Obertrias-Kohlenflözen setzen hier auf. An die rein kontinentale Obertrias in den nordchinesischen Becken schließt diese von Flüssen durchzogene Keuperlandschaft Mittelchinas gegen Süden an, die sich von Kiangsi über Sichuan (Taf. 7, Fig. 2—5), Hubei, Guizhou bis Nord-Yunnan erstreckt. Noch nördlich des Roten Flusses stehen bei Yuanjiang die pflanzenführenden kontinentalen Obertriassandsteine an, jenseits des Flusses betreten wir jene Region, die, von Tibet über Süd-Yunnan nach Thailand ziehend, die mächtigen geosynklinalen marinen Obertriasserien enthält, in denen der Feindetritus des südlichen Asiens — mancherorts durchsetzt mit Tuffen — seine

endgültige Endlagerstätte gefunden hat. Wie im Westen Germanischer Keuper/Alpin-Karpatischer Keuper stehen hier im Osten kontinentale bis parali-sche Serien/geosynklinaler Sand-Siltkomplex gegenüber. In einem solchen im einzelnen ganz den lokalen Gegebenheiten angepaßten Komplex sind naturgemäß nur große Züge, nicht Einzelheiten, mit den zeitgleichen Bildungen in anderen Tethys-Randabschnitten vergleichbar.

Als weiteren steuernden Faktor für dieses von der Obertrias geschilderte Dispositiv haben wir schon die Schrägposition der Tethys namhaft gemacht, die im Mediterranen Raum innerhalb der heißen, karbonatbildenden Zone unter dem 30. Breitengrad gelegen war und daher im Vorland-ferneren Teil mächtige Karbo-natsedimente empfangen hatte. Gegen Osten hin aber streicht der Tethys-Nord-rand ENE-ziehend aus dieser Zone vom Jungpaläozoikum weg durch Polverlage- rung gegen die Obertrias hin in stets zunehmenden Maß heraus, liegt etwa in Yunnan in der Trias bereits in 50° nördlicher Breite (J. HABICHT, 1979, Taf. 7) und ist damit in der Obertrias naturgemäß mehr durch klastische als durch Karbonat-plattform-Sedimente gekennzeichnet. Allerdings ist bei dem milderen Klima der Trias ohne polare Eiskappen ein Hinausreichen der heißen Zone über den 30. Breitengrad durchaus wahrscheinlich.

6. Aussagekräftige Beispiele über tethysweite Verbreitung triadischer Faunenelemente

a) ALLGEMEINES

Die Gemeinsamkeiten der Makro- und Mikrofauna im gesamten Raum der Tethys erweisen sich als wesentlich enger als auf Grund der bisher vorhandenen Kenntnisse und der bisherigen Faunenlisten anzunehmen wäre. Dies betrifft Makro- und Mikrofauna in ihrer Gesamtheit, sowohl planktonische, nektonische, bentonische, ja sogar sessile Vertreter. Die bisherige Unterschätzung der Gemein-samkeiten der Fauna dieses Großraumes mag in erster Linie einerseits auf der in der Vergangenheit meist mangelnden persönlichen vergleichenden Kenntnis der Suiten aus Fernost, Orient und Occident beruhen, andererseits sicherlich auch auf der Scheu vor der Gleichsetzung von Arten, die höchstens punktweise an entfernte- sten Abschnitten dieses schmalen Stranges bekannt geworden waren.

In der Pionierzeit der Makrofossilforschung waren am ehesten noch mit gewisser Reserve generische und spezifische Gleichsetzungen bei den klassischen Gruppen der Ammoniten und Halobiiden vorgenommen worden, und zwar speziell von Bearbeitern des alpinen Materials, denen Faunen von Ostteil der Tethys zur Bearbeitung übergeben worden waren. Die persönliche Begutachtung und Auf-sammlung dieser klassischen Faunenelemente an Ort und Stelle in den verschiede- nen Abschnitten der Tethys durch die gegenwärtige Generation von Forschern wie E. TOZER, R. ASSERETO, L. KRYSYŃ u. a., hat die noch wesentlich engeren Gemein-samkeiten dieses Anteiles der Faunen des Gesamttraumes bereits herausgearbeitet, wie bereits ausgeführt.

Wir wollen uns deshalb im folgenden einigen, in ihrer tethysweiten Verbrei- tung weniger bekannten Gruppen triadischer Makro- und Mikrofaunen zuwenden, besonders eben auch benthonischen und sessilen Formen, von denen ja die so weite Verbreitung in der Tethys am meisten überrascht. Außerdem ist es im Rahmen dieser Arbeit nur möglich, diese Aussage an einigen wenigen ausgewählten Beispie- len schlaglichtartig zu dokumentieren.

b) MAKROFAUNA

α) Nekton

Wie erwähnt, wollen wir auf einen Vergleich der ja besser bekannten freischwimmenden Elemente der Makrofaunen nicht eingehen. E. TOZER (1979, 1980 a) hat ja erst jüngst über die geographischen und stratigraphischen Gemeinsamkeiten der Triasammoniten im Gesamtbereich der Tethys und darüber hinaus berichtet.

Ein beredtes Beispiel für das Durchstreichen der speziellen alpinen Leitformen unter den Ammoniten bis hinüber nach Timor hat ferner jüngst F. TATZREITER (1978, S. 113, 116ff.) bei der Untergliederung der höhernorischen Columbianuszone geliefert, nachdem bereits zuvor E. TOZER (1971, S. 1020) den Ammoniten-Vergleich dieser Zone vom Salzkammergut über Himalaya bis Timor vorgenommen hatte. Natürlich kommen bei solchen Faunen in welchem Maß auch fremde Taxa hinzu, aber der gemeinsame Grundstock an Makrofaunenelementen im Gesamttraum der Tethys ist eindrucksvoll und wesentlich größer als zuvor angenommen. E. TOZER (1980 a, S. 399) stellt fest, daß die Tethys-Ammonitenfauna in ihrer Diversität fast 80% der bekannten Trias-Genera umfaßt.

β) Vagiles Benthos

Als Beispiel für die weite Verbreitung eines in der Trias wichtigen benthonischen Elementes, nämlich der Brachiopoden, wollen wir auf die von uns 1979 aus Zentralpersien beschriebene Kössener Brachiopodenfauna von Waliabad bei Abadeh hinweisen. Der Anteil an Brachiopoden in der gesamten Fauna von Waliabad umfaßt folgende Arten:

- Thecospiropsis semseyi* (BITTNER)?
- „*Spiriferina*“ *bittneri* FRECH
- Neoretzia superba* (SUESS)
- Oxycolpella oxycolpos* (SUESS)
- Rhaetina gregaria* (SUESS)
- Rhaetina pyriformis* (SUESS)
- Fissirhynchia fissicostata* (SUESS)
- Veghirhynchia* cf. *arpadica* (BITTNER)
- Euxinella anatolica* (BITTNER)
- Euxinella cubanica* DAGIS
- Aulacothyropsis pervulgata* DAGIS
- Aulacothyropsis conspicua* (BITTNER)

Daraus ergibt sich, daß unter den artlich sicher bestimmbareren Taxa sieben alpine, europäische Arten auftreten, während nur drei Arten aus Asien erstbeschrieben und bekannt sind. Wiederum hat sich anhand dieser Fauna bestätigt, daß aus Aufsammlungen der gleichen Region zuvor (H. TARAZ, 1974, S. 57) unter Verwendung jüngerer asiatischer Arbeiten — hier speziell der Arbeiten von DOUGLAS — unzutreffende Artbestimmungen (jüngere Synonyme) vorgenommen worden sind und daher die Gemeinsamkeiten mit den alpinen Faunen verschleiert worden waren. Gerade am Beispiel der *Oxycolpella oxycolpos* (SUESS) konnte dort gezeigt werden, unter welchen vielfältigen Bezeichnungen, namentlich auch verschiedenen Artnamen von DAGIS, diese Art in der asiatischen Literatur aufscheint. In Wahrheit ist aber *Oxycolpella oxycolpos* über die Türkei und Persien in der Tethys

weiter gegen Osten verbreitet, wurde etwa von V. GUPTA (1978, S. 115) aus dem rhätischen Anteil des Kiotokalkes des Himalaya genannt, auch von D.-L. SUN (1980, S. 1182) aus dem Himalaya (allerdings wohl unrichtig als Karn eingestuft) referiert, schließlich vom gleichen Autor auch aus Qamdo in Ostt Tibet aus dem Bereich des Nordstammes der Tethys angeführt.

γ) Sessiles Benthos

Im sessilen Benthos kommt den Korallen und Crinoiden durch Häufigkeit, stratigraphischen Wert und als Gesteinsbildner eine erhöhte Bedeutung zu. Wiederum sollen wenige Beispiele aus diesen beiden Gruppen die Gemeinsamkeiten auch im sessilen Anteil der Tethysfauna unterstreichen.

1. In der rhätischen Korallenfauna etwa sind die Beziehungen innerhalb der Tethys erstaunlich eng. Der Vergleich der neu entdeckten und bearbeiteten Rhätkorallenfauna vom Salzbrunnen bei Isfahan in Persien zeigt eine vollständige Übereinstimmung der Arten in Persien und in den Alpen, wie die folgende Liste aus E. KRISTAN-TOLLMANN et al. 1980, S. 168, zeigt:

- Astrocoenia schafhütli* (WINKLER)
- Thamnasteria rectilamellosa* (WINKLER)
- Thamnasteria delicata* (REUSS)
- Thamnasteria meriani* (STOPPANI)
- Thamnasteria tenuis* (REUSS)
- Astraeomorpha confusa confusa* (WINKLER)
- Astraeomorpha confusa minor* FRECH
- Isastraea austriaca* FRECH
- Isastraea salinaria* REUSS
- Stylophylloopsis mojsvari* FRECH
- Stylophylloopsis lindströmi* FRECH
- Monilivaltia norica* FRECH
- Thecosmilia norica* FRECH
- Thecosmilia clathrata* (EMMRICH)

Da eine tethysweite Neubearbeitung der triadischen Korallenfaunen — einschließlich jener von P. VINASSA DE REGNY (1915) über Timor — aussteht, kann noch kein fundierter Vergleich mit den wenigen bisher mitgeteilten Korallenfaunen aus der östlichen Tethys durchgeführt werden. Die obertriadische Korallenfauna z. B., die aus NW-Yunnan von W.-S. WU (1977, S. 29ff., Taf. 1—2) in chinesischer Sprache beschrieben ist, zeigt bereits mit den Arten *Thamnasteria rectilamellosa* (WINKLER) und *Thecosmilia clathrata* EMMR. alpine Elemente — Gleiches fanden wir in der Schausammlung des Geologischen College von Chengdu (Sichuan), wo ebendiese Arten aus dem Rhät von Baoschan aufbewahrt sind. Über das Vorkommen von *Astraeomorpha crassisepta* REUSS und weiterer, z. T. alpiner Rhätkorallen wird auch vom Westteil des Sichuan-Beckens in China von Y.-Q. FU et al. (1979, Taf. 6) berichtet.

2. Von den Stielcrinoiden liegt uns ein reiches Material von den Süd- und Ostalpen über Türkei, Persien, China bis Timor, zum Großteil aus eigenen — auch durch andere Leitfossilien horizontierten — Aufsammlungen vor. Es stammt zum kleineren Teil aus makroskopischen Einzelelementen, Stiel- und Kelchfragment, zum Großteil aus Schlamm- und Lösproben. Dabei handelt es sich naturgemäß vornehmlich um Trochiten aus allen Stielregionen, aber auch um isolierte Glieder

von Armen, Cirrhen, Kelchen und Wurzeln und umfaßt sowohl Elemente von erwachsenen als auch jugendlichen Formen.

Bereits jetzt, noch vor einer umfassenden Bearbeitung des gesamten Materials ergibt sich als ein überraschender und zunächst unerwarteter Eindruck, daß zumindest eine große Zahl der alpinen Crinoiden tethysweit und niveaugebunden verbreitet ist, einschließlich der in der Literatur aus Neuseeland beschriebenen Arten. Zur Veranschaulichung dieser Feststellung werden im folgenden einige wenige, aber markante und stratigraphisch wichtige Arten vorgestellt, die bereits jetzt vom Westrand bis zum Ostrand der Tethys nachgewiesen sind.

a) *Entrochus ternio* BATHER — Abb. 4. Von dieser Art, die F. A. BATHER (1918, S. 249ff.) erstmals aus Neuseeland bekannt gemacht hatte, kennt man bisher hauptsächlich Trochiten, ausnahmsweise (E. KRISTAN-T. et al., 1975, S. 305, Abb. 20, Fig. 1) auch die Wurzelansätze. Diese für Oberladin-Karn bezeichnende Art ist durch ihre groben, sich nach außen verzweigenden Radialrippen der Artikulationsflächen ausgezeichnet. Nach ihrer Erstbeschreibung aus Neuseeland konnte sie anhand reichen Materials in Hallstätter Kalken der Türkei (Saklibeli 30 km SW Antalya und Erenkolu Mezarlik S davon im Taurus) nachgewiesen werden und so ihre Verbreitung bis weit in den Westen bestätigt werden.

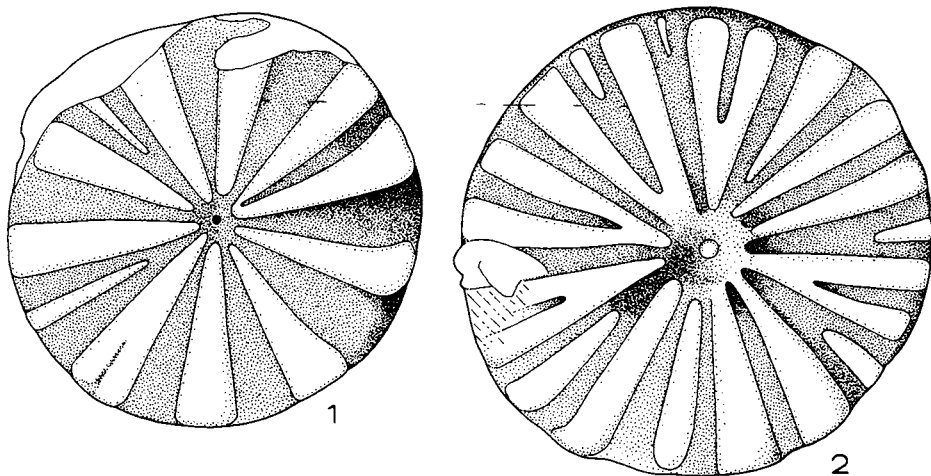


Abb. 4:

Entrochus ternio BATHER. Unterkarnischer Hallstätter Kalk von Erenkolu Mezarlik S Saklibeli, Taurus-Gebirge, Türkei.

Fig. 1: Juveniles Columnale aus dem tieferen Stielbereich. $\varnothing = 2$ mm.

Fig. 2: Juveniles Columnale aus dem mittleren Stielbereich, Rand abgewittert. $\varnothing = 2,5$ mm.

b) *Entrochus saklibelensis* KRISTAN-TOLLMANN — Abb. 5. Diese Art wurde massenhaft im oberladinisch-karnischen Hallstätter Kalk von Saklibeli im Taurus in der Türkei entdeckt und dort erstbeschrieben (E. KRISTAN-T. et al., 1975, S. 292ff.). Sie ist abgesehen von einem weiteren Fundort in der Türkei (E. Mezarlik) nun auch in der Cassianer Fazies (Leidapo-Subformation mit oberanisischem Alter, s. Tab. 2) von Guizhou in Südchina im Tethys-Nordstrang angetroffen worden (Abb. 5, Fig. 2).

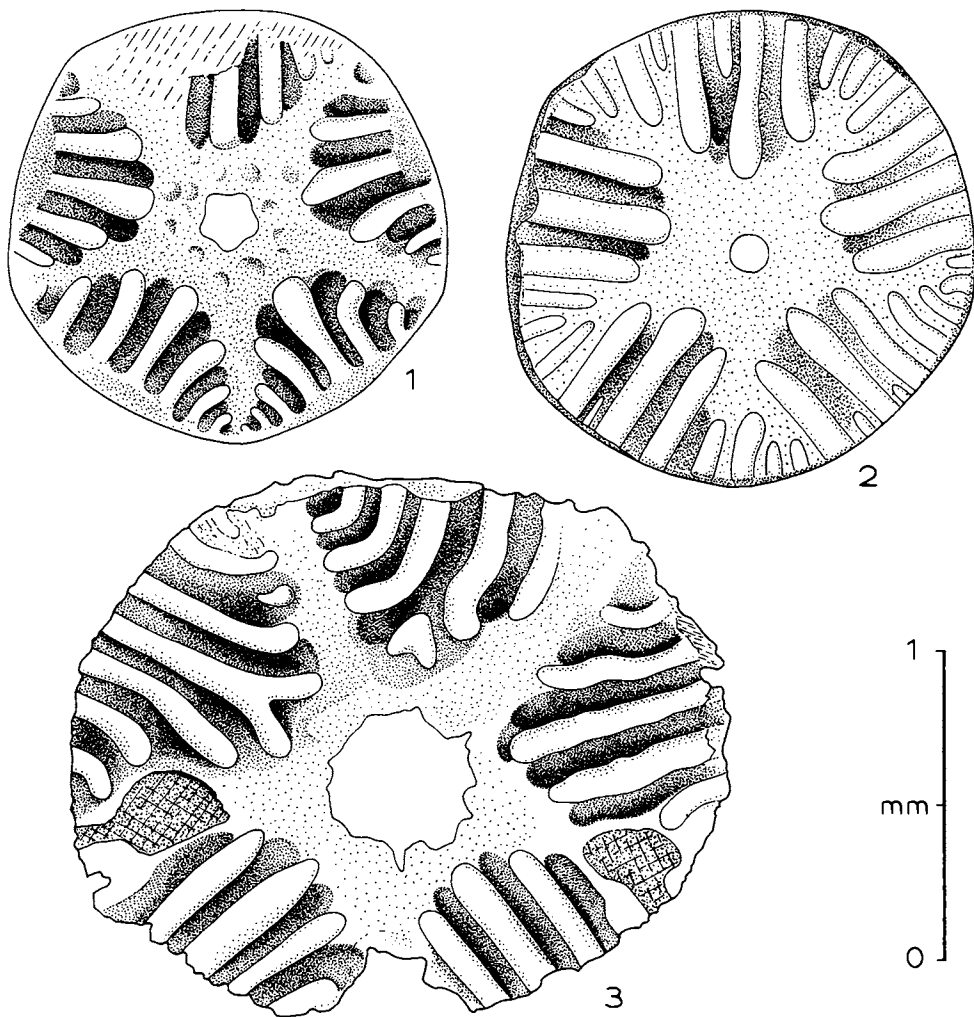


Abb. 5:

Entrochus saktibelensis KRISTAN-TOLLMANN; juvenile Exemplare.

Fig. 1, 3: Unterkarnischer Hallstätter Kalk von Erenkolu Mezarlik, Taurus-Gebirge, Türkei. Columnalia aus dem oberen Stielbereich mit gerundet-pentagonalem Umriß. Facette mit klar herausgebildetem sternförmigem Zentralfeld sowie deutlich in fünf Sektoren gruppierten Rippen. Bei Fig. 3 Rand stark angeätzt.

Fig. 2: Mergel des Oberanis in Cassianer Fazies. Leidapo 30 km S Guiyang, Provinz Guizhou, Südkina.

Trochit aus dem oberen Stielbereich, gegenüber Fig. 1 und 3 jedoch in etwas distalerer Position: Umriß gerundet mit leichter pentagonaler Andeutung; Rippen bereits in fünf Sektoren gruppiert, diese peripher jedoch nicht voneinander getrennt; Zentralfeld daher noch nicht ganz sternförmig durchgebildet.

Die beiden erwähnten Arten von *Entrochus*, bisher nur aus sehr weit voneinander entfernten Lokalitäten der Tethys bzw. ihres Ostrandbesandes bekannt, sind nun aus dem mittleren und östlichen Tethysbereich gesichert, nicht allerdings noch aus dem westlichsten Abschnitt.

c) *Isocrinus tyrolensis* (LAUBE) — Abb. 6. Von G. LAUBE (1865, S. 277) aus St. Cassian in Südtirol erstbeschrieben, war diese Art bisher aus den Raibler Schichten und Cassianer Schichten Mitteleuropas (Südalpen, Ostalpen, Bakony etc.) wohl bekannt, besonders durch F. A. BATHER's (1911, S. 31 ff.) ausführliche Analyse an reichem Material, jüngst schließlich durch die umfassende Fotodokumentation von R. ZARDINI (1973, Taf. 3, 19).

In Südchina konnten wir *Isocrinus tyrolensis* in den oberanisischen Schichten in Cassianer Fazies von Leidapo S Guiyang in Form von etlichen isolierten Columnalia aufsammeln (Abb. 6, Fig. 2).

d) *Traumatocrinus caudex* (DITTMAR) — Taf. 5, Fig. 4; Taf. 6. Auf Grund eines sehr reichen Materials betreffend Trochiten, Stielteile, Kelchbasis und Kronenteile aus Fundpunkten in den Alpen, Türkei, Persien, China und Timor kann hier demonstriert werden, daß *Traumatocrinus caudex* (DITTMAR) in der gesamten Tethys verbreitet und häufig vertreten ist. Wie aber in so vielen Fällen (und zwar gerade bei häufig isoliert auftretenden Crinoidenteilen) sind auch bei dieser Art die Einzelabschnitte und Elemente vielfach unter verschiedenen Namen beschrieben worden, so daß bisher kein zutreffender Eindruck über die wahre Verbreitung dieser von DITTMAR 1866, S. 394, aus dem karnischen Hallstätter Kalk der Ostalpen erstbeschriebenen Art vermittelt worden war. DITTMAR und den alpinen Bearbeitern lagen ursprünglich nur verschiedene Teile des Stieles und der Wurzel vor, aus Persien und China sind nun auch Kronenteile verfügbar — teils durch die

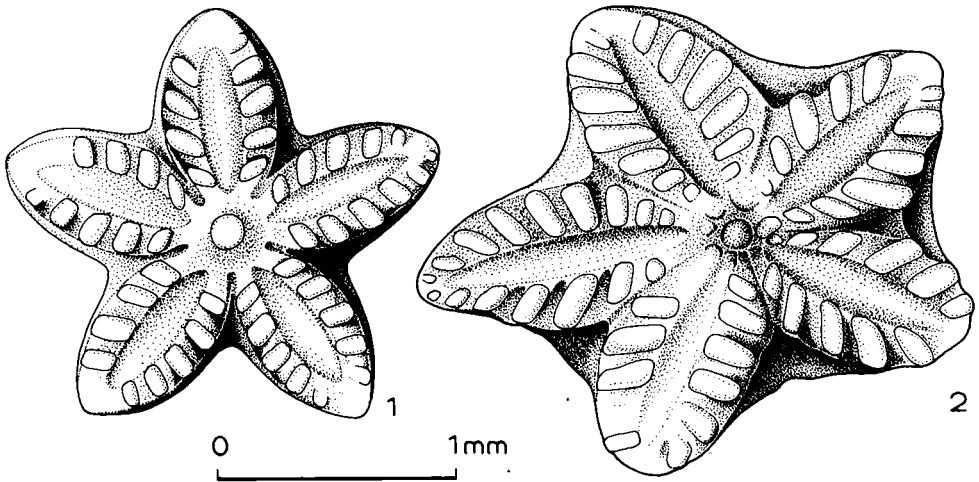


Abb. 6:

Isocrinus tyrolensis (LAUBE), Typus „var. α' “ BATHER; juvenile Exemplare.

Fig. 1: Columnale aus karnischen Raibler Schichten des Kämpferbaches 1,2 km W Raibl, Julische Alpen, Italien.

Fig. 2: Columnale, verdrückt, aus oberanisischen Mergeln in Cassianer Fazies des Leidapo-Profiles 30 km S Guiyang, Provinz Guizhou, Südchina.

Beschreibung von A. T. MU (1949), teils durch eigene Aufsammlungen in Yunnan (1980) bzw. aus der von A. RUTTNER aus NE-Persien mitgebrachten Kollektion. Das Material ist so reich, daß allein aus Persien rund 200 Stielstücke, z. T. mit sehr gut erhaltenen Artikulationsflächen, zur Verfügung stehen, so daß die Ausbildungsart des Stieles in seiner gesamten Länge, in frischem und abgewittertem Zustand sowohl von erwachsenen Exemplaren als auch Jugendformen studiert werden kann. Aus der Untersuchung des Materials jedes einzelnen der verschiedenen, geographisch weit voneinander entfernten Fundpunkte in der Tethys ergeben sich unabhängig voneinander folgende Kriterien.

Der Generotypus von *Traumatocrinus*, *T. caudex*, stellt ein distales großes Stielstück eines erwachsenen großen Exemplares dar. In diesem Teil des Stieles zeigen, wie an der Abbildung des Holotypus ersichtlich, die einzelnen Columnalia eine sehr geringe Höhe, aber einen sehr großen Durchmesser. Je nach Erhaltung ist die Außenskulptur verschieden: Bei unverwitterten Exemplaren weist die Außenfläche der Trochiten eine unregelmäßige Skulptur aus niedrigen Dörnchen auf. Bei etwas abgewitterten Stücken ist die Oberfläche glatt, bei stark abgewitterten Exemplaren tritt eine gitterförmige Struktur zutage, die sich aus der verstärkten Abwitterung der Wand über den Porenreihen entlang der Artikulationsflächen ergibt.

Diese Beobachtung an eigenem Material aus den verschiedensten Fundpunkten läßt sich auch an der Abbildung des Generotypus bei DITTMAR (1866, Taf. 20, Fig. 1) — besonders was die zwei letztgenannten Stadien betrifft — erkennen.

Stielabschnitte des mittleren und proximalen Teiles lassen einzelne Nodalialien mehr oder minder deutlich hervortreten. Bei den distalen Stielteilen wie beim Generotypus Taf. 20, Fig. 1, treten, wie auch bei anderen Crinoiden üblich, keine Nodalialien hervor, wohl aber im mittleren und proximalen Abschnitt des Stieles. Dem entsprechen die Stielabschnitte von Taf. 20, Fig. 4 und besonders 8 bei DITTMAR, die von diesem Autor zu Unrecht zwei weiteren Arten (*T. reticulatus* und *T. ornatus*) zugeordnet worden waren. Bei der von A. F. BATHER (1929, S. 220f., Taf. 257, Fig. 4) aus Timor als *T. timorensis* n. sp. beschriebenen Art handelt es sich ebenfalls um ein Stielfragment aus dem tieferen Stielabschnitt von *T. caudex*, was anhand von eigenen Aufsammlungen in unterkarnischem Hallstätter Kalk im gleichen Fundort Bihati nachgewiesen werden kann. Die Gestaltung der Artikulationsfläche mit den charakteristischen zöpfchenförmig skulptierten radialen Rippen, die sich gegen außen im gleichen Material aller Fundpunkte je nach Größe des Durchmessers und daher Alters der Columnalia mehr oder weniger oder gar nicht verzweigen, ist bei allen untersuchten Exemplaren grundsätzlich analog und bietet kein Unterscheidungsmerkmal. Prächtige derartige abgebildete Facettenflächen dieser Art bei R. ZARDINI (1973, Taf. 2, Fig. 13, 14) aus Cassianer Schichten Südtirols berechtigen keinesfalls zur Aufstellung einer neuen *Traumatocrinus*-art („*T. rumerlensis*“ n. sp.). ZARDINI hat Fragmente aus dem tieferen Teil des Mittelabschnittes des Stieles abgebildet.

In dem besonders reichen („oberladinisch“ —) unterkarnischen chinesischen Material aus der Provinz Guizhou (= Kweitschou) wurden endlich auch gut erhaltene Kronen, zugehörig zu diesen Stielen, mit ihnen zusammen gefunden und z. T. zusammenhängend, bekannt. A. T. MU berichtete 1949 darüber. Anhand seiner Abbildungen von Kronen und übrigens ebenso aus unserem Material aus China geht zunächst eindeutig hervor, daß die Gattung *Traumatocrinus* entgegen der Auffassung im „Treatise“ (part T, vol. 2 [2], S. T 720) nicht in die Synonymie von

Encrinus LAMARCK 1801 zu stellen ist, sondern eine selbständige Gattung darstellt. MU hat in seiner Studie von 1949 trotz der großen Zahl der ihm vorliegenden über 20 Kronen leider keine zureichende Dokumentation des Kronenaufbaues gegeben. Er hat hingegen auf Grund eines angeblich andersartigen Kronenfragmentes und auf Grund einiger je nach Position im gesamten Stiel verschiedenartig ausgebildeten Stielfragmente eine Serie neuer Arten von *Traumatocrinus* aufgestellt: *Tr. hsui* sp. nov., *Tr. hsui* var. *enormis* var. nov., *Tr. uniformis* sp. nov., *Tr. kueichouensis* sp. nov. Sämtliche seiner abgebildeten und beschriebenen Stielfragmente decken sich vollkommen mit den bekanntesten und auch uns vorliegenden Stielausbildungen verschiedener Regionen von *Traumatocrinus caudex*. Eine Differentialdiagnose gerade gegenüber *T. caudex*, also dem Generotypus, fehlt bei der Beschreibung sämtlicher von ihm als neu aufgefaßten, z. T. nur auf einem kurzen Stielfragment begründeten Arten. Auf Grund unseres Vergleiches liegt demnach keinerlei Berechtigung zur Aufstellung einer Serie von neuen Arten von *Traumatocrinus* vor.

Fassen wir zusammen. Gerade dieses hier kurz vorgeführte Beispiel der vielfältigen Benennung verschiedener Teile von Stielen und Fragmenten von *Traumatocrinus caudex* in entfernt voneinander gelegenen Regionen der Tethys führt uns vor Augen, wie leicht bisher die großen Gemeinsamkeiten in der Fauna der Gesamttethys vielfach durch derartige Fehlinterpretationen verschleiert werden konnten.

Traumatocrinus caudex ist allein auf Grund unserer bisher persönlichen Kenntnis demnach in der Tethys in folgenden Regionen verbreitet: Nördliche Kalkalpen in Österreich, speziell Salzkammergut (Hallstätter Kalk) und Karn der Nordalpinen Raibler Schichten in Tirol (vgl. auch S. WÖHRMANN, 1889, S. 190). Südalpen (Cassianer Schichten in Südtirol, Italien), Türkei (karnischer Hallstätter Kalk von Erenkolu Mezarlik), Persien (karnische tuffitische Serie von Aghdarband ESE Meshed, Provinz Chorassan), Himalaya (Daonellenkalk von Spiti, Kagá, Lilang, unterkarnischer Krinoidenkalk vom Shalshal-Kliff — E. v. MOJSSISOVIC & A. BITTNER, 1899; C. DIENER, 1908, S. 7, 144, Taf. 2, Fig. 12—13; 1909, S. 1 f., S. 38), Südchina (unterkarnische Trachycerasschichten der Wayao-Subformation bei Yongningzhen SW Anshun, Provinz Guizhou; unterkarnischer Kalk in Sandsteinlage am Longmendong 10 km W Emei in Sichuan; nach J. DUBOTOLOVA et al., 1959, S. 66, auch in Nanchuan in Sichuan), Timor (karnischer Hallstätter Kalk vom Bihati bei Baun). Die mitteleuropäischen alpinen Fundstellen sind im Fossilium Catalogus (W. BIESE, 1934, S. 143 ff.) zusammengestellt.

e) *Balanocrinus* n. sp. a — Taf. 8 und Abb. 7, 8. Im Gesamtraum der Tethys ist ferner im Sevát (Unterhät nov. sens.) eine Art der Gattung *Balanocrinus* häufig vertreten, die durch ihre spezielle Skulptur von Stiel und Artikulationsflächen leicht wiederidentifiziert werden kann. Obwohl diese spezielle Art noch nicht beschrieben ist, wollen wir sie in diesem Zusammenhang kurz vorstellen, um auch anhand dieses sehr guten Beispiels die Faunengemeinschaft in der gesamten Tethys in dieser sessilen Gruppe zu unterstreichen.

Kurze Diagnose der Stielglieder: Stiel vorwiegend rund, im proximalen Teil bis gerundet-pentagonal. Außenwand der Trochiten glatt und gerade, zum Artikulationsrand hin leicht wulstig herausgewölbt. Bei den Nodalia sind die fünf Ecken durch hervorstehende Rippen betont. Gelenkfläche eben, am Außenrand mit kurzen kräftigen radialen Crenulae besetzt. Die Jugendformen besitzen auf der Zentralfläche rund um den Zentralkanal in einem ringförmigen Areal unregelmäßige kurze bis längliche Wülste, die nicht an die radialen Crenellae anstoßen,

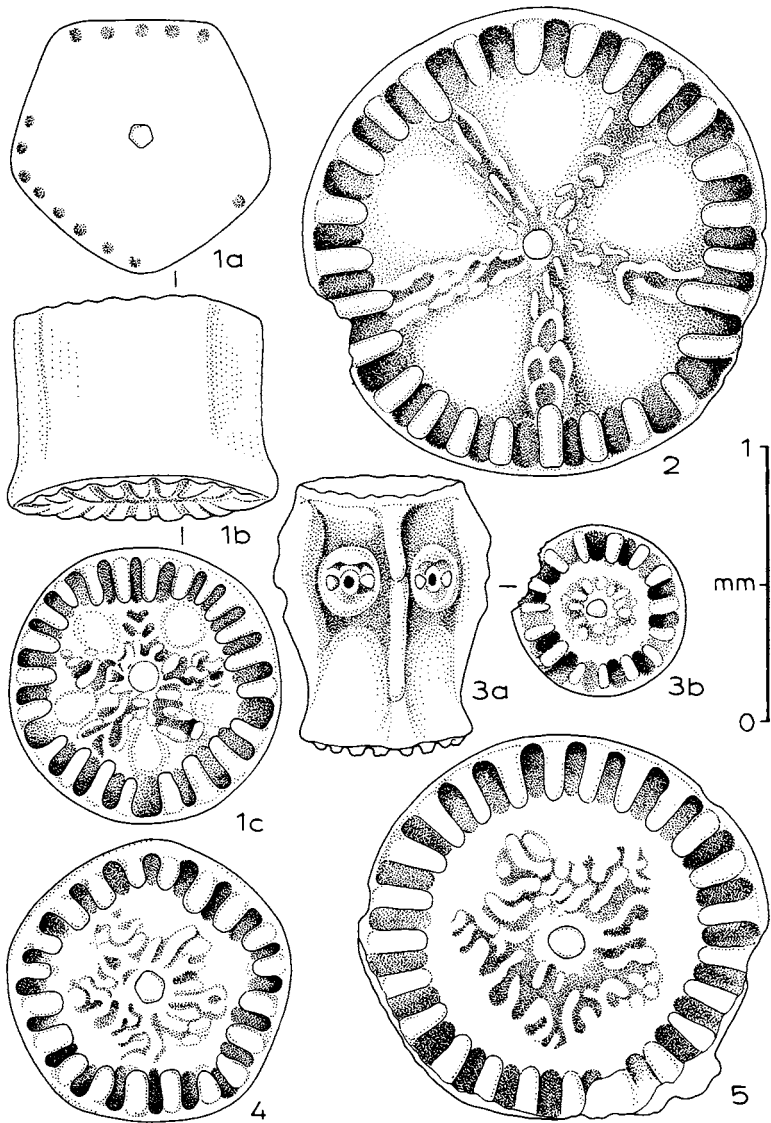


Abb. 7

Balanocrinus n. sp. a: juvenile Exemplare.

- Fig. 1: Infranodale mit ganz ebener, fast schon synostotischer Syzygiafläche (1a). Placklesschichten (rhätische Zlambachsichten) vom Plackles, Hohe Wand; niederösterreichische Kalkhochalpen.
- Fig. 2—4: Obersevatischer Hallstätterkalk-Block im Bihati-Bach bei Baun, W-Timor.
- Fig. 2: Internodale mit bereits typisch entwickeltem Zentralfeld mit schmalen Stegen aus regellos angeordneten Crenulae, die an den Kranz randlicher radialer Rippen anstoßen, und gut ausgebildeten, zweiseitig-dreieckigen Fluren.
- Fig. 3: sehr juveniles Nodale mit noch kreisförmig angeordneten Rippchen im Zentrum des Zentralfeldes (3b).
- Fig. 4: Columnale mit bereits sternförmig gruppierten Rippchen im Zentralfeld, wie es für die jugendlichen Exemplare dieser Art charakteristisch ist (vgl. auch Fig. 5).
- Fig. 5: Norischer Hallstätterkalk (Lac 2) von Sutçulev S Egridir, Taurus, Türkei.

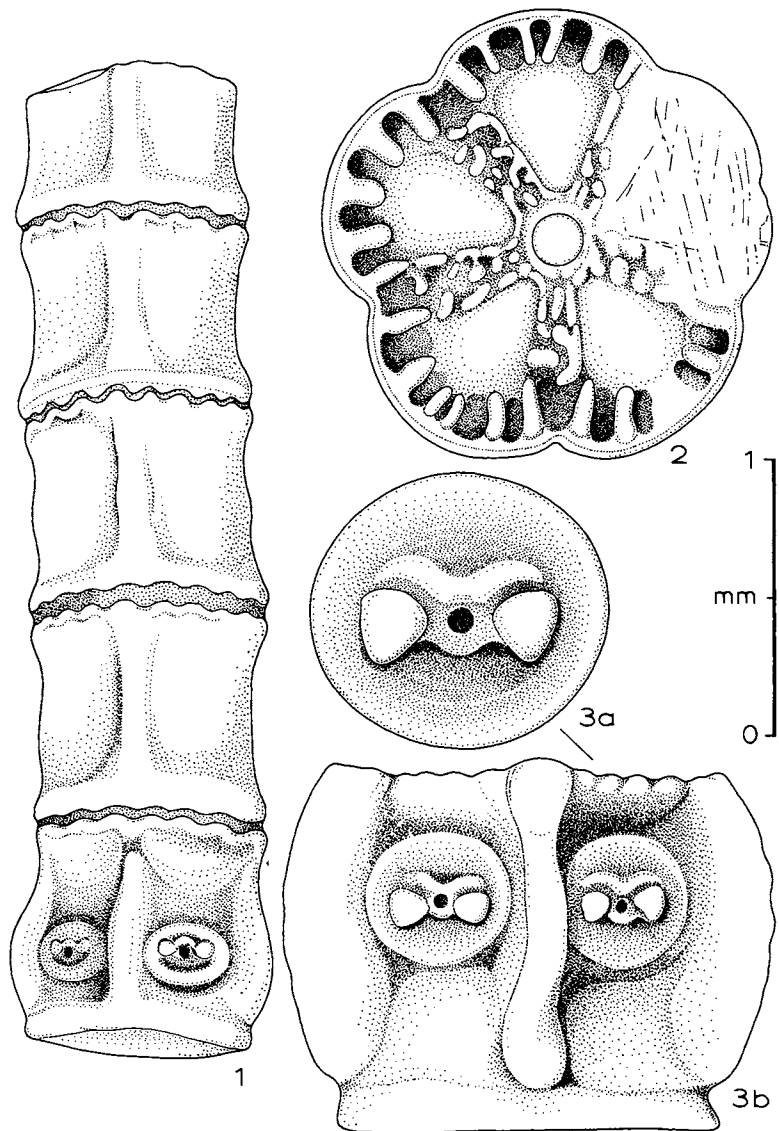


Abb. 8:

Balanocrinus n. sp. a: juvenile Exemplare.

Fig. 1: Vollständiges Intersyzygium.

Rhätische Zlambachmergel vom Röschitzbach NW Mitterndorf, Salzkammergut, Österreich.

Fig. 2, 3: Norischer Hallstätterkalk (Lac 2) von Sutçulev S Egridir, Taurus, Türkei.

Fig. 3: Nodale mit gut erhaltenen Cirrhensockeln.

sondern dort einen Rest der glatten Zentralfläche freilassen (Taf. 8, Fig. 2; Abb. 7, Fig. 3b). Im nächstälteren Stadium formiert sich die zentrale Crenulation zu eckig-pentagonaler Figur, die aber noch immer nicht an die peripheren Crenula anschließt (Taf. 8, Fig. 4, 5; Abb. 7, Fig. 4, 5). Der nächste Schritt führt zu einer deutlich sternförmigen Ausbildung des crenulierten Mittelfeldes, dessen Zacken nun die periphere, randliche Crenulierung erreichen (Taf. 8, Fig. 7, 8). Im nächsten Stadium gestaltet sich der zentrale Stern zu fünf schmalen Armen um (Taf. 8, Fig. 9; Abb. 7, Fig. 1), um schließlich zu der für *Balanocrinus* allgemein bekannten Form von schmalen, radial angeordneten, an den peripheren Crenulaekranz anschließenden fünf Stegen zu führen (Taf. 8, Fig. 10—12; Abb. 7, Fig. 2). Diese sich gegen außen verbreiternden Stege werden aus kurzen, seltener länglichen Wülsten in völlig unregelmäßiger Anordnung (weder zopf- noch V-förmig) gebildet. Die Cirrhensockel an den Nodalien sind groß, eingesenkt, rundlich und durch je einen charakteristisch-dreieckigen Gelenkhöcker beiderseits des Kanales ausgezeichnet (Abb. 7, Fig. 3a; Abb. 8, Fig. 3a, b).

Zur Unterscheidung von den (auch altersmäßig) vergleichbaren *Balanocrinus*-Arten kann folgendes vermerkt werden. Aus der Trias sind bisher *Balanocrinus* spärlich aus Cassianer Schichten (Unterkarn) beschrieben worden: *Balanocrinus subcrenatus* (MÜNSTER, 1841, Taf. 4, Fig. 6), dessen Synonym übrigens *Isocrinus* n. sp. *sassostriensis* ZARDINI (1973, S. 7, Taf. 2, Fig. 16; Taf. 19, Fig. 12, 13) ist, unterscheidet sich von unserer Art durch längere und kräftigere radiale Crenulae und wesentlich kleinere Fluren, bedingt durch die breiteren zöpfchenförmigen radialen Rippen. *Balanocrinus scipio* (BATHER 1914), S. 43ff., Taf. 3, Fig. 77, 78, 80—89, ebenfalls aus Cassianer Schichten (aus Ungarn), besitzt gegenüber unserer Art einen deutlich kräftigeren zapfenförmigen Knoten am Außenrand der radialen sternförmigen Facettenfigur und einen völlig anders gestalteten Cirrhensockel.

Im Jura sind nur *Balanocrinus subteroides* (QUENST.) und *B. subteres* (MSTR.) mit unserer Art vergleichbar. Bei *B. subteroides* (vgl. bes. P. de LORIO, 1879, 1887) sind die fünf zentralen radialen Rippen der Gelenkflächen breiter, außerdem aus zopfartig angeordneten und nicht diffus verteilten Wülsten zusammengesetzt, an den Seiten der Stiele stellen sich kurze Rillen quer über die Suturen ein. Die Cirrhensockel sind bei dieser Art groß, liegendoval, und die Außenwand des darüberfolgenden Columnale zeigt eine Einsenkung. *B. subteres* schließlich (vgl. A. GOLDFUSS 1862; P. de LORIO, 1879, 1887) zeigt ebenfalls zöpfchenförmige Crenulae-Anordnung an den zentralen Radialrippen, bei den Nodalien fehlen Längsrippen, die quer-ovalen Cirrhensockel ragen weit heraus und sind nicht rund und eingesenkt.

Unsere so typische *Balanocrinus*-Art ist z. B. in den sevatischen Zlambachmergeln der Nördlichen Kalkalpen in Österreich weit verbreitet, war aber auch sehr häufig in Suçulev im Taurus in der Südtürkei und massenhaft im obersevatischen Hallstätter Kalk vom Bihatibach bei Baun in Westtimor anzutreffen. Auf Grund des reichen Materials konnte die auf Taf. 8 vorgestellte schrittweise Entwicklung der Artikulationsflächen von frühjugendlichen bis präadulten Individuen in allen erwähnten Fundpunkten festgestellt werden. Als Beispiele auf Taf. 8 wurden daher Columnalia aus den verschiedenen Abschnitten der Tethys ausgewählt.

α) Plankton

Schweberinoiden waren in der Trias lange Zeit unbekannt gewesen. Erst im Jahre 1948 beschrieb R. E. PECK aus dem Karn von Sonora in Mexiko eine erste Schweberinoidengattung im Mikrobereich, die er aus zahlreichen Einzelteilen rekonstruiert hatte. Erst im Jahre 1970 konnten durch E. KRISTAN-TOLLMANN aus verschiedenen Faziesbereichen der Nördlichen und Südlichen Kalkalpen (Österreich und Italien) — und zwar aus neun verschiedenen Schichtgliedern — ebenfalls aus dem Karn zwei weitere Mikro-Schweberinoiden-Gattungen bekannt gemacht werden, wobei erstmals der Nachweis geführt wurde, daß diese stratigraphisch wertvolle Mikrofossilgruppe in manchen karnischen Sedimentgesteinen massenhaft, ja gesteinsbildend auftritt. Auch diese zwei Gattungen und sieben Arten wurden aus Einzelteilen rekonstruiert. Bereits in dieser Studie konnte die Verbreitung über das mediterrane Gebiet an Beispielen aus Hallstätter Kalken von Griechenland und Rumänien belegt werden. In der Zwischenzeit aber hat sich erwiesen, daß diese triadischen Schweberinoiden als Bestandteil des Planktons mit zahlreichen Arten in der Tethys verbreitet sind. Um die über die bisherige Kenntnis hinausgehende großräumige Verbreitung in der gesamten Tethys zu veranschaulichen, werden von den beiden häufigsten Gattungen je der Generotypus als Beispiele vorgestellt.

a) *Somphocrinus mexicanus* PECK — Taf. 8, 9. Diese Art repräsentiert die erst jüngst aus der Trias bekannt gewordenen Schweberinoiden. Lange Zeit noch nachdem auch aus dem mediterranen Bereich der Tethys andere triadische Schweberinoidengattungen und Arten beschrieben worden waren, mußte man annehmen, daß *Somphocrinus mexicanus* allein auf das marine Karn Mexikos bzw. Mittelamerikas beschränkt sei. Aber im Jahre 1975 haben D. DONOFRIO & H. MOSTLER im karnischen Hallstätter Kalk vom Berchtesgadener Raum diese Art auch in den Alpen wiedergefunden. In der Folge wurde sie auch durch E. KRISTAN-TOLLMANN (1977, S. 189ff.) aus tuvalischem Hallstätter Kalk vom Raschberg im Salzkammergut (Österreich) nachgewiesen und auf Grund eines reichen Materials die Gattungsdiagnose emendiert.

In der vorliegenden Studie kann nun berichtet werden, daß diese Art außerdem in den Südalpen (Cassianer Schichten von Tamarin N Cortina d'Ampezzo, Italien) und in tuvalischem Hallstätter Kalk von Timor (Bihatibach bei Baun), also auch im gesamten Raum der Tethys vorkommt.

Auf Grund des vorliegenden reichen Materials ist es nun möglich, eine Klarstellung über die beiden hierher zu stellenden Unterarten, *S. mexicanus mexicanus* PECK und *S. mexicanus inflatus* (DONOFRIO & MOSTLER) vorzunehmen. Die bisherige Unklarheit über die Vertreter dieser Gattung waren einerseits bedingt durch die große Variabilität der Ausbildungsformen innerhalb dieser Art, andererseits durch den sehr variablen Erhaltungszustand, bedingt durch den sehr verschiedenen Grad der Anätzung der Einzelteile aus Lösproben. So können z. B. die Centralia von *S. mexicanus mexicanus* von sehr langen und schlanken Formen (R. PECK, 1948, Taf. 20, Fig. 15) über spitz zulaufende Formen zu kurzen, breiteren, stumpf gerundeten Gestalten (PECK, l. c., Fig. 38) variieren. Doch auch die übrigen Anteile zeigen vor allem in ihrer Breite große Variabilität, wie z. B. die Primaxillaria von Taf. 20, Fig. 23 und 26, bei PECK. Abwandlungen gleicher Art können an unserem Material ebenso festgestellt werden: Primaxillaria Taf. 9, Fig. 10; Taf. 10, Fig. 6, 7, 12; Secundibrachialia Taf. 10, Fig. 5, 10, 11.

Die Darlegung der Unterschiede zwischen den beiden genannten Formen *S. m. mexicanus* und *S. m. inflatus* wurde bereits 1977, S. 192f. (E. K.-T.) vorgenommen. Auf Grund des nun hinzugekommenen reichen Materials aus Timor, wo im tuvalischen Hallstätter Kalk beide Taxa miteinander vorkommen, bestätigt sich, daß es sich bei diesen Formen nur um Unterarten handelt. Für die Trennung von Arten ist zumindest ein Unterschied in der Ausbildung des Centrale und der Radialia, wo möglich auch der Armteile erforderlich. Hier besteht lediglich ein Unterschied in der Form des Centrale, bei allen übrigen Kronenteilen konnte kein Unterschied, der nicht durch die individuelle Variabilität bedingt wäre, festgestellt werden. Im Gegensatz zu dem zur Spitze hin allmählich schlanker werdenden Centrale von *S. m. mexicanus* PECK ist das Centrale von *S. m. inflatus* (DONOFRIO & MOSTLER) mehrminder stark ausgebaucht und gegen das Ende hin zugespitzt, wie die Beispiele von Taf. 9, Fig. 1—7, 9 zeigen. Die Art des Auslaufens der Spitze hängt bei den durch Säurelösung gewonnenen Exemplaren von dem Grad der Anätzung ab — vgl. Taf. 9, Fig. 2, 4, 6, 7, 9, ferner D. DONOFRIO & H. MOSTLER 1975, Abb. 4; Abb. 6, Fig. 1, 2 und E. KRISTAN-TOLLMANN 1977, S. 193.

Zur bisherigen Kenntnis der Verbreitung dieser Arten ist zu bemerken: Beide Unterarten treten gemeinsam im tuvalischen Hallstätter Kalk im Berchtesgadener Raum, Deutschland, und im tuvalischen Hallstätter Kalk des Bihatibaches bei Baun in Timor auf. Die häufigere Unterart *S. mexicanus mexicanus* allein ist bisher vom Karn von Sonora, Mexiko, vom oberkarnischen Hallstätter Kalk vom Raschberg im Salzkammergut, Österreich, sowie ganz selten aus cordevolischen Cassianer Schichten von Tamarin N Cortina d'Ampezzo, Italien, bekannt.

b) *Osteocrinus rectus* FRIZZELL & EXLINE — Taf. 10, Fig. 1—3 — eine tethysweit verbreitete und bis zur Gesteinsbildung beitragende Schwebcrinoide der Trias ist bisher von folgenden Abschnitten bekannt: Nördliche und Südliche Kalkalpen, Karpaten, Dinariden, Helleniden, Taurus, Himalaya, Tethysanteil in Südchina (Guizhou) und Timor. Da diese Art bereits von zahlreichen Fundpunkten beschrieben und abgebildet ist, zuletzt eingehender aus der Südtürkei in E. KRISTAN-TOLLMANN & L. KRYSZYN 1975, Taf. 6, 7, 8 pp., und aus den Nördlichen Kalkalpen bei E. KRISTAN-TOLLMANN 1977, Abb. 3 und 4, werden hier nur die noch wenig bekannte *Palmalia* dieser Art aus dem Oberanis von Leidapo in Guizhou, Südchina, nochmals dargestellt.

Der Schwerpunkt des stratigraphischen Auftretens dieser Art liegt im Karn. Die gesamte Reichweite aber umfaßt, wie die Entdeckung in China zeigt, die Spanne vom Anis bis in die höhere Obertrias.

β) Vagiles Benthos

1. Foraminiferen. Nicht nur unter den Durchläufern, sondern auch unter den Leitformen der benthonischen Foraminiferen gibt es zahllose Arten, von denen in jüngster Zeit bekannt geworden ist bzw. bekannt wird, da sie auch über die gesamte Tethys hin verbreitet sind. Wir wollen im folgenden einige markante Vertreter herausgreifen, deren Verbreitung heute bis Fernost nachgewiesen werden kann. Die Erwähnung dieser wenigen ausgewählten Beispiele erfolgt in stratigraphischer Reihenfolge. Aus Platzgründen und der vielfachen Dokumentation aus Europa werden von den nachstehend angeführten Foraminiferenarten nur fernöstliche Beispiele abgebildet, dafür aber das europäische Vergleichsmaterial ausreichend zitiert.

a) SKYTH: *Meandrospira pusilla* (Ho) — Taf. 11, Fig. 1—5 — wurde von Yen Ho (1959, S. 416, Taf. 7, Fig. 18—29; Taf. 8, Fig. 1—19) aus dem unter- (bis

mittel-)triadischen Chialingkiang-Kalk aus Sichuan in China erstbeschrieben. Diese Art wurde in der Folge aus zahllosen Fundorten des mediterranen Gebietes stets aus skythischen Kalken nachbestimmt und abgebildet. Als Beispiele für die Verbreitung dieser Art — die auch unter dem Namen *Meandrospira iulia* (PREMOLI SILVA, 1964) geführt worden ist — seien im alpinen Europa herausgegriffen: Alpen (A. TOLLMANN, 1976, S. 64, Abb. 19), Karpaten (J. SALAJ et al., 1967, Taf. 1, Fig. 1; J. SALAJ, 1969, Taf. 1, Fig. 1—2), Ungarn (A. BÉRCZI-MAKK, 1976, Taf. 1, Fig. 2, 3, 6, 9 etc.), Balkangebirge (J. TRIFONOVA, 1977, Taf. 2, Fig. 1, 2) und Dinariden (V. KOCHANSKY-DEVIDÉ & S. PANTIĆ, 1966, Taf. 2 etc.; S. PANTIĆ, 1975, Taf. 4, Fig. 1, 2). Aus Persien haben diese Art P. BRÖNNIMANN et al. (1973, Taf. 4, Fig. 1—17) aus der Tabas-Region gemeldet. Das Auftreten dieser Art in anderen Abschnitten Ostasiens wurde jüngst durch H. FONTAINE & D. VACHARD (1981, Taf. 1, Fig. 1—4) aus Thailand bestätigen. A. GAŹDZICKI & O. E. SMIT (1977, S. 326, Taf. 4, Fig. 10 [non 8, 9]) signalisierten sie aus NW-Malaysia. Wir können sie nun auch vom Ostende der Tethys aus oberkythischem Hallstätter Kalk von Timor melden (Taf. 11, Fig. 1—5). *Meandrospira pusilla* hat sich als Leitform für Skyth (Werfenien) erwiesen.

b) ANIS: *Meandrospira dinarica* — Taf. 11, Fig. 6—8 — wurde zuerst von V. KOCHANSKY-DEVIDÉ & S. PANTIĆ (1966, S. 26, Taf. 3, Fig. 9—11; Taf. 4, Fig. 1—10) aus dem Anis der Dinariden erstbeschrieben. Ihre Verbreitung in anderen Abschnitten des mediterranen Gebietes wurde beispielsweise nachgewiesen durch L. ZANINETTI et al. (1973, Taf. 10, Fig. 9—11, 15 etc.) aus den Westalpen, von A. TOLLMANN (1976, Abb. 31, 32) aus den Ostalpen, von J. SALAJ et al. (1967a, Taf. 1, Fig. 13, 19) aus den Karpaten, von J. TRIFONOVA & G. ČATALOV (1975, Taf. 3, Fig. 6, 7) und J. TRIFONOVA (1978, Taf. 2, Fig. 7) aus den Balkaniden etc. Die geographische Reichweite dieser anisischen Leitart über Europa hinaus bis in den fernen Osten wird durch Schiffe aus dem oberanisischen Kalk vom Leidapo-Profil S Guiyang in Südchina belegt (Taf. 11, Fig. 6—8), außerdem durch die Abbildungen Taf. 4, Fig. 7—9 (!) bei A. GAŹDZICKI & O. E. SMIT (1977) aus NW-Malaysia.

c) ANIS: *Glomospira densa* (PANTIĆ) — Taf. 12, Fig. 1—2 —, eine weitere Leitform des Anis, ist ebenfalls aus den Dinariden u. zw. von S. PANTIĆ (1965, S. 191, Taf. 1—2) erstbeschrieben worden. In der westlichen Tethys ist diese Art weit verbreitet, von ihr wird aus den Ostalpen (A. TOLLMANN, 1976, Abb. 27), aus den Karpaten (J. SALAJ et al., 1967a, Taf. 1, Fig. 7; 1967b, Taf. 1, Fig. 2), weiteren Punkten der Dinariden (P. BRÖNNIMANN et al. 1973, Taf. 21, Fig. 1—7, 10, 11), dem Balkan (J. TRIFONOVA, 1978, Taf. 2, Fig. 3) etc. berichtet. Unser Fund im Anis von Leidapo S Guiyang in China (Taf. 12, Fig. 1—2) beweist wiederum die weite Verbreitung bis in den Ostteil der Tethys, ebenso wie die Mitteilung von A. GAŹDZICKI & O. E. SMIT (1977, S. 326, Taf. 3, Fig. 4—9) über das Vorkommen in der Kodiang-Kalkformation vom Bukit Kalong in NW-Malaysia.

d) ANIS: *Glomospirella semiplana* (KOCHANSKY-DEVIDÉ & PANTIĆ) — Taf. 11, Fig. 10; Taf. 12, Fig. 3, 4 — kommt häufig zusammen mit der vorgenannten Art in anisischen Kalken vor. Diese ebenfalls aus den Dinariden erstbeschriebene Art (V. KOCHANSKY-D. & S. PANTIĆ, 1966, S. 27, Taf. 1, Fig. 5, 6) ist zunächst wiederum vielfach aus dem Anis der westlichen Tethys erwähnt worden, so etwa aus den Karpaten von J. SALAJ et al. (1967, Taf. 3, Fig. 4) unter dem jüngeren Synonym *Pilammina grandis* n. sp.), wiederholt aus den Dinariden (z. B. P. BRÖNNIMANN et al., 1973, Taf. 21, Fig. 8, 9, 12, 13), aus dem Balkan (J. TRIFONOVA et al., 1975, Taf. 3, Fig. 4, 5) etc. Aus Ostasien ist diese Art durch F. GRAMANN et al. (1972,

Taf. 4, Fig. 26) aus dem anisischen Thigaungdaung-Kalk von Kondeik in Burma als *Glomospira* sp. erwähnt worden, die aber auf Grund der Abbildung hierher gestellt werden kann. Der Erstnachweis dieser Art in China kann hier wiederum anhand des Oberanis von Leidapo geführt werden (vgl. Taf. 11 und 12).

e) ANIS-LADIN: *Diplotremina persublima* (KRISTAN-TOLLMANN) — Taf. 12, Fig. 7—10 — hat sich als eine weit verbreitete Art erwiesen, die mit Schwerpunkt im anisisch-ladinischen Steinalm/Wettersteinkalk auftritt. Diese in A. TOLLMANN (1976, S. 117, Abb. 49—50) aus den Nördlichen Kalkalpen in Österreich erstbeschriebene Art wurde unter verschiedenen Bezeichnungen, meist als *Duostomina* sp., *Trochammina* sp. bzw. *Duostomina alta* KR.-T., aus dem mediterranen Gebiet gemeldet. Die Unterschiede unserer Art zur *D. alta* liegen in einer dickeren Schale letzterer (vgl. Schliff-Photo bei E. KRISTAN-TOLLMANN, 1966, Taf. 1) und einem andersartigen Innenbau (vgl. l. c., 1976, Abb. 50).

Als Hinweise auf die Verbreitung im europäischen Abschnitt der Tethys seien als typische Beispiele angeführt: Provence (P. BRÖNNIMANN et al., 1972, Taf. 8, z. B. Fig. 5, 8), Karpaten (J. SALAJ et al., 1967 a, Taf. 1, Fig. 18), Dinariden (S. PANTIĆ, 1972, Taf. 9, Fig. 6; P. BRÖNNIMANN et al., 1973a, Taf. 21, Fig. 15; 1973b, Taf. 48, Fig. 16—18).

In den Alpen kommt diese Art abgesehen von den Nördlichen Kalkalpen (Steinalm/Wettersteinkalk) in den Mergeln der Cassianer Schichten Südtirols vor, wo sie selten zusammen mit *Diplotremina astrofimbriata* KRISTAN-TOLLMANN auftritt. Sie ist von der wesentlich flacheren und mehrweniger bikonvexen *D. astrofimbriata* wegen ihrer hoch gewölbten Dorsalseite und der flachen Ventralseite abzutrennen, analog wie dies bei *Duostomina biconvexa* KRISTAN-TOLLMANN und *D. alta* KR.-T. der Fall ist. Deshalb ist auch die hohe Form Fig. 4, Taf. 14 bei E. KRISTAN-TOLLMANN (1960) statt zu *Diplotremina astrofimbriata* zu *Diplotremina persublima* zu stellen.

Unsere Abbildungen auf Taf. 12 (Fig. 7—10) stammen aus dem massigen ladinischen Wettersteinkalk von Bangeng 120 km S Guiyang in Südchina (vgl. Abb. 3). Dort kommt übrigens gemeinsam mit *Diplotremina persublima* der aus Österreich aus gleicher Fazies erstbeschriebene *Ammobaculites radstadtensis* KRISTAN-TOLLMANN (1964, Taf. 6, Fig. 4) vor, der nicht nur in Österreich (vgl. A. TOLLMANN 1976, Abb. 33) und im übrigen Mediterrangebiet (E. TRIFONOVA, 1977, S. 55, Taf. 2, Fig. 12, 13; Balkan), sondern eben tethysweit in dieser spezifischen Assoziation auftritt — Taf. 12, Fig. 11, 12.

f) ANIS-CORDEVOL: *Diplotremina altoconica* KRISTAN-TOLLMANN — Taf. 12, Fig. 6—9 — wurde, nachdem sie aus den Cassianer Schichten Südtirols aus Schlammproben erstbeschrieben worden war (E. KRISTAN-TOLLMANN, 1973, S. 426, Abb. 5) nun in Mergeln mit Cassianer Fazies, aber oberanisischem Alter, in der Leidapo-Subformation der Quingyan-Formation 30 km S Guiyang in China wiedergefunden (Taf. 13, Fig. 6—8).

Nicht korreliert aber wurden bisher die zu dieser kegelförmigen Art gehörenden Längsschnitte aus Dünnschliffen, die hochkegelförmiges bzw. zapfenförmiges Aussehen zeigen und eine Kammergröße, die nur bis zu einem Drittel des Gehäusedurchmessers ausmachen, aufweisen. Derartige Längsschnitte von *Diplotremina altoconica* wurden in mehreren Publikationen unter verschiedenen Namen aus Dünnschliffen beschrieben, so etwa von P. BRÖNNIMANN et al., 1973a, Taf. 21, Fig. 17; 1973b, Taf. 47, Fig. 14, 15 oder von S. PANTIĆ 1975, Taf. 36, Fig. 1, 2,

Taf. 37, Fig. 1, 2. Die hierher gehörigen Schnittbilder aus den Dinariden entstammenden Kalken anisischen und ladinischen Alters.

g) KARN-NOR: *Triadosphaera radiata* (KRISTAN-TOLLMANN) — Taf. 13, Fig. 1—5 —, eine relativ selten auftretende sandschalige Foraminifere, die sich bisher als typisch für die Hallstätter Kalk-Entwicklung des Karn und Nor erwiesen hat. Drei Arten dieser Gattung (vgl. E. KRISTAN-TOLLMANN 1972, 1973) sind, häufig miteinander auftretend, im Hallstätter Kalk der gesamten Tethys anzutreffen.

Diese Art wurde zuerst vom karnischen Hallstätter Kalk aus dem Berchtesgadener Gebiet in den Nördlichen Kalkalpen in Bayern beschrieben (E. KRISTAN-TOLLMANN, 1972, S. 536, Abb. 1, 4). Der damals gewählte Gattungsname *Diplosphaerella* ist bereits für eine Radiolarie, *Diplosphaerella* HAECKEL, 1887, vorvergeben, wie mir freundlicherweise Herr Dr. D. Hamra, La Habra/Kalifornien, und Prof. Dr. R. Cowen, Davis/Kalifornien, mitgeteilt haben. Anstelle dessen wird hier der Name *Triadosphaera* nov. nom. KRISTAN-TOLLMANN vorgeschlagen.

Die tethysweite Verbreitung dieser Gattung wird einerseits durch Funde aus dem Mediterrangebiet, z. B. aus dem Ladin des Apusenigebirges in den Karpaten (D. GHEORGHIAN, 1976, S. 26, Taf. 1, Fig. 1), andererseits durch das Auftreten im tuvalischen Hallstätter Kalk von Timor (Bihatibach bei Baun) bestätigt — Taf. 13, Fig. 4, 5.

h) NOR-SEVAT (Unterrhät. nov. sens.): *Variostoma helictum* (TAPPAN) — Taf. 14, Fig. 1—8 — wurde von H. TAPPAN (1951, S. 9, Taf. 1, Fig. 7—9) aus der *Monotis*-führenden Obertrias von NE-Alaska erstbeschrieben. Sie hatte diese Art damals der Sandschalergattung *Trochammina* zugeordnet und konnte keine hinreichende Beschreibung über Aufbau und Mündungsöffnungen geben. Inzwischen hat sich die aus dem Sevat der Nördlichen Kalkalpen erstbeschriebene *Variostoma crassum* KRISTAN-TOLLMANN, 1960, S. 59, Taf. 9, 9—11, Taf. 10, 1—4, als eine in der gesamten Tethys bis China und Timor (Taf. 14) verbreitete und für das Sevat charakteristische Species erwiesen. Auf Grund dieser großräumigen Verbreitung und der Häufigkeit des Auftretens ergibt sich die Wahrscheinlichkeit, daß diese Art über die Tethys hinaus vorkommt und auch in der — viele Gemeinsamkeiten (vgl. S. 193) mit der alpinen Entwicklung zeigenden — arktischen Trias von Alaska auftritt. Nach dem äußeren Umriß und der dickschaligen Ausbildung der Nabelpartie von *Trochammina helicta* halten wir es nun daher für angebracht, die beiden erwähnten Formen gleichzusetzen und den älteren Artnamen *V. helictum* statt *V. crassum* zu verwenden — vorbehaltlich einer Prüfung des Typenmaterials von „*Trochammina helicta*“, um Mündung und Innenbau im Dünnschliff zu klären. Für unsere Art ist ja bezeichnend, daß jede Kammer an der Ventralseite die Nabelregion der älteren Kammern weit umgreift, so daß einerseits die charakteristische knopfförmig aufragende dicke Nabelregion entsteht, andererseits im Schliff die sichelförmig umgreifenden lamellenförmigen Wandausläufer bei guter Erhaltung sichtbar werden — vgl. bes. Taf. 14, Fig. 5. Dieses für die gesamte Gattung typische Merkmal der in der Nabelregion umgreifenden Kammerlamellen ist übrigens auch bei *Variostoma falcata* E. KRISTAN-TOLLMANN, 1973, Abb. 2, Fig. 1 bestens zu sehen.

Aus der Tethys ist diese Art zunächst aus dem Hallstätter Kalk und Pötschenkalk der Nördlichen Kalkalpen vielfach beschrieben worden (E. KRISTAN-TOLLMANN 1960, S. 59, Taf. 10, Fig. 1—4; 1964, Taf. 7, Fig. 5 etc.). Im Ostabschnitt der Tethys haben Y. HO & L. HU 1977, S. 22, Taf. 4, Fig. 5—8, *Variostoma helictum* (TAPPAN) aus der Obertrias des Lancangflußgebietes in Yunnan beschrieben. Auch

die bei diesen Autoren unter den Bezeichnungen *V. angulata* (TRIFONOVA) (Taf. 5, Fig. 3—5), *V. helicta variabilis* nov. ssp. HU (Taf. 5, Fig. 6, 7, Taf. 6, Fig. 1), *V. bilimbata* nov. sp. HU (Taf. 5, Fig. 8, mit aufgewachsener, nicht zugehöriger Röhre eines Fremdorganismus), *V. hadrolimbata* nov. sp. HU (Taf. 6, Fig. 2) angeführten bzw. neu aufgestellten „Arten“ gehören eindeutig hierher.

Variostoma helictum (TAPPAN) ist auch vom Rhät von Waliabad in Persien gemeldet worden (*V. crassum* KR.-T., E. KRISTAN-TOLLMANN et al., 1979, S. 148, Abb. 6, Fig. 1—3).

Nicht hingegen hierherzustellen ist die als *Variostoma crassum* KRISTAN-TOLLMANN bezeichnete Form aus dem Obenor in alten Sinn (= Unterrhät) von Kumaun im Himalaya bei V. J. GUPTA et al. 1977, S. 13, Taf. 2, Fig. 4, 5, 7, welche auf Grund ihrer steil-kegeligen Nabelseite u. a. Jugendformen von *Variostoma cochlea* KRISTAN-TOLLMANN darstellt — vgl. E. KRISTAN-TOLLMANN 1960, Taf. 13, Fig. 1—6.

Typische Vertreter von *Variostoma helictum* aus sevatischem Hallstätter Kalk von Timor (Bihatibach bei Baun) sind auf Taf. 14 abgebildet.

Auch eine Reihe anderer Variostomiden ist uns nun auf Grund unserer Aufsammlung in Südchina von dort bekannt geworden, wodurch ihre weitreichende Verbreitung belegt ist. Es sind dies: *Variostoma acutoangulata* KR.-T., *Diplostromina astrofimbriata* KR.-T., *Duostomina cassiana* (GUMBEL) und *Duostomina rotundata* KR.-T. (siehe S. 190).

i) NOR-RHÄT: *Tetrataxis inflata* KRISTAN. Diese aus dem Rhät der Nördlichen Kalkalpen zuerst bekannt gewordene Art (E. KRISTAN, 1957, S. 293, Taf. 27, Fig. 4) und im norischen bis rhätischen Dachsteinkalk und anderen Gesteinstypen häufige Art ist auch im Ostteil der Tethys vorhanden, wie die Abbildungen von Taf. 1, Fig. 1—9 und 13 in P. BRÖNNIMANN et al. 1975, aus dem Nor von Burma NE Mandalay zeigen. Dies ist allerdings ein gutes Beispiel dafür, daß man vielfach nicht wagt, gleiche Arten mit gleichen Namen zu bezeichnen, wenn sie in geographisch weit voneinander entfernten Punkten der Erde angetroffen werden. Die im Vertikalschnitt überaus charakteristische *Tetrataxis inflata* KRISTAN mit ihrem leicht aufgedrehten verdickten Rand, leicht geblähten Kammer-Ventralseiten und mittelhohen, kegelförmig-gerundeten Umriss ist auf Grund dieser Merkmale sicher bestimmbar. Die Neubenennung dieser Art bei P. BRÖNNIMANN et al. als *Duotaxis birmanica* ist durch nichts, keineswegs durch den vom Standort abhängigen Größenunterschied, gerechtfertigt. Die Verbindung dieser beiden weit entfernten Verbreitungsgebiete in Hinterindien und den Alpen ist uns durch ihr Auftreten in Rhätkalken aus der Umgebung von Isfahan in Persien und weiteren Punkten im mediterranen Gebiet bekannt (vgl. z. B. auch S. PANTIĆ, 1975, Taf. 92, Fig. 1—2, Schrägschnitte aus rhätischem Kalk der Dinariden).

Die Einführung des Gattungsnamens *Pseudotaxis* durch B. MAMET 1974 für einschichtige Vertreter der morphologisch gleichen altbekannten Gattung *Tetrataxis*, deren paläozoische Vertreter als zweischichtig angegeben worden sind, ist nach H. NESTLER & R. LANGBEIN 1976 nach deren Schalenstrukturstudien ungerechtfertigt, was an weiterem Material zu überprüfen sein wird.

Betreffs der Tethys-weiten Verbreitung norisch-rhätischer Foraminiferen-Charakterformen für den Karbonatplattformbereich, wie „*Glomospirella*“ *friedli* KRISTAN-TOLLMANN und *Triasina hantkeni* MAJZON, können wir uns kurz fassen, da hierüber bereits zureichend Literatur vorliegt. Wir wollen hierfür nur stellvertretend die jüngst erschienene Arbeit von A. GAZDZICKI & V. GUPTA (1981, S. 105)

itieren, welche diese beiden Arten von den West- und Ostalpen angefangen über Karpaten, Dinariden, Helleniden, Atlas, Türkei, Persien, Afghanistan, Indien (Kiotokalk des Himalaya), China und Philippinen bis Papua-Neu Guinea in Erinnerung rufen.

j) RHÄT: *Variostoma cochlea* KRISTAN-TOLLMANN, als charakteristischer Repräsentant des Rhät aus den Alpen vielfach bekannt und abgebildet (E. KRISTAN-T. 1960, S. 63, Taf. 12, Fig. 6; Taf. 13, Fig. 1—12; Taf. 14, Fig. 5; 1964, Taf. 7, Fig. 6, A. TOLLMANN, 1976, Abb. 169 etc.), ist jüngst aus Asien gemeldet worden: V. GUPTA et al., 1977, Taf. 2, Fig. 4, 5, 7 (Jugendformen, non *V. crassum*), Fig. 11, 12 (adulte Exemplare), haben diese Art aus dem rhätischen Anteil des Kiotokalkes von Kumaun im Himalaya, Indien, Y. HO & L. HU, 1977, Taf. 5, Fig. 1—2 aus Yunnan in SW-China bekannt gemacht.

7. Die Heimat der Tethysfauna

Die Beziehungen der alpinen Triasfauna zu jener des Westsaumes von Amerika

Die Feststellung, daß von sessilen Organismen, wie Korallen, bis zu planktonischen Elementen, wie etwa der karnischen Schwebcrinoide *Somphocrinus mexicanus* PECK, viele triadische Arten, die man einst als spezifische Bestandteile der Tethysfauna erachtet hatte, auch im nord- und mittelamerikanischen Westen auftreten, wirft die Frage der Beziehung und Verbindung der triadischen Tethys mit der pazifischen Region auf.

Während im (höheren) Jura durch Aufreißen des nördlichen Mittelatlantiks eine direkte Verbindung der Tethys vom Rifbogen des Westmediterrans sich von Osten her nach Mittelamerika eröffnete und ein Vordringen der alpinen Elemente einschließlich der Mikrofauna bis Kuba und darüber hinaus ermöglichte, hat nach herkömmlicher Meinung eine solche Verbindung in der Trias durch Fehlen des Atlantik-Meeressweges nicht bestanden. Wie die neuesten paläogeographischen Karten unter Berücksichtigung der Sedimentfazies (T. COOK & A. BALLY, 1975, Kt. S. 163, 167, 179, 183, 189, 195) zeigen, reichte vielmehr in der Trias die marine Entwicklung von Westen her ein Stück auf den nordamerikanischen Kontinent und auch rasch verflachend in NW-Mexiko ein Stück landeinwärts, während östlich anschließend kontinentale red bed- und Sandsteinfazies herrschte. Erst ab dem mittleren, besonders aber im höheren Jura wird das Vordringen des Tethys-Ausläufers im mittelamerikanischen Raum von Osten her deutlich.

Den Beginn der Erweiterung der Tethys über den Bogen von Gibraltar hinaus nach Westen am Ende der Trias und während des Lias hat ja in klarer Form F. v. HOUTEN (1977) herausgearbeitet. Zu ergänzen wäre allerdings der vielfach übersehene Umstand, daß bereits im Unterkarn die marine Tethys-Entwicklung mit typisch alpinen Holothurien-Faunen in der Betischen Kordillere Südspaniens nachweisbar ist. Aus dem Material von O. SIMON hat E. KRISTAN-T. (1966, briefl. Mitt. 1. 7. 1966) vom Unterkarn-Kalk der Sierra Alhamilla, Provinz Almeria, aus der Alpujarriden-Einheit die Holothurien-Sklerite *Acanthotheelia spinosa* FRIZZELL & EXLINE, *Theelia tubercula* KRISTAN-TOLLMANN und *Th. pralongiae* KRISTAN-TOLLMANN bestimmt, welche letztere aus dem Cordevol von Südtirol erstbeschrieben waren (E. KRISTAN-T., 1963, S. 369 ff., Taf. 8). Auch die für die mediterrane Entwicklung typische Alge *Globochaete alpina* LOMB. konnte damals dort nachgewiesen werden. Damit ist die Ausdehnung der marinen Tethys in die Betische

Kordillere bereits im Cordevol belegt. Diese Holothurienfauna von der erwähnten Lokalität und weiteren Punkten der Betischen Kordillere wurde von H. KOZUR & O. SIMON (1972) — allerdings mit einer Fülle, z. T. noch zu revidierender neuer Namen — publiziert. 1974 wurde durch H. KOZUR et al. auch eine kleine Ostracodenfauna aus der Trias der Betischen Kordillere beschrieben, in der allerdings der alpine Einfluß nur sehr randlich zu bemerken ist, da die Erwähnung von typisch alpinen Arten in dieser Schrift — wie etwa *Reubenella fraterna* (REUSS) — durch Fehlbestimmung (wie die Abbildungen zeigen) zu unrecht erfolgt. Andererseits wurde die alpine karnische Foraminifere *Duostomina biconvexa* KRISTAN-TOLLMANN aus dem Raum Granada in der Betischen Kordillere von Ch. RUGET & J. SIGAL (1969) gemeldet.

Über den Rifbogen mit seinem Dorsale Calcaire mit Megalodontiden führenden obertriadischen Karbonatplattformsedimenten ist die Tethys in der Trias nicht gegen Westen hinausgegangen.

Die Faunenwege und -beziehungen vom amerikanischen pazifischen Raum zur Tethys müssen nach allem über den Pazifik verlaufen sein (vgl. Abb. 9). Das gilt z. B. sowohl für die erwähnten karnischen Schwebcrinoiden, die R. PECK (1948) aus Sonora im Nordwesten Mexikos beschrieben hat (vgl. J. B. RESIDE et al., 1957, S. 1469). Es gilt beispielsweise auch für die schöne alpine rhätische („obernorische“) Korallenfauna, die uns D. SQUIRES 1956 aus den Korallenriffkalken von Idaho geschildert hat. Die Beziehungen dieser sessilen Fauna zu der Tethysgemeinschaft sind enger als die unter anderen angeführten Arten *Astrocoenia schafhäutli* (WINKLER), *Stylina norica* FRECH, *Thamnasteria rectilamellosa* (WINKLER), *Stylophyllum paradoxum* FRECH, *Oppelismilia zitteli* (FRECH), *Coccyphyllum acanthophorum* FRECH, *Montlivaltia norica* FRECH, *Elysastraea profunda* (RSS.) und *E. major* (FRECH) vermuten ließen, da unter den übrigen, z. T. neu benannten Formen noch weitere alpine Arten stecken. Der von D. F. SQUIRES (1956, Tab. 1) durchgeführte Vergleich der übrigen obertriadischen Korallenfaunen Nordamerikas zeigt ebenfalls große Gemeinsamkeiten zum alpinen Raum von Kalifornien bis Alaska. Noch deutlicher werden die engen Beziehungen der triadischen Korallenfauna der Tethys und der Westseite Nordamerikas in der Publikation von G. STANLEY (1979, S. 38) herausgearbeitet: Unter den 43 aus dem Westen Nordamerikas bestimmten Korallenarten stimmen 30 — also 70% — mit den europäischen Taxa überein!

Eindrucksvoll ist auch der Vergleich, den E. TOZER (1980, S. 400) in bezug auf die Verbreitung der Trias-Ammoniten in der Welt anstellt. Die befriedigende Korrelierung der Ammonitenstratigraphie zwischen Tethys und Pazifik gelingt vor allem dadurch, daß von den 232 Gattungen der zirkumpazifischen Region (51%, aller bekannten Ammonitengattungen) 136 (also 59%) direkt ausschließlich mit jenen der Tethys gemeinsam sind, 20% kosmopolitisch auftreten und nur der Rest spezielle andere Beziehungen hat.

Bereits R. ENAY (1980, S. 276) erwähnt, daß die sich nach Osten zum Pazifik öffnende Tethys als einfache Dependence des Pazifik aufzufassen sei.

Schon auf Grund obiger Daten, besonders aber dem Umstand, daß eine kontinentale Serie im Inneren des Nord-, Mittel- und Südamerikanischen Kontinents und der entsprechenden damals anliegenden westeuropäisch-nordafrikanischen Kontinentteile in der Trias keine Verbindung der Tethys gegen Westen quer durch diesen Landblock gestatten, sondern die Tethys mit reichen alpinen Faunen nur bis Sizilien, mit aber noch immer typischen, z. B. karnischen alpinen Elementen

ten nur bis zu der Betischen Kordillere und in den Rifbogen im Westen reicht, zwingt zur Annahme der breiten direkten Verbindung der westamerikanischen zirkumpazifischen Küstenprovinz über den Pazifik hinweg zur Tethys und der entsprechend orientierten Wanderwege der Triasfauna.

Wie sehr man sich bisher dieser selbstverständlichen Schlußfolgerung widersetzt hat, zeigt z. B. noch die paläogeographische Karte der Trias bei K. KRÖMMELBEIN (1977, Abb. 37), der einfach eine theoretische Verbindung der Tethys zum Pazifik quer über Mittelamerika hinweg strichliert hat. Der Grund hierfür ist einfach: Die Larvenstadien der meisten sessilen und vagilen benthonischen Organismen galten als so kurzlebig, daß sie eine Drift von der amerikanischen Westküste über den freien Pazifischen Ozean mittels der natürlichen Meeresströmungen aus zeitlichen Gründen nicht hätten überstehen können. Und der Weg entlang des Saumes von Alaska und des ostasiatischen Gegengestades in Ostsibirien und Ostchina schien deshalb nicht gangbar, da in der dortigen fossilen Triasfauna andere Elemente als in der alpinen Fauna im Vordergrund standen, da geläufige Arten der Tethys dort (klimabedingt) durch andere Arten der gleichen Gattungen ersetzt sind. So war das Dilemma um die Verbindung der in so vielem nahe verwandten Triasfaunen der Küstenkordillere Nordamerikas, wie man sie etwa besonders in British Kolumbien antrifft, zur Tethysfauna perfekt.

Nun, die Lösung gerade nach diesem tethys-weiten Vergleich zahlreicher typischer alpiner Faunenelemente und deren Anknüpfung an die Fauna der westlichen amerikanischen Küstenprovinz des zirkumpazifischen Raumes ist einfach: Es kann keinerlei Zweifel an der direkten Faunenverbreitung vorwiegend quer über den Pazifik hinweg bestehen, weil uns die Fakten heute dazu einfach zwingen. Warum fehlt dann die geologische Dokumentation über diesen Umstand weitgehend? Aus zwei einleuchtenden Gründen muß sie fehlen: 1. Der Pazifische Ozean war bereits im Paläozoikum und in der Trias in seiner ganzen stattlichen Größe vorhanden, wie Paläopolmessungen bezüglich der Position der Kontinentalplatten bezeugen (vgl. A. G. SMITH, 1980, Fig. 11—30). Nicht der Ozean, sondern nur der Ozeanboden in vorliegender Form ist erst ab Lias erhalten. Die breiten älteren Pazifikbodenstreifen sind ringsum der raschen Subduktion des zirkumpazifischen Trenchsystems zum Opfer gefallen, der gesamte breite paläozoische Ozeanboden ist ebenso wie jener der Trias samt seinen Sedimenten unter kräftigem Nachschub der zuwachsenden mittelozeanischen Krustenstreifen seitlich abgeschoben und restlos verschluckt worden. Daher können Bohrungen am Ozeanboden selbst keine Sedimente der Trias mit Hinweisen auf solche Beziehungen erbringen. Auch gar mancher Rest von Triassedimenten am ostasiatischen oder amerikanischen Kontinentalschelf ist bei diesem gewaltigen Subduktionsprozeß analog den gegenwärtig studierbaren Vorgängen als Inselbogen abgerissen, hinausgedriftet, subduziert, ozeanisiert worden und verschwunden. In dem uns erhaltenen und zugänglichen Kontinentalsaum außerhalb der seinerzeitigen tropischen Region in Ostsibirien etc. haben aber auf Grund der ganz anderen klimatischen und physikalischen Gegebenheiten naturgemäß ganz andere Faunenelemente Fuß gefaßt als in der der tropischen Region folgenden Tethys (vgl. Abb. 9). Bereits E. TOZER (1980, S. 401) führt unter Hinweis auf E. IRVING (1977) aus, daß natürlich nur jene Gesteinsserien der Tethys und des Pazifik die innerhalb der 30°-Zone beidseits des Triasäquators liegen, durch mächtige Karbonatgesteinsmassen einer warmen See charakterisiert sind, während z. B. Karbonate in höheren Breiten auffallenderweise fehlen und Karbonatreste wie etwa jene in hoher Breite im westlichen Nordameri-

ka wahrscheinlich aus allochthonem Material bestehen, das womöglich mehr als 3000 km weit nach Norden versetzt worden ist.

Daß derartige tektonisch verdriftete Schollen auch von Inseln im triadischen Pazifik abstammen könnten, wäre z. T. durchaus möglich. Nicht anzunehmen hingegen ist in der Zeit der Trias eine größere, später verschwundene Kontinentmasse mit Sialkruste im Pazifik, da nach Paläopollagen-Rekonstruktionen zu dieser Zeit noch die Pangäa die eine Erdhälfte beherrscht hat, während auf der pazifischen Hälfte konsequenterweise die Panthalassa lag, und Kontinente aus Sial wohl verlagert und randlich umgestaltet werden, nicht aber einfach im Ozeanboden verschwinden können.

Für paläoklimatische Hinweise liefert der Nordstamm der Tethys zwischen Europa und Ostasien ein gutes Beispiel. Sein Verlauf in Bezug auf den 30. Breitengrad war in der Trias schräg ENE-ziehend angeordnet. Das mediterrane Europa lag dadurch noch innerhalb des warmen Gürtels, es zeigt demnach in der gesamten Trias die entsprechenden mächtigen Karbonat-Plattformsedimente. Gegen Osten hin aber rückt der Abschnitt vom Himalaya über Südchina mit der Polverlagerung seit dem Perm über die tiefere und höhere Trias immer weiter von diesem heißen Gürtel ab (J. HABICHT, 1979, Faltaf. 6—7), so daß z. B. Südchina in der Mitteltrias noch Ansätze mächtiger Karbonatplattformgesteine mit einzelnen Riffpartien zeigt, in der Obertrias dort aber die Karbonatentwicklung zugunsten der sandig-siltigen Ablagerung fast vollkommen zurücktritt, wie wir sehen konnten — vgl. auch J. HABICHT, 1979, Abb. 16, Fig. 6.

Für die Faunenauslese aber waren neben den Temperaturverhältnissen mit Sicherheit die oft scharf begrenzten langlebigen Meeresströmungen entscheidend. Denken wir daran, daß etwa der fundamentale Unterschied zwischen außeralpin-germanischer Fazies und alpinem, geosynklinalen Geschehen in erster Linie durch diesen Umstand bedingt sein muß: Am Beispiel der Bohrungen im süddeutschen Molasse-Untergrund nördlich vom Bodensee war ja klar genug zu sehen, daß sich diese fundamentale Umstellung ohne jegliche trennende Schwelle zwischen Tethys mit seiner alpin-helvetischen Fazies und Calpionellenfauna und dem nördlich davon gelegenen germanischen Malm mit schwäbischen Faunenelementen, Schwammstotzen und Dolomitisierung vollzogen hat (A. TOLLMANN, 1963, S. 45) und zweifellos die in der Tethys vielfach nachgewiesene kräftige Meeresströmung in Längsrichtung (vgl. genau untersuchte analoge Strömungsausrichtung in den Kreide-Flysch-Trögen) hierfür maßgebend waren. Heute sind die damaligen Vermutungen durch rezente verfeinerte Aufnahmen der Zusammensetzung des Planktons der Ozeane bestätigt, über die E. SEIBOLD (1969, S. 211) treffend ausführt, daß trotz der im Gegensatz zum Land so starken Kontinuität des Meeresraumes die Verbreitungsmuster des Planktons sich fast völlig mit den Grenzen physikalisch bestimmter Wassermassen decken, so daß trotz scheinbarer Uniformität des Lebensraumes im freien Ozean sich „Leitarten“ für diese meist breitenabhängigen Wassergürtel herausbilden konnten.

Den entscheidenden Hinweis auf die Gültigkeit der Vorstellung aber von der freien Verbreitung auch benthonischer Arten im Larvenstadium quer über Ozeane vom Typus des Pazifik hinweg ohne „Hilfsinseln“ dazwischen gibt ebenso E. SEIBOLD in der erwähnten Arbeit von 1969, S. 210: Man weiß heute, daß über 50% der Larven von Polychaeten, Seesternen, Seeigeln und Krebsen länger als 3 Monate frei leben können, daß 20% der Larven von Schlangensterne, Holothurien, Prosobranchiern und Lamellibranchiaten noch über 5 Wochen frei existieren.

Zwar beträgt etwa vergleichsweise die Reisedauer mit dem Golfstrom von seinem Abstoßpunkt am Ostrand der Staaten bei Kap Hatteras in North-Carolina bis zu den Azoren $5\frac{1}{2}$ Monate, aber Netzfänge haben bewiesen, daß die Larven benthonischer tropischer Schnecken sehr wahrscheinlich sogar die Strecke von den Bahamas zu den Azores, also rund 11 Monate Triftzeit überstanden haben! Schließlich ist nicht darauf zu vergessen, daß auch erwachsene Tiere auf Algen, Mangrovenwurzeln u. a. riesige Strecken zurücklegen, wie erst 1967 von H. FELL von Seesternen berichtet, die mit der antarktischen Westwinddrift auf Braunalgen 11 000 km weit transportiert worden waren.

Bleibt noch die Frage nach der Herkunft, der Heimat der Triasfauna der Tethys zu überlegen. Hier helfen uns drei Fakten weiter: 1. Wie sich erst durch die jüngsten vergleichenden Studien gezeigt hat und auch hier dargelegt werden konnte, sind tatsächlich wesentliche leitende Formen verschiedenster Faunenelemente im gesamten Raum der Tethys (und darüber hinaus bis in die Küstenprovinz des pazifischen Amerikas) gleich. Viele Forscher haben sich vielfach beträchtlich gesträubt, gleiche Arten in „weltweit“ voneinander entfernten Lokalitäten mit gleichen Namen zu belegen. 2. Die herrschende Windrichtung und damit das für Plankton und Fauna entscheidende Meeresströmungssystem war auch in früheren geologischen Zeiten auf unserer Erdkugel durch das gleiche Prinzip wie heute bestimmt: Durch die Corioliskraft abgelenkte NE- und SE-Passate, die bei freier See dann einen äquatorialen Ost—West-gerichteten Wind und damit zugleich Oberflächenwassergürtel bedingen. Die Konfiguration der in der Trias nun den Pazifik trichterförmig sich gerade in dieser Hauptrichtung des Wind-/Wasser-Strömungssystems der Erde öffnenden tropischen Tethys bewirkte zweifellos in dieser Zeit eine kräftige und durchgehende gegen Westen gerichtete Strömung, wie erst unlängst ausgeführt (A. TOLLMANN, 1978, S. 335; E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN, 1981, Abb. 1). Die Fauna hat ihren Weg daher von Osten gegen Westen genommen, sie ist nicht etwa umgekehrt in den Alpen entstanden und dann gegen Osten gewandert (wie etwa die mediterran-mesogäische Triasfauna, historisch gesehen, von den Alpen ausgehend ihren Weg genommen hat).

Diese Theorie von der freien Überquerung des Pazifischen Ozeans durch verschiedene triadische Faunenelemente, teils im Larvenstadium, mittels eines in die Tethys gerichteten ost-westlich orientierten Meeresstromes ist durch einen von uns (E. KR.-T.) am 25. Jänner 1980 im Rahmen eines Habilvertrages im Paläontologischen Institut der Universität Wien an Hand der Beispiele von *Somphocrinus mexicanus* PECK (Ostpazifik bis Tethys) und *Entrochus ternio* BATHER (Westpazifik bis Tethys) dargelegt worden. Als erster hat sich dieser Auffassung E. THENIUS (Ann. nath. Mus. Wien, Dez. 1980) angeschlossen, allerdings mit dem Vorbehalt, daß auch noch die gegensätzliche alte Deutung unter Zuhilfenahme des „Poseidon“ möglich wäre. In den Arbeiten von 1981, 1982 und in dieser Studie aber glauben wir eindringlich genug zeigen zu können, daß alle Fakten für die oben genannte Auffassung sprechen.

3. Wenn wir aber Ausschau nach einem Entwicklungszentrum im Osten halten, das den vielen Gemeinsamkeiten der alpinen und pazifischen Faunen Rechnung trägt, also ganz im Osten dieses gemeinsamen großen Meeresraumes liegt, bietet sich von selbst die immer wieder von den Paläogeographen ob ihrer Ausnahmestellung hervorgehobene Faunenprovinz mit Zentrum Britisch-Kolumbien am pazifischen SW-Rand Kanadas an. Man betrachte etwa nur die Verbrei-

tungsmuster verschiedener Fossilgruppen, wie sie bei J. WIEDMANN (1973, S. 244, Abb. 3: heteromorphe Obertrias-Ammoniten) und G. WESTERMANN (1973, S. 251, Abb. 1: Obertriasmuschel *Monotis*) dargestellt sind, oder wie sie von B. KUMMEL (1973, S. 228) und E. TOZER (1980, S. 401) über Trias-Ammoniten geschildert werden: In Britisch-Kolumbien liegt das verbindende Zentrum, in dem sich pazifische, alpine und arktische Elemente dieser Faunen vorfinden und wohl auch hier ihre gemeinsamen Wurzeln haben.

Wir fragen uns nach der Ursache und Bedingtheit der Lage dieses Entwicklungszentrums an der pazifischen Westküste mit Knotenpunkt Britisch-Kolumbien. Die Antwort ist verblüffend einfach: Auch rezent sind die windbedingten Auftriebsgebiete an den Westseiten der Kontinentquerriegel über den Erdglobus, an der Westseite der beiden Amerika und der Westseite Afrikas die günstigsten Regionen für eine üppige Entfaltung des Planktons, der Fauna, dem Praktiker bekannt als Regionen der reichsten Fischgründe. Die Ursache liegt darin, daß die kontinuierlichen ablandigen Passate an solchen Westküsten die Oberflächenwässer seewärts treiben, aus der Tiefe beständig neues, an Mineralstoffen angereichertes, also nährstoff-reiches Wasser nachkommt und so zusammen mit den günstigen klimatischen Lebensbedingungen in den subtropischen bis tropischen Regionen hier alle Voraussetzungen für eine üppige Entwicklung des Lebens gegeben sind. Für die Trias aber trifft bei der gegebenen Paläogeographie genau diese Situation für die Pazifische Küste Amerikas zu: Das noch nicht isolierte Afrika bot keine solchen Chancen, allein die amerikanische Westseite lieferte diesen meridional angeordneten Querriegel mit den besten Voraussetzungen für eine reiche Lebensentfaltung im Abschnitt der warmen Klimazone. Für die Ausbreitung der Faunen aus diesem Entwicklungszentrum sorgte dann besonders die Längsströmung im Pazifik-Tethysystem, zugleich prädestinierter Wanderweg für rasche und ungehinderte Verbreitung.

Abb. 9 zeigt auf der Grundlage der paläogeographischen Karte der Obertrias — entworfen nach A. SMITH (1981, Abb. 11, 12) und der in manchem widersprechenden Darstellung von J. HABICHT (1979, Falttaf. 7) — die Eintragung der nach dynamischen Grundregeln zu erwartenden triadischen Meeresströmungen, die ihrerseits wiederum Leitlinien für die Wanderung der Fauna besonders im Larvenstadium liefern. Wir sind gezwungen, auf Grund des NE- und SE-Passates westlich von Amerika die entsprechenden Passatdriften anzunehmen, die sich gegen Westen vereinigen und einen mächtigen äquatorial gegen Westen verlaufenden Tethysstrom bilden, der im Pazifik wurzelt und die Tethys der Länge nach durchzieht. (Der mögliche unbedeutende äquatorale Gegenstrom ist anzunehmen). Bedingt durch diesen ablandigen Strom erscheint in Anbetracht der Verschiebung des Äquators am pazifischen Ostrand gegen Norden hin das kühle nährstoffreiche Auftriebswasser einerseits, wie erwähnt, im Raum von Britisch-Kolumbien, andererseits im Abschnitt Peru/Kolumbien.

Außer diesen, für die Faunenentfaltung wichtiger Zentren mögen noch zwei für unsere Frage wichtige Aussagen dieser Karten erwähnt werden. Zunächst ist aus geometrischen Gründen in der zentralen Nordtethys eine durch den Temperaturregengensatz zu dem von kontinentalen jahreszeitlichen Klimagegensätzen beherrschten asiatischen Raum ein jahreszeitlich wechselnder Monsun und eine entsprechend wechselnde Monsundrift zu erwarten. Andererseits hat die breite offene Beringstraße sicherlich zu einem aus dem Nordpazifik gegen NE austretendem Warmstrom, einem genauen Vorläufer vom Typus des Golfstromes in triadi-

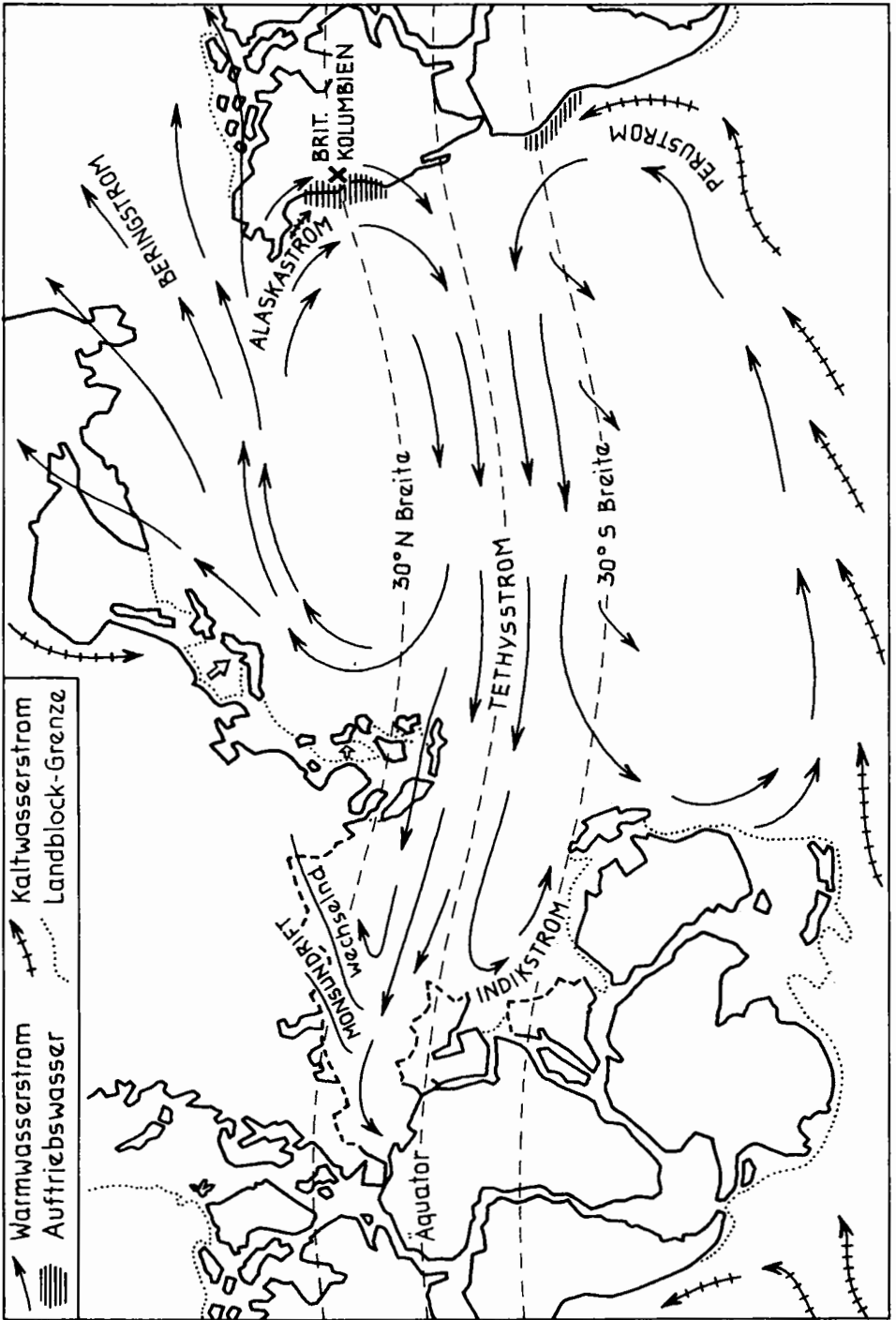


Abb. 9:

Die Tethys als Anhang des Pazifischen Ozeans in der Zeit der Trias und die für dieses Dispositiv theoretisch rekonstruierbaren Hauptströmungssysteme. Kontinentlagen nach A.G. SMITH 1981 und J.K. HABICHT 1979.

scher Zeit in diesem Raum, hier Beringstrom bezeichnet, Anlaß gegeben. Damit aber ist wiederum Grundlage geschaffen für die Verbreitung pazifisch-alpiner Faunenlemente in hohen Breiten, die wir heute in der Arktis auf Ellesmere-Inland NW Grönland und anderen arktischen Inseln bestaunen (E. TOZER, 1965, 1967 etc.).

Der Verbreitungsmodus der Fauna, besonders bei planktonischer Lebensweise oder aber einem frei lebenden Larvenstadium der benthonischen Elemente, ist aus dieser Skizze abzuschätzen. Die dem Entwicklungszentrum Britisch-Kolumbien (und dem hypothetischen, symmetrisch zum Äquator im Süden gelegenen zweiten Peru-Zentrum) entstammenden Faunen konnten sich mit dem pazifischen Äquatorial-Tethys-Strom rasch gegen Westen ausbreiten, sie differenzierten sich dann durch die abzweigenden Ströme am Westrand des Pazifik je nach Temperaturresistenz: Die tropisch-subtropischen Elemente bürgerten sich in der Tethys ein, die für höhere und hohe Breiten geeigneten Arten entfalteten sich in der Nord- und Südpazifischen Provinz weiter, während die sich absplittende arktische Fauna jenseits der Beringstraße unter den Kalteinflüssen aus dem polaren Raum weiterentwickelte.

Als Beispiel für eine solche durch das auf Abb. 9 gezeigte Strömungssystem bei einem Heimatgebiet in Britisch-Kolumbien bedingte Verbreitung sei der Verteilungsmodus der Artgruppen der obertriadischen Gattung *Monotis* nach G. WESTERMANN (1973) und E. T. TOZER (1979, S. 854) angeführt — Abb. 10. Sämt-

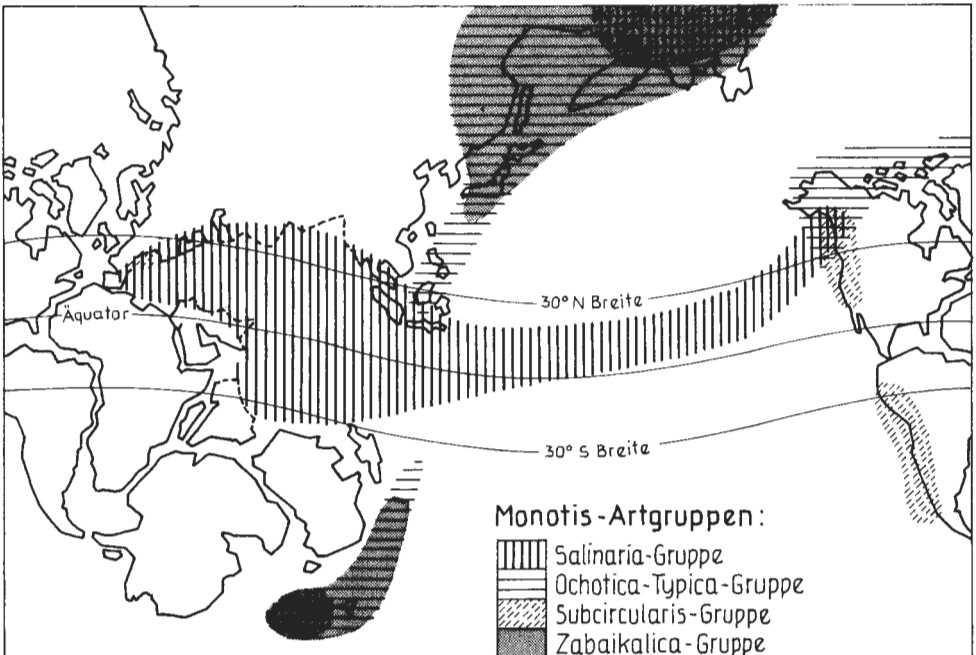


Abb. 10:

Die Eintragung der Faunenprovinzen der *Monotis*-Artgruppen (nach G. WESTERMANN, 1973 und E. TOZER, 1980b) in die paläogeographische Trias-Erdkarte. Die Verteilung der Provinzen zeigt eine deutliche Abhängigkeit von Meeresströmungen und der paläogeographischen Breite.

liche *Monotis*-Artgruppen überschneiden einander in der ostpazifischen Küstenprovinz Nordamerikas — abgesehen von der spät entwickelten, auf höhere Breiten des westpazifischen Raumes beschränkten *M. zabaikalica*-Gruppe. Die *M. salinaria*-Gruppe tritt vorwiegend in der heißen Region, also der Tethys auf. Die übrigen Gruppen, nämlich jene von *M. typica*, *M. ochotica* und *M. subcircularis* sind, symmetrisch zum Äquator angeordnet, im wesentlichen auf die höhere Breiten des pazifischen und arktischen Raumes beschränkt.

Die Auffassung, daß die alpinen Triasfaunen aus dem alpinen Raum der Tethys im mediterranen Gebiet bzw. ganz allgemeine aus dem Westabschnitt der Tethys stammen und sich nach Osten verbreitet hätten (Y. ZAKHAROV, 1979, Abb. 4, 6), verliert auf Grund der Darstellung der zu erwartenden Konfiguration und Strömungsmuster der Tethys unter Berücksichtigung der übrigen angeführten Fakten ihre Wahrscheinlichkeit.

Danksagung

Die Fahrt zum Vergleich, der Begutachtung und Probenaufsammlung im alpinen Trias-Anteil Chinas wurde uns durch das IGCP-Correlations Programm, Projekt 73/I/4 (Triassic of the Tethys Realm) ermöglicht, wobei Herr Prof. Dr. H. Zapfe dankenswerterweise die Initiative für diese Kontakte ergriffen hat. In China haben uns bei der Forschungsfahrt 1980, die Vizedirektor Prof. Dr. Zejiu Wang von der Chinesischen Akademie der Wissenschaften in Peking sehr gefördert hat, zahlreiche Kollegen im Gelände geführt und betreut. Stellvertretend für alle wollen wir hier Herrn Prof. Dr. Z.-Sh. Li (Peking), Dr. J.-Y. Wei (Huishui/Guizhou) und Dr. Y.-Q. Gu (Yuxi, Yunnan) für alle aufgewendete Mühe besonders danken.

Weiteres Material, das im Rahmen dieser Studie ausgewertet worden ist, stammt von einer Forschungsfahrt nach Timor, die E. Kristan-Tollmann durch den Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich, Projekt Nr. 2695, ermöglicht worden ist. Verwertet wurden hier ferner Mikrofossilien und Crinoidenreste aus der Türkei, die uns dankenswerterweise Herr Doz. Dr. L. Krystyn zur Verfügung gestellt hatte. Topotyp-Material aus dem Karn von Sonora in Mexiko von *Somphocrinus mexicanus* hat uns freundlicherweise Herr Dr. R. Peck überlassen, wofür wir herzlich danken.

Die Scan-Aufnahmen konnten wiederum am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Tübingen angefertigt werden, wofür Herrn H. Hüttemann und Prof. Dr. H. P. Luterbacher sowie Herrn Doz. Dr. Ch. Hemleben unser Dank gebührt. Die ergänzenden Scan-Aufnahmen zu Taf. 8 wurden uns freundlicherweise von Herrn Allram an der Geologischen Bundesanstalt in Wien angefertigt, wofür wir ihm und Herrn Dr. H. Stradner unseren Dank aussprechen. Für die Reinzeichnung der Abbildungen danken wir Herrn L. LEITNER, für die Anfertigung der Photos Frau E. Milanovich und für die Schreibearbeit Frau M. Stelzhammer am Geologischen Institut der Universität Wien.

Literatur

BALLY, A., ALLEN, C. et al.: Notes on the geology of Tibet and adjacent areas etc. — Open-file Report geol. Surv. US Dept. Interior, 80—501, 100 S., 23 Abb., 7 Tab., Reston VA 1980.

- BASSOULET, J.-P., BOULIN, J. et al.: L'évolution des domaines téthysiens au pourtour du Bouclier indien du Carbonifère au Crétacé. — Mém. BRGM., 115 (Colloque C5, 26^e Congr. géol. int.), 180—198, 6 Abb., Paris 1980.
- BATHER, F. A.: Triassic Echinoderms of Bakony. — Res. wiss. Erforsch. Balatonsee, 1. Bd., 1. Tl., Anhang: Paläont., 1. Bd., VI, 1—288, 63 Abb., 18 Taf., Wien (Hölzel) 1911.
- : The Triassic Crinoids from New Zealand. — Quart. J. geol. Soc., 73 (1917), 247—256, 15 Abb., London 1918.
- : Triassic echinoderms of Timor. — Paläontologie von Timor [Hrsg.: C. WANNER], 16, 215—251, Taf. 257—258, Stuttgart 1929.
- BENDER, F. et al.: Zur geologischen und strukturellen Entwicklung der Volksrepublik China. — Geol. Jb., (B) 27, 3—152, 4 Abb., Hannover 1977.
- BÉRCZI-MAKK, A.: Biostratigraphic significance of the *Meandrospira pusilla* (HO) (Foraminifera) etc. — Acta geol. Acad. Sci. hungar., 20 (1—2), 101—124, 2 Abb., Taf. 1—3, Budapest 1976.
- BIESE, W.: Fossilium Catalogus. I. Animalia, pars 66, Crinoidea triadica. — 255 S., 4 Tab., Berlin (W. Junk) 1934.
- Crinoidea jurassica I—III. — Fossilium Catalogus, I: Animalia, partes 70, 73, 76, 739 S., 3 Tab., s'Gravenhage (W. Junk) 1935—1937.
- BRIDEN, J. C., DREWRY, G. E. & SMITH, A. G.: Phanerozoic equal-area world maps. — J. Geol., 82, 555—574, 18 Abb., Chicago 1974.
- BRÖNNIMANN, P., CADET, J.-P. & ZANINETTI, L.: Sur la présence d'*Involutina sinuosa pragsoides* (Oberhauser) (Foraminifère) dans l'Anisien supérieur probable de Bosnie etc. — Riv. ital. Paleont., 79, 301—336, 2 Abb., Taf. 19—24, Milano 1973a.
- Sur quelques Foraminifères de l'Anisien (Trias moyen) de Bosnie-Herzégovine méridionale, Yougoslavie. — Riv. ital. Paleont., 79, 461—478, 1 Abb., Taf. 46—48, Milano 1973b.
- BRÖNNIMANN, P., WHITTAKER, J. & ZANINETTI, L.: Triassic foraminiferal biostratigraphy of the Kyaukse-Longtawkno area, Northern Shan States, Burma. — Riv. ital. Paleont., 81, 1—30, 5 Abb., Taf. 1—3, Milano 1975.
- BRÖNNIMANN, P. & ZANINETTI, L.: Foraminifera from the basal upper Muschelkalk at Hyères, western Basse-Provence, southern France. — Riv. ital. Paleont., 78, 31—64, 12 Abb., 1 Tab., Taf. 5—9, Milano 1972.
- et al.: Foraminifera from the Sorkh Shale Formation of the Tabas Area, East-Central Iran. — Riv. ital. Paleont., 79, 1—32, 3 Abb., 4 Tab., Taf. 1—4, Milano 1973.
- BURRARD, S. G. & HAYDEN, H. [revised by BURRARD & HERON 1933]: A sketch of the Geography and Geology of the Himalaya Mountains and Tibet. — Delhi (Government of India) 1933.
- CHANG, H.-Ch.: On Some New Occurrences of the Marine Triassic of Kueichou. — Bull. geol. Soc. China, 22 (1—2), 49—55, 1 Tab., 1 Taf., Pehpei etc. 1942.
- CHEN, Ch.-Ch.: Marine Triassic Lamellibranch Assemblages from Southwest China. — Riv. ital. Paleont. 85, 1189—1196, Maggio 1980.
- CHEN, G.: On the Tectonics of China — Presentation of the Tectonic Map of China 1 : 4 000 000 — 12 S., 10 Kt., Changsha ? (Changsa Inst. Geotect. Acad. Sinica) 1977.

- CHI, Y.-S. & PENG, G.-J.: An Upper Triassic Hexacoral from the Yung-Ching district, Hsikiang. — Bull. geol. Soc. China, 20 (3—4), 269—274, Taf. A—B, Peking 1940.
- Chinese Academy of Geological Sciences: Geological atlas of P. R. China, 32 geol., Kt., Text S. 1—149 [chines.], Beijing [Peking] 1973.
- Compilation Group Geol. Map Asia: The geological development and tectonic frame of Asia. — 36 S., 1 Abb., 5 Tab., 1 Kt., Peking (Chin. Acad. Geol. Sci.) 1976.
- COOK, T. D. & BALLY, A. W. [Hrsg.]: Stratigraphic Atlas of North and Central America. — 272 S., zahlr. Abb., Kt., Princeton (Princeton University Press) 1975.
- DIENER, C.: Ergebnisse einer geologischen Expedition in den Central-Himalaya von Johar, Hundes und Painkhanda. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Cl., 62, 533—576, 16 Abb., 7 Taf., 1 Kt., Wien 1895.
- Ladinic, Carnic and Noric Faunae of Spiti. — Paleont. Indica, (15) 5, Mem. 3, 157 S., 24 Taf., Calcutta 1908.
- The fauna of the Traumatocrinus Limestone of Painkhanda. — Paleont. Indica, (15) 6, Mem. 2, 39 S., 5 Taf., Calcutta 1909.
- The Trias of the Himalayas. — Mem. geol. Surv. India., 36, (3), 176 S., Calcutta 1912.
- Grundzüge der Biostratigraphie. — 304 S., 40 Abb., Leipzig und Wien (Deuticke) 1925. —
- DITTMAR, A. v.: Zur Fauna der Hallstätter Kalke. — Beneckes geognost.-paläont. Beitr., 1, 319—398, Taf. 12—20, München 1866.
- DONOFRIO, D. & MOSTLER, H.: Neue Schweberinoiden aus Hallstätter Kalken des Berchtesgadener Raumes. — Geol. paläont. Mitt. Innsbruck, 5 (2), 1—28, 6 Abb., 3 Tab., Innsbruck 1975.
- DUBOTOLOWA, Ju. A. & SHAO, Z.: Crinoiden-Stielglieder aus karbonen, permischen und triadischen Schichten Südchinas. — Acta paleont. Sinica, 7, 41—81, 3 Abb., 1 Tab., Taf. 1—2, Peking 1959.
- ENAY, R.: Évolutions et relations paléobiogéographiques de la Téthys mésozoïque et cénozoïque. — Mém. BRGM., 115, 276—283, Paris 1980.
- FAN, J.-S.: The main features of Marine Triassic Sedimentary Facies in Southern China. — Riv. ital. Paleont., 85, 1125—1146, 5 Abb., Taf. 71—72, Maggio 1980.
- FELL, H.: Cretaceous and Tertiary Surface currents of the oceans. — Oceanogr. Mar. Biol. ann. Rev., 5, 317—341, London 1967.
- FOUNTAIN, H. & VACHARD, D.: Découverte de microfaunes scytho-anisiennes au Sud-Est de Bangkok (Trias de Thaïlande). — C. r. somm. Soc. géol. France, 1981 (2), 63—66, 1 Taf., Paris 1981.
- FU, Y.-Q., GOU, Z.-M. & YANG, J.-K.: Subdivision and correlation of upper Triassic strata in the western and northwestern part of Sichuan Basin. — Sci. pap. ser. allchin. strat. Congress 1979, 72 S., zahlr. Abb., 6 Taf., Beijing 1979.
- FUCHS, G.: Contributions to the Geology of the North-Western Himalayas. — Abh. geol. B.-A., 32, 59 S., 64 Abb., 5 Taf., Wien 1975.
- The geology of the Himalayas in synoptic view. — Colloques intern. CNRS, 268, Himalaya. 173—180, Paris (CNRS) 1976.
- Traverse of Zaskar from the Indus to the Valley of Kashmir — a preliminary note. — Jb. geol. B.-A., 120, 219—229, 1 Abb., Taf. 1, Wien 1977.

- The Geology of the Karnali and Dolpo Regions, Western Nepal. — *Jb. geol. B.-A.*, **120**, 165—217, 36 Abb., Taf. 1—13, Wien 1977.
- On the Geology of Western Ladakh. — *Jb. geol. B.-A.*, **122**, 513—540, 5 Abb., Taf. 1—8 = Beil. 12—19, Wien 1979.
- GANSSEER, A.: Geology of the Himalayas. — *Region. geol. ser.* [Hrsg.: L. U. de SITTER], 289 S., 149 Abb., etl. Tab., 95 Fotos, London etc. (J. Wiley) 1964.
- The Peri-Indian suture zone. — *Mém. BRGM.*, **115** (Colloque C5, 26^e Congr. géol. int.), 140—148, 2 Abb., Paris 1980.
- GAZDZICKI, A. & GUPTA, V.: Triassic Foraminifers Involutinidae from the West Carpathians and Himalayas etc. — *Bull. ind. geol. Assoc.*, **14** (2), 101—106, 2 Abb., 1 Tab., Chandigarh 1981.
- GAZDZICKI, A. & SMIT, O.: Triassic foraminifers from the Malay Peninsula. — *Acta geol. polon.*, **27**, 319—332, 4 Abb., Taf. 1—10, Warszawa 1977.
- GHEORGHIAN, D.: Contributions to the Knowledge of Some Triassic Microfaunas in the Apuseni Mountains. — *Dari seama şedinţ.*, **62** (1974—1975), 3. Paleont., 25—38, Taf. 1—9, Bucureşti 1976.
- GOLDFUSS, A.: *Petrefacta Germanicae*. 2. Aufl. Textbd.: 1. Tl. 234 S. (1862), 2. Tl. 298 S. (1863), 3. Tl. 120 S. (1863), *Repertorium* 122 S. (1866). Atlas: 200 Taf., Leipzig (List & Francke) 1862—1866.
- GRAMANN, F., LAIN, F. & STOPPEL, D.: Paleontological Evidence of Triassic age for Limestones from the Southern Shan and Kayah States of Burma. — *Geol. Jb.*, (B) **1**, 33 S., 1 Fig., 6 Taf., Hannover 1972.
- GUPTA, V.: Zur Stratigraphie des Kiotokalkes (Obere Trias-Unterer Jura) des Himalaya — *Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I*, **185** (1976), 113—123, 5 Abb., 1 Tab., Wien 1978.
- , ZANINETTI, L. & KACHROO, R.: Upper Triassic Foraminifers from northeastern Kumaun, Himalaya, India. — *Riv. ital. Paleont.*, **83**, 1—20, 2 Abb., 1 Tab., Taf. 1—2, Milano 1977.
- HABICHT, J.K.: Paleoclimate, Paleomagnetism, and Continental Drift. — *Geol. Studies in Geol. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, **9**, 33 S., 18 Abb., 1 Faltaf., Tulsa/Oklahoma 1979.
- HE, Yan (= HO, Yen): Sketch of the Triassic Foraminiferal Biostratigraphy of Northwestern Sichuan (Szechuan), China. — *Riv. ital. Paleont.*, **85**, 1167—1174, Taf. 73, Maggio 1980.
- HO, Yen (= HE, Yan): Triassic foraminifera from the Chialingchiang Limestone of South Szechuan. — *Acta paleont. Sinica*, **7** (5), 387—418, Taf. 1—8, Peking 1959.
- HO, Y. & HU, L.: Triassic Foraminifera from the area in the east flank of the Lancang River, Yunnan. — *Mesozoic fossils from Yunnan, China*. Bd. 2, 28 S., Taf. 1—9, Peking 1977.
- HOUTEN, F. van: Triassic-Liassic Deposits of Morocco and Eastern North America: Comparison. — *Bull. amer. Ass. Petrol. Geol.*, **61**, 79—99, 4 Abb., 1 Tab., Tulsa 1977.
- HSU, T.-Y.: Some Triassic Sections of Kueichow. — *Bull. geol. Soc. China*, **20** (2), 161—172, 7 Abb., Pehpei etc. 1940 a.
- Marine Upper Triassic Fossils from Kochiu, Yunnan. — *Bull. geol. Soc. China*, **20** (3—4), 245—268, Taf. 1—2, Pehpei etc. 1940 b.
- HUANG, Chi-ching et al.: An Outline of the Tectonic Characteristics of China. — *Inst. Geol. etc. Peking*, 1977, 1—24, 6 Abb., 3 Tab., 1 Kt., Peking 1977.

- IRVING, E.: Drift of the major continental blocks since the Devonian. — *Nature*, **270**, 304—309, 1977.
- KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. & PANTIĆ, S.: *Meandrospira* in der unteren und mittleren Trias sowie einige begleitende Fossilien in den Dinariden. — *Geološki Vjesnik Inst. Geol. Istraz. Zagreb*, **19** (1965), 15—28, 1 Abb., Taf. 1—4, Zagreb 1966.
- KOKEN, E.: Über triassische Versteinerungen aus China. — *N. Jb. Min. Geol. Paleont.*, **1900**, Bd. 1, 186—215, 3 Abb., Taf. 9—10, Stuttgart 1900.
- KOZUR, H., KAMPSCHUUR, W. et al.: Contribution to the Triassic ostracode faunas of the Betic Zone (southern Spain). — *Scripta geol.*, **23**, 1—56, 22 Abb., 4 Taf., 1 Beil., Leiden 1974.
- KOZUR, H. & SIMON, O. J.: Contribution to the Triassic microfauna and stratigraphy of the Betic Zone (Southern Spain). — *Revista españ. Micropaleont., Adraro-Festschr.*, 143—158, 1 Abb., Taf. 1—2, Madrid 1972.
- KRISTAN, E.: Ophthalmitiidae und Tetrataxinae (Foraminifera) aus dem Rhät der Hohen Wand in Nieder-Österreich. — *Jb. geol. B.-A.*, **100**, 269—298, 4 Abb., Taf. 22—27, Wien 1957.
- KRISTAN-TOLLMANN, E.: Rotaliidea (Foraminifera) aus der Trias der Ostalpen. — *Jb. geol. B.-A.*, Sdb. 5, 47—78, 2 Abb., Taf. 7—21, Wien 1960.
- Holothurien-Sklerite aus der Trias der Ostalpen. — *Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-natwiss. Kl., Abt. I*, 351—380, 2 Abb., 10 Taf., Wien 1963.
- Zum Bau und zur Taxonomie der triadischen Foraminiferengattung *Duostomina*. — *Eclogae geol. Helv.*, **59**, 47—63, 10 Abb., Taf. 1, Basel 1966.
- Die *Osteocrinus*-fazies, ein Leithorizont von Schwebcrinoiden im Oberladin-Unterkarn der Tethys. — *Erdöl u. Kohle*, **23**, 781—789, 13 Abb., 1 Tab., Wien—Hamburg 1970a.
- Einige neue Bairdien (Ostracoda) aus der alpinen Trias. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **135**, 268—310, 5 Abb., Taf. 33—37, Stuttgart 1970b.
- Eine neue triadische Foraminiferen-Gattung der *Saccamminidae*. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1972**, 527—537, 4 Abb., Stuttgart 1972.
- Neue sandschalige Foraminiferen aus der alpinen Obertrias. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1973**, 416—428, 5 Abb., Stuttgart 1973.
- Zur Gattungsunterscheidung und Rekonstruktion der triadischen Schwebcrinoiden. — *Paläont. Z.*, **51**, 185—198, 8 Abb., Stuttgart 1977.
- Ostracoden aus dem Oberanis von Leidapo bei Guiyang in Südchina. — *Schriftenr. erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss.*, **5**, 121—176, 8 Abb., 19 Taf., Wien 1982.
- & KRYSZYN, L.: Die Mikrofauna der ladinisch-karnischen Hallstätter Kalke von Saklibeli (Taurus-Gebirge, Türkei) I. — *Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I*, **184**, 259—340, 30 Abb., 1 Tab., 8 Taf., Wien 1975.
- & TOLLMANN, A.: Die Stellung der Tethys in der Trias und die Herkunft ihrer Fauna. — *Mitt. österr. geol. Ges.*, **74/75**, S. 129—135, 1 Abb., Wien 1981.
- & TOLLMANN, A.: Die Entwicklung der Tethystrias und Herkunft ihrer Fauna. — *Geol. Rdsch.*, **71**, 987—1019, 2 Abb., Stuttgart 1982.
- KRISTAN-TOLLMANN, E., TOLLMANN, A. & HAMEDANI, A.: Beiträge zur Kenntnis der Trias von Persien. I. Revision der Triasgliederung, Rhätfazies im Raum von Isfahan und Kössener Faziesanschlag bei Waliabad SE Abadeh. — *Mitt. österr. geol. Ges.*, **70** (1977), 119—186, 17 Abb., 1 Tab., Taf. 1—5, Wien 1979.
- Beiträge zur Kenntnis der Trias von Persien. II. Zur Rhätfazies von Bagera-

- bad bei Isfahan (Korallen, Ostracoden). — Mitt. österr. geol. Ges., 73, 163—235, 11 Abb., Taf. 1—13, Wien 1980.
- KRÖMMELBEIN, K.: Brinkmanns Abriß der Geologie. 2. Bd. Historische Geologie. 10./11. Aufl. — 400 S., 70 Abb., 63 Taf., 21 Tab., Stuttgart 1977.
- KRYSTYN, L.: Probleme der biostratigraphischen Gliederung der Alpin-Mediterranen Obertrias. — Schriftenr. erdwiss. Kommiss. österr. Akad. Wiss., 2, 137—144, 1 Abb., 1 Tab., Wien 1974.
- 1975: siehe unter KRISTAN-TOLLMANN, E. & KRYSTYN, L.
- Eine neue Zonengliederung im alpin-mediterranen Unterkarn. — Schriftenr. erdwiss. Kommiss. österr. Akad. Wiss., 4, 37—75, 15 Abb., 5 Taf., Wien 1978.
- KUMMEL, B.: Lower Triassic (Scythian) Molluscs. — [In:] A. HALLAM [Hrsg.]: Atlas of Paleobiogeography. 225—233, 4 Abb., 3 Taf., Amsterdam (Elsevier) 1973.
- LAUBE, G. C.: Die Fauna der Schichten von St. Cassian. I: Spongitarier, Corallen, Echiniden und Crinoiden. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, 24, 223—296, Taf. 1—10, Wien 1865.
- LIAO, N.: Ammonoidea. Handbook of Paleontology of Southwest China. Guizhou, I—II, 413—439, Taf. 130—140, Peking 1978.
- LI, Zi-Shun: The stratigraphic regionalization of the Triassic in China. — Riv. ital. Paleont., 85, 1147—1156, 3 Abb., Maggio 1980.
- LORIOU, P. de: Monographie des Crinoïdes fossiles de la Suisse. — Abh. schweiz. paläont. Ges., 4 (5), 1—52, Taf. 1—8, 1877; 5 (5), 53—124, Taf. 9—14, 1878; 6 (3), 125—300, Taf. 15—21, 1879, Genève 1877—1879.
- Paléontologie française, 1^{re} sér., Animaux invertébrés, Terrain jurassique, 11, Crinoïdes, 1. Tl. 631 S., Atlas Taf. 1—121; 2. Tl. 586 S., Atlas Taf. 122—299, Paris (Masson) 1882—1884.
- MAMET, B. L.: Taxonomic Note on Carboniferous Endothyraea. — J. foraminiferal res., 4 (4), 200—204, Lawrence/Kansas 1974.
- MANSUY, H.: Étude géologique du Yun-nan Oriental, 2. Paléontologie. — Mém. Serv. géol. Indochine, (1) 4, 33—52, Taf. 8—9, Hanoi—Haiphong 1912.
- MOORE, R. C. & TEICHERT, C.: Treatise on Invertebrate Paleontology. Part T, Echinodermata 2, vol. 3, T 813—T 1027, Abb. 549—619, Boulder/Colorado (Geol. Soc. Amer.) 1978.
- MÜNSTER, G., WISSMANN, H. L. & BRAUN: Beiträge zur Geognosie und Petrefactenkunde des südöstlichen Tirols, vorzüglich der Schichten von St. Cassian. — Münsters Beitr. Petrefactenk., 4, 152 S., 16 Taf., Bayreuth 1841.
- MU, A. T.: On the discovery of the crown of Traumatocrinus. — Bull. geol. Soc. China, 29, No. 1—4, 85—92, Peking 1949.
- NESTLER, H. & LANGBEIN, R.: Die Gattung *Tetrataxis* — ein Beitrag zur Morphologie, Schalenstruktur und Taxonomie paläozoischer Foraminiferen. — Z. geol. Wiss., 4, 867—879, 9 Abb., Berlin 1976.
- N. N.: Handbook of Stratigraphy and Paleontology of Southwest China. — 454 S., 47 Abb. (u. Tab.), 202 Fossiltaf., 17 Beil.; Hrsg.: Nanking Inst. Geology Paleont. Acad. Sinica, Peking (Sci. Publ. House) 1974.
- Mesozoic Fossils from Yunnan, China. — Bd. 1, 388 S., etl. Abb. u. Tab., 107 Taf.; Bd. 2, 384 S., etl. Abb. u. Tab., 80 Taf., Hrsg.: Nanking Inst. Geol. Paleontol. Acad. Sinica, Peking (Sci. Publ. House) 1976, 1977.
- Atlas of fossils of Southwest China, Sichuan vol., pt. II: From Carboniferous to

- Mesozoic. — Hrsg.: Chengdu Inst. Geol. Min. Res., Peking (Geol. Publ. House) 1978.
- PAN, Hua-Zhang: Sequence and Distribution of the Triassic Gastropod Faunas in China. — Riv. ital. Paleont., 85, 1197—1205, 1 Abb., 1 Tab., Maggio 1980.
- PANTIĆ, S.: *Pilamina densa* n. gen., n. sp. and other Ammodiscidae from the Middle Triassic in Crmnica (Montenegro). — Geološki Vjesnik Zagreb, 18/1 (1964), 189—193, Taf. 1—4, Zagreb 1965.
- Caracteristiques micropaléontologiques et biostratigraphiques des sédiments triassiques carbonatés du puit SB-2 etc. — Vesnik zavod geol. geofiz. istraz., Ser. A, 29/30 (1971/72), 271—308, 2 Abb., Taf. 1—15, Beograd 1972.
- Les microfacies triasiques des Dinarides. — Monogr. Soc. sci. Arts Monténégro, 4, class. sci. nat., 4, 257 S., 1 Abb., 100 Taf., 1 Falttaf., Titograd 1975.
- PECK, R. E.: A triassic crinoid from Mexico. — J. Paleont., 22, 81—84, Taf. 20, Tulsa 1948.
- PREMOLI-SILVA, I.: *Citaella iulia* n. gen., n. sp. del trias inferiore della Carnia. — Riv. ital. Paleont., 70, 657—670, Taf. 48—51, Milano 1964.
- RAUSER-TSCHERNOUSSOWA, D. M.: Nekotoryje nowyje nishnekamennougolnyje foraminifery Sysranskogo raiona [Einige neue unterkarbonische Foraminiferen des Sysraner Gebietes]. — Trudy Inst. Geol. Nauk. Akad. Nauk SSSR, 62, geol. ser. 19, 239—243, Taf. 17, Moskau 1948.
- REED, F.: Report on Triassic, Carboniferous and Devonian Mollusca and Brachiopoda from Yunnan etc. — Phil. Trans. roy. Soc. London, (B) 213, 269—298, London 1925.
- Palaeozoic and Mesozoic fossils from Yun-nan. — Mem. geol. Survey India, Palaeontologica Indica, n. s., 10 (1), 1—291, Taf. 1—20, Calcutta 1927.
- REESIDE, J. B. et al.: Correlation of the Triassic Formations of North America Exclusive of Canada. — Bull. geol. Soc. Amer., 68, 1451—1513, 6 Abb., 4 Tab., 1 Korrel.-Taf., New York 1957.
- RIDD, M. F.: Tailand. — [In:] M. MOULLADE & A. E. NAIRN: The Phanerozoic Geology of the World II: The Mesozoic, A. 145—163, 8 Abb., Amsterdam (Elsevier) 1978.
- RUGET, Ch. & SIGAL, J.: Notas sobre la presencia del genero Duostomina (Foraminiferos) en los estratos de edad triasica de Alhama de Granada, España. — Rev. españ. Micropaleontol., 1 (2), 237—241, Taf. 1, Madrid 1969.
- SAKLANI, P. S. [Hrsg.]: Tectonic Geology of the Himalaya. — 350 S., zahlr. Abb., New Delhi (Today & Tomorrow's Printers) 1978.
- SALAJ, J.: Quelques remarques sur les problèmes microbiostatigraphiques du trias. — Notes Serv. Géol. Tunisie, 31, 5—23, Taf. 1—4, Tunisie 1969.
- SALAJ, J., BIELY, A. & BYSTRICKÝ, J.: Trias-Foraminiferen in den Westkarpaten. — Geolog. Práce, 42, 119—136, Tab. 1—4, Taf. 1—8, Bratislava 1967 a.
- Die Foraminiferen in der Trias der Westkarpaten. — Archives Sci., 19 (1966), 211—218, Taf. 1—2, Genève 1967 b.
- SASTRY, M. & MANGAIN, V.: The marin Mesozoic formations of India. A review. — Records geol. Surv. India, 101, pt. 2, 162—177, 7 Tab., Calcutta 1971.
- SCHLAGER, W.: Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in den triadischen Hallstätterkalken der Ostalpen. — Geol. Rdsch., 59, 289—308, 8 Abb., Stuttgart 1969.
- & SCHÖLLNERBERGER, W.: Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schicht-

- folge der Nördlichen Kalkalpen. — Mitt. geol. Ges. Wien, **66—67** (1973/74), 165—193, 2 Abb., Wien 1975.
- SEIBOLD, E.: Zur geologischen Bedeutung ozeanischer Strömungen. — Beih. geol. Jb., **80**, 207—224, Abb. 66—72, Hannover 1969.
- SIEVERTS-DORECK, H. & BIESE, W.: Supplementum ad Crinoidea triadica etc. — Foss. Catalogus, I, pars 88, 81 S., s'Gravenhage (Junk) 1939.
- SINGH, I. B.: Some thoughts on the Evolution of Himalaya and the Northern Limit of the Indian Shield. — Geol. Rdsch., **68**, 342—350, 1 Abb., Stuttgart 1979.
- SMITH, A. G.: Phanerozoic Equal-Area Maps. — Geol. Rdsch., **70**, 91—127, 30 Abb., Stuttgart 1981.
- SQUIRES, D. I.: A New Triassic Coral Fauna from Idaho. — Amer. Mus. Novitates, **1797**, 1—27, 53 Abb., 1 Tab., New York 1956.
- SSU, T. Y. & CHEM, K.: Revision of the Chingyen Triassic fauna from Kueichou. — Bull. geol. Soc. China, **23** (3—4), 129—138, Peking 1947.
- STANLEY, G.: Paleocology structure and distribution of Triassic coral buildups in Western North America. — Contrib. Univ. Kansas Paleont., **65**, 1—58, 11 Abb., 13 Tab., 10 Taf., Lawrence 1979.
- Triassic carbonate buildups of Western North America: Comparisons with the Alpine Triassic of Europe. — Riv. ital. Paleont. Strat., **85**, 877—894, 8 Abb., Milano 1980.
- STÖCKLIN, J.: Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia. — Mém. h. sér. Soc. géol. France, **8**, 1977, 333—353, 1 Taf., Paris 1977.
- Geology of Nepal and its regional frame. — J. geol. Soc. London, **137** (1), 1—34, 15 Abb., London 1980.
- STONELEY, R.: Evolution of the Continental Margins Bounding a Former Southern Tethys. — [In:] C. BURK & C. DRAKE [Hrsg.]: The Geology of Continental Margins, 889—903, 9 Abb., 1 Tab., Berlin etc. (Springer) 1974.
- Suess, E.: Die Entstehung der Alpen. — 168 S., Wien (Braumüller) 1875.
- Das Antlitz der Erde. — 3 Bde., Wien, Prag, Leipzig (Tempsky & Freytag) 1885—1909.
- SUN, D.-L.: Triassic Brachiopoda of China. — Riv. ital. Paleont., **85**, 1175—1188, 1 Abb., Maggio 1980.
- TAPPAN, H.: Foraminifera from the Arctic slope of Alaska. General Introduction and part 1. Triassic Foraminifera. — U. S. geol. Surv. Prof. Pap., **236 A**, 20 S., 2 Abb., 5 Taf., Washington 1951.
- TARAZ, H.: Geology of the Surmaq-Deh Bid Area, Abadeh Region, Central Iran. — Rep. geol. Surv. Iran, **37**, 148 S., 51 Abb., 17 Photos, 2 Beil.-Taf., Teheran 1974.
- TATZREITER, F.: Zur Stellung der *Himavatites columbianus* Zone (höheres Mittelnor) in der Tethys. — Schriftenr. erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss., **4**, 105—139, 7 Abb., 1 Tab., Taf. 1—4, Wien 1978.
- TEICHERT, C.: Marine Sedimentary Environments and their Faunas in Gondwana Area. — Mem. amer. Assoc. Petrol. Geol., **23**, 361—394, 10 Abb., Tulsa 1974.
- TIAN Qi-jun & MU, En-zhi: Crinoidea. S. 89—95, Taf. 50. [In:] CHEN Xiun, DING Daoheng et al.: Chinese marker fossils, Invertebrata, Bd. 1, Peking (Geol. Publ. House) 1955.
- TOLLMANN, A.: Die Faziesverhältnisse im Mesozoikum des Molasse-Untergrundes der West- und Ostalpen und im Helvetikum der Ostalpen. — Erdoel-Z., **79**, 41—52, 2 Abb., Wien—Hamburg 1963.

- Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. — XV, 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke) 1976.
- Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. — Mitt. österr. geol. Ges., 69 (1976), 291—351, 11 Abb., Wien 1978.
- TOZER, E. T.: Latest Lower Triassic Ammonoids from Ellesmere Island and North-Eastern British Columbia. — Bull. geol. Surv. Canada, 123, 45 S., 12 Abb., Taf. 1—8, Ottawa 1965.
- A Standard for Triassic Time. — Bull. geol. Surv. Canada, 156, 116 S., 23 Abb., 5 Tab., 10 Taf., Ottawa 1967.
- Triassic Time and Ammonoids: Problems and Proposals. — Canad. J. Earth Sci., 8, 989—1031, 1 Abb., 2 Tab., Ottawa 1971.
- Triassic Ammonoids: Geographic and Stratigraphic Distribution. — Syst. Assoc. Spec. vol., 18, „The Ammonoides“, [in:] M. R. HOUSE & J. R. SENIOR, 397—431, 5 Tab., London—New York (Acad. Press) 1980 a.
- Latest Triassic (Upper Norian) Ammonoid and Monotis faunas and correlations. — Riv. ital. Paleont., 85, 843—876, 2 Tab., Taf. 63, Maggio 1980 b.
- TRIFONOVA, E.: Foraminifera from the Upper Scythian in Northeastern Bulgaria. — Palaeont., Stratigr. and Lithol., 7, 15—34, 1 Tab., Taf. 1—4, Sofia 1977 a.
- Foraminiferen aus der Trias des Ostbalkans. — Paleont., Stratigr. and Lithol., 6, 47—64, Taf. 1—3, Sofia 1977 b.
- The Foraminifera Zones and Subzones of the Triassic in Bulgaria. I. Scythian and Anisian. — Geol. balcanica, 8 (3), 85—104, 2 Abb., Taf. 1—4, Sofia 1978.
- & ČATALOV, G.: Microfacies in the Triassic Calcareous Rocks from the Teteven Anticlinorium. I. Campilian-Anisian. — Paleont., Stratigr. u. Lithol., 2, 3—16, 4 Abb., Taf. 1—4, Sofia 1975.
- VINASSA DE REGNY, P.: Triadische Algen, Spongien, Anthozoen und Bryozoen aus Timor. — Paläontologie von Timor, 4. Lief., Teil 8, 73—118, 3 Abb., 1 Tab., Taf. 63—72, Stuttgart 1915.
- WANG, Y.-G. & HE G.-X.: Triassic Ammonoid Sequence of China. — Riv. ital. Paleont., 85, 1207—1220, Tab. 1, Maggio 1980.
- WANG, Z.-H.: Outline of Triassic Conodonts in China. — Riv. ital. Paleont., 85, 1221—1226, Maggio 1980.
- WANG, Z., LI, Z. et al.: Guide to a geological excursion to see the Triassic and Jurassic between Beibei of Chongqing and Hechuan, Sichuan. — 47 S., 4 Abb., 1 Tab., 24 Taf., Chengdu (Chengdu Inst. Geol. Min. Res.) 1979.
- WANNER, C. [Hrsg.]: Paläontologie von Timor. — 14 Bd., Stuttgart 1914—1924.
- WESTERMANN, G.: The Late Triassic Bivalve Monotis. — [In:] A. HALLAM [Hrsg.]: Atlas of Palaeobiogeography. — 251—258, 3 Abb., 1 Tab., Amsterdam (Elsevier) 1973.
- WIEDMANN, J.: Upper Triassic Heteromorph Ammonites. — [In:] A. HALLAM [Hrsg.]: Atlas of Palaeobiogeography. — 236—249, 3 Abb., 1 Tab., Taf. 1, Amsterdam (Elsevier) 1973.
- WU, W.-S.: Upper Triassic Hexacoralla from Northwestern Yunnan. — Mesozoic Fossils from Yunnan, China, vol. 2, 29—37, 5 Abb., Taf. 1—2, Peking (Sci. Publ. House) 1977.
- WURSTER, P.: Geologie des Schilfsandsteins. — Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, 33, 140 S., 57 Abb., 4 Taf., 15 Kt., Hamburg 1964.

- XING, Y., LIU, G. et al.: Stratigraphy of China (Abstract). — Second All-China Stratigraphic Congress 1979, 49 S., 1 Tab., Beijing (Chin. Acad. Geol. Sci.) 1979.
- YANG Tsun-yi & XU Gui-yong: Triassic Brachiopods of Central Gueizhou (Kueichow) Province, China. — 151 S., 89 Abb., Taf. 1—14, Peking (Industrie-Verlag) 1966.
- & LI, Z.-S.: Chronostratigraphic classification of the marine Triassic in China. — Riv. ital. Paleont., 85, 1157—1166, Maggio 1980.
- YIN, Hong-fu: Biostratigraphic problems on the Triassic of Kueichow Province, China. — Acta geol. Sinica, 42 (2), 153—184 (chin., S. 183f. engl. Summary), 7 Abb., 10 Tab., Taf. 1, Peking 1962.
- YIN, J. et al.: A Scientific Guidebook to South Xizang (Tibet). — 104 S., 27 Abb., 13 Tab., 1 Kt., Beijing (Acad. Sinica) 1980.
- ZAKHAROV, Y. D.: Geographical differentiation of Permian and Lower Triassic invertebrates and the main centres of ammonoid migration. — Riv. ital. Paleont., 85, 665—682, 6 Abb., 1 Tab., Maggio 1980.
- ZANINETTI, L.: Les Foraminifères du Trias. — Riv. ital. Paleont., 82, 1—258, 12 Abb., 3 Tab., Taf. 1—24, Milano 1976.
- , BROENNIMANN, P. & BAUD, A.: Microfacies particuliers et foraminifères nouveaux de l'Anisien supérieur de la coupe du Rothorn (Préalpes médianes rigides, Diemtigtal, Suisse). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, 465—498, 4 Abb., Taf. 1—11, Innsbruck (1972) 1973.
- ZARDINI, R.: Fossili di Cortina. Atlante degli echinodermi Cassiani (Trias medio-superiore) etc. — 29 S., 14 Abb., 22 Taf., Cortina d'Ampezzo (Foto Ghedina) 1973.
- ZHANG, Y. & GU, Y.: A brief introduction of the Triassic in Mojiang area, Western Yunnan. Guide-book of Geology. — 12 S., 3 Abb., 2 Tab., Yuxi/Yunnan (Team of the reg. geol. Survey Yuxi) 1980.

Tafelerläuterungen

Tafel 1

Spezifische Schichtglieder in der Nordrandentwicklung der Tethys Südchinas. Skyth.

- Fig. 1: Dünnschichtiger unterskythischer Kalk der Daye-Formation S Guiyang in der Provinz Guizhou (im Bild der Bearbeiter und unser lokaler Führer Dr. J.-Y. WEI).
- Fig. 2: Mudcracs in der unterskythischen Ton/Mergelkalkfolge am Longmen-Fluß 10 km W Emei in Sichuan.
- Fig. 3: Abflußkanalrinnen im oberskythischen Mergelkalk der Jialingjiang-Formation am Longmen-Fluß W Emei in Sichuan.
- Fig. 4: Ansicht der gleichen Kanal-Rinnenfüllung im Queranschnitt. Ebenda.

Tafel 2

Weitere spezifische Sedimentgesteinstypen im Skyth des Nordrandbereiches der südchinesischen Tethys.

- Fig. 1: Wurmspuren als häufiges Merkmal der unterskythischen Kalke der Daye-Formation S Guiyang in Guizhou.
- Fig. 2: Loadcasts im Oberskyth der Jialingjiang-Formation am Longmen-Fluß 10 km W Emei in Sichuan.
- Fig. 3: Rippelmarken in ebendiesen Schichten W Emei.

- Fig. 4: Negativbild der für bewegtes Seichtwasser typischen Mikrofazies des Oberskyth-Kalkes der Jialingjiang-Formation („Gute Hügel-Fluß“-Formation) SE Jiaobashi am Jialing-Fluß bei Beibe bei NNW Chongqing (= Tschunking). Bildlänge 2,5 cm.

Tafel 3

Typisch alpidische Schichtglieder im Nordstamm der Tethys Südchinas.

- Fig. 1: Wellig-schichtiger Oberskythkalk mit *Tirolites spinosus*, Yongningzhen-Formation, 2. Member, Yongningzhen, 60 km SW Anshun, Guizhou.
 Fig. 2: Saalfeldener Rauhwacke des untersten Anis, Guanling-Formation W Yongningzhen, 50 km SW Anshun.
 Fig. 3: Unteranisischer Wurstelkalk, Guanling-Formation, ebenda.
 Fig. 4: Reiflingerkalk (Shizishanjiao-Member der unteren Longtou-Formation), Oberanis, Löwenkopfbergfuß („Shizishanjiao“) bei Leidapo S Guiyang.

Tafel 4

Typisch alpine Schichtglieder im Nordstamm der Tethys Südchinas.

- Fig. 1: Negativbild (Länge 2 cm) des mikritischen Reiflinger Kalkes von Leidapo (vgl. Taf. 3, Fig. 4).
 Fig. 2: Lagunärer Algenlaminit des Wettersteindolomites im Vorland-zugewandten Teil des ladinischen Rifffkomplexes der Yangliujing-Formation, Ganyintang bei Longtou S Guiyang in der Provinz Guizhou.
 Fig. 3: Gleitstrukturen im Algenlaminit des ladinischen Wettersteindolomites der gleichen Lokalität, Seichtwasserfazies des mobilen Schelfrandes.
 Fig. 4: Onkoid im Wettersteindolomit des gleichen Komplexes.
 Fig. 5: Q- und S-Spalten mit Kalzitrasenfällung im Wettersteinsriffkalkkomplex im Riffbereich südlich der zuvor erwähnten Dolomit-Laminite. Longtou-Formation S Guiyang.

Tafel 5

Typisch alpine Schichtglieder im Nordstamm der Tethys Südchinas.

- Fig. 1: Negativbild der Bewegtwasserfazies des ladinischen Wettersteinsriffkalkes der Longtou-Formation bei Bangeng NW Luodian in der Provinz Guizhou (vgl. Abb. 2). Bildhöhe 15 mm.
 Fig. 2: Negativbild des Algen-Korallen-Riffkalkes (Wettersteinsriffkalkes) des Ganyintang-Members der Longtou-Formation E Leidapo S Guiyang. Bildhöhe 18 mm.
 Fig. 3: Negativbild der unterkarnischen „Trachycerasschichten“ mit *Traumatocrinus caudex* (DITTMAR), Bildlänge 23 mm. Fundpunkt wie Fig. 4.
 Fig. 4: Stielfragmente von *Traumatocrinus caudex* (DITTMAR) in den unterkarnischen „Trachycerasschichten“ des Wayao-Member der Falang-Formation W Yongningzhen, 65 km SW Anshun in der Provinz Guizhou. Bildlänge 7,5 cm.
 Fig. 5: „*Protrachyceras yongningzhensis*“ aus dem gleichen Schichtglied vom gleichen Fundpunkt. Bildlänge 9 cm. Diese Art ist nach L. KRYSZYK in die Gruppe des *Trachyceras aon* s. l. einzureihen und in das Jul 1 einstuftbar.

Tafel 6

Traumatocrinus caudex (DITTMAR) aus dem Unterkarn von Guizhou in Südchina.

- Fig. 1: Kronenteil dieser Art, die in China üblicherweise mit dem jüngeren Synonym *Traumatocrinus hsui* MU, 1949, bezeichnet wird. Allein schon auf Grund dieses Kronenteiles ist ersichtlich, daß es sich bei dieser Gattung nicht um ein Synonym von *Encrinurus* LAM. 1801, wie im „Treatise“, part T, vol. 2 (2), S. T 720 angegeben, handelt. Das aus Zhenfong County stammende, hier abgebildete Exemplar verdanken wir Herrn Dr. YUE Bing aus Kunming. Bildlänge 8,5 cm.
 Fig. 2: Stielteile der erwähnten Art im unterkarnischen Kalk des Wayao-Member der Falang-Formation 65 km SW Anshun. Tiefer angewitterte Stiele zeigen die für diesen Erhaltungszustand typische Gitterstruktur, die durch den Anschnitt des eng gescharten Kanalsystems zustande kommt. Bildlänge 11,5 cm.

Tafel 7

Die detritische Entwicklung in der Trias in Südchina.

- Fig. 1: Unterladinflysch der Bianyang-Formation in Bianyang 110 km S Guiyang, Provinz Guizhou.
- Fig. 2: Kontinentales Nor in Form der sandig-schiefrigen, kohleführenden Serie (links) nach Schichtlücke und Diskordanz durch die indosinische Phase über Aniskalk (rechts über Prof. Li Zi-Shun), Beibei NW Chongqing, Sichuan.
- Fig. 3: Massiger bis undeutlich dickbankiger kontinentaler norischer Sandstein der kohleführenden Xiaotangzi-Formation, 13 km NW Emei in Sichuan.
- Fig. 4—5: Durchdringungs-Kreuzschichtung (Gitterschichtung) mit unklarer Genese im kontinentalen norischen Sandstein der Xiaotangzi-Formation, gleiche Lokalität.

Tafel 8

Balanocrinus n. sp. a; juvenile Exemplare.

Die Zentralfelder der Fig. 1—12 veranschaulichen die fortschreitende Entwicklung der zentralen Crenulierung von kreisrunder Anordnung über fünfkantige und sternförmige Gruppierung bis zu der in der untersten Reihe gezeigten charakteristischen Auflösung zu fünf stabförmigen Spangen bei gleichzeitiger Herausbildung dreieckiger Fluren.

Fig. 1—4: 43 ×; Fig. 5—10: 32 ×; Fig. 11, 12: 21 ×.

Fig. 1, 5, 6, 10, 12: Norischer Hallstätterkalk (Lac 2 von Sutçulev S Egridir, Taurus, Türkei).

Fig. 2, 4: Rhätische Zlambachmergel vom Röschitzbach NW Mitterndorf, Salzkammergut, Österreich.

Fig. 3, 9: Placklesschichten (rhätische Zlambachschichten) vom Plackles, Hohe Wand, Niederösterreich.

Fig. 7: Rhätische Zlambachmergel der Fischerwiese bei Bad Aussee, Salzkammergut, Österreich.

Fig. 8, 11: Obsevatischer Hallstätterkalk vom Bihatibach bei Baun, W-Timor.

Tafel 9

Somphocrinus mexicanus PECK; oberkarnischer Hallstätterkalk (Tuval 1—2) vom Bihatibach bei Baun, W-Timor. Fig. 1, 2, 4, 8: 45 ×; Fig. 3: 40 ×; Fig. 6, 7, 10—13: 36 ×; Fig. 9: 52 ×.

Fig. 5, 8: Centralia von *Somphocrinus mexicanus mexicanus* PECK; Fig. 8 mit weggeätzter Spitze.

Fig. 1—4, 6, 7, 9: Centralia von *Somphocrinus mexicanus inflatus* (DONOFRIO & MOSTLER).

Die Figuren veranschaulichen einerseits die primäre Variationsbreite von wenig ausgebaucht und schmal (z. B. Fig. 1, 2, 6, 7) zu weit ausgebaucht und dick (Fig. 4, 9), wobei auch die relative Höhe der weitesten Ausbuchtung höher oder tiefer liegen kann, andererseits eine sekundäre vorgetauschte Variabilität in der Ausbildung der Spitze auftritt, was durch den Grad der Säureanätzung verursacht wird. Je nach fortgeschrittener Ätzung ist die Spitze völlig verschwunden, das Centrale erscheint unten gerundet (Fig. 2), oder leicht zugespitzt (Fig. 1, 3, 4), mit deutlicher kleiner Spitze (Fig. 9), oder sie ist noch mehr oder weniger erhalten geblieben (Fig. 6, 7). Wie an den Figuren überdies ersichtlich, kann auch der Ventralrand der Centralia mehrweniger stark weggeätzt sein.

Fig. 10: Primaxillare von *S. mexicanus*, von außen; breite Form — vergleichbar Fig. 23 bei PECK, 1948, Taf. 20.

Fig. 11: Primibrachiale von *S. mexicanus*, von außen (vgl. Fig. 32 bei PECK, 1948, Taf. 20).

Fig. 12: Radiale von *S. mexicanus*, von außen (vgl. Fig. 34 bei PECK, 1948, Taf. 20).

Fig. 13: Centrale von *S. mexicanus*; Dorsalteil weggeätzt, Ventralrand relativ gut erhalten, zeigt die breiten Ansatzflächen für die Radialia, in gleicher Höhe miteinander durch dünne Wände verbunden. Bei fortschreitender Anätzung oder Verwitterung werden diese dünnen Zwischenwände zuerst angegriffen (Fig. 8).

Tafel 10

- Fig. 1—3: *Palmalia* von *Osteocrinus rectus* (FRIZZELL & EXLINE); Fig. 1: 125 ×, Fig. 2, 3: 185 ×. Mergel des Oberanis in Cassianer Fazies. Leidapo 30 km S Guiyang, Provinz Guizhou, Südchina.

- Fig. 4: Centrale von *Somphocrinus mexicanus mexicanus* PECK mit abgewittertem Ventralrand; 22 ×.
Topotyp PECK, Karn von Sonora, Mexico.
- Fig. 5: Zweites Sekundibrachiale (SBr₂) von *Somphocrinus mexicanus mexicanus* PECK, breite Form (vgl. Fig. 9 bei PECK, 1948, Taf. 20); 30 ×. Oberkarnischer Hallstätter Kalk (Tuval 1—2) vom Bihatibach bei Baun, W-Timor.
- Fig. 6, 7: Primaxillaria von *Somphocrinus mexicanus mexicanus* PECK, breite Form (vgl. Fig. 23 bei PECK, 1948, Taf. 20), zum Vergleich: Fig. 6 aus Kalk mit Säure herausgelöst (siehe auch Taf. 8, Fig. 10), Fig. 7 geschlämmt.
- Fig. 6: Oberkarnischer Hallstätter Kalk (Tuval 1—2) vom Raschberg SE Bad Ischl, Salzkammergut, Österreich; 30 ×.
- Fig. 7: Topotyp PECK, Karn von Sonora, Mexiko; 20 ×.
- Fig. 8: Centrale von *Somphocrinus mexicanus mexicanus* PECK; 30 ×. Durch Säurelösung aus Kalk gewonnenes Exemplar mit z. T. weggeätzttem Ventralrand (Vergleich zu Fig. 4). Fundpunkt wie Fig. 6.
- Fig. 9—11: Armteile von *Somphocrinus mexicanus mexicanus* PECK; 30 ×. Fundpunkt wie Fig. 5.
- Fig. 9: Erstes Sekundibrachiale (SBr₁) von außen (vgl. Fig. 20 bei PECK, 1948, Taf. 20).
- Fig. 10, 11: Zweites Sekundibrachiale (SBr₂) von außen und innen, schmale Form (vgl. Fig. 22 bei PECK, 1948, Taf. 20).
- Fig. 12: Primaxillare von *Somphocrinus mexicanus mexicanus* PECK; 30 ×. Schmale Form wie Fig. 26 bei PECK, 1948, Taf. 20. Unterkarnische Cassianer Mergel von Tamarin NNE Cortina d'Ampezzo, Südtirol, Italien.

Tafel 11

- Fig. 1—5: *Meandrospira pusilla* (HO);
Oberskythischer Hallstätterkalk vom Bihatibach bei Baun, W-Timor. Ø = 0,1 mm und darunter.
- Fig. 6—8: *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ & PANTIĆ;
Oberanisischer Kalk vom Leidapo-Profil S Guiyang, Südchina.
Ø = 0,24; 0,18; 0,27 mm.
- Fig. 9: *Glomospirella sygmoidalis* (RAUSER-TSCHERNOUSSOWA); Fundort wie Fig. 6. Ø = 0,81 mm.
- Fig. 10: *Glomospirella semiplana* (KOCHANSKY-DEVIDÉ & PANTIĆ);
Fundort wie Fig. 6. Ø = 0,80 mm.

Tafel 12

- Fig. 1, 2: *Glomospira densa* (PANTIĆ); Oberanisischer Kalk vom Leidapo-Profil 30 km S Guiyang, Südchina. Ø = 0,70; 0,51 mm.
- Fig. 3, 4: *Glomospirella semiplana* (KOCHANSKY-DEVIDÉ & PANTIĆ); Fundort wie oben. Ø = 0,48; 0,73 mm.
- Fig. 5, 6: *Glomospirella sygmoidalis* (RAUSER-TSCHERNOUSSOWA); Fundpunkt wie oben. Ø = 0,58; 0,57 mm.
- Fig. 7—10, 11 oben links: *Diplotremina persublima* (KRISTAN-TOLLMANN); Ladinischer Wettersteinkalk von Bangeng NW Luodian, 120 km S Guiyang in Südchina. h = 0,32; 0,36; 0,31; 0,32 mm.
- Fig. 11 unten, 12: *Ammobaculites radstadtensis* KRISTAN-TOLLMANN; Fundpunkt wie Fig. 7. l = 1,23; 1,10 mm.

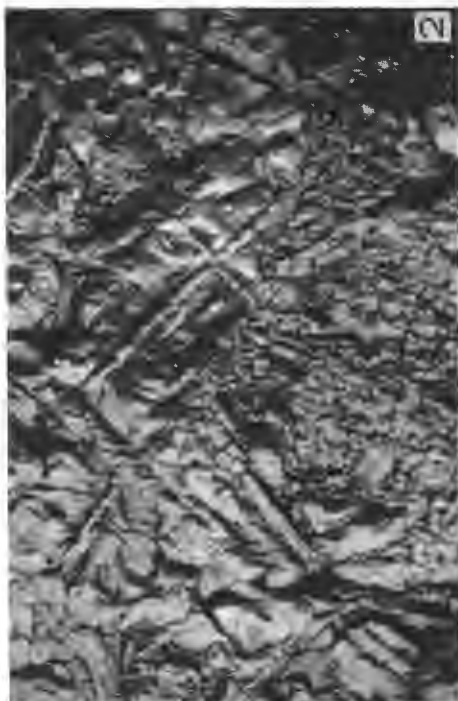
Tafel 13

- Fig. 1—5: *Triadosphaera radiata* (KRISTAN-TOLLMANN);
- Fig. 1—3: Norischer Hallstätterkalk vom Sommeraukogel W Hallstatt, Salzkammergut, Österreich.
- Fig. 4, 5: Oberkarnischer Hallstätterkalk (Tuval 1—2) vom Bihatibach bei Baun, W-Timor.

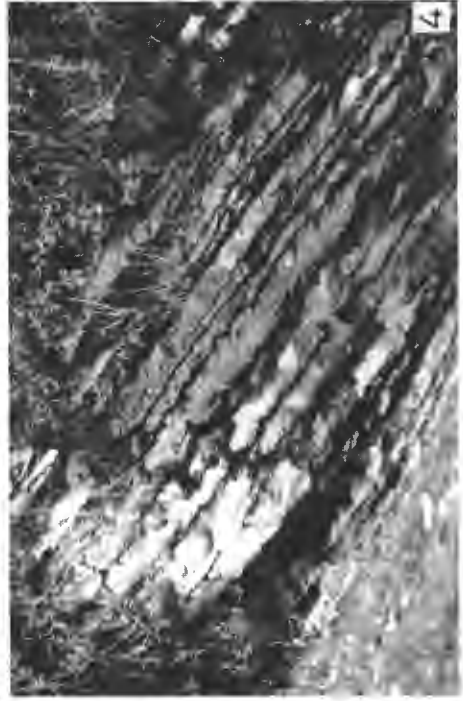
- Fig. 1: 270 × ; Fig. 2: 180 × ; Fig. 3: 200 × (vergleiche das gleichermaßen verwachsene Exemplar Abb. 1, Fig. 9 aus dem karnischen Hallstätterkalk vom Draxlehen-Steinbruch bei Berchtesgaden in E. KRISTAN-TOLLMANN 1972); Fig. 4: 220 × ; Fig. 5: 150 × .
- Fig. 6—9: *Diplostromina alloconica* KRISTAN-TOLLMANN;
- Fig. 6—8: Oberanisische Mergel in Cassianer Fazies vom Leidapo-Profil S Guiyang, Südchina. Fig. 6, 7: 100 × ; Fig. 8: 80 × .
- Fig. 9: Unterkarnische Cassianer Mergel N Passo di Giau, SW Cortina d'Ampezzo, Südtirol, Italien; 70 × .

Tafel 14

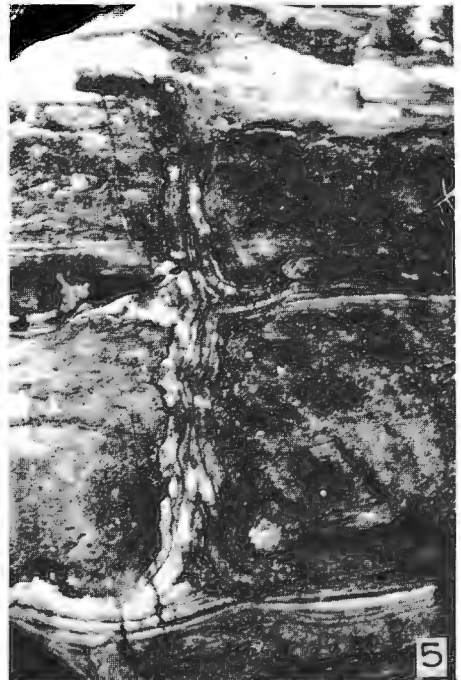
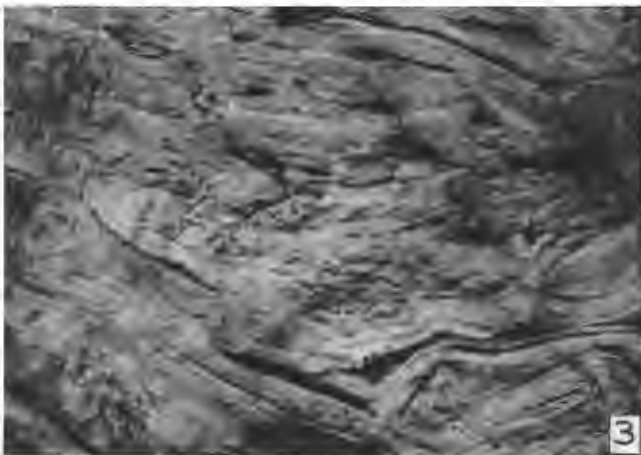
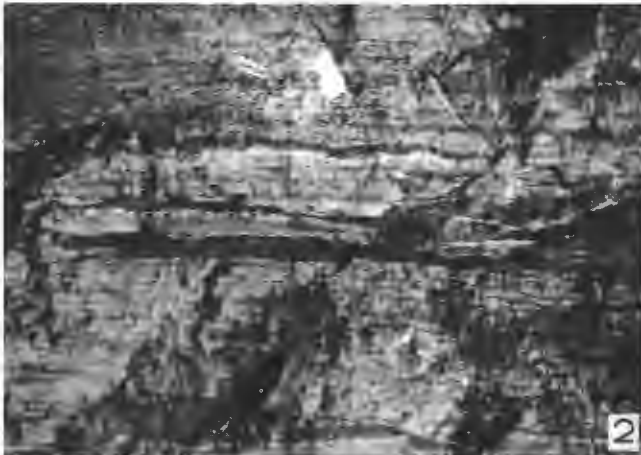
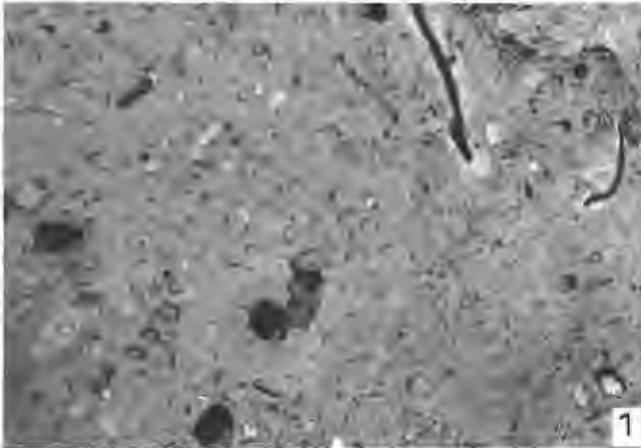
- Fig. 1—8: *Variostoma helictum* (TAPPAN); Sevatischer Hallstätter Kalk vom Bihatibach bei Baun, W-Timor. Breiten: 0,71 ; 0,64 ; 0,43 ; 0,59 ; 0,85 ; 0,62 ; 0,91 ; 0,57 mm.

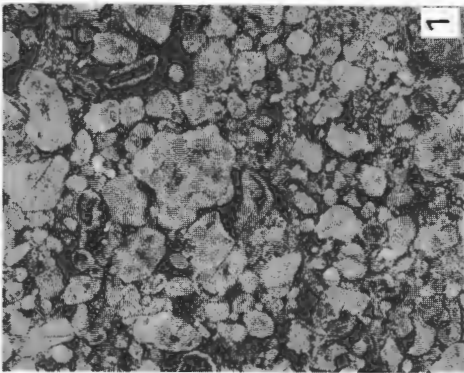


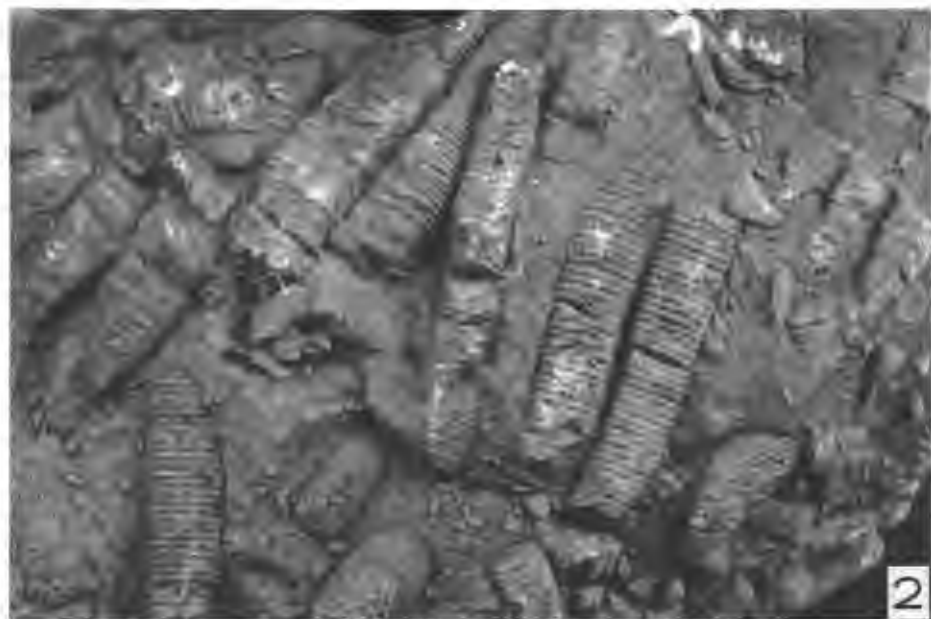




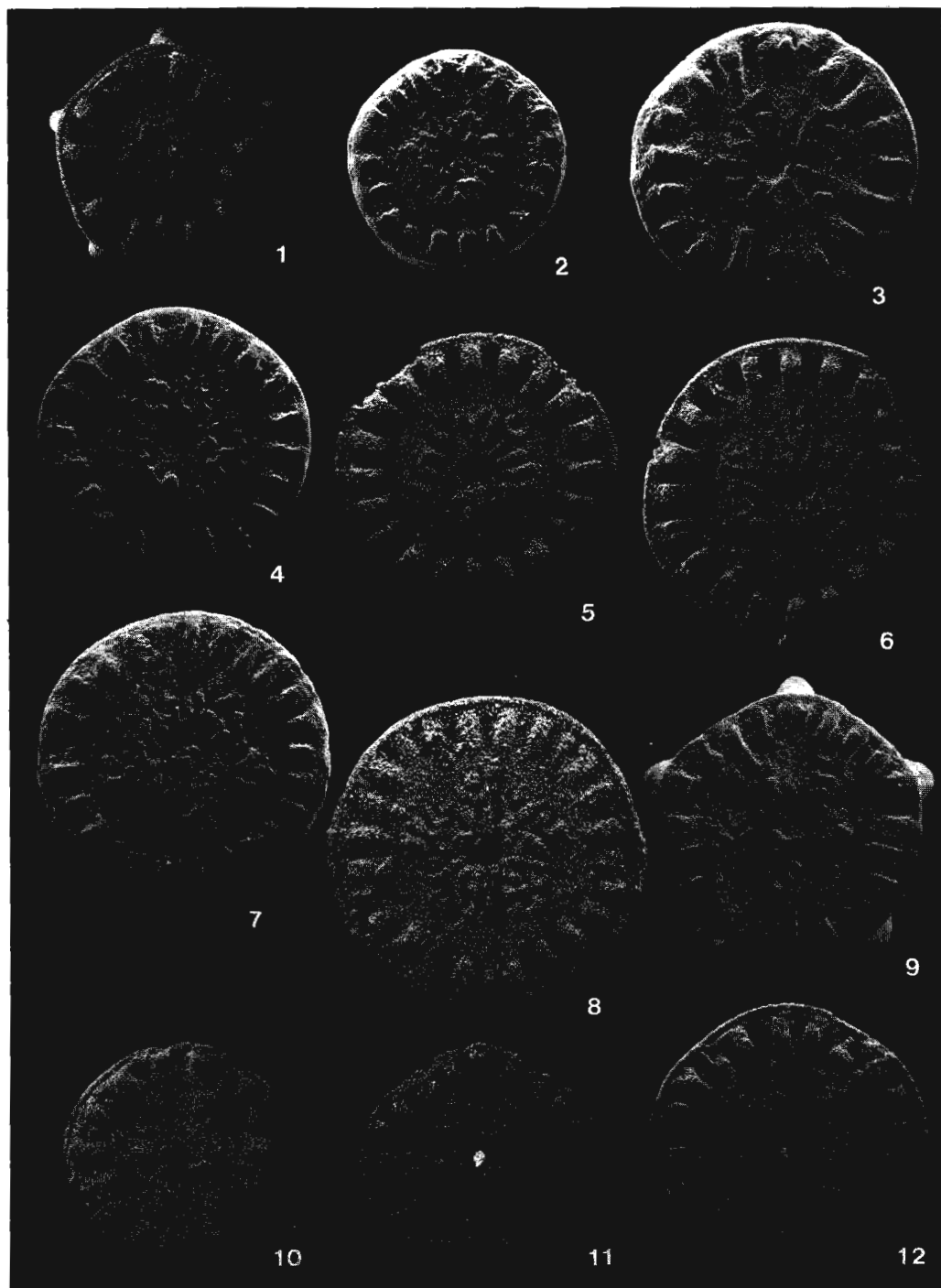
TAFEL 4

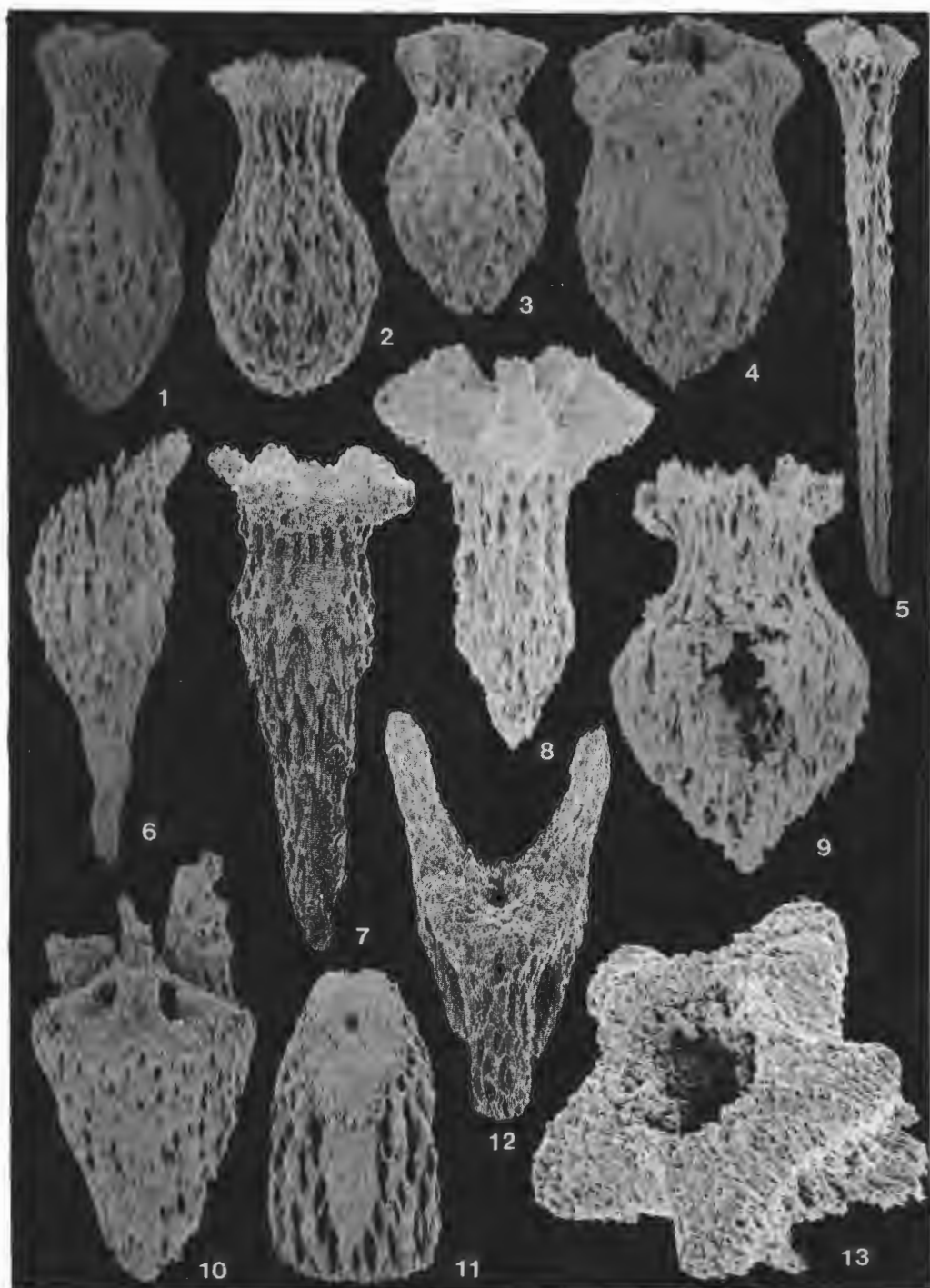


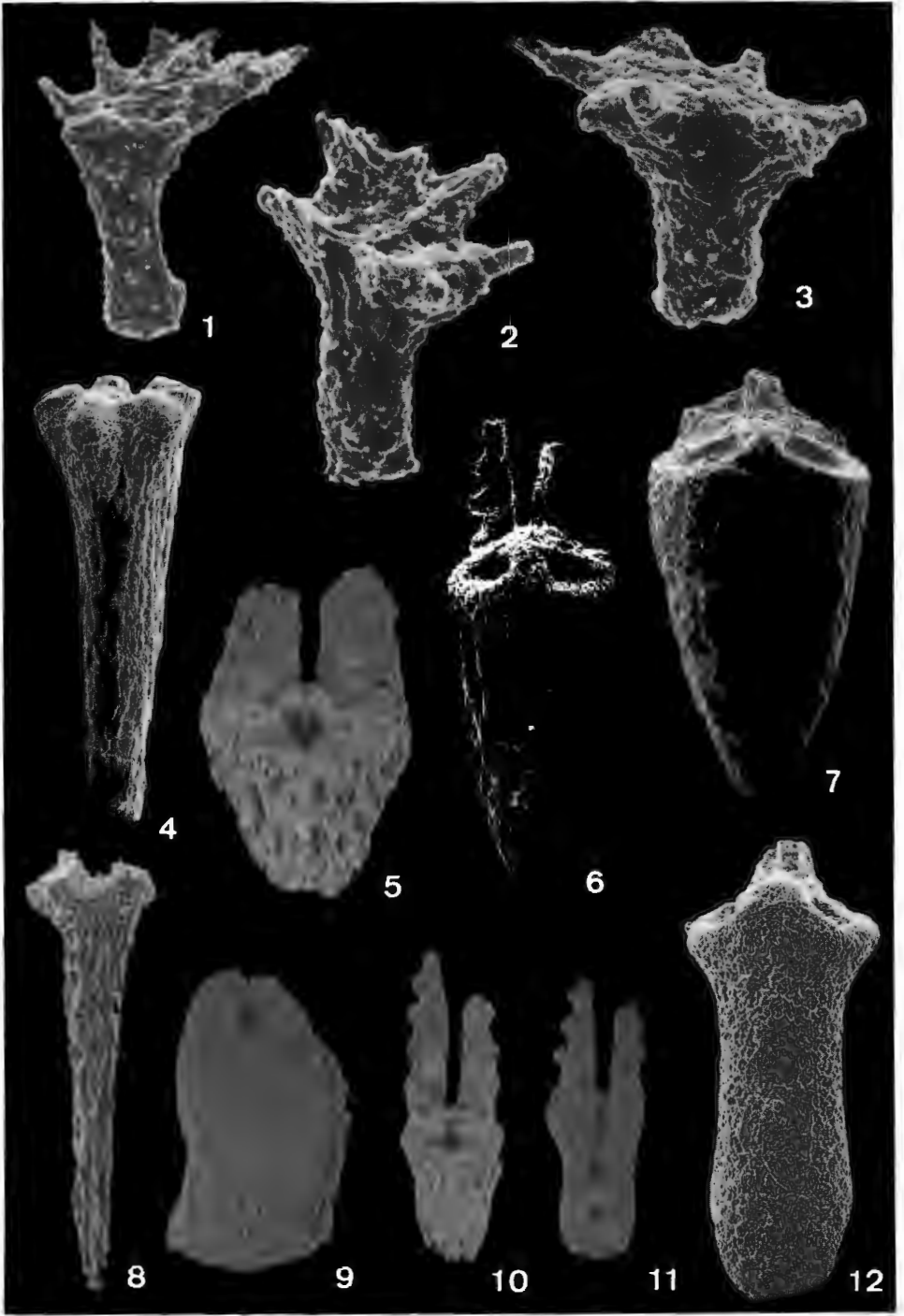


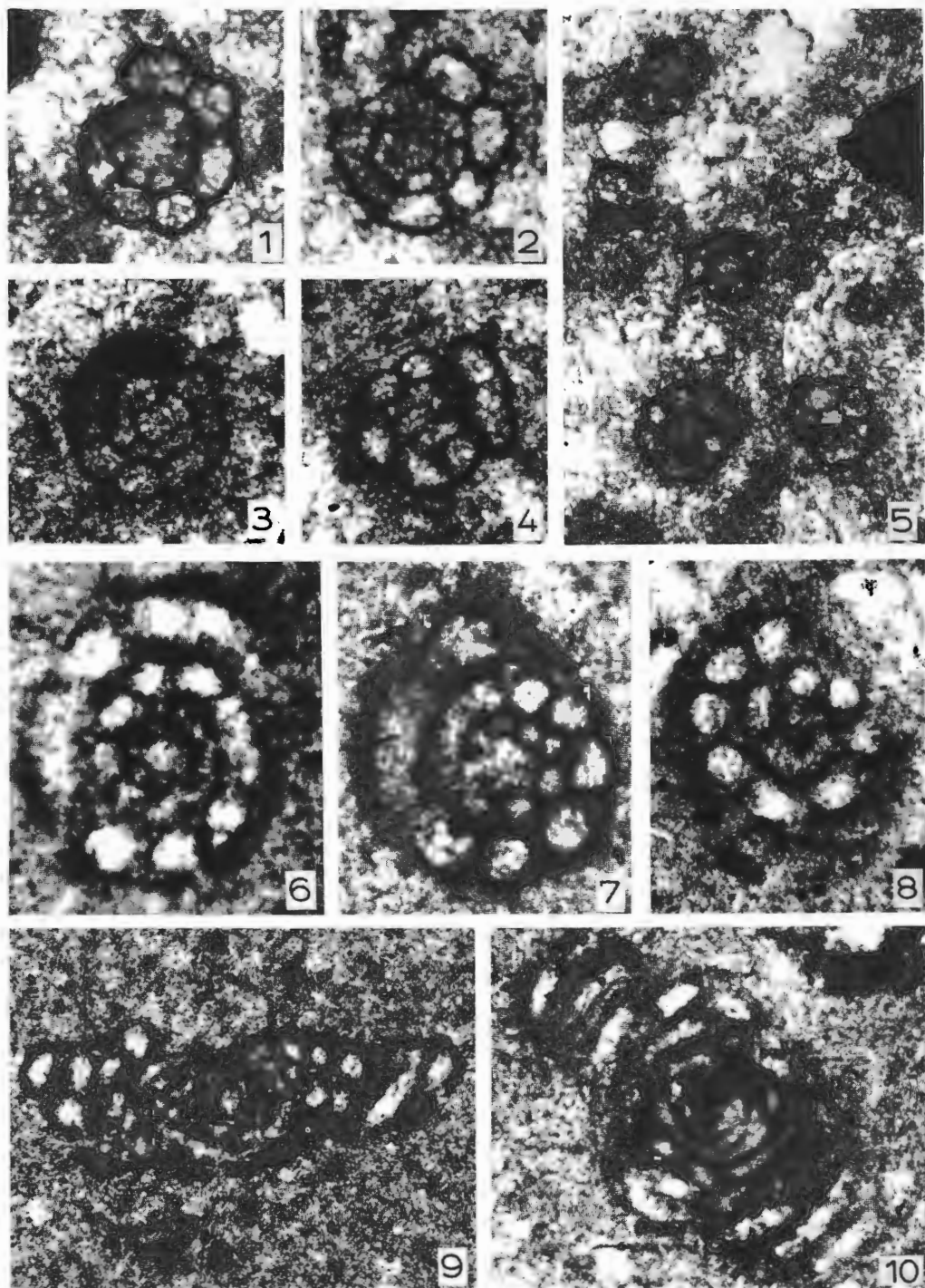




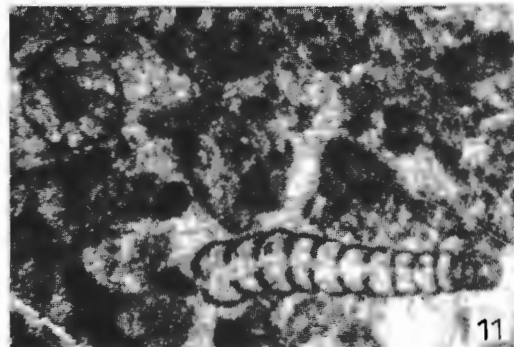
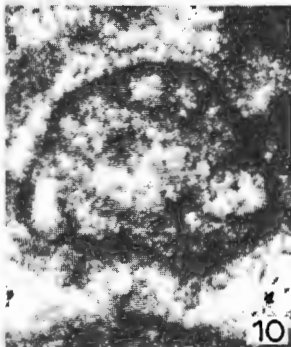
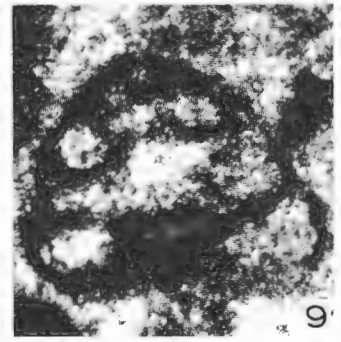
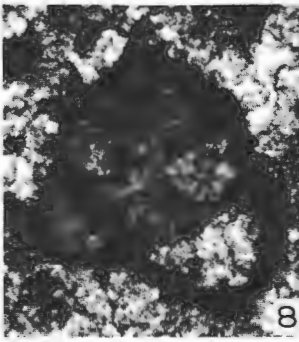
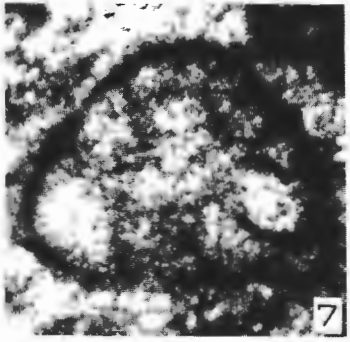
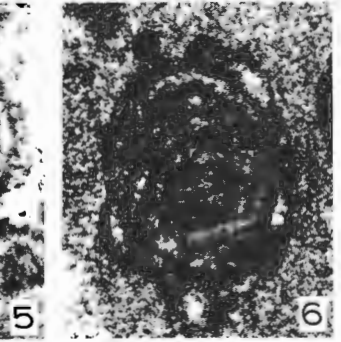
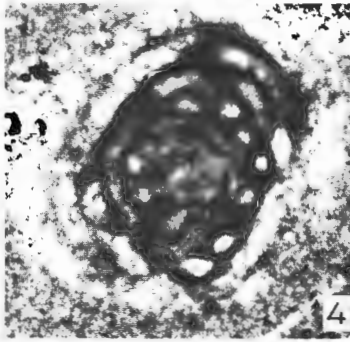
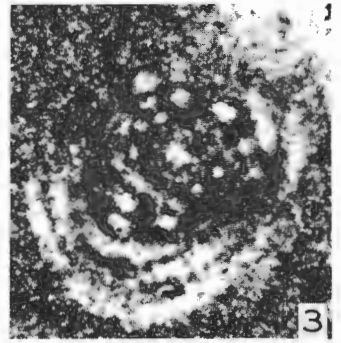
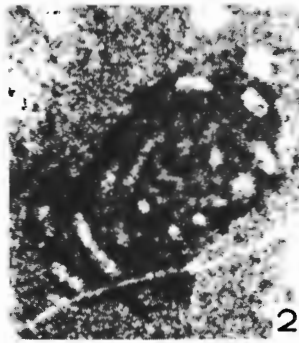
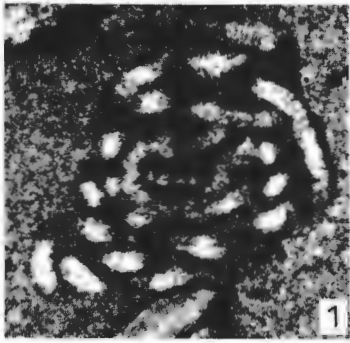


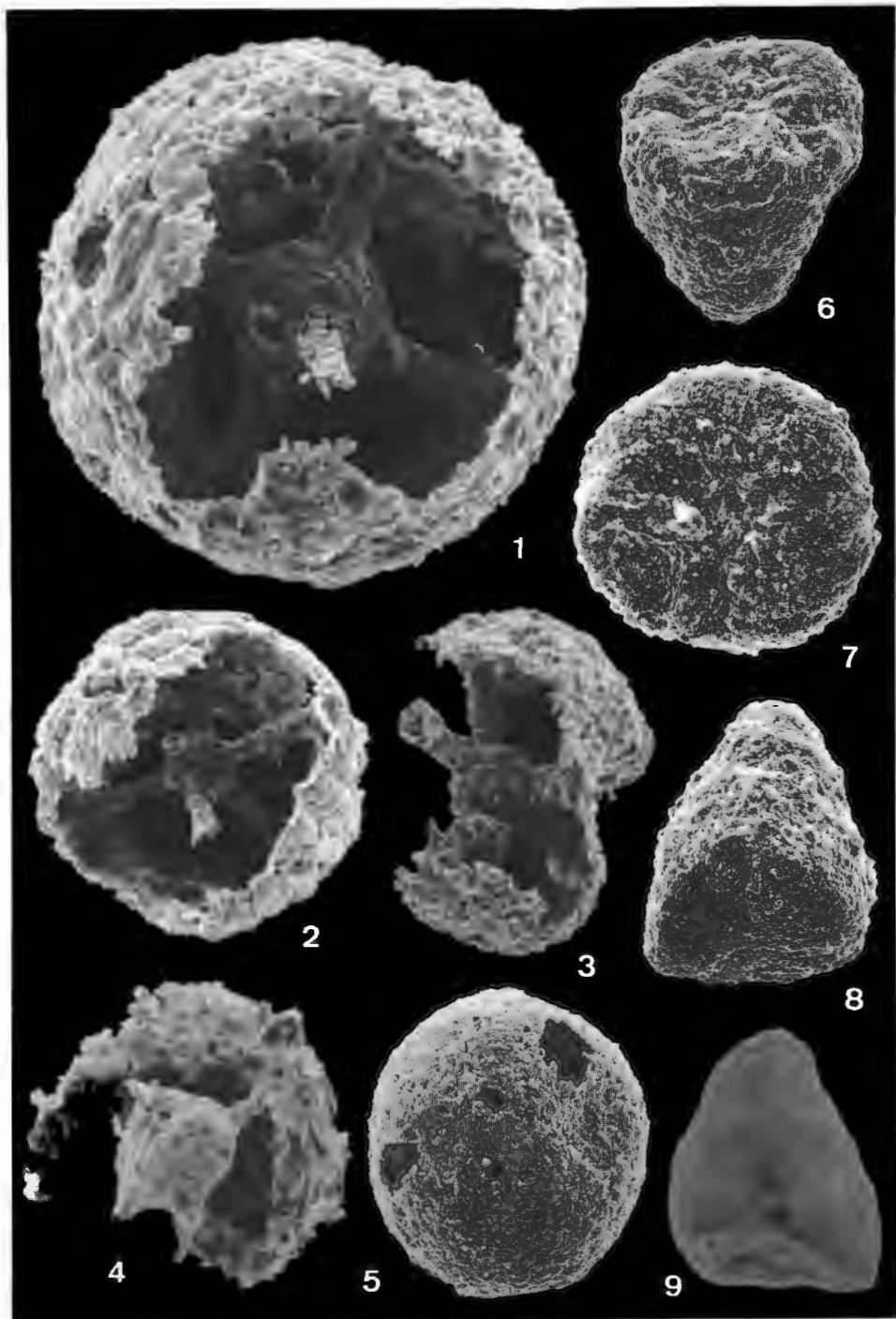


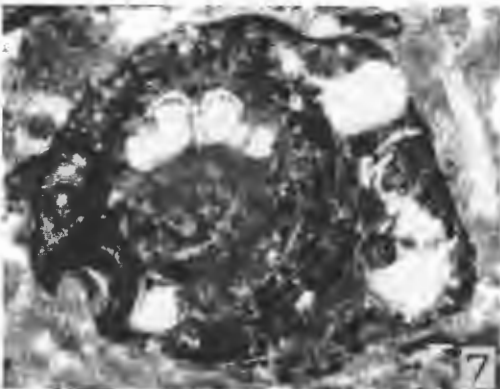
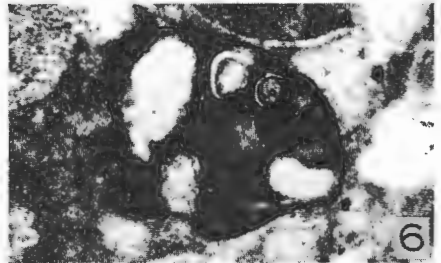
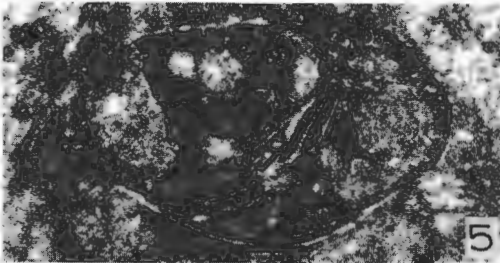
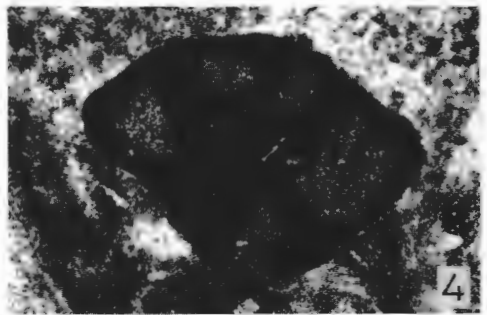
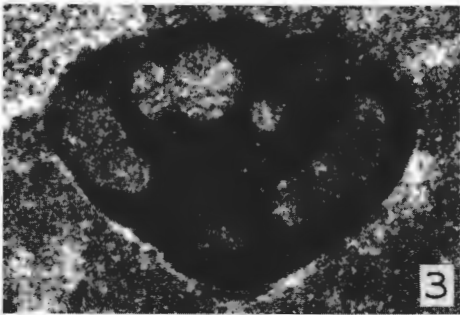
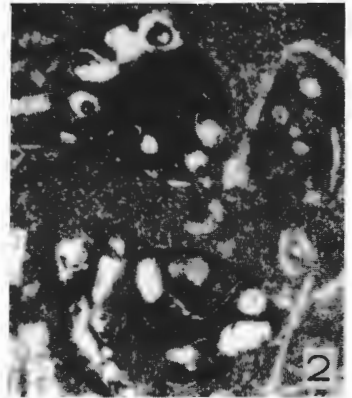
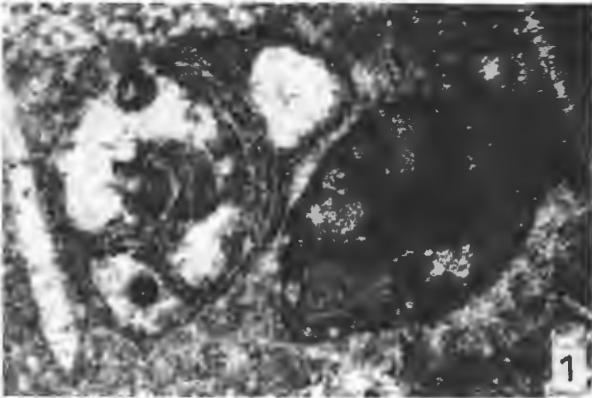




TAFEL 12







Veröffentlichung des Österreichischen Nationalkomitees für das
International Geological Correlation Programme Project Nr. 73/I/4.
Triassic of the Tethys Realm

**Das Epidaurus-Profil (Griechenland) — ein Beitrag zur
Conodonten-Standardzonierung des tethyalen Ladin und Unterkarn**

Von L. KRYSZYN*)
4 Abb. und 8 Tafeln

Inhalt

Abstract	231
Einleitung	232
Stratigraphie	232
Conodontenfauna	234
Material	234
Systematik	234
Conodontenzonen	243
Stufengrenzen und Conodontenstratigraphie	249
Anis/Ladin	250
Ladin/Karn	253

Abstract

From the continuously ammonoid bearing and thus stratigraphically well-controlled Hallstatt limestone sequence of Epidaurus (Greece) a conodont zonation covering the Ladinian and the Lower Karnian is established. This subdivision is based on the study of twenty species of platform conodonts, with one of them (*Gondolella eotrammeri* n. sp.) newly described. All zonal guides are plotted on a range chart and allmost all are illustrated by plates.

Of the 8 zones established two are attributed to the Upper Anisian, four of them to the Ladinian and two to the Lower Karnian. Additionally, some of the zones have been further subdivided by subzones which however, are considered of less stratigraphic importance. The basic philosophy of the proposed scheme is a more or less contemporaneous correlation between ammonoid and conodont zones. Concerning major boundaries (stage and substage level) this goal has mostly been achieved. Most of the zones are defined by the first appearance of the nominate species, only one is identified by the extinction of a certain species. The following events are used for defining the base of the zones:

eotrammeri-zone: appearance of *Gondolella eotrammeri* n. sp.

trammeri-zone: appearance of *Gondolella trammeri*; this datum plane correlates well with the beginning of gondolellids with forward-shifted basal cavity (group of *G. pseudolonga*/*G. excentrica*).

hungarica-zone: appearance of "*Epigondolella*" *hungarica*, the ancestor of the "*E.*" *mungoensis* lineage.

*) Doz. Dr. Leopold Krystyn, Institut für Paläontologie der Universität Wien, A-1010 Wien, Universitätsstraße 7/II.

mungoensis-zone: appearance of "*Epigondolella*" *mungoensis*.
diebeli-zone: appearance of "*Epigondolella*" *diebeli*.
tadpole-zone: appearance of *Gondolella polygnathiformis*.
auriformis-zone: appearance of *Gondolella auriformis*.
polygnathiformis-zone: extension of *Gladigondolella tethydis*.

Major stratigraphic boundaries correlate to the zonation as follows:
Anisian — Ladinian stage boundary between *eotrammeri*- and *trammeri*-zone;
Ladinian — Karnian stage boundary between *diebeli*- and *tadpole*-zone.

Einleitung

Conodonten sind im Hallstätterkalk von Epidaurus überaus häufig vertreten, und zwar durchgehend vom Mittelanis bis ins untere Nor (vgl. BENDER 1970, KRYSZYN & MARIOLAKOS 1975). Dieser für die alpin-mediterrane Trias eher ungewöhnliche Fall einer so lange anhaltenden Beckenfazies ist ein Grund für die Bedeutung des Profiles. Der zweite liegt im Ammonitenreichtum der Lokalität begründet, und hat immer wieder dazu beigetragen, das Interesse der Paläontologen (FRECH 1907, RENZ 1910, PELOSIO 1973) zu wecken. Primäres Ziel dieser Arbeit ist es, aufbauend auf einer neuen und stark verfeinerten Ammonitengliederung (KRYSZYN & TATZREITER, in Vorbereitung) 1) die im Profil vertretenen Plattform-Conodonten in ihrer vertikalen Reichweite präzise zu erfassen und 2) eine direkt mit der Cephalopodenstratigraphie korrelierte Conodonten-Zonierung zu entwerfen — gewissermaßen die mitteltriassische Fortsetzung jener für die alpine Obertrias weitgehend abgeschlossen Untersuchungen (KRYSZYN 1980).

Die im Rahmen des IGCP-Projektes 73/I/4 „Triassic of the Tethys Realm“ durchgeführten und vom österreichischen Nationalkomitee für das IGCP (Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung) finanzierten Untersuchungen in Epidaurus sind eine Weiterführung der 1972—1975 begonnenen Arbeiten. Sie wurden 1979 und 1980 gemeinsam mit Dr. P. GAITANAKIS (Athen, Institute of Geology and Mineral Exploration) und Dr. F. TATZREITER (Wien) durchgeführt, mit denen die detailstratigraphische bzw. makropaläontologische Bearbeitung des Profiles derzeit erfolgt. Zwei Personen gilt mein besonderer Dank: Herrn Prof. Dr. H. ZAPPE, Leiter des IGCP-Projektes 73/I/4, für die Bereitstellung der benötigten Geldmittel und Herrn Dir. Dr. J. BORNOVAS (IGME, Athen) für die Erlangung der offiziellen Erlaubnis zur Durchführung der Geländearbeiten in Griechenland.

Viele der angeschnittenen stratigraphischen und systematischen Fragen wurden gemeinsam mit Dr. S. KOVACS (Budapest) während eines mehrwöchigen intensiven und fruchtbringenden Gedanken-austausches einer Klärung nähergebracht. Herr Dr. P. MIETTO (Pisa) und Herr Dr. K. BUDUROV (Sofia) machten mir Vergleichs- bzw. Typenmaterial zum Studium zugänglich, wofür ich ihnen danken möchte. Die Reinzeichnung der Abbildungsvorlagen besorgte Herr N. FROTZLER, die Fotos fertigte Herr Ch. REICHEL an (beide Institut für Paläontologie der Universität Wien). Die Stereoscan-Aufnahmen wurden am Institut für Paläontologie der Universität Wien gemacht.

Stratigraphie

Bezüglich des letzten in der Literatur festgehaltenen Bearbeitungsstandes sei auf KRYSZYN & MARIOLAKOS 1975 verwiesen. Dort wird erstmals auf die große Bedeutung des Epidaurus-Profiles für die Fragen der Anis/Ladin-Grenzziehung und der Zonengliederung des Ladin hingewiesen. Die inzwischen fortgesetzten Untersuchungen haben die damals ausgesprochenen Erwartungen (op. cit., S. 185) voll bestätigt und für den Zeitraum des obersten Anis und Ladin nicht weniger als 21 ammonitenführende Lagen erbracht, die in 6 Zonen gruppiert werden (vgl. Abb. 3).

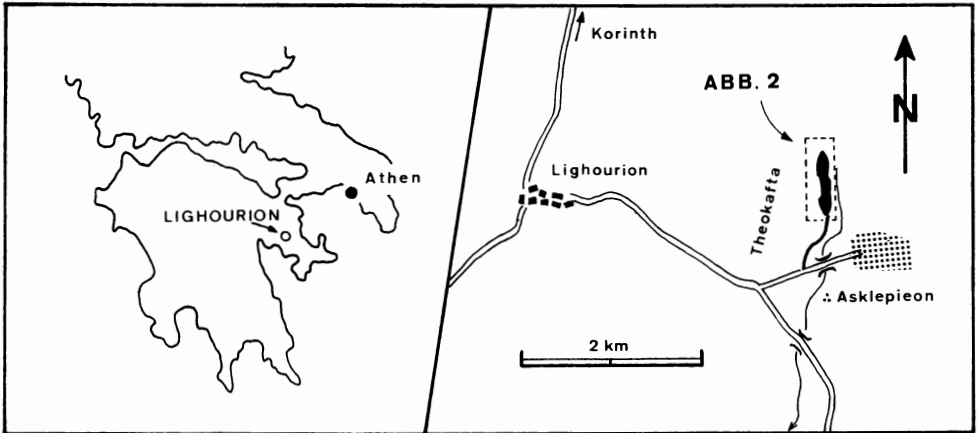


Abb. 1. Topographische Lageskizze der Hallstätterkalk-Linse von Epidaurus (aus KRYSSTYN & MARIOLAKOS 1975).

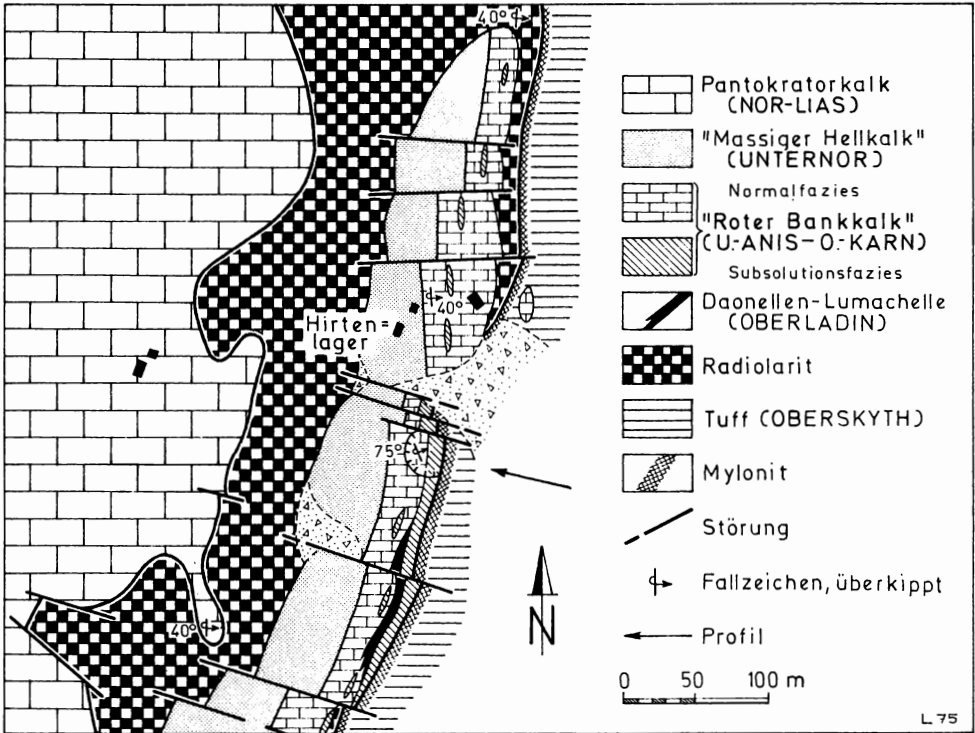


Abb. 2. Geologische Karte der Hallstätterkalk-Linse von Epidaurus mit Lage des Steinbruches und des A-Profiles (aus KRYSSTYN & MARIOLAKOS 1975). Die Deutung der Linse als Gleitscholle wurde inzwischen von BAUMGARTNER 1981 bestätigt, der mittel- bis oberjurassische Radiolarien im umgebenden Radiolarit nachweisen konnte.

Näheres über die Grundlagen dieser Gliederung (Zonen-Definition, Benennung, Ammonitenfauna, Reichweite der Arten, Faunenschnitte, Korrelation) soll einer nun in Vorbereitung befindlichen Arbeit (GAITANAKIS, KRYSYTN & TATZREITER) vorbehalten sein, die wegen des umfangreichen Datenmaterials (u. a. 2.500 Ammoniten) noch nicht abgeschlossen ist. Die hier neu verwendeten Begriffe seien im folgenden kurz skizziert:

1) *Parakellnerites*-Zone (= *Kellnerites*-Zone sensu KRYSYTN, manuscr.) = Avisianus-Zone (vgl. ASSERETO 1969) = Polymorphus-Zone (RIEBER 1973) = Reitzi-Zone (sensu MOJSISOVIC 1882).

2) *Nevadites*-Zone: Reichweite der Gattung *Nevadites* entsprechend (informell).

3) Gredleri-Zone: nach *Protrachyceras gredleri* (MOJS., 1882) benannt; Fauna bislang in die Archelaus-Zone einbezogen.

4) Regoledanus-Zone: nach „*Paratrachyceras*“ *regoledanum* (MOJS., 1882) benannt, entspricht der „*Frankites sutherlandi*-Zone der Tethys“ (vgl. KRYSYTN & GRUBER 1974).

5) Zur Festlegung der Anis-Ladin-Grenze vgl. Diskussion S. 250.

Conodonten-Faunen

Material

Die Hallstätter Fazies zeichnet sich generell durch Conodonten-Reichtum aus, eine auch im Epidaurus-Profil bestätigte Erfahrung. Von den insgesamt mehr als 70 entnommenen Proben (1972: 27, 1974: 18 und 1979/80: 37) erwies sich nur eine als leer. Das Verhältnis zwischen den im folgenden nicht näher berücksichtigten Astform- und den allein untersuchten Plattform-Conodonten ist relativ variabel, doch überwiegen letztere meist deutlich. Alle Proben zusammen enthielten über 3000 Exemplare von Plattform-Elementen.

Primär wurde durchschnittlich zwischen 1 und 1,5 kg Gesteinsmaterial pro Bank aufgelöst, in dem max. 400 und min. 30 Plattform-Conodonten enthalten waren. Da einen beträchtlichen Teil dieser Zahl (30—80%) die feinstratigraphisch unbedeutende Gattung *Gladigondolella* stellte und andererseits die für jede ladinische Conodontenzonierung benötigten „*Epigondolella*“-Arten sich als sehr selten erwiesen (vgl. Tab. 1), mußten im Bereich stratigraphischer Schlüsselpositionen zusätzliche Großproben von ca. 3—5 kg Gestein entnommen werden. Wenn trotz solcher Mengen dann nur 1 oder vielleicht 2 Exemplare der leitenden Conodontenart in einer Probe enthalten sind — wie z. B. „*E.*“ *hungarica* in A 6/1 bzw. „*E.*“ *mungoensis* in A 9) — kann dieses Ergebnis letztlich für fundierte Zonengrenzen nicht als voll befriedigend angesehen und empfohlen werden. Es wird sicherlich eine Reihe weiterer einschlägiger Untersuchungen bedürfen, um die anschließend vorgestellte Gliederung als möglichen Standard für das Ladin zu untermauern.

Systematik

Entsprechend der primär stratigraphischen Zielsetzung der Arbeit strebt dieses Kapitel keine ausführliche systematische Beschreibung der rund 20 im Profil festgestellten Arten von Plattform-Conodonten an. Vielmehr sind die meisten davon in der Literatur oftmals abgebildet und beschrieben, und es sei gestattet, in diesem Zusammenhang auf z. B. erst kürzlich erschienene Publikationen von

KOVACS & KOZUR (1980 a, b) bzw. auf den im Druck befindlichen Trias-Plattform-Conodonten-Katalog (KOVACS & al.) zu verweisen. Ergänzende Hinweise sind hingegen nach Meinung des Autors bei einer Reihe von Arten bezüglich ihrer Grenzen und in direkter Abhängigkeit davon ihrer vertikalen Reichweiten nötig. Besonders die zuletzt in der Literatur morphologisch sehr unterschiedlich interpretierten Arten des *Gondella excelsa*-Stockes (*G. foliata* s. str., *G. tadpole*, *G. polygnathiformis*) bedürfen dringend einer systematischen Klärung, schon im Hinblick auf ihre stratigraphische Bedeutung. Das Epidaurus-Material ist ferner geeignet, die verschiedentlich (vgl. KOZUR 1980b) bezweifelte Entwicklungs-Phase eines unterkarnischen „*Epigondolella*“-Ablegers zu bestätigen.

Zweck der folgenden Zeilen ist somit — neben der Beschreibung der neuen Art *Gondolella eotrammeri* n. sp. — vorrangig eine Revision jener Taxa, welche für die vorgeschlagene Conodontenzonierung als Indexformen geeignet scheinen. Diese Revision erfolgt großteils mit Hilfe der im Epidaurus-Profil erzielten Informationen, doch sind auch altersgleiche Conodontenfaunen aus den alpinen Hallstätterkalken (Salzkammergut, Österreich) und natürlich Typenmaterial in die Untersuchungen einbezogen worden. Die abgebildeten Conodonten werden in der Mikropaläontologischen Sammlung des Institutes für Paläontologie der Universität Wien unter der Nr. 1101 aufbewahrt.

Gondolella cf. *constricta* MOSHER & CLARK
Taf. 5, Fig. 3

Unter dieser Art werden schlanke, elongate Gondolellen mit niedriger Carina und spitzem oder eingeschnürtem Plattform-Hinterende zusammengefaßt, die eine endständige Basalgrube mit terminal rund umschließendem Kiel besitzen. Die wenigen, fast nie adulten Exemplare erlauben keine weitergehende Identifizierung.

Gondolella cf. *pseudolonga* KOVACS, KOZUR & MIETTO, 1980

Zu dieser erst kürzlich beschriebenen Art stelle ich einige wenige nur in der *Nevadites*-Zone gefundene Conodonten. Sie sind im Plattform-Umriß *G. constricta* sehr ähnlich und unterscheiden sich von dieser hauptsächlich durch die etwas vorverlegte Basalgrube und den nach hinten verlängerten, am Ende deutlich sigmoid hochgezogenen Kiel. Die gleichen Eigenschaften treten übrigens bei *Gondolella excentrica* (BUDUROV & STEFANOV) auf, was als zeitgleiche Parallelentwicklung in verschiedenen Faziesräumen gedeutet wird (vgl. S. 246).

Gondolella cf. *bakalovi* BUDUROV & STEFANOV
Taf. 5, Fig. 4

Diese nur durch wenige Exemplare in einer oberladinischen Probe (A14) repräsentierte Art gehört einem bislang nur aus der „Balkaniden Conodonten-Provinz“ (sensu BUDUROV) beschriebenen Typ an, der eine noch weiter vorverlegte, fast *Gladigondolella*-artige Basalgrube besitzt. Die vorliegenden Stücke sind wahrscheinlich nicht mit *G. bakalovi* ident, sondern wohl eine „pelagische“ Parallelentwicklung zu dieser.

Gondolella cf. szaboi KOVACS, 1983

Taf. 1, Fig. 1—4

Die hier abgebildeten Exemplare stimmen nicht direkt mit der von KOVACS (1983) — im gleichen Band — beschriebenen *Gondolella szaboi* überein, sondern unterscheiden sich etwas in der Form der seitlich nicht so steil aufgerichteten Plattformränder. Umriß der Plattform, sowie Biegung und Form der Carina sind ansonsten sehr ähnlich. KOVACS (op. cit.) bildet mehrere Stücke ab, die alle dieses unterschiedliche Merkmal in gleicher Weise zeigen. Trotzdem scheint mir zum gegenwärtigen Zeitpunkt eine artliche Abtrennung der Epidaurus-Formen nicht geraten, umso mehr, als keine nennenswerten Altersunterschiede zwischen beiden Populationen bestehen dürften.

Gondolella eotrammeri n. sp.

Taf. 2, Fig. 1—4, Taf. 3, Fig. 2

Derivatio nominis: Vorläufer von *Gondolella trammeri*

Holotypus: Original zu Taf. 2, Fig. 4 (PIW 1101/4)

Locus typicus: Steinbruch bei Epidaurus (Profil A)

Stratum typicum: Hallstätterkalk, Bank A 3/2 (*Parakellnerites*-Zone)

Material: 150 Exemplare

Diagnose: Mittelgroße, in Seitenansicht leicht gebogene *Gondolella* mit gleichmäßig breiter, flacher, plump wirkender Plattform. Das Plattform-Hinterende ist im juvenilen Stadium zugespitzt, im mittleren kurz und im Adultstadium breit gerundet. Die subparallelen Plattformränder sind leicht gewölbt und über die gesamte Länge mit einer deutlichen Grübchenskulptur bedeckt. Die Carina ist mäßig hoch, bogenförmig mit der größten Höhe in der Mitte; in Seitenansicht überragt sie immer den Plattformrand. Die Zähne sind an der Basis verwachsen und nur die Spitzen isoliert, wobei im Adultstadium die hintere Hälfte der Zahnreihe eine Tendenz zur Verschmelzung aufweist. Der deutlich entwickelte Hauptzahn liegt zumeist als letzter, seltener als vorletzter Zahn in subterminaler Position und wird vom Plattformende durch eine schmale Leiste getrennt. Der Kiel ist eng bis mäßig breit, hoch und terminal etwas erweitert. Die breite Basalfurche mündet in eine ovale, sich stark ausweitende Basalgrube.

Beschreibung: Eine langgestreckte, fast immer symmetrische Form, deren Plattform eine deutliche ontogenetische Differenzierung zeigt. Sie ist bis in mittlere Stadien schmal und nach hinten zugespitzt; im Adultstadium wird sie breit, mit einem gut gerundeten Hinterende, und setzt mit einem kurzen sich rasch erweiternden Plattformansatz direkt am Vorderende ein. Durch die nur wenig aufgewölbten, vorne wie hinten sehr weiten Plattformränder ist die adulte Plattform flach, breit und im Umriß subparallel. Die Carina ist vom juvenilen bis ins subadulte Stadium hoch, bogenförmig, dabei vorne am höchsten, und mit bis zu 12 deutlich individualisierten, kräftigen, an der Basis verwachsenen Zähnen versehen. Der terminale, direkt am Hinterende der Carina gelegene Hauptzahn fällt nicht durch die Höhe — er überragt keineswegs die vor ihm stehenden Zähne —, sondern nur durch die etwas größere Breite auf. Im Adultstadium wird die Zahnleiste in Relation zu ihrer Länge niedriger und besteht aus 12—14 Zähnen, die in der

	A3/1	A3/2	A4/1	A4/2	A5/1	A5/2	2 kg A6/1	4 kg A6/2	2 kg A6/3	2 kg A7	2 kg A8	4 kg A9	2 kg A10	A11	A12	2 kg A13	2 kg A14	2 kg A15	A16	A17	A18	2 kg A19	2 kg A20	A21	A22	A23	A24	A25	A26	A27	A28	A29	A30	A31			
<i>Gondolella cf. szaboi</i>	44	4																																			
<i>Gondolella eotrammeri n. sp.</i>		79	76	48																																	
<i>Gondolella trammeri</i>				19	61	55	47	8	10	12	19	21	12	22	13	17	110	8																			
<i>Gondolella cf. constricta</i>		3	4	8	-	5	-	9	3																												
<i>Gondolella cf. pseudolonga</i>				3	1																																
<i>Gondolella cf. bakalovi</i>																	3																				
<i>Gondolella excelsa</i>	49	20	35	95	59	43	9	-	1	-	-	(2)	3																								
<i>Gondolella inclinata</i>												8	10	2	1	6	6	24	41	19	3	4	9	3	7	18	10	2	3	2	2	3	1				
<i>Gondolella polygnathiformis</i>																						9	8	4	4	22	8	19	13	10	23	11	6				
<i>Gondolella tadpole</i>																									7	8	4	-	1	2	2	5	5				
<i>Gondolella auriformis</i>																										2	13	-	14	6	5	4					
<i>Gondolella sp. 1</i>																															2	7	8				
<i>Gladigondolella tethydis</i>	8	38	67	83	35	20	41	56	18	42	28	130	12	54	6	78	39	85	2	5	12	21	62	12	1	3	4	2	6	2	8	4	3				
„ <i>Epigondolella</i> “ <i>hungarica</i>							1	16	2	6	7	2	6	1	3	2																					
„ <i>Epigondolella</i> “ <i>japonica</i>											8	8	4																								
„ <i>Epigondolella</i> “ <i>mungoensis</i>												1	3	-	-	1	15	1	-	-	-	3															
„ <i>Epigondolella</i> “ <i>diebeli</i>																	(1)	1	11	1	2	14															
„ <i>Epigondolella</i> “ <i>mostleri</i>																				2	13	10															
„ <i>Epigondolella</i> “ <i>carnica</i>																															5	12					
	101	144	182	256	156	123	98	89	32	60	62	172	50	79	23	104	174	119	54	27	30	52	80	23	19	33	42	25	29	38	42	47	32	6			

Verteilung der Plattform-Conodonten im Epidaurus-Profil; Zahlen in Klammern entsprechen cf.-Bestimmungen. Probengewicht ca. 1–1,5 kg, wenn nicht anders angegeben.

vorderen Hälfte kräftig und hoch, im hinteren Teil dagegen niedrig und mehr oder minder stark verschmolzen sind. Der knapp vor dem hinteren Plattformrand gelegene Hauptzahn hebt sich zumeist deutlich ab. Seine Größe ist recht variabel und steht im direkten Zusammenhang mit der Höhe des hinteren Carina-Teiles. Je niedriger die Carina distal wird, um so kleiner ist auch der Hauptzahn (vgl. Taf. 3, Fig. 2). Ein diesbezüglich besonders extremes Exemplar ist auf Taf. 2, Fig. 3 abgebildet. Bei diesem sind hintere Carina und Hauptzahn so niedrig, daß sie in Seitenansicht kaum den Plattform-Rand überragen; die schräge Aufnahmeposition läßt die Carina übrigens noch kürzer erscheinen. Dagegen besitzt der Holotypus (Taf. 2, Fig. 4) einen sehr kräftigen Hauptzahn, der mehr als die doppelte Größe der vor ihm postierten Zähne erreicht.

Die Unterseite zeigt einen hohen, anfangs engen, dann mäßig breiten Kiel, der im Bereich der Basalgrube je nach Wachstumsstadium verschieden stark erweitert ist — sehr deutlich bei juvenilen Exemplaren (Taf. 2, Fig. 1—2) nur wenig bei adulten (Taf. 2, Fig. 4). Die Basalfurche ist breit und mündet in eine große ovale, stark ausgeweitete Basalgrube.

Beziehungen: *Gondolella eotrammeri* n. sp. unterscheidet sich durch die große und trichterförmig stark ausweitende Basalgrube von fast allen anderen mitteltriassischen Gondolellen. Dieses Merkmal tritt sonst nur mehr bei *Gondolella trammeri* auf, mit welcher *G. eotrammeri* insgesamt morphologisch eng verbunden ist. Die beiden Arten lassen sich am besten in der Höhe und Form der Carina sowie im Neigungswinkel der seitlichen Plattformränder unterscheiden. Letzterer ist bei *G. eotrammeri* zumeist niedrig, was einen flachen, schwingenförmigen Plattform-Querschnitt mit herausgehobener, von den Plattformrändern durch breite Furchen getrennter Carina ergibt. Dagegen besitzt *G. trammeri* eine aufgesteilte, im Querschnitt v-förmige Plattform und eine tief eingesenkte Zahnleiste mit anschließenden engen Furchen. Die Carina ist in allen vergleichbaren Wachstumsstadien bei *G. eotrammeri* höher. Dies wird in der adulten Seitenansicht besonders deutlich, wo *G. eotrammeri* eine Carina besitzt, die die Plattform in wechselnder Höhe überragt, während bei *G. trammeri* ein Großteil der Zahnleiste durch die Plattform verdeckt wird (vgl. Taf. 3, Fig. 4). Für die artliche Trennung juveniler Formen ist ebenfalls der seitliche Umriß der Carina von Bedeutung. Dieser entspricht bei *G. eotrammeri* immer einem gleichmäßig nach oben gewölbten Bogen, dessen größte Höhe nahe der Mitte der Einheit liegt. *G. trammeri* besitzt dagegen in juvenilen Stadien eine nach hinten ansteigende Zahnleiste, wobei der Hauptzahn am höchsten ist und die anderen Zähne deutlich überragt.

Vorkommen: Hallstätter Kalk von Epidaurus — häufig in den Bänken A 3/2 und A 4/1 (*Parakellnerites*-Zone); seltener, aber ebenfalls noch zahlreich in der Bank A 4/2 (basale *Nevadites*-Zone). Der Holotypus stammt aus A 3/2 (tiefe *Parakellnerites*-Zone); die zahlenmäßige Verteilung im Profil ist Tab. 1 zu entnehmen.

Die Art liegt mir sonst nur mehr aus der Hallstätter Fazies (Han Bulogkalk) von Sarajevo (Jugoslawien) vor, wo ich sie in einer Probe (HL 4) im oberen Ammonitenhorizont von Haliluci wiedergefunden habe. Von dieser Lokalität existiert aus neuerer Zeit eine profilmäßige Darstellung (FISCHER & JACOBSHAGEN 1976, 46). Dort entspricht meiner Probe HL 4 die Lage 116/5,6 mit einer überaus reichen Ammonitenfauna, in der Formen mehrerer Zonen (u. a. *Kellnerites*, *Nevadites teste* HAUER 1896) miteinander vermischt sein dürften. Eine ganz ähnliche,

wahrscheinlich ebenfalls kondensierte Ammonitenfauna beschreiben L. VUJNOVIC & al. 1981 von einem neuen Han Bulogkalk-Vorkommen bei Pridvorice ca. 30 km östlich von Sarajevo. Auch dort ist *G. eotrammeri* n. sp. mit großer Wahrscheinlichkeit zu erwarten, und zwar sowohl im „unteren“ als auch im „oberen“ Fossilhorizont (level I bzw. II in lit. cit., Fig. 5), die ich aufgrund der ausgewiesenen Makrofaunen für ident halte. Nach mündlicher Mitteilung von S. KOVACS (Budapest) soll *G. eotrammeri* auch in den roten „Reitzi-Kalken“ des nördlichen Bakony vorkommen (vgl. S. 251).

Gondolella trammeri KOZUR, 1971
Taf. 1, Fig. 5—6, Taf. 2, Fig. 3—4

Eine schon vor längerem beschriebene Art, die — obwohl weit verbreitet — bislang kaum in der Literatur aufschien. Grund dafür ist die unzulängliche Erstbeschreibung, die Juvenil- und Adultformen in getrennten Taxa sah: juvenile als *Gondolella haslachensis trammeri* n. subsp. (vgl. KOZUR & MOCK 1972, Taf. 1, Fig. 3, 4, 7), adulte als *Gondolella haslachensis* (op. cit., Taf. 1, Fig. 1) bzw. *Gondolella acuta* n. sp. (op. cit., Taf. 2, Fig. 1). Seither bekannt gewordene adulte Vertreter dieser Art (vgl. MIETTO & PETRONI 1977, Taf. 1, Fig. 6, 7, Taf. 2, Fig. 2) sind daher durchwegs abweichend identifiziert worden. KOVACS & KOZUR 1980b haben im Tafelteil dieser Arbeit die Art inzwischen revidiert und sie als „*Gondolella trammeri* emend.“ bezeichnet, gehen auf die Neufassung im Text aber mit keinem Wort ein. Zu *Gondolella trammeri praetrammeri* KOZUR & MOSTLER, 1982 vgl. Nachtrag S. 257.

Gondolella trammeri zählt im Epidaurus-Profil zu den wichtigen ladinischen Leitformen und hat sich im Grenzbereich Anis/Ladin aus *Gondolella eotrammeri* n. sp. entwickelt.

Gondolella inclinata KOVACS, 1983
Taf. 3, Fig. 5, Taf. 4, Fig. 1—2, Taf. 5, Fig. 1—2

KOVACS 1983 (dieser Band, S. 110) führt die Form nur als neue Unterart von *Gondolella foliata* ein. Sie wird hier, gestützt auf das Epidaurus- und reiches alpines Material, als eigenständige Art angesehen. Aufgrund ihrer morphologischen und sicherlich auch phylogenetischen Mittelstellung habe ich sie bislang teils in *Gondolella excelsa* und zum Teil in *Gondolella polygnathiformis* einbezogen. Von *G. excelsa* unterscheidet sich die neue Art durch ihre in der Seitenansicht stärker gebogene Plattform und eine im jeweils vergleichbaren Altersstadium niedrigere und weniger gekrümmte Carina, welche im adulten Zustand zur Verschmelzung der Zähne tendiert. Weitere Unterscheidungsmerkmale sind die bei *G. inclinata* im Schnitt schlankere und damit stärker elongate Plattform, welche zudem später einsetzt. Verglichen mit *Gondolella polygnathiformis* ist bei *G. inclinata* die Plattform länger und in der Seitenansicht gegen den Vorderrand nicht abrupt abgesetzt, sondern setzt — auch von oben gesehen — langsam und gleichmäßig ein (vgl. z. B. Taf. 4, Fig. 1—2).

Gondolella polygnathiformis BUDUROV & STEFANOV, 1965
Taf. 4, Fig. 3

Diese Form galt bis vor kurzem als die in der Literatur morphologisch wohl am einheitlichsten gehandhabte Art unter den obertriadischen Plattform-Conodonten.

Zu ihren charakteristischen Merkmalen, die sie auch von der nächstverwandten und morphologisch sonst sehr ähnlichen *Gondolella inclinata* sofort unterscheiden, zählten insbesondere die spät und ziemlich abrupt einsetzende, in der Seitenansicht gegen vorne plötzlich und stark abfallende Plattform. Nunmehr meint KOZUR 1980b, 91 nach Wiederbegutachtung des Holotypus (vgl. BUDUROV & STEFANOV 1965, Taf. 3, Fig. 7), daß an diesem die oben erwähnten Merkmale durch die teilweise beschädigten Plattformränder nur vorgetäuscht seien.

Der Autor hatte Dank des Entgegenkommens von Dr. K. BUDUROV zu Ostern 1981 ebenfalls Gelegenheit, den Holotypus einzusehen. Die dabei gemachten Beobachtungen unterscheiden sich beträchtlich von den in KOZUR 1980b, 91 getroffenen Feststellungen, decken sich dagegen völlig mit den von KOVACS 1983, 111 vertretenen Ansichten: 1) Die Plattform des Holotypus von *G. polygnathiformis* ist wohl an einem der beiden Hinterenden etwas ausgebrochen, keinesfalls aber am vorderen Beginn oder etwa an einem der Plattform-Anstiege verletzt; 2) der Holotypus zeigt sehr wohl in der Seitenansicht das gegen vorne plötzliche Abfallen der Plattform-Ränder. Daher wird auch weiterhin an der Synonymie von *G. polygnathiformis* und *G. noah* HAYASHI, 1968 festgehalten. Des weiteren wird *Gondolella oertlii* KOZUR, 1980 als adulter Morphotyp von *G. polygnathiformis* betrachtet. Solche schon früher (KRYSZYN 1973) abgebildeten Varianten treten besonders im höheren Tuval auf, und unterscheiden sich vom „Normaltyp“ nur durch ihre etwas verbreiteten und aufgerichteten Plattform-Ansätze, während die Plattform selbst durch ihre rechteckige, spät einsetzende Form durchaus dem Typus der Art entspricht. Auch das hier abgebildete adulte Exemplar aus dem tiefsten Karn (Bank A 20) zeichnet sich durch einen relativ breiten und gleichmäßigen Plattform-Ansatz aus.

Im Sinne der hier vollzogenen morphologischen Differenzierung in *Gondolella inclinata* und *Gondolella polygnathiformis* s. str. eignet sich letztere nunmehr bestens zur Definition der Ladin-Karn-Grenze. Um aber in der so wichtigen Frage des Einsetzens von *Gondolella polygnathiformis* eine entsprechende Absicherung des Ergebnisses zu erzielen, wurden neben Epidaurus zwei weitere ammonitenführende Profile der Nördlichen Kalkalpen (Sommeraukogel und Raschberg, vgl. KRYSZYN 1978) in die Untersuchung einbezogen. Übereinstimmend kann festgehalten werden, daß *Gondolella polygnathiformis* erstmals in jenen Schichten auftritt, die Trachyceraten der *T. aon*-Gruppe aufweisen (Epidaurus: A 20, Sommeraukogel: 77/34, Raschberg: 77/4), während die direkt darunter liegenden Bänke jeweils nur *Gondolella inclinata* führen (Epidaurus: A 19, Sommeraukogel: 77/33, Raschberg: 77/5). Dieser Bereich kann andererseits in Epidaurus direkt mit der *Frankites regoledanus*-Zone korreliert werden.

In Nordamerika soll *Gondolella polygnathiformis* nach MOSHER 1973 im Oberladin einsetzen; diese nicht abgebildeten Formen dürften ebenfalls zu *Gondolella inclinata* gehören. Mir zumindest liegt — dank der Hilfe von Dr. E. T. TOZER — ein reiches Vergleichsmaterial aus der obersten Sutherlandi-Zone von British Columbia (Kanada) vor, in dem nur *Gondolella inclinata*, und zwar massenhaft (ca. 1000 Ex. pro Probe), vertreten ist.

Gondolella tadpole HAYASHI, 1968

Diese versehentlich nicht fotografierte und deshalb nicht abgebildete Art wird abweichend von vielen bisherigen Bearbeitern (vgl. KOVACS & KOZUR 1980b,

KOZUR 1980; 1982) als Synonym von *G. foliata* s. str. (= *G. foliata foliata* sensu KOVACS 1983) aufgefaßt. Wie KOVACS (1983) ausführlich demonstriert, sind in *Gondolella foliata* BUDUROV, 1975 zwei verschiedene Formen zusammengefaßt, von denen die dem Holotypus entsprechenden *Gondolella foliata* s. str. auch nach KOVACS Ansicht mit *Gondolella tadpole* „durch eine Serie von Übergangsformen verbunden ist“. Zu den charakteristischen Merkmalen dieser Art zählen die aus einem am Vorderende beginnenden, gegen hinten sich rasch verbreiternden Ansatz gleichmäßig hervorgehende, nur wenig reduzierte Plattform und die in Seitenansicht elongate, oben gerade Carina. Der Holotypus von *G. tadpole* (HAYASHI, 1968, Taf. 1, Fig. 6), von dem mir durch das Entgegenkommen von Dr. S. KOVACS und Dr. S. HAYASHI Fotos (z. T. Stereoscan-Aufnahmen) vorliegen, entspricht diesem Morphotyp.

Die Problematik der unterschiedlichen morphologischen und damit auch taxonomischen Interpretation der Art beruht auf folgenden Ursachen: 1) ungenügendes Typenmaterial (nur 1 Ex. !); 2) ist der Holotypus beschädigt, und zwar fehlt auf einer Seite der komplette Plattform-Ansatz samt dem vordersten Teil der Plattform und 3) sind die Originalabbildungen so mangelhaft, daß die erwähnte Verletzung als solche nicht mehr eindeutig erkennbar ist, sondern auch als morphologisches Merkmal interpretiert werden kann bzw. worden ist. Dadurch wird aus *G. tadpole* scheinbar eine „Form mit starker Plattformreduktion“ (vgl. z. B. KOVACS & KOZUR 1980 b, Taf. 9, Fig. 4—5), worin ich wieder die Merkmale einer anderen, unabhängigen, hier als *Gondolella* sp. 1 bezeichneten Art zu erkennen glaube.

KOVACS (1983) gibt für „*G. foliata foliata*“ (= *G. tadpole*) eine im Oberladin beginnende Reichweite an, was ich bestätigen kann. In den von mir untersuchten Proben (Epidaurus, Türkei, Salzkammergut) tritt sie allerdings nur im höchsten Oberladin, und zwar knapp unterhalb von *G. polygnathiformis* auf. Dagegen stammt der Holotypus von *G. foliata* nicht, wie von BUDUROV vermutet, aus dem Oberladin, sondern erweist sich durch die *Gondolella polygnathiformis* s. str. enthaltende Begleitfauna als sicher unterkarnisch. Sowohl in Epidaurus (Bank A 30) als auch im Salzkammergut kommt *G. tadpole* bis an die Obergrenze des Jul vor.

Gondolella sp. 1

Diese meines Erachtens neu zu benennende Art (s. o.) entspricht *Gondolella tadpole* sensu KOZUR 1972 (Taf. 3, Fig. 7—8), KOVACS & KOZUR 1980 b (Taf. 9, Fig. 4—5) bzw. KOVACS 1983 (Taf. 2, Fig. 3—4). Sie ist charakterisiert durch eine rechteckige kurze, spät und abrupt einsetzende Plattform, durch ein \pm langes freies Blatt sowie eine in Seitenansicht oben gerade Carina. *Gondolella* sp. 1 dürfte im Jul aus *Gondolella tadpole* (sensu HAYASHI 1968) durch Reduktion der Plattform hervorgegangen sein.

Das relativ kurzzeitige Auftreten im Epidaurus-Profil (Bänke A 28—A 30) entspricht nicht der tatsächlichen Reichweite der Art. Bezogen auf die aus den Hallstätter Profilen (Salzkammergut; Nördliche Kalkalpen) verfügbaren Verbreitungsdaten müßte *Gondolella* sp. 1 etwa in A 23 einsetzen und bis ins tiefe Tuval reichen.

Gondolella auriformis KOVACS, 1977

Taf. 5, Fig. 5—6, Taf. 6, Fig. 1

Zur ausführlichen und sehr treffenden Darstellung durch KOVACS 1977, 78 wird die nunmehrige Abbildung (vgl. Taf. 5, Fig. 5—6) und Beschreibung großwüchsiger bzw. adulter Morphotypen ergänzt. Diese besitzen eine relativ große Plattform, welche — wie bei den Juvenilformen — vorne am breitesten ist und durch die stark aufgewölbten seitlichen Ränder eine schüsselartige Form erhält. Im übrigen scheint *Gondolella auriformis*, beurteilt nach dem Epidaurus-Material, eine kleinwüchsige Art innerhalb der *Gondolella excelsa*-Gruppe darzustellen, die mit großer Wahrscheinlichkeit von *Gondolella polygnathiformis* abstammt.

Gondolella auriformis ist innerhalb des „pelagischen“ Conodonten-Bereiches eine für das höhere Jul*) kennzeichnende Art, die inzwischen vereinzelt auch am Feuerkogel (Austriacum-Zone im Steinbruch F 1, sensu KRYSZYN 1978) nachgewiesen wurde. Eine nachträgliche Durchsicht des Saklibeli-Materials (gemeinsam mit Dr. S. KOVACS) förderte auch in diesem Profil *Gondolella auriformis* zutage, und zwar in den Schichten 73/63/2 und 73/63/1, die direkt unter der Bank mit der Typenserie von „*Epigondolella carnica*“ (73/63/A, vgl. KRISTAN-TOLLMANN & KRYSZYN 1975) liegen.

„*Epigondolella carnica*“ KRYSZYN, 1975

Taf. 6, Fig. 2—4

Durch das neue Material wird die frühere ausführliche Beschreibung und Diskussion der Art (KRYSZYN in KRISTAN-TOLLMANN & KRYSZYN 1975, 273ff.) bestätigt. „*Metapolygnathus baloghi*“ KOVACS, 1977, der sich von „*Epigondolella carnica*“ durch eine rundliche Plattform unterscheiden soll, kommt in Epidaurus nur gemeinsam mit letzterer vor und wird deshalb als intraspezifischer Morphotyp von „*Epigondolella carnica*“ betrachtet, wie wohl eine unterartige Trennung ebenfalls diskutabel erscheint. Die Art hat sich, wie schon KOVACS 1977, 78 annimmt, mit großer Wahrscheinlichkeit aus *Gondolella auriformis* entwickelt und ist meines Erachtens wohl eher als „*Gondolella* mit epigondolelliden Merkmalen“ denn als echte „*Epigondolella*“ im phylogenetischen Sinne zu werten. Ihre Ähnlichkeit mit der norischen Gattung *Epigondolella*, die zu einem späteren Zeitpunkt aus einer anderen *Gondolella*-Art hervorgeht (vgl. KRYSZYN 1980), wird vom Autor als Konvergenz gewertet. KOZUR 1980b, 53 betrachtet „*Epigondolella carnica*“ als Synonym von *Gondolella nodosa* (HAYASHI, 1968). Das bestätigt zwar die oben vorgetragene Meinung über die gattungsmäßige Stellung, kann aber im artlichen Bereich nicht akzeptiert werden. *Gondolella nodosa* und „*Epigondolella carnica*“ sind nicht nur morphologisch unterscheidbar (vgl. KRISTAN-TOLLMANN & KRYSZYN 1975, 24), sondern schließen sich auch stratigraphisch deutlich aus.

„*Epigondolella carnica*“ scheint selbst innerhalb des „pelagischen“ Conodontenbereiches eine beschränkte geographische Verbreitung zu besitzen, so konnte sie z. B. bislang nicht in den alpinen Hallstätterkalken nachgewiesen werden. Möglicherweise hängt dies mit dem kurzlebigen Auftreten der Art zusammen, das in Epidaurus erstmals genauer einstuftbar ist, und hier der tieferen Austriacum-Zone (sensu KRYSZYN 1978) entspricht.

*) Das der Typenserie ursprünglich zugeschriebene ladinische Alter kann inzwischen mit Sicherheit ausgeschlossen werden (freundliche briefliche Mitteilung von Dr. S. KOVACS).

„*Epigondolella*“ *mungoensis*-Gruppe

Für diese recht homogene, im großen gesehen auf das Ladin beschränkte Gruppe wurde von BUDUROV 1973 die Gattung *Carinella* in Vorschlag gebracht. Auch der Autor betrachtet die Gruppe als phylogenetisch unabhängig von der Gattung *Epigondolella* (= *Metapolygnathus* sensu KOVACS & KOZUR 1980a, b und sensu KOZUR 1972, 1980b), gleichwohl die große morphologische Ähnlichkeit eine Trennung zwischen beiden erschwert. Der Name *Carinella* wird hier aus einem anderen Grund nicht akzeptiert, er ist nämlich mehrfach präokkupiert*).

Im Profil von *Epidaurus* sind — mit Ausnahme von „*Epigondolella*“ *truempyi* HIRSCH, 1971 — alle bislang bekannten Arten der Gruppe vertreten, allerdings in zumeist geringen Stückzahlen (vgl. Tabelle 1). Diese relative Seltenheit der Gruppe in vielen vom Autor untersuchten Profilen des „pelagischen“ Conodontenbereiches setzt für die exakte Datierung einer Schichtfolge große Probenmengen voraus und sollte vor einer stratigraphischen Überbewertung profilmäßig nicht eingebundener Einzelproben warnen. Besonders von der Ladin-Karn-Grenze aufwärts werden Vertreter der „*E.*“ *mungoensis*-Gruppe so selten, daß nach Ansicht des Autors werden kann. Es wird deshalb vorgeschlagen, auf dieses in der Praxis kaum faßbare Datum künftighin überhaupt zu verzichten (vgl. S. 254).

Von den hier ausgewerteten und abgebildeten Arten werden „*E.*“ *hungarica* KOZUR & VEGH, 1972, „*E.*“ *mungoensis* (DIEBEL), „*E.*“ *diebeli* (KOZUR & MOSTLER, 1971) und „*E.*“ *mostleri* KOZUR, 1972 als gut bekannt betrachtet, die keiner zusätzlichen Beschreibung bedürfen. Die vom Autor früher (in KRISTAN-TOLLMANN & KRZYSTYN 1975, 272) geäußerte Vermutung einer Synonymie von „*E.*“ *mungoensis* und „*E.*“ *mostleri* kann nicht zuletzt wegen der deutlich unterschiedlichen Reichweiten (vgl. Abb. 3) nun mit Sicherheit ausgeschlossen werden. Modifikationen ergeben sich hingegen bei „*E.*“ *japonica* (HAYASHI, 1968), sowohl hinsichtlich des systematischen Umfangs als auch der bislang vermuteten stratigraphischen Verbreitung (vgl. KOVACS & KOZUR 1980a, b; KOZUR 1980b). Von dieser in *Epidaurus* nur im Fassan-Longobard-Grenzbereich (Bänke A 8—A 10) vorkommenden Art liegt mir ein rund 20 Exemplare umfassendes Material vor, das zum Teil gut dem Holotypus mit lanzettförmiger, randlich unbeknoteter Plattform entspricht (vgl. Taf. 7, Fig. 1—4). Die anderen, möglicherweise adulten Stücke besitzen dagegen eine sich hinten nur wenig verjüngende, mehrminder asymmetrisch endende Plattform mit im vorderen Teil kleinen, aber deutlich erkennbaren Randzähnen (vgl. Taf. 7, Fig. 6—7). Da beide Varianten in allen Proben mit Übergangsformen zusammen vorkommen, wird eine — gegenüber der ursprünglichen (HAYASHI 1968, 73) — erweiterte Fassung der Art vorgeschlagen, in der vielleicht auch „*Epigondolella*“ *japonica ciernensis* KOZUR & MOCK, 1972 als Morphotyp Platz hat.

Conodonten-Zonen

In diesem Kapitel wird eine Abfolge von insgesamt 14 Faunenvergesellschaftungen beschrieben, die vom oberen Illyr (Anis) bis ins tiefe Tuval (Karn) reichen. Obwohl viele der erfaßten Arten weite, seltener auch weltweite Verbreitung

*) U. a. durch „*Carinella* JOHNSTON, 1835, (Vermees) und *Carinella* SOWERBY, 1839 (Moll.)“, wie mir Herr T. ENGESER (Tübingen) freundlicherweise mitgeteilt hat.

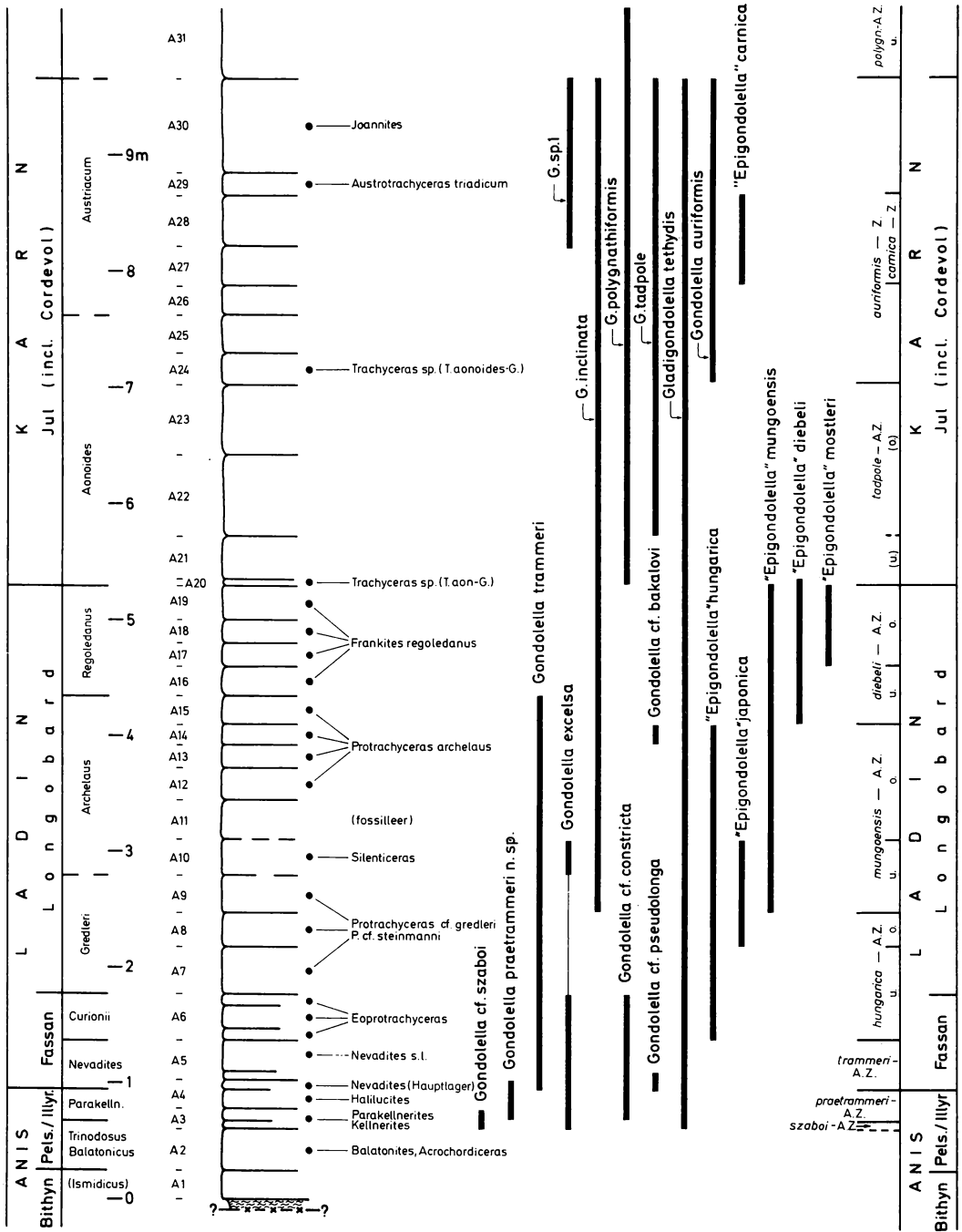


Abb. 3. Zonierung und stratigraphische Verteilung der Plattformconodonten im Profil A von Epidaurus. Statt „*praetrammeri*“ lies „*etrammeri*“ (vgl. Nachtrag S. 257).

besitzen, wird eine überregionale Bedeutung der vorgestellten Gliederung keineswegs angenommen, wohl aber erhofft. Das gilt insbesondere für jene Bereiche, die schon bisher in Europa (KOZUR & MOSTLER) und Nordamerika (MOSHER 1968, SWEET & al. 1971) zonenmäßig erfaßt waren und mit dem hier vorgestellten Schema übereinstimmen.

Bei der Abgrenzung der Zonen wurde primär darauf geachtet, sie wenn möglich direkt mit den Ammoniten-Zonen zu korrelieren; dieser Grundgedanke galt in besonderem Maße den durch die Cephalopoden-Stratigraphie vorgegebenen Grenzen größerer stratigraphischer Einheiten wie Stufen und Unterstufen. Von den zahlreichen Zonen-Indices sind die wenigsten so kurzlebig, daß sie zur Definition einer Range-Zone (Biozone sensu auctt.) herangezogen werden können (z. B. *auriformis*-Zone). Meist überlappen die Arten bzw. durchlaufen mehrere Zonen, wobei sich die *Gondolella excelsa*-Gruppe als besonders langlebig erweist.

Die Zonen wurden zumeist mit den Einsetzen der Index-Art definiert. Das Aussetzen von Arten bildete nur in seltenen Fällen bestimmendes Merkmal, so für die obere *mungoensis*-A. Z. oder für die Basis der *polygnathiformis*-A. Z. Wichtige Kriterien bei der Wahl der Leitformen waren deren Häufigkeit und deren bekannte Einbindung in phylogenetische Linien. Fehlten diese Voraussetzungen, wurde die Gefahr eines Irrtums für zu groß erachtet und aus dem erstgenannten Grund etwa von der Verwendung der *G. pseudolonga*-A. Z., aus dem zweiten von der Einführung einer „*Epigondolella*“ *japonica*-Zone Abstand genommen.

Aus verschiedenen Gründen wird auf die Einführung von „Typlokalitäten“ (= „Typstraten“ wäre wohl eher angebracht) für die Zonen verzichtet. Beim heute regional noch recht unterschiedlichen Kenntnisstand der Trias-Conodonten und den andererseits großen vertikalen Reichweiten der Arten, sind strikte Festlegungen von Assemblage-Zonen-Typlokalitäten eher Ballast als Fortschritt. Zur Illustration dessen sei angeführt, daß etwa der locus typicus der *hungarica*-A. Z. im Balatongebirge bei Felsőrs (Ungarn) nach den von KOZUR 1980b, 112 beigefügten stratigraphischen Angaben in Epidaurus sicherlich mit der unteren *mungoensis*-A. Z. korreliert werden muß.

Nach Untersuchungen in verschiedenen Teilen des alpin-mediterranen Raumes (Alpen, Ungarn, Dinariden, Türkei) sind in diesem Gebiet während der Mitteltrias zumindest zwei große Conodonten-Biofaziesbereiche zu unterscheiden: der „pelagische“, dem insbesondere die Hallstätter Fazies angehört, und jener der seichten „Randbecken“ (z. B. Grenzbitumenzone des Tessin). Letzterer entspricht der „Balkaniden Provinz“ sensu BUDUROV und ist in Bulgarien wohl am deutlichsten ausgebildet. Die faunistischen Unterschiede zwischen den beiden Bereichen treten besonders im Ladin hervor (s. u.) und werden für diesen Zeitabschnitt sicherlich voneinander abweichende Zonengliederungen nötig machen. Es sei deshalb darauf hingewiesen, daß die nachfolgende Zonenfolge nur für den pelagischen Conodontenbereich und randlich anschließende Übergangsbereiche (Fazies-Mischzonen, z. B. Tretto, Ungarn) gedacht ist. Für die „Balkanide Provinz“ besteht seit längerem eine eigenständige Gliederung (BUDUROV & STEFANOV 1973). Keinesfalls für sinnvoll halte ich dagegen den Vorschlag von KOZUR 1980b, eine tethyale Standardzonierung im Ladin auf der Mischung von Zonen aus beiden Conodontenbereichen aufzubauen.

Gondolella cf. *szaboi*-Assemblage Zone (A 3/1)

Diese Zone ist nur als Arbeitsbehelf gedacht und dient in erster Linie zur faunistischen Kennzeichnung des Intervalls unterhalb der *eotrammeri*-A.Z. Neben *G.* cf. *szaboi* kommen *Gladigondolella tethydis* und sehr häufig *Gondolella excelsa* vor. Das Alter der Zone kann nur näherungsweise angegeben werden, da die Bank A 3/1 keine diagnostischen Ammoniten enthält. Nach der Lage im Profil ist eine Korrelation mit der *Trinodosus*-Zone sehr wahrscheinlich (vgl. Abb. 3).

Gondolella eotrammeri-Assemblage Zone (A 3/2—A 4/1)

Die Untergrenze der Zone wird durch das Erstauftreten der Index-Art definiert. Zu den häufigen Begleitformen gehören *Gondolella excelsa* und *Gondolella* cf. *constricta*, während *Gladigondolella tethydis* seltener ist und *Gondolella* cf. *szaboi* nur im basalen Teil (A 3/2) vorkommt.

Die Zone kann in Epidaurus direkt mit der *Parakellnerites*-Zone gleichgesetzt werden. Ihre Plattform-Conodonten haben noch ausgeprägt anisischen Charakter, vor allem fehlt ihnen die für einen Teil der elongaten ladinischen Gondolellen so typische Vorwärtsverlagerung der Basalgrube (vgl. u.).

Gondolella trammeri-Assemblage Zone (A 4/2—A 5/2)

Mit Beginn der Zone setzen im Profil von Epidaurus gleichzeitig *Gondolella trammeri* und *Gondolella* cf. *pseudolonga* ein. Letztere ist allerdings in Epidaurus zu selten, um als Zonen-Leitform brauchbar zu erscheinen, daher wird auch die Zone mit dem Einsetzen von *Gondolella trammeri* definiert. *Gondolella trammeri* wird im tiefsten Teil (A 4/2) noch von *Gondolella eotrammeri* n. sp. begleitet, wobei sowohl morphologische Zwischenformen als auch typische *trammeri*-Exemplare mit der im Adultstadium kennzeichnenden niedrigen und reduzierten Carina nicht selten sind. Darüber (ab A 5/1) kommt *Gondolella trammeri* allein und ziemlich reichlich vor; ebenfalls noch häufig ist *Gondolella excelsa*. Zu erwähnen sind ferner die nur untergeordnet auftretende *Gondolella* cf. *constricta* und *Gladigondolella tethydis*.

Die schlanken, elongaten und mit einer niedrigen Carina versehenen Gondolellen der *Gondolella pseudolonga/excentrica*-Gruppe meiden den „pelagischen“ Bereich, während sie etwa in neritischen Intraplattform- bzw. Epikontinentalbecken zum Teil massenhaft auftreten können (u. a. Bulgarien oder Grenzbitumen-Zone des Tessin). Dort fehlt andererseits die für den „pelagischen“ Bereich kennzeichnende *Gondolella trammeri*-Gruppe. Für die Korrelation zwischen den beiden Conodontenbereichen ist daher das Auftreten von *G.* cf. *pseudolonga* in den Bänken A 4/2 und A 5/1 von besonderer Bedeutung.

Bezogen auf die Ammoniten-Stratigraphie eignet sich die *trammeri*-A.Z. als direktes Gegenstück zur *Nevadites*-Zone in makrofossil-leeren Profilen des „pelagischen“ Bereichs (Hallstätterfazies etc.) hervorragend zur Fixierung der Anis-Ladin-Grenze (vgl. S. 251).

„*Epigondolella*“ *hungarica*-Assemblage Zone (A 6/1—A 8)

Die Basis der Zone wird mit dem Einsetzen von „*Epigondolella*“ *hungarica* definiert, wobei Epidaurus als Referenzprofil für das Erstauftreten der Art vorgeschlagen wird. Dies ist deshalb von Bedeutung, weil „*E.*“ *hungarica* am

Verbreitungsbeginn oft selten zu sein scheint, wie am Beispiel von Felsöors (Balatongebirge, Ungarn) gezeigt werden kann. Dort kommt die Art nach KOZUR 1980b, 112 nur im unteren Langobard vor, setzt also — möglicherweise aus faziellen Gründen — später ein als in Epidaurus.

Eine Zweiteilung der Zone ist durch das spätere Einsetzen von „*Epigondolella*“ *japonica* (A 8) möglich. *Gondolella trammeri* gehört zu den häufigen Begleitformen in beiden Subzonen, ebenso *Gladigondolella tethydis*, die ab 6/1 über *Gondolella excelsa*, welche auffallend schwach vertreten ist, zu dominieren beginnt. *Gondolella* cf. *constricta* kommt nur in der unteren Subzone vor, doch schließt ihre Seltenheit eine wie auch immer geartete stratigraphische Verwertung aus.

Obwohl die Zone im Sinne von KOZUR 1980b, 111f. definiert wird, gelange ich bei der Korrelation mit der Ammonitenzonierung zu abweichenden Werten. In Epidaurus umfaßt die *hungarica*-A. Z. nicht nur — wie in Ungarn — das tiefe Longobard (Gredleri-Zone) sondern auch das obere Fassan (Curionii-Zone) und überschreitet damit leider die Grenze zwischen Unter- und Oberladin.

„*Epigondolella*“ *mungoensis*-Assemblage Zone (A 9—A 14)

Diese von MOSHER 1968 erstmals für Nordamerika und den perimediterranen Raum (= Sphardische Provinz, sensu HIRSCH) definierte und später von KOZUR 1972; 1980b, 112 auf den „pelagischen“ (= tethyalen) Conodontenbereich in eingeschränkter Form übertragene Zone ist im Profil von Epidaurus gut faßbar. Ihre Basis wird mit den Einsetzen von „*E.*“ *mungoensis* definiert; gleichzeitig mit ihr tritt auch *G. inclinata* erstmals auf, doch wird wegen des Fehlens von Vertretern der *G. excelsa*-Gruppe in den unterlagernden Bänken auf diese Zeitgleichheit nicht allzu viel Gewicht gelegt. Durch das Aussetzen von „*Epigondolella*“ *japonica* und *Gondolella excelsa* an der Oberkante von Bank A 10 können zwei Subzonen unterschieden werden, die untere von A 9 bis A 10, die obere von A 11 bis A 14 reichend. *Gondolella inclinata*, *G. trammeri* und *Gladigondolella* laufen durch die ganze Zone durch. Als ausgesprochen exotischer, für die Korrelation mit der „Balkaniden Provinz“ aber vielleicht wichtiger Fund, ist das Vorkommen von *G.* cf. *bakalovi* in A 14 zu erwähnen. Im Sinne der Ammonitenstratigraphie entspricht die *mungoensis*-A. Z. ziemlich genau der mittel-longobardischen Archelaus-Zone mit etwas nach unten verschobener Unter- bzw. Ober-Grenze.

„*Epigondolella*“ *diebeli*-Assemblage Zone (A 15—A 19)

Die Basis der Zone wird hier übereinstimmend mit KOZUR 1980b, 113 durch das Einsetzen von „*Epigondolella*“ *diebeli* definiert. Die vom Autor früher (KRYSTYN 1978; 1980) vorgeschlagene Untergrenze (Erstaufreten von *Gondolella polygnathiformis*) entspricht nicht der ursprünglichen Definition und wird zugunsten der nomenklatorischen Vereinheitlichung wieder aufgegeben. In den meisten von mir untersuchten Profilen der Hallstätter Fazies (Alpen, Jugoslawien, Türkei) schließen sich außerdem die Reichweiten der beiden Arten weitgehend aus, da „*E.*“ *diebeli* mit dem Einsetzen von *G. polygnathiformis* selten wird. Als Obergrenze der Zone wird in Epidaurus das Erstauftreten von *Gondolella polygnathiformis* gewählt, ein Leitereignis erster Ordnung, das wahrscheinlich weltweite Geltung hat (vgl. S. 240) und direkt mit der Ladin-Karn-Grenze im Sinne der Ammoniten-Chronologie korreliert werden kann.

Durch das spätere Einsetzen von „*Epigondolella*“ *mostleri* (A 17) kann eine Unterteilung in zwei Subzonen getroffen werden, deren sonstige Fauna, bestehend aus *Gondolella inclinata*, *Gladigondolella* und selten „*Epigondolella*“ *mungoensis* ident ist. Die Fauna hat von jener der vorhergehenden Zonen insofern einen abweichenden Charakter, als zwei für das übrige Ladin kennzeichnende Arten fehlen: „*Epigondolella*“ *hungarica*, die an und *Gondolella trammeri*, die knapp über der Basis der Zone (in A 15) erlischt.

In der hier vorgeschlagenen Fassung entspricht die *diebeli*-A. Z. ziemlich genau der *Frankites? regoledanus*-Zone (= Sutherlandi-Zone sensu Nordamerika) der Ammonitengliederung. Nur der tiefste Teil (A 15) fällt noch in den Bereich der Archelaus-Zone, doch kann er in Epidaurus durch die Präsenz von *Gondolella trammeri* und die Seltenheit der Indexform vom Rest der Zone deutlich unterschieden werden.

Gondolella tadpole-Assemblage Zone (A 20—A 23)

Abweichend von der sonst geübten Praxis wird die Basis der Zone nicht mit der Indexform, sondern mit dem Erstauftreten von *Gondolella polygnathiformis* definiert. Der Grund dafür ist zweifach: 1) morphologisch — zum Abspaltungszeitpunkt an der Ladin/Karn-Grenze ist die Ähnlichkeit zwischen *G. inclinata* und *G. tadpole* größer als zwischen *G. inclinata* und *G. polygnathiformis*, weshalb die Möglichkeit einer Verwechslung eher für die beiden erstgenannten Arten besteht; 2) Häufigkeit — gerade im kritischen Zeitbereich kommt *G. tadpole* in den von mir untersuchten Hallstätter Profilen seltener vor als *G. polygnathiformis* und fehlt z. B. im basalen Karn von Epidaurus (A 20) überhaupt.

MOSTLER & al. 1974 haben bereits vor längerem auf die Bedeutung des *polygnathiformis*-Datums für die Erkennung der Grenze Ladin/Karn hingewiesen. Es wäre daher folgerichtig, auch die auf diesem Ereignis beruhende Zone nach *G. polygnathiformis* zu benennen. Die Art hat aber eine ziemlich große Lebensdauer, und es besteht schon seit langem eine *polygnathiformis*-Zone, die von MOSHER 1968 für ein jüngeres, oberkarnisches Zeitintervall vorgeschlagen wurde. Da sich die Zone in dieser Fassung als sehr nützlich erwiesen und weithin eingebürgert hat (vgl. SWEET & al. 1971; KOZUR 1972; 1980 a, b, KRYSZYN 1973; 1980), wäre es aus Gründen nomenklatorischer Stabilität wenig sinnvoll, sie nunmehr inhaltlich abändern zu wollen.

Zu den häufigen, die Zonengrenzen nach oben und unten überschreitenden Begleitformen gehören *Gondolella inclinata* und die Gattung *Gladigondolella*. Dagegen sind Vertreter der *E. mungoensis*-Gruppe so selten, daß sie in Epidaurus — wie in vielen Profilen des „pelagischen“ Conodontenbereichs (vgl. S. 254) — für eine Zonierung im Unterkarn ungeeignet scheinen. Besonders das verschiedentlich für bedeutsam erachtete Aussetzdatum von „*Epigondolella*“ *diebeli* und/oder „*Epigondolella*“ *mostleri* (vgl. KOZUR 1980b) konnte in Epidaurus nicht sicher erfaßt werden; er wurde nur näherungsweise auf Abb. 3 in Form der angedeuteten Zweiteilung der Zone in die Skala hineinprojiziert, um eine Korrelation mit dem früher benutzten Schema (KRYSZYN 1978; 1980) zu erleichtern.

Die *tadpole*-A. Z. umfaßt, verglichen mit der Ammonitenzonierung, einen Großteil der Anoides-Zone sensu KRYSZYN 1978 mit dazu synchroner, der Karn-Basis entsprechender Untergrenze. KOZURS 1980b, 114 *Gondolella tadpole*-Subzone ist stratigraphisch und nominell verschieden. Sie würde im Sinne der hier verwendeten Nomenklatur *Gondolella sp. 1*-Subzone heißen und entspräche der unteren *polygnathiformis*-A. Z. (= tiefes Oberkarn).

Gondolella auriformis-Zone (A 24—A 30)

Die Basis der neuen Zone wird mit dem Erstauftreten der namengebenden Art definiert, die sich nach Ansicht des Autors direkt aus *Gondolella polygnathiformis* entwickelt hat. Zu den häufigen Begleitformen zählen neben dieser Art noch *Gondolella tadpole*, *Gondolella inclinata* und *Gladigondolella tethydis*, während *Gondolella* sp. 1 nur vereinzelt auftritt und sicherlich eine größere Reichweite besitzt als die Funde in A 28—A 30 andeuten (vgl. S. 241). Ebenfalls nur auf einen Teil der Zone, die Bänke A 27—A 28, ist „*Epigondolella*“ *carnica* beschränkt. Ihr dort häufiges Vorkommen hat den Autor zur Ausscheidung einer *carnica*-Zone oder besser eines *carnica*-Horizontes innerhalb der *auriformis*-Zone veranlaßt.

Als Referenzprofil der Zone wird Epidaurus vorgeschlagen, wo sie 7 Bänke mit einer Gesamtmächtigkeit von 2,5 m einnimmt. Ihre Basis kann mit der oberen Aonoides-Zone sensu KRYSZYN 1978 bzw. mit dem hohen Teil der Aonoides-Subzone sensu KRYSZYN 1978 („*fissinodosum*-Horizont“) parallelisiert werden. Diese Detailkorrelation beruht allerdings nicht auf Daten aus Epidaurus, sondern auf dem Profil von Saklibeli (Taurus-Gebirge, Türkei), wo *Gondolella auriformis* in den Proben 73/63/2 bis 73/63/A (vgl. KRISTAN-TOLLMANN & KRYSZYN 1975) inzwischen nachgewiesen werden konnte. Auch am Feuerkogel, Steinbruch F 1, kommt *Gondolella auriformis* vereinzelt vor, und zwar sowohl in der Aonoides-Zone (76/2) als auch in der gesamten Austriacum-Zone (76/6, 77/40), vgl. dazu KRYSZYN 1978; 1980. In Epidaurus und nach neuen Untersuchungen auch am Feuerkogel erlöschen *Gondolella auriformis* und *Gladigondolella tethydis* gemeinsam mit den letzten unterkarnischen Ammoniten, weshalb dieses mit einer Unterstufengrenze korrelierbare Datum zur Definition der Obergrenze der *auriformis*-A. Z. herangezogen wird. Nach dem bisherigen Verbreitungsbild der Indexart zu schließen, ist die Zone sicherlich auf den „pelagischen“ Conodontenbereich beschränkt. Sie wird innerhalb dieses stellvertretend für die *Gladigondolella tethydis*-A. Z. (vgl. KOZUR 1980b, 102f.) vorgeschlagen, die von der Definition der Untergrenze (Ansetzen der „*E. mungoensis*-Gruppe) her als problematisch zu gelten hat (vgl. S. 254).

Gondolella polygnathiformis-Assemblage Zone (ab A 31)

Die Basis der Zone wird mit dem Aussetzen von *Gladigondolella tethydis* (bzw. der Gattung *Gladigondolella* und des *Gladigondolella tethydis*-ME) gezogen — ein Ereignis, das im gesamten „pelagischen“ Conodontenbereich leicht zu fassen ist. Nach den inzwischen vom Feuerkogel neu vorliegenden feinstratigraphischen Daten über die Ammonitenabfolge innerhalb der Austriacum-Zone (unpubl.) kann das Hinaufreichen von *Gladigondolella tethydis* bis an die Oberkante des Jul bestätigt werden. Somit liegt die Basis der *polygnathiformis*-A. Z. nicht — wie von KRYSZYN 1978; 1980 angenommen — innerhalb des Jul, sondern entspricht direkt der Grenze Jul-Tuval. Neben *G. polygnathiformis* kommen im unteren Teil der Zone noch *G. sp. 1* und vereinzelt *G. tadpole* vor. Beide Formen wurden aber nicht in Epidaurus, sondern in reichen Faunen am Feuerkogel bzw. in Timor nachgewiesen.

Stufengrenzen und Conodontenstratigraphie

Es ist hier weder eine Darstellung historischer Prämissen noch eine allgemeine Diskussion der im nachfolgenden untersuchten Stufengrenzen geplant. Eine

solche kann erfolversprechend nur auf breiter Basis unter Einschluß möglichst umfassender Daten (paläontologisch wie geologisch) stattfinden. Die folgenden Zeilen bilden vielmehr eine Grundlage für zukünftige integrierende Darstellungen, insofern sie die direkte bankweise Korrelation von zwei Fossilgruppen mit stratigraphischer Schlüsselfunktion reflektieren (Ammoniten und Conodonten). Je mehr Organismengruppen ähnlich exakt durch die Zeit verfolgt werden und je umfangreicher die faunistische Dokumentation in weit voneinander entfernten Arealen wird, um so eher lassen sich strittige Stufengrenzen — wie z. B. zwischen Anis und Ladin — einer Klärung zuführen.

Im Epidaurus-Profil kann die Conodonten-Entwicklung in den Grenzbereichen Anis/Ladin und Ladin/Karn sehr genau verfolgt werden. Die dabei feststellbaren Faunenschnitte werden auf ihre Vor- und Nachteile überprüft und sodann einer Wertung unterzogen. Folgende Kriterien wurden berücksichtigt:

- 1) qualitative — bekannte phylogenetische Einbindung jener Form, die das Leitereignis stellt.
- 2) quantitative — Häufigkeit der Leitform bzw. Stärke des Faunenschnittes (mehrere Ereignisse).
- 3) geographische — Verbreitung des Leitereignisses (regional bis interkontinental).
- 4) ökologische — Faziesabhängigkeit des Leitereignisses bzw. der Begleitereignisse; d. h. direkte Korrelationsmöglichkeit zwischen verschiedenen Conodonten-Biofaziesbereichen.

Anis/Ladin-Grenze

Für diese Grenzziehung bieten sich im Epidaurus-Profil drei Horizonte an, von denen der mittlere deutliche Vorzüge aufweist:

- 1) Unterkante der Bank 3/2 = Basis der *eotrammeri*-A. Z.

Leitereignis: Erstauftreten von *Gondolella eotrammeri* n. sp.

Nachteil: Die fehlende Vorläuferform von *G. eotrammeri* n. sp. in der unterlagernden Bank läßt die Frage unbeantwortet, ob das Einsetzen des Leitereignisses tatsächlich dem stratigraphischen Erstauftreten der Art entspricht oder fazielle Ursachen hat.

- 2) Unterkante der Bank 4/2 = Basis der *trammeri*-A. Z.

Leitereignis: Einsetzen von *G. trammeri*; als weiteres Ereignis Einsetzen von Gondolellen mit vorwärts verlagter Basalgrube (ladinischer Morphotrend der Gruppe der *Gondolella pseudolonga/excentrica*).

Vorteile: *G. trammeri* und *G. eotrammeri* n. sp. gehören einer phylogenetischen Linie an, weshalb das Einsetzen im Profil mit großer Sicherheit dem Erstauftreten der Art gleichgesetzt werden kann. *G. trammeri* ist eine im pelagischen Conodontenbereich weit verbreitete und häufige Art (vgl. unten). Durch das zumindest im Epidaurus-Profil gleichzeitige Einsetzen der *G. pseudolonga/excentrica*-Gruppe besteht eine synchrone Korrelationsmöglichkeit in andere Conodonten-Biofaziesbereiche (Randbecken), wo *G. trammeri* fehlt.

- 3) Unterkante der Bank 6/1 = Basis der *hungarica*-A. Z.

Leitereignis: Einsetzen von „*Epigondolella*“ *hungarica*.

Nachteile: a) bislang weder artlich noch auf Gattungsebene Vorläuferform bekannt; b) zu Verbreitungsbeginn anscheinend selten bzw. regional verschieden

häufig (faziesabhängig?); so setzt z. B. in Ungarn (Bakony-Gebirge) die Art erst im unteren Longobard ein (vgl. KOZUR 1980b).

Zwischen den drei möglichen Grenzen zu wählen, fällt im Epidaurus-Profil leicht, da die Varianten 1 und 3 beim derzeitigen Kenntnisstand a priori ausscheiden. Bleibt nur Möglichkeit 2, die einen deutlichen Faunenwechsel widerspiegelt, wobei zu überprüfen ist, inwieweit diese Grenze über größere Entfernungen korreliert werden kann. Ähnliche Conodonten wurden bislang aus dem Tretto in Oberitalien (MIETTO & PETRONI 1979; 1980), von Felsöors im Bakony, Ungarn (SZABO et al., 1980), aus der Grenzbitumenzone des Mte. S. Giorgio, Schweiz (RIEBER, 1980) und vom Zentralbalkan, Bulgarien (BUDUROV & al. 1979) beschrieben. Ein Teil dieser Vorkommen ist durch leitende Ammoniten chronostratigraphisch fixiert, wodurch die Conodontenkorrelation objektivierbar wird. Von Bedeutung ist ferner, daß keines der Profile dem pelagischen Conodontenbereich s. str. angehört: die beiden ersten entsprechen einem Zwischentyp, der pelagische und Intraplattformbecken-Formen vereinigt, die anderen sind reine Randbecken-Vorkommen, in denen sowohl die *Gondolella trammeri*-Gruppe als auch die Gattung *Gladigondolella* fehlt. Trotzdem kann in allen vier der Event 2 des Epidaurus-Profiles eindeutig wiedergefunden werden. Mehr noch, die in Abb. 4 gezeigte Korrelation erlaubt für zwei Vorkommen (Felsöors, Tretto) eine chronostratigraphische Präzisierung der erfaßten Gesteinsserien, die deutlich über den bisherigen Stand hinausgeht (s. u.).

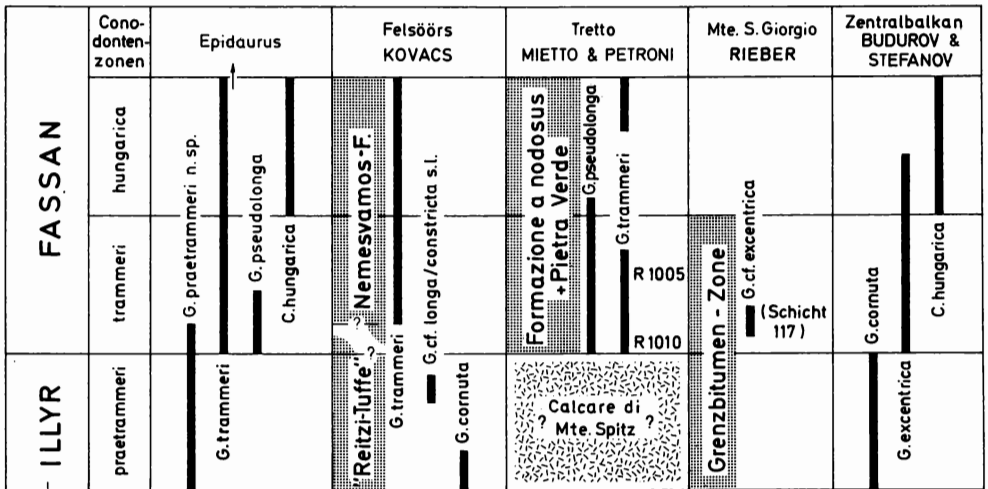


Abb. 4. Conodonten-Korrelation im Anis/Ladin-Grenzbereich verschiedener Profile des alpin-mediterranen Raumes. Statt „praetrammeri“ lies „eotrammeri“ (vgl. Nachtrag S. 257).

Die Reitzi-Tuffe von Felsöors im Bakony-Gebirge (Ungarn) enthalten eine im Charakter typisch anisische Conodontenfauna mit *G. cornuta* und *G. cf. longa* = *G. cf. constricta* s. l. (SZABO et al. 1980). Erst in den überlagernden hellen bis blaßroten Hornsteinkalken, die von BALOGH 1981 der Nemesvamos-Formation zugerechnet werden, tritt *G. trammeri* auf. KOVACS (mündl. Mitteilung) hat ferner in kalkigen Äquivalenten der Reitzi-Tuffe nördlich von Felsöors auch *G. eotrammeri*

meri n. sp. gefunden. Die Conodontendaten belegen für die Reitzi-Tuffe von Felsöors, der Typlokalität der Reitzi-Zone von MOJSISOVIC 1882, eine ausschließliche Korrelation mit der *Parakellnerites*-Zone (bzw. den ihr äquivalenten Avisianus- und Polymorphus-Zonen), während die *Nevadites*-Zone in den überlagernden makrofossileren Hornsteinkalken zu suchen ist.

Im Tretto wird der Anis/Ladin-Grenzbereich durch einen plötzlichen Fazieswechsel von Flachwasser- zu Tieferwasserkarbonaten gekennzeichnet. Der liegende Calcare di Mte. Spitz ist conodontenleer. Die von MIETTO & PETRONI 1979; 1980, aus seinem Hangendsten erwähnten Conodontenfaunen halte ich für Funde aus kleinen, p. p. mikroskopischen Spaltenfüllungen, die oft an der Oberkante von rasch absinkenden Plattformsedimenten auftreten können. Die folgenden Beckensedimente der „Formazione a Nodosus“ führen eine reiche und sehr einheitliche Conodontenfauna, die allerdings von MIETTO & PETRONI 1979; 1980 taxonomisch zu stark aufgesplittert wurde. Folgende, hier interessierende Arten halte ich für vertreten:

Gondolella trammeri (vgl. MIETTO & PETRONI 1979, Taf. 1, Fig. 6; Taf. 2, Fig. 2—3, 5)

Gondolella cf. trammeri (vgl. MIETTO & PETRONI 1979, Taf. 1, Fig. 7)

Gondolella pseudolonga (vgl. MIETTO & PETRONI 1979, Taf. 1, Fig. 3; MIETTO & PETRONI 1980, Taf. 57, Fig. 2—5, 8—9?)

Die Fauna stammt aus insgesamt zwei Lokalitäten der „Formazione a Nodosus“ (S. Ulderico — MIETTO & PETRONI 1979; Campogrosso — MIETTO & PETRONI 1980) und wird von den Autoren mit unterschiedlichen Altern belegt (S. Ulderico — Avisianus-Zone, Campogrosso — Curioni-Zone), die meines Erachtens beide nicht zutreffen. Ich halte beide Vorkommen für gleichalt und der *Nevadites*-Zone für äquivalent, wobei im Profil S. Ulderico die Basis der „Formazione a Nodosus“ stratigraphisch noch enger definiert werden kann durch das Vorkommen von *G. cf. trammeri* in der Probe R 1008. Diese Form stellt einen intermediären Morphotyp zwischen *G. eotrammeri* n. sp. und *G. trammeri* dar, wie er in Epidaurus nur im tiefen Teil der *Nevadites*-Zone (A 4/2) auftritt. Somit dürfte auch die Untergrenze der „Formazione a Nodosus“ der Basis der *Nevadites*-Zone entsprechen.

Eine mit der „Formazione a Nodosus“ des Tretto übereinstimmende Conodontenfauna weisen auch die Reifingerkalken von Großreifling an der Enns (Nördl. Kalkalpen) auf. Sie überlagern hier Kalken mit einer Ammonitenfauna der *Parakellnerites*-Zone und mit Conodonten, wie sie auch für die Reitzi-Tuffe von Felsöors typisch sind (*G. cornuta* und *G. constricta*). Erwähnenswert ist dabei das „Einsetzen“ von *Gladigondolella tethydis* zeitgleich mit dem *trammeri/pseudolonga*-Datum. Das in den Nördlichen Kalkalpen und in den Karpaten gut faßbare, sicherlich faziell bedingte, aber anscheinend isochrone Ereignis des „*tethydis*-Datums“ wurde bereits 1972 von KOZUR & MOSTLER als geeigneter Anis/Ladin-Grenzmarker vorgeschlagen, bislang aber stratigraphisch zu tief — an der Unterkante der Avisianus-Zone = *Parakellnerites*-Zone — angesetzt; in Großreifling jedenfalls entspricht es der Basis der *Nevadites*-Zone.

Conodonten sind in der Grenzbitumen-Zone des Mte. San Giorgio quantitativ und qualitativ sehr rar. Die Besonderheit der neuen Funde liegt einerseits in der profilmäßigen Abstimmung auf die beschriebene reiche Ammonitenfauna (RIEBER 1974) und andererseits im Cluster-Vorkommen als wahrscheinlich natürliche

Multielemente (RIEBER 1980). Das von RIEBER abgebildete Plattform-Element entspricht einer *Gondolella* mit vorverlagerter Basalgrube und wurde von BUDUROV (in RIEBER 1980) mit *Gondolella excentrica* verglichen. Es stammt aus der Schicht 117, die tiefe *Nevadites*-Zone anzeigt.

In der Mitteltrias von Bulgarien herrscht über weite Teile eine einheitliche Conodonten-Biofazies, die durch die Dominanz elongater, schmaler und niedriger Gondolellen (*G. cornuta*, *G. constricta*, *G. excentrica*, *G. bakalovi* etc.) gekennzeichnet ist bei gleichzeitigem Fehlen von *Gladigondolella* und der *G. trammeri*-Gruppe. Hier wurde der zweifellos auffällige Schnitt *G. cornuta*/*G. excentrica* schon lange mit der Anis/Ladin-Grenze gleichgesetzt (vgl. BUDUROV & STEFANOV 1973). In neuester Zeit haben BUDUROV & al. 1979 im Gebiet des Tvardica-Passes (Zentralbalkan) eine Abfolge festgestellt, die mit dem Epidaurus-Profil zwei gleichartige und wohl auch zeitgleiche Faunenschnitte verbindet: der erste, zwischen *G. cornuta* und *G. excentrica*, wird wieder gekennzeichnet durch den Einsatz ladinischer Gondolellen mit vorverlegter Basalgrube, zu denen *G. excentrica* gehört. Der zweite entspricht dem Einsetzen von „*Epigondolella*“ *hungarica* und erleichtert die chronostratigraphische Fixierung des Ereignisses 1, welches unterhalb der *hungarica*-A. Z. liegen muß. Die Korrelation des ersten Datums mit der Basis der *Nevadites*-Zone im Epidaurus-Profil wird damit zwar nicht gesichert, aber doch wahrscheinlicher.

Ladin/Karn-Grenze

Hier sind die Prämissen sicherlich anders gelagert als bei der Anis/Ladin-Grenze. Die Unterkante des Karn wurde schon vor mehr als 80 Jahren mit dem Einsetzen von *Trachyceras aon* definiert und zwischendurch zwar nach oben, aber nie nach unten verschoben. Erst in neuerer Zeit plädierte KOZUR (1976; 1980a) für eine Tieferlegung der Grenze in einen Bereich, der im Epidaurus-Profil der Basis der *Frankites? regoledanus*-Zone gleichzusetzen ist.

Tatsächlich entsprechen beide Grenzen Conodonten-Faunenschnitten, deren Bedeutung verschieden interpretierbar ist:

1) Unterkante der Bank A 15 = Basis der *diebeli*-A. Z.

Leitereignis: Einsetzen von „*Epigondolella*“ *diebeli*; weitere Ereignisse: Aussetzen von „*Epigondolella*“ *hungarica* an der Basis der Zone und etwas asynchrones Aussetzen von *G. trammeri* an der Oberkante von A 15.

Vorteile: Einbindung in phylogenetische Linie gesichert (Vorläufer: „*Epigondolella*“ *mungoensis*). Die Leitform ist im pelagischen Conodontenbereich weit verbreitet, wenn auch meist nicht häufig. Durch das fast gleichzeitige Aussetzen von „*E.*“ *hungarica* und von *G. trammeri* wird bei der profilmäßigen Erfassung die Grenzziehung erleichtert und abgesichert.

Nachteile: *Epigondolella diebeli* fehlt im perimediterranen Raum (= sepharidische Provinz sensu HIRSCH) und in N-Amerika, weshalb sie sich nur bedingt für weiträumige, faziesunabhängige Korrelationen eignet.

2) Unterkante der Bank A 20 = Basis der *tadpole*-A. Z.

Leitereignis: Einsetzen von *Gondolella polygnathiformis*; weiteres etwas asynchrones Ereignis: Einsetzen von *G. tadpole* knapp darunter; dieses Datum ist aber nicht im Epidaurus-Profil erfaßt (vgl. S. 248). Bemerkenswert außerdem der gleichzeitige Rückgang der „*E.*“ *mungoensis*-Gruppe in A 20.

Vorteile: klare Einbindung in die phylogenetische Linie *G. inclinata* → *G. polygnathiformis*; auch *G. tadpole* stammt von *G. inclinata* ab. *G. polygnathiformis* ist im pelagischen Conodontenbereich sehr häufig und darüber hinaus weltweit verbreitet. Das *polygnathiformis*-Datum hat sich in der geologisch orientierten Literatur als sehr brauchbar erwiesen (vgl. MOSTLER & al. 1974, DONOFRIO & al. 1980).

Der Versuch einer Wertung der beiden Möglichkeiten geht ziemlich unentschieden aus; wiewohl aus weltweiter Sicht sicherlich der *polygnathiformis*-event zu bevorzugen ist. Deshalb und weil dieses Ereignis auch mit der ursprünglichen Definition der Karn-Basis zusammenfällt, spricht sich der Autor für Variante 2 aus.

Im Bereich der Ladin/Karn-Grenze wird von KOZUR 1976; 1980 a, b noch ein weiteres Datum lanciert, das im Lichte eigener Untersuchungen einer Klarstellung bedarf. Es ist dies das „Aussetzen der ‚E.‘ *mungoensis*-Gruppe an der Oberkante der *Trachyceras aonoides*-Zone s. str.“ (= obere Aonoides-Zone sensu KRYSSTYN 1978). KOZUR 1980b, 102 und 113 interpretiert dazu zwei nicht von ihm untersuchte Profile: Großreifling in Österreich, das von MOSTLER & al. 1974 beschrieben und von mir (gemeinsam mit S. KOVACS) neu studiert wurde; sowie Saklibeli im Taurusgebirge, dessen ursprüngliche Einstufung (vgl. KRISTAN-TOLLMANN & KRYSSTYN 1975) durch ergänzende Ammonitenaufsammlungen und -bestimmungen nachträglichen Änderungen ausgesetzt war. Charakteristisch für beide Lokalitäten, wie auch für eine Reihe weiterer Profile im nordalpinen Raum (Niederösterreich, Salzkammergut, westl. Kalkalpen) ist das Ausdünnen der „E.“ *mungoensis*-Gruppe, also des „typisch ladinischen“ Elements, meist knapp über der Karn-Grenze und ihr komplettes Aussetzen noch unterhalb der Aonoides-Zone s. str., d. h. an der Oberkante der *Trachyceras aon*-Zone im Sinne von KOZUR (= untere Aonoides-Zone sensu KRYSSTYN 1978).

Das letztmalige Auftreten der „E.“ *mungoensis*-Gruppe fällt in Großreifling mit der Bank FS 1 und in Saklibeli mit der Fossillage 73/63/32 zusammen. Diese gehört ebenso wie FS 1 noch in die Aon-Subzone, während die überlagernden Schichten 73/63/31 sowie 73/63/2 in Saklibeli Ammoniten der Aonoides-Subzone führen (in 73/63/31 *Trachyceras a. aonoides*, in 73/63/2 *Trachyceras a. aonoides* und *Trachyceras a. fissinodosum*). In Großreifling haben selbst Großproben von 3—4 kg oberhalb von FS 1 kein Exemplar aus der „E.“ *mungoensis*-Gruppe geliefert, obwohl sie sonst conodontenreich waren. Somit bestätigt sich das schon vor längerem geäußerte Zitat des „Aussetzens der ‚E.‘ *mungoensis*-Gruppe knapp über der Ladin/Karn-Grenze“ (KRYSSTYN 1975) sowie der „rein karnische Aspekt der Conodontenfauna der Aonoides-Zone s. str.“. Dies wird aus conodontenstratigraphischer Sicht als weiteres Indiz gewertet, die Ladin/Karn-Grenze dort zu ziehen, wo sie primär gezogen wurde, nämlich an der Basis der *Trachyceras aon*-Subzone.

Literatur

- ASSERETO, R., 1969: Sul significato stratigrafico della „Zona ad Avisianus“ del Trias medio delle Alpi. — Bull. Soc. Geol. It., 88, 123—145, 2 Abb., Roma.
- BALOGH, K., 1981: Correlation of the Hungarian Triassic. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 24, 3—48, 4 Tab., Budapest.
- BAUMGARTNER, O., 1981: Jurassic sedimentary evolution and Mesozoic nappe emplacement in the Argolis Peninsula (Peloponnesus, Greece). — Unveröff. Diss., phil.-naturwiss. Fak., Univ. Basel, 137 S., 52 Abb., 6 Taf., Basel.

- BENDER, H., 1970: Zur Gliederung der mediterranen Trias II. Die Conodonten-chronologie der mediterranen Trias. — *Ann. géol. Pays Hell.*, **19**, 465—540, 9 Abb., 5 Taf., Athen.
- BUDUROV, K., 1973: *Carinella* n. gen. und Revision der Gattung *Gladigondolella* (Conodonta). — *C.R. Acad. Bulg. Sci.*, **26/6**, 799—802, 1 Taf., Sofia.
- BUDUROV, K., GANEV, M. & STEFANOV, S., 1979: Conodonten-Stratigraphie der Anis-Ladin-Grenzsichten des Elena-Tvardica-Passes (Zentralbalkan). — *Geologica Balcanica*, **9/2**, 105—110, 2 Abb., 2 Taf., Sofia.
- BUDUROV, K. & STEFANOV, S., 1965: Gattung *Gondolella* aus der Trias Bulgariens. — *Trav. Géol. Bulgarie, Sér. Paléont.*, **7**, 115—127, 3 Taf., Sofia.
- BUDUROV, K. & STEFANOV, S., 1973: Plattform-Conodonten und ihre Zonen in der Mittleren Trias Bulgariens. — *Mitt. Geol. Bergbaustud.*, **21**, 829—852, 8 Abb., 4 Taf., Innsbruck (1972).
- DONOFRIO, D. A., HEISSEL, G. & MOSTLER, M., 1980: Beiträge zur Kenntnis der Partnachschichten (Trias) des Tor- und Rontales und zum Problem der Abgrenzung der Lechtaldecke im Nordkarwendel. — *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **78**, 55—94, 12 Abb., 2 Tab., 5 Taf., Wien.
- FISCHER, J. & JACOBSHAGEN, V., 1976: Zur biostratigraphischen Gliederung südjugoslawischer Hallstätter Kalke. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **151/1**, 31—57, 7 Abb., Stuttgart.
- FRECH, F., 1907: Die Hallstätter Kalke bei Epidaurus (Argolis) und ihre Cephalopoden. — *N. Jb. f. Mineralogie etc., Festband*, 1—32, 5 Abb., 6 Taf., Stuttgart.
- HAYASHI, S., 1968: The Permian conodonts in chert of the Adoyama Formation, Ashio Mountains, Central Japan. — *Earth Science*, **22/2**, 63—77, 1 Abb., 4 Taf., Tokyo.
- HIRSCH, F., 1981: Some late Eo- und Mesotriassic conodont-multi-elements: notes on their taxonomy, phylogeny and distribution. — *Arch. Sc. Genève*, **34/2**, 201—210, 1 Taf., Genf.
- JACOBSHAGEN, V., 1967: Cephalopoden-Stratigraphie der Hallstätter Kalke am Asklepion von Epidaurus (Argolis, Griechenland). — *Geologica et Palaeontologica*, **1**, 13—33, 8 Abb., 2 Taf., Marburg.
- KOVACS, S., 1977: New conodonts from the North Hungarian Triassic. — *Acta Miner. Petr. Szeged*, **23**, 77—90, 1 Taf., Szeged.
- KOVACS, S., 1983: On the evolution of *excelsa*-stock in the Upper Ladinian-Carnian (Conodonta, genus *Gondolella*, Triassic). — *Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss.*, **5**, 107—119, 1 Abb., 6 Taf., Wien.
- KOVACS, S. & KOZUR, H., 1980a: Some Remarks on Middle and Upper Triassic Platform Conodonts. — *Recent Researches in Geology*, **6**, 541—581, 5 Taf., Delhi.
- KOVACS, S. & KOZUR, H., 1980b: Stratigraphische Reichweite der wichtigsten Conodonten (ohne Zahnreihen-Conodonten) der Mittel- und Obertrias. — *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **10/2**, 42—78, Innsbruck.
- KOVACS, S., KOZUR, H. & MIETTO, P., (1980): *Gondolella pseudolonga* n. sp. (Conodontophorida), an important Lower Ladinian guide form. — *Geol. Paläont. Mitt.*, Innsbruck, **10/6**, 217—221, 1 Taf., Innsbruck.
- KOZUR, H., 1972: Die Conodontengattung *Metapolygnathus* Hayashi 1968 und ihr stratigraphischer Wert. — *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **2/11**, 1—37, Innsbruck.

- KOZUR, H., 1976: Die stratigraphische Stellung der Frankites sutherlandi-Zone in der tethyalen Trias. — *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 6/4, 1—18, Innsbruck.
- KOZUR, H., 1980a: The main events in the Upper Permian and Triassic conodont evolution and its bearing to the Upper Permian and Triassic Stratigraphy. — *Riv. Ital. Paleont.*, 85/3—4, 741—766, Mailand.
- KOZUR, H., 1980b: Revision der Conodontenzonierung der Mittel- und Obertrias des tethyalen Faunenreichs. — *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 10/3—4, 79—172, 2 Abb., Innsbruck.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & KRYSZYN, L., 1975: Die Mikrofauna der ladinisch-karnischen Hallstätter Kalke von Saklibeli (Taurus-Gebirge, Türkei). — *Sb. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I.*, 184/8—10, 259—340, 30 Abb., 8 Taf., Wien.
- KRYSZYN, L., 1973: Zur Ammoniten- und Conodonten-Stratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). — *Verh. Geol. B.-A.*, 1973/1, 113—153, 7 Abb., 5 Taf., Wien.
- KRYSZYN, L., 1980: Triassic conodont localities of the Salzkammergut Region. — *Abh. Geol. B.-A.*, 35, 61—98, 16 Abb., 4 Taf., Wien.
- KRYSZYN, L. & GRUBER, B., 1974: *Daonella lommelli* (WISSMANN) im Hallstätter Kalk der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1974/5, 179—286, Stuttgart.
- KRYSZYN, L. & MARIOLAKOS, I., 1975: Stratigraphie und Tektonik der Hallstätter Scholle von Epidaurus (Griechenland). — *Sb. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I.*, 184/8—10, 181—195, 5 Abb., Wien.
- MIETTO, P. & PETRONI, M., 1979: I conodonti a piattaforma del limite Anisico-Ladinico nella sezione di San Ulderico nel Tretto (Prealpi Vicentine, Italia nord-occidentale). — *Mem. Sci. Geol.*, 32, 1—11, 2 Abb., 2 Taf., Padua.
- MIETTO, P. & PETRONI, M., 1980: The Ladinian platform conodonts in the Campogrosso section (Recoara area — NE Italy) and their stratigraphic significance. — *Riv. Ital. Paleont.*, 86/3, 543—562, 2 Abb., 1 Taf., Mailand.
- MOSHER, L. C., 1968: Triassic conodonts from western North America and Europe and their correlations. — *J. Paleont.*, 42/4, 895—946, Tulsa.
- MOSHER, L. C., 1973: Triassic conodonts from British Columbia and the northern Arctic Island. — *Geol. Surv. Can. Bull.*, 222, 141—192, Ottawa.
- MOSTLER, H. & SCHEURING, B. W., 1974: Mikrofloren aus dem Langobard und Cordevol der Nördlichen Kalkalpen und etc. — *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 4/4, 35 S., 3 Abb., 2 Taf., Innsbruck.
- PELOSIO, G., 1973: Le ammoniti del Trias medio di Asklepion (Argolide, Grecia). I. Fauna del „calcare a Ptychites“ (Anisico sup.). — *Mem. Soc. It. Sci. Nat. e Museo Civ. St. Nat. Milano*, 19/3, 137—168, 3 Abb., 9 Taf., Milano.
- RENZ, C., 1910: Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Paläozoikum. — *Jb. Geol. R.-A.*, 60, 418—636, 38 Abb., 5 Taf., Wien.
- RIEBER, H., 1973: Cephalopoden aus der Grenzbitumenzone (Mittler Trias) des Monte San Giorgio (Kanton Tessin, Schweiz). — *Schweiz. Paläont. Abh.*, 93, 1—96, 22 Abb., 17 Taf., Basel.
- RIEBER, H., 1974: Ammoniten und Stratigraphie der Grenzbitumenzone (Mittlere Trias) der Tessiner Kalkalpen. — *Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss.*, 2, 167—176, 2 Abb., 2 Taf., Wien.

- RIEBER, H. (1980): Ein Conodonten-cluster an der Grenzbitumenzone (Mittlere Trias) des Monte San Giorgio (Kt. Tessin, Schweiz). — Ann. Naturhist. Mus. Wien, 83, 265—274, 1 Abb., 2 Taf., Wien.
- SWEET, C. W., MOSHER, L. C., CLARK, D. L., COLLINSON, J. W. & HASENMUELLER, W. A., 1971: Conodont biostratigraphy of the Triassic. — Geol. Soc. America Mem., 127, 441—465, 3 Abb., 1 Taf., Boulder (Colorado).
- SZABO, I., KOVACS, S., LELKES, GY. & ORAVECS-SCHEFFER, A., 1980: Stratigraphic investigation of a Pelsonian-Fassanian section at Felsőörs (Balaton Highland, Hungary). — Riv. Ital. Paleont., 85/3—4, 789—806, 2 Taf., Maggio.
- VUJNOVIC, L., MODRENOVIC, V. & MARIC, J., 1981: Report on the geologic research of the sediments of Illyian at the locality of Pridvorice. — Workshop meeting on IGCP projects 4 and 106, 13—32, 5 Abb., Sarajevo.

Nachtrag während der Drucklegung:

KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1982): Neue Conodonten-Arten aus dem Illyr und Fassin der Profile Fellbach und Karalm (Gailtaler Alpen, Kärnten, Österreich). — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 11/8, 291—298, 2 Taf., Innsbruck.

In obiger Arbeit wird aus der angeblich durch *Parakellnerites* abgesicherten Probe FQ eine Conodontenfauna genannt, die verglichen mit Epidaurus und anderen Profilen ganz sicher für die *Nevadites*-Zone und keineswegs für die *Parakellnerites*-Zone charakteristisch ist. In diesem Lichte sind die stratigraphischen Schlußfolgerungen der Autoren hinsichtlich der Einstufung ihrer Probe und der enthaltenen Plattform-Conodonten („typisch unterladinisch“) bemerkenswert, weil sie sich insbesondere auf *Gondolella trammeri* und *Gondolella pseudolonga* stützen. Die neu beschriebene *Gondolella trammeri praetrammeri* hat hier zur Umbenennung von *Gondolella praetrammeri* n. sp. in *Gondolella eotrammeri* n. sp. genötigt. Überflüssigerweise leider, weil *G. trammeri praetrammeri* KOZUR & MOSTLER eindeutig in die Synonymie von *G. trammeri* zu verweisen ist, während sie sich andererseits von *G. eotrammeri* n. sp. artlich sicher unterscheidet.

Tafelerläuterungen

Tafel 1

Vergrößerung 100 ×

Fig. 1—4: *Gondolella* cf. *szaboi* KOVACS, Seiten-, Ober- und Unteransichten.

Fig. 1, 3, 4: A 3/1 (Trinodosus-Zone?), Fig. 2: A 3/2 (*Parakellnerites*-Zone).

Fig. 5: *Gondolella trammeri* KOZUR, Seiten- und Oberansicht. A 6/1 (Curionii-Zone).

Tafel 2

Vergrößerung 100 ×

Fig. 1—4: *Gondolella eotrammeri* n. sp., Seiten-, Ober- und Unteransichten.

Fig. 1—3: Paratypen (PIW 1101/1—3), A 4/1 (*Parakellnerites*-Zone)

Fig. 4: Holotypus (PIW 1101/4), A 3/2 (*Parakellnerites*-Zone)

Fig. 5—6: *Gondolella trammeri* KOZUR

Fig. 5: Seitenansicht, A 15 (Archelaus-Zone)

Fig. 6: Ober-, Seiten- und Unteransicht, A 14 (Archelaus-Zone)

Tafel 3

Vergrößerung 80 ×, Fig. 5 60 ×

Fig. 1: *Gondolella* cf. *alpina* KOZUR & MOSTLER, 1982; Ober-, Seiten- und Unteransicht. A 3/2 (*Parakellnerites*-Zone)

Fig. 2: *Gondolella eotrammeri* n. sp., Paratypus (PIW 1101/5); Ober-, Seiten- und Unteransicht. A 3/2 (*Parakellnerites*-Zone)

Fig. 3—4: *Gondolella trammeri* KOZUR, Ober-, Seiten- und Untersichten.

Fig. 3: A 14 (Archelaus-Zone)

Fig. 4: A 6/1 (Curionii-Zone)

Fig. 5: *Gondolella inclinata* KOVACS, Ober-, Seiten- und Untersichten. A 15 (Archelaus-Zone)

Tafel 4

Vergrößerung 100 ×

Fig. 1—2: *Gondolella inclinata* KOVACS, Ober-, Seiten- und Untersichten. A 15 (Archelaus-Zone).

Fig. 3: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV, Ober-, Seiten- und Untersicht. A 20 (Aonoides-Zone).

Tafel 5

Vergrößerung 100 ×

Fig. 1—2: *Gondolella inclinata* KOVACS, Ober-, Seiten- und Untersichten.

Fig. 1: A 19 (Regoledanus-Zone)

Fig. 2: A 15 (Archelaus-Zone)

Fig. 3: *Gondolella* cf. *constricta* MOSHER & CLARK, Ober-, Seiten- und Untersicht. A 6/2 (Curionii-Zone)

Fig. 4: *Gondolella* cf. *bakalovi* BUDUROV & STEFANOV, Ober-, Seiten- und Untersicht. A 14 (Archelaus-Zone)

Fig. 5—6: *Gondolella auriformis* KOVACS, Ober-, Seiten- und Untersichten.

Fig. 5: A 27 (Austriacum-Zone)

Fig. 6: A 25 (obere Aonoides-Zone?)

Tafel 6

Vergrößerung 100 ×

Fig. 1: *Gondolella auriformis* KOVACS, Ober- und Seitenansicht. A 25 (obere Aonoides-Zone?)

Fig. 2—4: „*Epigondolella*“ *carnica* KRYSŤYN, Ober- und Untersicht. A 28 (Austriacum-Zone)

Fig. 5—8: „*Epigondolella*“ *hungarica* KOZUR & VEGH, Ober- und Untersichten.

Fig. 5—7: A 6/2 (Curionii-Zone)

Fig. 8: A 8 (Gredleri-Zone)

Tafel 7

Vergrößerung 100 ×

Fig. 1—7: „*Epigondolella*“ *japonica* (HAYASHI), Ober-, Seiten- und Untersichten.

Fig. 1, 3: A 10 (Archelaus-Zone)

Fig. 2, 5, 6: A 8 (Gredleri-Zone)

Fig. 4, 7: A 9 (Gredleri-Zone)

Tafel 8

Vergrößerung 100 ×

Fig. 1—3: „*Epigondolella*“ *mungoensis* (DIEBEL), Ober-, Seiten- und Untersichten.

Fig. 1: A 10 (Archelaus-Zone); im Plattform-Umriß typische, aber Randknoten-lose Variante (Übergangsform zu „*E.*“ *hungarica*)

Fig. 2: A 9 (Gredleri-Zone).

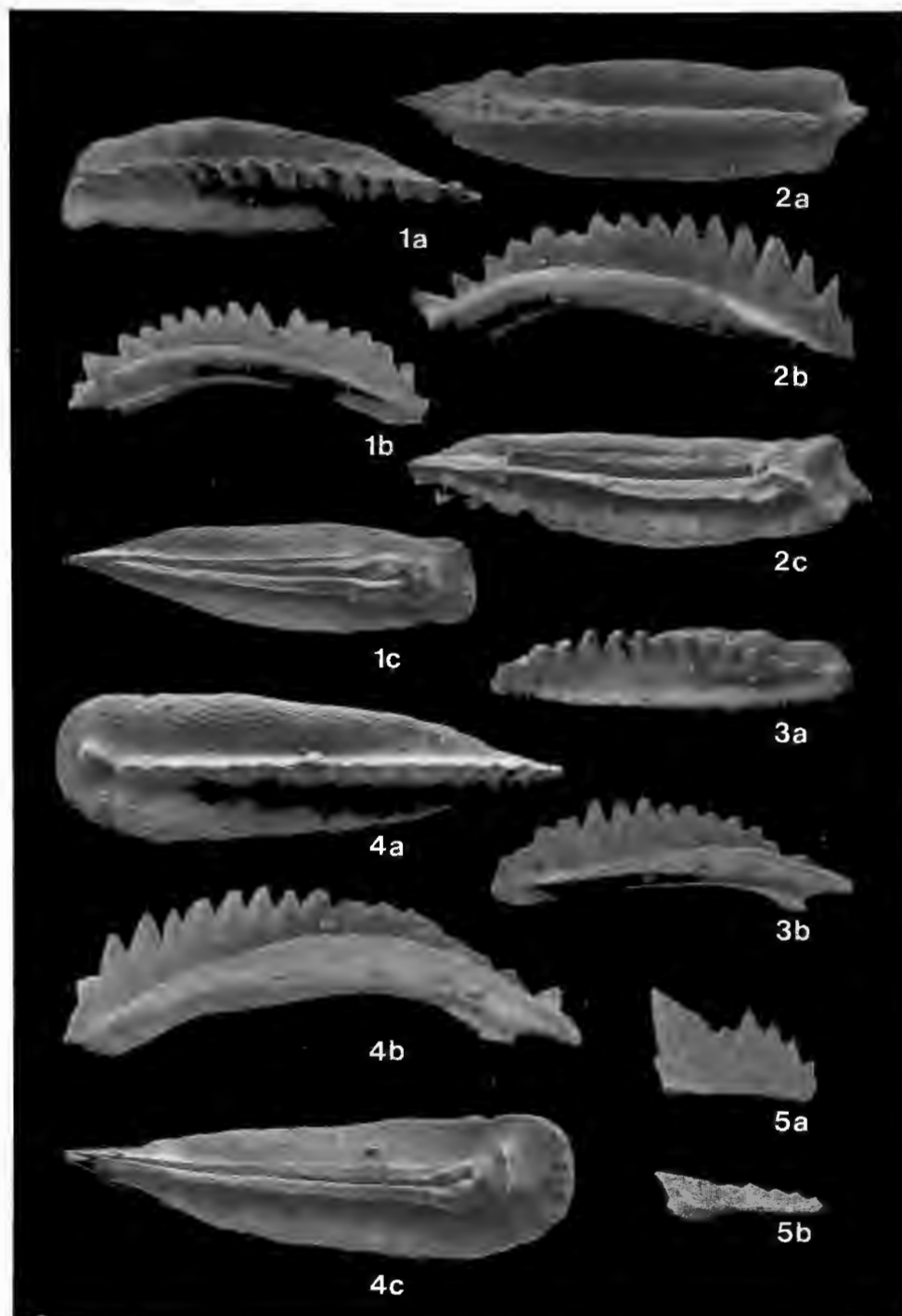
Fig. 3: A 14 (Archelaus-Zone); juvenile Variante.

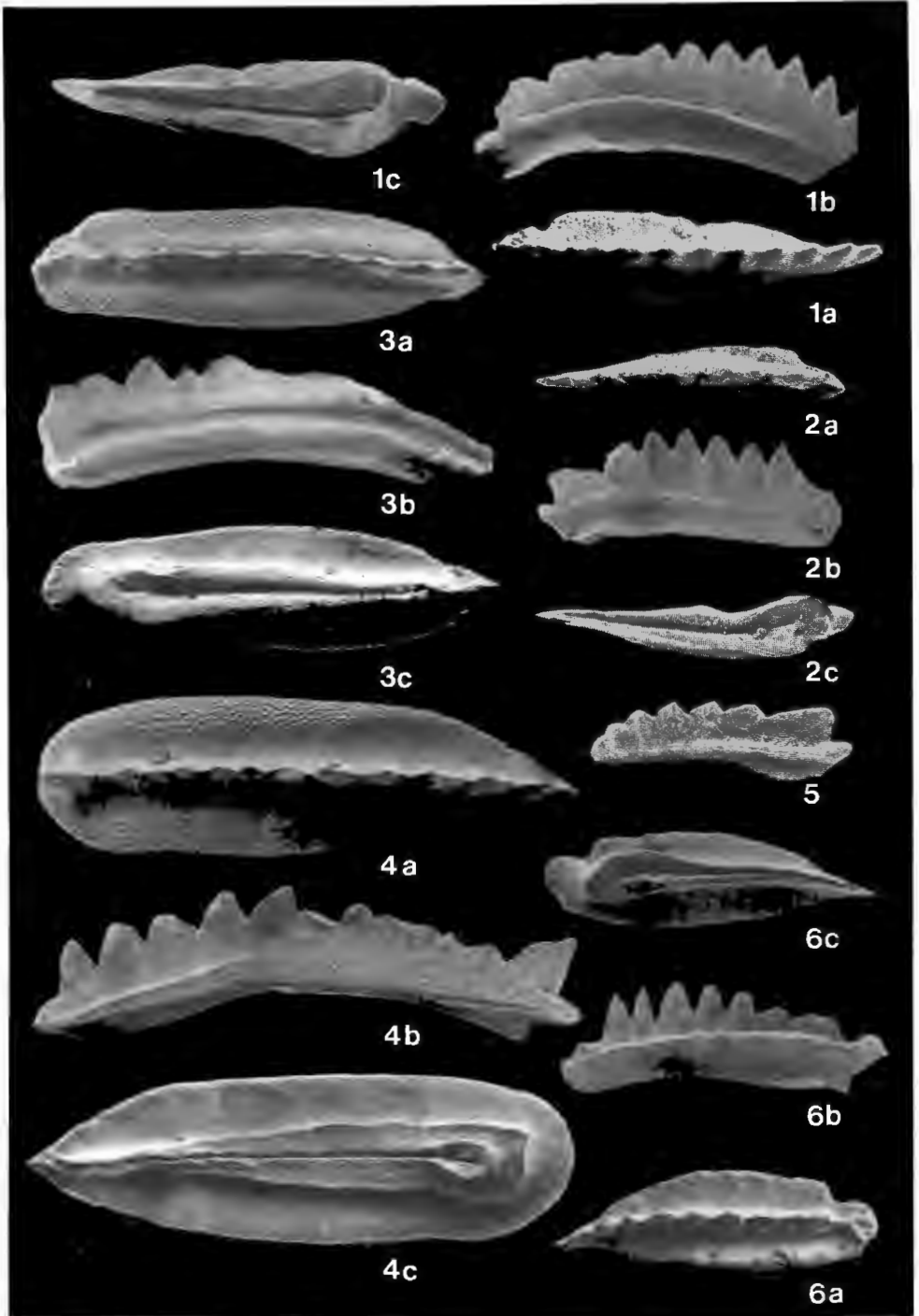
Fig. 4—6: „*Epigondolella*“ *mostleri* KOZUR, Oberansichten und eine Untersicht. A 19 (Regoledanus-Zone).

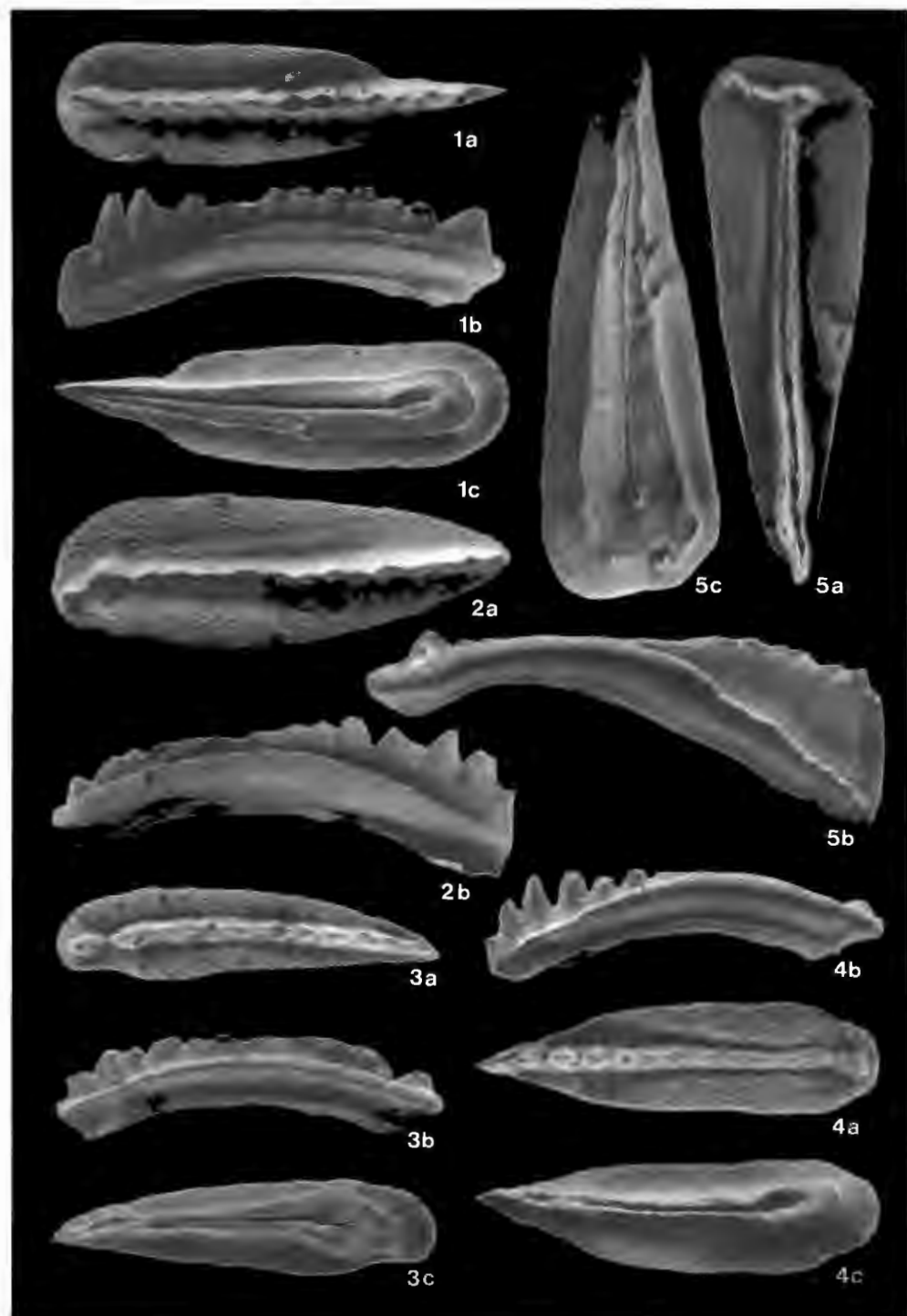
Fig. 7—9: „*Epigondolella*“ *diebeli* KOZUR & MOSTLER, Oberansichten und eine Untersicht.

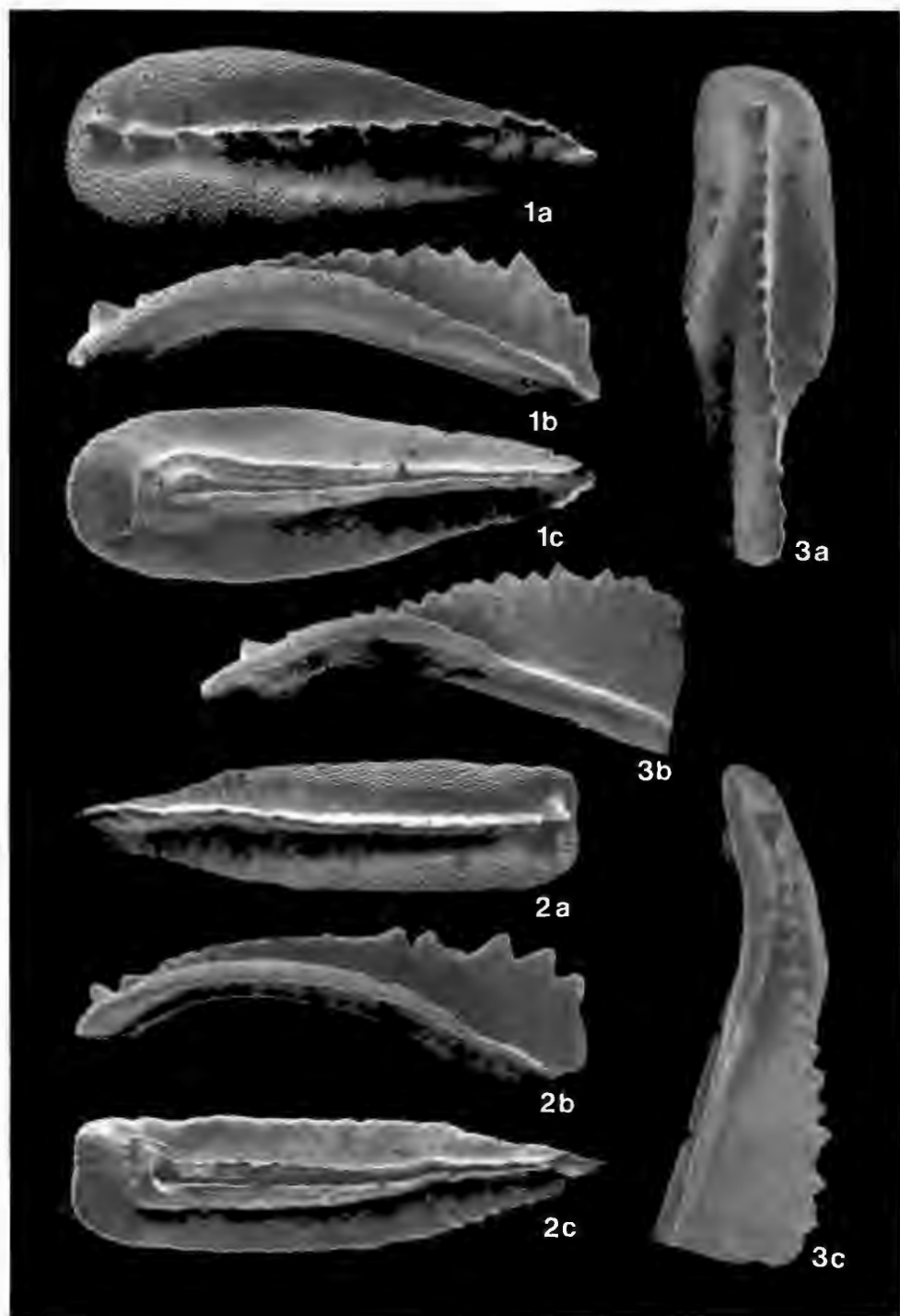
Fig. 7—8: A 16 (Regoledanus-Zone).

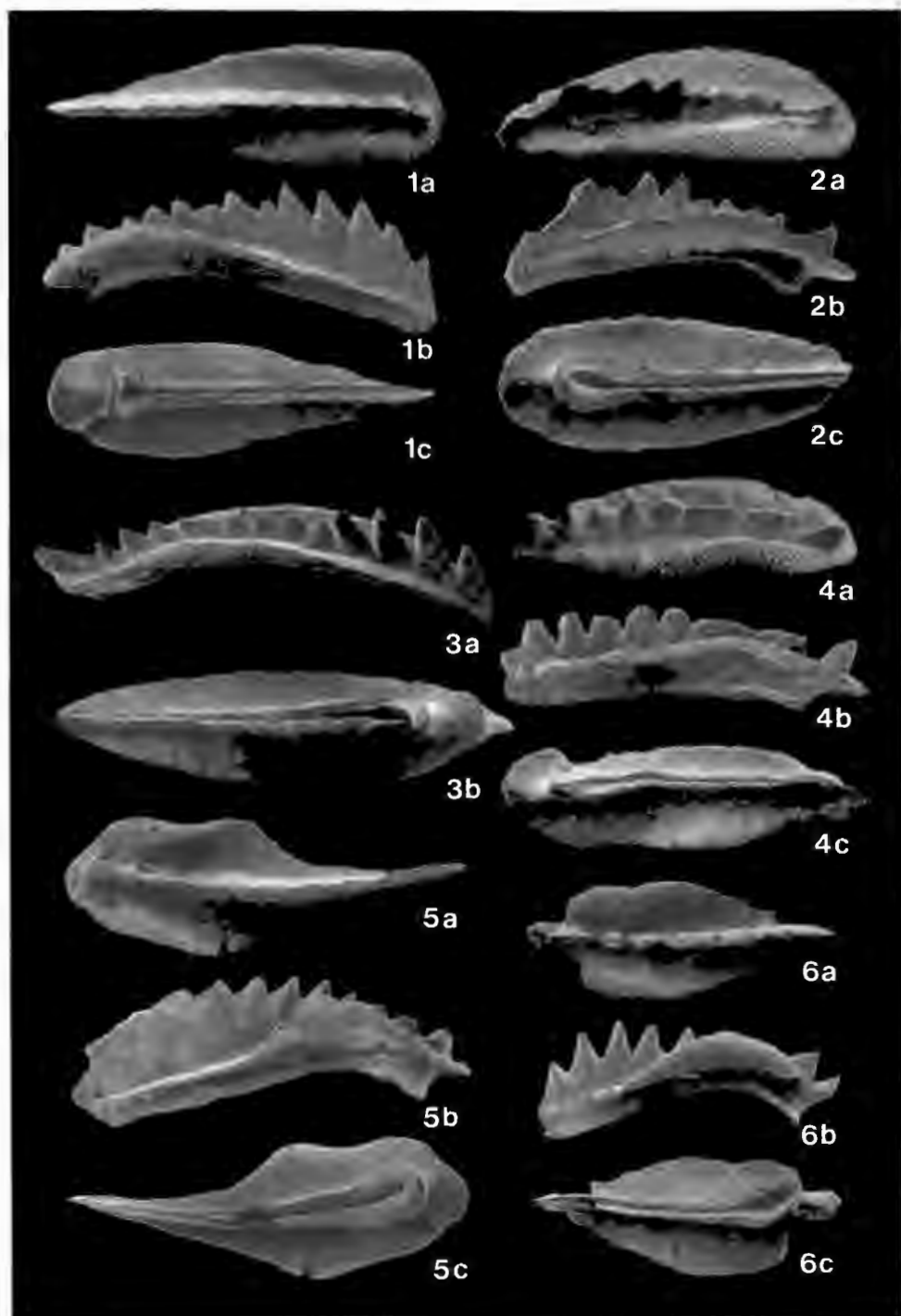
Fig. 9: A 19 (Regoledanus-Zone).

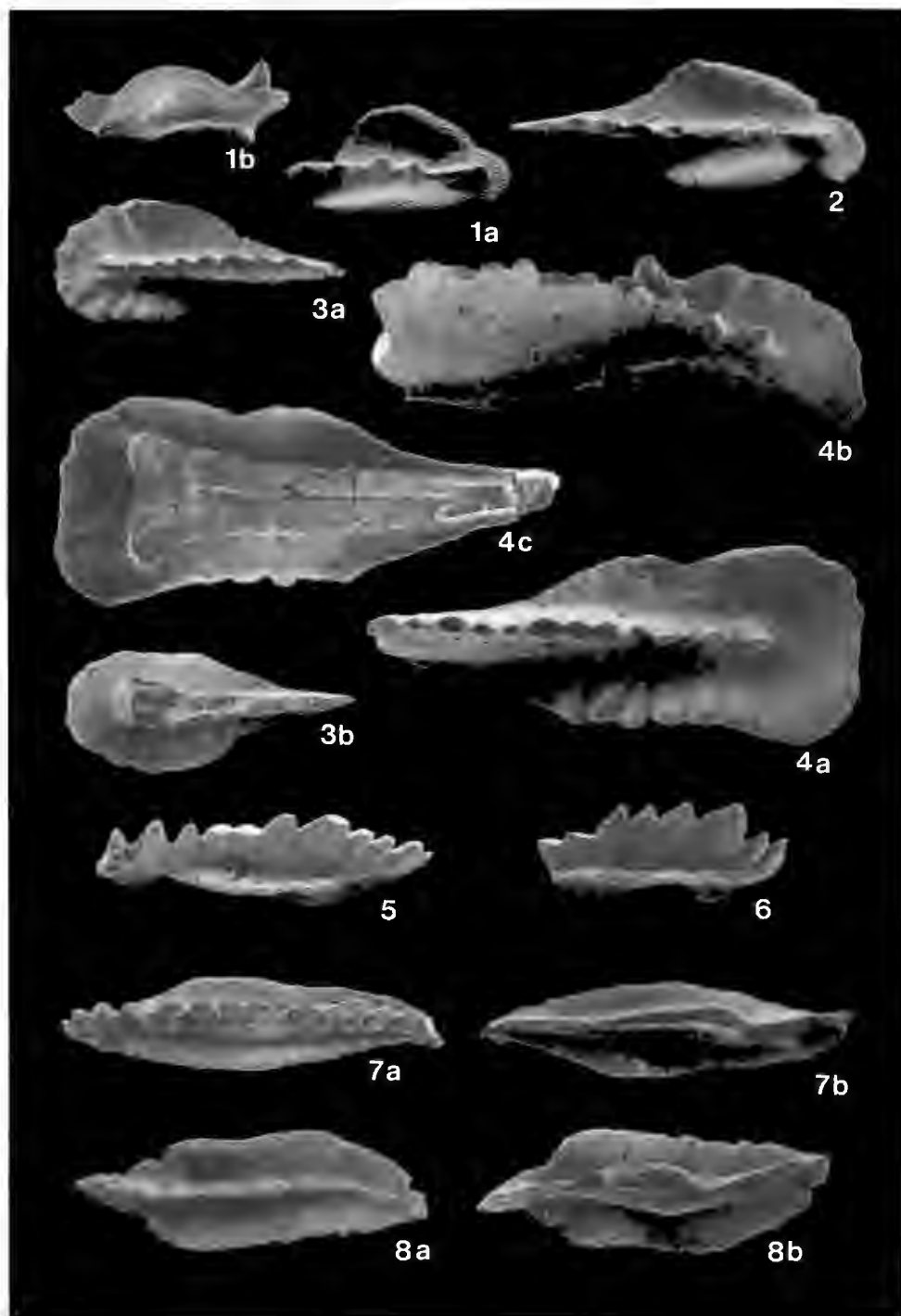


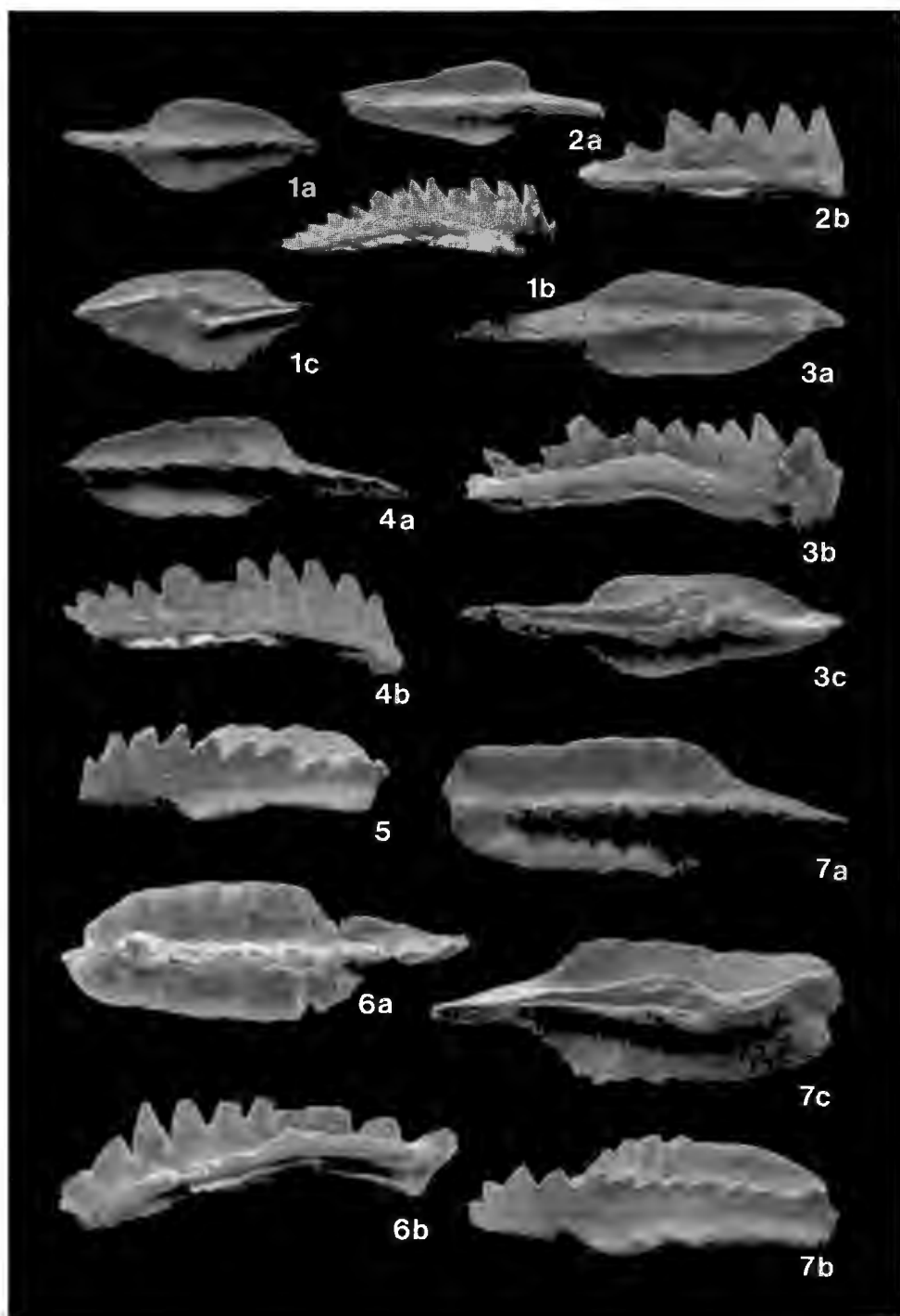


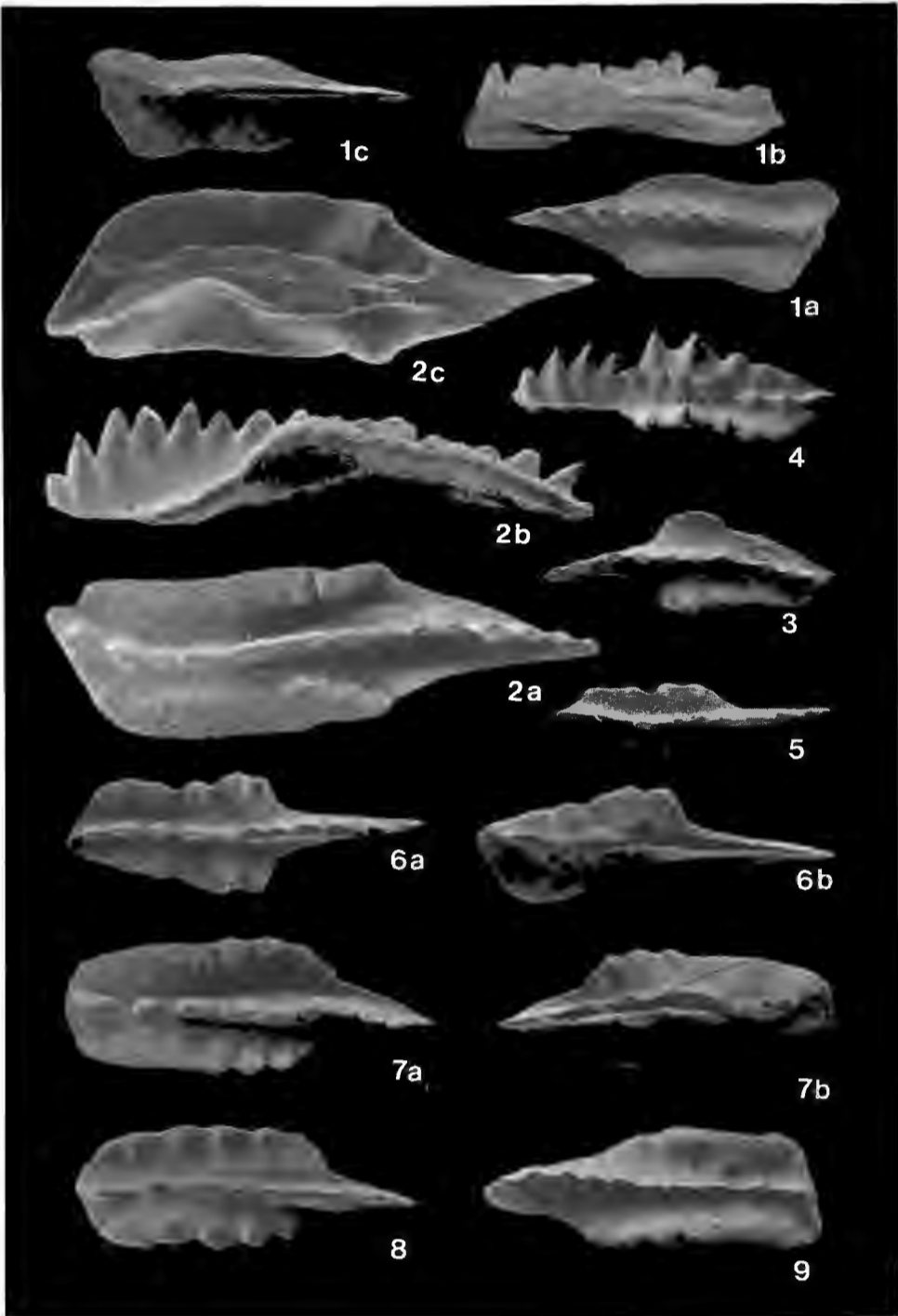












Veröffentlichung des Österreichischen Nationalkomitees für das
International Geological Correlation Programme Project Nr. 73/I/4.
Triassic of the Tethys Realm

Austriellula robusta n. sp. (Brachiopoda)
from the Upper Carnian Hallstatt limestone of Timor (Indonesia)

L. KRYSŤYN and M. SIBLIK

With 4 figs. and 1 plate

Zusammenfassung

Aus einem durch Ammoniten belegten oberkarnischen Hallstätterkalk — Block von Timor (Indonesien) wird der Brachiopode *Austriellula robusta* n. sp. beschrieben. Die in zahlreichen Exemplaren vorliegende neue Art ist relativ groß und gekennzeichnet durch bemerkenswert verschiedene Konvexität der Klappen, sowie durch eine hohe und breit subangulare Plikation.

Summary

From an ammonite controlled Upper Hallstatt limestone of Timor (Indonesia) the brachiopod *Austriellula robusta* n. sp. is being described. The new species, existing in a large number of specimens, reaches relatively large dimensions and it is characterized by a remarkable difference in the convexity between pedicle and brachial valves and by high and subangular plication.

Introduction (L. K.)

During an expedition to the island of Timor, in spring 1975, large Triassic invertebrate collections were obtained. Part of this material has already been studied, so the Middle Norian ammonites by F. TATZREITER (1978; 1980) and gastropodes by G. TICHY (1979). In this further contribution the new brachiopod species *Austriellula robusta* n. sp. is being described, which was found in a Hallstatt limestone-block near the village Baun.

Triassic rocks, which were recognized as Hallstatt limestones and became soon famous because of their richness in cephalopodes, in Timor have been known for more than 80 years (ROTHPLETZ 1892; WELTER 1914; DIENER 1923).

The purpose of the above mentioned expedition was the geological and detailed stratigraphical study of these occurrences. The investigations were started in the surroundings of Baun, a village situated about 20 km SE of the capital of Timor, Kupang (fig. 1). In a distributary of the Oe Bihati, which has its origin in a spring near Baun and which discharges some km to the southeast into the Kasimuti (see TATZREITER 1978, fig. 1), various isolated Hallstatt limestone blocks were found, rich in ammonites. Part of these blocks in the meantime became studied in detail by TATZREITER (1978; 1980), the investigation of the rest of them is in progress.

*) Doz. Dr. Leopold Krystyn, Paleontological Institute of Vienna University, A-1010 Vienna, Universitätsstr. 7, Austria.

Dr. Miloš Sibilík, Institute of Geology and Geotechnics, Czechoslovakian Academy of Sciences, 28 Pluku 19, CS-10100 Praha-Vršovice, CSSR.

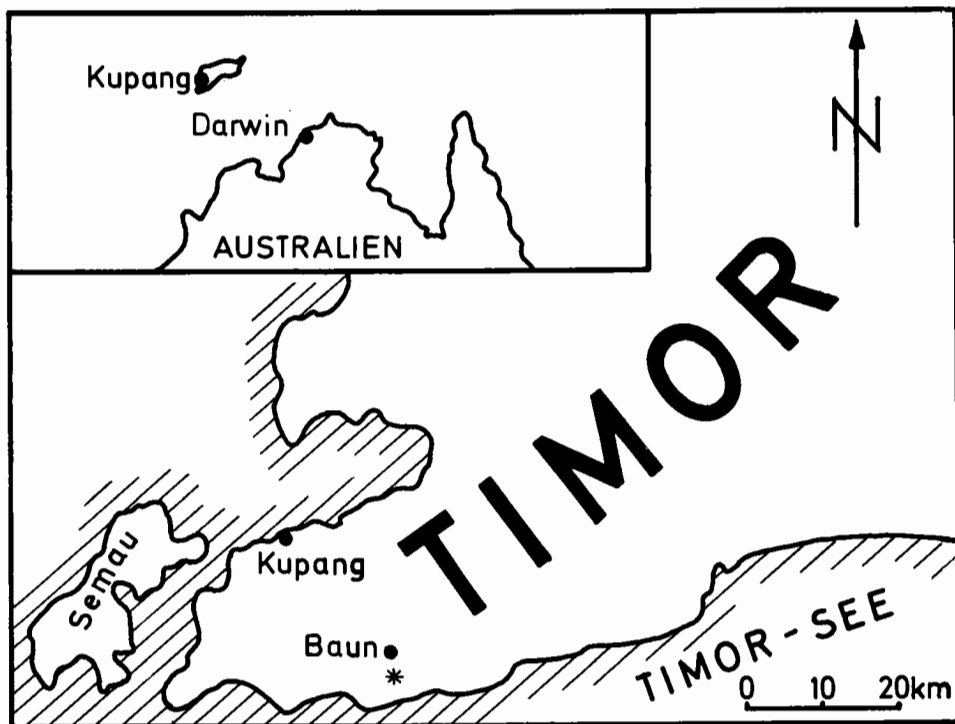


Fig. 1. Sketch of the southwestern part of Timor island with sampling place of *Austriellula robusta* n. sp. (indicated by asterisk) near Baun.

According to the geological observation the blocks form part of a large, probably young Tertiary olisthostrom, which is scattered about wide parts of the island of Timor. Previous records in geological literature refer to it by the term "Fatu-Klippen" (GAGEONNET & LEMOINE 1958; van BEMMELN 1949). Their age ranges from Upper Palaeozoic (Permian reef limestone) to the Eocene (nummulite limestone) with a facies of typical alpine (= tropical Tethyan) character. The size of the blocks varies considerably; whereas for instance the compact Permian and Triassic reef limestones reach the size of a house and sometimes even that of a hill, otherwise the bedded pelagic rocks (e. g. Hallstatt limestone) are at max. 4 cbm mostly however less than 1 cbm large. Also the light red Hallstatt limestone block M as described below, was with a border length of $70 \times 80 \times 60$ cm comparatively small.

The about 70 cm thick block M is distinguished from almost all other studied Hallstatt limestone blocks by its density and hardness. It was built by two different types of sediment, which by means of geopetal fabrics ("fossile Wasserwaagen" within ammonites and brachiopodes) could become orientated in "bottom" and "top". The basal layer M1 was 20 cm thick and consisted of a lumachelle of broken ammonite shells rarely containing complete specimens. The 50 cm thick upper layer M2 consisted of a biomicrite rich in crinoids and small shell fragments with corroded and broken ammonites scattered irregularly within the matrix. The brachiopods described herewith all originate from M1.

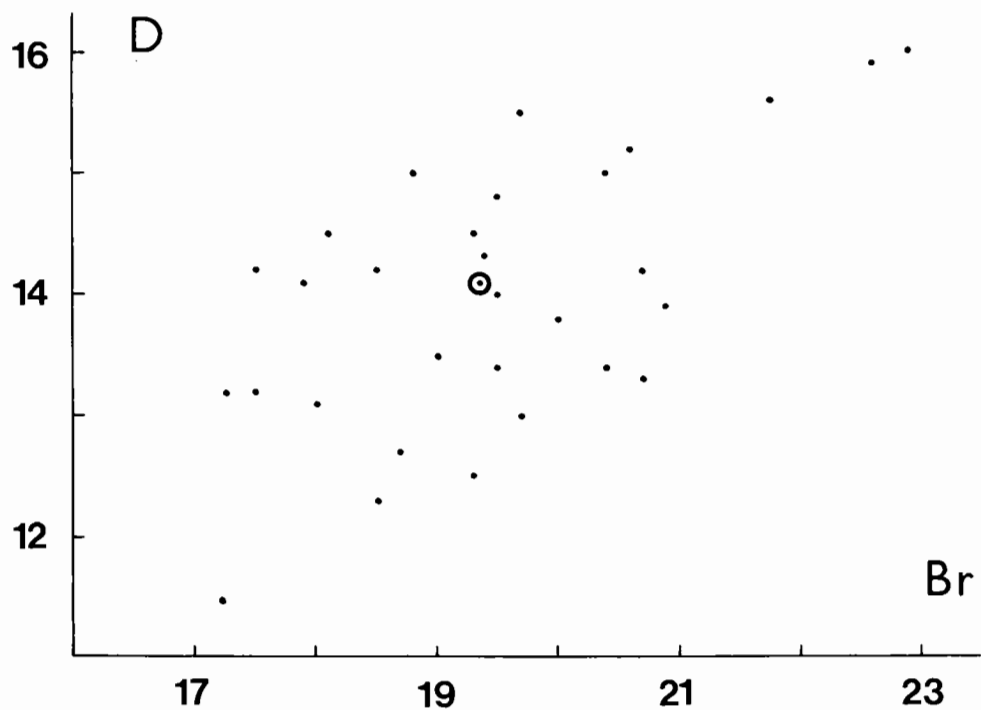
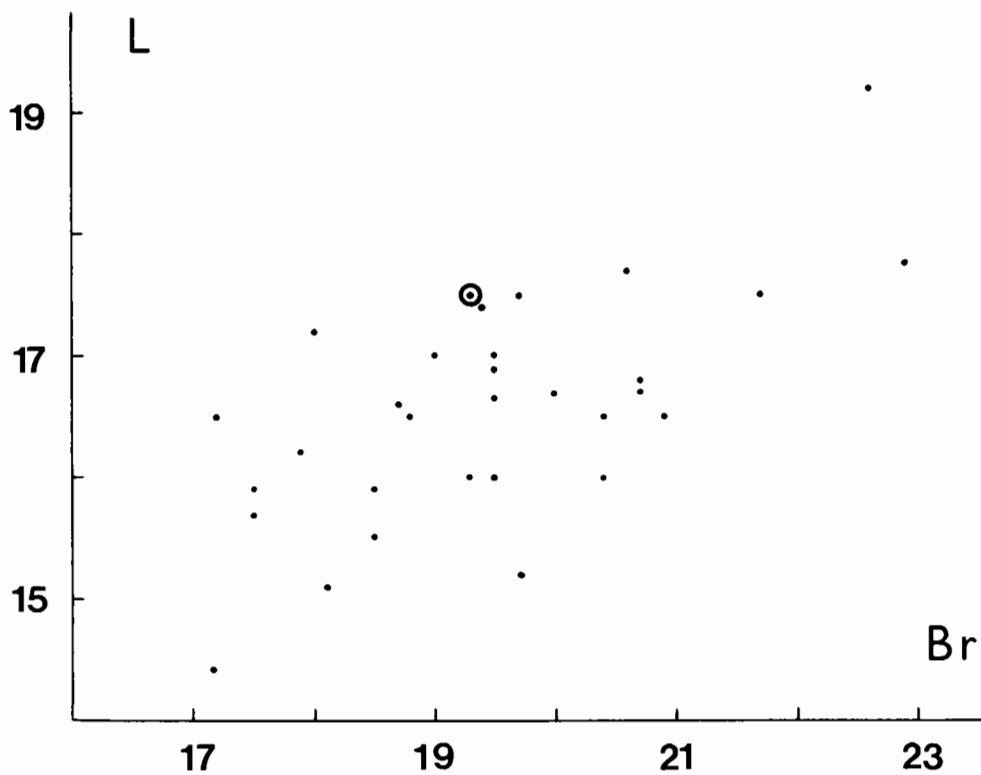


Fig. 2. *Austriellula robusta* n. sp. Timor. Scatter diagram: L — length, Br — width, D — thickness; in mm. ○ Holotype.

By faunistic analysis it turned out that block M exactly corresponds with the Carnian/Norian boundary, with M1 representing the topmost Tuvalian and M2 the lowermost Norian. The identified fauna is as follows:

M1: *Anatropites* cf. *spinus* MOJS., *Gonionotites* cf. *italicus* GEMM., *Projuvavites* sp. s.l. (= new projuvavitid genus with marginal nodes on the body chamber), *Tropicellites* cf. *ceciliae* MOJS., *Placites placodes* (MOJS.), *Eupinacoceras* cf. *rex* (MOJS.), *Sphingites* sp., *Arcestes* div. sp., *Discophyllites* cf. *patens* (MOJS.).

Bivalvia div.

Austriellula robusta n. sp.

A conodont sample yielded about 400 specimens of *Metapolygnathus communisti* HAYASHI, *Epigondolella primitia* MOSHER and *E. abneptis* (HUCKRIEDE).

The sample with the new brachiopod species can clearly be attributed to the *Italicus* subzone of the *Anatropites*-Bereich. This is not only proven by *Anatropites* cf. *spinus* and the new projuvavitid genus, but particularly by the presence of the index species *Gonionotites* cf. *italicus* itself. The conodont fauna proves the same age (see KRYSZYN 1980, 79).

M2: *Griesbachites medleyanus* (STOLICZKA), *Gonionotites* cf. *waldthauseni* WELTER, *Dimorphites* sp., *Placites peracutus* (MOJS.), *Arcestes* div. sp., *Discophyllites patens* (MOJS.), *Rhacophyllites zitteli* MOJS.

All three trachyostracean forms indicate a Norian age which by *Griesbachites medleyanus* can be established more precisely. According to KRYSZYN 1981 this species is a guide to the lower part of the lower Norian (= Lac 1).

The investigations on Timor were carried out within the scope of IGCP Project 4 "Triassic of the Tethys Realm" and financed by the Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich (Proj. 2695) for which we express our sincere thanks. The brachiopod material was collected by L. KRYSZYN and later on forwarded to M. SIBLIK for description. The photographs were taken by Mrs. M. PARALOVA, Praha.

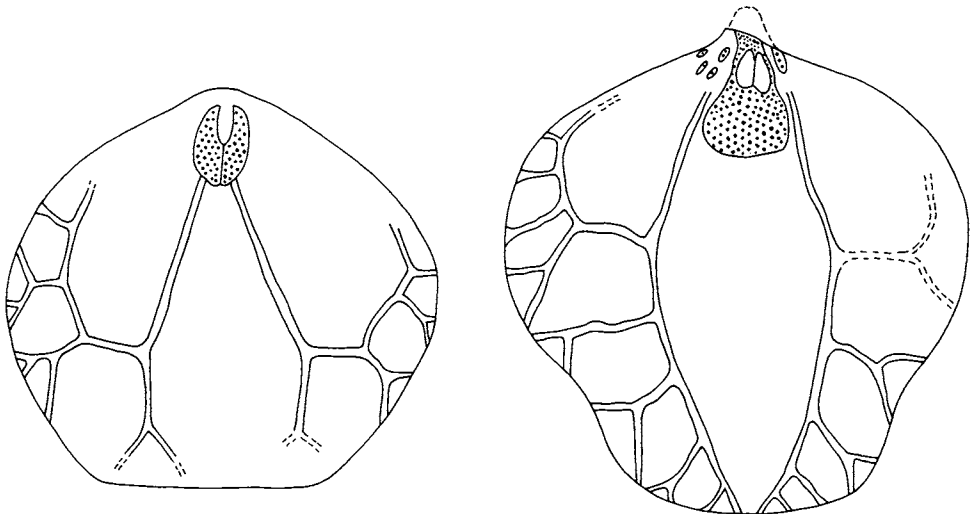


Fig. 3. *Austriellula robusta* n. sp. Timor. Mantle canals — left brachial valve, right pedicle valve of another specimen. Magnif. 3 ×.

Paleontological description (M. S.)

Family Norellidae AGER, 1959
Subfamily Norellinae AGER, 1959
Genus *Austriellula* STRAND, 1928
Austriellula robusta n. sp.

Pl. 1, Figs. 1—3

Holotype: The specimen figured on plate 1, fig. 2 and deposited in the collections of the Paleontological Institute of Vienna University under number PIW 2426/1.

Locus typicus: unnamed distributary of Oe Bihati creek, 1 km southwest of Bann, Timor (Indonesia).

Stratum typicum: red pink Hallstatt limestone block of uppermost Karnian age (Tuval 3/II sensu KRYSZYN 1980).

Material: 32 mostly well-preserved specimens (see text-fig. 2)

Dimensions of the holotype: 17,6 mm × 19,3 mm × 14,1 mm.

Description: Medium sized smooth shells up to 19,2 mm long and 22,9 wide (length measured parallel to the lateral commissure), with relatively thick shell wall. They are subpentagonal in outline and unequally biconvex with the brachial valve always much more convex than the pedicle one. The maximum — width of shell lies usually near the middle of the length of the brachial valve. There is a low fold developed in the anterior third of the brachial valve and the shallow sulcus on the corresponding part of the pedicle valve. Anterior commissure highly uniplicate. The linguiform extension is rather long, its sides steeply turn from the commissure at an angle about 80 to 90°. The same angle is formed by lateral and anterior commissures (as seen in the lateral view). The suberect — to erect beak is low, with subangular beak — ridges. The small foramen is submesothyrid in position. The apical angle ranges from 95 to 125°. A blunt costation irregularly developed in the fold of one specimen was ascertained (pl. 1, fig. 1). The muscle scars and mantle canals are figured in text-fig. 3.

Internal characters: The short dental lamellae are nearly parallel near the umbo; later they converge ventrally. The lateral umbonal cavities relatively narrow and subtrigonal in transverse section. Posteriorly they are hardly distinguishable due to the secondary thickening. The teeth are strongly developed and not crenulated. Denticula were not observed. The muscle attachment areas well discernible. There is a very short dorsal septum present, forming a minute septalium near the posterior end of the valve (another specimen showed a little higher septum than the specimen sectioned in text-fig. 4). The hinge-plates are either horizontal or slightly deflected ventrally, with the crural bases well-delimited at their inner ends. The sockets large and crenulated. The crura distally concave, projecting into the pedicle valve, with their concave surface directed almost laterally or dorsolaterally. They are reported to be arcuifer but they do not differ much from the radulifer crura of some other genera.

Remarks: The only till today known *Austriellula* from Timor is *A. pirum* (BITTNER, 1890) which was reported by AUDLEY-CHARLES 1968 from Karnian conglomerates of the Aitutu Formation. The new *Austriellula* here described is characterized by its relatively great dimensions and noticeable thickening of the shell wall, by a subpentagonal outline with concave anterolateral margins (on dorsal

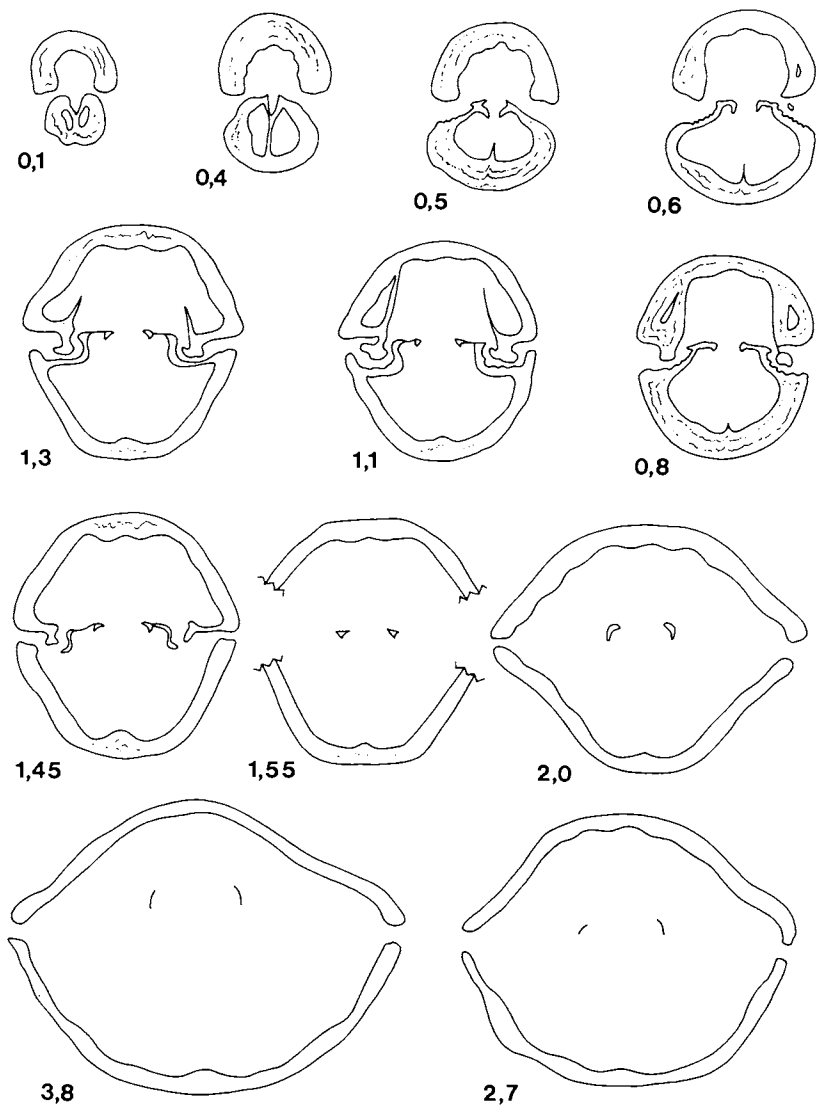


Fig. 4. *Austriellula robusta* n. sp. Timor. Transverse sections through the posterior part of the shell. Original length cca 17,0 mm. Numbers indicate the distance from the beak of the brachial valve. The crura dissappeared at 4,0 mm. 4 × .

view), by remarkable difference in the convexity between pedicle and brachial valves and by high and wide subangular plication. These joint characters can distinguish the new species from a series of similar smooth forms described originally from the Hallstatt limestones of the Alps. *Austriellula* — like rhyntonellids described from Timor by KRUMBECK 1924 as *Rhyntonella subregilla* and *R.*

subangulifrons differ externally from *A. robusta* sp. n. Their internal characters have not been known.

Considerable resemblance is shown by *A. gomorensis* (BALOGH, 1940) from Slovakia and by *A. fuchsi* SIBLÍK, 1976 from Nepal. Both these species differ by their much lesser dimensions and by their higher and less curved beak from the new species described here. Moreover, the former species shows lesser globosity and lower plication when compared with the new species.

Occurrence: Hallstatt limestone (block M) of Timor, Indonesia; together with ammonoids (*Anatropites* cf. *spinosus*).

References

- AUDLEY-CHARLES, M. G. (1968): The geology of Portuguese Timor. — Mem. geol. Soc., 4, 1—76, 10 text-figs., 13 pls., London.
- BALOGH, K. (1940): Daten zur geologischen Kenntnis der Umgebung von Pelsöcardó. — Abh. miner.-geol. Institut St. Tisza-Univ., 19, 151—200, 1 pl., 1 geol. map, Debrecen.
- DIENER, C., 1923: Ammonoidea trachyostraca aus der mittleren und oberen Trias von Timor. — Jb. Mijnw. Ned. Oost-Indië 48, 73—276, 32 pls., s'Gravenhage (1920).
- GAGEONNET, R. & LEMOINE, M., 1958: Contribution à la connaissance de la géologie de la province Portugaise de Timor. — Estudos, Ensaios e Documentos, 48, 136 p., 11 figs., 5 pls.
- KRUMBECK, L. (1924): Die Brachiopoden, Lamellibranchiaten und Gastropoden der Trias von Timor. 2. Paläont. Teil. — Paläont. v. Timor, 13, 143—411, 4 textfigs., 20 pls., Stuttgart.
- KRYSTYN, L., 1980: Triassic conodont localities of the Salzkammergutregion (Northern Calcareous Alps). — Abh. Geol. B.-A., 35, 61—98, 16 figs., 4 pls., Vienna.
- KRYSTYN, L., 1982: Obertriassische Ammonoideen aus dem zentralnepalischen Himalaya (Gebiet von Jomsom). — Abh. Geol. B.-A., 36, 1—63, 17 Abb., 18 Taf., Wien.
- ROTHPLETZ, A., 1892: Die Perm-, Trias- und Juraformation auf Timor und Rotti im indischen Archipel. — Palaeontographica, 39, 57—106, 6 pls.; Stuttgart.
- SIBLÍK, M. (1976): Triassic Brachiopods from Nepal. — Riv. Ital. Paleont., 81, 133—160, 8 text-figs., 3 pls., Milano.
- TATZREITER, F. 1978: Zur Stellung der *Himavalites columbianus*-Zone (höheres Mittelnor) in der Tethys. — Schriftenr. Erdw. Komm. Österr. Akad. Wiss., 4, 105—139, 7 figs., 4 pls., Vienna.
- TATZREITER, F., 1980: Neue trachyostrake Ammonoideen aus dem Nor (Alaun 2) der Tethys. — Verh. Geol. B.-A., 1980/2, 123—159, 11 figs., 4 pls., Vienna.
- TICHY, G., 1979: Gastropoden aus den triassischen Hallstätter-Blöcken von West-Timor (Indonesien). — Beitr. Paläont. Österr., 6, 119—133, 1 fig., 2 pls., Vienna.
- WELTER, O. A., 1914: Die obertriadischen Ammoniten und Nautiliden von Timor. — Paläontologie von Timor, 1, 258 p., 36 pls., Stuttgart.



pl. 1 fig. 1—3 *Austriellula robusta* n. sp. Timor (fig. 2: Holotype). All specimens were coated with ammonium chloride before photographing. Magnification 2,5 ×. Photographs by M. PÁRALOVÁ.

Veröffentlichung des Österreichischen Nationalkomitees für das
International Geological Correlation Programme Project Nr. 73/I/4.
Triassic of the Tethys Realm

**Stratigraphic and environmental correlations in the Fatra- and Norovica-
Formation (Upper Triassic, Western Carpathians)**

JOZEF MICHALÍK and ANDRZEJ GAŹDZICKI*)

4 text-figs.

Abstract

Two formations of several Upper Triassic developments in the Western Carpathians are compared: the Fatric restricted marine basin has been bounded by extensive shallows in the Hronic, where Norovica Fm. originated. Though both the formations have several common features (biogenic carbonate sediments arising in a hot climate with periodic violent storms under slow transgressive conditions etc.), they differ in some principal characteristics.

The informal and formal lithostratigraphical division and the most important biostratigraphical features are dealt more in detail.

1. Introduction

Both the Fatra- and Norovica-Formations, produced by shallow marine carbonate sedimentation, represent two of the principal development patterns of West Carpathian top Triassic sedimentary sequences (compare Fig. 1).

The development of the uppermost Triassic sediments in the Fatric has been previously named "Koessener Schichten", or simpler, but incorrectly "Rhaetian". Later, in 1974 it has been entitled by J. MICHALÍK as "Fatra-Schichten". Its type profile has been described by J. MICHALÍK in 1976 in the Dedošova dolina — valley in Vel'ká Fatra Mts. The same author formerly regarded the "Fatra-Member" and "Hybe-member" as two (partially synchronous) members of the so-called "Carpathian Koessen Formation". Later (in J. MICHALÍK et al., 1979 etc.) he has recognized that it is more reasonable to consider this Fatra-complex as an independent formation.

2. Lithostratigraphy

The average thickness of the Fatra-Fm. is nearly 30 meters (while in the nearshore it reaches hardly 16 meters, it exceeds 40—50 meters in the maximum subsidence zones). All the Fatra Fm. sequence consists of dark detrital (brecciated to organodetrital and broken shelly limestones), organogene (crinoidal, coralligenous, porifera-bearing, shelly bivalve and brachiopodal, gastropodal and foraminiferal limestones) and chemogeneous (micritical to oolite limestones and dolostones)

*) Dr. Jozef Michalík, Geologický Ústav SAV, Dúbravská Cesta 9, 81473 Bratislava, Czechoslovakia.

Dr. Andrzej Gaździcki, Zakład Paleobiologii PAN, al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa, Poland.

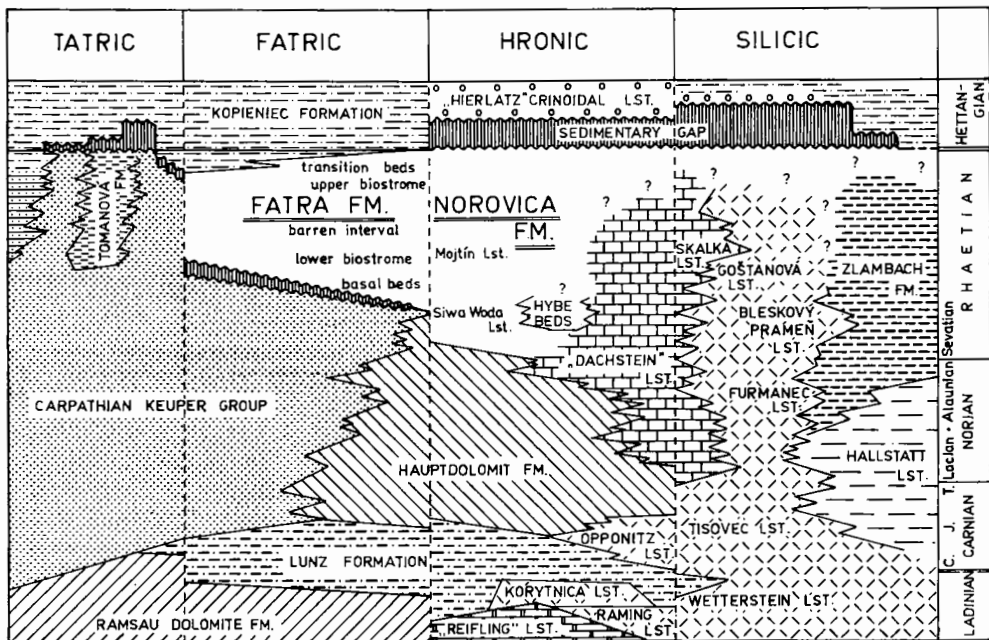


Fig. 1: Schematic lithostratigraphic table of the West Carpathian Upper Triassic.

rocks with sporadic terrigenous intercalations (marls, claystones and siltstones). The prevailing part of the detritus has been derived from skeletons of the organism, which have lived in a proper sedimentary basin.

The lithological horizons occur in cycles beginning with clastic to organogene and oolitic limestones. Some of the preserved cycles are terminated with a marly or even dolomite horizon. Almost every new cycle begins with out-washing. This fact, combined with irregular space development of individual horizons leads to the origin of a very complicated and variable sequence, the thickness of the whole sedimentary column being reduced to a fraction of the possible value (compare Fig. 2).

Thus, the preserved Fatra-Formation sequence is a very incomplete record of the upper Triassic sedimentation. This is the reason why the profiles can only be correlated with each other with difficulty. To solve its stratigraphy is an especially intricate problem. As known, the lithofacial sequence has recently been divided (J. MICHALÍK et al., 1979, A. GAŹDZICKI et al., 1979) into several informal members (Fig. 2).

1. Basal beds are characterized by the shelly—limestone sequence with slight terrigenous supply and with bivalve fauna (*Chlamys favrii tatica*, *Ch. winkleri*, *Modiolus minutus*, *Neoschizodus* sp. etc.) and foraminifers (*Trochammina alpina*, *Agathammina* sp., *Nubecularia* sp., *Ophthalmidium* sp. etc., cf. J. MICHALÍK et al., 1979).

This development is typical of the so-called "Swabian facies" of E. SUESS and E. OPPEL, 1856.

2. The lower biostromatic member contains two or more sedimentary cycles. The basal horizon of each of them can be developed in the facies, similar to the

“basal beds”. The bioclastic limestones above it, passing into coralligenous (with *Pinacophyllum* sp., *Stylophyllum gracile*, *Phacellostylophyllum medium*, *Ph. robustum* etc.), poriferal, algal, megalodon-bearing (*Conchodon infraliassicus*, *C. goeteli*, *Rhaetomegalodon tatricus* etc.), gastropodal, foraminiferal (*Agathammina austroalpina*, *Ammodiscus incertus*, *Tetrataxis inflata* etc.) and brachiopod-bearing limestones (*Rhaetina gregaria*) are most frequent. The definition of this member is close to the “Carpathian facies” of E. SUESS, 1868 with several “Lithodendronkalk” (= coral limestone) intercalations.

3. The barren interval is composed of dolomite, dolomitic limestones and redeposited clastic limestones, obviously with only a poor fauna. Although the correlation of this member in the different profiles is sometimes ambiguous, it seems that probably a regressive phase, in which it originated, affected most of the shallows in the Fatric basin.

4. The upper biostrome member is very similar to the lower one; it also contains several sedimentary cycles. However, its corals, foraminifers, and other fauna are slightly different (cf. J. MICHALÍK et al., 1979).

5. The transition beds contain several uncommon lithological horizons: muddy limestones with nodular bedding planes and ostracodal fauna; distinct, often redeposited oolitic layers; bivalve shelly limestones with “mixed” Rhaetian and Hettangian bivalve fauna (*Cardinia* sp., *Chlamys valoniensis*, *C. dispar* together with *Rhaetavicula contorta* and *Placunopsis alpina*) and foraminifera *Ammodiscus multivolutus* and *Trocholina multispira*.

All the Fatra Formation lies transgressively on variegated Carpathian Keuper deposits, being covered by marine shales of Kopieniec Formation, Lower Jurassic in age.

The uppermost Triassic deposits of the Choč unit in the Hronic are very incompletely preserved, as they have undergone considerable erosion. They consist mostly of reddish light grey to grey compact organogene and organodetrital limestones, resembling the Dachstein limestone in lithology. Range of their distribution is the northwestern part of Strážovské vrchy Mts., Malé Karpaty Mts. and Western Tatra Mts. This sequence is largely different from its time equivalent in the Tatric and Fatric units, displaying a continuous sedimentary transition from the underlying Hauptdolomit, while it is transgressively overlain by Lower Liassic crinoidal limestones. A. GAŹDZICKI and J. MICHALÍK 1980 suggested a new name — Norovica Formation for this lithostratigraphical unit. There are three members distinguishable in the Norovica Fm. according to the nature of the sedimentary sequence, microfacies and fauna (cf. Fig. 3).

The lowermost unit, distinguished by GAŹDZICKI and MICHALÍK 1980 is a somewhat problematic horizon of dark grey micritic limestones without fauna, in tectonic contact with overlying members.

The Siwa Woda Limestone Member includes grey, compact, sandy biopelsparite limestones with abundant Rhaetian conodonts (*Misikella posthernsteini*) and foraminifera (*Aulotortus friedli*). The type section of this unit is at the foot of Siwiański Turnie in the Chocholowska Valley. The member attains some 180 cm in thickness.

The Mojtiń Limestone Member is the basic subunit of the Norovica Formation. It comprises reddish light- to dark-grey micritic, oolitic to organodetrital limestones with abundant brachiopods, bivalves, corals and rich and diverse foraminiferal involutinid associations, dominated by *Triasina hantkeni*. The name

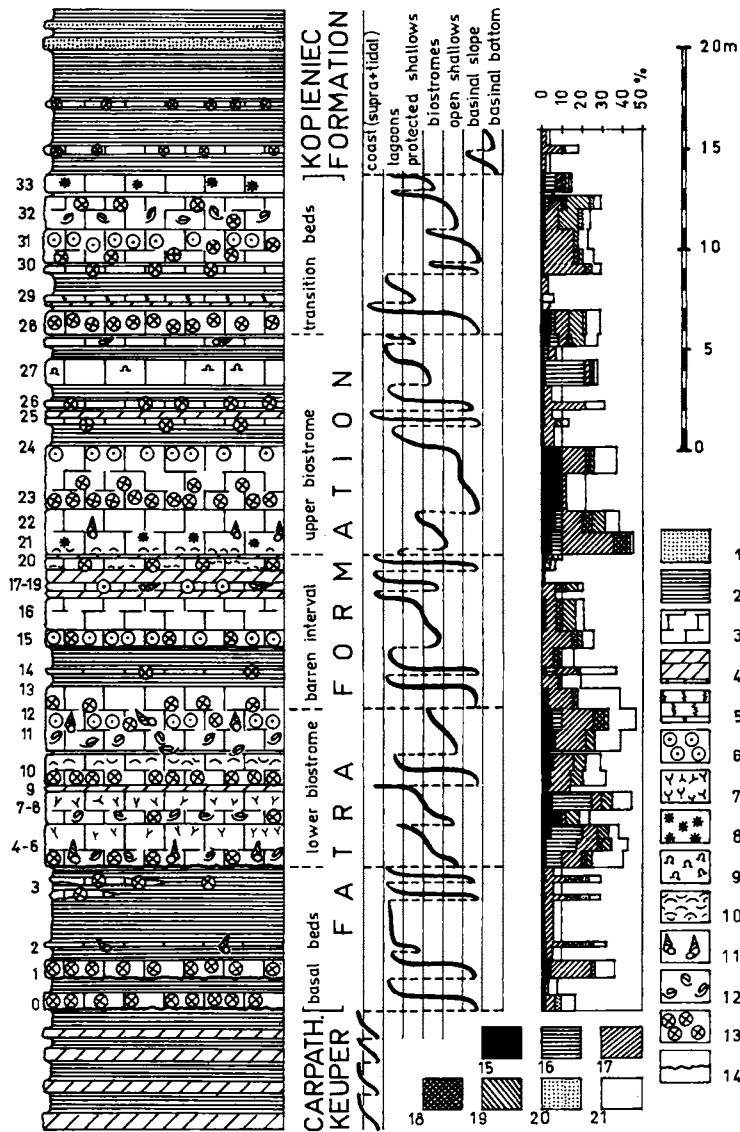


Fig. 2.: Lithostratigraphy of the Fatra Formation based on the Híreška section. First column: lithology; second one: sedimentary environments and their changes; third column: percentage share of organisms. Explanations 1—14: lithology: 1-sandstones, 2-shales, 3-fine detritic limestones, 4-dolomites, 5-marly ("lateritic") limestone, 6-oolitic limestone, 7-algae, 8-corals, 9-porifers, 10-bivalves, 11-gastropods, 12-brachiopods, 13-crinoids, 14-erosional surfaces. 15—21: groups of organisms (3. column): 15-forams, 16-reef builders, 17-bivalves, 18-gastropods, 19-brachiopods, 20-ostracods, 21-crinoids.

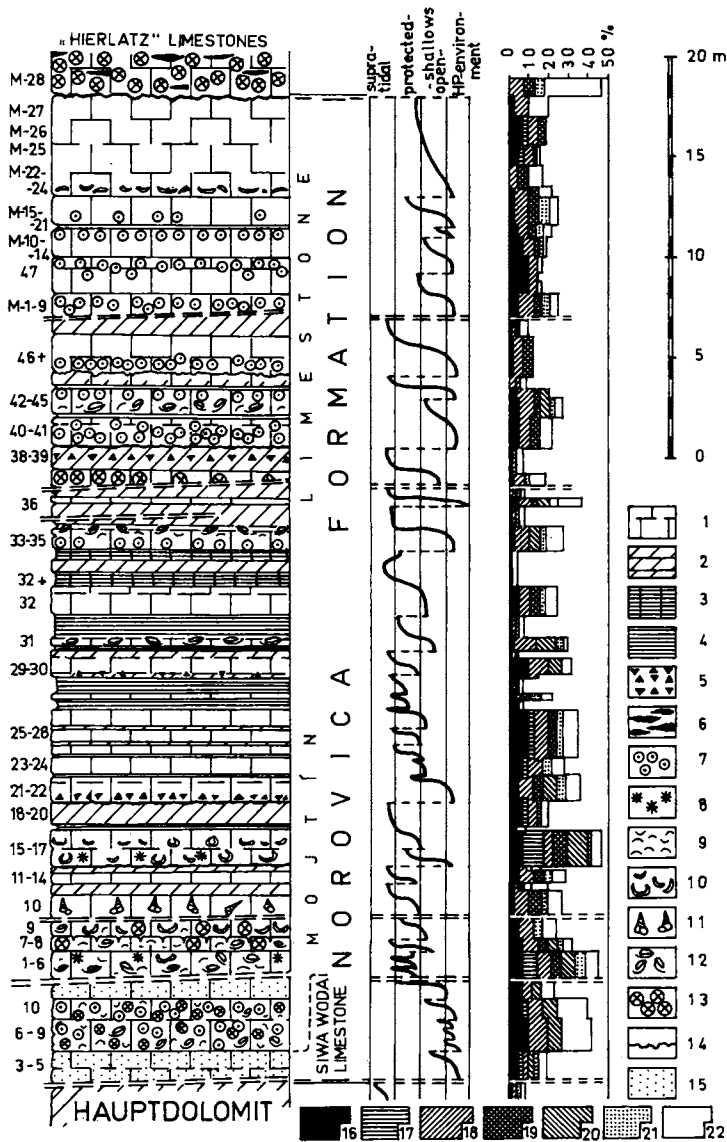


Fig. 3.: Lithostratigraphy of the Norovica Formation based on the Trstie section. First column: lithology; second column: sedimentary environment changes; third column: percentage share or organic skeleton fragments in sediment. Explanations 1—15: lithology: 1-micritic and fine detrital limestones, 2-dolomite, 3-marlstone, 4-shales, 5-breccia, 6-cherts, 7-oolitic limestone, 8-corals, 9-bivalves, 10-megalodon limestone, 11-gastropods, 12-brachiopods, 13-crinoids, 14-erosional surfaces, 15-limestone with fine detrital quartz. 16—22: groups of organisms (for 3. column): 16-forams, 17-reef builders, 18-bivalves, 19-gastropods, 20-brachiopods, 21-ostracods, 22-crinoids.

of the member is derived from the Mojtińska valley in the Strážovské vrchy Mts. The upper boundary of the member coincides with the upper boundary of the whole Norovica Fm. This member attains up to 50 m thickness and occurs in all the geological sections investigated in the West Tatra and Strážovské vrchy Mts.

3. Biostratigraphy

The study of the Rhaetian biostratigraphy in the Western Carpathians is extremely difficult. *Rhaetavicula contorta*, originally defined as the Rhaetian index-species, has a too wide stratigraphical range. The ammonite *Choristoceras marshi* has not been found in the Western Carpathians as yet. A parastratigraphical correlation (as suggested by S. J. MORBEY 1975) has been made in the Tomanová Fm. in the Fatric (see E. PLANDEROVÁ in J. MICHALÍK et al., 1976) and in one section of Fatric in the West Tatra Mts. (see E. PLANDEROVÁ in A. GAŹDZICKI et al., 1979). The first palynostratigraphical data from the Carpathian Keuper Group indicated a Rhaetian age for its uppermost part (lower part of *Choristoceras marshi* Zone?). On the basis of all the data obtained from the Fatra Fm. we can estimate its age to be probably younger than the lower part of *C. marshi* Zone, and older than the base of the Liassic (Hettangian).

Slightly better results have been obtained by studying the Norovica Fm. stratigraphy. The Siwa Woda Limestone yielded an extremely rich collection of the latest Rhaetian conodonts *Misikella posthernsteini* and *M.* sp. The abundant occurrences of *Triasina hantkeni* in the Mojtiń Lst. allow this member to be assigned to the "upper" Rhaetian, comparable with the Fatra Formation.

4. Sedimentary conditions

Both the formations mentioned bear marks of warm and dry subtropical climate with occasional storm periods. As to present knowledge the Fatra Fm. is believed to be deposited in a partially isolated sea basin with normal to slightly raised salinity. The average depth in the shallows was 0—15 meters (as indicated by the oolite distribution studies by MICHALÍK 1978), the coral biostromes grew in depths between 2 and 50 meters, the oxygen deficit level ran probably about 100 m below sea level. A broad lowland of a flat arid basin with terrigenous sedimentation separated this sea basin from the continental interior. A different tectonical activity and different subsidence of the sea bottom segments have been caused by syndimentary transversal faults. The highly unstable Fatra Fm. environment favoured the opportunistic bottom dwellers: this is the reason why most of the Fatra Fm. communities belonged to the immature communities category.

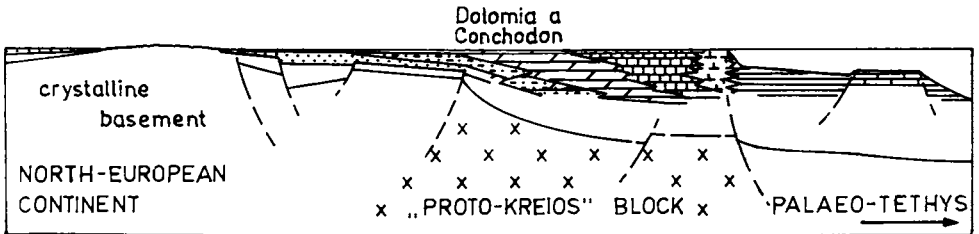
On the other hand, the lithostratigraphical sequence of the Norovica F. represents a narrower range of environments and bears no marks of such great oscillations. The majority of lithofacies belong both to the protected- and open shallows environments. The faunal list is much more complete, although not as rich as the one of the Hybe Beds. This fact fits very well with the assumption of increasing faunal diversity from the isolated basins to the open sea passage (ROLLINS and DONAHUE, 1975). Several organisms illustrate this tendency very well by their distribution: for example brachiopods (MICHALÍK, 1977, 1979), worms (MICHALÍK and ZIEGLER, 1980), bivalves, foraminifera (MICHALÍK, 1980) etc. These features have also been discussed by MICHALÍK and JENDREJÁKOVÁ, 1978.

W

E

CORSO-
SARDINIA

• APENNINES • SOUTHERN ALPS • DINARIDES
alluvial plains • sabkha • tidal flats & lagoons • reef • basin



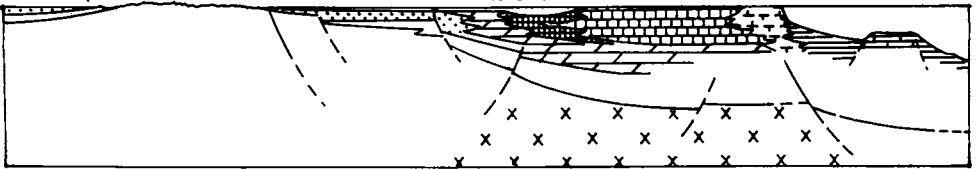
NW

SE

BOHEMIAN
GERMANY • MASSIF • HELVETIC
& PENNIC • AUSTRALPINC

Rhätkeuper

Kössen Fm. • Dachstein Lst. Fm. • Zlambach Fm.



N

S

TATRIC • FATRIC • HRONIC • SILICIC

Carpathian Keuper • Fatra Fm. • Norovica Fm. • Hybe B. • Furmanec Lst.

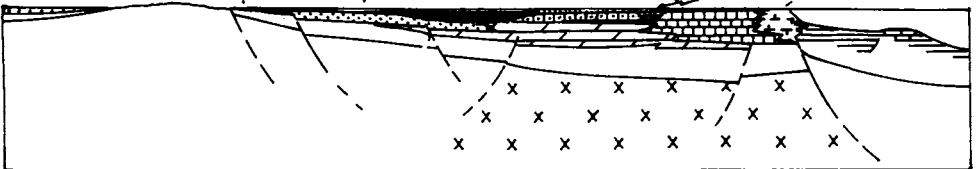


Fig. 4: Schematic paleogeographic profiles through the Late Triassic deposits of the northwestern Tethyan shelf area. Upper: central Mediterranean area (according to Laubscher and Bernoulli 1977, modified); in the middle: Alpine area; lower profile: West Carpathian area. Idealized, not to scale, vertical dimension exaggerated.

5. Comparisons

The position of the above mentioned formations in the uppermost Triassic palinspastic section is interpreted schematically in the Fig. 4. The majority of the West Carpathian Triassic formations seem to be clearly reduced when compared with equivalent Alpine sedimentary units, even more than expressed on the scheme.

The Fatra Fm. basin lay close to the boundary zone between the realm of North-European continental terrigenous influence ("Germanic Triassic") and a stable belt of permanent shallow reef-lagoonal facies, which could indicate the existence of an "ancestor" of TOLLMANN's (1978) Jurassic-Cretaceous "Kreios" block. The Fatra Fm. basin had probably a more external position than the isochronous Alpine Koessen Fm. basin. The relic-like occurrence of the Hybe Beds in the Hronic could have had some connection with eastern extensions of the latter area. However, the recognition of their detailed litho- and biostratigraphy needs further investigations. The Fatra Fm. was deposited in a shallow isolated sea embayment with small subsidence and with rich, but little-diversified marine benthic fauna. Skeletal fragments of benthic animals form about 31% of the whole sediment volume. As can be seen from the following table, the reef builders (algae, porifera and corals) are the third dominating group of the fauna beside the bivalves and crinoids.

<i>Fatra Formation (Híreška section)</i>		<i>Norovica Fm. (Trstie section)</i>	
bivalves	32 %	forams	23 %
crinoids	22 %	bivalves	22,5%
reef builders	14 %	crinoids	22 %
forams	13 %	gastropods	10,5%
brachiopods	8 %	ostracods	10 %
gastropods	7 %	brachiopods	7 %
ostracods	3,5%	reef builders	2,5%
other groups	1,5%	other groups	2,5%

The Norovica Fm., on the other hand, is a shallow threshold-like development, related to the Dachstein Lst. development. The former formation is typified by its reduced thickness, frequent oscillations, expressed in dolomite intercalations, abundance of oolitic limestone layers and further attributes. Organic fragments form about 26% of all the sediment volume. Apart from bivalves and crinoids the foraminifera are dominant, but gastropoda and ostracoda are also important components of the fauna.

Thus, the top Triassic development of the Western Carpathian area has some peculiarities when compared with more westerly segments of the northern Tethyan shelf. They were probably caused by transversal fault tectonics, small subsidence rate and slightly different tectonic history, connected with a position of the West Carpathian segment in the late Triassic tectonic situation. All these peculiarities are well recorded in sedimentary columns of both the Fatra- and Norovica Formations.

6. References

- GAŹDZICKI, A., MICHALÍK J., PLANDEROVÁ E., SÝKORA M., 1979: An Upper Triassic — Lower Jurassic sequence in the Krížna-nappe (West Tatra Mts., West Carpathians, Czechoslovakia). *Záp. Karp., Geol. (Bratislava)*, 5., p. 119—148.
- GAŹDZICKI A., MICHALÍK J., 1980: Uppermost Triassic sequences of the Choč-nappe (Hronic) in the West Carpathians of Slovakia and Poland. *Acta geol. Polon. (Warszawa)*, 30, 1., p. 61—76.
- LAUBSCHER H. P., BERNOUILLI D., 1977: Mediterranean and Tethys. In: *The ocean basins and margins*. Plenum Publ. Co., N. York—Toronto—Washington, vol. 4 A., p. 1—28.
- MICHALÍK J., 1974: Zur Paläogeographie der Rhätischen Stufe des westlichen Teiles der Krížna-Decke in den Westkarpaten. *Geol. zb. Geol. Carp. (Bratislava)*, 25, 2., p. 257—285.
- MICHALÍK J., 1976: Characteristic profile through the Fatra member of the highest Triassic, Krížna nappe in the closure of Dedošova valley (Gaderská dolina, Veľká Fatra). (In Slovak, Engl. res.) *Kmetiánium (Martin)*, 4., p. 125—143.
- MICHALÍK J., PLANDEROVÁ E., SÝKORA M., 1976: To the stratigraphic and paleogeographic position of the Tomanová Formation in the uppermost Triassic of the West Carpathians. *Geol. zborn. Geol. Carpath. (Bratislava)*, 27, 2., p. 299—318.
- MICHALÍK J., 1977: Paläogeographische Untersuchungen der Fatra-Schichten des nördlichen Teiles des Fatrikums in den Westkarpaten. *Geol. zborn. Geol. Carpath. (Bratislava)*, 28, 1., p. 71—94.
- MICHALÍK J., 1978: To the paleogeographic, paleotectonic and paleoclimatic development of the West Carpathian area in the uppermost Triassic. In: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát*. Bratislava, GÚDŠ, p. 189—211.
- MICHALÍK J., JENDREJÁKOVÁ O., 1978: Organism communities and biofacies of the Fatra Fmt. (Uppermost Triassic, Fatric) in the West Carpathians. *Geol. zborn. Geol. Carpath. (Bratislava)*, 29, 1., p. 113—137.
- MICHALÍK J., 1979: Paleobiogeography of the Fatra Formation of the uppermost Triassic of the West Carpathians. *Paleont. konf. 77, kat. paleont. UK (Praha)*, 1978., p. 25—39.
- MICHALÍK J., JENDREJÁKOVÁ O., BORZA K., 1979: Some new Foraminifera species of the Fatra Formation (uppermost Triassic) in the West Carpathians. *Geol. zborn. Geol. Carpath. (Bratislava)*, 30, 1., p. 45—60.
- MICHALÍK J., 1980: A paleoenvironmental and paleoecological analysis of the West Carpathian part of the northern Tethyan nearshore region in the latest Triassic time. *Riv. Ital. Paleont. (Milano)*, 85, 3—4., p. 1047—1064.
- MICHALÍK J., ZIEGLER V., 1980: Late Triassic serpulids (Annelida, Polychaetia) in the West Carpathians. *Geol. zborn. Geol. Carpath. (Bratislava)*, 31, 4., p. 627—640.
- MORBAY S. J., 1975: The palynostratigraphy of the Rhaetian stage, Upper Triassic in the Kendelbachgraben, Austria. *Palaeontogr. (Stuttgart)*, B 152, 1—3., p. 1—75.

- ROLLINS H. B., DONAHUE J., 1975: Towards a theoretical basis of paleoecology: concepts of community dynamics. *Lethaia* (Oslo), 8., p. 255—270.
- OPPEL A., SUESS E., 1856: Über die muthmasslichen Aequivalente der Koessener Schichten in Schwaben. *Sitzungsb. Ak. Wiss. Wien, Math.-Nat. Cl.* 21, p. 335—549.
- SUESS E. & MOJSISOVICS E., 1868: Studien über Trias- und Jura-Bildungen in den östlichen Alpen II: Gebirgsgruppe des Osterhorns. *Jahrb. geol. Reichsanst. (Wien)*, 18., p. 1—167.
- TOLLMANN A., 1978: Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. *Mitt. österr. geol. Ges. (Wien)*, 1976, 69., p. 291—351.

Veröffentlichung des Österreichischen Nationalkomitees für das
International Geological Correlation Programme Project Nr. 73/I/4.
Triassic of the Tethys Realm

Triassic brachiopods of the Northern Alps and their generic attributions

MILOŠ SIBLÍK *)

The purpose of the following synopsis is to give a review of present generic assignment of the Triassic brachiopod species reported from the Northern Alps. Most of the species have not been revised since BITTNER's time, due to the relative scarcity of the new finds. The data concerning their occurrence in the area mentioned were taken from C. DIENER (1920). The indications from his catalogue were enriched by subsequent informations available to the present author. In any case, this synopsis can hardly be considered complete. It does not solve the problems of synonyms which certainly are common among the Triassic species.

A rather peculiar brachiopod fauna was described by O. GUGENBERGER (Sitzungsber. d. Akad. Wiss. 139, Wien, 1930) from the "Cardita-Schichten" near Launsdorf in Carinthia. This assemblage is difficult to comment without further detailed study and GUGENBERGER's species are not included in this synopsis.

aemulatrix [Rhynchonella aemulatrix BITTN.] = *Norella aemulatrix* (BITTNER, 1890)

alata [Koninckina alata BITTN.] = *Koninckina alata* BITTNER, 1890

altaplecta [Rhynchonella altaplecta BÖCKH] = *Caucasorhynchia altaplecta* (BÖCKH, 1873)

ambigua [Amphiclina ambigua BITTN.] = *Amphiclina ambigua* BITTNER, 1890

amoena [Amphiclina amoena BITTN.] = *Amphiclina amoena* BITTNER, 1890

amphitoma [Amphiclinodonta amphitoma ZUGMAYER (in coll.) BITTN.] = *Amphiclinodonta amphitoma*, BITTNER, 1890

amphitoma [Terebratula amphitoma BRONN] = *Halorella amphitoma* (BRONN, 1832)

ampla [Spiriferina ampla BITTN.] = *Mentzelia ampla* (BITTNER, 1890)

ancilla [Rhynchonella ancilla MOJS.] = *Halorella ancilla* (MOJSISOVICS, 1868)

angulifrons [Rhynchonella angulifrons BITTN.] = *Austriellula angulifrons* (BITTNER, 1890)

angusta [Terebratulites angustus Schl.] = *Silesiathyris angusta* (SCHLOTHEIM, 1820). It has not been proved, however, if the Tethyan "angusta" is identical with the Silesian species.

angustaeformis [Waldheimia angustaeformis BÖCKH] = *Angustothyris angustaeformis* (BÖCKH, 1873)

annexa [Rhynchonella annexa BITT.] = *Austriellula annexa* (BITTNER, 1890)

arara [Retzia Arara LAUBE] = *Hungarispira arara* (LAUBE, 1865)

associata [Rhynchonella associata BITT.] = *Austriellula associata* (BITTNER, 1890)

augusti [Rhynchonella Augusti BITT.] = "*Rhynchonella*" *augusti* BITTNER, 1890

*) Institute of Geology and Geotechnics, Czechosl. Acad. Sci., Prague.

- ausseana* [Spirigera Ausseana BITTN.] = *Spirigerellina* (?) *ausseana* (BITTNER, 1890)
- austriaca* [Amphiclina austriaca BITTN.] = *Amphiclina austriaca* BITTNER, 1892
- austriaca* [Spirifer Münsteri var. austriaca SUESS, 1854]. The subspecies was referred by Dagys (1963, 1974) to *Lepismatina* as *Lepismatina austriaca*. According to Pearson (1977) "austriaca" is considered a junior synonym of *Zugmayerella uncinata* (SCHAFHÄUTL, 1851)
- austriaca* [Waldheimia austriaca ZUGM.] = *Zeilleria austriaca* (ZUGMAYER, 1880)
- bajuvarica* [Rhynchonella bajuvarica BITTN.] = "*Rhynchonella*" *bajuvarica* BITTNER, 1890
- beyrichi* [Waldheimia (Cruratula) Beyrichii BITTN.] = *Cruratula beyrichi* BITTNER, 1890
- bicarinarum* [Bactrynum bicarinatum EMMR.] = *Bactrynum bicarinatum* EMMERICH, 1855
- bittneri* [Retzia Bittneri TOULA] = "*Retzia*" *bittneri* TOULA, 1913
- blandula* [Koninckina blandula BITTN.] = *Koninckina blandula* BITTNER, 1890. The relation to the genus *Lamellokoninckina* Jing-Feng, 1977 is not quite clear.
- canaliculata* [Waldheimia (Aulacothyris) canaliculata BITTNER] = *Aulacothyris canaliculata* BITTNER, 1892
- carinthiaca* [Terebratula Carinthiaca ROTHPL.] = *Cruratula carinthiaca* (ROTHPLETZ, 1886)
- cassiana* [Spiriferina cassiana LAUBE] = *Mentzelia cassiana* (LAUBE, 1865)
- christomani* [Lingula Christomani SKUPHOS] = "*Lingula*" *christomani* SKUPHOS, 1893
- cellensis* [Discina cellensis SUESS] = "*Discina*" *cellensis* SUESS, 1854
- cinctella* [Waldheimia (? Aulacothyris) cinctella BITTN.] = *Babukella* (?) *cinctella* (BITTNER, 1892)
- coarctata* [Amphiclina coarctata BITTN.] = *Amphiclina coarctata* BITTNER, 1890
- cognata* [Amphiclina cognata BITTN.] = *Amphiclina cognata* BITTNER, 1890
- commendai* [Waldheimia (Aulacothyris) Commendai BITTN.] = *Camerothyris commendai* (BITTNER, 1890). Young specimen of "reascendens" BITTNER, 1890 ?
- compressa* [Waldheimia (Aulacothyris) compressa BITTN.] = *Aulacothyris compressa* BITTNER, 1892
- concordiae* [Rhynchonella Concordiae BITTN.] = "*Rhynchonella*" *concordiae* BITTNER, 1890. The species attributed to *Austrirhynchia* AGER, 1959 by PEARSON (1977)
- contraplecta* [Terebratula contraplecta MÜNST.] = *Euractinella contraplecta* (MÜNSTER, 1841)
- cornigera* [Terebratula cornigera SCHAFH.] = *Austrirhynchia cornigera* (SCHAFHÄUTL, 1851)
- crassula* [Amphiclinodonta crassula ZUGMAYER (in coll.) BITTN.] = *Amphiclinodonta crassula* BITTNER, 1890
- curvifrons* [Terebratula amphitoma curvifrons QUENST.] = *Halorelloidea curvifrons* (QUENSTEDT, 1871)
- cymbula* [?Thecidium cymbula BITTN.] = *Pomatospirella cymbula* (BITTNER, 1890). This very rare species of uncertain affinities was attributed by BITTNER (1892) to his new subgenus of *Spirigera-Pomatospirella*.

- damesi* [Waldheimia (Cruratula) Damesi BITTN.] = *Cruratula damesi* BITTNER, 1890
- davidsoni* [Thecospira Davidsonii (Suess nom. in coll.) BITTN.] = *Thecospira davidsoni* BITTNER, 1890
- debilis* [Terebratula debilis BITTN.] = "*Terebratula*" *debilis* BITTNER, 1890
- decurtata* [Terebratula decurtata GIR.] = *Decurtella decurtata* (GIRARD, 1843)
- deslongchampsii* [Spirigera Deslongchampsii SUESS] = "*Spirigera*" *deslongchampsii* SUESS, 1855
- dilatata* [Rhynchonella dilatata SUESS] = *Austriellula dilatata* (SUESS, 1855)
- discoides* [Patellites discoides SCHLOTH.] = "*Discina*" *discoides* (SCHLOTHEIM, 1822)
- dualina* [Waldheimia (Aulacothyris) dualina BITTN.] = *Aulacothyris* (?) *dualina* BITTNER, 1890
- dualis* [Waldheimia (Aulacothyris) dualis BITTN.] = *Camerothyris dualis* (BITTNER, 1890)
- dyactis* [Spirigera dyactis BITTN.] = *Tetractinella* (?) *dyactis* (BITTNER, 1892)
- elegantula* [Koninckina elegantula ZUGMAYER (in coll.) BITTN.] = *Koninckina elegantula* BITTNER, 1890
- elliptica* [Waldheimia elliptica ZUGM.] = *Zeilleria elliptica* (ZUGMAYER, 1880)
- emmrichi* [Pterophloios Emmrichi GÜMBEL, 1861] = recte *Bactrynum bicarinatum* EMMRICH, 1855
- emmrichi* [Spirifer Emmrichi SUESS] = *Sinucoستا emmrichi* (SUESS, 1854)
- eudora* [Waldheimia Eudora LAUBE] = *Cruratula eudora* (LAUBE, 1865)
- eudoxa* [Waldheimia (Cruratula) Eudoxa BITTN.] = *Cruratula eudoxa* BITTNER, 1890
- eurycolpos* [Spirigera eurycolpos BITTN.] = *Oxycolpella eurycolpos* (BITTNER, 1890)
- euryglossa* [Terebratula euryglossa BITTN., 1892] = most probably synonymous with *Lobothyris praepunctata* (BITTNER, 1890)
- familiaris* [Rhynchonella familiaris BITTN.] = "*Rhynchonella*" *familiaris* BITTNER, 1890
- fastosa* [Retzia Schwageri var. fastosa BITTN.] = young specimens of *Neoretzia superba* (SUESS)? Generic attribution of "fastosa" and some other retziids give rise to some doubts, the material studied being insufficient to make a decisive solution of the question possible.
- faucensis* [Rhynchonella faucensis ROTHPL.] = *Cruratula faucensis* (ROTHPLETZ, 1886)
- festiva* [? Waldheimia festiva BITTN.] = *Ornatothyrella festiva* (BITTNER, 1890)
- fischeri* [Lingula Fischeri SUESS] = "*Lingula*" *fischeri* SUESS, 1855
- fissicostata* [Rhynchonella fissicostata SUESS] = *Fissirhynchia fissicostata* (SUESS, 1854)
- fraasi* [Spiriferina Fraasii BITTN.] = *Mentzelia fraasi* (BITTNER, 1890)
- fragilis* [Terebratula fragilis SCHLOTH.] = *Punctospirella fragilis* (SCHLOTHEIM, 1814)
- frontalis* [Waldheimia (Aulacothyris?) frontalis BITTN.] = *Aulacothyris* (?) *frontalis* BITTNER, 1890
- fuggeri* [Rhynchonella Fuggeri BITTN.] = "*Rhynchonella*" *fuggeri* BITTNER, 1890

- generosa* [Rhynchonella *generosa* BITTN.] = "*Rhynchonella*" *generosa* BITTNER, 1890
- geyeri* [Rhynchonella *Geyeri* BITTN.] = *Norella geyeri* (BITTNER, 1890)
- gosaviensis* [Rhynchonellina *gosaviensis* KITTL] = *Rhynchonellina gosaviensis* KITTL, 1916
- gregaria* [Spiriferina *gregaria* SUESS] = *Sinucostra gregaria* (SUESS, 1867)
- gregaria* [Terebratula *gregaria* SUESS] = *Rhaetina gregaria* (SUESS, 1854)
- gregariaeformis* [Terebratula *gregariaeformis* ZUGM.] = *Triadithyris gregariaeformis* (ZUGMAYER, 1880)
- gümbeli* [Crania *Gümbeli* PICHLER] = *Thecospira gümbeli* (PICHLER, 1857)
- gümbeli* [Dimerella *Gümbelii* ZITT.] = *Dimerella gümbeli* ZITTEL, 1870
- guttula* [Rhynchonella *guttula* BITTN.] = *Norella guttula* (BITTNER, 1890)
- haberfelneri* [Amphiclina *Haberfelneri* BITTN.] = *Amphiclina haberfelneri* BITTNER, 1890
- hagar* [Terebratula (*Propygope* nov. subgen.) *Hagar* BITTN.] = *Propygope hagar* BITTNER, 1890
- haidingeri* [Thecidea *Haidingeri* SUESS] = *Thecospira haidingeri* (SUESS, 1854)
- halobiarum* [Spiriferina *halobiarum* BITTN.] = "*Spiriferina*" *halobiarum* BITTNER, 1890. According to DAGYS, 1974 belonging most probably to his new genus *Mentzelioides*.
- halophila* [Rhynchonella *halophila* BITTN.] = *Austriellula halophila* (BITTNER, 1890)
- halorica* [Rhynchonella *halorica* BITTN.] = *Austriellula halorica* (BITTNER, 1890). Maybe synonymous with "halophila".
- hecuba* [Rhynchonella *Hecuba* BITTN.] = "*Rhynchonella*" *hecuba* BITTNER, 1890
- hernsteinensis* [Amphiclina *Hernsteinensis* BITTN.] = *Amphiclina hernsteinensis* BITTNER, 1890
- hexagonalis* [Spirigera *hexagonalis* BITTN.] = *Tetractinella hexagonalis* (BITTNER, 1890)
- hirsuta* [Spirifer *hirsutus* ALB.] = *Hirsutella hirsuta* (ALBERTI, 1864)
- hofmanni* [Spirigera *Hofmanni* BITTN.] = *Dioristella hofmanni* (BITTNER, 1890)
- imitatrix* [Rhynchonella *imitatrix* BITTN.] = *Norella imitatrix* (BITTNER, 1890). Probably synonymous with "aemulatrix".
- indistincta* [Terebratula *indistincta* BEYR.] = *Dioristella indistincta* (BEYRICH, 1863)
- insignis* [Discina *insignis* GOETEL] = "*Discina*" *insignis* GOETEL, 1917
- insignis* [Koninckina *Leonhardi* var. *insignis* TOULA] = *Koninckina insignis* TOULA, 1913
- integrella* [Waldheimia (*Aulacothyris*) *integrella* BITTN.] = synonymous with "*cinctella*"?
- intercurrents* [Rhynchonella *intercurrents* BITTN.] = *Austriellula intercurrents* (BITTNER, 1890)
- intermixta* [Rhynchonella *intermixta* BITTN.] = *Austriellula intermixta* (BITTNER, 1890). Most probably the synonym of *A. halorica*.
- intervallata* [Terebratula *intervallata* BITTN.] = "*Terebratula*" *intervallata* BITTNER, 1892
- julica* [Terebratula *julica* BITTN.] = *Adygella julica* (BITTNER, 1890). JING-SUN (1976) included this species in their new genus *Tibetothyris*.

- juvavica* [Rhynchonella juvavica BITTN.] = *Austriellula juvavica* (BITTNER, 1890)
- juvavica* [Rhynchonellina juvavica BITTN.] = *Rhynchonellina juvavica* BITTNER, 1890
- juvavica* [Terebratula Sturi LAUBE var. juvavica BITTN., 1890] = synonymous with "*Terebratula*" *sturi* LAUBE, 1865?
- kastneri* [Rhynchonellina Kastneri BITTN.] = *Rhynchonellina kastneri* BITTNER, 1890
- kittli* [Juvavellina Kittli BITTN.] = *Juvavellina kittli* BITTNER, 1896
- kittli* [Rhynchonella Kittli BITTN.] = "*Rhynchonella*" *kittli* BITTNER, 1890
- kössenensis* [Spiriferina Kössenensis ZUGM.] = *Zugmayerella koessenensis* (ZUGMAYER, 1880)
- köveskalliensis* [Spiriferina Köveskályensis ŠTÚR] = *Koeveskallina köveskalyensis* (ŠTÚR, 1865)
- laevis* [Rhynchonella laevis SUESS] = *Austriellula laevis* (SUESS, 1855)
- laricimontana* [Terebratula laricimontana BITTN.] = "*Terebratula*" *laricimontana* BITTNER, 1890
- latiuscula* [Retzia latiuscula BITTN.] = "*Retzia*" *latiuscula* BITTNER, 1890
- leonhardi* [Producta Leonhardi MÜNST.] = *Koninckina leonhardi* (MÜNSTER, 1841). The relation to the genus *Lamellokoninckina* JING-FENG, 1977 is not quite clear.
- leopoldiaustriae* [Koninckina Leopoldi Austriae BITTN.] = *Koninckina leopoldiaustriae* BITTNER, 1890
- lepidula* [Amphiclinodonta lepidula BITTN.] = *Amphiclinodonta lepidula* BITTNER, 1890
- leptorhyncha* [Spirigera leptorhyncha BITTN.] = *Pexidella leptorhyncha* (BITTNER, 1890)
- lillii* [Rhynchonella Lillii BITTN.] = most probably synonymous with "*Rhynchonella*" *familiaris* BITTNER, 1890
- lingulina* [Rhynchonella lingulina BITTN.] = young specimens of *Austriellula pirum* (BITTNER, 1890)
- lipoldi* [Spiriferina Lipoldi BITTN.] = *Pseudospiriferina lipoldi* (BITTNER, 1890). According to JING-FENG (1977) was "lipoldi" chosen the type-species of *Pseudospiriferina* YANG-XU, 1966. Later on, DAGYS (1974) used the same species as the type-species of his new genus *Balatonospira*.
- longicollis* [Rhynchonella longicollis SUESS] = *Austriellula longicollis* (SUESS, 1855)
- lunata* [Spirigera lunata GUMB.] = "*Rhynchonella*" *lunata* (GUMBEL, 1861)
- lunzensis* [Amphiclina Lunzensis BITTN.] = *Amphiclina lunzensis* BITTNER, 1890
- lycodon* [Rhynchonella lycodon BITTN.] = "*Rhynchonella*" *lycodon* BITTNER, 1892
- magna* [Amphiclinodonta magna BITTN.] = *Amphiclinodonta magna* BITTNER, 1890
- manca* [Spiriferina manca BITTN.] = *Costispiriferina manca* (BITTNER, 1890)
- marmorea* [Spirigera marmorea BITTN.] = *Pexidella marmorea* (BITTNER, 1890)
- media* [Retzia Schwageri var. media BITTN.] = synonymous with "*fastosa*"?
- mentzeli* [Spirifer Mentzeli DUNK.] = *Mentzelia mentzeli* (DUNKER, 1851)
- mentzeli* [Terebratula Mentzelii v. BUCH] = "*Rhynchonella*" *mentzeli* (v. BUCH, 1843). The species was associated by DAGYS (1974, 1977) with his genus *Costirhynchopsis*.

- mimula* [Rhynchonella *mimula* BITTN.] = *Austriellula mimula* (BITTNER, 1890)
- misella* [Rhynchonella *misella* BITTN.] = "*Rhynchonella*" *misella* BITTNER, 1890
- mitzopuli* [Spiriferina *Mitzopuli* SKUPHOS] = "*Spiriferina*" *mitzopuli* SKUPHOS, 1892
- modesta* [Retzia *modesta* BITTN.] = "*Retzia*" *modesta* BITTNER, 1890
- mojsisovicsi* [Rhynchonella *Mojsisovicsii* BITTN.] = "*Rhynchonella*" *mojsisovicsi* BITTNER, 1890. The species based on one specimen only, maybe synonymous with "kittli" or "notabilis".
- myrina* [Spiriferina *Myrina* BITTN.] = "*Spiriferina*" *myrina* BITTNER, 1892. According to DAGYS (1974) this species belongs to his new genus *Mentzelioides*.
- norica* [?Koninckella *norica* BITTN.] = *Koninckella norica* BITTNER, 1890
- norica* [Waldheimia *norica* SUESS] = *Zeilleria norica* (SUESS, 1859)
- notabilis* [Rhynchonella *notabilis* BITTN.] = "*Rhynchonella*" *notabilis* BITTNER, 1890
- nucleata* [Rhynchonella *nucleata* ROTHPL.] = *Norella nucleata* (ROTHPLETZ, 1886)
- nux* [Spirigera *nux* SUESS] = *Austriellula nux* (SUESS, 1855)
- orthorhyncha* [Spiriferina *orthorhyncha* BITTN.] = "*Spiriferina*" *orthorhyncha* BITTNER, 1892
- ovalis* [Rhaetina *ovalis* PEARSON] = *Rhaetina ovalis* PEARSON, 1977
- oxycolpos* [Spirigera *oxycolpos* SUESS] = *Oxycolpella oxycolpos* (SUESS, 1854). EMMRICH has been introduced as an author of the species, but his denomination of *Spirigera oxycolpos* (1853) was not an available name (see PEARSON, 1977).
- pachyrhyncha* [Spirigera *pachyrhyncha* BITTN.] = *Pexidella pachyrhyncha* (BITTNER, 1890)
- paronica* [Coenothyris *Paronica* TOMM.] = *Adyrella paronica* (TOMMASI, 1887)
- patricia* [Waldheimia (?Aulacothyris) *patricia* BITTN.] = *Aulacothyris* (?) *patricia* BITTNER, 1890
- pedata* [Terebratula *pedata* BRONN] = *Halorella pedata* (BRONN, 1832). Most probably synonymous with "amphitoma" (according to DAGYS, 1963 etc.)
- piestingensis* [Thecidium *Piestingense* BITTN.] = *Thecospiropsis piestingensis* (BITTNER, 1890)
- pirum* [Rhynchonella *pirum* BITTN.] = *Austriellula pirum* (BITTNER, 1890)
- planiuscula* [Koninckina *planiuscula* BITTN.] = *Koninckina planiuscula* BITTNER, 1890
- pleurocoela* [Terebratula *pleurocoela* BITTN., 1892] = synonymous with *Lobothyris praepunctata* (BITTNER, 1890)
- plicatifrons* [Halorella *plicatifrons* BITTN.] = *Halorelloidea plicatifrons* (BITTNER, 1890)
- praecursor* [Spiriferina *praecursor* ZUGM.] = *Mentzelioides praecursor* (ZUGMAYER, 1880)
- praepunctata* [Terebratula *praepunctata* BITTN.] = *Lobothyris praepunctata* (BITTNER, 1890)
- pretiosa* [Retzia *pretiosa* BITTN.] = "*Retzia*" *pretiosa* BITTNER, 1890
- productifrons* [Rhynchonella *productifrons* BITTN.] = *Volirhynchia productifrons* (BITTNER, 1890)
- projectifrons* [Rhynchonella *projectifrons* BITTN.] = "*Rhynchonella*" *projectifrons*

- frons* BITTNER, 1890. Most probably synonymous with "protractifrons".
- protractifrons* [Rhynchonella protractifrons BITTN.] = "*Rhynchonella*" *protractifrons* BITTNER, 1890. DAGYS (1974) associates this species with his genus *Volirhynchia*.
- ptychitiphila* [Spiriferina ptychitiphila BITTN.] = "*Spiriferina*" *ptychitiphila* BITTNER, 1890
- pulchella* [Waldheimia (Aulacothyris) pulchella BITTN.] = *Pseudorugitela pulchella* (BITTNER, 1890)
- pumilio* [Rhynchonella pumilio BITTN.] = "*Rhynchonella*" *pumilio* BITTNER, 1892. Most probably synonymous with "seydeli".
- pusillula* [Rhynchonella pusillula BITTN.] = "*Rhynchonella*" *pusillula* BITTNER, 1890
- pyriformis* [Terebratula pyriformis SUESS] = *Rhaetina pyriformis* (SUESS, 1854)
- quadriplecta* [Terebratula quadriplecta MÜNST.] = *Anisactinella quadriplecta* (MÜNSTER, 1841)
- quinquecostata* [Terebratula quinquecostata MÜNST.] = *Pentactinella quinquecostata* (MÜNSTER, 1841)
- ramsaueri* [Terebratula Ramsaueri SUESS] = *Aulacothyris* (?) *ramsaueri* (SUESS, 1855)
- raxana* (Rhynchonella Raxana BITTN.) = *Excavatorhynchia raxana* (BITTNER, 1892)
- raxana* (Terebratula Raxana BITTN.) = "*Terebratula*" *raxana* BITTNER, 1892
- reascendens* [Waldheimia (Aulacothyris) reascendens BITTN.] = *Camerothyris reascendens* (BITTNER, 1890)
- rectifrons* [Halorella rectifrons BITTN.] = *Halorelloidea rectifrons* (BITTNER, 1890)
- reflexa* [Waldheimia (Aulacothyris) reflexa BITTNER] = *Aulacothyropsis reflexa* (BITTNER, 1890)
- refractifrons* [Rhynchonella refractifrons BITTN.] = *Norella refractifrons* (BITTNER, 1890). The species was recently associated by JING-SUN-YE in the Palaeont. Atlas of NW China (1979) with their new genus *Quilianconcha*.
- regilla* [Rhynchonella regilla BITTN.] = "*Rhynchonella*" *regilla* BITTNER, 1890
- retractifrons* [Rhynchonella retractifrons BITTN.] = *Norella retractifrons* (BITTNER, 1890)
- retrocita* [Rhynchonella retrocita SUESS] = *Nucleatula retrocita* (SUESS, 1855)
- rhaetica* [Leptaena rhaetica GUMB.] = *Koninckina rhaetica* (GUMBEL, 1861)
- rhaetica* [Terebratula rhaetica ZUGM.] = *Zugmayeria rhaetica* (ZUGMAYER, 1880)
- rhaetica* [Thecidea rhaetica ZUGM.] = *Davidsonella rhaetica* (ZUGMAYER, 1880)
- rimulata* [Rhynchonella rimulata BITTN.] = *Rimirhynchopsis rimulata* (BITTNER, 1890)
- rosittana* [Halorella Rosittana BITTN.] = *Halorella rosittana* BITTNER, 1890
- rupicola* [Waldheimia (Aulacothyris) rupicola BITTN.] = *Aulacothyris rupicola* BITTNER, 1892
- salinaria* [Rhynchonella salinaria BITTN.] = "*Rhynchonella*" *salinaria* BITTNER, 1890
- sandlingensis* [Waldheimia (Aulacothyris) Sandlingensis BITTN.] = *Camerothyris sandlingensis* (BITTNER, 1890)
- schönii* [Rhynchonella Schönii BITTN.] = *Austriellula schoeni* (BITTNER, 1890)

- schwageri* [Retzia Schwageri BITTN.] = *Schwagerispira schwageri* (BITTNER, 1890)
- sellaris* [?Koninckella sellaris BITTN.] = *Koninckella* (?) *sellaris* BITTNER, 1890
- semidualina* [Waldheimia (Aulacothyris) semidualina BITTN.] = *Camerothyris* (?) *semidualina* (BITTNER, 1890)
- seydelii* [Rhynchonella Seydelii BITTN.] = "*Rhynchonella*" *seydeli* BITTNER, 1982
- speciosa* [Amphiclina speciosa BITTN.] = *Amphiclina speciosa* BITTNER, 1890
- speciosa* [Retzia speciosa BITTN.] = *Schwagerispira speciosa* (BITTNER, 1890)
- spreti* [Rhynchonella spreta BITTN.] = "*Rhynchonella*" *spreti* BITTNER, 1890
- starhembergica* [Crania Starhembergica ZUGM.] = "*Crania*" *starhembergica* ZUGMAYER, 1880
- starhembergica* [Rhynchonella Starhembergica ZUGM.] = *Osmarella starhembergica* (ZUGMAYER, 1880)
- strohmayeri* [Spirigera Strohmayeri SUESS] = *Pexidella strohmayeri* (SUESS, 1855)
- strophomenoides* [Koninckina strophomenoides ZUGMAYER (in coll.) BITTN.] = *Koninckina strophomenoides* BITTNER, 1890
- sturi* [Spirigera Sturi BÖCKH] = *Pexidella sturi* (BÖCKH, 1873)
- sturi* [Terebratula Sturii LAUBE] = "*Terebratula*" *sturi* LAUBE, 1865
- styriaca* [?Nucleatula styriaca BITTN.] = *Nucleatula styriaca* BITTNER, 1890
- subacuta* [Terebratula subacuta MÜNST.] = "*Rhynchonella*" *subacuta* (MÜNSTER, 1841)
- subangusta* [Terebratula subangusta MÜNST.] = *Camerothyris subangusta* (MÜNSTER, 1841)
- subbullati* [Rhynchonella subbullati BITTN.] = "*Rhynchonella*" *subbullati* BITTNER, 1892
- sublevata* [Rhynchonella sublevata BITTN.] = *Austriellula sublevata* (BITTNER, 1890)
- subrimosa* [Terebratula subrimosa SCHAFFH.] = "*Rhynchonella*" *subrimosa* (SCHAFFHÄUTL, 1851)
- suessi* [Juvavella Suessii BITTN.] = *Juvavella suessi* BITTNER, 1890
- suessi* [Spirifer Suessi WINKLER] = *Laballa suessi* (WINKLER, 1859).
- According to PEARSON (1977) ZUGMAYER must be given the authorship of the species under consideration but this statement doesn't seem reasonable to the present author.
- superba* [Rhynchonella superba BITTN.] = "*Rhynchonella*" *superba* BITTNER, 1890
- superba* [Waldheimia superba SUESS] = *Neoretzia superba* (SUESS, 1856)
- synophrys* [Rhynchonella synophrys BITTN.] = *Austriellula synophrys* (BITTNER, 1890)
- tenella* [Terebratula tenella BITTN.] = "*Terebratula*" *tenella* BITTNER, 1890
- tenuissima* [Lingula tenuissima BRONN] = *Glottidia tenuissima* (BRONN, 1837)
- torrenensis* [Rhynchonella Torrenensis BITTN.] = *Austriellula* (?) *torrenensis* (BITTNER, 1890)
- triadica* [Koninckella triassina BITTN., 1887; syn. K. triadica BITTN., 1890] = *Koninckella triassina* BITTNER, 1887
- tricostata* [Terebratula tricostata MÜNST.] = "*Rhynchonella*" *tricostata* (MÜNSTER, 1841)
- trigonella* [Terebratulites trigonellus SCHLOTH.] = *Tetractinella trigonella* (SCHLOTHEIM, 1820)

- trinodosi* [Rhynchonella trinodosi BITTN.] = *Piarorhynchella trinodosi* (BITTNER, 1890)
- tyrolensis* [Thecidium tyrolense LORETZ] = *Thecospira tyrolensis* (LORETZ, 1875)
- uhligi* [Spirigera Uhligii BITTN.] = "*Spirigera*" *uhligi* BITTNER, 1892
- uncinata* [Spirifer uncinatus SCHAFH.] = *Zugmayerella uncinata* (SCHAFHÄUTL, 1851)
- uncinulina* [Rhynchonella uncinulina BITTN.] = "*Rhynchonella*" *uncinulina* BITTNER, 1890
- ungulina* [Amphiclina unguina BITTN.] = *Amphiclina unguina* BITTNER, 1890
- vivida* [Rhynchonella decurtata var. vivida BITTN.] = *Volirhynchia vivida* (BITTNER, 1890)
- vulgaris* [Terebratulites vulgaris SCHLOTH.] = *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTHEIM, 1820)
- vulnerata* [Rhynchonella vulnerata BITTN.] = "*Rhynchonella*" *vulnerata* BITTNER, 1892
- waldegiana* [Waldheimia Waldegiana ZUGM.] = *Zeilleria waldegiana* (ZUGMAYER, 1880)
- wissmani* [Terebratula Wissmani MÜNST.] = *Diplospirella wissmani* (MÜNSTER, 1841)
- woehrmanniana* [Terebratula Woehrmanniana BITTN.] = *Adygella woehrmanniana* (BITTNER, 1890)
- zirlensis* [Terebratula (Waldheimia?) Zirlensis WÖHRM.] = *Aulacothyris zirlensis* (WÖHRMANN, 1893)
- zugmayeri* [Amphiclinodonta Zugmayeri BITTN.] = *Amphiclinodonta zugmayeri* (BITTNER, 1890)
- zugmayeri* [Waldheimia (Aulacothyris) Zugmayeri BITTN.] = *Gemerithyris zugmayeri* (BITTNER, 1892)

References

- BRÜGGE, N. (1977): *Silesiathyris* n. gen. (Brachiopoda, Zeilleriidae) — ein neues Genus aus dem Unteren Muschelkalk von Górný Šlask (VR Polen). — Z. geol. Wiss. 5, 663—675, Berlin.
- DAGYS, A. S. (1963): Upper Triassic brachiopods of the Southern USSR. Pp. 1—238.—Publish. house Acad. Sci., Moscow (in Russian).
- (1974): Triassic brachiopods (morphology, classification, phylogeny, stratigraphical significance and biogeography). Pp. 1—322.—Publish. house "Nauka" Novosibirsk (in Russian).
- (1977): New name for the Triassic rhynchonellid genus.—Palaeontol. Journal 3 139, Moscow (in Russian).
- DIENER, C. (1920): Brachiopoda triadica. Fossilium Catalogus, I. Animalia 10, 1—108, Berlin.
- GAETANI, M. (1966): Il trias in Lombardia. XVI. *Decurtella*, nuovo genere triassico di Rhynchonellida. — Riv. Ital. Paleont. 72, 343—356, Milano.

- JING, Y. K.—FENG, B. X. (1977): Lower Triassic brachiopod fauna from the area in the east of the Hengduan Mountains, Western Yunnan. — Mesozoic fossils from Yunnan, China, fasc. 2, 39—66.
- JING, Y. K.—SUN, D. L.—RONG, J. Y. (1976): Mesozoic and Cenozoic Brachiopods from the Mount Jolmo Lungma Region. — A report of scientific expedition in the Mount Jolmo Lungma Region (1966—1968). Fasc. II, 271—341, Peking.
- PAJAUD, D. (1977): Choix et hiérarchisation des caractères taxinomiques pour la reconnaissance des Lingules post-paléozoïques. — Géobios 10, 961—5, Lyon.
- Palaeontological Atlas of Northwest China (Fascicle Qinghai). I. Cephalopoda, Brachiopoda, Lamellibranchiata. — Geological Publishing House Pejing, 1979.
- PEARSON, D. A. B. (1977): Rhaetian brachiopods of Europe. — N. Denkschr. Naturhist. Mus. 1, 1—64, Wien.
- SIBLÍK, M. (1970): Osservazioni nomenclaturali su “Spiriferina köveskalliensis”, Brachiopodo mediotriassico. — Riv. Ital. Paleont. 76, 347—349, Milano.
- (1977): New brachiopod genus *Gemerithyris* gen. n. from the Slovak Triassic — Záp. Karpaty, Paleont., 2—3, 203—220, Bratislava (in Czech with English summary).

Veröffentlichung des Österreichischen Nationalkomitees für das
International Geological Correlation Programme Project Nr. 73/I/4.
Triassic of the Tethys Realm

Some Observations on the Triassic of the Iberian Peninsula

CARMINA VIRGILI, ALFONSO SOPEÑA, ALFREDO ARCHE, AMPARO RAMOS
and SANTIAGO HERNANDO *)

2 Figs.

I. Introduction

The Triassic of the Iberian Peninsula forms the westernmost border of the Tethys and, for this reason, offers important changes in facies from the easternmost end, where the marine influence is greater, to the center of the Peninsula, where there are only continental series.

The working-group in Spain concerned with I. G. C. P. Project 4 "Triassic of Tethys Realm", has devoted special attention to the correlation between the marine and continental series in order to discover the significance of the changes in facies and the evolution of the basin.

Special attention has also been given to the beginning of the Mesozoic cycle and to the problem of defining the boundary between the Triassic and the Permian. This has revealed that the beginning of the sedimentary cycle does not exactly coincide with the commencement of the Secondary Era.

Tardihercynic tectonics have a considerable influence on the evolution of the basin. At the beginning of Buntsandstein sedimentation, there is a particularly energetic relief in the center of the Peninsula, which becomes less important in the eastern sectors. Some of the faults bordering it remained active until the middle of the Triassic, and played an important role in the distribution and the facies of the sediments.

2. The Mediterranean Triassic, the Iberian Triassic and the Hesperian Triassic

The variations in facies existing in the Iberian Peninsula make it possible to distinguish three areas with different characteristics which (SOPEÑA et al., 1980) have been named Mediterranean Triassic, Iberian Triassic and Hesperian Triassic. They are distinguished by their greater or lesser marine influence which is revealed by the greater or lesser importance of the carbonatic series in relation to the detritals.

It must be pointed out that in this report, as well as in its other research work, the Spanish Working-group of Project 4 has limited itself to the study of the stable platforms and the intermediate mountain ranges, thereby excluding the Pyrenees and Betic mountains. The Triassic stratigraphy and paleogeography of these mountain ranges have a somewhat different problem and, above all, as to present knowledge, it is difficult to establish stratigraphic correlations and palaeogeographic relations with the areas of stable platforms and intermediate mountain ranges.

*) Departamento de Estratigrafía. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense, Madrid (Spain). Instituto de Geología Económica C. S. I. C.

The Mediterranean Triassic (VIRGILI et al., 1977 a) includes the Triassic of the Catalanides and the eastern part of the Iberian Range. It is characterized by having a greater marine influence and well developed carbonatic levels in the Muschelkalk. Just as happens in most of the Triassic in the W. of France and Germany, here five very distinct lithologic units are found: a typical Buntsandstein, a Lower calcareous dolomitic Muschelkalk, a red evaporitic Middle Muschelkalk and a calcareous dolomitic Upper Muschelkalk. The Keuper has a typical facies throughout whole Europe.

The biofacies of this material has an important Alpine influence which has made it possible to trace some time lines and to define chronostratigraphic units. Generally speaking, the Buntsandstein corresponds to the Lower Triassic, although the Scythian has not been palaeontologically characterized because, up to the present moment, the Mediterranean Triassic Buntsandstein has been found sterile; however, the lowest levels of the Muschelkalk correspond to a rather low Anisian. Nevertheless, the Buntsandstein-Muschelkalk boundary is somewhat above the Anisian base.

The basal levels of the Lower Muschelkalk (VIRGILI, 1958) contain *Mentzelia mentzeli* DUNK. of the Middle Anisian and an abundant fauna of *Paraceratites*, *P. hispanicum* (KUTASSY), *P. flexuosiformis* (TORN.), *P. evolutospinosus* (TORN.) of the Upper Anisian. The Middle Muschelkalk is azoic but it must correspond to the Anisian-Ladinian boundary as the Upper Muschelkalk contains: *Daonella lommelli*, var. *hispanica* WISS., *Protrachyceras hispanicum* MOJS, *P. ibericum* MOJS., *P. villonovae* D'ARCH., among other species characteristic of the Upper Ladinian, as well as *Epigondolella mungoensis* BOGAARD (HIRSCH, 1977) of the same age. The highest levels of this Upper Muschelkalk (VIRGILI, 1958) contain: *Cassianella decussata* MÜNST., *C. tenuistriata* MÜNST., *Myophoria goldfussi* ZEIL., *M. vestita* LB., which indicate an Upper Ladinian-Lower Karnian age.

The Keuper is not well characterized as it only contains (VIRGILI, 1958) *Myophoriopsis Keuperina* QUENST., a not very significant species which has been attributed to the Karnian (CASTILLO, 1974). The different palynologic associations found in drill cores which were made in the Ebro basin (Ballobar), yield, among other species, *Camerosporites secatus* LESCHIK., *Ovallipollis* sp. *Enzonalaspores tenuis* LESCHIK., *Ellipsovelatisporites velatus* KLAUS, which would indicate a Karnian age.

The majority of the outcrops of the Iberian Range and its juncture with the Prebetic correspond to the Iberian Triassic. A less important marine influence and development of the carbonate levels characterize it and distinguish it from the Mediterranean Triassic. There is a typical Buntsandstein with varying thickness, only one carbonate level in the Muschelkalk and a Keuper which is relatively similar to that of the Mediterranean Triassic.

The fauna is scarce but the discovery of palynologic associations reveals the temporal significance of these lithostratigraphic units. The Buntsandstein, the beginning of which is very heterochronous, represents not only the Lower Triassic, but also the majority of the Middle Triassic and, perhaps, in the westernmost sectors, even part of the Upper Triassic. The only carbonatic section of the Muschelkalk found here corresponds to the Upper Muschelkalk of Catalonia and dates from the Ladinian-Karnian age, since the further West we go, the higher the age. Therefore, in Molina de Aragon (Guadalajara) a palynologic association from the Ladinian (RAMOS, 1979) was found, characterized by bisaccated pollen grains,

among which was the genus *Triadispora*. The area near the edge of the Central Mountain Range (Riba de Santiuste) contains a palynologic association from the Karnian (SOPENA, 1979), which is characterized by abundant grains of the circum-polles type and, above all, *Camerosporites secatus*, LESCHIK.

The greater part of the Upper Triassic is represented by the Keuper with lithologic characteristics and an age quite similar to those of the Mediterranean area. According to the palynologic data contributed by BOULOUARD and VIALARD (1981), in the area of Cuenca, the lower part would be of Karnian age. In the Ayllón-Atienza area (HERNANDO et al., 1977), there is a microflora corresponding to the Norian in the highest part of the evaporitic areas. The calcareous dolomitic levels that appear in sedimentary persistence have been considered either Upper Norian or Rhaetian (GOY et al., 1976), although there are no palaeontological proofs available.

The Hesperian Triassic (SOPENA et al., 1980) includes all the outcrops situated on the Hesperian Massif that forms the border facies. Calcareous series which could correspond to the Muschelkalk are lacking and the whole is formed by a red detrital series. The lower part of the series is a Buntsandstein that is analogous to the other sectors; but, on the other hand, the Keuper (HERNANDO, 1977) offers peculiar characteristics, mainly due to a greater detrital influence. The presence of pollen has made it possible to characterize the Ladinian, Karnian and Norian (HERNANDO et al., 1977), all of them in red detrital facies.

3. The Significance of Buntsandstein and the Boundary between the Permian and the Triassic

When Buntsandstein overlies Autunian or Saxonian, it does so by means of an unconformity, and in the base of the same, the existence of palaeoalterations can be seen (VIRGILI et al., 1977). Some times, this unconformity surpasses 40° (Atienza and Pálmaces de Jadraque, on the border of the Central Range) (SOPENA, 1979; HERNANDO, 1977b), while at other times, it is only cartographic (Molina de Aragón in the Iberian Range) (RAMOS, 1979), but it is always unquestionable. It also indicates an important change in the lithologic composition of the material and in the geometry of the basins.

For this reason, Buntsandstein has traditionally been considered the basis of the Triassic, that is, the beginning of the Mesozoic cycle. However, it is not easy to have an exact knowledge of the Buntsandstein age because, until recently, the datations available close to the base correspond to high levels and are Upper Anisian-Lower Ladinian. Moreover, taking into consideration that they overlie a very important palaeorelief, the Buntsandstein sedimentation obviously does not begin everywhere at the same time. In a mudstone level in the Buntsandstein basal conglomerate, overlying the Saxonian unconformably, recently (RAMOS and DOUBINGER, 1979; RAMOS, 1979) appeared an important, characteristic Thuringian microflora: *Lueckisporites wirkkiae*, POT. & KLAUS; *Nuskoisporites dulhunty*, POT. & KLAUS; *Jugasporites delasaucei*, LESCHIK; *Falcisporites schaubergeri* (POT. & KLAUS).

This reveals that at this site, even though the Buntsandstein sedimentation starts the Alpine cycle, the latter does not coincide with the beginning of the Mesozoic but rather still belongs to the end of the Permian.

In several outcrops of the central part of the Iberian Range (Landete, Henarejos, Talayuelas) (VIRGILI et al., 1980a; VIRGILI et al., 1980b), a lower, red

HESPERIAN TRIASSIC

IBERIAN TRIASSIC

MEDITERRANEAN TRIASSIC

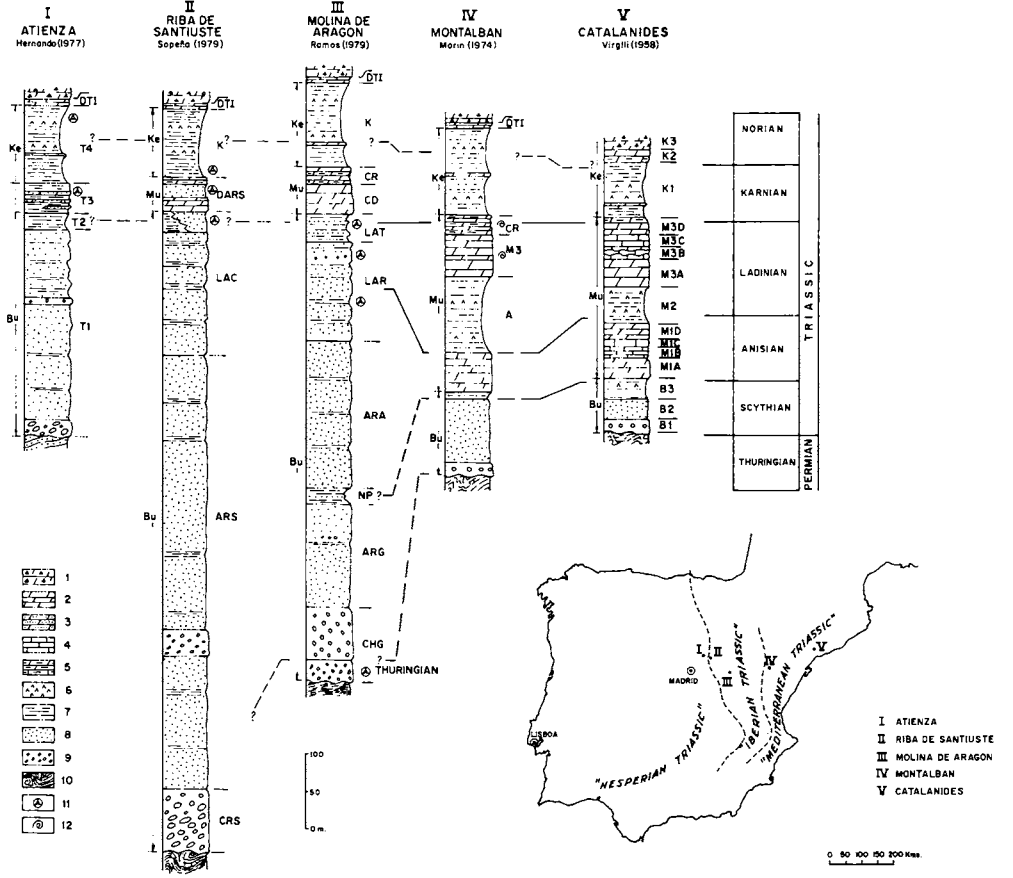


Fig. 1
Essay of Triassic correlation

- | | | | |
|------|---|----|-----------------------------|
| DTI | Imon slabed dolostones (GOV, GOMEZ y YEBENES, 1976) | 1 | "Carniolas" |
| CR | Royuela beds | 2 | Dolostones |
| CD | Dolomitic beds | 3 | Sandy dolostone |
| LAT | Torete mudstones and sandstones | 4 | Limestone |
| LAR | Rillo mudstones and sandstones | 5 | Marls |
| ARA | Arandilla River sandstones | 6 | Gypsum |
| NP | Prados Level | 7 | Mudstones |
| ARG | Rillo de Gallo Sandstones | 8 | Sandstones |
| CHG | Hoz del Gallo Conglomerates | 9 | Conglomerates |
| DARS | Riba de Santiuste Dolostones and Sandstones | 10 | Indifferentiated Palaeozoic |
| LAC | Cercadillo Mudstones and Sandstones | 11 | Microflora |
| ARS | Riba de Santiuste Sandstone | 12 | Fauna |
| CRS | Riba de Santiuste Conglomerates | | |
| KE | Keuper | | |
| MU | Muschelkalk | | |
| BU | Buntsandstein | | |

detrital series appears with mudstones, conglomerates and sandstones, in continuity with the dated Triassic (Ladinian). The basal sections display fine grey intercalations with Thuringian microflora. In areas where the Thuringian overlies the Stephanian no Lower Permian exists.

This fact has also been pointed out in other parts of Europe where the boundary, found by means of lithologic or tectonic criteria, does not seem to correspond with the flora boundaries (VISSCHER, 1971; GEIGER & HOPPING, 1968). In his study of the Permian of central and western Europe, KOZUR recently (1980) studied this phenomenon on a general scale and also reached the conclusion that the Palatinic unconformity does not separate the Triassic from the Permian, but is instead intrapermian, since the Zechstein and even a part of the Upper Rotliegendes would be following above it.

4. Marine and Continental Facies

The correlation between the different series of the Mediterranean, Iberian and Hesperian Triassic reveals the heterochrony of the lithostratigraphic units throughout the Peninsula (VIRGILI et al. 1977a; VIRGILI 1977), as the time lines are completely oblique to the lithologic changes. This is particularly noticeable in the Middle Triassic.

The marine invasion, which is especially clear in the Muschelkalk deposit, started in the easternmost part of the Peninsula at the beginning of the Anisian and did not reach the central part of the Iberian Mountain Massif until the Ladinian-Karnian. The marine episode in the center of the Peninsula is not only younger but also more short-lived. It must be pointed out that the marine sedimentation in the center of the Peninsula is basically clastic and not carbonatic, like in the Mediterranean Triassic. There is no trace of it in the westernmost outcrops, which we have named Hesperian Triassic.

The marine invasion occurred in two stages. The first and less important was in the Anisian and only covered the area we have named Mediterranean Triassic. At this time, the carbonate section of the Lower Muschelkalk was deposited. The second marine stage took place in the Ladinian-Karnian and is of far greater importance, as it affects the entire eastern half of the Peninsula (Mediterranean Triassic and Iberian Triassic). This fact not only applies to the Iberian Peninsula, but can be observed as well in the Tethys transgression over the French central mountain massif (DURAN, 1978; COUREL, 1976).

It is still difficult to determinate the causes; nevertheless, the influence of the tectonic evolution of the basins which were still active during the Lower and Middle Triassic, is obvious. It was only after the Ladinian that some areas, already more stabilized and filled up by previous sediments, allowed a more extensive invasion of a shallow sea and later the special conditions that prevailed during the Keuper sedimentation.

5. Basin Evolution: Tectonics and Sedimentation

The nature and situation of Permian material in the Iberian Peninsula reveals that it was deposited in small, isolated basins, situated at the foot of important reliefs (VIRGILI et al. 1980). The morphogenesis of the latter is connected with the existence of Tardihercynic fractures forming two main systems: some having a NW—SE dextral nature and others, a NNE-SSW and NE-SW sinistral one. At

times, these fractures bear a relation to important volcanic emissions from the Permian, as in the case of Atienza (Guadalajara) (HERNANDO et al. 1978; HERNANDO 1977). The thick coarsening upwards sequences which almost always filled these basins, can be considered (SOPEÑA, 1979) the result of the rapid fracturing and subsidence movement of these basins.

The beginning of Buntsandstein sedimentation marked an important change in the style of the deposits and in the geometry and evolution of the sedimentary basins. There is a greater stability, and sedimentation is generalized and regularized. Nevertheless, it is not quite correct to affirm that sedimentation is produced on a peneplain, as was originally supposed, or on a surface where irregularities have been filled up. Buntsandstein sedimentation began on a basement displaying a certain palaeorelief and tectonic mobility which disappeared only at the end of the Triassic, accentuating the existing reliefs even more (SOPEÑA, 1979; SOPEÑA et al., 1980; HERNANDO, 1977).

These paleoreliefs existing throughout the Peninsula, are particularly important and active in the center of the Peninsula. They produce important variations in the Buntsandstein thickness and influence the lithofacies of the same. Important alluvial fans (SOPEÑA, 1979) have thereby been characterized in connection with some of the most important and active faults.

These palaeoreliefs also exist in the eastern part of the Peninsula (MARZO 1980), but they are much less important and active. This is, without any doubt, due to their greater distance from the area of Atlantic rifting.

A very important result of this is that the thickness of the Buntsandstein is extraordinarily variable and its beginning is very heterochronous (SOPEÑA, 1979; RAMOS, 1979). Evidence shows that it began to be deposited during the Thuringian at several points of the Iberian Ranges; while, at others, it probably began in the Ladinian. When we have a complete stratigraphic and sedimentologic study available on the Buntsandstein of the Iberian Peninsula, we shall have important data on its tardihercynic evolution.

Summary

The main results of the Spanish working-group for the I. G. C. P. Project n° 4 "Triassic of the Tethys Realm" can be summarized into the following points:

1. — It is now possible to distinguish the types of Triassic deposits in Spain (excluding Pyrenees and Betic zone) according to the marine influence and the presence or absence of calcareous material of the Muschelkalk: Mediterranean type (two calcareous levels), Iberian type (one calcareous level) and Hesperian type (no calcareous level).

2. — According to palynological data the basal Buntsandstein has an Upper Permian (Thuringian) age in several points of the Iberian Ranges.

3. — Sedimentation and tectonics are clearly related because Triassic basins are limited by active faults related to the Hercynian and older fault systems, reactivated in these times. Some evidence has been obtained as to these faults having been active until Ladinian times because only Muschelkalk facies of Karnian age cover them without being affected.

4. — Sedimentological research has shown many different environments, from alluvial fan facies in the proximal Hesperic and Iberian Triassic to several transitional and marine facies in the Mediterranean Triassic.

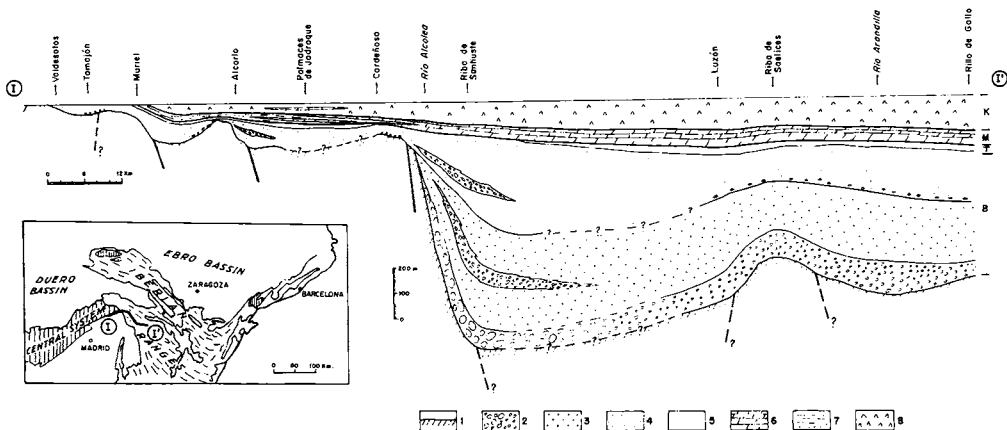


Fig. 2

Essay of a reconstruction of the Triassic transgression over the plateau edge

- B Buntsandstein
 - T Transitional sequence
 - M Muschelkalk
 - K Keuper
 - 1 Paleozoic basement
 - 2 Conglomerates
 - 3 Sandstones with some red mudstones levels
 - 4 Red Sandstones and Mudstones
 - 5 Red and green mudstones with some sandstone and sandy dolostone levels.
 - 6 Dolostones and dolomitic marls
 - 7 Green mudstones with some sandstone and sandy dolostone levels
 - 8 Green and red mudstones with gypsum.
- (after SOPEÑA et al. 1980)

References

- BOULOUARD, Ch. & VIALLARD, P. (1981): "Identification du Ladinien et du Carnien dans les marnes triasiques de la Serrania de Cuenca (Chaine Ibérique sud occidentale, Espagne)". *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, n° 5. pp. 31—41.
- CASTILLO-HERRADOR, F. (1974): "Le Trias évaporitique des bassins de la vallée de l'Ebre et de Cuenca". *Bull. Soc. Géol. France*. (7), 16 (6): 666—676.
- COUREL, L.; DURANT, M.; GALL, J. C. & JURIAR, G. (1973): "Quelques aspects de la transgression triasique dans le nord-est de la France. Influence d'un éperon bourginou". *Rev. Géographie Physique et Géol. Dynamique*, Vol. XV, fasc. 5. pp. 247—554.
- DURAND, M. (1978): "Paléocourants et reconstitution paléogéographique. — L'exemple du Buntsandstein des Vosges meridionales". *Science de la Terre*, T. XXII, n° 4. pp. 301—390. Nancy.
- GEIGER, M. E. & HOPPING, C. A. (1968): "Triassic stratigraphy the southern North Sea Basin". *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 254, pp. 1—36.

- GOY, A.; GOMEZ, J. J. & YEBENES, A. (1976): "El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte). I. Unidades litoestratigráficas". *Estudios Geológicos*, Vol. 32, pp. 391—423.
- HERNANDO, S.; DOUBINGER, J. & ADLOFF, M. C. (1977): "Datos cronoestratigráficos del Triásico superior de la región de Ayllón-Atienza (Provincias de Segovia, Soria y Guadalajara)". *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, pp. 399—410.
- HERNANDO, S. (1977): "Pérmico y Triásico de la región Ayllón-Atienza (Provincias de Segovia, Soria y Guadalajara)". Tesis Doc. Universidad Complutense de Madrid (1975). *Seminarios de Estratigrafía, Serie monografías*, n°2. pp. 1—408.
- KOZUR, H. (1980): "Beiträge zur Stratigraphie des Perms. Teil III (2) Zur Korrelation der überwiegend kontinentalen Ablagerungen des obersten Karbon und Perms von Mittel- und Westeuropa". *Freiberger Forsch. Leipzig C.* 348, pp. 69—172.
- MARIN, Ph. (1974): "Stratigraphie et évolution paléogéographique post-hercynienne de la Chaîne Celtibérique orientale aux confins de l'Aragon et du Haut-Maestrazgo (Provinces de Teruel et Castellon de La Plana, Espagne). I. Le socle paleozoïque et sa couverture Permo?-Triasique". *Thesis Doct.* Univ. Claude-Bernard. Lyon, pp. 1—231.
- MARZO, M. (1980): "El Buntsandstein de los Catalánides. Estratigrafía y procesos de sedimentación". Tesis Doctoral (Ined.). Universidad de Barcelona, 317 págs.
- RAMOS, A. & DOUBINGER, J. (1979): "Découverte d'une microflore thuringiense dans le Buntsandstein de la Cordillere Ibérique (Espagne)". *C. R. Acad. Sc. de Paris*, t. 289, pp. 525—528.
- RAMOS, A. (1979): "Estratigrafía y paleogeografía del Pérmico y Triásico al Oeste de Molina de Aragón (Provincia de Guadalajara)". *Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografía*, n°6, pp. 1—313.
- SOPEÑA, A. (1979): "Estratigrafía del Pérmico y Triásico del noroeste de la provincia de Guadalajara". *Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías*, n°5. pp. 1—329.
- SOPEÑA, A.; VIRGILI, C.; ARCHE, A.; HERNANDO, S. y RAMOS, A. (1980): "Triásico". Libro Homenaje a D. José María Rios (in litt.). *I. G. M. E.*: Madrid.
- VIRGILI, C. (1958): "El Triásico de las Catalánides". *Bol. Inst. Geol. y — Min. de España*, T. 69, pp. 1—856.
- VIRGILI, C. (1977): "Le Trias du nord de l'Espagne". *Bull. B.R.G.M. Sect. IV*, n°3. pp. 205—213.
- VIRGILI, C.; SOPEÑA, A.; RAMOS, A. & HERNANDO, S. (1977): "Problemas de la cronoestratigrafía del Trías de España". *Cuadernos de Geología Ibérica*, Vol. 4. pp. 57—88.
- VIRGILI, C.; SOPEÑA, A.; RAMOS, A.; BROUTIN, J.; DOUBINGER, J. (1979): "The Autunian of Central Spain". *Compte Rendu IX Congres International del Carbonifero. General Stratigraphy* (en publicación).
- VIRGILI, C.; HERNANDO, S.; ARCHE, A.; SOPEÑA, A. & RAMOS, A. (1980): "El relleno posthercínico y el comienzo de la sedimentación mesozoica". Libro Homenaje a D. José M^a Rios (in litt.). *I.G.M.E.* Madrid.
- VISSCHER, H. (1971): "The Permian and Triassic of the Kingscour outlier, Ireland". *Geol. Surv. of Ireland. Sp. Paper*, 1, 114 págs.