

Das Paläozoikum zwischen Bischofalm und Hohem Trieb (Zentrale Karnische Alpen)

Von Hans Peter SCHÖNLAUB *)

mit 4 Taf., 4 Abb. und 9 Tabellen

gewidmet

Herrn ÖR Josef WARMUTH vulgo Bischof
in Würmlach/Gailtal

Seit den Arbeiten von FRANZ HERITSCH in den Karnischen Alpen dient der Gasthof Bischof in Würmlach als Quartier und Ausgangspunkt für geologische Untersuchungen des Instituts für Geologie und Paläontologie der Universität Graz. Das Institut möchte für das großzügige Entgegenkommen und die verständnisvolle Unterstützung in allen Belangen, sei es im Tal oder auf den Almen, mit dieser Widmung einen Teil seines Dankes abstaten.

*) Adresse des Autors: Lehrkanzel für Paläontologie und Historische Geologie der Universität Graz.

Gliederung

Zusammenfassung	266
Riassunto	267
Summary	267
I. Allgemeiner Teil	268
Vorwort	268
Historischer Rückblick	269
Lage und Abgrenzung des Arbeitsgebietes	269
II. Stratigraphie und Lithologie	269
Allgemeine geologische Übersicht und fazielle Gliederung	269
A. Die Vertretung der Kalkfazies	269
Ordovizium und tieferes Silur:	272
Lithologische Gliederung	272
Lithofazielle Analyse	273
Stratigraphische Fragen und Fazieszugehörigkeit	281
Diskussion	283
Silur:	285
Die Schichtfolge	285
Devon:	287
Die Schichtfolge	287
Bemerkungen zur Devonentwicklung	292
Karbon:	293
Kalkiges Karbon	293
Hochwipfelkarbon	293
B. Silur und Devon in Kieselschieferfazies	295
III. Tektonischer Aufbau	296
Der „Nördliche Kalkzug“	297
Der Rücken zwischen „Spähenkopf“ und P. 1874	299
Der „Mittlere Kalkzug“	301
Der „Südliche Kalkzug“	301
IV. Paläontologischer Teil	303
Einleitung	303
Systematische Beschreibung wichtiger Arten	309

Zusammenfassung

Mit Hilfe von Conodonten wurde der Raum um die Obere Bischofalm untersucht. Hier bauen 3 WNW—ESE streichende Kalkzüge, die durch Hochwipfelkarbon getrennt werden, dieses Gebiet auf. Die stark verfaltete und gestörte Schichtfolge des nördlichen Zuges (zwischen der Oberen- und der Unteren Bischofalm) reicht vom hohen Ludlow bis ins to V. Gegen den Kleinen Trieb wird der Bergrücken von Hochwipfelkarbon gebildet, in das einzelne silurische Kieselschiefer- und Kalkvorkommen eingeschuppt sind. Eine von den übrigen Profilen abweichende Schichtfolge ist bei P. 1874 durch eine Wechsellagerung von Lyditen und Kalken im Silur gekennzeichnet. Sie läßt sich mit den Basisanteilen des Findenig (JAEGER & PÖLSLER 1968, PÖLSLER 1969 b) vergleichen.

Den mittleren Kalkzug baut eine Schichtfolge vom Ordovizium (? Caradoc) bis zum Oberdevon (to VI) auf: Über Hochwipfelkarbon folgen mit Störungskontakt etwa 25 m mächtige sandige Schiefer mit Bryozoen, Brachiopoden, Cystoiden und Trilobiten (NEKHOROSHEV 1936), die in etwa 35 m mächtige eisenschüssige, dolomitische Sandsteine übergehen. Darüber folgt eine etwa 18 m mächtige Wechsellagerung von Echinodermatenkalken und Sandsteinen, aus der sich eine zyklische Sedimentation ableiten

läßt. Den Abschluß bilden Tonflaserkalken des unteren Ashgills. Das tiefere Silur ist im Gegensatz zum Cellonetta-Profil durch eine stärkere sandige Komponente gekennzeichnet (z. T. mit gradierten Sandsteinen). Ein nicht aufgeschlossener Bereich (4—5 m) verschleiert den Übergang zwischen den Sandsteinen und den im Hangenden folgenden „Eisenkalken“. Letztere zeigen mikrofaziell und in der Mächtigkeit gute Übereinstimmung mit dem Cellon-Profil. Das höchste Silur wird von hellen, pseudoparitischen Kalken aufgebaut; danach kommt es im tieferen Unterdevon zur Ausbildung von plattigen Kalken. Diese gehen im Siegen in tonreiche Knollenkalken mit Einschaltungen massiger, pelspseudoparitischer Bänke über, die im Mitteldevon dominieren. Dabei ist im höheren Eifel ein etwa 4 m mächtiger, Radiolarien-führender Lydit zwischengeschaltet. Das Oberdevon bauen Mikrite bzw. Netz- und Flaserkalken auf. Mit geringer Winkeldiskordanz überlagert transgressives Hochwipfelkarbon das to VI, wobei an der Basis stets ein geringmächtiger ($\frac{1}{2}$ m) Lydit auftritt.

Der südliche Kalkzug zeigt einen, besonders im Bereich der Steilabfälle, stark gestörten Isoklinalfaltenbau mit Ems-Kalken im Kern. Während die nördliche Flanke bis ins to I reicht, baut die südliche eine Abfolge bis ins to VI, an einigen Stellen jedoch bis ins cu II auf.

Riassunto

Per mezzo dei conodonti è stata studiata la zona circostante l' Cuestalta. L'area a S dell' Obere Bischofalm è costituita da tre complessi calcarei orientali WNW—ESE, che sono separati l'uno dall'altro dal Carbonifero dell'Hochwipfel. La successione del complesso settentrionale (fra Obere e Untere Bischofalm) piuttosto pieghettata e disturbata, si estende dal Ludlow sup. al Devoniano sup. (to V). Verso il Kleiner Trieb la cresta è costituita da Carbonifero dell'Hochwipfel, nel quale sono intercalate singole scaglie di scisti silicei e di calcari del Siluriano. Presso il P. 1874 è stata riconosciuta una successione che si distingue dalle altre per l'alternanza di liditi e calcari scuri nel Siluriano; essa è comparabile con gli strati basali della successione del Monte Lodin (JAEGER & PÖLSLER 1968, PÖLSLER 1969 b).

Il complesso medio è formato da una successione dall'Ordoviciano (? Caradoc) al Devoniano sup. (to VI): sopra il Carbonifero dell'Hochwipfel si trovano, in contatto tettonico, scisti arenacei a briozoi, brachiopodi, cistoidi e trilobiti (НЕКОРОСЕН 1936), con uno spessore di 25 m, che passano ad arenarie ferruginose dolomitiche con uno spessore di 35 m; segue una alternanza di calcari ad echinodermi ed arenarie, con uno spessore di circa 18 m, dalla quale si può dedurre una sedimentazione ciclica. La porzione superiore della successione consiste di „Tonflaserkalk“ dell' Ashgill inf. Il Siluriano basso si differenzia dalla sezione del Cellon per un maggior contenuto arenaceo, (in parte si hanno anche arenarie gradate).

Un tratto coperto di 4—5 m di spessore, nasconde il passaggio fra le arenarie ed i calcari ferruginosi, che seguono al tetto. Sia per la microfacies che per lo spessore questi ultimi corrispondono a quelli del Cellon. La parte più alta del Siluriano è costituita da calcari pseudoparitici chiari; seguono poi „Plattenkalken“ nella parte più bassa del Devoniano inf.; questi nel Siegeniano passano a calcari nodulari argillosi con intercalati banchi pelspseudoparitici massicci, che sono dominanti nel Devoniano medio.

Nell'Eifeliano superiore si ha intercalato un orizzonte di lidite a radiolari. Il Devoniano sup. è costituito da micriti, calcari reticolati, e calcari mandorlati. Il Carbonifero dell'Hochwipfel giace in trasgressione con bassa discordanza angolare sopra il to VI, mentre alla base si trova sempre un orizzonte di lidite con spessore ridotto, di circa 0.5 m.

Il complesso meridionale presenta una struttura a pieghe isoclinali; (con calcari Emsiano al nucleo) molto disturbata specialmente nelle zone di ripido pendio. Mentre al fianco nord la successione arriva fino al to I compreso, in quello meridionale raggiunge il to VI e in certi casi prosegue fino al cu II.

Summary

The Hohe Trieb region (Carnic Alps) was investigated by means of conodonts. The Obere Bischofalm area consists of three WNW—ESE striking limestone complexes separated by Hochwipfelkarbon. The highly folded and faulted sequence of the Northern Complex (between Obere and Untere Bischofalm) ranges from Ludlow into *Gonioclymenia*

stage. The mountain ridge in direction to the Kleiner Trieb is built up by Hochwipfelkarbon which contains dislodged slices of Silurian limestones and siliceous slates. The geological section at P. 1874 shows alternating layers of chert and dark limestones in the Silurian thus comparable with the basal parts of the Findenig (JÄGGER & PÖLSLER 1968, PÖLSLER 1969 b).

The series of strata of the Central Complex includes Ordovician (? Caradoc) to *Wocklumeria* stage: The Hochwipfelkarbon is overlain at a structural discordance by 25 m of sandy shales with bryozoans, brachiopods, cystoidea and trilobites (NEKHOROSHEV 1936), which pass upward into 35 m of ferruginous dolomitic sandstones. They are followed by a 18 m thick alternating sequence of echinodermatic limestones and sandstones which shows a cyclic sedimentation. The top layers are „Tonflaserkalke“ of the lower Ashgillian.

Unlike the profile of the Cellonetta the Lower Silurian is here characterized by a stronger sandy quota (partly with graded sandstone beds). There is no exposure of the 4—5 m of the transitional zone between sandstones and overlying „Eisenkalke“ which are congruous with the Cellon section in thickness and lithofacies and biofacies as well. The uppermost Silurian consists of light pseudosparitic limestones which in the Siegenian grade upward into clay-rich „Knollenkalke“; they show intercalated massive pelspseudosparitic layers which are dominating in the Middle Devonian. The higher Eifelian shows a 4 m thick intercalation of chert containing radiolaria. The Upper Devonian consists of micritic limestones and „Netz- und Flaserkalke“ respectively. The *Wocklumeria* stage is overlain in a slight angular discordance by transgressive Hochwipfelkarbon which includes thin basal cherts.

The Southern Complex shows highly faulted isoclinal folding with Emsian limestones in the core. The stratigraphic position reaches the *Manticoceras* stage in the northern flank but in the southern flank the *Gonioclymenia* and in some places even the *Pericyclus* stage.

I. Allgemeiner Teil

Vorwort

Im Zuge der Neubearbeitung der Karnischen Alpen durch die Lehrkanzel für Paläontologie und Historische Geologie an der Universität in Graz gab im Sommer 1966 Herr Prof. Dr. H. FLÜGEL die Anregung, den Raum um die Bischofalm zu kartieren und conodontenstratigraphisch sowie lithologisch zu gliedern. Voruntersuchungen ließen dabei günstige Ergebnisse erwarten.

Nach Abschluß dieser Bearbeitung möchte ich mich in erster Linie bei Herrn Prof. Dr. H. FLÜGEL für das große Interesse und die vielen fachlichen Hinweise bedanken. Außerdem gebührt mein Dank Herrn Doz. Dr. H. JÄGGER, Berlin, für die Bestimmung der Graptolithen-Fauna und Herrn Prof. Dr. H. FRITZ, Klagenfurt, für sporologische Untersuchungen.

In dankenswerter Weise hat Herr Prof. Dr. N. SPJELDNAES, Aarhus, mit der Neubearbeitung der ordovizischen Bryozoen und Herr Dozent Dr. L. MAREK, Prag, mit der Bestimmung neu aufgesammelter Brachiopoden und Trilobiten begonnen. Ergebnisse können in diesem Rahmen leider noch nicht vorgelegt werden.

Nicht zuletzt möchte ich mich auch bei meinen Kollegen der Lehrkanzel bedanken. Ihre Hilfe im Gelände, beim schwierigen Probentransport sowie ihre Diskussionsbeiträge trugen wesentlich zum Gelingen dieser Arbeit bei.

Als Vorbericht ist im Anzeiger der math.-naturw. Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften 1968 eine Kurzfassung dieser Arbeit erschienen.

Historischer Rückblick

D. STUR beschrieb 1856 zum ersten Mal das Gebiet um den Hohen Trieb und unterschied in einem Profil Kohlenkalk und Kohlenschiefer („Kohlenformation“). Älteres Paläozoikum war hier wie in der späteren Arbeit von STACHE 1874 noch nicht bekannt. Lokalbeschreibungen der Tektonik, u. a. auch der Kalkzüge am Hohen Trieb, nahmen bei FRECH 1894 großen Raum ein. Erstmals erkannte er Altpaläozoikum (Silur) im Arbeitsgebiet. Große Fortschritte in der Tektonik und Stratigraphie in der Umgebung des Hohen Trieb wurden durch die Aufnahmestätigkeit von GEYER (ab 1894) erzielt. Sie wurden in der geologischen Karte „Oberdrauburg—Mauthen“ (1901) dargelegt. Mit tektonischen Fragen um den Hohen Trieb im Rahmen des Gesamtbauplanes der Karnischen Alpen befaßten sich VINASSA DE RÉGNY & GORTANI (ab 1901). 1915 veröffentlichte GORTANI eine obersilurische Fauna aus den roten Kalken des Hohen Trieb, 1921 erkannte er Devon bei der Oberen Bischofalm. Seine stratigraphischen Ergebnisse erschienen 1926 im Blatt Pontebba der Carta geologica della Tre Venezie. KÜPPER 1927 stellte den Schuppenbau des Arbeitsgebietes in Serienprofilen dar.

Ab 1929 verdienen besonders die Arbeiten von F. HERITSCH im Arbeitsgebiet Erwähnung. Ausführlich behandelte F. HERITSCH 1936 in der Monographie „Die Karnischen Alpen“ das Gebiet um die Bischofalm. 1936 erbrachte NEKHOROSHEV den bedeutenden Nachweis ordovizischer Faunenelemente am Hohen Trieb. Schließlich wurden auch im Arbeitsgebiet neben einer Reihe anderer Vorkommen durch E. FLÜGEL & GRÄF 1960 Eruptiva innerhalb des Hochwipfelkarbons nachgewiesen.

Lage und Abgrenzung des Arbeitsgebietes

Der Hohe Trieb (Zentrale Karnische Alpen) liegt etwa 8 km östlich des Plöckenpasses an der österreichisch-italienischen Staatsgrenze (vgl. Tafel 3, Geologische Karte).

Die Grenzen des untersuchten Raumes sind im N die Untere Bischofalm (1181 m), im E das Zollner-Törl (1797 m), im W der obere Kronhofgraben mit der Fortsetzung im Kronhof-Törl (= Promos-Törl, 1788 m) und im S die Gipfel des Kleinen Trieb (= Punta Medatte, 2095 m), des Hohen Trieb (= Cima Costa Alta, Cuestalta, 2199 m) und des Mt. Skarnitz (2188 m).

Als Kartierungsunterlagen (1 : 5000) dienen die topographische Karte, Blatt 197/4-Großer Pal (1 : 25.000) sowie die Luftbilder C 14890-C 14892 (etwa 1 : 18.000) mit dem vergrößerten Mittelblatt.

II. Stratigraphie und Lithologie

Allgemeine geologische Übersicht und fazielle Gliederung

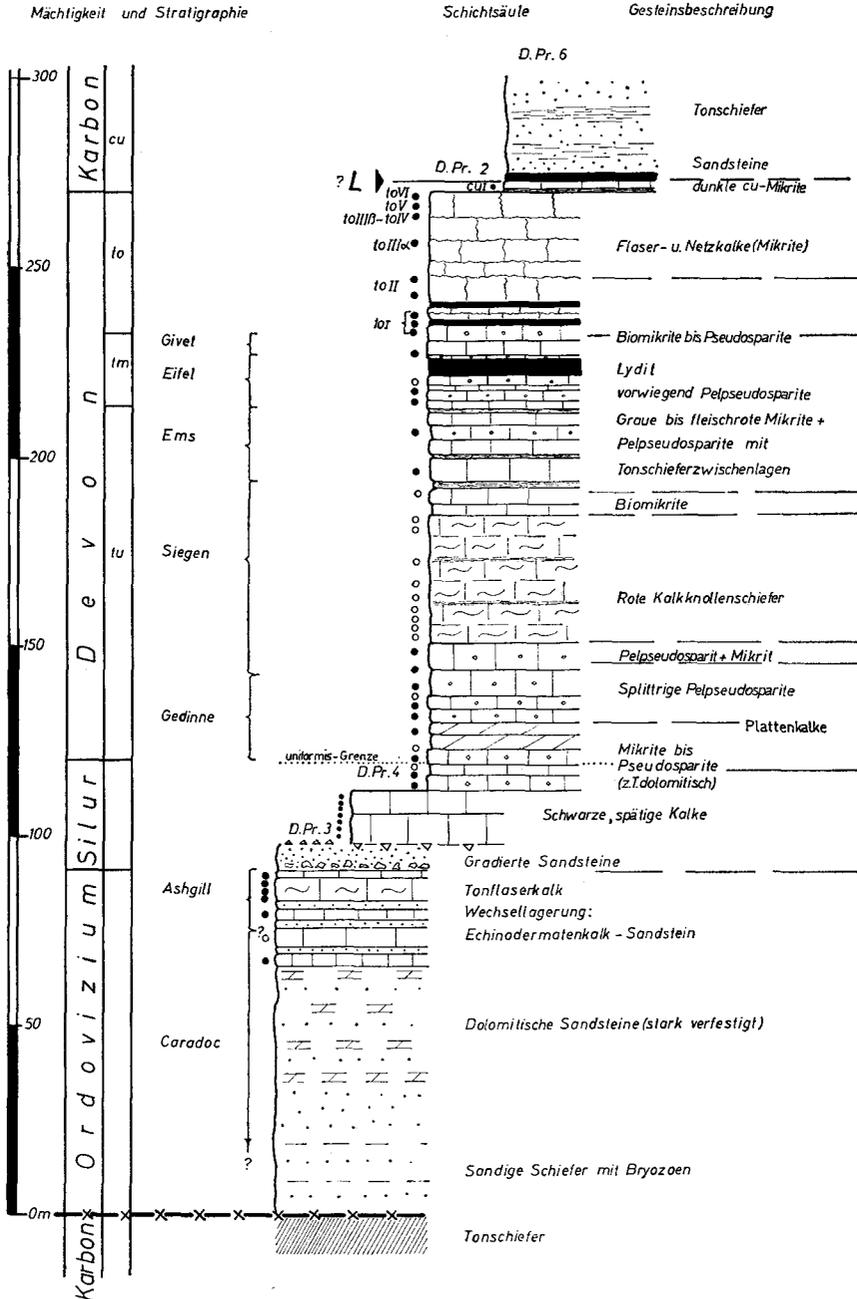
A. Die Vertretung der Kalkfazies (Tab. 1)

Den Raum des Hohen Trieb bauen östlich des oberen Kronhofgrabens drei durch Hochwipfelkarbon getrennte, WNW—ESE streichende Kalkzüge auf (Tafel 3).

Tabelle 1. Normal-Abfolge des
(Zusammengesetzt aus

• • Conodontenfauna mit und ohne

A. Rauchkofelentwicklung



Paläozoikums am Hohen Trieb

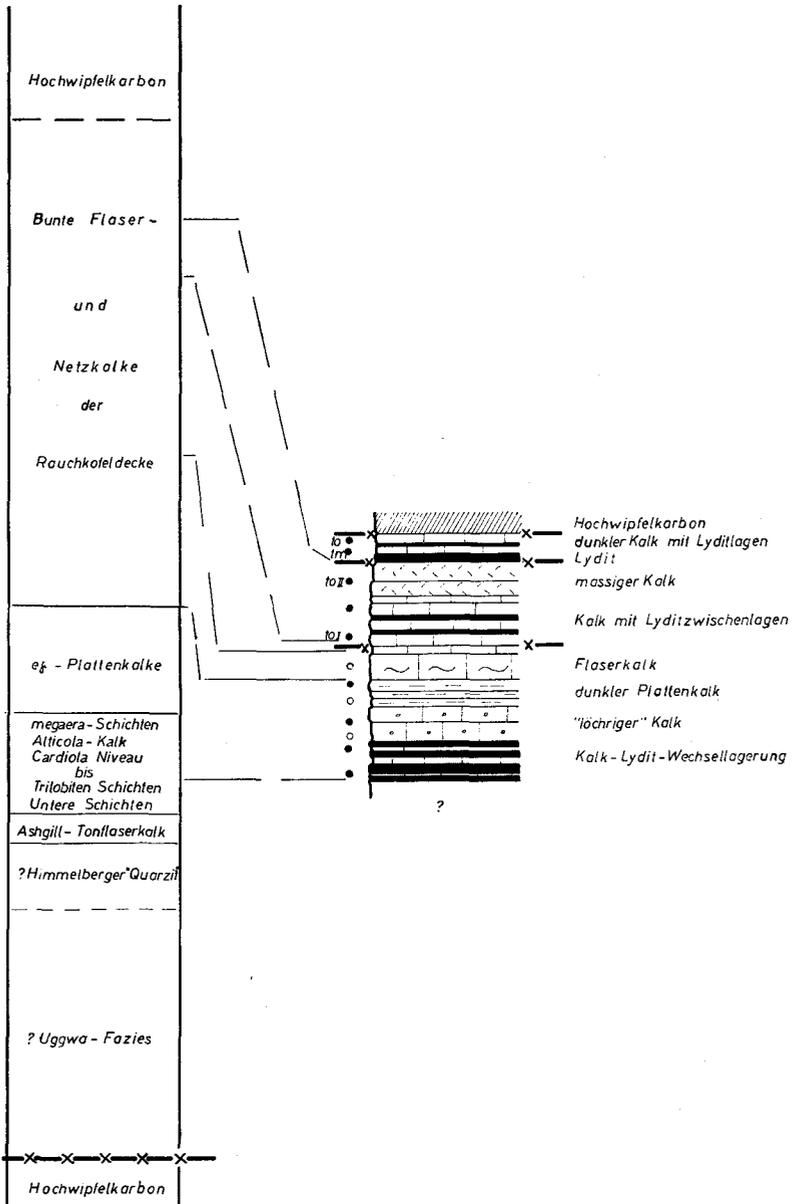
4 Detailprofilen)

stratigraphischem Wert, *L* = stratigraphische Lücke

B. Findenentwicklung

(P. 1874)

Plöcken-Äquivalente



Der „Nördliche Kalkzug“ (Silur-Oberdevon) läßt sich als Fortsetzung einer Polinixschuppe über die Würmlacher Alm zur Frondel-Alm verfolgen. Bei der Unteren Bischofalm übersetzt er den Kronhofgraben und bildet im SE den Steilabfall. Dieser Zug trennt das Obere Bischofalm-Kar vom Hohen Trieb-Kar.

Der „Mittlere“ (Ordovizium-Oberdevon) und „Südliche Kalkzug“ (Unterdevon-Unterkarbon) setzen nach einer Störung im oberen Kronhofgraben neu ein. Während der „Mittlere Zug“ gegen den Hohen Trieb-Gipfel und weiter gegen das obere Chiarso-Tal streicht, baut der „Südliche Zug“ die Steilabfälle nördlich des Mt. Skarnitz auf und versinkt gegen SE unter Hochwipfelkarbon.

Die devonischen Kalke gehören der Rauchkofelfazies (GAERTNER 1931) an bzw. sind im Silur als Äquivalente der Plöckener Fazies aufzufassen (Tab. 2), dagegen vertreten die Graptolithen-führenden unterdevonischen und silurischen Kieselchiefereinlagerungen im Hochwipfelkarbon die Bischofalmfazies (HERITSCH 1943).

Eine Übergangsfazies zwischen den silurischen Infrafazies liegt bei P. 1874 als Kalk-Lydit-Wechselagerung vor. Wegen der analogen Verhältnisse am Findenig wird sie hier als „Findenig-Entwicklung“ geführt.

	MAGNAFAZIES	I N F R A F A Z I E S		
		Kalkzüge+Basis	P.1874	Kieselchiefer
Unterkarbon		Rauchkofel F. s. l.		Bischofalm Fazies
Devon	<i>Hercynisch</i>	<i>Rauchkofelfazies</i>		
Silur		<i>Plöckener F.</i> \leftarrow <i>Übergangs"-F.</i> \rightarrow		
Ordovizium	<i>Mediterran</i>	<i>Uggwa F.</i>		

Tab. 2 Die fazielle Gliederung des untersuchten Gebietes.

Ordovizium und tieferes Silur ¹⁾

I. Allgemeine lithologische Gliederung (Tafel 4)

An der Basis des „Mittleren Kalkzuges“ sind, wie die Karte (Tafel 3) zeigt, an vier Stellen ordovizische Schichten aufgeschlossen. SW P. 1771 gliedert es sich folgend:

¹⁾ Wegen der faziellen Zusammenhänge werden die Basisanteile des Silur hier behandelt.

Über Hochwipfelkarbon (vgl. S. 301) liegen etwa 25 m mächtige, grau-grüne bis braune, weiche, sandig-dolomitische (Fe-Dolomit) Tonschiefer mit einem Karbonatgehalt von durchschnittlich 8%. Bereits 1 m über der Untergrenze führen die Schiefer Bryozoen, die den Hauptanteil der Fauna ausmachen. Untergeordnet treten auch Brachiopoden, Cystoideen (*Corylocrinus* sp.), Crinoidenstielglieder und sehr selten Trilobiten auf. NEKHOROSHEV 1936 bestimmte aus diesen Schichten folgende von E. HABERFELNER und K. METZ aufgesammelte Fauna:

(der Erhaltungszustand ist sehr schlecht, es liegen durchwegs nur durch Fe-Oxid gefärbte Abdrücke vor):

Chasmatoporella metzi NEKHOROSHEV 1936
Chasmatopora sp. ex gr. *sublaxa* ULRICH
Ptilodictya sp. ex. gr. *lanceolata* GOLDFUSS
Batostoma ? sp.
Graptodictya sp.
Camarothechia sp.
Dalmanella sp.
Strophomena sp.
Calymene sp.

Er stuft sie in das mittlere bis obere Ordovizium ein (eine Neubearbeitung der Bryozoen, Brachiopoden und Trilobiten wird derzeit von Prof. Dr. N. SPELDNAES, Aarhus und Doz. Dr. L. MAREK, Prag, durchgeführt). Nach etwa 25 m gehen die Schiefer allmählich in zirka 35 m mächtige, eisenschüssige, dolomitisch-kieselige Sandsteine über, die im höheren Bereich große Verbandsfestigkeit und Härte aufweisen. Zuweilen kann man innerhalb der gut gebankten (*dm*-Bereich) Sandsteine Schrägschichtungen feststellen. Gegen das Hangende nimmt der Karbonatgehalt (Fe-Dolomit) von 5% zu Beginn des Sandsteins auf 18% im höheren Bereich zu. Das Quarz/Feldspat-Verhältnis bleibt hingegen konstant (4—5:1). Darüber folgt eine etwa 18 m mächtige Wechsellagerung (meist im *dm*-Bereich) von rötlichen bis grauen, ± unreinen Echinodermatenkalken und Karbonatsandsteinen (Taf. 4). Mit scharfer lithologischer Grenze geht diese Folge in etwa 6 m mächtige, grob gebankte, graue bis rötliche, ± sandige Flaserkalke über („Ashgill-Tonflaserkalk“ nach GAERTNER 1931), die im Liegenden und Hangenden von braunen Mergelschiefern begrenzt werden. Darüber tritt nochmals eine etwa 20 cm mächtige Bank von grauen Echinodermatenkalken auf. Diese Kalke bilden die Obergrenze einer im gesamten 24 m mächtigen Liegend-Folge, in der sich einzelne Schichtpakete mit Ausnahme des Tonflaserkalkes mehrmals wiederholen. Darüber setzt ein 6-20 m mächtig aufgeschlossener, lithologisch stark heterogener Komplex von Biospariten und gradierten Karbonatsandsteinen ein. Dieser gehört dem Ordovizium/Silur-Grenzbereich an (= Hangend-Folge).

II. Lithofazielle Analyse

1 a. Die Mikrofaziestypen der Liegend-Folge (24 m, Ordovizium)

Folgende Parameter fanden für die Klassifikation von sechs abgrenzbaren Mikrofazies-Typen (MFT 1—6) Anwendung (Tab. 3)¹⁾:

¹⁾ Die Übertragung der Mikrofazies-Typen 1—6 auf das Profil ist aus Tafel 4 ersichtlich.

MFT	Biogen- gehalt	Grund- masse	„Sand“ Vol. %	Echinod. Vol. %	Karbonat Gew. %	Rückst. (Sand, Ton, Lim., Pyr.)	Symbol
1	> 20%	Mikrit					
2	> 20%	Mikrit	> 10%				
3				> 70%	> 85%	< 15%	
4				25—70%	50—85%	15—50%	
5				5—25%	> 50%	> 50%	
6	< 5%				> 50%	> 50%	

Tab. 3

Mikrofazies-Typ 1: „Biomikrit“. Bräunlichgelbe bis grau verwitterte dichte Kalke mit wechselnder Bankmächtigkeit (*dm-* bis *m-*Bereich).

Mikrofaziell handelt es sich analog dem Cellonetta-Profil (H. FLÜGEL 1965) um einen biogenführenden Mikrit mit einem org. Gesamtanteil von über 20%. An Biogenen finden sich neben Filamenten (6%) Echinodermen (5%), Bryozoen (3%), Ostracoden (1%), Mollusken (1%), Trilobiten (0.5%) und Brachiopoden (0.5%). Fragliche organische Reste erreichen 5%. Die mikritische Grundmasse ist gleich der MF-Schicht 1 des Cellonetta-Profiles (FLÜGEL 1965) undeutlich gefleckt bis homogen, der Karbonatgehalt beträgt mehr als 90%. Häufig treten durch Styliolithen begrenzte Rückstandstöne mit zahlreichen Anreicherungen von Dolomithomboedern auf bzw. kommt es zu einer fleckigen Dolomitisierung der Biomikrite.

Gegen das Hangende nimmt der Karbonatgehalt stark ab. Die Kalke in den Mergelschiefern führen etwa 30% unlöslichen Rückstand. Mikrofaziell jedoch handelt es sich um den gleichen Typ, sieht man von der stärkeren faserigen Textur und einer örtlichen Pseudosparitbildung ab.

Mikrofazies-Typ 2: „Sandiger Biomikrit“. Dieser Typ, der durch Übergänge mit dem MFT 1 verbunden ist, tritt im Liegenden des MFT 1 auf und ist durch eine stärkere Sandführung charakterisiert.

Die klastische Komponente ist nur im Schliff erkennbar und erreicht einen Anteil von über 10% in der mikritischen Grundmasse. Der Quarz/Feldspat-Korngrößenmeanwert ist 0.08—0.09 mm, die Rundungsklasse III—IV nach PETTJOHN (1957). Die Biogenführung zeigt gegenüber dem MFT 1 nur mengenmäßige Unterschiede. Nach abnehmender Häufigkeit treten Bryozoen, Echinodermen, Filamente, Trilobiten, Ostracoden, Styliolinen und Brachiopoden auf. Anzeichen von Druckentmischung sind wie im oberen MFT vorhanden.

Dieser Typ ist im Tonfaserkalk des Cellonetta-Profiles nicht vertreten.

Mikrofazies-Typ 3: „Echinodermatenkalk“. Es handelt sich um schlecht gebankte, hellgraue bis graue, grobkörnige Kalke mit dunklen Tonhäuten.

Dieser Typ wird durch ein mengenmäßiges Überwiegen von Echinodermen (>70%) in der Fauna und einem Karbonatgehalt von über 85% charakterisiert. Daneben treten untergeordnet Bryozoen und Trilobiten auf. Die Echinodermen zeigen durchwegs die Erscheinung der „rim-cementation“ (BATHURST 1958) und erlauben daher keine Größmessungen. Unregelmäßig verteilt oder lagig angeordnet tritt in geringen Mengen auch klastischer Sand in der pseudosparitischen Grundmasse auf.

Gelegentlich kann es zur Anreicherung von Sand im Lösungsrückstand der im allgemeinen parallel ss verlaufenden Styrolithen kommen. Dabei beträgt die durchschnittliche Sandkorngröße 0.11 mm.

Mikrofazies-Typ 4: „Sandiger Echinodermatenkalk“. Hellgraue bis rötliche, schlecht gebankte, grobkörnige Kalke mit einer unregelmäßigen, sandigen Netzstruktur an der Oberfläche. Durch die Auswitterung des Kalkes erhält dieser Typ ein flaserartiges Aussehen. Dabei dominieren die schichtparallelen Sandlagen (Mächtigkeit im cm-Bereich), seltener kommt es zur Sandanreicherung \perp ss.

Gegenüber dem MFT 3 ist ein Zurücktreten von Echinodermen (25—70 Vol.-%) und Restbiogenen (Trilobiten, Bryozoen, Filamente: insgesamt 4%) und eine Abnahme des Karbonatgehaltes auf 50—85 Gew.-% festzustellen; der unlösliche Rückstand erreicht dagegen 15—50 Gew.-%. Wie im MFT 3 sind die Echinodermen durch „rimmentation“ charakterisiert.

Im Schliff deuten die sandigen Partien meistens einen lagigen Bau innerhalb des Echinodermatenkalkes an; örtlich kann sich dieser jedoch zu isolierten Sandlinsen bzw. unregelmäßigen sandigen Schläuchen quer oder schräg zum ss auflösen, wodurch der Eindruck einer klastischen Infiltration in die kalkigen Partien entsteht. Unregelmäßig eingestreute Quarz/Feldspat-Körner innerhalb des Echinodermen-Anteils scheinen diese Vermutung zu bestätigen.

Im Gegensatz zur Pseudosparit-Matrix der Echinodermenanreicherung haben die Sandlagen ein Fe-freies, dolomitisch-kieseliges, selten kalkiges Bindemittel oder es tritt eine unmittelbare Kornbindung auf. Die Korngröße des Sandes (Rundungsklasse IV) ist im Durchschnitt 0.16 mm, die Sortierung beträgt nach FÜCHTBAUER 1959 ($Q_3 : Q_1$) 1.8 und ist demnach als „gut“ zu bezeichnen.

Mikrofazies-Typ 5: „Echinodermaten-führender Sandstein“. Die weitere Abnahme der Echinodermen-Führung (5—25 Vol.-%) und die Zunahme des unlöslichen Rückstandes auf mehr als 50% kennzeichnen diesen Typ. Er tritt als geringmächtige, graue, z. T. dunkel gebänderte, eisenschüssige, an der Oberfläche meistens entkalkte, schwach brausende Sandsteine auf.

Unter dem Mikroskop erkennt man unregelmäßig verstreute Echinodermen innerhalb des klastischen Quarz/Feldspat-Sandes (Rundungsklasse IV—V). Die Sortierung (= 2) kann noch als „gut“ bezeichnet werden. Als Bindemittel dient Kalk und Dolomit, wobei die Kalkkomponente überwiegt (etwa 2 : 1).

Bemerkenswert ist das Auftreten von Conodonten (*Panderodus unicostatus*, *Ambalodus triangularis*, *Amorphognathus cf. ordovicica*) in Probe G dieses Typs (Karbonatgehalt 34%).

Mikrofazies-Typ 6: „Karbonatsandstein“. Es handelt sich um helle bis dunkle, z. T. gebänderte, gut gebankte (dm-Bereich), harte, eisenschüssige, Karbonat-hältige Sandsteine. Stärkere Karbonatführung bewirkt auf der Oberfläche Entkalkung. Durch die Führung z. T. cm-großer, eckiger Lyditbruchstücke zeigen die Proben O und U Abweichungen im Gefügebestand.

Im Schliff erkennt man einen Sandstein mit eisenhaltiger, überwiegend dolomitischer (selten kalkig-kieselig) Intergranularsubstanz. Starkes Zurücktreten des Bindemittels bewirkt dagegen meist parallel ss unmittelbare Kornbindung: es entsteht ein \pm deutlich lamelliertes Gefüge, das aber ebenfalls durch lagenweise Einstreuung einer bestimmten Korngröße gebildet werden kann. Gradierung wurde nie festgestellt.

Die polymikten, in der Regel heteroklastischen Gefügebestandteile mit vorwiegender Rundungsklasse IV und V (selten III) bestehen in der Hauptsache aus Quarz und Feldspat (klastischer Karbonat tritt nicht auf!), meist im Verhältnis 5 : 1. Ausnahmen bilden die Proben U, T und O. Häufig kommt es zu Korrosionserscheinungen

an den Korngrenzen (Eisenhaltiges dolomitisches Bindemittel!). Die Sortierung ist im Durchschnitt als „gut“ zu bezeichnen (1-9), Ausnahmen sind die Proben O und S mit „mittelmäßiger“ Sortierung (bis 2-8).

Nach der Art des nicht detritären Bindemittels (orthochemical cement) kann der MFT 6 in einen kalkig, kieselligen oder dolomitischen Typ unterschieden werden. Andererseits ist das Quarz/Feldspat-Verhältnis maßgebend für eine zur Zeit leider uneinheitliche Klassifikation. Die unterschiedliche Benennung der Proben U, Z und Z₂ bei einem Verhältnis von 4—5:1 nach FOLK (1954), KRUMBEIN & SLOSS (1955), FÜCHTBAUER (1959), HUCKENHOLZ (1963) und PEI-YUAN-CHEN (1968), geht aus Tab. 4 hervor.

„Dolomitischer Feldspatsandstein“ als Klassifikation wird der Zusammensetzung dieser Proben am besten gerecht.

Eine größere Abweichung vom normalen Quarz/Feldspat-Verhältnis weist die Probe O auf. Gesteinsbruchstücke (Lydittrümmer, Quarzite) beteiligen sich zu 10% an ihrem Aufbau. Der große Feldspatgehalt kommt im Verhältnis 2-3:1 zum Ausdruck. Nach den Parametern Quarz, Feldspat und Restkomponente (Gesteinsbruchstücke usw.) schwankt die Benennung zwischen „Arkose“ bis „Unreine (lithic) Arkose“ (FOLK 1954, KRUMBEIN & SLOSS 1955, PETTIJOHN 1957, PEI-YUAN CHEN 1968) und „Feldspat- bzw. Quarzgrauwacke“ (FÜCHTBAUER 1959, HUCKENHOLZ 1963) (vgl. Tab. 4).

Auf Grund des dolomitischen Zementes wird hier die Probe O als „Dolomitische Arkose“ bezeichnet.

1 b. Lithofazielle Auswertung

Im gesamten Profil gesehen, dominiert im tieferen Anteil der Liegend-Folge eine sandige Komponente, während das Hangende eine Tendenz zur mikritischen Entwicklung erkennen läßt. Dazwischen kommt es zu einem Pendeln, ausgedrückt in den MFT 5—2, was auf eine unterschiedlich starke Beeinflussung der Karbonatsedimentation schließen läßt. Drei Hauptglieder (Lithofazies) werden dabei im Gesamten unterschieden:

1. Verstärkte Sandeinschüttung — Bildung von Sandsteinen;
2. Echinodermenwachstum — Bildung von Echinodermatenkalken;
3. Ruhige Schlamm sedimentation — Bildung vorwiegend mikrit. Kalke.

Naheliegend, wenn auch nirgends im Profil verwirklicht, kann daraus eine zyklische Folge *Karbonatsandstein-Übergangsbereich-Echinodermatenkalk-Übergangsbereich-Mikrit* abgeleitet werden. Ordnet man diesem Grundmodell (= „ideal“ bzw. „Model cycle“ sensu DUFF, HALLAM & WALTON 1967; „theoretical cycle“ sensu WELLER 1957) die 6 Mikrofaziestypen nach dem Korngrößen-Mean des klastischen Quarz/Feldspat-Anteils und dem unlöslichen Rückstand zu, so zeigt sich eine Abfolge vom MFT 6 zum MFT 1 (Abb. 1). Dabei entfallen auf den MFT 6 („Karbonatsandstein“) 21-7%, den MFT 5 („Echinodermaten-führender Sandstein“) 4-6%, den MFT 4 („Sandiger Echinodermatenkalk“) 21-4%, den MFT 3 („Echinodermatenkalk“) 24-9%, den MFT 2 („Sandiger Biomikrit“) 11% und den MFT 1 („Biomikrit“) 16-4% des „Idealen“ Zyklus. Diese Gruppierung erlaubt gleichzeitig auch eine genetische Deutung: Während die verstärkte Sandeinschüttung auf eine stärkere Turbulenz schließen läßt, lassen sich die Mikrite und Echinodermatenkalke als Bildungen in einem ruhigeren Milieu interpretieren, was vor allem aus den relativ geringen Sandanteilen, verbunden mit einer Reduktion der Korngrößen und besserer Sortierung, ersichtlich ist.

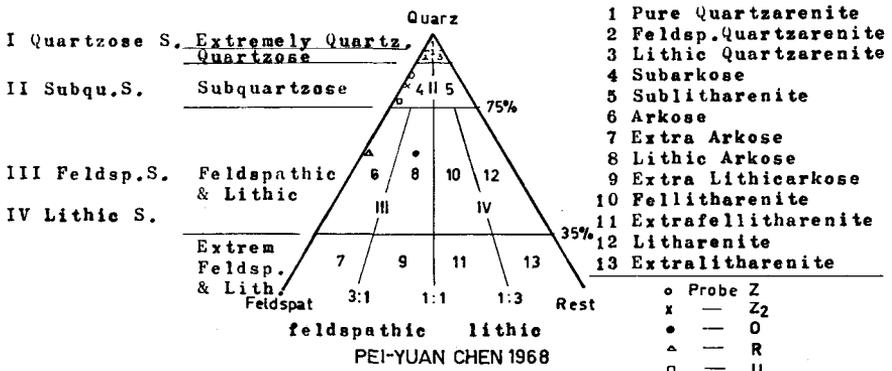
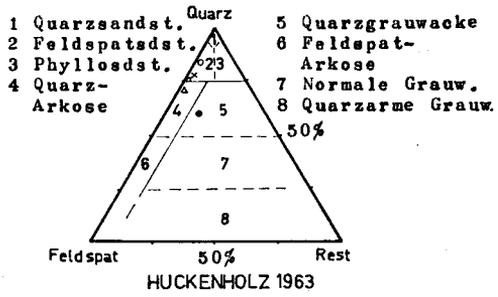
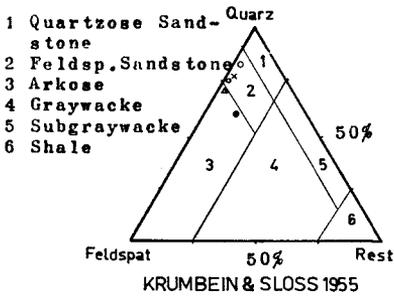
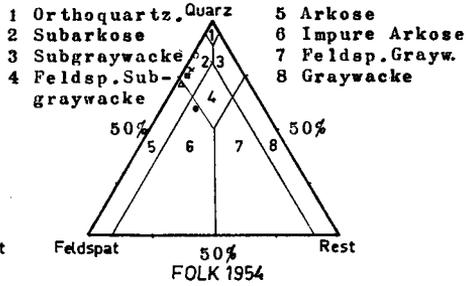
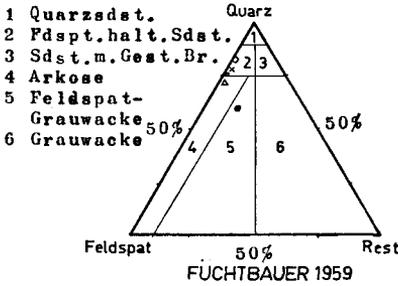


Tabelle 4: Klassifikation einiger ordovizischer Sandsteinproben (Z, Z₂, O, R, U) vom Hohen Trieb, nach der Nomenklatur von FOLK 1954, KRUMBEIN & SLOSS 1955, FÜCHTBAUER 1959, HUCKENHOLZ 1963 und PEI-YUAN CHEN 1968.

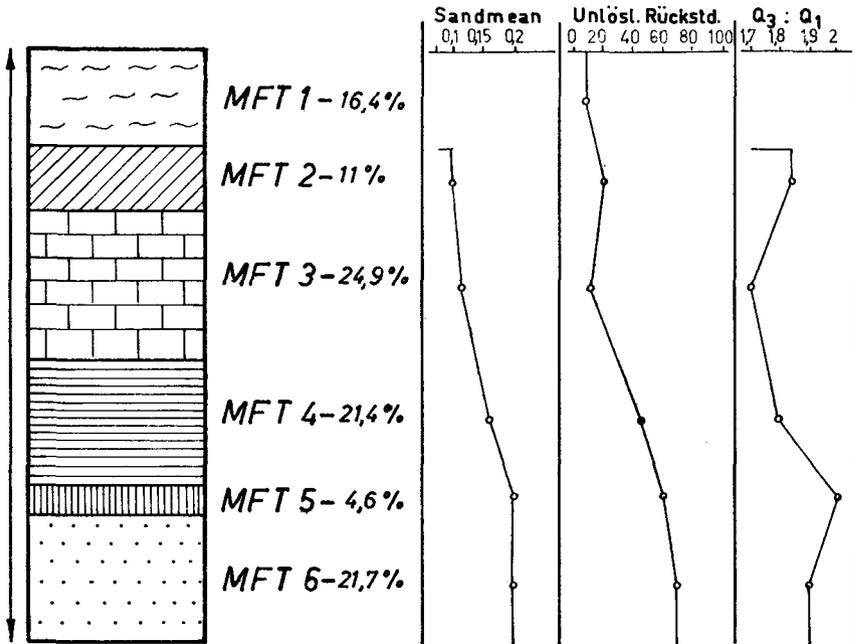


Abb. 1: Der „Ideale“ Zyklus am Hohen Trieb.

Auf den „Idealen“ Zyklus können die Parameter Korngröße, Biogengröße, Häufigkeit, Sortierungsgrad, Schwermineralführung, Modalbestand usw. bezogen werden¹⁾. Abb. 1 zeigt die Beziehungen der Korngröße des klastischen Anteils und des Sortierungsgrades zum „Idealen“ Zyklus. Auffallend ist die Abnahme der durchschnittlichen Sandkorngröße bei Zunahme des Karbonatgehaltes: von einer durchschnittlichen Größe von 0,20 mm in den Karbonatsandsteinen (MFT 6) verringert sich die Korngröße auf 0,12 mm in den Echinodermatenkalken bzw. auf 0,095 mm in den sandigen Biomikriten (MFT 2).

Nicht direkt möglich war hingegen die Erkennung eines Zusammenhanges zwischen einzelnen Korngrößenbereichen und ihrer Häufigkeit (= Zahl/Flächeneinheit). Druck-Lösungserscheinungen und damit verbundene zonenweise Anreicherung von Quarz und Feldspat verfälschten die ursprünglichen Werte. Der Vergleich der Kurven des durchschnittlichen Sanddurchmessers mit dem Anteil des unlöslichen Rückstandes bestätigt wohl eine direkte gegenseitige Abhängigkeit, ein in absoluten Zahlen ausdrückbarer Zusammenhang ist aber nicht gegeben. Eine Abnahme des terrigenen Einflusses drückt sich nicht nur in den geringen prozentuellen Anteilen, sondern auch in einer Verringerung der Korngrößen = bessere Sortierung aus.

¹⁾ Ein Großteil dieser Parameter konnte bei der Untersuchung nicht herangezogen werden, da die Echinodermen durchwegs „rim-cemented“ sind. Außerdem verursachen Druck-Lösungserscheinungen zu große (unbekannte) Abweichungen in der Häufigkeitsangabe. Schwermineralführung und Modalbestand zeigen keine ausgeprägte Maxima.

Die graphische Darstellung der Korngrößenbestimmung des klastischen Anteils der Liegend-Folge (Tafel 4) läßt bei den Proben H und O zwei Maxima erkennen. Entsprechend wird in diesen Bereichen die Sortierung schlechter (bis 3 = „mittelmäßig“ nach FÜCHTBAUER 1959). Die verstärkte, schlecht sortierte Sandeinschüttung bewirkt nunmehr in der Biogenkurve ein starkes Zurücktreten der Echinodermen. Dieser Umschlag in der Sedimentation muß langsam eingetreten sein bzw. hat relativ lange ange dauert: 26% des „Idealen“ Zyklus nehmen an der Sedimentationsänderung teil¹⁾.

Die Reduktion des organischen Anteils ist eine Folge der veränderten (ungünstigeren) ökologischen Bedingungen (verstärkte Sandeinschüttung). Mit dem Nachlassen der Sandzufuhr sind wiederum die Voraussetzungen für ein Echinodermen-Wachstum gegeben — relativ rasch setzen Echinodermatenkalke ein.

Wie SARNTHEIN 1970 an einem rezenten Beispiel aus dem Indischen Ozean zeigen konnte, scheint das Vorherrschen von Echinodermen gegenüber anderen biogenen Komponenten im Sediment auf Grund optimaler ökologischer Bedingungen direkt unter der Wellenbasis (20—40 m) erklärbar.

2 a. Die Mikrofazies-Schichten der Hangend-Folge (6:30 m, Unteres Silur)

Dieser Abschnitt gliedert sich vom Liegenden ins Hangende in drei Mikrofazies-Schichten. Wiederholungen treten im Gegensatz zur Liegend-Folge nicht auf (Tafel 4).

Mikrofazies-Schicht^{1 2)}: „Biopseudosparit“. Diese Schicht folgt unmittelbar über dem liegenden MFT 3 und besteht aus gut gebankten, braun verwitternden, im Bruch blaugrauen grobkörnigen Kalken.

In einer dolomitisch-mikrosparitischen, durch Limonit dunkel verfärbten Grundmasse finden sich unregelmäßig verteilt Echinodermen (mit „rim-cement“-Ausbildung, etwa 10%), grobskulpturierte, bis 5 mm große Brachiopodenklappen, Bryozoen und Ostracoden. Die Gesamtbioführung beträgt im Durchschnitt 15%, verringert sich aber gegen das Hangende auf 10%. Durch stärkere dolomitische Lagen wird bisweilen eine schwache Lamellierung angedeutet. Lose eingestreut finden sich in der Grundmasse Sandkörner mit einer vorwiegenden Rundungsklasse IV nach PETTIJOHN 1957 und Gesteinsfragmente, wobei gegen das Hangende der Sandanteil abnimmt (250 c: 15%, 250 a: 4%).

Eingeschaltet ist ein im Streichen auskeilender Sandstein mit örtlicher Biogenanreicherung (Echinodermen, Bryozoen, Brachiopoden, Mollusken) und einem Kohlenstoffgehalt von 10%.

Diese MF-Schicht zeigt gute Übereinstimmung zur MF-Schicht 3 des Cellonetta-Profiles (H. FLÜGEL 1965), erreicht aber hier nur eine Mächtigkeit von 1.50 m (Cellonetta: 4.30 m).

Auffallend ist in beiden Profilen die gleichmäßige Sand- und Biogenabnahme gegen das Hangende.

¹⁾ Die Änderung verläuft analog auch in umgekehrter Richtung!

²⁾ Die Numerierung der MF-Schichten am Hohen Trieb entspricht nicht denen im Cellonetta-Profil!

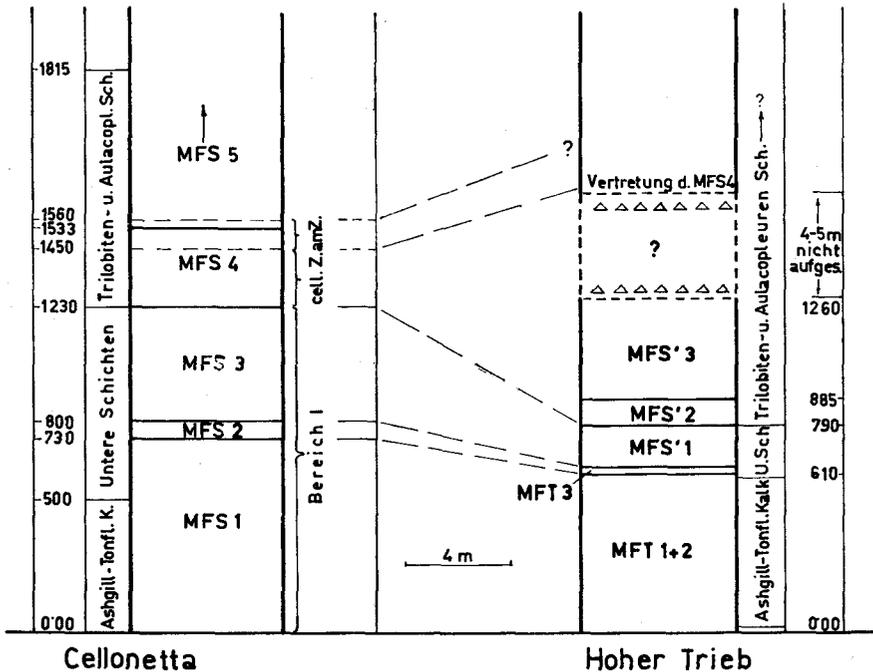
Mikrofazies-Schicht' 2: „Schillsandstein“. Die Schicht besteht aus einer Wechsellagerung von gut gebankten (*dm*-Bereich), dunkelbraunen, Biogen-Detritus-führenden Karbonatsandsteinen und schwarzen Mergelschiefern. Sie erreicht im Profil eine Mächtigkeit von 0.95 m.

In einer durch die Zersetzung von FeS₂ (FeS₂+Limonit: bis 15%) dunkelbraun verunreinigten, dolomitisch (30%)-kalkigen (15%) Matrix finden sich unregelmäßige Biogeneinstreuungen (Bryozoen, Echinodermen, Brachiopoden, Trilobiten) mit einer prozentuellen Abnahme gegen das Hangende (Gesamtbiogene Pr. 249: 17%, Pr. 248 b: 6.5%).

Großen Raum nehmen in der Grundmasse lose eingestreute Sandkörner ein (35%). Sie haben einen mittleren Durchmesser von 0.20 mm, die Sortierung ist nach FÜCHTBAUER 1959 als „gut“ bis „mittelmäßig“ zu bezeichnen.

Im selben Niveau kommt es im Cellonetta-Profil ebenfalls zu einer Wechsellagerung von dunklen Kalkbänken und Mergelschiefern (MF-Schicht 4 nach H. FLÜGEL 1965), die sich jedoch mikrofaziell mit denen am Hohen Trieb nur z. T. vergleichen läßt: Unterschiede sind besonders durch die klastische Sandkomponente am Hohen Trieb gegeben. Ihr Fehlen im Cellonetta-Profil erklärt wahrscheinlich den höheren Karbonatgehalt (= tonige Kalke bis Dismikrite). Unterschiedlich ist auch die Mächtigkeit (Hoher Trieb: 1.10 m, Cellonetta: 3.0 m).

Mikrofazies-Schicht' 3: „Gradierte Sandsteine“. Gut gebankte, dunkelgraue bis schwarze, gradierte Sandsteine kennzeichnen diesen 3.75 m mächtigen Abschnitt. Häufig haben die Sandsteine Gesteins- (z. B. Lydittrümmer, Tonschieferfetzen) und Biogendetritus eingelagert. Den unteren



Tab. 5: Korrelation der Untersilur-Schichtfolge des Cellon-Profiles mit der Entwicklung am Hohen Trieb.

Teil dieser Schicht nimmt eine etwa 40 cm mächtige, im Streichen ausgekleidete Bank mit Wulstschichtung ein. Im Hangenden wird die Folge von Schutt überdeckt und erlaubt daher keine weitere Untersuchung.

Mikrofaziell handelt es sich um dolomitisch-limonitische, selten kieselige, gradierte Sandsteine mit einem Karbonatgehalt unter 40%, die als allochthone Komponenten Gesteinsfragmente (pelitische „rip-up clasts“ und „rolled-up sediment balls“ nach Dorr 1963; Lydit-, Quarzit- und Tonschiefergerölle) und dolomitisierte Echinodermenreste führen. Der Quarz/Feldspat-Sand (Verhältnis 2:1) ist „gut“ gerundet, die Sortierung unterschiedlich.

Eine z. T. abweichende inhomogene Textur in Probe 247 a wird durch die Zerstörung der primären internen Struktur (Wulstschichtung an der Oberfläche!) und fleckige Verteilung des eisenoxydischen Bindemittels verursacht.

Gradierte Sandsteine kommen im Vergleichsprofil der Cellonetta nicht zur Ausbildung. Andererseits können sie auf Grund einer Parallelisierungsmöglichkeit (Tab. 5) des unteren Bereichs der MF-Schicht 4 im Typ-Profil mit der MF-Schicht' 2 am Hohen Trieb sowie der Vertretung der MF-Schicht 4+5 durch die *amorphognathoides*-Zone (auch am Hohen Trieb!) des Typ-Profiles nur durch den oberen Teil der MF-Schicht 4 vertreten werden. Diese gehört jedoch der *celloni*-Zone nach WALLISER 1964 an. Ihr bisheriges Fehlen am Hohen Trieb bzw. das Nichtauftreten von gradierten Sandsteinen am Plöcken kann daher fazielle Unterschiede als Ursache haben (vgl. MOSTLER 1968).

2 b. Lithofazielle Auswertung

Die Mikrofaziesschichten der Hangend-Folge sind durch zunehmenden, terrigenen Einfluß charakterisiert. Ähnlich wie im Liegenden bewirkt die starke Sandeinschüttung auch hier ein Zurücktreten bzw. Fehlen von Biogenen.

Eine direkte Beziehung zwischen Korngröße und Sortierung ist nur in den tieferen, karbonatreichen Partien vorhanden. In den hangenden, gradierten, kalkarmen Sandsteinen ist die durch Gradierung bedingte „mäßige“ Sortierung auf Grund des Dominierens eines feinkörnigen Teilkollektivs (Korngrößen $< 63 = > 30\%$) bemerkenswert.

Wie gezeigt werden konnte, lassen sich die Mikrofaziesschichten der Hangend-Folge z. T. gut mit denen des Typ-Profiles (H. FLÜGEL 1965) korrelieren. Unterschiede zeigen sich hingegen in den Mächtigkeiten der einzelnen Schichtglieder: Während es mit dem Einsetzen der Sandkomponente (MFS' 1, MFS' 2) im Vergleich zum kalkreicheren Cellonetta-Profil zu einer Reduktion der Schichtfolge am Hohen Trieb kommt, ist die sandige Vertretung der *celloni*-Zone am Hohen Trieb gegenüber dem Typ-Profil weit mächtiger entwickelt.

III. Bemerkungen zur Stratigraphie und Fazies

Die mediterrane Faunenprovinz des Ordoviziums, zu der auch die Karnischen Alpen gerechnet werden, gliederte SPJELDNAES 1967 in drei Abschnitte: Zagorian, Morgatian und Tafilaltian. Dieser Dreiteilung werden die lithologischen und faunistischen Gegebenheiten besser gerecht als die britische Gliederung. Die Entwicklung am Hohen Trieb gehört dem

sandig-kalkig entwickelten Tafilaltian an. Kennzeichnend für diesen Zeitabschnitt ist eine starke vulkanische Aktivität, während großtektonische Ereignisse mit Ausnahme an der Ordovizium/Silur-Grenze nicht bekannt sind.

1936 sprach sich NEKHOROSHEV für ein mittleres bis oberes ordovizisches Alter der Bryozoen-führenden Schichten aus, betonte aber das Überwiegen von netzartigen Formen der Gattung *Cryptostomata*. Andererseits erwähnen VINASSA DE REGNY & GORTANI 1908, VINASSA DE REGNY 1910, BATHER 1910, VINASSA DE REGNY 1915 und GORTANI 1915 unter anderen von Stua Ramaz, Casera Meledis, der S-Seite des Mt. Zermula, Chiadin di Lanza und Palon die Pizzul kalkige Tonschiefer mit einem Vorherrschen von trepostomen Bryozoen und datieren diese als Caradoc. GAERTNER 1931 faßt diese Vorkommen mit der Typuslokalität und anderen Fundpunkten im Plöckengebiet zur Uggwaserie zusammen. Eigene Begehungen zeigten, daß mit Ausnahme des Ordoviziums von Casera Meledis die oben angeführten Vorkommen als Fortsetzung der Basisanteile des Hohen Trieb-Zuges aufzufassen sind.

Die Annahme einer Vertretung der Himmelberger-Fazies in den etwa 35 m mächtigen Sandsteinen über den Bryozoen-führenden Schiefeln ist aus folgenden Gründen wenig wahrscheinlich:

1. Der zeitliche Umfang der Himmelberger Sandsteine (keine Quarzite!) ist nicht genau bekannt;
2. In der Himmelberger Fazies fehlen die Bryozoen-führenden Schiefer;
3. Das Quarz/Feldspat-Verhältnis beträgt 2:1 im Gegensatz zum Hohen Trieb (vorwiegend 5:1);
4. Der Karbonatgehalt in den Himmelberger Sandsteinen erreicht nur Werte um 1%.

Die sandigen Echinodermatenkalke (Proben V, W) über dem liegenden Sandsteinkomplex lieferten:

Ambalodus triangularis
Amorphognathus cf. *ordovicica*
Icriodina sp.
Panderodus gracilis
Ozarkodina pseudotypica

Kalke aus dem oberen Teil der Wechsellagerung führten:

Ambalodus triangularis
Amorphognathus sp. WALLISER 1964
Amorphognathus sp.
Panderodus triangularis

Die Datierung dieser Faunen bleibt auf Grund nur weniger charakteristischer Formen zur Zeit noch offen. *Ozarkodina pseudotypica*, von LINDSTRÖM 1959 aus dem Crug-Kalk von Wales beschrieben, zeigt möglicherweise eine tiefere Einstufung als der hangende „Ashgill-Tonflaserkalk“ an. Dieser lieferte analog dem Tonflaserkalk des Cellonetta-Profiles aus dem gleichen stratigraphischen Niveau:

Acodus sp.
Ambalodus triangularis
Amorphognathus ordovicica
Icriodina irregularis
Oistodus lanceolatus
Panderodus unicostatus
Roundya truncialata
Scandodus rectus u. a.

Die Conodontenfauna des Tonflaserkalkes weist enge Beziehungen zum Keisley-Kalk (RHODES 1953) von Westmoreland auf, der ebenso wie die Kalkbankfauna des oberen Erzhorizontes in Thüringen (KNÜPFER 1967) dem Caradoc/Ashgill-Grenzbereich angehört. Sie bestätigt die von GAERTNER 1931 vorgenommene Einstufung ins untere Ashgill (SERPAGLI 1967).

Die Lage der Ordovizium/Silur-Grenze ist in den Karnischen Alpen bisher nicht geklärt. Während HERITSCH 1928 und GAERTNER 1931 an der Basis des Llandovery eine Lücke annehmen, schließt WALLISER 1964 auf Grund der einheitlichen Faunen des Grenzbereiches (Bereich I) eine solche aus. Mikrofaziell ist dieser Zeitraum dagegen in mehrere Mikrofazies-Zonen sowohl im Cellonetta-Profil als auch am Hohen Trieb gliederbar. Damit besteht die Möglichkeit, stratigraphisch äquivalente Bereiche in beiden Profilen abzugrenzen (Tab. 5):

Eine sichere Vertretung der „Unteren Schichten“ und damit unteres Llandovery sind die Echinodermatenkalke (MF-Schicht 2 nach H. FLÜGEL 1965) im Anschluß an die MF-Schicht 1. Über ihnen folgen im restlichen 6-20 m mächtig aufgeschlossenen Profil Biomikrospareite, Schillsandsteine und gradierte Sandsteine. Sie werden dem oberen Teil der „Unteren Schichten“ und den „Trilobitenschichten“ des Cellon-Profils gleichgesetzt (= oberes Bereich I und *celloni*-Zone nach WALLISER 1964).

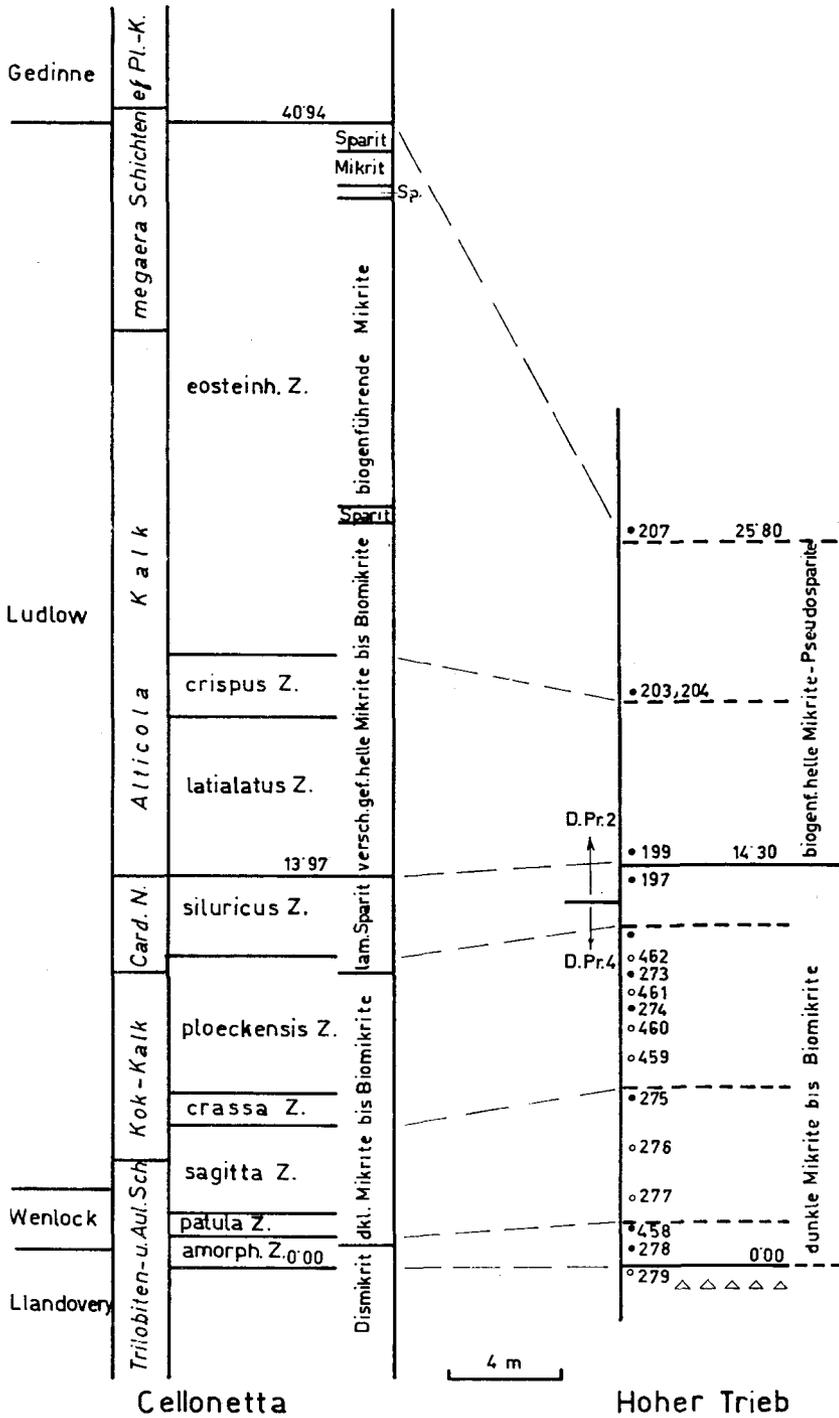
Mächtigkeit und Mikrofazies weichen hier allerdings vom Typ-Profil merklich ab (vgl. S. 279 ff).

IV. Diskussion

Die Ursache der mehrmaligen Einschüttung terrigenen Materials und die damit verbundene Beeinflussung der Karbonatsedimentation kann aus direkten Anzeichen (z. B. Diskordanzen) nicht erklärt werden. Bodenunruhen oder eustatische Schwankungen des Meeresspiegels, die sich beide in transgressiven und regressiven Trends im Sedimentationsbild auswirken, könnten die wechselnde Sandzufuhr erklären.

Im Raume des Hohen Trieb fehlen Eruptiva, die auf eine magmatische Tätigkeit in diesem Zeitabschnitt hinweisen. Eine solche muß jedoch einerseits auf Grund des Vorhandenseins von Porphyroiden in den Sandsteinen der Himmelberger Alm (HERITSCH 1943) und der Plenge Fazies, andererseits nach den Ergebnissen aus dem Paläozoikum der Karawanken (ROLSER 1968) und der Grauwackenzone (FLAJS 1967, MOSTLER 1968) auch für den Raum der Karnischen Alpen angenommen werden.

Die gleichbleibende Schwermineralassoziation der Liegend- und Hangend-Folge (nach abnehmender relativer Häufigkeit: Titanit, Zirkon, Rutil, Apatit, Turmalin) gibt einen Hinweis auf saure Gesteine (freigelegte Unterlage ?) als Liefergebiet der Sandsteine (Metamorphite sind auf Grund des Fehlens von Granat und Hornblende weniger wahrscheinlich).



Tab. 6:

Korrelation der Schichtfolge im höheren Silur am Hohen Trieb und im Cellon-Profil.

Auffallend ist in diesem Zusammenhang der relativ hohe Feldspatgehalt.

Dies deutet

a) auf ein Einzugsgebiet in der Nähe von Vulkaniten oder Plutoniten (PEI-YUAN CHEN 1968 vertritt die Meinung, daß „lithic arkoses“ = Probe O, eher „vulkanische“ Sandsteine sind);

b) gewinnt die Vorstellung SPJELDNAES' 1961 an Bedeutung, der im Ordovizium die Faunenverteilung auf die veränderte Pollage zurückführt und dies durch faunistisch erkennbare Klimazonen beweist. Die Faunen der Karnischen Alpen sprechen nach ihm für eine relative Polnähe = Kaltwasser Zone (inwieweit damit das Fehlen von Korallen im Ordovizium der Karnischen Alpen im Gegensatz zu zahlreichen Formen im Silur erklärt werden könnte, kann zur Zeit noch nicht mit Sicherheit entschieden werden).

Insofern besteht aber auch die Möglichkeit einer Abhängigkeit des Feldspatgehaltes von der Wassertemperatur (SPJELDNAES 1961: 61), als Kaltwasser die chemische Zersetzung des Feldspates hemmen, andererseits aber den Transportweg und die Abrasion erhöhen könnte.

Die oben erwähnten Schweremineralien und der hohe Feldspatgehalt sind nicht nur für die ordovizischen und untersilurischen Sandsteine am Hohen Trieb kennzeichnend. Nach PELIZZER & TOMADIN 1962 weisen die Sandsteine der Formation von Fleons (SELLI 1963) eine ähnliche Zusammensetzung auf, werden dort jedoch viel mächtiger (vgl. auch MOSTLER 1968).

Silur

Die Schichtfolge

Das Silur wird am Hohen Trieb durch die Plöckener Fazies (SPITZ 1909) vertreten. An der Gesamtmächtigkeit von 36—37 m (ein 4—5 m mächtiger Abschnitt zwischen den „gradierten Sandsteinen“ = Teil der *celloni*-Zone und der *amorphognathoides*-Zone ist nicht aufgeschlossen) beteiligen sich, lithologisch gut abgrenzbar, vom Liegenden zum Hangenden

kalkig-sandige Schichten (Detailprofil 3 = 6·50 m + 4—5 m)¹⁾
 dunkle, spätige Kalke, z. T. mergelig (Detailprofil 4 = 13 m) und
 helle, biogenführende Mikrite (Detailprofil 2 = 12·80 m).

Im Detailprofil 4 folgen über den sandigen Basisschichten des tiefsten Silur rostbraun verwitternde, im Bruch dunkle, fast schwarze, gut gebankte (*dm*-Bereich), z. T. knollige, spätige Orthocerenkalke, die im Liegend-Teil analog dem Cellonetta-Profil (*amorphognathoides*-Zone) mit dunklen Mergelschiefern wechsellagern.

¹⁾ Aus faziellen Gründen wurde dieser Abschnitt (= Hangend-Folge, vgl. S. 279) gemeinsam mit dem Ordovizium behandelt.

Mikrofaziell handelt es sich um dunkle Mikrite bis Biomikrite (bis 40% Gesamtbiogenanteil) mit örtlicher dismikritischer Ausbildung. Undeutlich flasrige Laminierung und von Calzit erfüllte Wurmröhren weisen auf bioturbate Verwühlung hin. An Biogenen herrschen Echinodermen vor, daneben finden sich Trilobiten- und Brachiopodenreste, Lamellibranchiaten, Ostrakoden und über der *amorphognathoides*-Zone Nautiloiden. Stylolithen und Rückstandstone treten häufig auf. Ab der *sagitta*-Zone wird in Übereinstimmung mit dem Cellonetta-Profil eine stärkere Dolomitisierung auch außerhalb der Rückstandstonpartien beobachtet.

Die Kalke lieferten eine Conodontenfauna der *amorphognathoides*-Zone bis *siluricus*-Zone (nach WALLISER 1964: Llandovery bis höheres Ludlow). Die von WALLISER 1964 im Cellonetta-Profil aufgestellte *patula*- und *crassa*-Zone konnte am Hohen Trieb trotz reicher Probennahme nicht nachgewiesen werden. Auf Grund von Leitformen wurden folgende Zonen erkannt:

amorphognathoides-Zone: *Pterospathodus amorphognathoides*
sagitta-Zone: *Spathognathodus s. sagitta*
 Bereich *crassa*- bis *siluricus*-Zone: *Ozarkodina fundamentata*, *Kockelella variabilis*
ploeckensis-Zone: *Ancoradella cf. ploeckensis*, *Spathognathodus inclinatus posthamatus*

Die Kalke der *siluricus*-Zone (= *Cardiola*-Niveau) sind im Detailprofil 4 infolge Schuttüberdeckung nicht aufgeschlossen, hingegen konnten sie im Detailprofil 2 (nördlich P. 2145) in der gleichen lithologischen Ausbildung wie die liegenden Schichten mit

Kockelella variabilis
Ozarkodina zieglerei tenuiramea
Ozarkodina fundamentata
Spathognathodus inclinatus inflatus

nachgewiesen werden.

Der Übergang des *Cardiola*-Niveaus zu den hangenden Partien ist lithologisch und mikrofaziell gut erfaßbar, conodontenfaunistisch aber weniger deutlich ausgeprägt. Makroskopisch ist der rasche Wechsel (*dm*-Bereich) von dunklen spätigen Kalken in hellgraue, dünnbankige, stark geklüftete Mikrite bis Pseudosparite auffallend. Mit Ausnahme einzelner Bänke, in denen Echinodermen und Filamente vorherrschen (bis 15%), ist die Biogenführung hier gering (meist unter 5%; Nautiloiden, Ostrakoden, Trilobiten). Stärkere Dolomitisierung und Verwühlung wurde hier nicht beobachtet.

Die tiefsten Mikrite zeigen nach

Spathognathodus cf. snajdri
Ozarkodina zieglerei tenuiramea

die Grenze *siluricus/latialatus*-Zone an. Darüber lieferten mikrofaziell gleiche Kalke ausschließlich die bekannten Durchläuferformen des höchsten Silur. Probe 203 und 204 hingegen, etwa 5-5 m nach dem Beginn der hellen Kalke, führten erstmals Leitformen der *eosteinhornensis*-Zone (nach WALLISER 1964: höchstes Ludlow):

Neoprioniodus bicurvatus
Ozarkodina ortuformis
Ozarkodina typica denckmanni
Spathognathodus steinhornensis eosteinhornensis

Die *eastenhornensis*-Zone erreicht am Hohen Trieb eine Mächtigkeit von 6 m. Sie wird durch das Einsetzen plattiger Kalke und durch das Auftreten von *Icriodus woschmidti* lithologisch und faunistisch nach oben begrenzt.

Die beschriebene Silurentwicklung des „Mittleren Kalkzuges“ über der *amorphognathoides*-Zone läßt sich mit der Plöckener Fazies des Cellonetta-Profiles gut vergleichen. Besonders die dunklen, spätigen Kalke zeigen hinsichtlich ihrer faziellen Ausbildung, ihrer zeitlichen Oberkante und ihrer Mächtigkeit gute Übereinstimmung. Am Hohen Trieb fehlen jedoch die hangenden Mergellagen des *Cardiola*-Niveaus, die im Cellonetta-Profil wenige Graptolithen geliefert haben.

Stark vom Typ-Profil im Gelände (Farbgebung!), in der Mächtigkeit und in der Mikrofazies abweichend, sind die Äquivalente des *Alticola*-Kalkes und der *megaera*-Schichten. Sie erreichen hier insgesamt nur eine Mächtigkeit von 11,5 m, dagegen im Cellonetta-Profil 27 m, am Kokberg nach MANZONI 1965 sogar 60 m (= Fazies von Ramaz nach SELLI 1963: 60–80 m). Die reduzierte Mächtigkeit des höchsten Ludlow am Hohen Trieb gegenüber dem mächtigeren Cellon-Profil kann als Schwellenfazies analog GAERTNER 1931: 139 bzw. als Folge rascherer Beckenabsenkung im höchsten Silur, einleitend die unterdevonische Tentakuliten-Knollenkalkfazies, gedeutet werden.

Devon

Die Devonentwicklung erreicht im „Mittleren Kalkzug“ eine Mächtigkeit von etwa 150 m. Davon entfallen auf das

Unterdevon: 90–95 m

Mitteldevon: 20–22 m

Oberdevon: 35 m

Die Schichtfolge

1. Das Unterdevon

Mit BOUČEK, CHLUPÁČ & HORNÝ 1967 wird für die Kalkentwicklung am Hohen Trieb die *uniformis*-Grenze als Silur/Devon-Grenze gewählt. Sie stimmt mit der von GAERTNER 1931 an die Basis der „ $\epsilon\gamma$ -Plattenkalke“ gelegten Silur/Devon-Grenze überein. Etwa 11 m über der Liegend-Grenze der hellen Mikrite zu den dunklen Kalken des oberen Ludlow tritt mit dem Einsetzen gut gebankter (*dm*-Bereich), plattiger Kalke (Pr. 207) erstmals *Icriodus woschmidti* auf. Diese etwa 12 m mächtigen hellen Kalke gleichen mikrofaziell dem mikritischen Typ im Liegenden. Styolithen mit Anreicherung von Dolomit in den Rückstandstonen werden häufig beobachtet. Die Fauna ist durch

Ancyrodella trigonica
Neoprioniodus bicurvatus
Ozarkodina typica denckmanni
Icriodus woschmidti

Eifel		
	tm/tu-Grenze	== Wechsellagerung: ==
Ems	Zlichov	== Biomikrite(tonr.)- 24m == == Pelpseudosparite ==
Siegen	Prag	== Biomikrite == 6 m
		== Rote ==
		Kalkknollenschiefer 34 m (tonreiche Mikrite)
Gedinne	Lochkov	Pelpseudosp.+Mikrite 6 m
		Pelpseudosparite 16 m
		Plattenkalke Mikrite 12 m
	uniformis-Grenze	
Ludlow		Mikrite

Tab. 7: Das Unterdevon am Hohen Trieb

Spathognathodus frankenwaldensis
Spathognathodus steinhornensis remscheidensis
Trichonodella symmetrica
Spathognathodus stygius im höheren Bereich

charakterisiert.

Aus ihrer Datierung (Gedinne bis unteres Siegen = Lochkov) ergibt sich für die im Hangenden folgenden, mikrofaziell mit den „ey-Plattenkalken“ der Plöckener Fazies vergleichbaren Plattenkalken, am Hohen Trieb ein Alter ab dem unteren Siegen. Auch nach H. FLÜGEL 1965 stimmt die mikrofazielle Grenze nicht mit der stratigraphischen überein (allerdings nur um 35 cm und nicht 12 m!).

Im Gelände ist der Übergang der hellen Plattenkalke in die darüberfolgenden, etwa 16 m mächtigen, dunklen Plattenkalke kontinuierlich. Mikrofaziell handelt es sich, sieht man von der beginnenden Einschaltung

toniger, mikritischer Bänke im Hangenden ab, um einen homogenen, Pseudoooid-führenden Pseudosparit (= Pelpseudosparit) mit einer geringen Biogenführung (Echinodermen). Folgende Conodonten sind daraus wichtig:

„*Oneotodus*“ *beckmanni* (sehr häufig)
Belodella resima (häufig)
Spathognathodus wurmi
Spathognathodus stygius
Icriodus pesavis

Datierung: ab Siegen.

Im Hangenden schalten sich zwischen die Plattenkalke anfangs tonige, schwarze Lagen im *cm*-Bereich bzw. hellere, tonreiche Mikrite mit linsiger Auflösung, in denen erstmals Tentakuliten (unbestimmbar) im Schlift beobachtet wurden. Dieser Übergangsbereich ist etwa 6 *m* mächtig. Darüber wird die Färbung vorherrschend ziegelrot, seltener grünlich bis hellbraun. Diese Folge erreicht eine Mächtigkeit von 34 *m*.

Der im Gelände stark hervortretende rötliche Kalk ist nach dem Kohlenstoffgehalt (65%) nach GRÜNDEL & RÖSLER 1963 als Knollenkalk aufzufassen, wird jedoch hier auf Grund der Ausbildung von mechanisch wirksamen Flächenscharen, die einen Winkel von 30° gegenüber dem sedimentären *s* bilden, als „Roter Kalkknollenschiefer“ (= ? Druckflächenschiefer) bezeichnet (Abb. 2). Nur mehr gelegentlich schalten sich in diesen Typ massige, blaugraue Pelpseudosparitbänke des liegenden Kalktyps mit einem unlöslichen Rückstand von 6% ein.



Abb. 2: Kalkknollenschiefer mit eingelagerter Pelpseudosparit-Bank. Der Linsenbau erfaßt nur den Kalkknollenschiefer

Mikrofaziell handelt es sich bei dem Kalkknollenschiefer um einen Mikrit bis Pseudosparit mit Tentakuliten (*Nowakia acuarina* in Pr. 226), Ostrakoden, Trilobiten und Filamenten, wobei der Gesamtbiogenanteil unter 5% liegt.

Die Analyse der Lösungsrückstände beider Typen zeigt nur unwesentliche Unterschiede (H. HÖLLER): während die Pelpseudosparitbänke nach abnehmender Häufigkeit Quarz, Feldspat, Illit und Kaolonit führen, enthalten die tonreichen Partien relativ weniger Feldspat, dafür aber mehr Kaolonit.

Nach oben zu geht diese Folge allmählich in etwa 6 m mächtige, hellbraun anwitternde, grob gebankte, unregelmäßig gefaserte Biomikrite (Echinodermen, Brachipoden, Filamente) über. Spätige Kalke schalten sich auch hier zwischen die tonreicheren Schichten ein. In den obersten Bereich dieses Schichtgliedes fällt zufolge des gemeinsamen Auftretens von *Polygnathus linguiformis* und *Spathognathodus st. steinhornensis* die Siegen/Ems-Grenze. Besonders im Grenzbereich ist das relative Überwiegen von Tentakuliten (unbestimmbar) auffallend. Mit dem Beginn des Ems kommt es zur Entwicklung einer 24 m mächtigen Wechsellagerung dünnbankiger, fleischroter bis hellgrauer Mikrite mit tonigen Zwischenlagen („shales“ im *cm*-Bereich) und dunkler Pelpseudosparitbänke (*dm*-Bereich). Diese Wechsellagerung reicht bis ins Eifel. Die Unterdevon/Mitteldevon-Grenze ließ sich weder lithologisch noch mikrofaziell erfassen. Auf Grund des Fehlens von typischen Ems-Vertretern im Hangenden werden die unteren 18 m dieser Folge noch dem Unterdevon zugerechnet.

2. Das Mitteldevon

Das Mitteldevon erreicht im untersuchten Profil eine Mächtigkeit von 20—22 m.

Die Ems-Eifel-Grenze liegt zwischen den P-pkt. 239 und 242 in einem nicht weiter gliederbaren Bereich (Abb. 3). Die roten dünnbankigen Mikrite des unteren Eifel werden etwa 4 m über Top Ems von blaugrauen spätigen Kalken abgelöst: In einer 4 m mächtigen Wechsellagerung alternieren letztere mit tonreichen Mikriten, die jedoch mengenmäßig stark zurücktreten. Im Hangenden folgt ein etwa 3·70 m mächtiger, dunkler, Radiolarien-führender Lydit, der auf Grund von

Polygnathus angustipennata
Polygnathus exilia
Polygnathus linguiformis
Polygnathus webbi
Polygnathus xyla
Polygnathus procera

in den unmittelbar darüber folgenden schwarzen, 1 m mächtigen Pelpseudospariten (Radiolarien-führend!) in das höchste Eifel eingestuft werden muß. Geringmächtige Kalkbänke innerhalb des Lydits lieferten im Gegensatz zu anderen Punkten (vgl. S. 302) keine stratigraphisch wichtigen Formen.



Abb. 3: Unter-/Mitteldevon Grenzbereich. Probe 240 aus auskeilender, grobkristalliner Kalzitlinse

Das Givet erreicht eine Mächtigkeit von etwa 7—8 m. Lithologisch gliedert es sich in bräunlich verwitternde, dünnbankige, hellgraue Kalke mit Tentakuliten (unbestimmbar) im Liegenden und gut gebankte, dunkelgraue, fast schwarze Kalke (Biomikrite bis Pseudosparite) im hangenden Anteil. Letztere lieferten eine charakteristische Fauna des Grenzbereiches Mitteldevon/Oberdevon:

Polygnathus asymmetrica ovalis
Polygnathus cristata
Polygnathus decorosa
Polygnathus dengleri
Polygnathus normalis
Polygnathus procera

Datierung: tiefe *asymmetrica*-Zone nach ZIEGLER 1962.

3. Das Oberdevon

Das zirka 35 m mächtige Oberdevon läßt folgende lithologische Gliederung erkennen:

1 m über den Kalken der *asymmetrica*-Zone folgen 6-70 m mächtige Tonschiefer („shales“), in denen dünne Lyditbänder und geringmächtige Palmikrite und Mikrite mit einer Conodontenfauna des toI α (Pr. 233), des toI δ (Pr. 232) und des toII α — β (Pr. 231) eingelagert sind.

Den Top der Tonschiefer nehmen 3 m mächtige gut gebankte (cm- bis dm-Bereich) Mikrite ein. Sie leiten über zu einem 16 m mächtigen Mikrit, der in zwei Teilbänke zu 5 m und 11 m gegliedert ist. Der liegende Teil zeigt Flaserstruktur: Bräunliche bis rötliche, wellige Tonhäute \pm parallel ss verwittern langsamer als der Kalk und geben diesem seine charakteristische Zeichnung an der Oberfläche. Mikrofazial liegt ein stylolithenreicher Mikrit vor.

Die Untergrenze dieser Bank entspricht dem toII β —toIII α (*Palmatolepis tenuipunctata*, *P. gl. pectinata*), der oberste Horizont (Pr. 229) dem toIII α (*Palmatolepis gl. pectinata*, *P. perlobata schindewolfi*, *Polygnathus n. nodocostata*, *P. gl. glabra*). Im Hangenden folgen Kalke des höchsten Oberdevons: 4 m unter der Profilobergrenze (Pr. 477 = 4 m über Pr. 229) lieferten mäßig gut gebankte graue Mikrite eine reiche Fauna des toIII β bis toIV (*Palmatolepis gl. elongata*, *P. helmsi*, *P. schleizia*, *Polygnathus diversa*, *P. obliquicostata* = Grenzbereich obere *velifera*-Zone/untere *styriaca*-Zone), 2 m darüber (Pr. 478) charakteristische Vertreter der *styriaca*-Zone (*Palmatolepis gr. gracilis*, *P. perlobata schindewolfi*, *Polygnathus marginvolutus*, *P. styriaca*).

Den Abschluß der Schichtfolge bilden mittelbankige, helle Mikrite (mit etwa 1% Biogenanteil: Ostrakoden, ? Radiolarien) des höchsten Oberdevons (obere *costatus*-Zone, toVI) mit

Palmatolepis gracilis sigmoidalis
Palmatolepis gracilis gracilis
Pseudopolygnathus trigonica
Spathognathodus c. costatus
Spathognathodus c. spinulicostatus
Spathognathodus costatus ultimus
Spathognathodus supremus u. a.

Mit geringer Winkeldiskordanz werden die oberdevonischen Kalke von einem etwa $\frac{1}{2}$ m mächtigen, dunklen, Radiolarien-führenden Lydit überlagert. Er bildet die Basis des Hochwipfelkarbons.

Bemerkungen zur Devonentwicklung

Die Devonkalke des Hohen Trieb werden von HERITSCH 1936 der Rauchkofelfazies zugerechnet. Diese wurde von GAERTNER 1931 am Rauchkofel als kalkige Entwicklung über den Plattenkalken festgestellt und in einen liegenden Teil mit bunten, vorherrschend roten Flaser- und Netzkalken (bisweilen mit zwischengeschalteten „Riffkalkbänken“) und einen höheren oberdevonischen Bereich, der aus bunten Kalken besteht, unterteilt. Übergänge führen von dieser Fazies in die Riffentwicklung.

Wie in der vorliegenden Arbeit gezeigt werden konnte, gliedert sich das Devon am Hohen Trieb ab dem Siegen (= über den Plattenkalken) in Tentakuliten-führende, tonreiche mikritische Knollenkalke mit wechselnder Einschaltung von tonärmeren Partien (= Pelsparitbänke) und in Netz- und Flaserkalke ab dem Oberdevon I. Zusätzlich kommt es im Mitteldevon zur Zwischenschaltung von Mergellagen.

Auffallend ist in den Kalken das Fehlen eines Benthos (Brachiopoden, Lamellibranchiaten, Gastropoden und Korallen). Vorherrschend ist dagegen Plankton: Tentakuliten, Radiolarien und Conodonten. Das Fehlen von Korallen steht im Gegensatz zu ihrem reichlichen Auftreten in den „Riffkalkbänken“ = biostrome Bänke der italienischen Literatur (z. B. Findenig, vgl. JÄGER & PÖLSLER 1968). Diese Bänke können am Hohen Trieb nicht von Riffsedimenten abgeleitet werden: Mikrofaziell handelt es sich um einheitlich ausgebildete, homogene, seltener schwach lamellierte Pelpseudosparite bis Pelmikrite mit geringer Echinodermen- und Radiolarienführung. Inwieweit diese Charakterisierung auch auf die Typus-

lokalität zutrifft bzw. ob eine engere Fassung der Rauchkofelfazies vorgenommen werden muß, kann zur Zeit auf Grund einer fehlenden Neubearbeitung noch nicht entschieden werden, obgleich bereits FRECH 1892:98 vom Rauchkofel Korallen in „Riffbänken“ anführte.

Karbon

a) Kalkige Ausbildung

Die gute stratigraphische Verwertbarkeit der Conodonten ermöglichte in den letzten Jahren in den Karnischen Alpen das Erfassen von Kalkprofilen über die Devon/Karbon-Grenze hinaus (MÜLLER 1959, FERRARI & VAI 1965 bzw. MANZONI 1965, SCHÖNLAUB 1968, GEDIK 1968). Auch am Hohen Trieb konnte an drei Fundpunkten kalkiges Unterkarbon im Anschluß an oberdevonische Flaserkalke nachgewiesen werden (vgl. S. 302). Der Fundpunkt „Kronhofgraben“ wird infolge einer größeren Bedeutung dieser Frage getrennt behandelt (SCHÖNLAUB 1969).

b) Hochwipfelkarbon

Über den petrographischen Bestand der klastischen Serie des Hochwipfelkarbons geben u. a. die Arbeiten von GAERTNER 1931, HERITSCH 1936 sowie KAHLER & PREY 1963 Auskunft. Ihre Beschreibungen stimmen mit den am Hohen Trieb vorgefundenen Verhältnissen überein. Neben den bereits von E. FLÜGEL & GRÄF 1960 bekanntgemachten Vorkommen von dazitischen Gesteinen im Kartierungsgebiet konnten zwei weitere Fundpunkte ¹⁾ festgestellt werden:

1. S P. 1745 am Rücken, der das Zollner Plateau vom Oberen Bischofalm-Kar trennt,

2. zirka 100 m SE des oben angeführten Vorkommens auf der südwestlichen Rinnenseite des Weges von der Oberen Bischofalm zum Zollner Törl.

Oftmals wurde in der Vergangenheit die Ansicht vertreten, daß das Hochwipfelkarbon aus altersmäßig stark heterogenen Anteilen bestehe. Nun stellte es sich aber am Hohen Trieb heraus, daß sich sicher ordovizische (= Bryozoen-führende Tonschiefer an der Basis des „Mittleren Kalkzuges“) ebenso wie silurische Anteile auskartieren lassen und daher der erweiterte Begriff Hochwipfelschichten im Sinne von KAHLER & METZ 1955 außer Karbon noch höchstens Devon umfassen könne.

Dennoch sprechen heute viele Fakten eher für ein ausschließlich karbonenes Alter dieses Komplexes (Tab. 8) und damit für den Ausdruck Hochwipfelkarbon (HERITSCH 1929, FLÜGEL 1959 in FLÜGEL, GRÄF & ZIEGLER):

1. ZIEGLER in FLÜGEL, GRÄF & ZIEGLER 1959 stufte Conodonten-führende Lydite innerhalb des Hochwipfelkarbons in einen Zeitraum zwischen hohen Oberdevon und *Pericyclus*-Stufe ein;

2. Eine Reihe von Kalkprofilen der Unterlage des Hochwipfelkarbons reicht bis ins cu II;

¹⁾ Die Bearbeitung dieser Proben wurde vom Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Graz (Vorstand Prof. Dr. H. HERITSCH) in Aussicht gestellt.

Besteht nunmehr hinsichtlich der stratigraphischen Einordnung dieser Schichten in das Karbon im allgemeinen Übereinstimmung, so divergieren die Ansichten über das Geschehen vor der Ablagerung dieser Sedimente: Ungeklärt ist das Ausmaß einer möglichen Sedimentationslücke zwischen den Kalken und den Schiefeln ebenso, wie eine Auftauchungsperiode noch nicht als erwiesen erscheint. Unterschiedliche Auffassungen herrschen auch hinsichtlich einer Gebirgsbildung (Sudetische Phase) vor oder innerhalb des Hochwipfelkarbons. Andererseits konnte ein Einfluß der bretonischen Phase im Grenzbereich Devon/Karbon in keinem durchgehenden Kalkprofil nachgewiesen werden (GEDIK 1968, SCHÖNLAUB 1969).

B. Silur und Devon in Kiesel-schieferfazies

Die Lydite bzw. Kiesel-schiefer (vgl. F. & H. HERITSCH 1943) des Arbeitsgebietes zeigen in den meisten Fällen eine starke Tektonisierung. An drei verschiedenen Fundpunkten konnte aus ihnen eine kleine Graptolithenfauna gewonnen werden, deren Bestimmung in freundlicher Weise Herr Doz. Dr. H. JAEGER, Berlin, übernahm:

1. Aufschluß 4: Am Weg von der Oberen Bischofalm zum Zollner Plateau vor der Abzweigung zur Kote 1745. Hier handelt es sich um eine stark verfaltete, z. T. mylonitisierte diskordante Einlagerung von Lyditen im Hochwipfelkarbon. Die Diskordanz ergibt sich aus der Lagerung 150/50 E für den Lydit bzw. 105—120/50 N für die Schiefer des Hochwipfelkarbons. Der Aufschluß wurde in etwa 1 m Länge freigelegt.

Ein schlecht erhaltener Graptolithenrest erlaubte hier eine Bestimmung als

Monograptus aequabilis (PRIBYL).

Datierung: Gesamtes Lochkov bis Prag-Stufe = Unterdevon.

2. Aufschluß Oberes Trieb-Kar: Dieser Fundpunkt liegt S P. 1874 und ist zwischen Schuttrinnen, die vom Kleinen Trieb ins obere Trieb-Kar ziehen, geringmächtig aufgeschlossen. Westlich davon streicht Hochwipfelkarbon, einen Rücken bildend, fast bis zum Karboden. Dieser Aufschluß lieferte:

Retiolites geinitzianus BARRANDE

Monograptus vomerinus NICH.

Monograptus spiralis (GEINITZ)

Monograptus priodon BRONN

Datierung: Zone 24—25 möglich, wahrscheinlich aber oberstes Valent, *spiralis*-Horizont, gelegen über der eigentlichen Zone 25.

3. Aufschluß 18: NW P. 1874 auf dem W-Hang des Rückens zwischen Oberen Bischofalm-Kar und Hohen Trieb-Kar in einer Höhe von etwa 1810 m. Stark verfaltete und ausgewalzte Kiesel-schiefer lieferten hier

Monograptus cf. difformis TÖRNQUIST

M. cf. revolutus KURCK

Diplogr. (Petalogr.) ?? sp.

M. triangulatus (HARKNES) ??

Datierung: Zone 19 (= *M. gregarius*-Zone), falls *Petalograptus* und *M. triangulatus* wirklich dabei sind, sonst Zone 18—19 (= oberstes Unter-valent).

Mit der Lokalitätsangabe „Nordrand des Hohen Trieb-Kars“ fanden sich nicht veröffentlichte Graptolithen in der Sammlung des hiesigen Instituts. Sie wurden von E. HABERFELNER (1931, nicht veröffentlicht) als folgende Formen bestimmt:

Monograptus undulatus (ELLES & WOOD)

M. marri (PERNER)

M. cf. flagellaris TÖRNQUIST

Datierung nach HABERFELNER: Zonen 22—24 (oberes Llandovery).

Beziehungen

Besonders der letzte Aufschluß erscheint interessant, da er in unmittelbarer Nähe der Wechsellagerung Kalk-Lydit liegt, die an der Basis nach Conodonten in die *sagitta*-Zone eingestuft wird. Inwieweit hier nun eine Zuordnung zur rein schiefbrig (im Silur!) entwickelten Bischofalm-Fazies im Sinne von H. FLÜGEL 1968 oder eher zur Findenigentwicklung (JAEGER & PÖLSLER 1968) besteht bzw. ob es möglicherweise zu Faziesverzahnungen in diesem Bereich kommt, kann auf Grund der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht gesagt werden.

III. Tektonischer Aufbau

Südlich der Oberen Bischofalm trennt Hochwipfelkarbon die drei WNW—ESE streichenden Kalkzüge, die hier als

„Nördlicher Kalkzug“ (Silur-Oberdevon)

„Mittlerer Kalkzug“ (Ordovizium-Oberdevon) und

„Südlicher Kalkzug“ (Unterdevon-Unterkarbon)

bezeichnet werden.

Das Gebiet um den Hohen Trieb, das HERITSCH 1936 der Rauchkofeldecke zuordnet, ist durch einen Falten- und Schuppenbau gekennzeichnet, der auch das Hochwipfelkarbon mit einbezieht. Als Zone mit großer tektonischer Wirkung erwies sich hiebei die Linie über den „Spähenkopf“ zum Kleinen Trieb, deren tektonischer Charakter in der isolierten Stellung einzelner Kalkkomplexe, in *m*-mächtigen Kalkblastomyloniten, im Durchspießen von Hochwipfelkarbon in den Kalken und in der mehrfachen Einlagerung Graptolithen-führender silurischer Kieselschiefer (vgl. S. 295) im Hochwipfelkarbon des Rückens zwischen Bischofalm-Kar und Hohen Trieb-Kar zum Ausdruck kommt. Bei dieser Störungszone handelt es sich möglicherweise um den Ausstrich einer Fläche, die, bezogen auf die Hohe Trieb-Antiklinale (italienisches Gebiet), die Position einer *hol*-Fläche einnimmt. Der „Mittlere“- und „Südliche Kalkzug“ wurden hingegen von einer intensiven Verfaltung betroffen. Inwieweit dabei beide Züge einem Faltenystem angehören, kann nicht mit Sicherheit entschieden werden. Schuttüberdeckung verschleiert hier mögliche Zusammenhänge. Auffallend ist hingegen das annähernd gleiche Streichen aller Faltenachsen (106 bis 138, diesen Werten entspricht auch das Generalstreichen im Hochwipfelkarbon!) sowie ihr starkes Pendeln um die Horizontale (bis 30°, vgl. Raumlage der Großfaltenachsen in der geol. Karte).

Zusätzlich sind alle Kalkzüge von kleineren Brüchen durchsetzt (z. B. folgt der Kronhofgraben einer tektonisch vorgezeichneten Linie).

Über das Alter dieser Tektonik lassen sich im Raume der Bischofalm auf Grund des Fehlens von transgressiven jüngeren Ablagerungen keine Angaben machen.

1. Der „Nördliche Kalkzug“

Dieser Zug bildet die Steilabfälle zwischen der Oberen und der Unteren Bischofalm. Zu ihm werden auch die Kalke nordöstlich der Oberen Bischofalm am Weg zur „Ochsenhütte“ gerechnet. Der höchste Punkt ist die Kote 1762 („Spähenkopf“). Der vom hohen Ludlow bis ins Oberdevon reichende Komplex läßt einen Schuppenbau aus drei Kalkeinheiten erkennen, deren trennendes Element Hochwipfelkarbon ist. Zusätzlich sind die einzelnen Einheiten stark verfaultet und durch Längsbrüche zerlegt. Die Gliederung erfolgt von NE nach SW und wird im folgenden als

Einheit A

Einheit B

Einheit C

beschrieben.

Die Einheit A kann als Deckscholle aufgefaßt werden. Geringmächtige oberdevonische Kalke liegen am Weg von der Unteren zur Oberen Bischofalm nahe des nördlichen Karrückens über Hochwipfelkarbon und bilden gegen E den Kammverlauf. Auf der Höhe nordöstlich der Oberen Bischofalm zeigen die grauen, schlecht gebankten, schwach geflaserten, dichten Kalke eine Lagerung von 66—87/19—46 S. Sie führen eine reiche Oberdevon (to III)-Conodontenfauna. In der flachen Überlagerung dieser Kalke durch gut gebankte Sandsteine vermutete HERITSCH 1929: 420 das westlichste Vorkommen der Naßfeldfazies.

Die Einheit B ist südwestlich der Materialseilbahn aufgeschlossen und wird durch intensive Zertalung, mächtige Kalkwände und starken Bewuchs charakterisiert. Die Kalke sind um eine etwa 25° gegen SE geneigte Achse verfaultet. Der Faltenkern wird von stark geklüfteten, grauen Echinodermatenkalken gebildet; sie stehen im tieferen Bereich der ersten breiten Rinne westlich der Materialseilbahn an. Mikrofaziell handelt es sich um Pseudosparite, wie sie auch im Profil des „Mittleren Kalkzuges“ im selben stratigraphischen Niveau auftreten. Die Mikrofauna führt neben typischen Durchläuferformen

Ozarkodina typica typica
Spathognathodus primus
Neoprioniodus cf. multiformis
Acrotretella siluriana IRELAND 1961

Datierung: höheres Ludlow.

Darüber folgen, den östlichen und westlichen Faltenschenkel aufbauend, unterdevonische (tiefer als Ems), tonreiche, z. T. rötliche, knollige Kalke mit:

„*Oneotodus*“ *beckmanni*
Belodella devonica
Scolopodus devonicus
Spathognathodus steinhornensis ssp.
Spathognathodus cf. *transitans*
Spathognathodus stygius

Datierung: Siegen.

Rötliche, dünn gebankte Ems-Kalke überlagern dieses Niveau (gut aufgeschlossen u. a. südlich der unteren Brugger-Alm in den topographisch tiefsten Kalken des Baches von der Oberen Bischofalm).

Das geringmächtige Mitteldevon mit dunklen, spätigen Kalken reicht örtlich nahe an die obere Kante des Steilabfalles. Hier, wie im gesamten Arbeitsgebiet, tritt ein wenige *m*-mächtiger, dunkler Lydit im Eifel auf. Darüber folgen tiefoberdevonische, tonreiche, dünnbankige Mikrite. Sie formen die Kante des Oberen Bischofalm-Kars bzw. die Grabenflanke an der Materialseilbahn.

Die Grenze Kalk-Hochwipfelkarbon westlich der Seilbahn ist eine steilstehende Harnischfläche (136/⊥), an der oberdevonische Kalke des to I abgeschnitten werden. Ebenso wird im W (unter P. 1592) die Einheit B durch einen Störungskontakt vom Hochwipfelkarbon getrennt. Hier reicht das Oberdevon bis ins to V.

Als eine Zone komplizierter Tektonik erwies sich Einheit C. Ein breiter, bewachsener Schuttkegel mündet südlich der unteren Brugger-Alm aus einem Graben, der sich im oberen Teil weitet. Im Graben bildet Hochwipfelkarbon einen niedrigen Rücken. Dieses streicht in der Folge unter die Kalke. Der tektonische Charakter dieser Überlagerung zeigt sich in Kalk-Blastomyloniten. Drei durch Störungen abgrenzbare Schichtfolgen setzen die Einheit C zusammen:

Den tieferen Abschnitt unter dem Laufgraben (quert das Nordgehänge in etwa 1630 *m*) baut eine etwa 140/50 W lagernde, durch Gräben stark gegliederte Folge von Unterdevon bis ins Oberdevon auf (to IIβ—to IIIα), während im Laufgraben gegen die Bischofalm unterdevonische Knollenkalke den nordöstlichen Schenkel einer gestörten Falte bilden.

Das Unterdevon reicht vom Laufgrabenknick bis zur Kote 1762 („Spähenkopf“). Die Beprobung des Laufgrabens ab der Störung ergab folgende Fauna:

Pelekysgnathus serrata
Spathognathodus i. *inclinatus*
 „*Oneotodus*“ *beckmanni*
Belodella devonica
Belodella resima
Ozarkodina typica denckmanni
Icriodus latericrescens ssp.
Lonchodina cf. *greilingi*
Nowakia acuaria

Datierung: Siegen.

Die Kalkwand gegen die Obere Bischofalm führt bereits eine Ems-Fauna (*Polygnathus linguiformis* + *Spathognathodus steinhornensis steinhornensis*). Über dem Gipfel erscheint geringmächtiges Mitteldevon mit dem Lydit als Leithorizont. Den stratigraphisch höchsten Teil nimmt in dem kleinen Sattel im SW der Oberen Bischofalm Oberdevon mit folgender Fauna ein:

Polygnathus gl. glabra
Polygnathus rhomboidea
Polygnathus gl. pectinata
Polygnathus n. nodocostata
Elsotella prima

Datierung: *rhomboidea*-Zone, to II β .

Gegen das Hohe Trieb-Kar biegen die Kalke um: die Lagerung wechselt von 170/70—80 E gegen 65/80 S. Die höchsten Anteile lieferten eine Ems-Fauna. Die Grenze zum Hochwipfelkarbon ist tektonischer Natur.

Eine isolierte Stellung nimmt die Folge vom Laufgrabenknick gegen das Hohe Trieb-Kar ein. Nach dem Umbiegen zeigt der Lydit ein tm-Alter der umgebenden Kalke an. Darüber folgen flach lagernde, z. T. gestörte oberdevonische Kalke bis zum Ende des Laufgrabens. Sie können Clymenien führen. Die Grenzprobe gegen das Hochwipfelkarbon lieferte folgende Fauna:

Palmatolepis gr. gracilis
Palmatolepis gr. sigmoidalis
Spathognathodus cost. costatus
Falcodus variabilis
Scutula bipennata
Spathognathodus inornatus

Datierung: to V.

Die mitteldevonischen Kalke ziehen ins Gehänge unter dem Laufgraben und werden dort durch eine Störung vom Oberdevon des darunterliegenden Geländeabschnittes getrennt.

2. Der Rücken zwischen „Spähenkopf“ und P. 1874

Dieser Rücken trennt das Obere Bischofalm-Kar vom Hohen Trieb-Kar. Lokal sind in ihm innerhalb des Hochwipfelkarbons Graptolithen-führende, silurische Kieselschiefer und geringmächtige Kalke eingelagert. Bei P. 1874 tritt eine von den übrigen Profilen im Silur abweichende Schichtfolge auf. Andererseits liegen am Kamm in einer Höhe von 1820 m über Sandsteinen des ? Hochwipfelkarbons braune, tonig-sandige Schichten unbekanntes Alters (? Naßfeldschichten).

Die Kalke südlich der Oberen Bischofalm:

Im oberen Teil des Gehänges tritt im SE der Oberen Bischofalm ein etwa 20 m mächtiges Kalkvorkommen auf, das in größere Blöcke zerbrochen ist. Der Störungskontakt gegen das etwa 160/⊥ streichende Hochwipfelkarbon ist nur im NW aufgeschlossen; sonst verläuft die Grenze unter Schuttbedeckung. Bemerkenswert sind geringmächtige, gleich alte

Kalke in der gleichen Höhe an der Hohen Trieb-Karseite des Rückens. Es wird vermutet, daß es sich dabei um die gleichen Kalke handelt. Die Beprobung ergab ein toII- bis toIII-Alter.

Die Kalke bei P. 1874 (vgl. Tab. 1):

Im oberen Trieb-Kar bildet P. 1874 den höchsten Punkt einer etwa 60 m mächtigen, stark verfalteten Schichtfolge. Nördlich dieses Komplexes, durch einen Keil von Hochwipfelkarbon getrennt, folgen weitere Kalke des Unter- und Mitteldevon. Am Wandfuß von P. 1874 zeigt sich folgende stratigraphische Abfolge vom Liegenden ins Hangende:

15 m mächtige, spezialgefaltete Wechsellagerung von dunklen, spätigen, Orthoceren-führenden Kalken und Lyditbänken (unbestimmbare Graptolithenreste) mit wechselnder Mächtigkeit beider Komponenten, jedoch mit einem größeren Karbonatanteil im Liegenden. Die Grenzen Kalk-Lydit sind meist unscharf. Durch die Verwitterung von Pyritkonkretionen aus dem Kalk ist die ganze Folge rostbraun verfärbt.

Die Beprobung lieferte folgende Formen¹⁾:

Ozarkodina edithae
Spathognathodus s. sagitta

Datierung: *sagitta*-Zone (Grenze Wenlock/Ludlow).

Die hangenden Anteile führten:

Ozarkodina jaegeri
Ozarkodina ortuformis
Spathognathodus st. eosteinhornensis
Neoprioniodus bicurvatus

Datierung: *eosteinhornensis*-Zone (höheres Ludlow).

3 m mächtige hellgraue, „löchrige“, Pyritkonkretionen-führende Biomikrite (Filamente, Echinodermaten, Ostrakoden). An der Basis mit: *Ozarkodina jaegeri* und *Neoprioniodus latidentatus*.

Datierung: *eosteinhornensis*-Zone.

15 m mächtige dunkle bis helle plattige Mikrite mit einer Fauna des Grenzbereiches Silur/Unterdevon. Schliff und Handstück gleichen weitgehend den Proben vom Findenig aus dem gleichen Niveau.

8 m mächtige helle Flaserkalke mit scharfer lithologischer Grenze über den „Plattenkalken“. Sie werden dem tieferen Unterdevon zugerechnet.

5—6 m mächtige, tonreiche, gut gebankte Kalke mit Lyditzwischenlagen (bis *dm*-Bereich). Eine Störung an ihrer Basis schneidet einen Teil des Unterdevons und das gesamte Mitteldevon ab. Probe 284 im oberen Bereich lieferte bereits:

Ancyrodella buckeyensis
Ancyrognathus triangularis
Icriodus alternatus
Palmatolepis del. delicatula
Polygnathus normalis

Datierung: Oberdevon, toIδ.

¹⁾ Es werden nur stratigraphisch wichtige Formen angeführt.

8 m mächtige blaugraue Mikrite der oberen *triangularis*-Zone (Grenze to I/II).

Bemerkenswert ist im Hangenden dieser Folge das nochmalige Auftreten von etwa 2 m mächtigen Lyditen und etwa 4 m mächtigen, tief-oberdevonischen Kalken. Diskordant zu ihrer Lagerung bauen Schiefer des Hochwipfelkarbons den weiteren Rücken zum Kleinen Trieb auf.

3. Der „Mittlere Kalkzug“

Der „Mittlere Kalkzug“ zieht vom Hohen Trieb mit konstanter Lagerung (150—175/46—64 W) gegen den Kronhofgraben, wo er unter Schutt versinkt. Gegen SE streicht er über die Creta Rossa (1775 m) ins obere Chiarso-Tal südlich Stua Ramaz. Kalke derselben Fazies (ebenso mit dem tm-Lydit als Leithorizont) erscheinen weiter im E im Südabfall des Mt. Zermula.

Die Liegendgrenze ist tektonischer Art: Sie ist westlich von P. 1771 in einem scharfen Kontakt Hochwipfelkarbon-ordovizische Schiefer abgeschlossen:

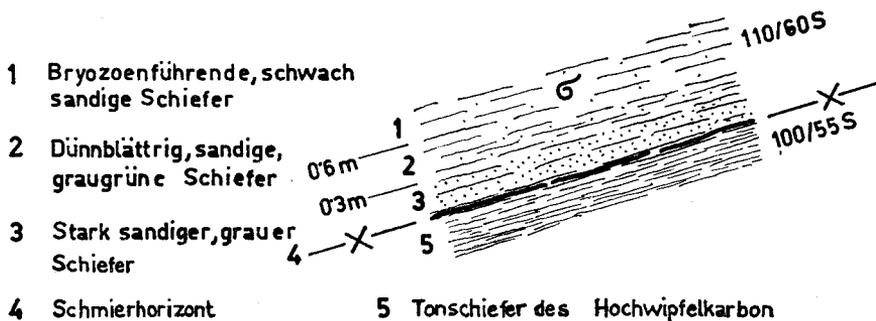


Abb. 4: Kontakt Hochwipfelkarbon-Ordovizium W. P. 1771

Die Gesamtmächtigkeit der Schichtfolge beträgt hier etwa 270 m und umfaßt mittleres (? oberes) Ordovizium bis hohes Oberdevon (to VI).

4. Der „Südliche Kalkzug“

Der „Südliche Kalkzug“ bildet die Steilabfälle nördlich des Mt. Skarnitz. Gegen SE versinkt er unter Schutt bzw. unter Hochwipfelkarbon (auf italienischem Gebiet erscheint er nicht), gegen NW streicht er zum Kronhofgraben, wo er an steilstehenden Harnischflächen (26—55/56—57 N bzw. 100/74 N mit 42° gegen E geneigter Striemung) durch Hochwipfelkarbon abgeschnitten wird.

Conodontenführung und Detailkartierung zeigen, daß es sich bei diesem Komplex um einen besonders im Bereich der Steilabfälle stark gestörten Isoklinalfaltenbau handelt. Sein Kern besteht aus Kalken des Ems in der Ausbildung des „Mittleren Zuges“ (S. 287ff). Sie treten nur in wenigen Aufschlüssen beiderseits des Weges zum Kronhof-Törl auf. Während den

SW-Schenkel eine Abfolge bis ins höchste Oberdevon, an einigen Lokalitäten bis ins Unterkarbon I aufbaut, reicht die Schichtfolge des nördlichen Schenkels meist nur bis ins to I, am Wandfuß des „Koloß“ hingegen mit *Palmatolepis gl. elongata* und *Palmatolepis termini* bis ins to II β —to III α . Die Steilabfälle nördlich des Karsees gehören zum Großteil dem Oberdevon an. Nur im Bereich des Karsee-Abflusses in den Kalkwänden zieht ein Streifen von Mitteldevon gegen NW und bildet mit dem Eifel-Lydit hier den Faltenkern. Die Kalkeinschaltungen darin führen folgende Fauna:

Polygnathus kockeliana
Polygnathus angusticostata
Polygnathus eiflia
Polygnathus webbi
Polygnathus linguiformis

Datierung: höheres Eifel.

Die Hangendgrenze der Kalke ist im Fortstreichen gegen den Kronhofgraben durch eine starke Überrollung durch Hochwipfelkarbon meist unscharf. An zwei Punkten konnten unterkarbone Kalke nachgewiesen werden:

1. In den höchsten Kalkpartien der Rinne, die bei P. 1518 den Weg quert. Probe 136 führte folgende Fauna:

Gnathodus kockeli
Ellisonia sp.
Nodognathus spicata
Pinacognathus profunda
Polygnathus c. communis
Polygnathus biconstrictus
Polygnathus cf. flabella
Polygnathus p. pura
Polygnathus p. subplana
Pseudopolygnathus tr. inaequalis
Pseudopolygnathus cf. fusiformis
Siphonodella carinthiaca
Siphonodella duplicata
Pseudopolygnathus prima
Spathognathodus stabilis
Spathognathodus valdecavatus

Datierung: cu I (*Siphonodella-tr. inaequalis*-Zone nach VOGES 1959).

2. In den höchsten Kalkanteilen der Rinne vor P. 1596 gegen das Kronhof-Törl. Probe 455 lieferte folgende Fauna:

Dinodus youngquisti
Gnathodus kockeli
Pinacognathus profunda
Polygnathus p. pura
Polygnathus p. subplana
Polygnathus c. communis
Pseudopolygnathus dentilineata
Pseudopolygnathus marginata
Pseudopolygnathus prima
Pseudopolygnathus cf. fusiformis
Siphonodella duplicata

Datierung: cu I (*kockeli-dentilineata*-Zone nach VOGES 1959).

Bemerkenswert ist in der gleichen Rinne eine zirka 8 m mächtige Kalkscholle, die von flachlagerndem Hochwipfelkarbon umgeben wird. Es handelt sich um hellgraue, gut gebankte, geflaserte Oberdevonkalke (to III α).

Bei P. 1592 streichen die Oberdevonkalke des „Südlichen Zuges“ in die Luft aus bzw. versinken unter Schutt. Im Gelände formen sie einen markanten Rücken mit to III an der Basis am Weg und to VI-Kalken in den höchsten Anteilen.

Darüber folgt schwach diskordant gelagert ein Lydit an der Basis des transgressiven Hochwipfelkarbons.

Die Fortsetzung des „Südlichen Kalkzuges“ gegen den Kronhofgraben kann infolge Schuttbedeckung unter dem Weg nicht verfolgt werden. Andererseits hat die erosive Tätigkeit des Kronhofbaches (und des Gletschers) im Graben nochmals Kalke freigelegt. Hier folgt der Bach einer tektonisch vorgezeichneten Linie (Grenze: Kalk—Schiefer). Die Beprobung ergab zum Großteil den Nachweis oberdevonischer Kalke, nur im mittleren Abschnitt treten mitteldevonische Anteile auf. Hier kann infolge starker tektonischer Überprägung nicht entschieden werden, ob der Isoklinalfaltenbau des „Südlichen Kalkzuges“ auch in diesem Gebiet zutrifft. Gegen den nördlichen Ausgang des schluchtartigen Grabens erscheinen invers gelagerte oberdevonische Flaserkalke. Diese gehen in das synklinal verfaltete Detailprofil 6 des Unterkarbons (SCHÖNLAUB 1969) über. Darauf folgt gegen P. 1341 im Kronhofgraben eine normal gelagerte oberdevonische Schichtfolge¹⁾.

IV. Paläontologischer Teil

Einleitung

Im folgenden werden von insgesamt 269 Arten (266 bekannte, eine neue Art, eine neue Art mit fraglicher Gattungszuordnung, eine Form Gen. et sp. indet.) neben stratigraphisch wichtigen Conodonten solche erwähnt, die entweder bisher aus den Karnischen Alpen nicht bekannt waren oder durch bemerkenswerte Beobachtungen auffallen²⁾. Formen, die bei PÖLSLER 1969 a (Findenig = F) und SKALA 1969 (Poludnig = P) dargestellt werden, sind in der alphabetisch geordneten Faunenliste vom Hohen Trieb durch Kreuze bzw. F = dort abgebildetes Foto gekennzeichnet. Auf eine nochmalige Behandlung in diesem Rahmen konnte daher verzichtet werden. Andere häufig auftretende Arten waren dagegen bereits Gegenstand ausführlicher Beschreibungen anderer Autoren.

Aus dem gesamten Arbeitsgebiet sowie aus der näheren und weiteren Umgebung wurden über 600 Proben (mit je 2—3 kg) auf Conodonten nach dem üblichen Verfahren untersucht. Mit Ausnahme des tiefsten Silur

¹⁾ Letztere Kalke können möglicherweise auch als Äquivalent der Hangend-Partien des „Mittleren Kalkzuges“ angesehen werden.

²⁾ Obwohl die Unterkarbon Fauna und ein Teil der oberdevonischen Formen in einer getrennten Arbeit dargestellt werden (SCHÖNLAUB 1969), werden sie hier in der Gesamtfauenliste vom Hohen Trieb geführt.

(= sandige Entwicklung) und Unterdevon lieferten die Kalke stratigraphisch brauchbare Faunen. Auffallend ist in diesem Zusammenhang die Beobachtung, daß mit dem Auftreten von Lyditen oder pyritisch-limonitischen Kalken in verschiedenen stratigraphischen Horizonten (Silur, Mitteldevon, Adorf, Tournai) stets eine Anreicherung von Conodonten festzustellen ist. Es scheint dies die Meinungen von YOUNGQUIST et al. 1951, RHODES 1954, MÜLLER 1956 und LINDSTRÖM 1957 zu bestätigen, wonach gehäuftes Auftreten von Conodonten stark faziell bedingt sei.

Neben den gut erhaltenen, jedoch häufig limonitisch umkrusteten Conodonten fanden sich im Rückstand untergeordnet Brachipoden (besonders im Silur, u. a. *Acrotretella siluriana* IRELAND 1961), Ostracoden, Lamellibranchiaten, Tentakuliten (unbestimmbar), Foraminiferen?, Radiolarien, Trilobitenreste, Gastropoden und Echinodermen.

Die systematische Beschreibung folgt den üblichen Termini. Sämtliche Exemplare werden unter den Probennummern UGP 2567 an der Lehrkanzel für Paläontologie und Historische Geologie der Universität in Graz aufbewahrt.

Tab. 9: Alphabetisches Verzeichnis der Arten am Hohen Trieb (T), Poludnig (P) und Findenig (F). F = dort abgebildetes Exemplar.

	T	P	F
<i>Acodina curvata</i> STAUFFER 1940	+	+	+
<i>Acodina delicata</i> STAUFFER 1940	+		+
<i>Acodina lirata</i> STAUFFER 1940	+		+
<i>Ambalodus triangularis</i> BRANSON & MEHL 1934	F		
<i>Amorphognathus ordovicica</i> BRANSON & MEHL 1934	F		
<i>Ancoradella</i> cf. <i>ploeckensis</i> WALLISER 1964	+		
<i>Ancyrodella buckeyensis</i> STAUFFER 1938	+	+	+
<i>Ancyrodella curvata</i> (BRANSON & MEHL 1934)	+	+	+
<i>Ancyrodella gigas</i> MILLER & YOUNGQUIST 1947	+	+	
<i>Ancyrodella iodes</i> ZIEGLER 1958	+		+
<i>Ancyrodella lobata</i> BRANSON & MEHL 1934	+		+
<i>Ancyrodella nodosa</i> ULRICH & BASSLER 1926	+	+	+
<i>Ancyrodella rot. alata</i> GLENISTER & KLAPPER 1966	+		F
<i>Ancyrodella rotundiloba rotundiloba</i> (BRYANT 1921)	+		F
<i>Ancyrodelloides trigonica</i> BISCHOFF & SANNEMANN 1958	+		
<i>Ancyrognathus asymmetrica</i> (ULRICH & BASSLER 1926)	+		+
<i>Ancyrognathus sinelamina</i> (BRANSON & MEHL 1934)	+		
<i>Ancyrognathus triangularis</i> YOUNGQUIST 1945	+	+	F
<i>Angulodus bidentatus</i> SANNEMANN 1955	+		+
<i>Angulodus demissus</i> HUDDLE 1934	+		
<i>Angulodus walrathi</i> (HIBBARD 1927)	+		+
<i>Apathognathus lipperti</i> BISCHOFF 1956	+		+
<i>Avignathus orthoptera</i> ZIEGLER 1958	+		
<i>Belodella devonica</i> STAUFFER 1940	+		F
<i>Belodella resima</i> PHILIPP 1965	+		+
<i>Belodella triangularis</i> STAUFFER 1940	+		+
<i>Bryantodus grandis</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957	+		
<i>Bryantodus multidens</i> ULRICH & BASSLER 1926	+		
<i>Bryantodus nitidus</i> ULRICH & BASSLER 1926	+		+
<i>Bryantodus paeckelmanni</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957	+		
<i>Bryantodus</i> cf. <i>radiatus</i> (HINDE 1879)			(+)
? <i>Carniodus carinthiacus</i> WALLISER 1964	F		
<i>Carniodus carnicus</i> WALLISER 1964	F		

	T	P	F
<i>Carniodus carnulus</i> WALLISER 1964	F		
<i>Distacodus stola</i> LINDSTRÖM 1954	+		
<i>Drepanodus altipes</i> HENNINGSMOEN 1948	+		
<i>Drepanodus deltifera</i> LINDSTRÖM 1954	+		+
<i>Elictoagnathus bialata</i> (BRANSON & MEHL 1934)	F		
<i>Elictoagnathus lacerata</i> (BRANSON & MEHL 1934)	F		
<i>Ellisonia cf. nevadensis</i> MÜLLER 1956	+		
<i>Ellisonia</i> sp.	+		+
<i>Elsonella prima</i> YOUNGQUIST 1945	+		
<i>Falcodus angulus</i> HUDDLE 1934	F		
<i>Falcodus variabilis</i> SANNEMANN 1955	+		+
<i>Gnathodus cockeli</i> BISCHOFF 1957	F		
<i>Hibbardella plana</i> THOMAS 1949	+		
<i>Hindeodella brevis</i> BRANSON & MEHL 1934	+		
<i>Hindeodella deflecta</i> HIBBARD 1927	+		+
<i>Hindeodella equidentata</i> RHODES 1953	+	+	+
<i>Hindeodella germana</i> HOLMES 1928	+	+	+
<i>Hindeodella priscilla</i> STAUFFER 1938	+	+	+
<i>Hindeodella</i> n. sp. WALLISER 1964	+		
<i>Icriodina irregularis</i> BRANSON & BRANSON 1947	F		
<i>Icriodus alternatus</i> BRANSON & MEHL 1934	+	+	+
<i>Icriodus bilatericrescens</i> ssp. ZIEGLER 1956	+		F
<i>Icriodus cornutus</i> SANNEMANN 1955	+	+	+
<i>Icriodus curvatus</i> BRANSON & MEHL 1938	+	+	+
<i>Icriodus latericrescens beckmanni</i> ZIEGLER 1956	+		
<i>Icriodus nodosus</i> (HUDDLE 1934)	+	+	+
<i>Icriodus pesavis</i> BISCHOFF & SANNEMANN 1958	F	+	+
<i>Icriodus woschmidti woschmidti</i> ZIEGLER 1960	F	+	
<i>Kockelella variabilis</i> WALLISER 1957	F		F
<i>Ligonodina diversa</i> WALLISER 1957	+		+
<i>Ligonodina egregia</i> WALLISER 1964	+		
<i>Ligonodina elegans</i> WALLISER 1964	+		
<i>Ligonodina falciformis</i> ULRICH & BASSLER 1926	+		+
<i>Ligonodina franconica</i> SANNEMANN 1955	+		+
<i>Ligonodina monodentata</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1956	+	+	+
<i>Ligonodina salopia</i> RHODES 1953	+		
<i>Lonchodina curvata</i> (BRANSON & MEHL 1934)	+		+
<i>Lonchodina detorta</i> WALLISER 1964	+		
<i>Lonchodina discreta</i> ULRICH & BASSLER 1926	+		+
<i>Lonchodina fluegeli</i> WALLISER 1964	+		
<i>Lonchodina greilingi</i> WALLISER 1957	+		+
<i>Lonchodina multidens</i> HIBBARD 1927	+		+
<i>Lonchodina ramulata</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957	+		+
<i>Lonchodina torta</i> HUDDLE 1934	+		
<i>Lonchodina valida</i> SANNEMANN 1955	+		+
<i>Lonchodina walliseri</i> ZIEGLER 1960	+		
<i>Neoprioniodus alatus</i> (HINDE 1879)	+		+
<i>Neoprioniodus bicurvatus</i> (BRANSON & MEHL 1933)	+	+	+
<i>Neoprioniodus armatus</i> (HINDE 1879)	+		+
? <i>Neoprioniodus breviraemus</i> WALLISER 1964	F		
<i>Neoprioniodus costatus costatus</i> WALLISER 1964	+		
<i>Neoprioniodus eccavatus</i> (BRANSON & MEHL 1933)	+	+	+
<i>Neoprioniodus latidentatus</i> WALLISER 1964	+		+
<i>Neoprioniodus multiformis</i> WALLISER 1964	+		F
<i>Neoprioniodus pronus</i> (HUDDLE 1934)	+	+	+
<i>Nothognathella abnormis</i> BRANSON & MEHL 1934	+		+
<i>Nothognathella condita</i> BRANSON & MEHL 1934	+		
<i>Nothognathella iowaensis</i> YOUNGQUIST 1945	+		+
<i>Nothognathella sublaevis</i> SANNEMANN 1955	+	+	+
<i>Nothognathella typicalis</i> BRANSON & MEHL 1934	+		
<i>Nodognathus spicata</i> COOPER 1939	F		

	T	P	F
„ <i>Oneotodus</i> “ <i>beckmanni</i> BISCHOFF & SANNEMANN 1958	+		+
<i>Ozarkodina adiutricis</i> WALLISER 1964	F		
<i>Ozarkodina edithae</i> WALLISER 1964	F		
<i>Ozarkodina elongata</i> E. R. BRANSON 1934	F		
<i>Ozarkodina elegans</i> (STAUFFER 1938)	+	+	+
<i>Ozarkodina fundamentata</i> (WALLISER 1957)	F		
<i>Ozarkodina gaertneri</i> WALLISER 1964	F		
<i>Ozarkodina homarcuata</i> HELMS 1959	+	+	+
<i>Ozarkodina jaegeri</i> WALLISER 1964	+		
<i>Ozarkodina macra</i> BRANSON & MEHL 1934	+		+
<i>Ozarkodina media</i> WALLISER 1957	+	+	+
<i>Ozarkodina regularis</i> BRANSON & MEHL 1934	+		+
<i>Ozarkodina ortuformis</i> WALLISER 1964	F		+
<i>Ozarkodina rhenana</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1956	+		+
<i>Ozarkodina pseudotypica</i> LINDSTRÖM 1959	F		
<i>Ozarkodina typica denckmanni</i> ZIEGLER 1956	+	+	+
<i>Ozarkodina typica typica</i> BRANSON & MEHL 1933	+		
<i>Ozarkodina zieglerei tenuiramea</i> WALLISER 1964	+		
<i>Ozarkodina zieglerei zieglerei</i> WALLISER 1957	+		
<i>Palmatodella delicatula</i> ULRICH & BASSLER 1926	+	+	+
<i>Palmatodella unca</i> SANNEMANN 1955	+		+
<i>Palmatolepis distorta</i> BRANSON & MEHL 1934	+	+	F
<i>Palmatolepis glabra elongata</i> HOLMES 1928	+	F	+
<i>Palmatolepis glabra glabra</i> ULRICH & BASSLER 1926	+	+	+
<i>Palmatolepis glabra pectinata</i> ZIEGLER 1960	+	+	+
<i>Palmatolepis delicatula clarki</i> ZIEGLER 1962	F		
<i>Palmatolepis</i> ? <i>disparalvea</i> ORR & KLAPPER 1968	F		F
<i>Palmatolepis gigas</i> MILLER & YOUNGQUIST 1947	+	+	+
<i>Palmatolepis gracilis gracilis</i> MEHL & ZIEGLER 1962	+	+	F
<i>Palmatolepis gracilis sigmoidalis</i> ZIEGLER 1962	+		F
<i>Palmatolepis helmsi</i> ZIEGLER 1962	F		
<i>Palmatolepis linguiformis</i> MÜLLER 1956	+		
<i>Palmatolepis minuta minuta</i> BRANSON & MEHL 1934	+	+	+
<i>Palmatolepis perlobata schindewolfi</i> MÜLLER 1956	+	+	F
<i>Palmatolepis proversa</i> ZIEGLER 1958	+		
<i>Palmatolepis punctata</i> (HINDE 1879)	+		F
<i>Palmatolepis quadrantinodosalobata</i> SANNEMANN 1955	+	+	+
<i>Palmatolepis quadrantinodosa marginifera</i> ZIEGLER 1960	+	+	+
<i>Palmatolepis</i> cf. <i>regularis</i> COOPER 1931	+	+	F
<i>Palmatolepis rhomboidea</i> SANNEMANN 1955	+	+	F
<i>Palmatolepis rugosa grossi</i> ZIEGLER 1960	+	F	+
<i>Palmatolepis rugosa ampla</i> MÜLLER 1956	F	+	
<i>Palmatolepis rugosa trachytera</i> ZIEGLER 1960	F		
<i>Palmatolepis schleizia</i> HELMS 1963	+		
<i>Palmatolepis subperlobata</i> BRANSON & MEHL 1934	+	+	+
<i>Palmatolepis subrecta</i> MILLER & YOUNGQUIST 1947	+	+	F
<i>Palmatolepis tenuipunctata</i> SANNEMANN 1955	+	+	F
<i>Palmatolepis termini</i> SANNEMANN 1955	+		F
<i>Palmatolepis transitans</i> MÜLLER 1956	+	+	F
<i>Palmatolepis triangularis</i> SANNEMANN 1955	+		F
<i>Panderodus acostatus</i> (BRANSON & MEHL 1933)	+		+
<i>Panderodus compressus</i> (BRANSON & MEHL 1933)	+		
<i>Panderodus</i> cf. <i>recurvatus</i> (RHODES 1953)	+		
<i>Panderodus unicosatus</i> (BRANSON & MEHL 1933)	+		
<i>Panderodus valgus</i> PHILIPP 1965	+		
<i>Pelekysgnathus plana</i> SANNEMANN 1955	+		+
<i>Pelekysgnathus serrata</i> JENTZSCH 1962	F		F
<i>Pinacognathus profunda</i> (BRANSON & MEHL 1934)	F		
<i>Plectospathodus alternatus</i> WALLISER 1964	+		+
<i>Plectospathodus extensus</i> RHODES 1953	+	+	+
<i>Polygnathus ancyrognathoidea</i> ZIEGLER 1958	+		F

	T	P	F
<i>Polygnathus angusticostata</i> WITTEKINDT 1965	+	F	+
<i>Polygnathus angustipennata</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1956	+	F	+
<i>Polygnathus as. asymmetrica</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957	+	+	+
<i>Polygnathus as. ovalis</i> ZIEGLER & KLAPPER 1964	+		F
<i>Polygnathus biconstrictus</i> GEDIK 1968	F		
<i>Polygnathus communis communis</i> BRANSON & MEHL 1934	F		
<i>Polygnathus cristata</i> HINDE 1879	+	+	+
<i>Polygnathus decorosa</i> s. l. STAUFFER 1938	+	+	+
<i>Polygnathus dengleri</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957	+	+	F
<i>Polygnathus diversa</i> HELMS 1959	F		
<i>Polygnathus eiflia</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957	+	+	F
<i>Polygnathus flabella</i> (BRANSON & MEHL 1938)	F		
<i>Polygnathus foliata</i> BRYANT 1921	+	+	+
<i>Polygnathus glabra bilobata</i> ZIEGLER 1962	+	+	F
<i>Polygnathus glabra glabra</i> ULRICH & BASSLER 1926	+	+	+
<i>Polygnathus inornata</i> E. R. BRANSON 1934	F		
<i>Polygnathus kluepfeli</i> WITTEKINDT 1965	F		
<i>Polygnathus kockeliana</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957	+		F
<i>Polygnathus ling. linguiformis</i> HINDE 1879	+	+	+
<i>Polygnathus marginvolutus</i> GEDIK 1968	F		
<i>Polygnathus n. nodocostata</i> BRANSON & MEHL 1934	F	+	+
<i>Polygnathus normalis</i> MILLER & YOUNGQUIST 1947	+	+	+
<i>Polygnathus obliquicostata</i> ZIEGLER 1962	+		
<i>Polygnathus ordinata</i> BRYANT 1921	+		F
<i>Polygnathus pennata</i> HINDE 1879	+		+
<i>Polygnathus procera</i> SANNEMANN 1955	+	+	+
<i>Polygnathus pura pura</i> VOGES 1959	F		
<i>Polygnathus pura subplana</i> VOGES 1959	F		
<i>Polygnathus pseudofoliata</i> WITTEKINDT 1965	+	F	+
<i>Polygnathus radina</i> COOPER 1939	F		
<i>Polygnathus styriaca</i> ZIEGLER 1957	F		
<i>Polygnathus symmetrica</i> E. R. BRANSON 1934	F		
<i>Polygnathus varca</i> STAUFFER 1940	+	+	+
<i>Polygnathus vogesi</i> ZIEGLER 1962	F		
<i>Polygnathus cf. variabilis</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957	+		+
<i>Polygnathus webbi</i> STAUFFER 1938	+	+	+
<i>Prioniodella aequidens</i> ULRICH & BASSLER 1926	+	+	+
<i>Prioniodella schneideri</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957	+		
<i>Prioniodinla smithi</i> (STAUFFER 1938)	+	+	+
<i>Pseudopolygnathus brevipennata</i> ZIEGLER 1962	F		
<i>Pseudopolygnathus dentilineata</i> E. R. BRANSON 1934	F		
<i>Pseudopolygnathus fusiiformis</i> (BRANSON & MEHL 1934)	F		
<i>Pseudopolygnathus cf. marburgensis</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1956	F		
<i>Pseudopolygnathus marginata</i> (BRANSON & MEHL 1934)	F		
<i>Pseudopolygnathus micropunctata</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1956	F		
<i>Pseudopolygnathus prima</i> (BRANSON & MEHL 1934)	F		
<i>Pseudopolygnathus triangula inaequalis</i> VOGES 1959	F		
<i>Pseudopolygnathus triangula triangula</i> VOGES 1959	F		
<i>Pseudopolygnathus trigonica</i> ZIEGLER 1962	F		F
<i>Pseudopolygnathus</i> ? n. sp.	F		
<i>Pterospathodus amorphognathoides</i> WALLISER 1964	F		
<i>Roundya aurita</i> SANNEMANN 1955	+		+
<i>Roundya brevipennata</i> SANNEMANN 1955	+		
<i>Roundya franca</i> SANNEMANN 1955	+		+
<i>Roundya plana</i> HELMS 1959	+		
<i>Roundya separata</i> (BRANSON & MEHL 1934)	+		
<i>Roundya triangularis</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957	+		+
? <i>Roundya trichonodelloides</i> WALLISER 1964	+		
<i>Roundya truncialata</i> WALLISER 1964	+		
<i>Roundya wildungenensis</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1956	+		+
<i>Scaphignathus velifera</i> ZIEGLER 1962	F		

	T	P	F
<i>Schmidognathus peracuta</i> ZIEGLER 1965	F		
<i>Schmidognathus pietzneri</i> ZIEGLER 1965	F		
<i>Scandodus rectus</i> LINDSTRÖM 1954	+		
<i>Scolopodus devonicus</i> BISCHOFF & SANNEMANN 1958	+		
<i>Scutula bipennata</i> SANNEMANN 1955	+		
<i>Scutula sinepennata</i> ZIEGLER 1958	+		
<i>Scutula venusta</i> SANNEMANN 1955	+		+
<i>Siphonodella carinthiaca</i> n. sp.	F		
<i>Siphonodella cooperi</i> HASS 1959	F		
<i>Siphonodella crenulata</i> (COOPER 1939)	F		
<i>Siphonodella duplicata</i> (BRANSON & MEHL 1934)	F		
<i>Siphonodella isosticha</i> COOPER 1939	F		
<i>Siphonodella lobata</i> (BRANSON & MEHL 1934)	F		
<i>Siphonodella obsoleta</i> HASS 1959	F		
<i>Siphonodella quadruplicata</i> (BRANSON & MEHL 1934)	F		
<i>Siphonodella sulcata</i> (HUDDLE 1934)	F		
<i>Spathognathodus aculeatus</i> (BRANSON & MEHL 1934)	F		
<i>Spathognathodus amplus</i> (BRANSON & MEHL 1934)	+		
<i>Spathognathodus</i> cf. <i>asymmetricus</i> BISCHOFF & SANNEMANN 1958 ..	+		
<i>Spathognathodus bidentatus</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957	+	+	F
<i>Spathognathodus bohlenanus</i> HELMS 1959	F		
<i>Spathognathodus cooperi</i> HASS 1959	F		
<i>Spathognathodus costatus</i> (E. R. BRANSON 1934)	+		F
<i>Spathognathodus costatus spinulicostatus</i> (E. R. BRANSON 1934) ...	F		
<i>Spathognathodus costatus ultimus</i> BISCHOFF 1957	F		
<i>Spathognathodus frankenwaldensis</i> BISCHOFF & SANNEMANN 1958 ..	+	+	
<i>Spathognathodus inclinatus inclinatus</i> (RHODES 1953)	+	+	+
<i>Spathognathodus inclinatus inflatus</i> WALLISER 1964	F		
<i>Spathognathodus inclinatus posthamatus</i> WALLISER 1964	+		
<i>Spathognathodus inornatus</i> (BRANSON & MEHL 1934)	F		
<i>Spathognathodus pennatus procerus</i> WALLISER 1964	F		
<i>Spathognathodus primus</i> (BRANSON & MEHL 1933)	F	+	
<i>Spathognathodus sagitta sagitta</i> WALLISER 1964	F		
<i>Spathognathodus sann. sannemanni</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957 ...	F		
<i>Spathognathodus stabilis</i> (BRANSON & MEHL 1934)	F		F
<i>Spathognathodus steinhornensis steinhornensis</i> ZIEGLER 1956	+	+	F
<i>Spathognathodus steinh. eosteihornensis</i> WALLISER 1964	+		
<i>Spathognathodus steinh. remscheidensis</i> ZIEGLER 1960	+	+	F
<i>Spathognathodus strigosus</i> (BRANSON & MEHL 1934)	F		
<i>Spathognathodus stygius</i> FLAJS 1967	+		F
<i>Spathognathodus supremus</i> ZIEGLER 1962	F		
<i>Spathognathodus transitans</i> BISCHOFF & SANNEMANN 1958	+	+	+
<i>Spathognathodus valdecavatus</i> (GEDIK 1968)	F		
<i>Spathognathodus werneri</i> ZIEGLER 1962	+		+
<i>Spathognathodus wurmi</i> BISCHOFF & SANNEMANN 1958	+		F
<i>Trichonodella excavata</i> (BRANSON & MEHL 1933)	+	+	+
<i>Trichonodella inconstans</i> WALLISER 1957	+	+	+
<i>Trichonodella symmetrica</i> (BRANSON & MEHL 1933)	+		+
<i>Tripodellus flexuosus</i> SANNEMANN 1955	+		+
<i>Tripodellus robustus</i> BISCHOFF 1956	+		+
Gen. et sp. indet.	F		

Beschreibung der Arten

Genus *AMBALODUS* BRANSON & MEHL 1933*Ambalodus triangularis* BRANSON & MEHL 1933

Taf. 1, Fig. 1, 2

- 1933 *Ambalodus triangularis* n. sp.-BRANSON & MEHL, S. 127, Taf. 10, Fig. 35—37.
 1967 *Ambalodus triangularis triangularis* BRANSON & MEHL-KNÜPFER, S. 20—21, Taf. 9, Fig. 2, 3, 4 (cum syn.).
 1967 *Ambalodus triangularis* BRANSON & MEHL-FLAJS, Taf. 3, Fig. 3—4.
 1967 *Ambalodus triangularis* BRANSON & MEHL-SERPAGLI, S. 48—49, Taf. 10, Fig. 4, 5 (cum syn.).

Bemerkungen: Diese Art zeichnet sich durch eine große Variationsbreite aller Merkmale aus. Auch am Hohen Trieb konnten neben schlanken, hohen Formen solche mit einer plattformartigen Verbreiterung der Äste beobachtet werden. Dabei können die Enden gerundet oder spitz, die Zähnen verschmolzen oder isoliert ausgebildet sein und \pm stark nach rückwärts zeigen.

Formen, die der Unterart *A. triangularis indentatus* RHODES 1953 (von BERGSTRÖM 1964 als Synonym zu *A. triangularis* gestellt) ähneln, konnten in unserem Material nicht beobachtet werden.

Verbreitung: Am Hohen Trieb ab Wechsellagerung Echinodermatensandstein, Ashgill-Tonflaserkalk.

Llandeilo (BERGSTRÖM 1964) bis Bereich I (Grenze Ordovizium/Silur nach WALLISER 1964).

Genus *AMORPHOGNATHUS* BRANSON & MEHL 1933*Amorphognathus ordovicica* BRANSON & MEHL 1933

Taf. 1, Fig. 10, 11

- 1933 *Amorphognathus ordovicica* n. sp.-BRANSON & MEHL, S. 127, Taf. 10, Fig. 38.
 1964 *Amorphognathus* n. sp.-WALLISER, S. 27—28, Taf. 4, Fig. 1, Taf. 10, Fig. 25—27.
 1967 *Amorphognathus ordovicica* BRANSON & MEHL-KNÜPFER, S. 22, Taf. 10, Fig. 1—5 (cum syn.).
 1967 *Amorphognathus ordovicica* BRANSON & MEHL-SERPAGLI, S. 50—51, Taf. 10, Fig. 1—3 (cum syn.).

Bemerkungen: Die zahlreich vorliegenden Bruchstücke zeigen wohl die Merkmale dieser Art, jedoch kann infolge der unvollständigen Erhaltung nicht entschieden werden, ob der „blade-forme“-Typ nach BERGSTRÖM 1964 oder der „platt-forme“-Typ überwiegt.

Verbreitung: Am Hohen Trieb ab Wechsellagerung Echinodermatensandstein, Tonflaserkalk (Bereich I nach WALLISER 1964). Nach KNÜPFER 1967 Grenzbereich Caradoc/Agshill in Thüringen.

Genus *CARNIODUS* WALLISER 1964? *Carniodus carinthiacus* WALLISER 1964

Taf. 1, Fig. 12

- 1964 ? *Carniodus carinthiacus* n. gen., n. sp.-WALLISER, S. 31—32, Taf. 6, Fig. 8 Taf. 27, Fig. 20—26, Abb. 4 u.
 1967 ? *Carniodus carinthiacus* WALLISER-FLAJS, Taf. 4, Fig. 2, 3.

Bemerkungen: Die vorliegenden Exemplare stimmen gut mit der ausführlichen Originalbeschreibung überein.

Verbreitung: *amorphognathoides*-Zone (nach WALLISER 1964) am Hohen Trieb.

Genus *ICRIODINA* BRANSON & BRANSON 1947

Icriodina irregularis BRANSON & BRANSON 1947

Taf. 1, Fig. 3

- 1947 *Icriodina irregularis* n. sp.-BRANSON & BRANSON, S. 551, Taf. 81, Fig. 3—11, 18, 19.
 1960 *Icriodina irregularis* BRANSON & BRANSON-REMACK-PETITOT, S. 242, Beil. 3.
 1962 *Icriodina* BRANSON & BRANSON-WALLISER, S. 282, Fig. 1, Nr. 2.
 ? 1967 *Icriodina irregularis* BRANSON & BRANSON-REXROAD, S. 33—34, Taf. 2, Fig. 18—21.
 ? 1967 *Icriodina* sp.-SERPAGLI, S. 75, Taf. 29, Fig. 3.

Bemerkungen: REXROAD 1967 gibt eine Neufassung der Gattungsdiagnose, da es sich nach ihm beim Originalmaterial von BRANSON & BRANSON nur um Bruchstücke einer im gesamten aus 4 Spornen bestehenden Form handeln soll. Unser Material zeigt hingegen Übereinstimmung in der Beschreibung und mit der Abbildung des Holotyp; Ansatzpunkte für Seitensporne konnten darin nicht beobachtet werden.

Verbreitung: Am Hohen Trieb Wechsellagerung Echinodermatensandstein, Tonflaserkalk (Bereich I nach WALLISER); tieferes Llandovery nach REXROAD 1967

Genus *ICRIODUS* BRANSON & MEHL 1934

Icriodus pesavis BISCHOFF & SANNEMANN 1958

Taf. 1, Fig. 24

- 1958 *Icriodus pesavis* n. sp.-BISCHOFF & SANNEMANN, S. 96—97, Taf. 12, Fig. 1—4, 6, 7.
 1968 *Icriodus pesavis* BISCHOFF & SANNEMANN-SCHULZE, S. 191, Taf. 16, Fig. 5, 8.

Bemerkungen: Das einzige vorliegende Exemplar zeigt den charakteristischen vogelfußähnlichen Umriß dieser Art. Während der seitlich gebogene Hintersporn und die beiden nach vorne gerichteten Seitensporne einzelstehende kräftige Zähnen tragen, verläuft am Mittelsporn eine Reihe von kleinen Knötchen, die, seitlich versetzt, von jeweils zwei kräftigen Knötchen begleitet werden. Das vorderste Knötchen steht, ebenso wie das hinterste am Treffpunkt der Seitensporne, isoliert und ist besonders kräftig entwickelt. Auf der Aboralseite korrespondieren tiefe Furchen den 4 Spornen.

Verbreitung: Am Hohen Trieb etwa 30 m über der Basis Gedinne mit dem Einsetzen Tentakuliten-führender Kalke (= Siegen).

Nach BISCHOFF & SANNEMANN 1958 sowie SCHULZE 1968: unteres Siegen.

Icriodus woschmidti woschmidti ZIEGLER 1960

Taf. 1, Fig. 25

- 1960 *Icriodus woschmidti* n. sp.-ZIEGLER, S. 185—186, Taf. 15, Fig. 16—18, 20—22.
 non 1962 *Icriodus woschmidti* ZIEGLER-JENTZSCH, S. 967, Taf. 1, Fig. 17—23.
 1962 *Icriodus woschmidti* ZIEGLER-WALLISER, S. 284, Fig. 1, Nr. 34.
 1964 *Icriodus woschmidti* ZIEGLER-WALLISER, S. 38—39, Taf. 9, Fig. 22, Taf. 11, Fig. 14—22.
 non 1967 *Icriodus woschmidti* ZIEGLER-ADRICHEM BOOGAERT, S. 182, Taf. 2, Fig. 1, Taf. 1, Fig. 21.
 ? 1968 *Icriodus woschmidti* ZIEGLER-SCHULZE, S. 191—193, Taf. 16, Fig. 9, Abb. 14.

Beschreibung: In der Aufsicht ist der Conodont leicht nach innen gebogen und trägt auf der Basis 5 zur Längsachse quergestellte Rippen, von denen die mittlere am längsten ist. Zwischen den Rippen sind tiefe Kerben ausgebildet, deren Breite etwa den Querreihen entspricht. Am Grunde der Kerben verbindet ein schwach angedeuteter Grat die einzelnen Rippen. Hinter der letzten folgt ein scharfer, jedoch etwas erniedrigter Grat, der nur undeutlich eine Differenzierung in zwei einzelnstehende Zähnen (= juvenile Form?) erkennen läßt. Die Seitenflächen erreichen etwa in der halben Länge des Conodonten ihre größte Ausweitung. Nach einer Einschnürung strebt die Außenfläche der Spitze des Hauptspornes zu, der einen scharfen, im Vergleich zur Höhe des Hinterendes stark reduzierten Grat fast senkrecht zur Mittelachse des Conodonten trägt. Auf der Innenseite ist dagegen, nach vorne gerichtet, ein Nebensporn ausgebildet, der aber keinerlei Ornamentierung erkennen läßt. Die gesamte Unterseite wird von einer tiefen Basalhöhle eingenommen.

Beziehungen: Nach CARLS & GANDL 1969 bestehen enge Beziehungen zur Unterart *I. woschmidti transiens*, die aber durch zahlreichere (5—8) Querreihen, engere und seichtere Vertiefungen zwischen den Rippen sowie den geringeren Grad der Verschmelzung der Knötchen unterschieden werden kann. Das von SCHULZE 1968 abgebildete Exemplar dürfte dieser neuen Unterart nahekommen.

Verbreitung: Nach ZIEGLER 1960 bleibt *I. woschmidti* auf das Unter-Gedinne beschränkt.

Genus *KOCKELELLA* WALLISER 1967*Kockelella variabilis* WALLISER 1957

Taf. 1, Fig. 16

- 1957 *Kockelella variabilis* n. sp.-WALLISER, S. 35, Taf. 1, Fig. 3—10.
 1964 *Kockelella variabilis* WALLISER-WALLISER, S. 40, Taf. 16, Fig. 1—15 (cum syn.).
 1967 *Kockelella variabilis* WALLISER-FLAJS, Taf. 4, Fig. 15, Taf. 5, Fig. 1.

Bemerkungen: Der ausführlichen Originalbeschreibung ist nichts hinzuzufügen.

Das Exemplar auf Taf. 1, Fig. 16 ist ein typischer Vertreter mit vorne hohem Blatt, weit ausgedehnter Basalgrube und gegeneinander auf der Oralseite divergierenden Zahnreihen. Kennzeichnend für jüngere Formen ist nach WALLISER 1964 die reduzierte Basalgrube.

Verbreitung: *crassa-* bis *siluricus-*Zone nach WALLISER 1964.

Genus *OZARKODINA* BRANSON & MEHL 1934*Ozarkodina pseudotypica* LINDSTRÖM 1959

Taf. 1, Fig. 4

1959 *Ozarkodina pseudotypica* n. sp.-LINDSTRÖM, S. 441—442, Taf. 4, Fig. 17—18, Abb. 3: 4.

Beschreibung: Das einzige vorliegende Exemplar zeigt gute Übereinstimmung mit der von LINDSTRÖM beschriebenen Form. Der Hauptzahn ist stark nach hinten geneigt, seitlich ebenso wie die Zähnchen des Vorder- und Hinterastes abgeflacht und mit scharfen Kanten versehen. Seine basale Verlängerung ist auf der Innenseite im Vergleich zur Außenseite stärker aufgebogen. Während die Äste in der Aufsicht in einer Ebene liegen, sind die Aboralkanten gleichmäßig, ähnlich *Ozarkodina typica* BRANSON & MEHL, gebogen. Ihre Seitenflächen sind eben und ohne Wulst. Die Oralkante des Vorderastes ist etwas höher als der Hinterast und wird von 7 seitlich komprimierten, deutlich nach hinten gerichteten und an der Basis verschmolzenen Zähnchen gebildet. Gegen den Hauptzahn nehmen sie gleichmäßig an Höhe zu. Der Hinterast ist nur teilweise erhalten und wird von 4 unterschiedlich großen Zähnchen aufgebaut.

Auf der Unterseite verläuft von den Enden eine schmale Basalrinne, die sich im Bereich des Hauptzahnes ungleichmäßig weitet.

Beziehungen: Durch die flache, langgezogene Basalrinne und der unregelmäßigeren Bezählung der Äste unterscheidet sich *Ozarkodina rhodesi* von dieser Form.

Verbreitung: Einmaliges Auftreten in den stratigraphisch tiefsten Kalken am Hohen Trieb.

Nach LINDSTRÖM 1959 im Crug-Kalk von Wales (Grenzbereich Caradoc/Ashgill).

Genus *PALMATOLEPIS* ULRICH & BASSLER 1926*Palmatolepis* ? *disparalvea* ORR & KLAPPER 1968

Taf. 2, Fig. 3, 13

p 1957 *Palmatolepis transitans* MÜLLER-BISCHOFF & ZIEGLER, S. 81—82, Taf. 16, Fig. 24 (non Fig. 23, 25—27 = *P. transitans*).p 1958 *Palmatolepis transitans* MÜLLER-ZIEGLER, S. 66, Taf. 2, Fig. 2 (non Taf. 1, Fig. 9, 11—13, Taf. 2, Fig. 1, 3, 8 = *P. transitans*).1968 *Palmatolepis* ? *disparalvea* n. sp.-ORR & KLAPPER, S. 1071—1072, Taf. 140, Fig. 1—11.

Bemerkungen: ORR & KLAPPER 1968 bezweifeln auf Grund der ungewöhnlichen Ausbildung der Basalgrube sowie des Fehlens eines differenzierten Zentralknötchens die Zugehörigkeit dieser Form zur Gattung *Palmatolepis*. Auch am Hohen Trieb konnte diese Form aus dem Mittel-/Oberdevon-Grenzbereich (gemeinsam mit *Polygnathus cristata*, *P. decorosa* s. l., *P. ordinata*, *P. dengleri*, *Palmatolepis transitans*, *P. punctata*, *Schmidtnathus pietzneri*, *Sch. peracuta*, *Spathognathodus sann. sannemanni* u. a.) gewonnen werden. Sie stimmt mit der ausführlichen Beschreibung bei ORR & KLAPPER überein, zeigt jedoch hinsichtlich des Plattformumrisses im Gegensatz zur Meinung der oben zitierten Autoren durch das Fehlen eines Lobus Beziehungen zu *Palmatolepis transitans* (vgl. Taf. 2, Fig. 3). Daneben treten allerdings auch Formen mit deutlich abgesetzten Seitenlappen (z. B. Taf. 2, Fig. 13) analog ORR & KLAPPER auf.

In diesem Zusammenhang erscheint es interessant, daß sowohl Vertreter von *Polygnathus* (*P. decorosa* s. l.) als auch von *Schmidtnathus* (*Sch. hermanni*, *Sch. pietzneri*) in diesem Bereich in dem es zu einer durchgreifenden Veränderung der Conodontenfauna kommt, durch eine große asymmetrische Basalgrube mit einer Falte auf der Außenseite, ähnlich *Palm. ? disparalvea*, charakterisiert sind.

Verbreitung: Am Hohen Trieb *hermanni-cristata*-Zone (ZIEGLER 1965). „Problematical interval“ (entspricht *hermanni-cristata*-Zone) nach ORR & KLAPPER 1965.

Genus *PELEKYSGNATHUS* THOMAS 1949

Pelekysgnathus serrata JENTZSCH 1962

Taf. 1, Fig. 30

- 1962 *Pelekysgnathus serrata* n. sp.-JENTZSCH, S. 970—971, Taf. 2, Bild 7, 8, Taf. 3, Bild 6, 9, 15.
 1967 *Pelekysgnathus serrata* JENTZSCH-VAN BOOGAERT, S. 183, Taf. 2, Fig. 34, 35.
 1969 *Pelekysgnathus serrata elongata* n. ssp.-CARLS & GANDL, S. 191—192, Taf. 19, Fig. 15—19.
 1969 *Pelekysgnathus serrata elata* n. ssp.-CARLS & GANDL, S. 192—193, Taf. 19, Fig. 10—14.

Beschreibung: In der Aufsicht ist das Blatt gerade und setzt sich aus 6—8 seitlich zusammengepreßten Zähnnchen unterschiedlicher Länge zusammen, die bis auf die freien, dreieckigen Spitzen miteinander verschmolzen sind. Nur der letzte und in wenigen Fällen der vorderste Zahn zeigen eine isolierte Stellung. Die Anordnung der Zähnnchen am Blatt ist überwiegend fächerartig: während die vordersten und zugleich kleinsten senkrecht stehen oder nach vorne weisen, sind die größeren rückwärtigen nach hinten geneigt. Das letzte und zugleich größte Zähnnchen ist stärker nach rückwärts geneigt als die vor ihm stehenden. Über die ganze Unterseite erstreckt sich eine tiefe Basalgrube, die vorne als tiefe, schmale Rinne beginnt und sich dann gegen hinten tropfenförmig weitet, um im letzten Drittel die stärkste Ausdehnung zu erreichen. In der Aufsicht erscheint sie schwach asymmetrisch.

Beziehungen: Diese Art unterscheidet sich durch die charakteristische Zahnanordnung und die Ausbildung der Basalgrube von allen anderen Formen. Auch in unserem reichen Material konnten Unterschiede in der Fächerstellung der Zähnnchen beobachtet werden, doch erscheint eine Abtrennung in zwei neue Unterarten durch CARLS & GANDL 1969 aus stratigraphischen Gründen (gleichzeitiges Auftreten beider Formen in der gleichen Probe) nicht zwingend.

Verbreitung: In der fast 100 m mächtigen Unterdevonentwicklung am Hohen Trieb tritt diese Art stets im gleichen Niveau in Begleitung von *Icriodus latericrescens* ssp., *Scolopodus devonicus* und *Nowakia acuaria* (RICHTER 1854), zirka 15 m unter der ersten Ems-Fauna auf. Das Liegende dagegen wird durch *Spathognathodus wurmi*, *S. stygius*, *Ancyrodelloides* sp. u. a. charakterisiert. Mit Vorbehalt ergibt sich daraus am Hohen Trieb eine zeitliche Einstufung in das höhere Siegen.

CARLS & GANDL 1969 geben demgegenüber eine zeitliche Verbreitung vom höheren Unter-Gedinne bis ins tiefere Siegen (? Mittel-Siegen) an, während eine genauere zeitliche Einstufung innerhalb des Tentakuliten-Knollenkalkes (JENTZSCH 1962) nicht möglich ist.

Genus *POLYGNATHUS* HINDE 1879*Polygnathus styriaca* ZIEGLER 1957

Taf. 2, Fig. 18

- 1957 *Polygnathus styriaca* n. sp.-ZIEGLER in FLÜGEL & ZIEGLER, S. 47—48, Taf. 1, Fig. 12, 13 (non Fig. 11 = *P. vogesi* ZIEGLER 1962).
 non 1959 *Polygnathus* cf. *styriaca* ZIEGLER-VOGES, S. 294—295, Taf. 34, Fig. 36—41 (= *P. vogesi* ZIEGLER 1962).
 1962 *Polygnathus styriaca* ZIEGLER-ZIEGLER, S. 94, Taf. 10, Fig. 23—25, Taf. 11, Fig. 1—4.

Bemerkungen: Die vorliegenden Exemplare stimmen gut mit der Originalbeschreibung überein. Ergänzend ist hinzuzufügen, daß die Innenhälfte der Plattform stets stärker ornamentiert ist als die nur selten mit einer Knötchenreihe versehene Außenhälfte.

Verbreitung: *styriaca*-Zone nach ZIEGLER 1962.

Genus *PSEUDOPOLYGNATHUS* BRANSON & MEHL 1934*Pseudopolygnathus* cf. *marburgensis* BISCHOFF & ZIEGLER 1956

Taf. 2, Fig. 7, 8

- 1956 *Pseudopolygnathus marburgensis* n. sp.-BISCHOFF & ZIEGLER, S. 162, Taf. 11, Fig. 9, 11—13.
 non 1957 *Pseudopolygnathus marburgensis* BISCHOFF & ZIEGLER-ZIEGLER in FLÜGEL & ZIEGLER, Taf. 1, Fig. 21 (= *Ps. trigonica* ZIEGLER 1962).
 non 1959 *Pseudopolygnathus marburgensis* BISCHOFF & ZIEGLER-ZIEGLER, Tab. 1 (Pallaresa Nr. 5).

Bemerkungen: Durch den Plattformumriß sowie durch die große, die ganze Unterseite einnehmende flache Basalgrube zeigt das vorliegende, unvollständige Exemplar Beziehungen zum Holotyp. Unterschiede liegen hingegen in der Plattformornamentierung, die hier aus kurzen Quergraten bzw. kleinen Höckern besteht.

Verbreitung: Am Hohen Trieb: to V. Nach ZIEGLER 1962: to V.

Genus *SPATHOGNATHODUS* BRANSON & MEHL 1941*Spathognathodus primus* (BRANSON & MEHL 1933)

Taf. 1, Fig. 17

- 1933 *Spathodus primus* n. sp.-BRANSON & MEHL, S. 46, Taf. 3, Fig. 25—30.
 1964 *Spathognathodus primus* (BRANSON & MEHL)-WALLISER, S. 80—82, Taf. 8, Fig. 14, Taf. 22, Fig. 9—25, Taf. 23, Fig. 1—4, Abb. 8 (cum syn.).
 1967 *Spathognathodus primus* (BRANSON & MEHL)-FLAJS, Taf. 5, Fig. 4.

Bemerkungen: Das auf Tafel 1 abgebildete Exemplar entspricht nach WALLISER 1964 dem Typ k der Entwicklungsreihe dieser Form: sie ist durch zwei am Blattvorderende die übrige Zahnreihe an Höhe überragende Zähnechen, eine unregelmäßige Blattoberkante und eine geschwungene Aboralkante des Blattes gekennzeichnet. Die kleine, zungenförmig ausgeweitete Basalgrube liegt etwa in der Blattmitte.

Verbreitung: Nach WALLISER 1964 tritt dieser Typ in der tieferen *eosteinhornensis*-Zone auf.

Spathognathodus cf. *snajdri* WALLISER 1964

Taf. 1, Fig. 29

- 1964 *Spathognathodus snajdri* n. sp.-WALLISER, S. 84, Taf. 9, Fig. 2, Taf. 21, Fig. 14 bis 15, Taf. 22, Fig. 1—4.

Bemerkungen: Durch das breite, flache Gewölbe und das abrupt am Hinterende der glatten Basalgrube endende Blatt zeigt diese Form Ähnlichkeiten zur Originalbeschreibung, weicht jedoch durch das gleichzeitige Ansetzen des Gewölbes am Blatt und durch die gedrungene Gestalt davon etwas ab. Von *S. crispus* unterscheidet sich diese Art durch das einheitliche Gewölbe und die isoliert stehenden Zähnchen.

Verbreitung: Am Hohen Trieb über dem Vorkommen mit *Spathognathodus incl. inflatus*, gemeinsam mit *Ozarkodina zieglerei tenuiramea* = *siluricus*-Zone nach WALLISER 1964.

Literaturverzeichnis

- ADRICHEM BOOGAERT, H. A. van (1967): Devonian and Lower Carboniferous Conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application. — Leidse Geol. Medelingen, 39, 129—192, 3 Taf., 68 Abb., 6 Tab., Leiden.
- BATHER, F. A. (1910): Ordovician Cystidea from the Carnic Alps. — Rivista Italiana di Paleontologia, 16, 38—54, Taf. 2, Pavia.
- BERGER, W. (1960): Neue Funde von Oberkarbonpflanzen in den Auernigsschichten (Kärnten). — Verh. Geol. Bundesanst., 1960, 253—261, 1 Abb., 1 Tab., Wien.
- BERGSTRÖM, S. M. (1964): Remarks on some Ordovician conodont faunas from Wales. — Acta Universitatis Lundensis, Sectio II, Nr. 3, 1964, 1—66, 22 Abb., 5 Tab., Lund
- BISCHOFF, G. & SANNEMANN, D. (1958): Unterdevonische Conodonten aus dem Frankwald. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 86, 87—110, 4 Taf., Wiesbaden.
- BOUČEK, B., CHLUPÁČ, I. & HORNÝ, R. (1967): The proposal of a new delimitation of the Siluro-Devonian boundary. — Intern. Symp. on the Devonian System, 863—866, 1 Abb., Calgary.
- BRANSON, E. B. & BRANSON, C. C. (1947): Lower Silurian conodonts from Kentucky. — J. Paleont., 21, 549—556, Taf. 81, 82, 1 Abb., Tulsa/Oklahoma.
- BRANSON, E. B. & MEHL, M. G. (1934): Conodont studies. — Missouri Univ.-Studies, 8, 1—299, 24 Taf., Columbia.
- BRANSON, E. B. & MEHL, M. G. (1938): The conodont genus *Icriodus* and its stratigraphic distribution. — J. Paleont., 12, 156—166, 1 Taf., Tulsa/Oklahoma.
- BRANSON, E. B. & MEHL, M. G. (1941): New and little known Carboniferous conodont genera. — J. Paleont., 15, 97—106, 1 Taf., Tulsa/Oklahoma.
- CARLS, P. & GANDL, J. (1969): Stratigraphie und Conodonten des Unter-Devons der Östlichen Iberischen Ketten (NE-Spanien). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 132, 155—218, 6 Taf., 3 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- DOTT, R. H. (1963): Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 47, 104—128, 19 Abb., 3 Tab., Tulsa/Oklahoma.
- DUFF, P. McL. D., HALLAM, A. & WALTON, E. K. (1967): Cyclic Sedimentation. — Developments in Sedimentology, 10, 280 S., 91 Abb., Amsterdam-London-New York (Elsevier).
- FERRARI, A. & VAI, G. B. (1966): Ricerche stratigrafiche e paleoecologiche al Mt. Zermula (Alpe Carniche). — Giorn. Geol., 33 (1965), 389—416, 5 Taf., 3 Abb., 1 Tab., Bologna.
- FLAJS, G. (1967): Conodontenstratigraphische Untersuchungen im Raum von Eisenerz, Nördliche Grauwackenzone. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 59, 1966, 157—212, 5 Taf., 8 Abb., Wien.
- FLÜGEL, E. & GRÄF, W. (1960): Aufnahmen 1959 auf Kartenblatt Kötschach (197), Karnische Alpen. — Verh. Geol. B. A., A 20—A 22, Wien.
- FLÜGEL, H. (1965): Vorbericht über mikrofazielle Untersuchungen des Silurs des Cellon-Lawinerrisses (Karnische Alpen). — Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. 1965, 289—297, Wien.

- FLÜGEL, H. & ZIEGLER, W. (1957): Die Gliederung des Oberdevons und Unterkarbons am Steinberg westlich von Graz mit Conodonten. — Mitt. naturw. Ver. f. Stmk., 87, 25—60, 5 Taf., 6 Abb., 2 Tab., Graz.
- FLÜGEL, H., GRÄF W. & ZIEGLER, W. (1959): Bemerkungen zum Alter der „Hochwipfelschichten“ (Karnische Alpen). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1959, 153—167, 3 Abb., Stuttgart.
- FOLK, R. L. (1954): The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature. — J. Geol., 62, 344—359, Chicago.
- FRANCAVILLA, F. (1966): Spore nel Flysch Hochwipfel. — Giorn. Geol., 33, 1965, 493—523, 1 Taf., 3 Abb., 1 Tab., Bologna.
- FRECH, F. (1894): Die Karnischen Alpen. — 514 S., 3 geol. Karten, 16 Taf., 86 Abb., 2 Kartenskizzen, 8 Profiltafeln, Halle (Niemeyer).
- FÜCHTBAUER, H. (1959): Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. — Erdöl und Kohle, 12, 605—704, Hannover.
- GAERTNER, H. R. von (1931): Geologie der Zentralkarnischen Alpen. — Denkschrift Akad. Wiss. math.-naturw. Kl., 102, 113—199, 5 Taf., 16 Abb., Wien.
- GEDIK, I. (1968): Conodonten aus dem Unterkarbon der Karnischen Alpen. — Inaugural-Dissert., Univ. Bonn, 100 S., 7 Taf., 2 Abb., 1 Tab., Bonn.
- GENTILI, G. & PELIZZER, R. (1964): Le rocce eruttive del Paleozoico Carnico. — Boll. Soc. Geol. Italiana, 83, 1—57, 4 Taf., 26 Abb., 12 Tab., Rom.
- GEYER, G. (1894): Zur Stratigraphie der paläozoischen Schichtserie in den Karnischen Alpen. — Verh. k. k. Geol. Reichsanst., 1394, 102—119, Wien.
- (1901): Geologische Spezialkarte und Erläuterungen, Blatt Oberdrauburg—Mauthen, Wien.
- GORTANI, M. (1905): Relazione sommaria delle escursione geologiche fatte in Carnia della Società geologica Italiana nei giorno 21—26 agosto 1905. — Boll. Soc. Geol. Italiana, 24, 66—76, Rom.
- (1910): Osservazioni geologiche sui terreni paleozoici dell'alta valle di Gorto in Carnia. — Rend. R. Acc. Sci., 1910, 9 S., Bologna.
- (1915): Rivisione del rivelamento geologico nel nucleo centrale carnico. — Boll. Com. d'Ital., 44, 309—314, Rom.
- (1921): Progressi nella conoscenza geologica delle Alpi Carniche Principali. — Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., 34, 142—197, Pisa.
- GRÜNDEL, J. & RÖSLER, H. J. (1963): Zur Entstehung der oberdevonischen Kalkknollengesteine Thüringens. — Geologie, 12, 1009—1038, 23 Abb., 5 Tab., Berlin.
- HERITSCH, F. (1928): Tektonische Fragen im Karbon der Karnischen Alpen. — Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. Abt. I, 137, 303—338, 6 Abb., Wien.
- (1929): Die tektonische Stellung von Hochwipfeldfazies und Naßfeldfazies des Karbons der Karnischen Alpen. — Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. Abt. I, 138, 413—423, 4 Abb., Wien.
- (1936): Die Karnischen Alpen. Monographie einer Gebirgsgruppe der Ostalpen mit variszischem und alpidischem Bau. — 205 S., 4 Karten- und Profiltafeln, Graz.
- (1943): Das Paläozoikum. In F. HERITSCH & O. KÜHN: Die Stratigraphie der geologischen Formationen der Ostalpen. — 681 S., 14 Abb., Berlin, Gebrüder Borntraeger.
- HUCKENHOLZ, H. (1963): A contribution to the classification of sandstones. — Geol. Fören. Stockh. Förh., 85, 156—172, Stockholm.
- IRELAND, H. W. (1961): New phosphatic brachiopods from the Silurian of Oklahoma. — J. Paleont., 35, 1137—1142, Taf. 137, Tulsa/Oklahoma.
- JAEGER, H. & PÖLSLER, P. (1968): Bericht über die geologische Aufnahme des Findenigkofels (Monte Lodin) in den Karnischen Alpen (Kärnten). — Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 1967, 1 Abb., 149—155, Wien.
- JENTZSCH, I. (1962): Conodonten aus dem Tentakuliten-Knollenkalk (Unterdevon) in Thüringen. — Geologie, 11, 961—985, 4 Taf., Berlin.
- JONGMANS, W. J. (1938): Paläobotanische Untersuchungen im österreichischen Karbon. — Berg- und Hüttenm. Mh. 86/5, Wien.

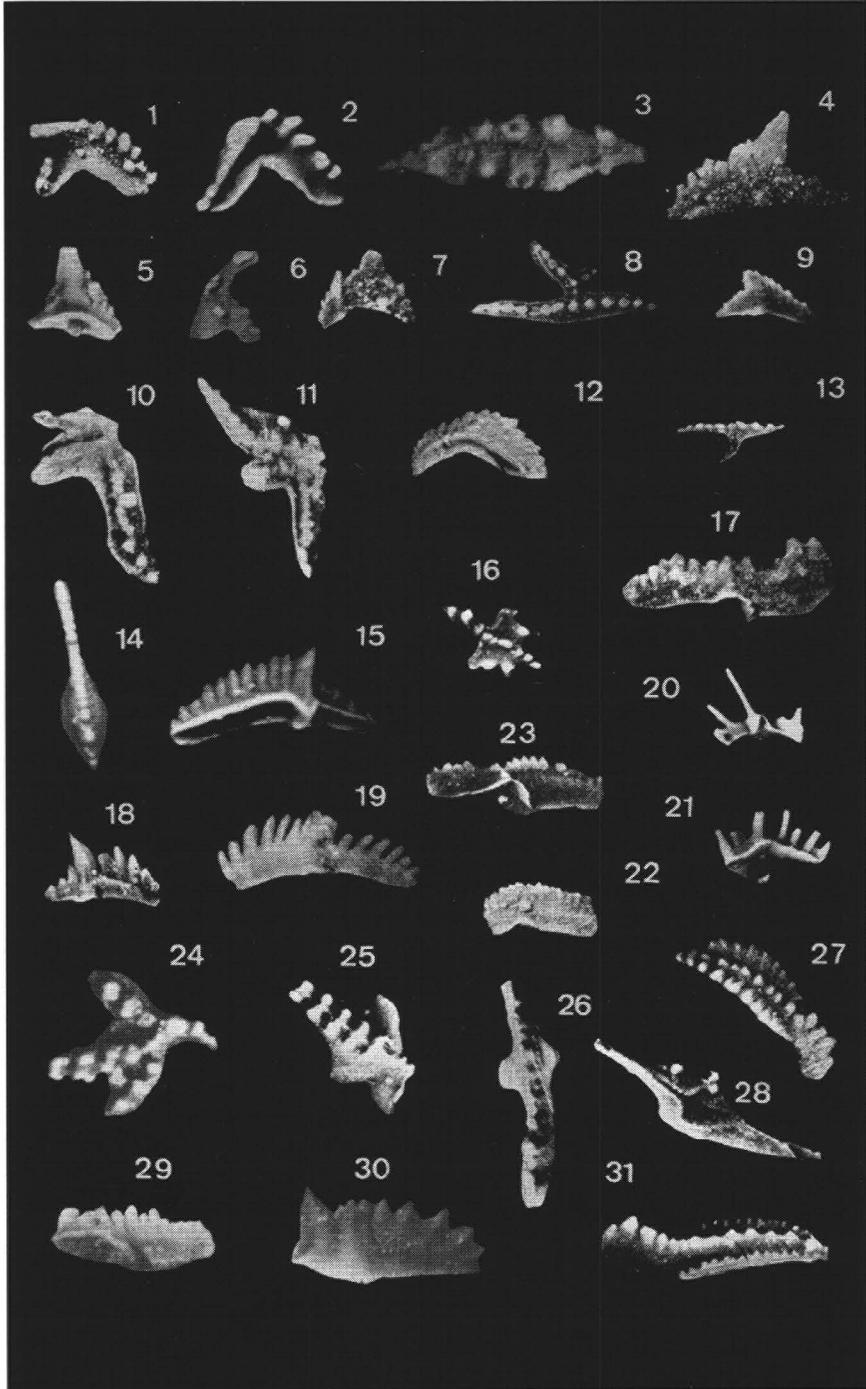
- KAHLER, F. & PREY, S. (1963): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen. — Geol. B. A., 115 S, 5 Taf., 26 Abb., 3 Tab., Wien.
- KAHLER, F. & METZ, K. (1955): Die Hochwipfelschichten der Karnischen Alpen. — Verh. Geol. B. A., H 4, 1955, 253—260, Wien.
- KNÜPFER, J. (1967): Zur Fauna und Biostratigraphie des Ordoviziums (Gräfenthaler Schichten) in Thüringen. — Freib. Forsch., C 220, 119 S., 19 Taf., 8 Abb., Leipzig.
- KRAUSE, P. G. (1906): Über das Vorkommen von Kulm in der Karnischen Hauptkette. — Verh. k. k. Geol. R. A., 1906, 64—68, Wien.
- KÜPPER, H. (1927): Jungpaleozoische Sedimentation und Orogenese im Bereiche der Karnischen Alpen. — N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beilagenband 57, Abt. B, 43—86, 4 Abb., Stuttgart.
- LINDSTRÖM, M. (1957): Two Ordovician conodont faunas found with zonal graptolites. — Geol. Fören. Stockh. Föhr., 79, 161—178, Stockholm.
- (1959): Conodonts from the Crug limestone (Ordovician, Wales). — Micropaleontology, 5, 427—452, 4 Taf., 3 Abb., New York.
- MANZONI, M. (1965): Fauna a conodonti del Siluriano e Devoniano delle Alpi Carniche (N. 1: M. Cocco, M. Lodin, M. Zermula, Val Bombaso, alta valle del Degano). — Giorn. Geol. (2), 33, 179—203, 1 Taf., 3 Tab., Bologna.
- METZ, K. (1932): Über eine Fauna aus den Hochwipfelschichten der Karnischen Alpen. — Anz. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 69, Nr. 21, 243, Wien.
- MOSTLER, H. (1968): Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 18, 1967, 89—150, 41 Abb., Wien.
- MÜLLER, K. J. (1956): Die Gattung *Palmatolepis*. Zur Kenntnis der Conodonten-Fauna des europäischen Devons, I. — Abh. senckenb. naturf. Ges., 494, 1—70, 11 Taf., 1 Abb., 2 Tab., Frankfurt.
- MÜLLER, K. J. (1959): Nachweis der *Pericyclus*-Stufe (Unterkarbon) in den Karnischen Alpen. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 90—94, Stuttgart.
- NEKHOROSHEV, W. (1936): Neue Funde von silurischen Bryozoen. — Transact. Centr. Geol. Prosp. Inst., 61, 1—12 (russ.), 12—40 (deutsch), 2 Tab., Moskau.
- ORB, R. W. & KLAPPER, G. (1968): Two new conodont species from Middle-Upper Devonian boundary beds of Indiana and New York. — J. Paleont., 42, 1066—1075, 2 Taf., 2 Abb., Tulsa/Oklahoma.
- PEI-YUAN CHEN (1968): A modification of sandstone classification. — J. Sed. Petrol., 38, 54—60, 2 Abb., Tulsa/Oklahoma.
- PELIZZER, R. & TOMADIN, L. (1962): Grauwacke e non tufi diabasici le rocce costituenti la gogaia dei Fleons-Cresta Verde nella Catena Paleocarnica. — Accad. Naz. dei Lincei, Ser. 8, 32, 1—8, 4 Abb., 1 Tab., 1 geol. Karte, Rom.
- PETTIJOHN, F. J. (1957): Sedimentary rocks. — (2. Aufl.), 718 S. (Edit. Harper & Brothers), New York.
- PÖLSLER, P. (1967): Geologie des Plöckentunnels der Ölleitung Triest—Ingolstadt (Karnische Alpen, Österreich/Italien). — Carinthia II, 77, 37—58, 4 Abb., 1 Tab., 1 Beil., Klagenfurt.
- (1969 a): Conodonten aus dem Devon der Karnischen Alpen (Findenigkofel, Österreich). — Jb. Geol. B. A., 112, Wien.
- (1969 b): Stratigraphie und Tektonik im N-Abfall des Findenigkofel (Silur bis Karbon; Karnische Alpen, Österreich). — Jb. Geol. B. A., 112, 3 Taf., 6 Abb., 7 Tab., 1 geol. Karte, Wien.
- REXROAD, C. B. (1967): Stratigraphy and Conodont Paleontology of the Brassfield (Silurian) in the Cincinnati Arch Area. — Dept. Nat. Res., Indiana Geol. Survey Bull., 36, 1—64, 2 Taf., 4 Abb., Bloomington.
- RHODES, F. H. T. (1953): Some British Lower Paleozoic conodont faunas. — Phil. Trans. Royal Soc. London, 237, 261—334, 4 Taf., 20 Abb., London.
- (1954): The zoological affinities of the conodonts. — Biol. Rev. Cambridge Phil. Soc., 29, 419—452, 4 Abb., Cambridge.
- ROLSER, J. (1968): Über biostratigraphisch belegtes Silur und altpaläozoischen Vulkanismus in Trögern (Karawanken). — Der Karinthin, 59, 53—56, Klagenfurt.

- SARNTHEIN, M. (1970, im Druck): Sedimentologische Hinweise auf die Untergrenze der Wellenwirkung im Persischen Golf. — Geol. Rundsch., 59, Stuttgart.
- SCHÖNLAUB, H. P. (1968): Vorbericht über conodontenstratigraphische Untersuchungen im Raume Bischofalm—Hoher Trieb (Karnische Alpen). — Anz. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 1968, 159—164, Wien.
- (1969): Conodonten aus dem Oberdevon und Unterkarbon des Kronhofgrabens (Karnische Alpen, Österreich). — Jb. Geol. B. A., 112, 3 Taf., 1 Abb., 2 Tab., Wien.
- SCHULZE, R. (1968): Die Conodonten aus dem Paläozoikum der mittleren Karawanken (Seeberggebiet). — N. Jb. Geol. Pal., Abh. 130, 133—245, 5 Taf., 18 Abb., 18 Tab., 1 Karte, Stuttgart.
- SELLI, R. (1963): Schema geologico delle Alpi Carniche e Giulie occidentali. — Giorn. Geol., (2), 30, 1—121, 7 Taf., Bologna.
- SERPAGLI, E. (1967): I conodonti dell'Ordoviciano superiore (Ashgilliano) delle Alpi Carniche. — Boll. Soc. Paleont. Italiana, 6, 30—111, Taf. 6—31, 8 Abb., Modena.
- SPJELDNAES, N. (1961): Ordovician climatic zones. — Norsk Geol. Tidsskr., 41, 45—77, 7 Abb., Bergen.
- (1967): The paleogeography of the Tethyan region during the Ordovician. — Syst. Assoc. Pub., 7, Aspects of Tethyan Biogeography (Edit. C. G. Adams & D. V. Ager), 45—57, 6 Abb.
- STACHE, G. (1874): Die Paläozoischen Gebiete der Ostalpen. — Jb. k. k. Geol. R. A., 24, 135—272, Taf. 6—8, Wien.
- STUR, D. (1856): Die geologischen Verhältnisse der Täler der Drau, Isel, Gail und Möll und der Umgebung von Lienz, ferner der Carnia im venetianischen Gebiete. — Jb. k. k. Geol. R. A., 7, 405—459, 3 Abb., 3 Profiltaf., Wien.
- THOMAS, L. A. (1949): Devonian-Mississippian formations of southeastern Iowa. — Geol. Soc. Amer., Bull., 60, 403—437, 4 Taf., New York.
- ULRICH, E. O. & BASSLER, R. S. (1926): A classification of the toothlike fossils, conodonts, with description of American Devonian and Mississippian species. — U. S. Nat. Mus., Proc., 63, 1—63, 11 Taf., Washington.
- VINASSA DE REGNY, P. (1910): Fossili ordoviciani del nucleo centrale Carnico. — Mem. Acc. Gioenia, 3, 48 S., 3 Taf., Catania.
- (1915): Ordoviciano e Neosilurico nei gruppi del Germula e del Lodin. — Boll. R. Com. Geol., 44, 1914, 295—308, 1 Taf., Rom.
- VINASSA DE REGNY, P. & GORTANI, M. (1908): Nuove ricerche geologiche sul nucleo centrale delle Alpi Carniche. — Atti della R. Acad. dei Lincei, Rendiconti, 1908, Rom.
- VOGES, A. (1959): Conodonten aus dem Unterkarbon I und II (*Gattendorfia*- und *Pericyclus*-Stufe) des Sauerlandes. — Paläont. Z., 33, 266—314, 3 Taf., 5 Abb., Stuttgart.
- WALLISER, O. H.: Conodonten aus dem oberen Gotlandium Deutschlands und der Karnischen Alpen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 85, 28—53, 3 Taf., 3 Abb., 1 Tab., Wiesbaden.
- (1962): Conodontenchronologie des Silurs (= Gotlandium) und des tieferen Devons mit besonderer Berücksichtigung der Formationsgrenze. — 2. internat. Arbeitstagung Silur/Devon-Grenze, Bonn-Bruxelles 1960, 281—287, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- (1964): Conodonten des Silurs. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 41, 106 S., 32 Taf., 10 Abb., 2 Tab., Wiesbaden.
- WELLER, J. M. (1957): Paleocology of the Pennsylvanian Period in Illinois and adjacent states. — Treatise on Marine Ecology and Paleocology, 2. Paleocology, Geol. Soc. Amer. Mem., 67, 325—364 (Edit.: H. S. Ladd).
- ZIEGLER, W. (1958): Conodontenfeinstratigraphische Untersuchungen an der Grenze Mitteldevon/Oberdevon und in der Adorfstufe. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 87, 7—77, 12 Taf., 7 Abb., 10 Tab., Wiesbaden.
- (1959): Conodonten aus Devon und Karbon Südwesteuropas und Bemerkungen zur bretonischen Faltung (Montagne Noire, Massiv von Mouthoumet, Spanische Pyrenäen). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 289—309, 3 Abb., 2 Tab., Stuttgart.

- ZEGLER, W. (1960): Conodonten aus dem Rheinischen Unterdevon (Gedinnium) des Remscheider Sattels (Rheinisches Schiefergebirge). — *Paläont. Z.*, 34, 169—201, 3 Taf., 2 Abb., 3 Tab., Stuttgart.
- (1962): Taxionomie und Phylogenie oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, 38, 166 S., 14 Taf., 18 Abb., 11 Tab., Wiesbaden.
- (1965): Eine Verfeinerung der Conodontengliederung an der Grenze Mittel/Ober-Devon. — *Fortschr. Geol. Rheinl. Westf.*, 9, 647—676, 6 Taf., 4 Abb., 5 Tab., Krefeld.

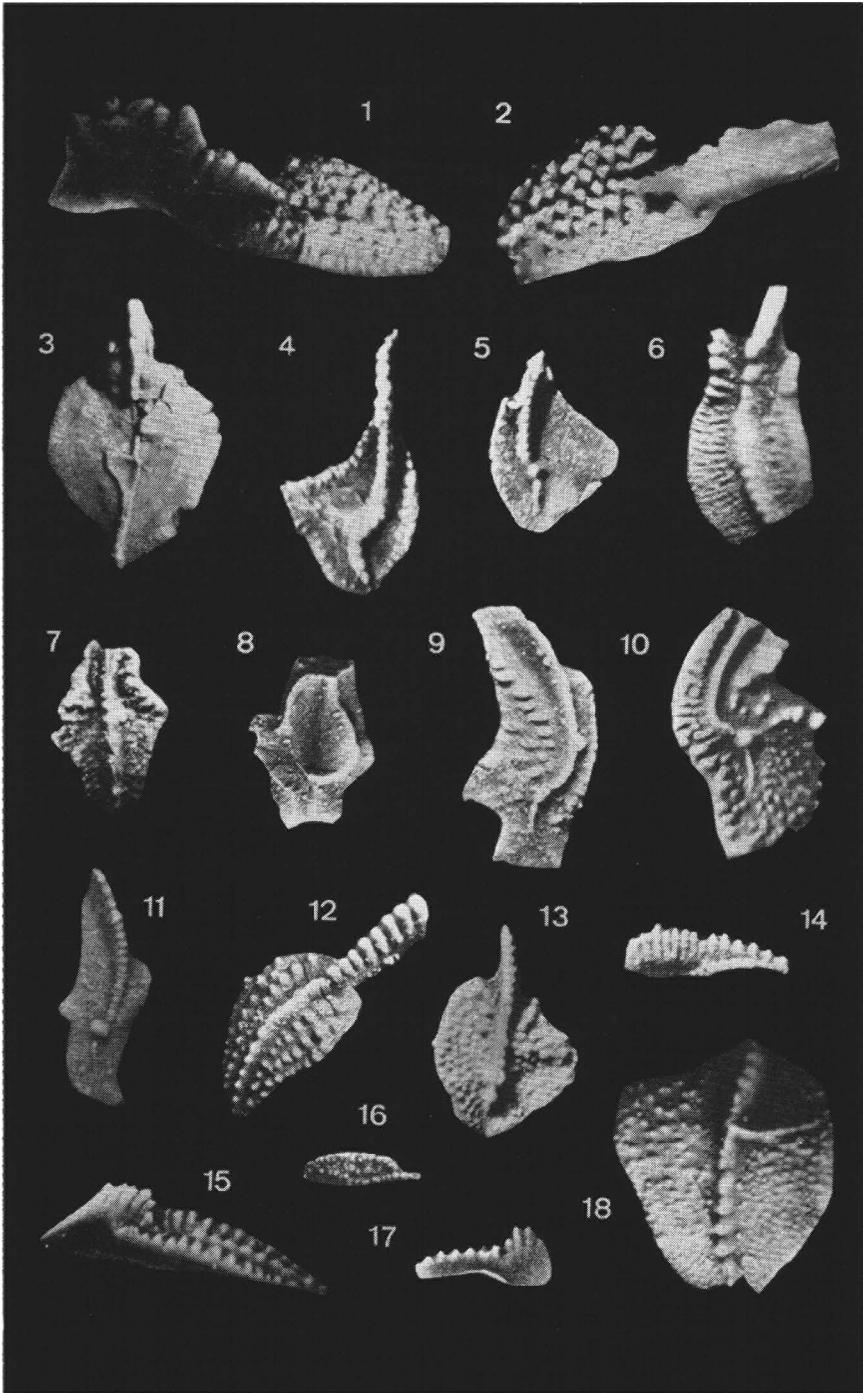
Tafel 1

- Fig. 1—2: *Ambalodus triangularis* BRANSON & MEHL 1933; Fig. 2: Form mit plattformartiger Verbreiterung der Äste; Hoher Trieb 252, 258 B.
- Fig. 3: *Icriodina irregularis* BRANSON & BRANSON 1947; Normalform ohne Ansatzpunkte für Seitensporne; Hoher Trieb 35 B.
- Fig. 4: *Ozarkodina pseudotypica* LINDSTRÖM 1959; Hoher Trieb 262.
- Fig. 5: *Carniodus carnulus* WALLISER 1964; Hoher Trieb 279.
- Fig. 6: ? *Neoproniodus brevirameus* WALLISER 1964; Hoher Trieb 36 B.
- Fig. 7: *Carniodus carnicus* WALLISER 1964; Form mit spitz zulaufenden Enden der Äste; Hoher Trieb 278.
- Fig. 8: *Pteropathodus amorphognathoides* WALLISER 1964; charakteristische Form mit Seiten- und Hinterast; Hoher Trieb 278.
- Fig. 9: *Ozarkodina edithae* WALLISER 1964; Hoher Trieb 275.
- Fig. 10—11: *Amorphognathus ordovicica* BRANSON & MEHL 1933; unvollständige Exemplare; Hoher Trieb 252 A, 36 B.
- Fig. 12: ? *Carniodus carinthiacus* WALLISER 1964; Hoher Trieb 278.
- Fig. 13: *Spathognathodus pennatus procerus* WALLISER 1964; Exemplar mit geknicktem Seitenast; Hoher Trieb 278.
- Fig. 14: *Spathognathodus sagitta sagitta* WALLISER 1964; Hoher Trieb 275.
- Fig. 15: *Ozarkodina gaertneri* WALLISER 1964; Hoher Trieb 278.
- Fig. 16: *Kockelella variabilis* WALLISER 1957; kleine Form mit ausgedehnter Basis; Hoher Trieb 274.
- Fig. 17: *Spathognathodus primus* (BRANSON & MEHL 1933); Form aus der *eastein-hornensis*-Zone; Hoher Trieb 48.
- Fig. 18: *Ozarkodina adiutricis* WALLISER 1964; charakteristische Form mit kräftigem Hauptzahn; Hoher Trieb 278.
- Fig. 19: *Ozarkodina jaegeri* WALLISER 1964; Hoher Trieb 383.
- Fig. 20—21: *Ozarkodina ortuformis* WALLISER 1964; Fig. 21: extremes Exemplar, *O. ortus* nahestehend; Hoher Trieb 203, 288.
- Fig. 22: *Ozarkodina fundamentata* (WALLISER 1957); Hoher Trieb 197.
- Fig. 23: *Spathognathodus inclinatus inflatus* WALLISER 1964; Form mit weit aufgeblähter Basalgrube; Hoher Trieb 198.
- Fig. 24: *Icriodus pesavis* BISCHOFF & SANNEMANN 1958; Hoher Trieb 216.
- Fig. 25: *Icriodus woschmidti* ZIEGLER 1960; gedrungene Form mit verschmolzenen Zahnreihen; Hoher Trieb 207.
- Fig. 26: *Spathognathodus sannemanni sannemanni* BISCHOFF & ZIEGLER 1957; Hoher Trieb 159.
- Fig. 27—28: *Schmidognathus pietzneri* ZIEGLER 1965; Fig. 28: Unterseite mit stark erweiterter Basalgrube; Hoher Trieb 159.
- Fig. 29: *Spathognathodus* cf. *snajdri* WALLISER 1964; Exemplar mit flacher, halbkreisförmiger Basalgrube; Hoher Trieb 198.
- Fig. 30: *Pelekysgnathus serrata* JENTZSCH 1962; Form mit fächerartiger Zähnenanordnung und tropfenförmiger Basalgrube; Hoher Trieb 107.
- Fig. 31: *Polygnathus kluepfeli* WITTEKINDT 1965; Hoher Trieb 102.



Tafel 2

- Fig. 1—2: *Schmidtnognathus peracuta* ZIEGLER 1965; Hoher Trieb 159.
- Fig. 3, 13: *Palmatolepis? disparalvea* ORE & KLAPPER 1968; Fig. 3: Form mit typischer Basalgruben-Falte ohne Lobus; Fig. 13: charakteristische Form mit asymmetrischer Plattform; Hoher Trieb 159.
- Fig. 4: *Palmatolepis delicatula clarki* ZIEGLER 1962; Hoher Trieb 396.
- Fig. 5: *Palmatolepis delicatula delicatula* BRANSON & MEHL 1934; Hoher Trieb 232.
- Fig. 6: *Polygnathus obliquicostata* ZIEGLER 1962; Hoher Trieb 395.
- Fig. 7—8: *Pseudopolygnathus cf. marburgensis* BISCHOFF & ZIEGLER 1956; Fig. 8: unvollständig erhaltene Aboralseite der Fig. 7; Hoher Trieb 430.
- Fig. 9: *Palmatolepis rugosa ampla* MÜLLER 1956; Form mit deutlich nach hinten gerichteten Innenlappen; Hoher Trieb 456.
- Fig. 10: *Palmatolepis rugosa trachytera* ZIEGLER 1960; Hoher Trieb 123.
- Fig. 11: *Palmatolepis helmsi* ZIEGLER 1962; Form mit schwach entwickelten Innenlappen; Hoher Trieb 477.
- Fig. 12: *Polygnathus nodocostata nodocostata* BRANSON & MEHL 1934; Hoher Trieb 360.
- Fig. 14: *Polygnathus glabra glabra* ULRICH & BASSLER 1926; kleineres Exemplar; Hoher Trieb 477.
- Fig. 15, 17: *Scaphignathus velifera* ZIEGLER 1962; Fig. 15: typische, adulte Form, Fig. 17: juveniles Exemplar; Hoher Trieb 395.
- Fig. 16: *Polygnathus diversa* HELMS 1959; charakteristische, kleine Form in der Aufsicht; Hoher Trieb 477.
- Fig. 18: *Polygnathus styriaca* ZIEGLER 1957; ausgewachsene, stark beknotete Form mit einer gespaltenen Radialleiste; Hoher Trieb 478.



GEOLOGISCHE KARTE DER UMGEBUNG DES HOHEN TRIEB

Profilserie 1-4

NNE

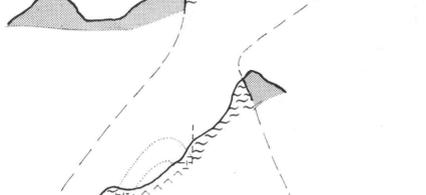
SSW

1

2

3

4



LEGENDE

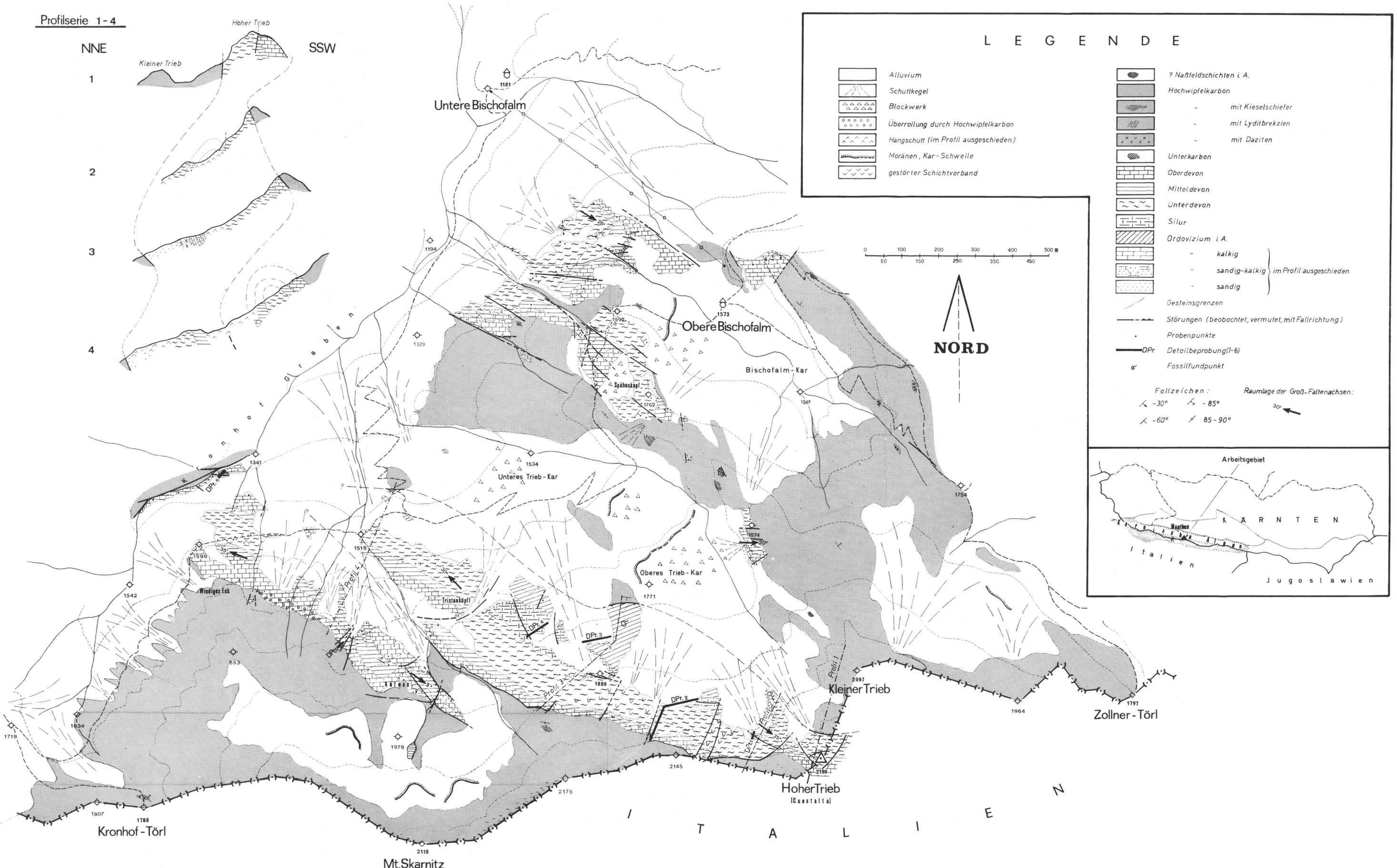
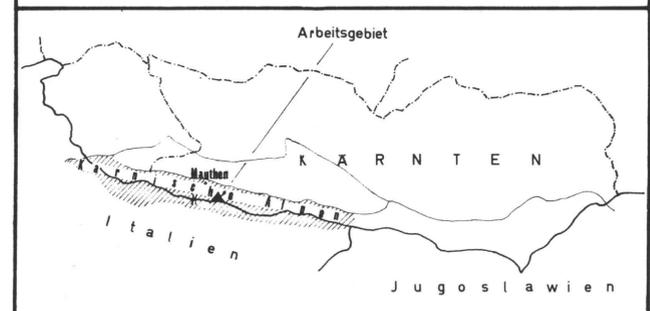
- | | | | |
|--|--------------------------------------|--|--|
| | Alluvium | | ? Naßfeldschichten i. A. |
| | Schuttkegel | | Hochwipfelkarbon |
| | Blockwerk | | - mit Kieselschiefer |
| | Überrollung durch Hochwipfelkarbon | | - mit Lyditbrekzien |
| | Hangschutt (im Profil ausgeschieden) | | - mit Daziten |
| | Moränen, Kar-Schwelle | | Unterkarbon |
| | gestörter Schichtverband | | Oberdevon |
| | | | Mitteldevon |
| | | | Unterdevon |
| | | | Silur |
| | | | Ordovizium i. A. |
| | | | - kalkig |
| | | | - sandig-kalkig |
| | | | - sandig |
| | | | Gesteinsgrenzen |
| | | | Störungen (beobachtet, vermutet, mit Fallrichtung) |
| | | | Probenpunkte |
| | | | DPr Detailbeprobung (1-6) |
| | | | Fossilfundpunkt |



NORD

Fallzeichen: \swarrow -30° \searrow -85°
 \swarrow -60° \searrow 85-90°

Raumlage der Groß-Faltenachsen: \swarrow 30°



Die Lithofazies im Ordovizium und im tiefsten Silur am Hohen Trieb

