

Das Paläozoikum zwischen Röthelstein und Gams bei Frohnleiten^{1.)}

Von Werner TSCHELAUT

Mit 6 Abbildungen, 10 Tabellen und 3 Tafeln (im Text)

Eingelangt am 30. März 1984

Zusammenfassung: Das aus der basalen Gschwendt-Decke, der Hackensteiner Formation als Teil der Laufnitzdorfer Decke und der hangenden Hochlantsch-Decke bestehende Paläozoikum zwischen Röthelstein und Gams bei Frohnleiten ist gegen das Gleinalm-Kristallin, abgesehen vom Schiffall-Nordabfall, wo eine flache SW-fallende Überschiebungsfläche vorliegt, durch ein jüngerer, postgosauisches, mittelsteil bis steil gegen SE einfallendes Störungssystem, in welches das kretazische Gams/Bärenschtütz-Konglomerat einbezogen ist, begrenzt. Durch dieses System ist auch der Deckenbau stark in Mitleidenschaft gezogen. Die in der Gschwendt-Decke auftretende Frohnleitner Falte zeigt durch ihre Achsenlage (flach gegen NE abtauchend) gute Übereinstimmung mit den Faltenachsen der Hochlantsch-Decke, wodurch Falten- und Deckenbau als gleichzeitig betrachtet werden können. Die Aufschiebung des Grazer Paläozoikums auf das Mittelostalpin wird durch die Position des Gams/Bärenschtütz-Konglomerates am Schiffall-Nordabfall als frühestens spätgosauisch angenommen.

Einleitung

Im Zuge der Neuaufnahme des Grazer Paläozoikums durch das Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Graz wurde das Gebiet zwischen Gams bei Frohnleiten und Röthelstein neu bearbeitet. Dabei konnte im Gegensatz zu den bisherigen Vorstellungen (JESENKO 1949) ein Deckenbau nachgewiesen werden, bestehend aus der basalen, unter- bis mitteldevonen Gschwendt-Decke, der silurisch bis unterdevonen Hackensteiner Formation als Teil der Laufnitzdorfer Decke und der hangenden Hochlantsch-Decke.

Diese Decken sind um eine NE streichende Achse verfaltet und durch am N-Rand des Paläozoikums auftretende Randstörungen unter Einbeziehung des oberkretazischen Gams/Bärenschtütz-Konglomerates verschuppt.

Das Conodontenmaterial ist in der Typensammlung des Institutes für Geologie und Paläontologie der Universität Graz (UGP Nr. 2908) hinterlegt.

Stratigraphische und lithologische Gliederung

Die Gschwendt-Decke

Die Gschwendt-Decke besteht aus einer meist fossiliferen Wechselfolge verschiedener Kalke und Sandsteine, in die gelegentlich Tonschiefer, Dolomite und Vulkanite eingeschaltet sind.

1.) Beitr. geol. Karte Graz Nr. 28

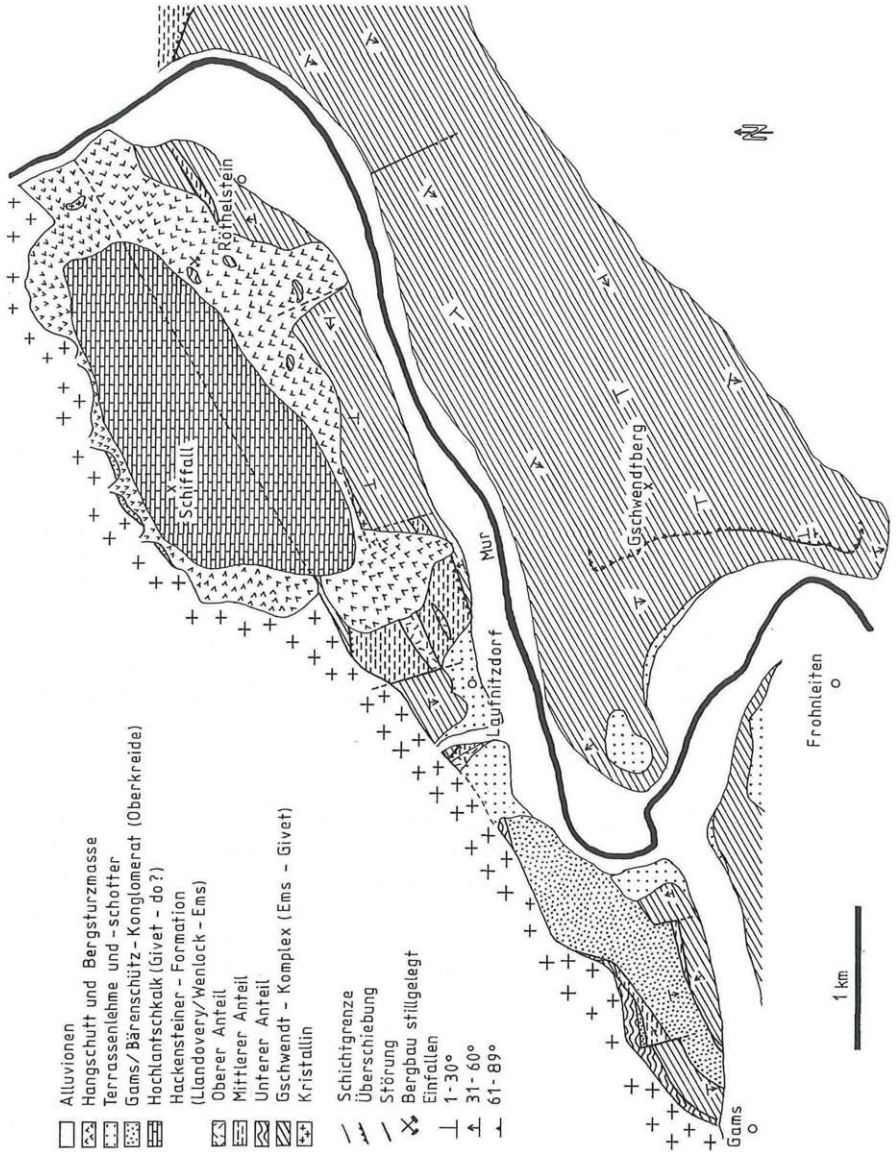


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des Gebietes zwischen Röthelstein und Gams bei Frohnleiten.

Da die primäre Schichtfolge nicht geklärt werden konnte, wird die Einheit als Gschwendt-Komplex i. S. von HEDBERG 1976 bezeichnet.

Der Versuch, diesen am Gschwendtberg mindestens 500 m mächtigen Komplex zu gliedern, scheiterte an der Einförmigkeit bzw. dem auffallend raschen lateralen Gesteinswechsel, wobei nur die Biogenschuttkalke ein auskartierbares Ausmaß aufweisen.

Nachteilig wirkt sich ferner aus, daß die wenigen biostratigraphischen Fixpunkte ungleich über das Gebiet verteilt sind, wodurch zwar der ungefähre zeitliche Umfang

(Unterdevon – Mitteldevon) des Komplexes, nicht jedoch die Frage, ob Schichtwiederholungen vorliegen, bekannt ist.

Eine zusätzliche Schwierigkeit liegt darin, daß die primäre Lagerung infolge schieferungsbedingter Überprägungen z. T. nicht erkennbar ist.

Zur Charakteristik des im Bereich zwischen Gams und Röthelstein mindestens 250 bis 300 m mächtigen Gschwendt-Komplexes sei auf die in Abb. 2 und 3 gebrachten Profile verwiesen.

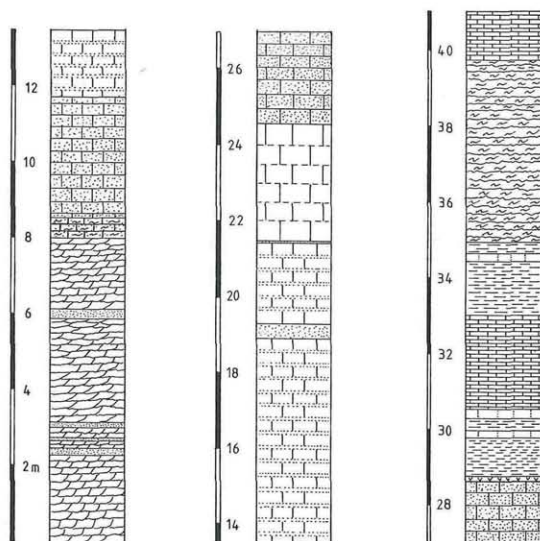


Abb. 2: Teilprofil auf 550 m Höhe aus dem entlang der auf den Gschwendtberg führenden Forststraße aufgeschlossenen Straßenprofil. Legende siehe Seite 22.

a.)

b.)

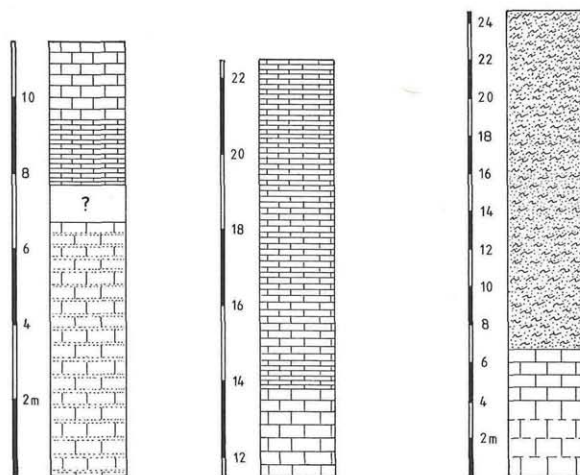


Abb. 3: a: Teilprofil auf 590 m Höhe. Legende siehe Seite 22.

b: Teilprofil auf 615 m Höhe. Legende siehe Seite 22.

LEGENDE zu den Abbildungen 2 und 3:

- | | | |
|-----|---|---|
| m.) |  | bräunlichgraue, unregelmäßig wellig brechende, stark sandige Kalke mit Tonflaserung |
| l.) |  | unregelmäßig plattig brechende, stark sandige Kalke mit Serizitbildungen auf den Schichtflächen |
| k.) |  | kompakter, grauer bis graublauer Kalk |
| j.) |  | bräunlich- bis bläulichgraue, plattig brechende Kalke z.T. mit Feinlamination und Serizitbildungen auf den Schichtflächen |
| i.) |  | grobklastische, ? vulkanitische Einschaltung |
| h.) |  | dunkelblaue, grobgebankte Kalke |
| g.) |  | rosa bis hell-bläuliche, gebankte bis massige Kalke |
| f.) |  | weißliche bis rosafarbene, reine, grobkristalline Kalke mit wenige cm bis einige dm mächtigen, sandigen Zwischenlagen |
| e.) |  | bräunlichgraue, stark sandige, massige Kalke |
| d.) |  | graublaue, tonflaserige Sandsteine |
| c.) |  | massige, sandige Kalke mit Tonflaserung |
| b.) |  | braune Silt- und Sandsteinlagen |
| a.) |  | graublaue, geschieferte Kalke mit linsigen bis flaserigen sandigen Einschaltungen |

Ergänzend zur Legende sei zu einzelnen Gesteinstypen bemerkt:

- ad a) Dieser Typ nimmt die Hauptmasse der im Gschwendt-Komplex vertretenen Gesteine ein. Es handelt sich um nahezu biogenfreie (nur selten Echinodermaten), geschieferte Kalke, in deren rekristallisierter kalzitischer Grundmasse korrodierte Quarz- und Feldspatkörner des Grobsilt- bis Feinsandbereiches, Hellglimmer und Pyrite auftreten (unter 10 % des Modalbestandes einnehmend). Den Kalken sind einige mm bis wenige cm mächtige, selten auch wenige dm mächtige, graubraune Silt-Sandsteinlagen zwischengeschaltet. Die primäre Wechsellagerung ist jedoch nur gelegentlich klar erkenntlich, da die siltig-sandigen Partien meist stark zerschert sind und als Linsen bzw. Flasern vorliegen.
- ad c) In den tonflaserigen Kalken nehmen die extrem stark korrodierten Quarz- und Feldspatkörner, die in einer kalzitischen Matrix liegen, etwa 40 % des Modalbestandes ein. Mehr oder weniger ss // finden sich maximal 1 mm dünne Tonlagen und -schmitzen.
- ad d) In den tonflaserigen Sandsteinen lassen sich die im Siltbereich liegenden Quarzkörner infolge der äußerst starken Lösungserscheinungen nur undeutlich gegen die kalzitische Matrix abgrenzen. Ihr Anteil am Modalbestand wird auf 55 bis 60 % geschätzt. Kennzeichnend für die Sandsteine sind schichtparallele, gewellte Tonflaseren.
- ad f) Die Grobkörnigkeit ($\varnothing$ der Kalzitkristalle um 40 my) der schwach (2 %) quarzsandführenden Kalke dürfte sekundären Ursprungs sein und auf der Rekristallisation einer mikritischen, tonarmen Matrix beruhen. Im Bereich von z. T. stylolithisch überprägten, feinen Tonflasern ist die Grundmasse wesentlich feinkörniger ausgebildet.

det. Neben den unregelmäßig verstreuten, stark korrodierten Quarzkörnern treten noch akzessorisch Hellglimmerblättchen und Pyrit auf.

- ad i) In der 8 cm mächtigen, auffallend grobklastischen Lage treten über 1 mm große idiomorphe Feldspatkristalle auf, die auf eine vulkanische Beeinflussung hinweisen.
- ad j) Die plattigen Kalke werden von einer unterschiedlich stark rekristallisierten kalzitischen Matrix aufgebaut und führen in wechselndem Maße detritischen Quarz (z. T. mehr oder minder lagenförmig auftretend und maximal 10 % des Modalbestandes einnehmend). Das feinlaminierte Aussehen und den plattigen Bruch verdankt das Gestein stylolithisch überprägten, ss-parallelen Tonlagen, an denen es zu Hellglimmerneubildungen kommt.
- ad l) Neben reichlich (um 35 %) vertretenen Quarz- und Feldspatkörnern des Grobsilt- und Feinsandbereiches finden sich in den grobkörnigen Kalken (Kristallgröße durchschnittlich über 30 μm) vereinzelt angelöste Echinodermatenreste in Form von Einkristallen.
- ad m) Für die Kalke, in denen dicht gepackt (Punkt- und Suturekontakte) überaus stark korrodierte Quarzkörner des Grobsilt-Feinsandbereiches liegen, sind ss // verlaufende, gewellte Tonfasern, bestehend aus einem eng verfilzten tonig-feinglimmerigen Gefüge mit opaker Substanz charakteristisch. Der Abstand zwischen den Tonfasern beträgt zwischen 1 und 3 cm.

Gelegentlich treten in dieser Entwicklung maximal wenige Meter mächtige, graue, gelblichbraun verwitternde, grobgebankte Sandsteine, Dolomitsandsteine bzw. Quarzwacken mit Dolomitmatrix auf.

Bei den vor allem in der Umgebung von Röthelstein auftretenden Biogenschuttkalken des Emsium handelt es sich um eine mindestens mehrere 10er Meter mächtige Entwicklung. Ihre Position innerhalb des Gschwendt-Komplexes ist nicht eindeutig zu eruieren, doch dürfte mit ihnen zumindest im Emsium eine fazielle Vertretung der früher beschriebenen Folge vorliegen. Die massigen bis geschichteten grauen Kalke und im cm-Bereich gebankten braunen Mergel sind durch eine reiche Führung von Echinodermaten, Bruchstücken diverser Korallen (massive Tabulaten, Heliolithen und Rugosen) dendroide Amphiporen und Schalenreste ausgezeichnet. Die Klaste erreichen z. T. bis zu 10 cm Größe.

Vulkanite: Als maximal 10 m mächtige und lateral nicht weiter verfolgbare Einschaltungen finden sich verschiedentlich Vulkanite, deren altersmäßige Einstufung unklar ist.

Die massigen, dunkelgrünen, gefleckten, grobkörnigen Gesteine bestehen aus einer sekundär gebildeten, kryptokristallinen Grundmasse aus Chlorit, Serizit und Karbonat. In dieser liegen bis zu 4 mm große, z. T. idiomorphe, tafelige, z. T. aber auch nur noch reliktiert erhaltene Feldspatkristalle. Die stark zersetzten (serizitisierten und karbonatisierten) und zerbrochenen Einsprenglinge nehmen geschätzt 55 % des Modalbestandes ein. Untergeordnet (unter 10 %) treten um 1 mm große Chloritflatschen (zerfranst ausgezogene Formen) auf. Auffallend ist der hohe Gehalt an Erzen (geschätzt 15 %), bei denen es sich überwiegend um bis 0,7 mm große Titanomagnetit-Skelettkristalle handeln dürfte. Nach der von SCHMID 1981 hinsichtlich der Komponenten Zusammensetzung von Tuffen getroffenen Einteilung, handelt es sich um einen Kristalltuff.

Abgesehen von den Biogenschuttkalken waren von den auf Conodonten untersuchten Proben nur vier fündig. Bei diesen handelt es sich durchwegs um im cm- bis dm-Bereich gebankte, blaue, z. T. bräunlichgraue, reichlich Echinodermatenreste führende Kalke.

Aufgrund ihrer Fauna (Tab. 1) ist am N- und S-Hang des Gschwendtberges (Pr. Sch 10 und Ty 18) sowie im Tyrnauergraben nahe der Ortschaft Schrems (Pr. Pir 1) U-Devon (Emsium) bzw. ca. 250 m nordwestlich des Wetterbauersattels (Pr. Heu 2) M-Devon (Givetium) belegt.

	Ty18	Sch10	Pir1	Heu2
<i>Pandorinellina steinhornensis telleri</i> (Pa)	x	x		
<i>Pan. st. steinhornensis</i> (Pa)	x			
<i>Pan. sp.</i> (Pa)	x		x	
<i>Polygnathus dehiscens vel gronbergi</i> (Pa)	x		x	
<i>P. gronbergi</i> (Pa)			x	
<i>P. cf. perbonus</i> (Pa)			x	
<i>P. timorensis</i> (Pa)				x
<i>P. linguiformis linguiformis</i> (Pa)				x
<i>P. l. ssp.</i> (Pa)				x
<i>P. ex gr. "P. varcus"</i> (Pa)				x
<i>P. sp.</i> (Pa)	x		x	
<i>Ozarkodina excavata excavata</i> (Pa)			x	
<i>Icriodus brevis</i> (I)				x
<i>I. sp.</i> (I)		x		
<i>Einzahn indet.</i>	x			x
<i>Gen. indet.</i>		x	x	x

Tab. 1: Conodonten des Gschwendt-Komplexes.

Im Gegensatz dazu ist die Conodontenhäufigkeit (ausschließlich Icrioden und Einzahnformen) in den Biogenschuttkalken mit durchschnittlich 10 Exemplaren pro kg recht gut. Die in Tab. 2 angeführte Fauna der Biogenschuttkalke bei Rötzelstein (Pr. Rö 9, Rö 10, Rö 20/2) und Rothleiten (Pr. Gam 26) ermöglicht eine Einstufung ins U-Ems.

	Rö9	Rö10	Rö20/2	Gam26
<i>Icriodus curvicauda</i> (I)	x	x	x	
<i>I. huddlei celtibericus</i> (I)	x			
<i>I. bilatericrescens cf. bilatericrescens</i> (I)				x
<i>I. sp.</i> (I)	x	x	x	x
<i>Einzahn indet.</i>	x	x		x

Tab. 2: Die Conodonten aus den Biogenschuttkalken.

Für eine Interpretation des Faziesraumes fehlen, abgesehen von den Biogenschuttkalken, die als Bildungen eines gut durchlichteten, bewegten, offen marinen Flachwasserraumes gedeutet werden können, fazieskritische Merkmale.

Die Conodontenarmut spricht gegen eine pelagische Fazies. Nach dem für das Mitteldevon aufgestellten Conodontenbiofaziesmodell von CHATTERTON 1976 kann durch das gemeinsame Auftreten von *Icriodus* und *Polygnathus*-Formen auf einen flachen, offen marinen Bereich geschlossen werden. Die Dominanz von icriodiniformen Elementen in den Biogenschuttkalken ist für einen bewegten Flachwasserbereich charakteristisch (WEDDIGE & ZIEGLER 1976).

Daß dieser auffallende, lebensfeindliche Faziesraum (starkes Zurücktreten von Makrofossilien) größere Verbreitung hat, zeigt das Auftreten identer Folgen innerhalb der Heuberg-Decke, wo diese Gesteine als Bildung eines subtidalen Ablagerungsraumes mit periodischer Schüttung von feinklastischem Material interpretiert wurden (ZIER 1982).

Im Gegensatz zu dem Kalkschiefer-Komplex nördlich des Hochlantsch (THALHAMMER 1982) fehlen dem Gschwendt-Komplex dunkle, phyllitische Schiefer. Dafür zeigt sich eine örtliche Quarzsandstreuung. Diese Quarzsandführung in den Biogenschuttkalken weist auf einen engen faziellen Konnex zwischen letzterer und der ansonsten monotonen, sandig-kalkigen Entwicklung hin, für die zusammenfassend ein subtidaler Ablagerungsraum mit wechselnden Strömungsverhältnissen (Kalkschlamm und Feinklastika) und teilweise reduzierenden Bedingungen (bituminöse Kalke) angenommen wird. Hierbei dürften an der Bildung der Biogenschuttkalke Strömungen beteiligt gewesen sein.

Die Laufnitzdorfer Decke

Das zwischen Gschwendt-Decke und Hochlantsch-Decke auftretende Element wird als Laufnitzdorfer Decke bezeichnet. Sie stellt eine Faziesdecke dar, die stratigraphisch einen Teil der Laufnitzdorfer Gruppe umfaßt. Von dieser (vgl. GOLLNER et al. 1982) tritt zwischen Gams und Röthelstein nur die Hackensteiner Formation auf. Sie überlagert mit geringer Winkeldiskordanz die Gschwendt-Decke, bzw. liegt, wo diese tektonisch amputiert ist, direkt auf Kristallin. Ihre primäre Mächtigkeit dürfte etwa 150 m betragen. Der zeitliche Umfang reicht von der Grenze Llandovery/Wenlock bis in das Oberems. Die Formation läßt sich lithologisch in einen unteren, vulkanitischen Anteil, einen mittleren, überwiegend klastischen und einen oberen, karbonatischen Anteil gliedern (GOLLNER et al. 1982).

Das Problem der Erstellung eines Typusprofils lag darin, daß kein, die gesamte Folge umfassendes Profil gefunden werden konnte, wodurch sich das Problem der Korrelation von zumeist schlecht aufgeschlossenen Detailprofilen ergab. Diese Korrelation wurde durch conodontenstratigraphische Daten möglich. Problematisch erwiesen sich formationsinterne, tektonische Komplikationen sowie die oft unklaren Lagerungsverhältnisse, die vielfach keine genauen Mächtigkeitsangaben ermöglichten, sodaß diese besonders für den mittleren Anteil nur geschätzt werden konnten.

Da die Folge bereits in GOLLNER et al. 1982 beschrieben wurde, werden im folgenden nur ergänzende Bemerkungen gebracht.

Unterer Anteil

Vulkanite: Bei den basalen Vulkaniten handelt es sich um massige Grüngesteine mit teils dunkelblauen, teils weißen, bis zu 3 mm großen, rundlichen bis ovalen Hohlraumfüllungen. Sie wurden erstmals von F. HERITSCH 1913 erwähnt und von HÖLLER 1960 als Diabasmandelsteine beschrieben.

In einem dichten Chloritfilz, der mit feinkörnigem Leukoxen durchsetzt ist, treten zwei Generationen von Feldspäten auf. Zum einen liegen meist um 0,07 mm große Feldspatäpfelchen vor, die ein intersertales Gefüge aufweisen und als Spätausscheidungen betrachtet werden können, zum anderen handelt es sich um Feldspateinsprenglinge, die Größen von wenigen mm erreichen. Auffallend sind allgemein isometrische bis schwach verlängerte Blasen Hohlräume (Mandeln), die unterschiedliches Füllmaterial aufweisen. Einerseits liegen kalzitgefüllte (häufig als Einkristall) Mandeln – gelegentlich mit einem randlich auftretenden, faserigen Chloritsaum vor, andererseits tritt in den Mandeln Chlorit in Form radial- bzw. divergentstrahliger Fasern oder feinkörniger Chloritaggregate auf. Bei einigen Hohlräumen findet sich neben Kalzit und Chlorit zusätzlich noch Quarz als Füllmaterial.

Eng verbunden mit den Diabasmandelsteinen sind massige, weißgrün gesprenkelte, bräunlich verwitternde Gesteine. Bei diesen handelt es sich um Lapillituffite, wobei die

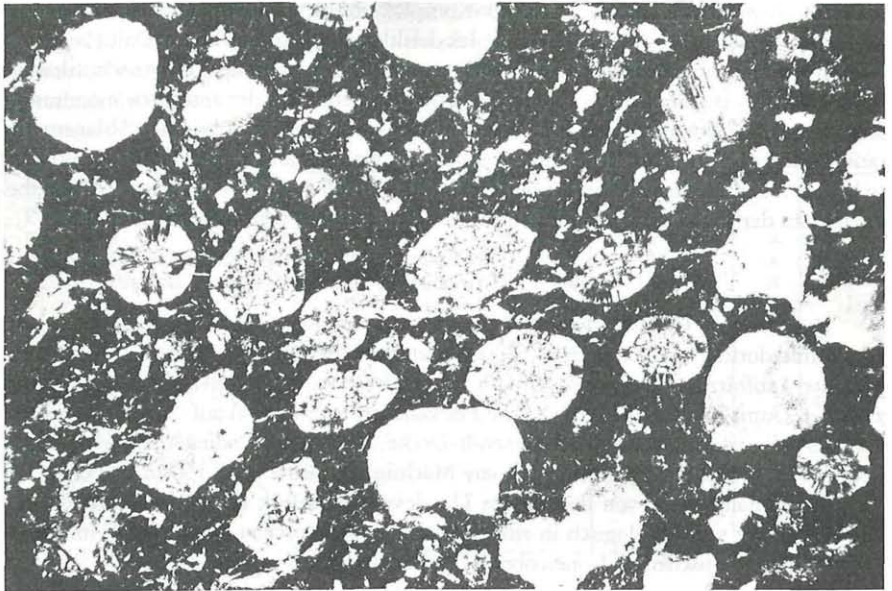


Abb. 4: Diabasmandelstein unter gekreuzten Nicols.

Auswürflinge im wesentlichen den zuvor beschriebenen Diabasmandelsteinen entsprechen. Zwischen den Lapilli tritt Karbonat, welches ausschließlich in Form von grobspätigem Kalzitcement vorliegt, auf.

Durch das lokal stärkere Zurücktreten der pyroklastischen Fragmente (unter 10 %) kommt es zur Ausbildung tuffitischer Kalke. Die Lapilli liegen in einer sparitischen Grundmasse, in welcher sich Crinoidenreste bis 4,1 mm Größe finden.

Kalke: An Kalken können in lithologischer und stratigraphischer Hinsicht zwei Typen unterschieden werden:

Bei den ältesten handelt es sich um graue, crinoidenreiche Kalke, die mehrere cm bis wenige m mächtige linsenförmige Einschaltungen in den Vulkaniten bilden. Sie sind nur dort, wo sie mindestens mehrere dm mächtig sind, frei von vulkanogener Beeinflussung. Es handelt sich um schlecht ausgewaschene Biosparite, die zahlreiche, gut erhaltene Conodonten lieferten (Tab. 3).

Durch das gemeinsame Auftreten der Conodontenapparate

Pterospathodus amorphognathoides (WALLISER, 1964), amorphognathoides-Zone – Taf. 1, Fig. 1 und 4

Pterospathodus pennatus procerus (WALLISER 1964), amorphognathoides-Zone – Taf. 1, Fig. 3

Kockelella ranuliformis (WALLISER, 1964), amorphognathoides-amsdeni-Zone – Taf. 1, Fig. 7 und 8

Carniodus carnulus (WALLISER, 1964), amorphognathoides-Zone – Taf. 1, Fig. 2

Ozarkodina polinclinata (NICOLL & REXROAD, 1969), amorphognathoides-Zone können die Kalke in die amorphognathoides-Zone gestellt werden.

Als zweiter Kalktyp finden sich im höheren Abschnitt des Unteren Anteils im cm- bis dm-Bereich gebankte, stark von Kalzitadern durchzogene Kalke, bei denen es sich um biogenführende Floatstones handelt. An Komponenten finden sich im Schliff Bryozoen, die

	Ebe 2	Ebe 4	Ebe 5	Ebe 7	Gam 18	Gam 21	Rat 1	Rat 21
Pterospathodus amorphognathoides (Pa)	x	x	x	x	x			x
Pterospathodus amorphognathoides (Pb)		x	x	x	x	x		
Pterospathodus amorphognathoides (M)					x			
Pterospathodus amorphognathoides (S)					x			
Pterospathodus pennatus procerus (Pa)	x	x					x	
Kockelella ranuliformis (Pa)	x		x			x	x	x
Kockelella ranuliformis (Pb)			x					
Kockelella ranuliformis (Sa)		x	x		x	x	x	x
Kockelella ranuliformis (Sb)			x			x	x	
Kockelella ranuliformis (Sc)		x	x	x	x	x	x	
Kockelella ranuliformis (M)		x						
Carniodus carnulus (Pb)	x		x		x	x		
Carniodus carnulus (Sa)						x		
Carniodus carnulus (Sb)		x	x					
Carniodus carnulus (Sc)								
Ozarkodina polinclinata (Pa)					x		x	
Einzahn indet.		x	x	x	x	x	x	x
Gen. indet.		x		x			x	

Tab.3: Die Conodonten in der amorphognathoides-Zone aus den linsenförmig in den Vulkaniten eingeschalteten Kalken.

vermutlich der Ordnung Trepostomata angehören, Schalen unbekannter Zugehörigkeit sowie Schnitte von Trilobitenpanzern.

Die Kalke lieferten Elemente der Conodontenapparate *Kockelella ranuliformis* (WALLISER, 1964) – Taf. 1, Fig. 5 und 6 – und *Ozarkodina excavata excavata* (BRANSON & MEHL, 1933).

Durch das gemeinsame Vorkommen von *Kockelella ranuliformis* und *Ozarkodina excavata excavata* bei gleichzeitigem Erlöschen von *Pterospiriferus amorphognathoides* können die Kalke in den Zeitbereich ranuliformis- bis amsdeni-Zone gestellt werden.

Mittlerer Anteil

Ton-Siltsteine: Der Mittlere Anteil wird vorwiegend von Ton- und Siltsteinen eingenommen, in denen wenige mächtige Sandsteine, Lydite, Vulkanite, Kalke und Dolomite eingeschaltet sind.

Den Großteil der schätzungsweise 70 bis 120 m mächtigen Abfolge bilden dunkelgraue, auch braun- bis grünlichgraue, rostbraun verwitternde, teilweise geschieferte Ton- und Siltsteine, welche im cm- bis dm-Bereich gebankt sind.

Sandsteine: Die grünlichgrauen, braun verwitternden, grobgebankten bis massigen, streuglimmerführenden Sandsteine treten als wenige mächtige Einschaltungen auf.

Es handelt sich um mäßig sortierte Grobsilt-Feinsandsteine mit Normalverteilung. Sowohl ihre kompositionelle (hoher Gehalt instabiler Komponenten) als auch ihre strukturelle Reife (hoher Matrixanteil, fehlende Rundung, mäßige Sortierung) ist äußerst gering.

Aufgrund des Matrix/Komponenten-Verhältnisses und der Komponentenzusammensetzung können die Sandsteine nach FÜCHTBAUER & MÜLLER 1977 als feldspatreiche Sandsteine mit wenigen Gesteinsbruchstücken bezeichnet werden.

Vulkanite: Neben wenige mächtigen Einschaltungen von braun verwitternden Diabasmandelsteinen (häufig löchriges, rauhwackenähnliches Aussehen, verursacht durch Auswitterung der kalzitischen Mandelfüllungen) tritt auf 560 m Höhe im Graben östlich

	Lau 33	Lau 34
Ozarkodina excavata inflata (Pa)	x	x
Ozarkodina excavata posthamata (Pa)	x	
Ozarkodina excavata excavata (Pa)	x	x
Ozarkodina excavata excavata (Pb)	x	
Ozarkodina excavata excavata (Sa)	x	
Ozarkodina excavata excavata (Sb)	x	x
Ozarkodina excavata excavata (Sc)	x	x
Ozarkodina excavata excavata (M)	x	
Einzahn indet.	x	x
Gen. indet.	x	

Tab. 4: Die Conodonten in der oberen ploeckensis-Zone aus den Kalken des Mittleren Anteils.

vom Hackensteiner im Verband mit Tonsteinen eine vulkanische Brekzie mit bis zu wenige cm großen Lapilli und feinklastischen Komponenten auf.

Als Einschaltungen finden sich ferner häufig gemeinsam mit Vulkaniten einige m mächtige, hellgraue bis schwarze, meist ungebankte, z. T. aber auch im cm- bis dm-Bereich gut geschichtete Lydite. Sie sind meist stark zerbrochen und gehen in eine Lyditbrekzie über, deren zahlreiche Klüfte mit Quarz verheilt sind.

Bei Laufnitzdorf treten in Verbindung mit Lyditen und Tonsteinen rötlichgraue bis rötlichbraune, stark kieselige, im cm- bis dm-Bereich gebankte Dolomite auf.

Unmittelbar westlich Oberferler tritt auf rund 600 m Höhe im Hangenden von Tonsteinen ein 3 m mächtiges Schichtpaket von dichten, rötlichen, grob gebankten Kalken auf.

Es handelt sich um Mudstones, an Biogenresten finden sich vereinzelt (geschätzt 5 %) kalzitisierte Radiolarien und diverse indeterminate Schalenreste.

Die Kalke lieferten Elemente der Conodontenapparate *Ozarkodina excavata excavata* (BRANSON & MEHL, 1933), *Ozarkodina excavata posthamata* (WALLISER, 1964) und *Ozarkodina excavata inflata* (WALLISER, 1964), aufgrund derer sie in die obere ploekensis-Zone zu stellen sind. Die Conodontenfauna der beiden Proben ist in Tab. 4 zusammengestellt.

Oberer Anteil

Unter anderem bei Laufnitzdorf, am Ausgang des Laufnitzgrabens auf der orographisch linken Seite, ist auf 480 m Höhe, von den Vulkaniten des Mittleren Anteils durch eine wenige m mächtige Aufschlußlücke getrennt, die dominant karbonatisch entwickelte Abfolge des Oberen Anteils gut aufgeschlossen.

Es handelt sich um an der Basis rötlichgraue, gegen das Hangende zu hell- bis dunkelgraue im dm- bis m-Bereich gebankte Kalke von massiger Struktur mit mm-dicken tonigen Zwischenlagen.

	LB 10a	LB 10/1	LB 10/5	Rö 13	Rat 6
<i>Polygnathoides siluricus</i> (Pa)	x	x		x	x
<i>Kockelella variabilis</i> (Pa)	x	x	x	x	
<i>Kockelella variabilis</i> (Pb)	x	x	x		
<i>Kockelella variabilis</i> (Sa)	x		x	x	
<i>Kockelella variabilis</i> (Sc)	x	x	x	x	x
<i>Kockelella variabilis</i> (M)		x			
<i>Ozarkodina excavata excavata</i> (Pa)	x	x	x	x	x
<i>Ozarkodina excavata excavata</i> (Pb)	x	x	x	x	
<i>Ozarkodina excavata excavata</i> (Sa)	x	x	x		x
<i>Ozarkodina excavata excavata</i> (Sb)	x	x		x	x
<i>Ozarkodina excavata excavata</i> (Sc)	x	x	x	x	
<i>Ozarkodina excavata excavata</i> (M)	x	x	x		
Einzahn indet.	x			x	
Gen. indet.	x	x	x	x	x

Tab. 5: Die Conodonten in der siluricus-Zone aus dem basalen Anteil der Orthocerenführenden Kalke.

	Lau5	Lau8	Lau9	Lau13	Lau19	Lau40	L17	LB7	LB10	LB10/2	LB10/3	LB10/4	LB10/6	LB10/7	LB10/8	Rat7	Rö2	R1
Oz. ex. excavata (Pa)	x	x	x		x	x		x	x	x	x	x	x	x	x	x		x
Oz. ex. excavata (Pb)	x	x							x	x		x	x	x	x	x		
Oz. ex. excavata (Sa)		x		x	x	x		x	x	x		x		x				
Oz. ex. excavata (Sb)	x	x	x	x	x			x	x	x		x	x	x		x		
Oz. ex. excavata (Sc)	x	x	x	x	x			x	x	x		x		x		x		
Oz. ex. excavata (k.)		x	x	x	x			x	x	x		x						
Oz. r. remscheidensis (Pa)							x											
Oz. r. remscheidensis (Sa)							x											
Oz. remscheidensis sp. (Pa)																		
Oz. r. eosteinhornensis (Pa)		x	x						x						x			
Oz. r. eosteinhornensis (Pb)																		
Oz. r. eosteinhornensis (Sa)															x			
Oz. r. eosteinhornensis (Sc)															x			
Oz. stygia (Pa)																		
Eins Zahn indet.			x			x	x											
Gen. indet.							x											

Tab. 6: Die Conodonten im O-Ludlov und tiefen Lochkov aus den Orthocerenführenden Kalken.

Die Biowackestones führen in einer schwach rekristallisierten kalzitischen Matrix mud-supported und ohne bevorzugte Orientierung Orthoceren, Ostracoden, Spiculae, Radiolarien, Trilobitenreste, Gastropoden, Brachiopoden, Einzelkorallen, Echinodermen und Schalenreste unbekannter Zugehörigkeit. In den hangendsten Anteilen der orthoceren-führenden Kalke treten Tentakuliten hinzu. Das Gefüge ist durch Bioturbation homogenisiert. Die auftretenden Hohlraumgefüge entsprechen Grabgängen, gebildet durch Wühltätigkeit von Endobionten. An Biogenen, speziell Orthoceren, sind die aufrechte Lagerung anzeigende Geopetalstrukturen (fossile Wasserwaagen) und Lösungsstrukturen (teilweise bis vollständige Auflösung der Schalen) zu beobachten. Die Kalke werden von Stylolithen durchzogen, die sowohl horizontal als auch vertikal zur Schichtung verlaufen. Dadurch wird zum Teil ein netzartiges Aussehen hervorgerufen. Die Rotfärbung ist auf den die karbonatische Grundmasse imprägnierenden Hämatit zurückzuführen. Diese nach wenigen m gegen das Hangende allmählich ausklingende „Vererzung“ scheint in engem Zusammenhang mit den darunterliegenden basischen Vulkaniten zu stehen (hydrothermale Anreicherung).

Nach den biostratigraphischen Ergebnissen umfassen die orthocerenführenden Kalke den Zeitraum *siluricus*-Zone bis tiefes Lochkov. Einen Überblick über ihren Fauneninhalt geben Tab. 5 und Tab. 6.

Während sich sowohl die liegendsten Anteile durch das gemeinsame Auftreten von *Polygnathoides siluricus* (BRANSON & MEHL, 1933), – Taf. 2, Fig. 3 und 4 und *Kockella variabilis* (WALLISER, 1957), – Taf. 2, Fig. 5 und 6 als auch die hangendsten Anteile durch das Auftreten von *Ozarkodina remscheidensis remscheidensis* (ZIEGLER, 1960) und *Ozarkodina stygia* (FLAJS, 1967) als gut datierbar erwiesen, ist durch die nur spärlichen Funde von Leitformen aus dem dazwischenliegenden Abschnitt eine Zonengliederung für den Zeitraum O-Ludlov bis tiefes Lochkov nicht durchführbar.

Die Hangendgrenze der *siluricus*-Zone befindet sich knapp oberhalb der Basis der insgesamt 26 m mächtigen Entwicklung. In der 1,30 m über der Basis entnommenen Probe fehlen bereits die für die *siluricus*-Zone charakteristischen Conodonten. Die über die folgenden 18 m entnommenen 5 Conodontenproben führen neben wenigen Einzahnconodonten ausschließlich Elemente der langlebigen Art *Ozarkodina excavata excavata* (BRANSON & MEHL, 1933) – Taf. 2, Fig. 1 und 2. Leitformen der *latialatus*- und *crispus*-Zone konnten nicht gefunden werden. Rund 20 m über der Basis tritt mit *Ozarkodina remscheidensis eosteinhornensis* (WALLISER, 1964) das Zonenfossil der *eosteinhornensis*-Zone auf (Zonengliederung von WALLISER aus dem Jahre 1964). Durch die von WALLISER 1971, REXROAD & CRAIG 1971, POLLOCK & REXROAD 1973 und FEIST & SCHÖNLAUB 1974 vorliegenden Hinweise auf das tiefe Hinabreichen von *Ozarkodina remscheidensis eosteinhornensis* bis in die *siluricus*-Zone ist eine Einstufung in die höchste obersilurische Conodontenzone unsicher. Bemerkenswert ist die Dominanz von Elementen des Apparates *Ozarkodina excavata excavata* gegenüber Elementen des Apparates *Ozarkodina remscheidensis eosteinhornensis*. Das Verhältnis beträgt 15:1.

Durch den Nachweis von *Ozarkodina stygia* im hangendsten Abschnitt der orthocerenführenden Kalke ist belegt, daß diese die Silur/Devon-Grenze überschreiten und bis zur Liegendgrenze der *delta*-Zone hinaufreichen. Das Fehlen von Vertretern der Gattung *Icriodus* und somit der für die Liegendgrenze der *woschmidt*-Zone maßgebenden Conodonten in den unmittelbar darunterliegenden Kalkbänken verhindert eine genaue Festlegung der Silur/Devon-Grenze.

Über den orthocerenführenden Kalken folgt eine ca. 7 m mächtige Flaserkalkentwicklung. Der Übergang ist fließend und vollzieht sich innerhalb einiger dm. Es handelt sich um hell- bis dunkelgraue, bräunlichgrau verwitternde, feinkörnige, biogenreiche Kalke,

	Lau 1/1	Lau 1/2	Lau 1/3	Lau 1/4	Lau 22	Lau 38	LB 2	LB 8/1
Ozarkodina transitans (Pa)	x				x	x		x
O. stygia (Pa)	x				x	x		x
O. eleanorae (Pb)	x							x
O. wurmi (Pa)			x	x	x			
O. remscheidentis remscheidentis (Pa)		x			x	x		x
O. remscheidentis remscheidentis (Pb)		x		x	x			
O. remscheidentis remscheidentis (Sa)				x	x	x		x
O. remscheidentis remscheidentis (Sb)				x	x			
O. remscheidentis remscheidentis (Sc)					x			x
O. remscheidentis remscheidentis (M)		x		x	x			
O. excavata excavata (Pa)		x	x	x	x		x	
O. excavata excavata (Pb)	x	x	x	x				
O. excavata excavata (Sa)		x	x	x				
O. excavata excavata (Sb)			x	x				
O. excavata excavata (Sc)			x	x			x	
O. excavata excavata (M)			x	x				
Pedavis pesavis pesavis (I)				x				
Icriodus sp. (I)	x			x				x
Einzahn indet.	x	x	x	x	x	x	x	x
Gen. indet.	x	x		x				

Tab.7: Die Conodonten in der delta- und pesavis-Zone aus den Flaserkalken.

welche von unregelmäßig verlaufenden, durch Drucklösung stylolithisch überprägten Tonfasern durchzogen sind.

Die Kalke entsprechen Wackestones mit einem Biogenanteil von 18 bis 26 %, wobei Tentakuliten die Hauptmasse der Biogene bilden. Des weiteren finden sich Trilobitenpanzer, Ostracoden, Echinodermenreste, Radiolarien, Brachiopoden – Taf. 3, Fig. 5–9 – und Schalenreste (überwiegend dünnchalig). Das Gefüge ist durch die das ursprüngliche Schichtgefüge vollständig zerstörende Bioturbation homogenisiert. Im Bereich ehemaliger Wühlgänge sind die Komponenten stark zerbrochen, auch kommt es hier häufig zu deren Anreicherung (Punktkontakte). An Biogenen und Grabgängen sind Geopetalstrukturen in Form fossiler Wasserwaagen zu beobachten.

Die karbonatisch-tonigen Sedimente lassen eine deutliche Trennung zwischen karbonatischer und toniger Komponente erkennen.

In den im cm- bis dm-Bereich gut gebankten Gesteinen an der Basis der Flaserkalkentwicklung ist die tonige Komponente durch dünne (maximal 0,2 mm), unregelmäßig verteilte Tonhäutchen vertreten, wodurch das Interngefüge der Kalke nahezu kompakt erscheint.

Die im Hangenden folgenden Kalke weisen dagegen eine ausgeprägte wellige Flaserung im cm-Bereich auf, die durch wenige cm lange und einige mm dicke dolomitische Ton-Mergellagen verursacht wird. Durch diese Flaseren werden die Gesteine in einzelne, unterschiedlich große (max. 5 cm) Kalkkörper von unregelmäßiger Gestalt zerlegt.

In engem Zusammenhang mit dem lithologischen Erscheinungsbild der Kalke steht auch ihr Rückstandsgehalt. Während in den orthocerenführenden Kalken der Lösungsrückstand bei 2 % liegt, in den basalen Flaserkalken zwischen 4,9 und 8,4 % schwankt, nimmt er in den stark geflaserten Kalken bis zu 17,8 % ein.

Die Flaserkalke lieferten eine reiche Conodontenfauna, die in Tab. 7 zusammengestellt ist.

In Anlehnung an die Gliederung des Unterdevons vom Rauchkofelboden (SCHÖNLAUB 1980) können die Flaserkalke im wesentlichen durch die Funde von *Ozarkodina stygia* – Taf. 3, Fig. 3 und 4, *Ozarkodina transitans* (BISCHOFF & SANNEMANN, 1958) – Taf. 3, Fig. 1 und *Pedavis pesavis pesavis* (BISCHOFF & SANNEMANN, 1958) – Taf. 3, Fig. 2 ins mittlere bis hohe Lochkov (delta- bis pesavis-Zone) eingestuft werden.

Abgeschlossen wird die Gesteinsfolge von graubraunen, ca. 13 m mächtigen, stark stylolithisierten Knollenkalken. Sie gehen durch Zunahme der tonigen Komponente aus den sie unterlagernden Flaserkalken ohne scharfe Grenze hervor. Das Karbonat liegt konzentriert in Form von grauen, unregelmäßig ausgebildeten, lagig angeordneten, knollenähnlichen Körpern vor, die im Abstand von wenigen mm bis einigen cm den tonigmergeligen Partien eingeschaltet sind.

Die Kalke entsprechen Wackestones (DUNHAM 1962) mit einem Biogenanteil bis 30 % (Tentakuliten, untergeordnet Ostracoden, Trilobiten, Echinodermen, Radiolarien, Brachiopoden und Schalenreste).

Gegenüber den Flaserkalken ist eine Zunahme von Stylolithen zu beobachten, die überwiegend parallel zur Schichtung verlaufen. Es überwiegen gewellte Formen mit hohem Tongehalt gegenüber gezackten. Biogene erscheinen an ihnen häufig abgeschnitten. Es tritt auch eine Anhäufung von Organismen an bzw. zwischen den Stylolithen auf.

Der Gehalt an unlöslichem Rückstand schwankt zwischen 23,9 und 29,8 %.

Das gelegentlich stärkere Zurücktreten des Karbonatgehaltes (unlöslicher Rückstand um 55 %) dokumentiert sich in bis zu 1,5 m mächtigen Einschaltungen von braunen Tonschiefern bzw. Mergeln, in denen das Karbonat z. T. in Linsen angereichert ist. An Biogenen finden sich gehäuft in den karbonatischen Anteilen (bis 40 % des Modalbestan-

	LB 8	LB 8a	LB 8/2	LB 9	Lau 1/5	Lau 3	Lau 18	Lau 21
Pandorinellina steinhornensis miae (Pa)	x	x	x		x	x	x	x
Pan. steinhornensis steinhornensis (Pa)							x	
Pan. steinhornensis steinhornensis (Pb)							x	
Pan. steinhornensis steinhornensis (Sc)							x	
Pelekysgnathus serratus serratus (I)				x		x		x
Icriodus cf. steinachensis (I)	x	x	x		x			
I. latus (I)								
I. bilatericrescens cf. bilatericrescens (I)							x	
I. sp. (I)	x		x		x	x	x	
Polygnathus dehiscens (Pa)							x	
P. gronbergi (Pa)							x	
Ozarkodina excavata excavata (Pa)						x		x
Ozarkodina excavata excavata (Pb)								
Ozarkodina excavata excavata (Sa)	x		x					
Ozarkodina excavata excavata (Sc)			x			x		
Einzahn indet.	x	x	x	x	x	x		x

Tab. 8: Die Conodonten des Prag und basalen Zlichov aus den Knollenkalken.

des), aber auch in den dominant tonigen Bereichen ausschließlich Tentakuliten, die gute Einregelung zeigen.

Obwohl sich die Conodontenfauna (Tab. 8), abgesehen von den hangendsten Partien, als äußerst individuenarm erwies, konnte mit *Pelekysgnathus serratus serratus* (JENTZSCH, 1962), *Pandorinellina steinhornensis miae* (BULTYNCK, 1970) und *Icriodus cf. steinachensis* (AL RAWI, 1977) Prägung nachgewiesen werden. Aus dem höchsten Abschnitt liegt eine reiche Fauna mit *Polygnathus dehiscens* (PHILIP & JACKSON, 1967) und *Polygnathus gronbergi* (KLAPPER & JOHNSON, 1975) vor, die das Hinaufreichen dieser Entwicklung bis in das Zlichovium dokumentiert.

Dolomite konnten nur ca. 150 m westlich von dem im W des Gehöftes Hackensteiner liegenden Wassergraben zwischen 520 und 540 m Höhe in Form mehrere Meter mächtiger, hell-, dunkelblauer, stark eisenschüssiger, rostbraun verwitternder, grobgebankter bis massiger, grobspätiger Gesteine festgestellt werden.

Neben Einzahnformen treten in ihnen ausschließlich Elemente des Apparates *Ozarkodina excavata excavata* (Durchläuferformen des O-Silurs und U-Devons) auf. Eine exaktere Einstufung ist nicht möglich.

Eine Interpretation des Ablagerungsraumes der Hackensteiner Formation wurde in GOLNER et al. 1982 gegeben. Besonderes Interesse kommt der obersilurisch-unterdevonen pelagischen Kalkentwicklung zu. Die Kalke sind im wesentlichen gekennzeichnet durch:

1. eine hauptsächlich von pelagischen Organismen dominierte Fauna mit Orthoceren, dünnchaligen Muscheln, Tentakuliten, Conodonten und Ostracoden. Daneben treten noch gelegentlich Echinodermatenreste, Gastropoden, inarticulate Brachiopoden, kleine rugose Einzelkorallen und Trilobiten auf;
2. kondensierte Sedimentation (ca. 46 m für die gesamte Abfolge von der siluricus-Zone bis ins Zlichov);
3. ausgeprägte Drucklösungsstrukturen (Flaserung und Stylolithisierung);
4. frühdiagenetische Verfestigung (Grabgänge und zarte Fossilien liegen unverdrückt bzw. unzerbrochen vor);
5. die generell graue Färbung;
6. Homogenisierung des Gefüges durch Bioturbation.

Aufgrund der von pelagischen Organismen dominierten Fauna kann nach TUCKER 1973, 1974 eine Wassertiefe von mehreren Zehner- bis wenige Hunderter-Meter angenommen werden, in welcher ungünstige Bedingungen für benthonische Elemente geherrscht haben.

TUCKER 1974 gab generell zwei Sedimentationsräume für die Bildung darartiger Kalke an.

1. Sedimentation auf submarinen Erhebungen (Schwellen), z. B. untergetauchten Riffen oder vulkanischen Rücken;
2. Sedimentation auf abgesenkten Plattformen und Schelfgebieten.

Rezent werden pelagische Karbonate vorwiegend an Kontinentalhängen und im Schelfbereich abgelagert, wo sie Schelfsande, Plattform- und Riffkarbonate überlagern. Sie sind hier Bestandteil transgressiver, bedingt durch Meeresspiegelhebungen küstenwärts fortschreitender Ablagerungsprozesse.

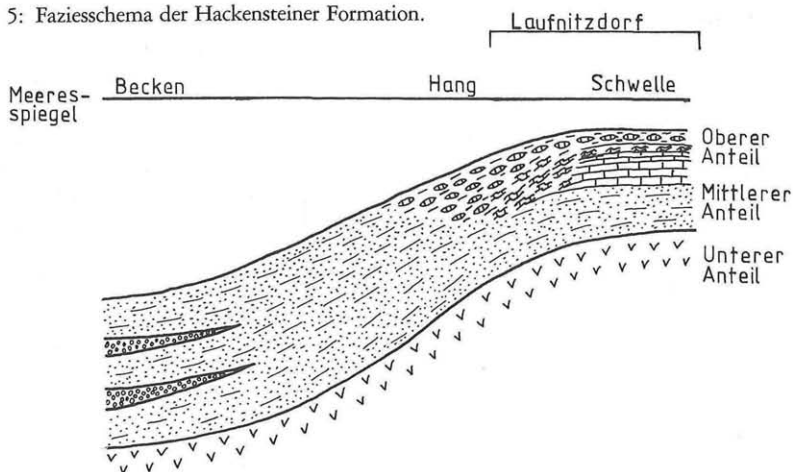
Außerdem werden jedoch pelagische Karbonatgesteine direkt auf ozeanischer Kruste, auf submarinen Schwellen, die von mittelozeanischen Rücken, aber auch abgetauchten Vulkanen und Riffen gebildet werden, sedimentiert.

Durch die Unterlagerung der Kalke durch den als tiefere Beckenentwicklung gedeuteten Mittleren Anteil der Hackensteiner Formation ergibt sich eine Interpretation von als Schwellen abgelagerten Sedimenten. Dabei ist aufgrund der nur spärlichen biostratigraphi-

schen Anhaltspunkte und der tektonischen Komplikationen nicht auszuschließen, daß sich die klastische Entwicklung weiter bis ins U-Devon fortsetzt, wie durch die Verzahnung von Kalken und Klastika im Raum St. Jakob (Breitenau) angedeutet ist (GOLLNER et al. 1982).

Davon ausgehend kann das von TUCKER 1973 für die pelagische Devon-Entwicklung des Rhenohercynikums erstellte Modell für die Faziesinterpretation herangezogen werden (Abb. 5). Danach würden die orthocerenführenden Kalke den Ablagerungen auf Schwellen entsprechen, während für die Flaser- und Knollenkalke eine Sedimentation an den Schwellenhängen anzunehmen ist. Das Sedimentationsmilieu der feinklastischen Entwicklung mit ihren diversen Einschaltungen sind zwischen den Schwellen liegende, relativ küstenferne, ruhige, tiefe, marine Becken, in welchen es zur Eingleitung gröberklastischer Sedimente kam.

Abb. 5: Faziesschema der Hackensteiner Formation.



LEGENDE:

	Knollenkalke		Ton-Siltsteine
	Flaserkalke		Sandsteine
	Orthocerenführende Kalke		Vulkanite

In der Hackensteiner Formation auftretende Vererzungen sind auf ihren Mittleren Anteil beschränkt. An dem von Röthelstein zum Gehöft Gunacker führenden Fußweg tritt auf 740 m Höhe eine an Vulkanite gebundene Hämatitvererzung auf. Ein noch nicht verfallener Stollen mit vorgelagerter Halde weist auf ehemalige Schurfträtigkeiten hin. Äquivalente Vererzungen im Heuberggraben wurden von TORNQUIST 1929 als postvulkanisch extrusiv-sedimentär gebildet gedeutet.

Von den von WEISS 1973 erwähnten Freischürfen nach Brauneisenstein östlich des Laufnitzgrabens in den Jahren 1858 und 1860 konnte keiner gefunden werden.

Die Laufnitzdorfer Gruppe zeigt in ihrer Ausbildung gute Übereinstimmung mit dem Altpaläozoikum der Stolzalpendecke in der Umrahmung der Saualpe (vgl. NEUBAUER & PISTOTNIK 1983).

Conodontenfunde aus Eisendolomitlinsen bei Klein St. Paul einerseits und aus crinoidenführenden, tuffogenen Kalken im Raum Lafnitzdorf andererseits datieren den in beiden Gebieten auftretenden basischen Vulkanismus in das tiefere Silur. Die im Hangenden der Vulkanite folgende Entwicklung des höheren Silurs bis tieferen Unterdevons wird sowohl in der Lafnitzdorfer Gruppe als auch in der Magdalensbergfazies (NEUBAUER & PISTOTNIK 1983) von Tonschiefern dominiert, in denen sich Einschaltungen von Lyditen, Sandsteinen, Vulkaniten und Kalken finden. Das höhere Unterdevon liegt innerhalb des Paläozoikums der Stolzalpendecke wie auch in der Lafnitzdorfer Gruppe in karbonatischer Ausbildung vor.

Eine Korrelation mit den ordovicischen Tuffen des Magdalens- und Christofberges Kärntens ist aus stratigraphischen Gründen ausgeschlossen. Die Beziehung der Vulkanite der Lafnitzdorfer Gruppe und jener der unteren Schichten von Kher im S-Teil des Grazer Paläozoikums ist noch ungelöst.

Die Hochlantsch-Decke

Der Hochlantschkalk liegt diskordant über den beiden tieferen Decken sowie mit einer Überschiebungsweite von ca. 800 m über dem kristallinen Grundgebirge.

Es handelt sich überwiegend um reine, fossililere, massige, gelegentlich auch im dm-bis m-Bereich gebankte Kalke von meist hellgrauer Farbe. Charakteristisch ist eine rote Äderung durch rotbraunen Stylolithenbelag. Ein auffallendes Merkmal ist die starke Zerrüttung mit Bildung hausgroßer Blöcke der Kalke, die in z. T. zementierten Schuttbildungen, Bergstürzen und Schuttströmen ihren Ausdruck findet.

Conodontenuntersuchungen verliefen negativ. Stratigraphisch dürften die Gesteine in den Bereich höheres Givetium bis doII/doIII fallen (ZIER 1982, GOLLNER 1983).

	Gam 41	Gam 43	Gam 44	Gam 47	Gam 48	Gam 50
<i>Ancyrodella nodosa</i>	x					
<i>An. lobata</i>	x	x				
<i>An. sp.</i>					x	
<i>Palmatolepis punctata</i>		x				
<i>Palm. cf. punctata</i>					x	
<i>Palm. cf. subrecta</i>	x					
<i>Palm. transitans</i>				x		
<i>Palm. sp.</i>			x			x
<i>Polygnathus webbi</i>	x	x				
<i>Pol. varcus</i>	x			x		x
<i>Pol. ex gr. "Pol. varcus"</i>	x	x	x	x		x
<i>Pol. xylus ssp.</i>						x
<i>Pol. sp.</i>					x	
<i>Icriodus alternatus</i>	x					x
<i>I. sp.</i>		x	x	x		x
<i>Hindeodella sp.</i>	x	x				
Astformen indet	x		x	x		

Tab. 9: Die Conodontenfauna des doI aus dem Hochlantschkalk.

Interessant ist ein vier Kilometer SW des eigentlichen Verbreitungsgebietes zwischen Gams/Bärenschütz-Konglomerat und Gschwendt-Decke eingeklemmtes Vorkommen von Hochlantschkalk südlich des Gehöftes U-Tauninger, da es bei etwas abweichender Lithologie eine weitere primäre Ausdehnung der Hochlantsch-Decke gegen SW zeigt. Eine Mächtigkeitsangabe ist wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse problematisch (geschätzt 10 bis 15 Meter).

Diese Kalke lieferten meist gut erhaltene Conodonten der *asymmetricus*- bis *gigas*-Zone (Tab. 9).

Die Conodonten-Biofazies spricht durch die reich vertretenen Gattungen *Ancyrodella* und *Palmatolepis* für einen tieferen, subtidalen Bereich (Tab. 10). Allerdings finden sich auch die für den flach-subtidalen Bereich charakteristischen Icrioden in sämtlichen Proben. Zahlenmäßig am stärksten vertreten ist *Polygnathus*, der sowohl im flachen als auch im tieferen Subtidal anzutreffen ist (SCHUMACHER 1976). *Ancyrognathus*, der für den riffnahen Flachwasserbereich typisch ist (KLAPPER & ZIEGLER 1979), fehlt.

Probe Nr.	Gam 41 (58Ex.)	Gam 43 (105Ex.)	Gam 44 (48Ex.)
<i>Polygnathus</i>	76%	59%	52%
<i>Palmatolepis</i> u. <i>Ancyrodella</i>	14%	28%	19%
<i>Icriodus</i>	10%	13%	29%

Tab. 10: Verteilung der Conodontengattungen im doI-Hochlantschkalk.

Für die Hauptmasse des Hochlantschkalkes wird ein sehr flacher, kaum bewegter, gut durchlichteter, wahrscheinlich schwach eingeschnürter Ablagerungsraum mit hoher Sedimentationsrate angenommen (GOLLNER 1983). Dabei kam es im doII/doIII zu Bedingungen, die örtlich ein Korallenwachstum ermöglichten (ZIER 1982). Wieweit die im Vorkommen Gamsgraben festgestellten tiefer subtidalen Bildungen für den Zeitbereich doI zu verallgemeinern sind, müssen weitere Untersuchungen klären.

Tektonik

Während am Hochlantsch-Nordabfall und nördlich bzw. nordöstlich des Schiffall die Grenze des Grazer Paläozoikums zum Gleinalm-Rennfeld-Kristallin als flache SW-fallende, durch die starke Schuttbedeckung z. T. verdeckte Überschiebungsfläche ausgebildet ist, wird sie zwischen Gams und dem Schiffall von einem jüngeren, postgosauischen, mittelsteil bis steil gegen SE einfallenden Störungssystem gebildet. Dieses läßt sich von Gams bis Laufnitzdorf, wo es noch den unmittelbaren Kontakt zum Kristallin bildet, und weiter über Röthelstein, Heuberg (ZIER 1982) bis in den Raum Burgstall (GOLLNER 1983) verfolgen, wobei das Gosauvorkommen der Schwaigeralp vermutlich gleichfalls an dieses System gebunden sein dürfte.

Bei Laufnitzdorf begrenzt diese Zone entlang einer mit 40 bis 50° gegen SE einfallenden Störungsfläche die Gschwendt-Decke gegen das Kristallin. Da es an der Grenze zum Kristallin zu einem tektonischen Zuschnitt derselben kommt, beträgt ihre Mächtigkeit hier meist nur wenige 10er m. Z. T. geht die tektonische Amputation so weit, daß abschnittsweise die tektonisch die Gschwendt-Decke überlagernde Hackensteiner Formation direkt über dem Kristallin zu liegen kommt. Wo die Kalke des Unteren Anteils dieser Formation die Grenze bilden, sind sie stark brekziert.

Das im Grenzbereich zum Grazer Paläozoikum aus Feldspat-Quarz-Glimmerschiefern bzw. Granatglimmerschiefern bestehende Gleinalmkristallin ist entlang einer wenig mächtigen Störungszone stark deformiert. Die Gesteine sind vom Durchbewegungsgrad her als Mylonite, Protomylonite bzw. Kataklastite (SIBSON 1977) zu bezeichnen. Das beginnend richtungslose Gefüge zeigt den Übergang Mylonit zu Kataklastit, der in den Temperaturbereich von 250 bis 350° C fällt.

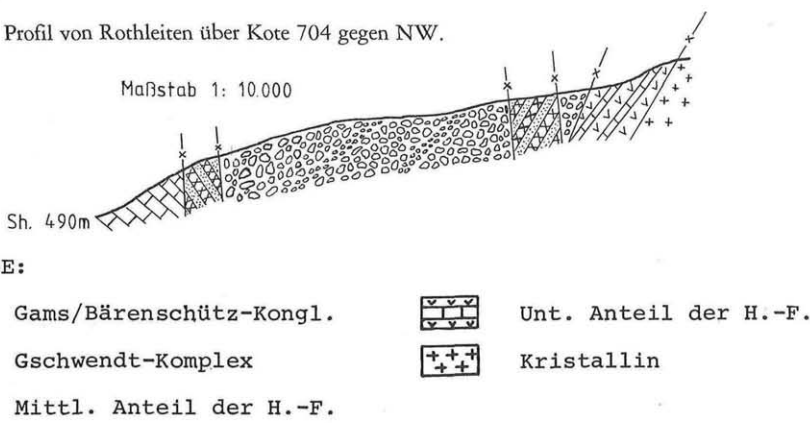
Südöstlich des Gehöftes Steiner tritt auf 740 m Höhe entlang einer NE-SW verlaufenden Störungszone, eingeklemmt zwischen Gschwendt-Komplex und Hochlantsch-Decke, eine Linse deformierter Kristallingesteine, wie Gneismylonite mit ultrakataklastischen Bahnen auf, die eine Deformationstemperatur von ca. 300 bis 350° C erwarten lassen (niedrig temperierter Mylonit).

Es kann somit festgestellt werden, daß sich die Kristallingesteine aus dem Grenzbereich zum Paläozoikum und die der Kristallinlinse südöstlich vom Steiner sehr ähnlich sind. Wahrscheinlich wurden beide unter gleichen Temperaturen deformiert (geschätzt um 300° C). Unterschiede dürften auf unterschiedlichen Verformungsgeschwindigkeiten beruhen.

Die im Paläozoikum eingeklemmte Kristallinlinse wird auf eine Anschoppung des Untergrundes zurückgeführt.

Die Einbeziehung der Gams/Bärenschütz-Gosau in dieses Störungssystem am NW-Rand des Paläozoikums zeigt sehr schön das Profil, welches am Bergrücken, der von Rothleiten über Kote 704 gegen NW zieht, aufgenommen wurde (Abb. 6).

Abb. 6: Profil von Rothleiten über Kote 704 gegen NW.



Während die Grenze zwischen dem Kristallin und den beiden tieferen paläozoischen Decken entlang einer steilen NE-streichenden Störung verläuft, liegt im Raume des Schiffall die Hochlantsch-Decke diskordant über der Gschwendt- und Laufnitzdorfer Decke sowie mit einer Aufschiebungswerte von ca. 800 m über dem kristallinen Grundgebirge. An der Stirnseite der Überschiebung sind, an das genannte Störungssystem gebunden, zwischen Hochlantschkalk und Kristallin Gams/Bärenschütz-Konglomerate eingeklemmt (siehe Abb. 1).

Die Wirksamkeit des beschriebenen Störungssystems zeigt sich auch östlich der Mur gegenüber Röthelstein bei Eisenbahnkilometer 175. Der flache E-W-Synklinalbau des Wetterbauersattels (ZIER 1982) geht hier gegen SW in eine flachwellige Verfaltung (im m- bis 10er-m-Bereich) der söhlgigen Schichten mit flach gegen W abtauchenden Achsen über. Bei genannter Lokalität versteilt sich das Einfallen der Schichten rasch von einem flachen S- bzw. E-Fallen in ein steiles SW-Fallen, wobei die Faltenachse flach gegen SE fällt.

Diese Umbiegung beruht auf einer Schleppung entlang einer steilstehenden, gegen SW einfallenden Störung.

Mit der postgosaischen Bruchtektonik dürfte auch die, durch die lithologische Ausbildung bedingte, intensive Zerrüttung des Hochlantschkalkes zusammenhängen.

Brüche bilden auch im Gams/Bärenschütz-Konglomerat das vorherrschende tektonische Element. Hierbei streicht ein Bruchsystem annähernd parallel den Konglomeratzügen, ein zweites mehr oder weniger normal dazu.

Zufolge dieses postgosaischen Störungsbaues ist der Deckenbau nur am SW-Abfall des Schiffall, wo Gschwendt-Decke, Hackensteiner Formation und Hochlantschkalk übereinanderfolgen, klar erkennbar.

Der Gschwendt-Komplex bildet hier eine Synklinale im 100er-m-Bereich, deren Achse NE-SW gerichtet ist. Sein Hangendes ist, durch eine schwache Winkeldiskordanz getrennt, die Hackensteiner Formation. Die tektonische Grenzfläche zwischen beiden streicht annähernd parallel zu den Schichtflächen. Während diese jedoch mit 50 bis 60° gegen SSW einfallen, verläuft die Überschiebungsfläche etwas flacher (ca. 40°).

Noch flacher ist die Überschiebungsfläche der Hochlantsch-Decke ausgebildet, welche die beiden tieferen Decken und das Kristallin diskordant übergreift. GOLLNER 1983 nahm für den Bereich des Hochlantsch an, daß die Aufschiebung dieser höchsten Decke auf einen bereits vorhandenen Deckenbau erfolgte. Die auffallende Diskordanz der Hochlantsch-Decke dürfte ihre Ursache jedoch eher in unterschiedlichen Kompetenzverhältnissen haben, da in den beiden tieferen Decken inkompetentere Gesteine auftreten, während in der höchsten Decke dagegen ausschließlich massige bzw. dickbankige Kalke anzutreffen sind.

Im Gschwendt-Komplex herrscht, wie u. a. aus der tektonischen Analyse der Frohnleitner Falte (TSCHELAUT 1984) hervorgeht, ein syn- und antiklinaler Großfaltenbau mit NE-SW streichenden Faltenachsen vor. Durch die im Liegenden der Frohnleitner Falte auftretende flache Störung ist weiters ein Hinweis auf einen internen Deckenbau im Gschwendt-Komplex gegeben.

In der Hackensteiner Formation lassen sich keine größeren zusammenhängenden tektonischen Elemente, wie Großfaltenstrukturen, erkennen, was einerseits auf die zufolge der unterschiedlichen Kompetenzverhältnisse intensive Verschuppung, andererseits auf die vor allem durch die schlechten Aufschlußverhältnisse bedingte, geringe Anzahl zuverlässiger Messungen (bevorzugtes N- bzw. S-Fallen der Gesteine in der Umgebung von Laufnitzdorf, wo sie in einer Synklinale der Gschwendt-Decke liegen) zurückzuführen ist.

Von der höchsten tektonischen Einheit, der Hochlantsch-Decke (vgl. ZIER 1982, GOLLNER 1983), tritt im Untersuchungsgebiet nur Hochlantschkalk, der durch eine intensive Bruchtektonik gekennzeichnet ist und in dem sich keine Faltung nachweisen läßt, auf.

Faltenstrukturen innerhalb der Hochlantsch-Einheit werden von ZIER 1982 im nordöstlich anschließenden Raum aus der Unterlage des Hochlantschkalkes beschrieben. Nach ZIER 1982 bildet eine nordvergente Groß-Antiklinale die zentrale und das gesamte Gefügebild der Hochlantsch-Einheit prägende Struktur. Die ca. 3000 m lange und bis 700 m breite Brachyantiklinale besteht aus einem NE-streichenden W-Teil und einem WE-streichenden E-Teil. Das Umbiegen der Streichrichtungen und der Achse der Antiklinale von NE-Streichen in das WE-Streichen wird als jüngere Überprägung des älteren Faltenbaues angesehen. Der Knick kann eventuell als eine Stauchung des nordwestlichen Randbereiches des Paläozoikums am Kristallin gedeutet werden (ZIER 1982).

Für den Hochlantschkalk selbst wurde aus der Aufsteilung der Schichten von den höchsten Teilen der Tynauer Formation bis zu den gebankten Hochlantschkalken an der

N-Seite der Roten Wand und zum Mixnitzer Karbon von ZIER 1982 eine NE-streichende Antiklinal-Achse konstruiert. Das Aufsteilen wird als Bildung einer Stirnfalte zum Kristallinrand hin gedeutet.

Das NE-Streichen der Faltenachsen in der höchsten Decke stimmt somit mit dem Achsenstreichen der Frohnleitner Falte überein.

Durch die Einbeziehung der gosauischen Gams/Bärenschtütz-Konglomerate in den tektonischen Bau dieses Raumes ergibt sich die Möglichkeit, diese für eine Interpretation des zeitlichen Ablaufes bezüglich der Überschiebung auf das Kristallin, den internen Deckenbau und dessen Verfaltung heranzuziehen. Ihre Aussagekraft wird allerdings dadurch, daß die Konglomerate entlang steilstehender, postgosauischer Störungen eingeklemmt sind, verringert. Außerdem ist zu bemerken, daß die Abtragung der Gosau von unbekannter Größenordnung ist. Daß die Ablagerung der Gosau auf einen bereits vorhandenen Deckenbau erfolgte, ergibt sich aus der Einbeziehung der Kainacher Gosau, deren Basiskonglomerate transgressiv-diskordant verschiedene paläozoische Decken überlagern (GRÄF 1975, GRÄF et al. 1980, KRÖLL & HELLER 1978).

Weiters liegt dadurch, daß in der Frohnleitner Falte nur ein einziger Bewegungsakt zu erkennen ist – auch in den Schriffen zeigt sich nur ein einphasiges Geschehen –, der Schluß nahe, den Bewegungsablauf von Überschiebung, Deckenbau und Verfaltung als gleichzeitig zu betrachten, zumindest aber zwei dieser drei Ereignisse in einen Verformungsakt zusammenzulegen. Durch das Auftreten von gleichen Achsenplänen (NE-streichende Achsen) in den verschiedenen Decken ist die Gleichzeitigkeit von Falten- und Deckenbau wahrscheinlich.

Des weiteren spricht die Position der Gams/Bärenschtütz-Konglomerate am N-Hang des Schiffalls dafür, daß das Grazer Paläozoikum frühestens spätgosauisch dem Mittelostalpin aufgeschoben wurde.

Für nähere, die angeführten Ereignisse betreffende Aussagen sind Bearbeitungen im größeren Rahmen, wie Untersuchungen bezüglich der Basisüberschiebung und strukturgeologische Analysen in der Kainacher Gosau, erforderlich.

Das Alter der postgosauischen Tektonik, der in der näheren Umgebung auch die markanten Bruchzonen wie Leberstörung (CLAR 1935), Eywegg-Linie (CLAR 1935, SY 1957), Aibel-Linie (THALHAMMER 1982) und die Bruchzone des Tyrnauergrabens (ZIER 1982) ihre Entstehung verdanken, wird von FLÜGEL 1975 als postkarpatisch betrachtet. Das Vorkommen verstellter, pleistozäner Kolke in der Lurgrotte (MAURIN 1953) und der Nachweis, daß es noch im Quartär zur Öffnung von Spalten kommt (GOLLNER 1983), weisen darauf hin, daß diese Bewegungen bis in die jüngste Vergangenheit andauern.

Dank

Für die kritische Durchsicht des Manuskriptes sei Herrn Univ.-Prof. Dr. H. W. FLÜGEL gedankt. Die REM-Aufnahmen konnten am Zentrum für Elektronenmikroskopie (Leiter OR Dr. H. HORN) angefertigt werden.

Literatur

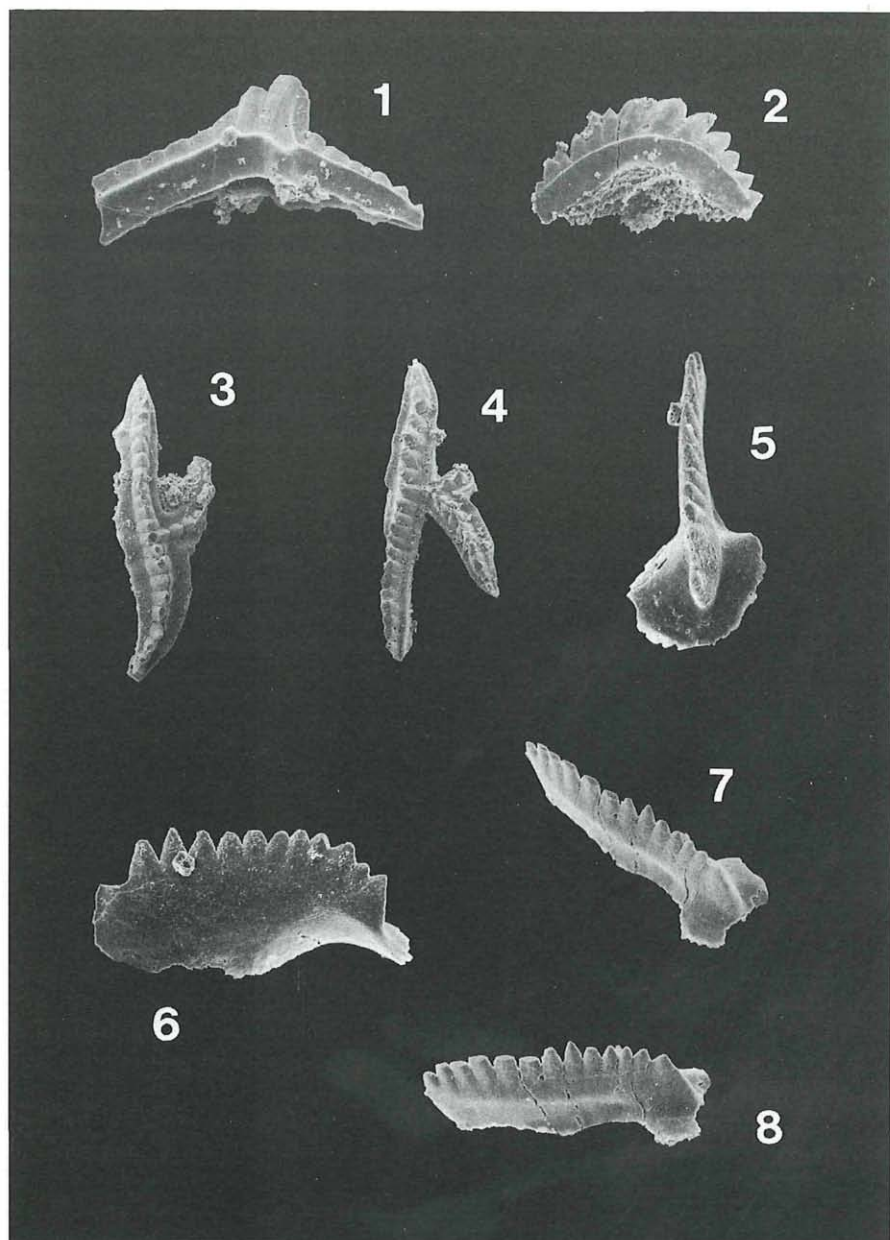
- ALDRIDGE R. J. 1975. The stratigraphic distribution of conodonts in the British Silurian. – J. geol. Soc. Lond., 131: 607–618.
- AL-RAWI D. 1977. Biostratigraphische Gliederung der Tentaculiten-Schichten des Frankenwaldes mit Conodonten und Tentaculiten (Unter- und Mittel-Devon; Bayern, Deutschland). – Senckenbergiana lethaea, 58: 25–79.

- BARRICK J. E. & KLAPPER G. 1976. Multielement Silurian (late Llandoveryan-Wenlockian) conodonts of the Clarita Formation, Arbuckle Mountains, Oklahoma, and phylogeny of Kockelella. – *Geologica et Palaeontologica*, 10: 59–100.
- CARLS P. & GANDL J. 1969. Stratigraphie und Conodonten des Unterdevons der Östlichen Iberischen Ketten (NE-Spanien). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 132: 155–218.
- CHATTERTON B. D. E. 1976. Distribution and paleoecology of Eifelian and early Givetian conodonts from Western and Northwestern Canada. In: BARNES C. R. (Ed.): Conodont paleoecology. – *Spec. Pap. geol. Ass. Can.*, 15: 143–157.
- CLAR E. 1935. Vom Bau des Grazer Paläozoikums östlich der Mur. – *N. Jb. Geol. etc., Beil. B.*, 74(B): 1–39.
- COOPER B. J. 1980. Toward an improved Silurian conodont biostratigraphy. – *Lethaia*, 13: 209–227.
- DUNHAM R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. – *Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, 1: 108–121.
- FEIST R. & SCHÖNLAUB H. P. 1974. Zur Silur/Devon-Grenze in der östlichen Montagne Noire Südfrankreichs. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1974: 200–219.
- FISHER R. V. 1966. Rocks composed of volcanic fragments and their classification. – *Earth-Science Rev.*, 1: 287–298.
- FLÜGEL E. 1982. Microfacies Analysis of Limestones. – 633 S., Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- FLÜGEL H. W. Das Problem der Unter-Devon/Mittel-Devon- und der Silur/Devon-Grenze im Paläozoikum von Graz. – *Prager Arbeitstag. Strat. Silur & Devon (1958)*: 115–121.
- FLÜGEL H. W. 1961. Geologische Wanderkarte des Grazer Berglandes. – Maßstab 1:100.000 (Geol. B.-A.).
- FLÜGEL H. W. 1975. Die Geologie des Grazer Berglandes (2. Aufl.). – *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum*, Sh.1, 288 S.
- FRITSCH W., MEIXNER H. & WIESENEDER H. 1967. Zur quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. 2. Mitteilung. – *N. Jb. Miner. Mh.*, 1967: 364–376.
- FÜCHTBAUER H. & MÜLLER G. 1977. Sedimente und Sedimentgesteine (3. Aufl.). – 784 S.
- GOLLNER H. 1983. Die Geologie des Hochlantschstocks (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 251 S.
- GOLLNER H., THALHAMMER O., TSCHELAUT W. & ZIER Ch. 1982. Die Laufnitzdorf-Gruppe – eine pelagische Fazies im Grazer Paläozoikum. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 112: 63–73.
- GRÄF W. 1975. Ablagerungen der Gosau von Kainach. In: FLÜGEL H. W.: Die Geologie des Grazer Berglandes. – *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum*, Sh. 1: 83–99 (2. Aufl.).
- GRÄF W., EBNER F. & FLADERER F. 1980. Faziesindikatoren in der basalen Gosau von Kainach. – *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, 33: 91–104.
- HEDBERG H. D. 1976. International Stratigraphic Guide. – 200 S., New York (John Wiley & Sons).
- HERITSCH F. 1913. Die Konglomerate von Gams bei Frohnleiten. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 50: 40–49.
- HÖLLER H. 1960. Über Delessit und Diabantit aus Diabasen des Grazer Paläozoikums. – *Min. Mittbl. Joanneum*, 1960, 1: 11–14.
- JESENKO P. 1949. Das Paläozoikum zwischen Frohnleiten und Mixnitz. – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 58 S.

- KLAPPER G., PHILIP G. M. & JACKSON J. H. 1970. Revision of the *polygnathus varcus* Group (Conodonta, Middle Devonian). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1970: 650–667.
- KLAPPER G. & ZIEGLER W. 1979. Devonian conodont biostratigraphy. – Spec. Pap. Palaeont., 23: 199–224.
- KRÖLL A. & HELLER R. 1978. Die Tiefbohrung Afling U1 in der Kainacher Gosau. – Verh. Geol. B.-A., 1973: 23–34.
- LANE H. R. & ORMISTON A. R. 1979. Siluro-Devonian biostratigraphy of the Salmontraut River Area, East-Central Alaska. – Geologica et Palaeontologica, 13: 39–96.
- MAURIN V. 1953. Über jüngste Bewegungen im Grazer Paläozoikum. – Verh. Geol. B.-A., 1953: 216–220.
- NEUBAUER F. & PISTOTNIK J. 1984. Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems (Ostalpen) und ihre paläogeographischen Beziehungen. – Geol. Rdsch., 73: 149–174.
- POLLOCK C. A. & REXROAD C. B. 1973. Conodonts from the Salina Formation and the Upper Part of the Wabash Formation (Silurian) in North-Central Indiana. – Geologica et Palaeontologica, 7: 77–88.
- REXROAD C. B. & CRAIG W. 1971. Restudy of conodonts from the Bainbridge Formation (Silurian) at Lithium, Missouri. – J. Paleont., 45: 684–703.
- REXROAD C. B. & NICOLL R. S. 1972. Conodonts from the Estill Shale (Silurian, Kentucky and Ohio) and their bearing on multielement taxonomy. In: LINDSTRÖM M. & ZIEGLER W. (Eds.): Symposium on conodont Taxonomy. – Geologica et Palaeontologica, SB 1: 57–74.
- SCHMID R. 1981. Descriptive Nomenclature and Classification of Pyroclastic Deposits and Fragments. – Geol. Rdsch., 70: 794–799.
- SCHÖNLAUB H. P. 1980. Carnic Alps: In: SCHÖNLAUB H. P. (Ed.): Second European Conodont Symposium (Ecos II). – Abh. Geol. B.-A., 35: 5–57.
- SCHUMACHER D. 1976. Conodont biofacies and paleoenvironments in Middle Devonian – Upper Devonian boundary beds, Central Missouri. In: BARNES C. R.: Conodont paleoecology. – Spec. Pap. geol. Ass. Can., 15: 159–169.
- SIBSON R. H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. – J. geol. Soc. Lond., 133: 191–213.
- SY E. 1957. Die Geologie nördlich vom oberen Breitenauer Tal. – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 192 S.
- THALHAMMER O. 1982. Das Paläozoikum nördlich der Breitenau (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 251 S.
- TORNQUIST A. 1929. Liquidmagmatische Diabas-Magnetit-Lagerstätten und ihre Begleiter in den Ostalpen. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 66: 164–185.
- TSCHELAUT W. 1984. Die „Frohnleitner Falte“ (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., 127 (im Druck).
- TUCKER M. E. 1973. Sedimentology and diagenesis of Devonian pelagic limestones (Cephalopodenkalk) and associated sediments of the Rhenohercynian Geosyncline, West Germany. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 142: 320–350.
- TUCKER M. E. 1974. Sedimentology of Palaeozoic pelagic limestones: the Devonian Griotte (Southern France) and Cephalopodenkalk (Germany). In: HSÜ K. J. & JENKYN H. C. (Eds.): Pelagic sediments: on land and under the sea. – Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 1: 71–92.
- WALLISER O. H. 1964. Conodonten des Silurs. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 41: 1–106.

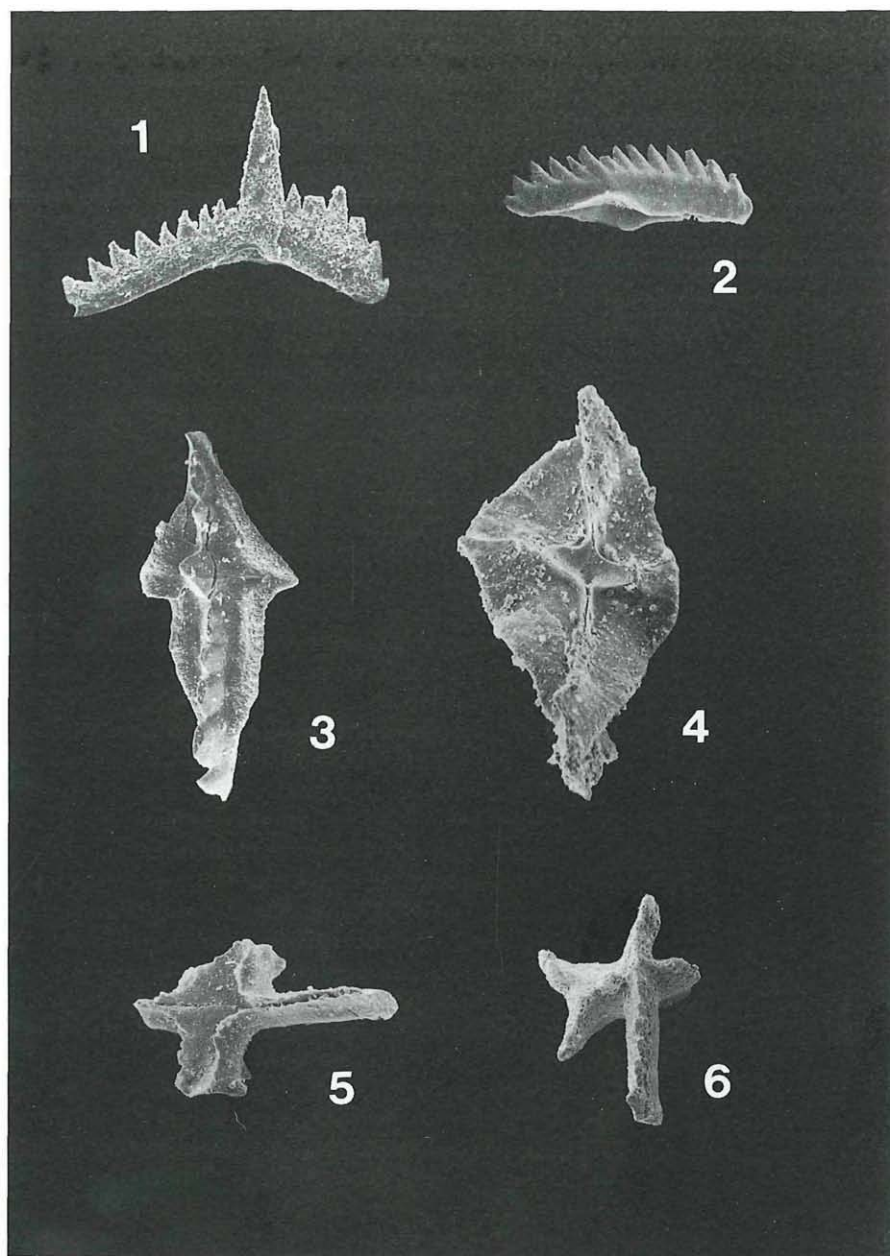
- WALLISER O. H. 1971. Conodont biostratigraphy of the Silurian of Europe. In: SWEET W. C. & BERGSTRÖM S. M. (Eds.): Symposium on conodont biostratigraphy. – Geol. Soc. Amer. Mem., 127: 195–206.
- WEDDIGE K. & ZIEGLER W. 1976. The significance of *Icriodus*: *Polygnathus* ratios in limestones from the type Eifelian, Germany. In: BARNES C. R. (Ed.): Conodont paleoecology. – Spec. Pap. geol. Ass. Can., 15: 187–199.
- WEISS A. 1973. Alte Eisenbergbaue in den Bezirken Voitsberg, Graz-Umgebung und Leibnitz. – Archiv Lagerst. forsch. Ostalpen, 14: 61–104.
- ZIEGLER W. (Ed.) 1981. Catalogue of conodonts. – Vol. I–IV, Stuttgart (Schweizerbart) 1973, 1975, 1977.
- ZIER Ch. 1982. Die Geologie des Gebietes Bärenschützklamm-Tyrnauergraben (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 364 S.

Anschrift des Verfassers: Dr. Werner TSCHELAUT, Institut für Geologie und Paläontologie der Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz, Österreich.



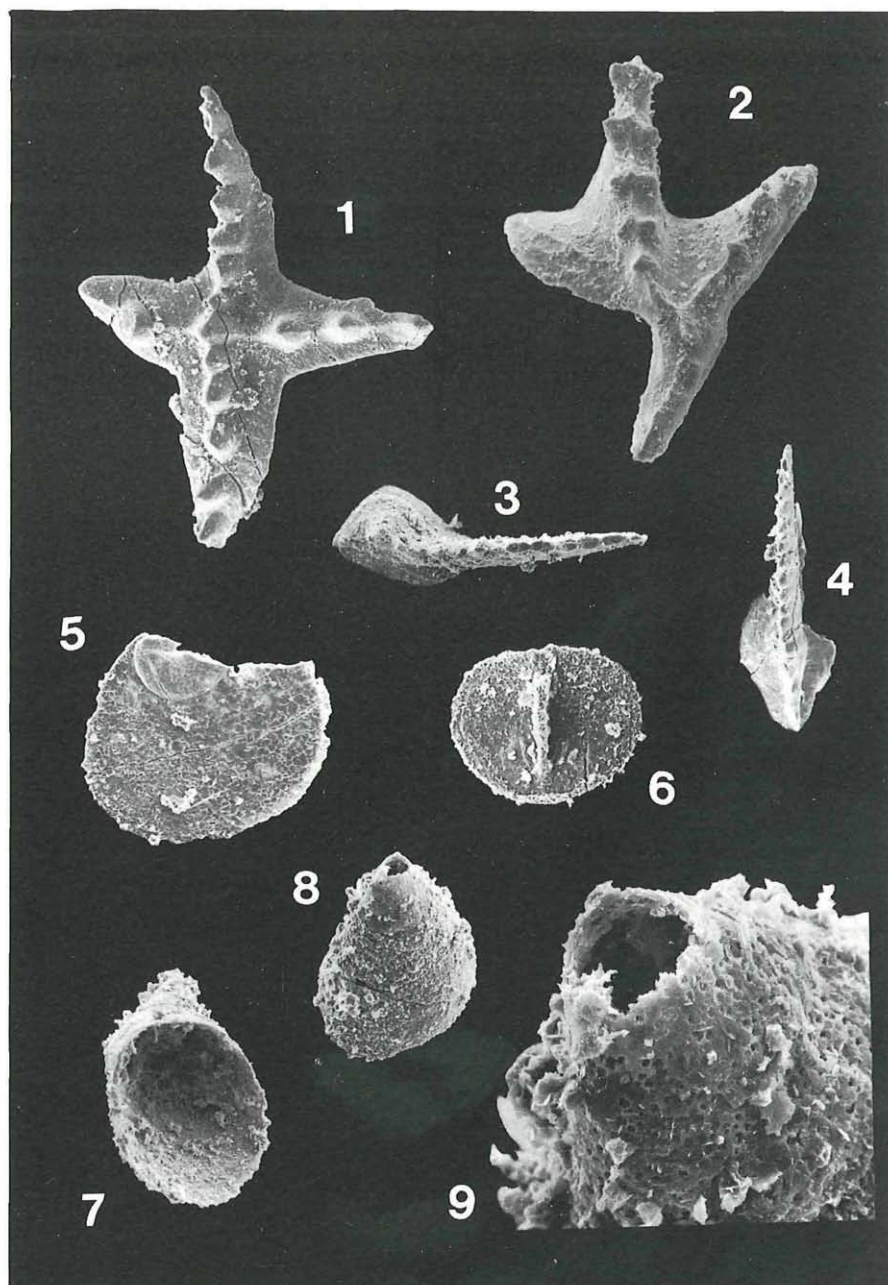
Tafel 1

- Fig. 1: *Pterospathodus amorphognathoides* (WALLISER, 1964). Lateralansicht des Pb-Elements; Hackensteiner Formation, Probe Ebe 4, 66x.
 Fig. 2: *Carniodus carulus* WALLISER, 1964. Lateralansicht des Pb-Elements; Hackensteiner Formation, Probe Ebe 5, 66x.
 Fig. 3: *Pterospathodus pennatus procerus* (WALLISER, 1964). Oralansicht des Pa-Elements; Hackensteiner Formation, Probe Rat 1, 33x.
 Fig. 4: *Pterospathodus amorphognathoides* (WALLISER, 1964). Oralansicht des Pa-Elements; Hackensteiner Formation, Probe Ebe 5, 33x.
 Fig. 5 u. 6: *Kockelella ranuliformis* (WALLISER, 1964). Oral- und Lateralansicht des Pa-Elements; Hackensteiner Formation. Probe Gam 7, 66x.
 Fig. 7 u. 8: *Kockelella ranuliformis* (WALLISER, 1964). Ansicht von schräg oben des Pa-Elements; Hackensteiner Formation, Probe Ebe 5, 66x.



Tafel 2

- Fig. 1: *Ozarkodina excavata excavata* (BRANSON & MEHL, 1933). Lateralansicht des Pb-Elements; Hackensteiner Formation, Probe LB 10/7, 66x.
 Fig. 2: *Ozarkodina excavata excavata* (BRANSON & MEHL, 1933). Lateralansicht des Pa-Elements; Hackensteiner Formation, Probe LB 10/7, 66x.
 Fig. 3: *Polygnathoides siluricus* (BRANSON & MEHL, 1933). Oralansicht des Pa-Elements; Hackensteiner Formation, Probe LB 10a, 66x.
 Fig. 4: *Polygnathoides siluricus* (BRANSON & MEHL, 1933). Aboralansicht des Pa-Elements; Hackensteiner Formation, Probe R6 13. 66x.
 Fig. 5: *Kocketella variabilis* (WALLISER, 1957). Aboralansicht des Pa-Elements; Hackensteiner Formation, Probe LB 10a, 66x.
 Fig. 6: *Kocketella variabilis* (WALLISER, 1957). Oralansicht des Pa-Elements; Hackensteiner Formation, Probe LB 10/1, 33x.



Tafel 3

Fig. 1: *Ozarkodina transitans* (BISCHOFF & SANNEMANN, 1958). Oralansicht des Pa-Elements; Hackensteiner Formation, Probe Lau 1/1, 66x.
 Fig. 2: *Pedavis pesavis pesavis* (BISCHOFF & SANNEMANN, 1958). Oralansicht des I-Elements; Hackensteiner Formation, Probe LB 2, 66x.
 Fig. 3 u. 4: *Ozarkodina stygia* (FLAJS, 1967). Oralansicht von Pa-Elementen; Hackensteiner Formation, Probe LB 8/1, 66x.
 Fig. 5–9: Inartikulate Brachiopoden (cf. *Torynelasma*) aus den Flaserkalken des Oberen Anteils der Hackensteiner Formation, Probe LB 8/1, Fig. 5 u. 6: Dorsalschale, 66x, Fig. 7 u. 8: Ventralschale, 66x, Fig. 9: Apex einer Ventralschale, 330x.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark](#)

Jahr/Year: 1984

Band/Volume: [114](#)

Autor(en)/Author(s): Tschelaut Werner

Artikel/Article: [Das Paläozoikum zwischen Röthelstein und Gams bei Frohnleiten. 133-161](#)