

Jahrb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 123, Heft 1	S. 169-229	Wien, September 1980
--------------------	----------------	------------------	------------	----------------------

Conodontenstratigraphie am Steirischen Erzberg (Nördliche Grauwackenzone)

Von Hans Peter SCHÖNLAUB, Gerd FLAJS und Friedrich THALMANN*



Mit 11 Abb., 7 Phototafeln und 1 Tafel (= Beilage 4)

Österreichische Karte 1:50.000
Blatt 101

*Ostalpen
Nördl. Grauwackenzone
Eisenerz
Stratigraphie
Altpaläozoikum
Conodonten*

INHALT

Zusammenfassung	169
Abstract	170
Einleitung (H. P. SCHÖNLAUB)	170
Dank	171
Rückblick (G. FLAJS)	172
Die Schichtfolge des Erzbergs (H. P. SCHÖNLAUB)	177
Oberordoviz: Schichten unter dem Porphyroid; Blasseneck-Porphyroid, „Übergangsporphyroid“	178
Silur: Schwarzschiefer	180
Devon- und Unterkarbonkalke	181
Eisenerzer Schichten („Zwischenschiefer“)	195
Präbichlschichten	197
Conodontenstratigraphie im Devon und Unterkarbon (H. P. SCHÖNLAUB)	197
Erhaltung der Conodontenfauna (G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB)	201
Tektonik (F. THALMANN)	203
Vergleich mit den Nachbargebieten (H. P. SCHÖNLAUB)	206
Schlußfolgerung (H. P. SCHÖNLAUB)	210
Literatur	211

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit behandelt die conodontenstratigraphische Datierung der nichtvererzten karbonatischen Schichtfolgen des Paläozoikums am Steirischen Erzberg in der Nördlichen Grauwackenzone. Conodonten liegen vor aus dem oberordovizischen „Übergangsporphyroid“-Niveau, aus dem Unterdevon (Lochkov- bis Daleje-Stufe), weiters mit Vorbehalt aus dem Mitteldevon (Eifel) sowie dem älteren Oberdevon. Dieser Zeitabschnitt ist zusammen mit Unterkarbon an mehreren Stellen auch in Umlagerungsprodukten (Spaltenfüllungen und Kalkbrekzien mit Mischfaunen) nachgewiesen. In der Regel liegen die Resedimente reliefartig über jüngerem Unterdevon.

* Adressen der Autoren: Dr. Hans P. SCHÖNLAUB, Geologische Bundesanstalt, Postf. 154, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien, Österreich; Dr. Gerd FLAJS, Institut für Paläontologie, Universität, Nußallee 8, D-53 Bonn; Dr. Friedrich THALMANN, VÖEST-Alpine AG, Hauptverwaltung Leoben, Peter-Tunner-Straße 15, A-8700 Leoben, Österreich.

Daraus resultiert eine maximale Schichtlücke vom jüngsten Unterdevon bis in das Visé. Der entsprechende Zeitabschnitt ist in den Komponenten der Brekzien vertreten. Diese Feststellung läßt den Schluß zu, daß während dieser Zeit fortlaufend Sedimentation bis in die Visé-Stufe stattfand. Die Brekzienbildung wird mit synorogenen Bewegungen im Visé erklärt. Sie leitet die Transgression der klastischen Eisenerzer Schichten ein, die dementsprechend über einem Relief der älteren und zumeist unterdevonischen Unterlage folgen.

Das zuerst am Erzberg erkannte Phänomen von Schichtlücken wird durch Neubefunde in der Umgebung ergänzt und gestützt. Die abgeleiteten geodynamischen Vorgänge stimmen mit der in anderen Gebieten der Ost- und Südalpen gefundenen Ereignisfolge zu Beginn des variszischen Umbruchs in auffallender Weise überein.

Der Erhaltungszustand des überlieferten Conodontenmaterials wird ausführlich analysiert und abgebildet. Die durch die Metamorphose(n) hervorgerufenen Veränderungen betreffen hauptsächlich Farbe, Körnigkeit der Oberfläche und Mineralneubildungen. Die thermische Einwirkung auf die conodontenführenden Kalke dürfte den Wert von 300° weit überschritten haben.

Abstract

The paper deals with conodont biostratigraphy from Lower Paleozoic rocks of the iron mine of the Styrian Erzberg. The limestone succession not altered into siderite or ankerite has yielded conodont faunas of Upper Ordovician to Lower Carboniferous ages. Main emphasis has been drawn on Lower Devonian strata which dominate the whole sequence ("Sauberg Limestone"). Within the Sauberg Lst. conodonts belonging to the Lochkovian, Pragian, Zlichovian and Dalejan stages have been recognized. Middle Devonian conodonts may be present too; however, stage of preservation does not permit any exact identification. This is also true for conodonts presumably as old as Frasnian.

The Devonian sequence mentioned above is unconformably overlain by rocks of Carboniferous age, with a limestone breccia at its base and clastic rocks above ("Eisenerzer Schichten"). The breccia contains reworked and mixed conodonts representing a continuous series of Frasnian to Dinantian strata. The youngest fauna incorporated in the breccia suggests a Lower Viséan age for the formation of this unit and thus indicates an early event of the Variscan orogenic cycle.

Additional information has been derived from Devonian rocks in the surroundings of the iron mine which supports the data and conclusions drawn in this report. Also, they are in good agreement with data from other regions of Lower Paleozoic in the Eastern and Southern Alps, e.g., the Graz Paleozoic, the Karawanken Alps, and the Carnic Alps.

Stage of preservation of the conodont fauna is described and illustrated. The main alteration caused by metamorphism and temperatures of more than 300° degrees affects color, recrystallization of the conodont surface and formation of new minerals, which presumably are feldspar and quartz.

Einleitung

(H. P. SCHÖNLAUB)

Seit den Anfangszeiten der geologischen Erforschung Österreichs waren der Steirische Erzberg und seine Umgebung aufgrund ihrer Eisenerzlagerrstätten bevorzugte Untersuchungsgebiete. Der Raum um Eisenerz zählt deshalb wohl zu den am häufigsten bearbeiteten Bereichen der Ostalpen. Neben seiner wirtschaftlichen Bedeutung ist dieses Gebiet aber auch wegen seiner für den Ostabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone scheinbar geringen metamorphen Überprägung der Gesteine und den dadurch überlieferten Fossilien seit rund 130 Jahren ein „locus classicus“ für die Erforschung der Stratigraphie und der Tektonik des ostalpinen Paläozoikums. Diese Tatsache wurde jedoch in der Vergangenheit nicht von allen Seiten erkannt und entsprechend genützt. F. HERITSCH, 1931: 138, bemerkte dazu:

„Die Untersuchungen des Erzberges nach dem Jahre 1866 haben sich zwar mit der Frage der Genesis des Erz-lagers und mit dem tektonischen Bau beschäftigt, ohne auch nur den Versuch zu machen, stratigraphisch und damit auch tektonisch die Bedeutung der bekannten Versteinerungen auszunützen – ganz in Verkennung der Tatsache, daß eine gesicherte Stratigraphie die einzig mögliche Grundlage einer gesunden Tektonik sein kann.“

Die Kritik von F. HERITSCH sehen wir heute zwar in einem anderen Licht, im Grunde ist sie aber auch nach fast 50 Jahren noch berechtigt.

Entgegen den Erwartungen der Stratigraphen glückten nämlich in den Eisenerzer Alpen kaum weitere Funde von Makrofossilien, auf denen die Stratigraphie in diesem Segment der Grauwackenzone aufbauen konnte. Der Hauptgrund für diese Versteinerungsarmut liegt in der intensiven Durchbewegung sämtlicher Gesteinsglieder während der variszischen und alpidischen Orogenesen, durch die die Schiefermassen zu Phylliten umgewandelt wurden und die Karbonate zu Bänderkalken und sogar zu Marmoren deformiert und umkristallisiert wurden.

Sosehr die frühen Fossilfunde daher Bewunderung verdienen – sie genügen aufgrund ihrer unzureichenden Erhaltung nicht den Ansprüchen, die die moderne Biostratigraphie für eine präzise Auswertung an sie stellt! Dazu kommt, daß in keinem Fall eine exakte Lokalisierung der Fundpunkte mehr möglich ist, worauf bereits D. STUR, 1865, hinwies. Dieser Mangel wiegt umso schwerer, da der Erzberg von zahlreichen Brüchen zerlegt wird und nur mit Hilfe stratigraphischer Leithorizonte die komplizierte Tektonik aufgelöst werden kann.

Als ein weiteres Problem am Erzberg ist die Gleichförmigkeit der karbonatischen Schichtfolgen zu nennen, die kaum eine vertikale Gliederung und zuverlässige Korrelation einzelner Schichten über mehrere Etagen hinweg erlaubt.

Erschwerend ist schließlich auch, daß die Spatvererzung mindestens zwei Drittel der am Erzberg vorhandenen Karbonate erfaßt und stratigraphische Untersuchungen daher auf den nichtvererzten Restanteil beschränkt bleiben müssen.

Diese Schwierigkeiten zusammen sind also bei allen Forschungen am Erzberg zu berücksichtigen, gleichgültig, ob der Genese der Lagerstätte, der Tektonik oder dem Alter des Gesteins nachgegangen wird. Es lag daher nahe, am Erzberg conodontenstratigraphische Untersuchungen durchzuführen, zeichneten sich doch in letzter Zeit durch den Einsatz dieser Methode überraschende Erfolge in solchen Gebieten ab, in denen entweder Makrofossilien sehr selten vorkommen und/oder die Gesteine von einer Metamorphose betroffen wurden.

Die in den folgenden Abschnitten auf der Basis der neuen Untersuchungsmethodik mitgeteilten bisherigen Ergebnisse weichen verständlicherweise von den bisherigen Vorstellungen erheblich ab.

Dank

Für das Interesse an dieser Arbeit und die Förderung dieser Untersuchungen danken die Autoren Herrn Vorstandsdirktor Bergrat h. c. Dipl.-Ing. H. Juvancic und Bergdirektor Bergrat h. c. Dipl.-Ing. Manfreda von der VÖEST-ALPINE AG.; bei der Probennahme waren Herr Obersteiger Lenz und Herr Pucher, beide Eisenerz, überaus wertvoll. Der Geologischen Bundesanstalt sei für die Bereitstellung großer Mengen von Chemikalien und Laborhilfskräften (Herr Zagler) besonders gedankt. Die Arbeiten erfolgten im Zusammenhang mit der geologischen Neuaufnahme des Paläozoikums von Blatt 101, Eisenerz FLAJS dankt dem Institut für Paläontologie der Universität Bonn für die Erlaubnis zur Benützung der Laboreinrichtungen.

Die mitgeteilten Untersuchungsergebnisse sind ein Beitrag zum Projekt „Ecostratigraphy“.

Rückblick

(G. FLAJS)

Bereits in der ersten Bearbeitung des Erzberges und seiner Umgebung beschrieben V. I. R. v. PANTZ & A. J. ATZL, 1814, alle – auch nach heutiger Kenntnis – vorliegenden Gesteine und die Grundzüge ihrer Lagerung. Über dem „Urgebirge“ im Bereich von Vorderberg folgt das „Übergangs“- oder „Grauwackengebirge“, bestehend aus „Übergangs-Thonschiefern“ (den heutigen Feinschichtigen Grauwackenschiefern), „Übergangs-Kiesel-schiefern“, „eine(r) Art Übergangsporphyr und porphyrtigen Trappgesteins von mächtiger Verbreitung“ (dem heutigen Blasseneck-Porphyr) sowie hauptsächlich aus „Übergangskalkstein“. Den Abschluß der Schichtfolge bildet das „Flötzgebirge“ mit dem „Flötzgypsgebirge“ sowie den bunten Konglomeraten und Sandsteinen der Präbichlschichten.

Auch was die Genese der Lagerstätten betrifft, wurden bereits in dieser Frühzeit alle Möglichkeiten der Entstehung diskutiert (P. TUNNER, 1847: „im heissflüssigen Zustand emporgedrungen“; A. v. MORLOT, 1850: Abscheidung aus Quellen; M. v. LIPOLD, 1854 (Salzburger Grauwackenzone), A. v. SCHOUPPE, 1854: sedimentäre Entstehung; F. v. ANDRIAN, 1862: durch eine „metamorphe Action“ nach Ablagerung der Kalke und der Präbichlschichten). Schon früh wurden auch die ersten geologischen Karten des Erzberges angefertigt (F. v. FERRO, 1847; A. v. SCHOUPPE, 1854; fide E. SPENGLER, 1926 im Archiv der GBA).

Die von V. I. R. v. PANTZ & A. J. ATZL beschriebene Abfolge wurde von F. v. FERRO, 1847, bestätigt. Er rechnete allerdings den Blasseneck-Porphyr als klastisches Gestein, als „Körnige Grauwacke“ (erstmalig H. J. ANKER, 1835) zu den „Älteren Grauwackenschiefern“ (im Unterschied zu den „Jüngeren Grauwackenschiefern“ = Präbichl- und Werfener Schichten). Dieser Deutung als Sedimentgestein schlossen sich in der Folge alle Autoren an (z. B. F. v. HAUER & F. FÖTTERLE, 1855, A. MILLER, 1864, D. STUR, 1871, F. v. HAUER, 1872, G. STACHE, 1884), wobei sich noch F. BECKE, 1887, aufgrund petrographischer Untersuchungen für diese Interpretation aussprach.

Einen großen Fortschritt gegenüber den bisherigen Altersgliederungen brachte die von D. STUR, 1865 a, b, 1866 a, b, erstmals beschriebene, teilweise von E. SUESS und J. BARRANDE bestimmte kleine Trilobiten-, Brachiopoden-, Cephalopoden- und Korallenfauna des Sauberger Kalkes am Erzberg, die von F. HERITSCH, 1931, und F. CZERMAK, 1931, neu beschrieben wurde. D. STUR, 1871, faßte die bis dahin vorliegenden Befunde zusammen und parallelisierte sie mit den Etagen E, F und G der böhmischen Gliederung. Bis zu den nächsten Fossilfunden sollten noch weitere rund 50 Jahre vergehen, und schon M. VACEK, 1886 b, beklagte die „notorische Petrefactenarmuth“ des Eisenerzer Raums.

G. STACHE, 1884, gelangte – auch anhand fazieller Vergleiche mit den Karnischen Alpen – zu einer analogen Gliederung: Über den am Erzberg nicht vorhandenen Phylliten und „krystallinen Kalken“ im W folgt „Normales Untersilur“ (bis zum unteren Llandovery = Feinschichtige Grauwackenschiefer), darüber (nicht am Erzberg) schwarze Schiefer und Orthocerenkalke des „Normalen Obersilurs“, die der „Wenlock- und Ludlow-Gruppe“ zugerechnete Körnig-Schiefrige Grauwacke und die dem „Subdevonischen Übergangs- oder Obersilur“, zugehörige „Erzberger Riffkalk-Gruppe“.

Der Blasseneck-Porphyr, die „Körnige Grauwacke“, erfuhr 1886 eine weitere Umdeutung durch H. v. FOULLON, 1886, der sich aufgrund chemischer Analysen für eine Gneis-Natur dieses Gesteins aussprach. Diese Ansicht beeinflusste in den folgenden Jahren in starkem Maße die Vorstellungen über den Bau des Erzberges und der Nördlichen Grauwackenzone insgesamt. Vor allem M. VACEK vertrat in zahlreichen Arbeiten (u. a. 1886, 1900, 1906, H. VACEK & E. SEDLACZEK, 1903, vgl. Abb. 1) seine Auffassung eines basalen alten Blasseneck-„Gneiss-Kernes“, der in mehreren Aufbrüchen zutage tritt und an den die weiteren Schichtglieder, das Hangende jeweils unkonform über dem Liegenden, angelagert

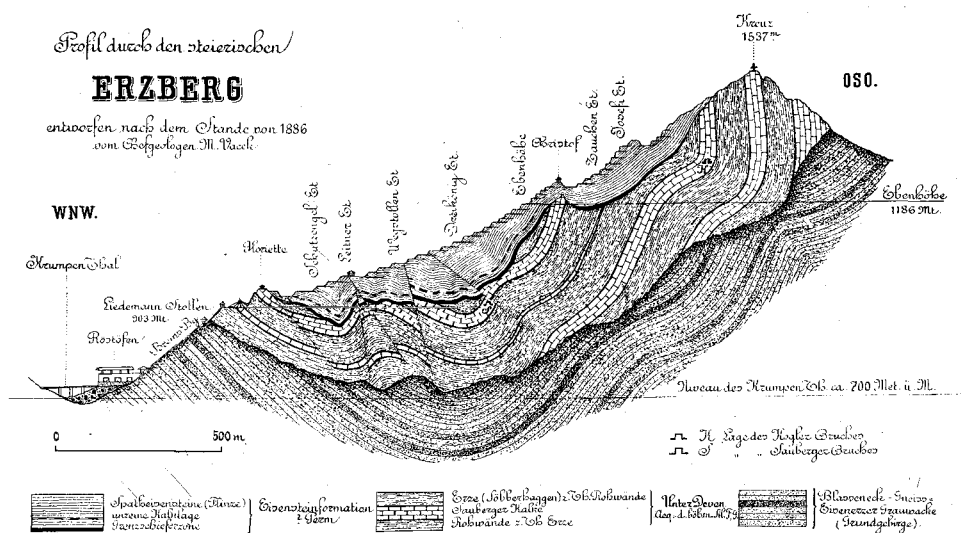


Abb. 1: Geologisches Profil durch den Steirischen Erzberg mit dem eingemuldeten Blasseneckgneis (= Blasseneck-Porphyr) als alter Unterlage. Nach M. VACEK 1900.

seien: die Kieselschiefer und Orthocerenkalke des Obersilurs (nicht am Erzberg ausgebildet); das Unterdevon des Sauburger Kalkes und die liegenden Rohwandvorkommen; die „Eisensteinformation“ mit Flaserkalken, die wegen ihrer Position immer unmittelbar unter der Trias, der faziell abweichenden Ausbildung des sicheren Devons und Karbons sowie aus Vergleichen mit dem Rotliegenden und dem englischen Unterperm als wahrscheinlich permischen Alters angesehen wurde (aufgrund der Position unter den Präbichlschichten nahm bereits A. MILLER, 1864, ein triadisches Alter des Erzes an). Die Grauwackenschiefer faßte er mit den Phylliten weiter westlich zusammen und stellte sie ins Hangende des „Blasseneck-Gneises“. M. VACEK & E. SEDLACZEK, 1903, beschrieben erstmals ausführlich den „Grenzschiefer“ (Zwischenschiefer bzw. heute Eisenerzer Schichten), der die beiden unkonformen Einheiten des Unterdevons (Sauburger Kalk) im Liegenden und des Haupterzlagers trennt.

Dieser Zwischenschiefer, der die den Kern der Erzbergmulde bildenden Kalke in einen Liegend- und Hangendanteil trennt, spielte in der Folge eine entscheidende Rolle für die Vorstellungen über den Bau des Erzberges, je nach der Zurechnung zu den Feinschichtigen Grauwackenschiefern der Erzberg-Unterlage (z. B. J. JUNGWIRTH & H. LACKENSCHWEIGER, 1922, die bereits Vorkommen von Porphyroid im Zwischenschiefer erwähnen, ebenso wie K. A. REDLICH, 1923, 1931; W. PETRASCHKEK, 1932; F. ANGEL, 1939), seiner Einstufung in das Silur (E. SPENGLER, 1925, E. SPENGLER & J. STINY, 1926), in das Karbon (E. HABERFELNER, 1933, 1937) oder sogar – im Vergleich mit den Werfener Schiefern – in die Trias (u. a. K. A. REDLICH, 1916, F. HERITSCH, 1922). A. KERN, 1927, G. HIESSELEITNER, 1929, F. HERITSCH, 1943, und zuletzt H. HAJEK, 1966, betrachteten den Zwischenschiefer als primär-sedimentär den Kalken eingelagert.

Die Porphyroid-Natur des Blasseneck-Porphyroids wurde von T. OHNESORGE, 1905, für den westlichen, von K. A. REDLICH, 1907, für den östlichen Abschnitt der Grauwackenzone nachgewiesen. Infolge der weiten Verbreitung dieses Ergußgesteins (F. ANGEL, 1918: Quarzkeratophyr; nach H. MOSTLER, 1970, als Ignimbrit gedeutet) wurde er seitdem als markanter Leithorizont angesehen. Lediglich E. HABERFELNER, 1935, 1937, verließ die Deutung als Ergußgestein zugunsten einer oberkarbonen oder permischen Porphyroid-Intrusion längs der Überschiebungsfläche der „Riffkalk-Decke“ (u. a. Erzberg) über die Schiefer des Unterkarbons (= Feinschichtige Grauwackenschiefer). Seine stratigraphische Einstufung war allerdings beträchtlichen Schwankungen unterworfen: Anfangs wurde er fast allgemein als jungpaläozoisch angesehen (Ober-)Karbon oder Perm: u. a. K. A. REDLICH, 1908, 1916; F. HERITSCH, 1910 b, 1911, 1922; F. ANGEL, 1939). Seit E. SPENGLER, 1925, setzte sich jedoch die Vorstellung eines altpaläozoischen Alters durch (R. SCHWINNER, 1927, 1929 u. a., F. HERITSCH, 1932, 1943, H. R. v. GAERTNER, 1934, K. METZ, 1951, H. P. CORNELIUS, 1941 usw.), wozu vor allem die Beschreibung der dem Porphyroid auflagernden „Caradoc“-Fauna der Polsterquarzite durch F. HERITSCH, 1927 a, beitrug (eine umfassende Darstellung der unterschiedlichen Einstufung sowie der tektonischen Gliederungen findet sich bei H. P. CORNELIUS, 1952, vgl. auch F. THALMANN, 1975).

Die biostratigraphische Gliederung des Eisenerzer Raumes wurde nach 1900 durch eine Reihe von Fossilfunden in der Umgebung des Erzberges präzisiert. F. HERITSCH, 1905, 1907, 1910 a, b, 1918, 1927 b, beschrieb mehrere Korallenfunde aus den devonischen Kalken sowie 1927 a die „Caradoc“-Fauna der Polsterquarzite (Neubeschreibung durch A. v. SCHOUPE, 1950, vgl. auch G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB, 1976). Die von F. HERITSCH, 1931 b, und E. HABERFELNER & F. HERITSCH, 1932, aus den Kieselschiefern des dem Erzberg benachbarten Sauerbrunn- und Weiritzgrabens beschriebenen Graptolithen, die die Zonen 4, 8–10, 12, 19–24 und 33 belegen sollten, sind allerdings nach H. JAEGER, 1969, größtenteils als anorganische Strukturen anzusehen, der Rest ist unbestimmbar.

Eine ganz erhebliche Komplizierung des Baues des Eisenerzer Raumes erbrachte die (im Vergleich mit dem Hochwipfelkarbon vorgenommene) lithostratigraphische Einstufung der Gesamtheit der Tonschiefer und Sandsteine unter dem Porphyroid in das Karbon (F. HERITSCH u. a. 1910 a, 1911, 1932; E. HABERFELNER, 1935, 1937). Diese Auffassung setzte sich nicht durch und wurde bald wieder verlassen (vgl. u. a. R. SCHWINNER, 1937) und für die Feinschichtigen Grauwackenschiefer allgemein ein tieftalpaläozoisches, meist kambroordovizisches Alter vermutet, wobei jedoch einige Autoren Anteile karbonischen Alters in diesem Schichtkomplex nicht ausschlossen (F. ANGEL, 1939, K. METZ, 1951).

Ab 1926 erschienen neben einer ganzen Reihe anderer in rascher Folge vier Arbeiten, die zu den wesentlichsten über den Eisenerzer Raum gehören. 1926 faßte E. SPENGLER in den Erläuterungen zum Blatt Eisenerz (E. SPENGLER & J. STINY) die Ergebnisse seiner Aufnahmsarbeiten zu folgender stratigraphischen Gliederung zusammen: die Feinschichtigen Grauwackenschiefer stellte er in das Kambrium und „Untere Silur“, die dunklen Ton- und Kieselschiefer sowie den Porphyroid in das „Obersilur“. Die stratigraphische Reichweite der „Erzführenden Kalke“ gab er mit oberem Silur bis Mitteldevon an.

A. KERN, 1927, 1942, beschrieb in seiner außerordentlich detaillierten Aufnahme des Erzberges erstmals den „Übergangsporphyroid“, einen während der Transgression über den Porphyroid gebildeten Aufarbeitungshorizont aus Porphyroiddetritus und Kalk. Nach A. KERN transgredieren die Kalke mit schwacher Diskordanz von SE nach NW. Diese Untersuchung erbrachte keine neuen stratigraphischen Ergebnisse, ebenso wie die vorzügliche Aufnahme des Erzberges und seiner Umgebung durch G. HIESLEITNER, 1929, der die gesamte Schichtfolge in das „Silurdevon“ einordnete. Die Stratigraphie E. HABERFELNERS, 1937, mit der Einstufung der Schiefer in das Unterkarbon und des Porphyroids in das Oberkarbon oder Perm wurde bereits oben erwähnt.

Erst in den letzten 15 Jahren konnte die Stratigraphie des Eisenerzer Raumes durch umfangreiche Conodontenuntersuchungen auf eine wohlfundierte Basis gestellt werden (G. FLAJS, 1964, 1967 a, b, G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB, 1973, 1976, H. P. SCHÖNLAUB, 1977). Wenngleich diese Untersuchungen vorwiegend in dem Erzberg benachbarten Gebieten (Tulleck-Donnersalm, Polster, Radmer) durchgeführt werden, erbrachten sie durch die Einstufung der obersten Partien der Feinschichtigen Grauwackenschiefer in den Grenzbeereich Caradoc/Ashgill, des Porphyroids in denselben Bereich, durch die Datierung der Polsterquarzite als Ashgill, durch den Nachweis unterschiedlicher Faziesräume im Silur, das teils mit vollständiger Schichtfolge vom Ashgill an, teils mit Schichtlücke bis ins hohe Silur dem Porphyroid auflagert, sowie durch die Datierung der hangenden Kalkkomplexe vom hohen Silur über Unter- und Mittel- bis Oberdevon, auch für den Erzberg selbst grundlegende Erkenntnisse. H. P. SCHÖNLAUB, 1977, gelang auch der Nachweis kalkigen Unterkarbons am Erzberg und dessen sedimentären Übergangs in die Eisenerzer Schichten, zu denen im Raum der Galleiten W des Erzberges auch dunkle Lydite gehören.

Ebenso wechselvoll wie die Geschichte der Stratigraphie war die der Tektonik des Eisenerzer Raumes. Die grundsätzliche Zweiteilung der Nördlichen Grauwackenzone in Veitscher und Norische Decke war bereits sehr früh erkannt worden: bereits das von F. v. LIDL, 1853, beschriebene Profil von den Seckauer Tauern in die Radmer zeigt die Lagerung der „Grauwackengruppe“ über den Tonschiefern mit Graphit bei Kalwang (vgl. auch das Profil von Kraubath zum Reiting bei D. STUR, 1883). F. v. HAUER & F. FÖTTERLE, 1855, erkannten bereits das Abtauchen der Kalke des Eisenerzer Reichensteins unter den Porphyroid der Erzbergunterlage, wenngleich die jeweiligen Interpretationen noch unbefriedigend bleiben mußten.

Nachdem die den Kern der gegen N überkippten Erzbergmulde bildenden Kalke seit den Fossilfunden von D. STUR in ihrer Altersstellung $\pm$ fixiert waren, bedingten unterschiedliche Einstufungen, v. a. des Porphyroids, der Feinschichtigen Grauwackenschiefer, seiner Unterlage und des Zwischenschiefers (s. oben), höchst unterschiedliche tektonische Konzepte. Die Ansichten M. VACEKs wurden bereits oben angeführt. Zwischen 1910 und ca. 1925 gelangte F. HERITSCH (1910 a, 1911, 1922, auch K. A. REDLICH, 1916) durch die Gleichsetzung des Zwischenschiefers und der Schiefervorkommen am Kamm Reichen-

stein-Linseck mit den Werfener Schiefern (und durch die Einstufung des Porphyroids in das Oberkarbon/Perm) zur Vorstellung eines alpidischen Deckenbaues mit engen Beziehungen zur Weyrer Tektonik. Entsprechend den Verhältnissen im Gebiet des Zeiritzkampl unterschied er die untere (Reichenstein-Linseck) und die obere (u. a. Erzberg) „Blasseneck-Schuppe“. Die Prägung der N-S-streichenden Querstrukturen um Eisenerz im Zusammenhang mit der Weyrer Tektonik wurde auch von O. AMPFERER, 1931, und zuletzt von E. CLAR, 1965, angenommen, wenngleich die Mehrzahl der Autoren (u. a. G. HIESSLEITNER, 1931, R. SCHWINNER, 1929, 1933, J. STINY, 1931, K. METZ, 1940, 1951, 1953) eben diese Strukturen als Relikte variszischer Prägung deuteten. Daß variszische Bewegungen stattgefunden haben mußten, war seit der Beschreibung der klassischen Winkeldiskordanz zwischen Altpaläozoikum und Präbichlschichten, nahe der Leobener Hütte am Polster, bekannt (K. OESTREICH, 1899). K. A. REDLICH sprach sich wiederholt für variszische und alpidische Bewegungen aus, und dieser Ansicht schlossen sich fast alle späteren Autoren an, beispielsweise K. A. REDLICH & K. PRECLIK, 1930: Überschiebung der Kalke + Zwischenschiefer = variszisch, Formung der Erzbergmulde = alpidisch; H. R. v. GAERTNER, 1934, F. ANGEL, K. METZ, 1951, 1953, u. a.

J. JUNGWIRTH & H. LACKENSCHWEIGER, 1922, parallelisierten den (porphyroidführenden) Zwischenschiefer mit den Feinschichtigen Grauwackenschiefern und gelangten dadurch ebenfalls zu einer tektonischen Zerteilung des Erzberges, wogegen A. KERN, 1927, eine ungestörte Abfolge annahm. Durch die Auffindung des „Übergangsporphyroids“ stellte er die normal-sedimentäre Auflagerung der Kalke auf dem Porphyroid sicher, nachdem der Kontakt (auch noch später!) als Überschiebungsbahn von Devon über karbonischen bzw. permischen Porphyroid gedeutet wurde (F. HERITSCH, 1911, 1922, 1932, W. HAMMER, 1924, K. A. REDLICH & K. PRECLIK, 1930, F. ANGEL, 1939). Nach A. KERN ist die Ausbildung der Muldenform des Erzberges und deren Verwerfung längs des N-S-streichenden Christof-Hauptverwurfs, der sich nicht in die Permotrias fortsetzt, variszischen Alters, während sich die alpidische Tektonik auf zahlreiche kleinere Störungen beschränkt.

Zuvor gelangten E. SPENGLER, 1925, und E. SPENGLER & J. STINY, 1926, zur Vorstellung eines weiträumigen variszischen Falten- und Überschiebungsbaues mit Schubrichtung gegen W bis SW, dessen Achsen sich im darüberliegenden Mesozoikum nicht abbilden. Im engeren Erzbergbereich wurden drei, jeweils durch Silurschiefer (z. T. + Porphyroid) getrennte, tektonische Einheiten unterschieden, deren Internbau durch flachwellige alpidische Faltungen überprägt wurde.

G. HIESSLEITNER, 1929, gelangte wie A. KERN zu dem Ergebnis, daß der Erzberg eine einheitliche, nicht tektonisch zweigeteilte Schichtfolge aufweist. Die variszische Tektonik beschränkt sich auf flachwelligen Faltenbau, während die Hauptprägung – die endgültige Formung der Erzbergmulde, der Schuppenbau zwischen Erzberg und Reichenstein, die Überschiebungen am Kressenberg – alpidischen Alters ist, hervorgerufen durch eine SE-NW-Bewegung der Porphyroid-Kalk-Abfolge unter der Auflast der Kalkalpen. Aufgrund seiner Aufnahmeergebnisse in der Radmer 1931 revidierte er diese Ansicht zugunsten eines vortriadischen Schuppenbaues (Radmer-Störung; vgl. auch G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB, 1973), wogegen O. AMPFERER, 1931, gerade diese Ergebnisse als Resultat alpidischer Bewegungen interpretierte.

F. HERITSCH, 1932, unterschied zwei große tektonische Einheiten: eine liegende aus Graptolithenfazies des Silurs + Hochwipfelkarbon, die hangende aus Porphyroid/Caradoc + Erzführender Kalk. Das Alter des Deckenbaues rechnete er der sudetischen (ev. bretoni-

schen) und der saalischen Phase zu. In seinen Arbeiten 1935 und 1937 gelangte E. HABERFELNER – in Analogie zu den Faziesdecken der Karnischen Alpen (auch F. HERITSCH, 1943) – zu einer Gliederung in vier Einheiten: als liegendste (W des Eisenerzer Raumes) Karbonschiefer mit Grüngesteinen; darüber die ebenfalls mit Karbon verschuppte „Graptolithengesteinsdecke“; darüber die „Flaserkalkdecke“; und als hangendste Einheit die „Riffkalkdecke“, der u. a. auch der Erzberg angehört, und die durch den karbonischen Zwischenschiefer in sich nochmals zweigeteilt ist. Das Alter des Deckenbaues gab er mit sudetisch oder erzgebirgisch an. Nach einer anschließenden Faltung der Deckenbahnen sei der Porphyroid längs der Überschiebungsbahnen während des Oberkarbons oder Perms intrudiert. Die alpidische Tektonik beschränkte sich auf die Ausbildung von Störungen.

Auch H. P. CORNELIUS und R. SCHWINNER zogen den Deckenbau nicht in Zweifel und vermuteten ein variszisches Alter. Dagegen beschränkten sich nach den Ergebnissen der gefügekundlichen Untersuchung des Erzberges durch W. FRITSCH, 1960, die variszischen Bewegungen auf einen schon syndementär angelegten flachwelligen Faltenbau, während sich alpidische Bewegungen in einer schwachen N-S-Einengung, die von einer kräftigen E-W-Einengung gefolgt wird, äußern.

Durch die schon oben erwähnten Condontenuntersuchungen konnten, im Gefolge der detaillierten stratigraphischen und faziellen Gliederung, auch die tektonischen Probleme einer Lösung nähergebracht werden. Die Vorstellung eines weiträumigen Schuppen- und Deckenbaues innerhalb des Paläozoikums wurde bestätigt, und sein variszisches Alter wahrscheinlich gemacht. Am Erzberg wurde durch den Nachweis des Karbon-Alters eines Teils der Kalke und der Zwischenschiefer die tektonische Zweiteilung ebenfalls bestätigt.

Die Schichtfolge des Erzberges

(H. P. SCHÖNLAUB)

Die Schichtfolge am Steirischen Erzberg reicht vom Oberordoviz bis in das Perm. Im Variszikum überwiegen mengenmäßig bei weitem Devonkalke. Oberordoviz und an einer Stelle wenige Meter mächtiges Silur bilden die Unterlage der Lagerstätte; Karbon in einer geringmächtigen Kalkfazies und darüber in klastischer, bis 120 m mächtiger Ausbildung (= Eisenerzer Schichten, „Zwischenschiefer“), schließen die variszische Schichtfolge ab.

Die klastischen Präbichlschichten (mit der „Werfener Brekzie“ an der Basis) gehören dem postvariszischen Deckgebirge an, das allerdings nur mehr am Nordrand des Erzberges in Form von Erosionsresten erhalten ist. Sie überlagern hier transgressiv einen älteren Decken- und Schuppenbau (vgl. A. KERN, 1927, Abb. 6, u. a.). Gemeinsam mit ihrer älteren Unterlage wurden sie in alpidischer Zeit intensiv durchbewegt.



Abb. 2: Der Steirische Erzberg/Luftaufnahme.

Oberordoviz-Schichten unter dem Porphyroid, Blasseneck-Porphyroid, „Übergangsporphyroid“

Äquivalente der von G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB, 1976, von der Nordseite des Gerichtsgrabens beschriebenen Schiefer-Sandstein-Unterlage des Blasseneckporphyroids sind in der Lagerstätte nicht aufgeschlossen. Sie finden sich aber im Liegenden des Porphyroids in einem NNE-SSW verlaufenden Streifen, der vom Gerichtsgraben (alte Bundesstraße) über die Faistawiese-Plattenkreuz-Platte bis in den Erzgraben zieht. Fossilien fehlen daraus zwar generell, doch kann aus der sedimentären Einlagerung von Kalken, die z. B. über dem ersten Bahnviadukt der Präbichlbahn Condonten geliefert haben (G. FLAJS, 1964: 372), auf Altersgleichheit mit der oberordovizischen Gerichtsgraben-Gruppe (G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB, 1976) geschlossen werden.

Detailuntersuchungen über die Abgrenzung dieser Entwicklung zu den östlich verbreiteten Kieselschiefern im Weiritzgraben und der Kalkfolge zwischen Plattenkreuz und Rössl stehen bisher noch aus.

Der Blasseneckporphyroid bildet, wie erwähnt, über weite Strecken die normale Unterlage der Siderit-Ankeritlager und der „Erzführenden Kalke“. Nach den geologisch-tektonischen Karten von K. A. REDLICH, 1923, A. KERN, 1927, G. HIESSLEITNER, 1929, E. HA-

BERFELNER, 1935, F. ANGEL, 1939, E. CLAR, 1948 (unpubl.), und F. THALMANN, 1975, formen der Porphyroid und seine Auflage eine Mulde, deren Achse NNE–SSW streicht und nach NNE abtaucht. Vorkommen von Porphyroid finden sich dementsprechend am Westrand der Lagerstätte im Krumpental sowie im Osten und Südosten im Hangenden der oben erwähnten Schiefer.

Im Gebiet des Erzberges dürften die maximal aufgeschlossenen Mächtigkeiten des Blasseneckporphyroids rund 400 m betragen (G. HIESSLEITNER, 1929). Es handelt sich um stark vergrünte, seltener graue Vulkanite in vorwiegend massiger Ausbildung, die nach ihrem Chemismus von Quarzkeratophyren abstammen. Nach Dünnschliffbeschreibungen vom Erzberg (F. ANGEL, 1919, 1929, 1939) führen sie Porphy Quarze, Plagioklas (Oligoklas), Glimmer und Chlorit als Einsprenglinge in einer aus Quarz, Serizit und Feldspat (zu Kaolin umgewandelt) bestehenden Grundmasse. Die Porphy Quarze sind stark korrodiert, ihre Kanten und Ecken gerundet. Plagioklas ist kaolinisiert und serizitisiert, der Glimmer weitgehend baueritisiert.

Neuanalysen des Porphyroids vom Erzberg und Präbichl (H. HEINISCH, 1978, schriftl. Mitt.) zeigten im Vergleich zu anderen Vorkommen von Porphyroid in der Nördlichen Grauwackenzone abweichende Werte mit deutlich geringeren SiO_2 -Gehalten und höheren Al_2O_3 - und CaO -Gehalten. Danach könnte im Raum um Eisenerz ein ehemaliger Rhyodacit-Vulkanismus vermutet werden. Diese Sonderstellung der Porphyroide ist jedoch wenig wahrscheinlich. Eher hat eine sekundäre Stoffzufuhr, die im ursächlichen Zusammenhang mit der Vererzung der devonischen Kalkmassen stehen dürfte, den Chemismus der Porphyroide verändert (vgl. auch Exk. Führer Nördliche Grauwackenzone 1977 : 36).

Die von J. JUNGWIRTH & H. LACKENSCHWEIGER, 1922, K. A. REDLICH & K. PRECLIK, 1930, E. HABERFELNER, 1935, F. ANGEL, 1939 a, b, und H. HAJEK, 1966, aus dem Zwischenschiefer bzw. den Sauberger Kalken (H. HAJEK) erwähnten geringmächtigen Porphyroid-Vorkommen sind sicher jünger als der Blasseneckporphyroid, der die „Erzformation“ schlüsselförmig unterlagert. Ihr Alter wird an anderer Stelle diskutiert (vgl. S. 196).

Unter der Bezeichnung „Übergangsporphyroid“ wurden von A. KERN, 1927: 28, am Erzberg die obersten Partien des Blasseneckporphyroids verstanden, die „durch Austausch von Kieselsäure gegen basisch wirkende Minerale, wie Kalk, Dolomit, Ankerit und Spateisenstein, verändert worden sind“. A. KERN unterschied „verkalkte oder dolomitisierte Übergangsporphyroide“, „vererzte Übergangsporphyroide“, „dichte Quarzite sowie sehr saure, mit kleinen Quarzkriställchen gespickte Erze und Rohwände“. Die Übergänge führte er (l. c., S. 24) als Beweis für die Annahme der autochthonen Auflagerung der „Erzformation“ (A. KERN, 1927) über dem Porphyroid an (vgl. dagegen K. A. REDLICH & K. PRECLIK, 1930: 232 ff.).

F. ANGEL, 1939: 289 hielt die Übergangsporphyroide für „wiederverfestigten Porphyrgus der Erzbergunterlage“.

Kennzeichnende Aufschlüsse von „Übergangsporphyroiden“ finden sich auf den Etagen „Rosina“ und „Eva“ (eine Reihe weiterer, bei A. KERN, 1927, genannter „typischer“ Stellen sind heute nicht mehr vorhanden). In den beiden genannten Vorkommen ist die Grenze zwischen dem Porphyroid und seiner Auflage scheinbar unscharf. So ist der „Übergangsporphyroid“ auf der Etage „Eva“ 6–8 m mächtig und als Wechsel von dm-dicken hellen Karbonatpartien und grünlichen quarzitischen Lagen ausgebildet. In einem allmählichen Übergang folgen nach oben vermehrt ankeritische Einschaltungen, während Sandlagen zurücktreten. Schließlich stellen sich plattige, braun verwitterte Ankerite ein.

Auf anderen Etagen (z. B. „Kogel“) ist der Kontakt Porphyroid/Kalk eine Störungsfläche mit einer schmalen Mylonitzone. Unmittelbar darüber schließen vererzte Kalke an.

Die erwähnten Kalklagen des „Übergangsporphyroid“ lieferten auf der Nordseite der Etage „Hell“ und auf der Etage „Rosina“ Conodonten des jüngsten Ordoviz (*Ambalodus triangularis*, *Amorphognathus* sp., *Plectodina* sp.). Damit wird die, im Gelände schon aufgrund der lithologischen Kennzeichen vermutete Äquivalenz mit den von G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB, 1976, am nahe gelegenen Polster beschriebenen Cystoideenkalken bestätigt. Letztere folgen an der Lokalität „Knappensteig“ über den Polsterquarziten, die ihrerseits den Blasseneckporphyroid überlagern. Gleiche Verhältnisse finden sich auf dem, dem Polster im Osten benachbarten Bergzug der Rotschütt nördlich Vordernberg.

Das im Hangenden des Porphyroids faziell vom Polster abweichende Bild am Erzberg hat seine Ursachen primär vermutlich in Mächtigkeitsschwankungen des oberordovizischen Porphyroids (G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB, 1976, H. JAEGER, 1978); sekundär mag dazu vielleicht auch eine tektonische Zerlegung der starren Porphyroidplatte beigetragen haben (H. MOSTLER, 1970). Welche Annahme sich immer auf bessere Evidenzen stützen kann, sie führen zur Schlußfolgerung, daß am Ende des Ordoviz die Oberfläche des Porphyroids eine unterschiedliche Topographie aufwies und je nach Hochlage (und Entfernung vom Liefergebiet) sich verschiedenen mächtige Sedimenthüllen absetzten. Der „Übergangsporphyroid“ am Erzberg nimmt dabei eine vermittelnde Stellung zwischen der gut gliederbaren, nahezu vollständigen Entwicklung am Polster und der lückenhaften Ausbildung in den übrigen Eisenerzer Alpen ein.

Die faziellen Gegensätze im Oberordoviz verstärkten sich zu Beginn des Silurs und führten zu einer weiteren Differenzierung der Ablagerungsräume. Auch dabei kam dem Vulkanismus eine entscheidende Bedeutung zu. (G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB, 1976, H. P. SCHÖNLAUB, 1979).

Silur: Schwarzschiefer

Am Erzberg fehlen Fossilien, die diesen Zeitabschnitt biostratigraphisch exakt beweisen. Dennoch ist eine teilweise Vertretung von Silur, zumindest auf Etage I, sehr wahrscheinlich. Dafür sprechen

- a) die Position, die Schwarzschiefer mit eingelagerten Kalkknollen zwischen Oberordoviz (Porphyroid) und conodontenführendem Unterdevon einnehmen,
- b) wenige Bruchstücke von Conodonten, die zwar als Durchläufer von Silur bis in das Unterdevon aufzufassen sind, nach unserer langjährigen Beobachtung aber im Obersilur dominieren (Teile des Conodontenapparates *Ozarkodina e. excavata*) und schließlich
- c) der Vergleich mit benachbarten datierten Silurgesteinen, die mit dem Vorkommen am Erzberg eine auffallende lithologische Übereinstimmung erkennen lassen (z. B. Sauerbrunngraben, Kressenbergraben, Donnersalpe, Beresbach, Radmer, Wildfeld etc., vgl. G. FLAJS, 1967 a, G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB, 1973, 1976, H. P. SCHÖNLAUB et al., 1977, 1979).

Die stärkstens deformierten, größtenteils ausgewalzten, schwarz abfärbenden Kiesel-schiefer mit eingelagerten dm-großen Karbonatknollen sind im Tagbau nur an einer Lokalität, die dem westlichen Muldenflügel der Liegendescholle angehört, großflächig bekannt. Im Bereich des Großbrechers 2 auf Etage I überlagern sie mit einer Mächtigkeit von 3–5 m den Blasseneckporphyroid.

Die frischeren Aufschlußverhältnisse untertags zeigen, daß diese Liegendenschiefer in einer Kalk-Schiefer-Wechselagerung ziemlich horizontbeständig etwa 5–10 m hangend der Porphyroid-Oberkante auftreten.

Die von F. HERITSCH, 1910 b, ausgesprochene Vermutung, daß aus tektonischen Gründen am Erzberg Silur in einer reinen Kalkfazies fehle (vgl. dazu K. A. REDLICH & K. PRECLIK, 1930: 235, 237, F. HERITSCH, 1931 b: 140, F. ANGEL, 1939: 303), konnte durch unsere Untersuchungen nicht geklärt werden. Neben einer Kenntnislücke aufgrund unzureichend aufgeschlossener Profile im Liegenden des Devons kommt auch ein primäres Fehlen von großen Teilen des Silurs in Frage. In diesem Zusammenhang sei darauf hingewiesen, daß in den letzten Jahren in der Umgebung von Eisenerz an verschiedenen Stellen unterschiedlich lange Schichtlücken zwischen Oberordoviz und Obersilur erkannt wurden. So überlagern z. B. auf der Rotschütt, nordöstlich der Handlalm und an der Südseite des Polster Äquivalente des Mittel- und Oberludlow den Porphyroid (vgl. G. FLAJS, 1967 b, G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB, 1976). Dies könnte auch am Erzberg der Fall sein, ja, die Lücke sogar bis an die Silur/Devon-Grenze reichen!

Devon- und Unterkarbonkalke

a) Devon (Abb. 3)

Über erste Fossilfunde am Erzberg berichtete A. v. SCHOUPPÉ, 1854: 399, der im Grauwackenkalkstein auf der „Gottfried- und Cäcilia Erzrechte“ Crinoidenstiele fand. Im Jahre 1860 glückten J. HAIGL, k. k. Schichtmeister in Eisenerz, und J. HABERFELNER, Beamter des III. Radwerkes in Vordernberg, im Steinbruch „Sauberg“ am oberen SSW-Gehänge des Erzberges (knapp über der Etage „Zauchen“) und auf der sogenannten „Gloriette“ (J. HAIGL) Funde von Korallen, Trilobitenfragmenten, Brachiopoden und Cephalopodenresten. Sie wurden von E. SUESS und J. BARRANDE bestimmt und von D. STUR, 1895, 1866, beschrieben. Die ursprünglichen Bestimmungen wurden später von G. STACHE, 1879, revidiert und ins Unterdevon gestellt. F. HERITSCH, 1931 b, und F. CZERMAK, 1931, führten eine umfangreiche Neubearbeitung durch. Danach umfaßt die Fauna, zusammen mit der bei E. HABERFELNER, 1935, von den Etagen „Josef“ und „Kogel“ genannten Aufsammlung, folgende Fossilien (vgl. F. HERITSCH, 1943: 427):

Favosites bohemicus BARRANDE
Petraia belatula POCTA
Cyrtina heteroclyta v. BUCH
Rhynchonella sp. ?
 Gastropodenschnitte
 Bivalvenschnitte

Nautilide
 „*Orthoceras*“ sp.
 „*Cyrtoceras*“ sp.
Scutellum paliferum BEYRICH
Scutellum formosum BARRANDE
Scutellum cognatum BARRANDE
Scutellum sp.

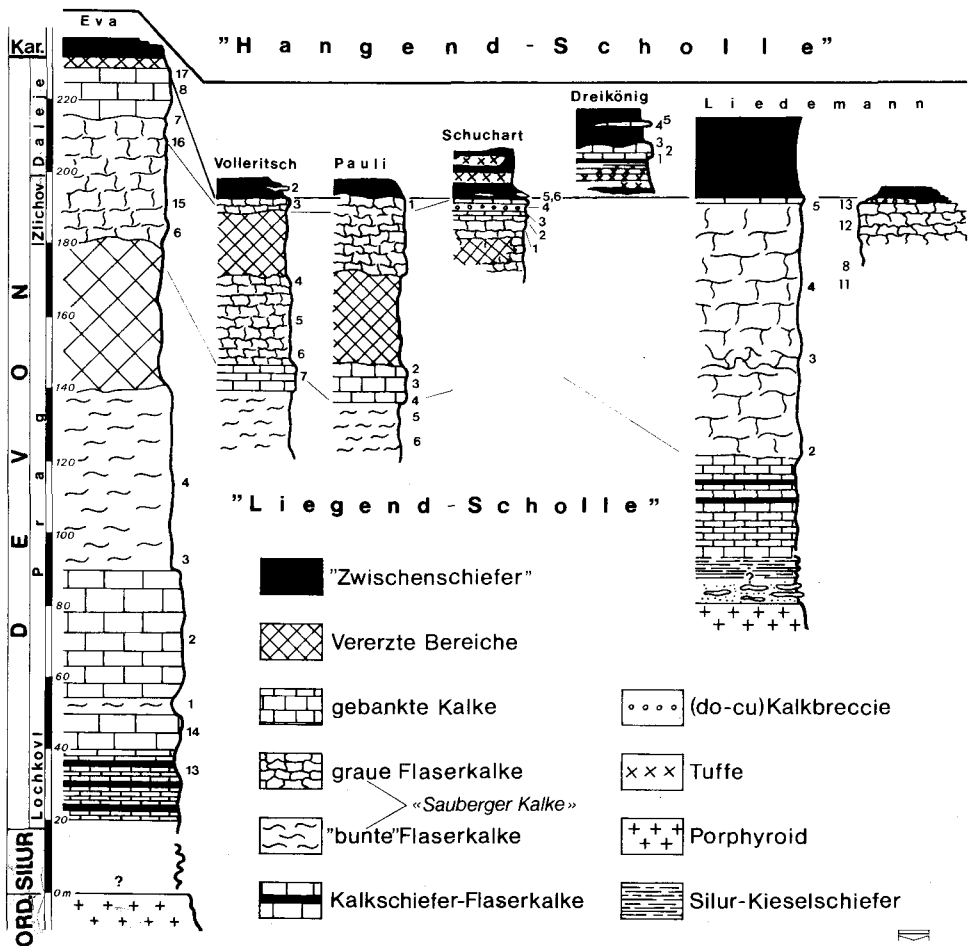


Abb. 3: Die Ordoviz- bis Karbon-Schichtfolge der Liegendscholle am Erzberg.

Die Letztbearbeiter stuften diese Fauna in das „höhere Unterdevon, mit Übergängen in das Mitteldevon“, ein (F. HERITSCH, 1943: 426).

Unsere conodontenstratigraphischen Ergebnisse basieren auf über 230 Proben, die von folgenden Etagen stammen:

Rosina 2
Eva 18
Volleritsch 7
Pauli 18
Zauchen 13
Elisabeth 2
Maschin 9

Mariahilf 4
Christof 7
Rothballer 3
Hell 10
Schuchart 16
Kübeck 3
Dreikönig 9

Ignazi 5	Palmer 6
Vorauer 2	Oberegger 5
Wegstollen 6	Etage-III 9
Leitner 6	Etage I 3
Elias 9	Peter Tunner 2
Schiller 2	Etage 800 3
Antoni 20	Sybold 3
Liedemann 16	Etage-III 10

Weitere Proben wurden untertags von den Etagen Elias und Schiller entnommen (ca. 10).

Zweck der zahlenmäßig umfangreichen Beprobung des relativ kleinen Raumes war es, möglichst alle nichtvererzten Kalke gleichmäßig zu erfassen und – wenn möglich – zu datieren. An geeigneten Stellen wurden zusätzlich einzelne Spezialprofile aufgenommen (Eva, Pauli, Volleritsch, Liedemann, Dreikönig, Schuchart, Antoni). Dabei zeigte sich, daß am Erzberg offensichtlich nur auf der Südwestseite der Etage Liedemann ein geschlossenes, ungestörtes und nicht vererztes Karbonatprofil vorliegt. Die Schichtfolge im Devon reicht hier aber nur bis an die Grenze Unter-/Mitteldevon.

Dieses unerwartete Ergebnis wurde im Verlaufe unserer Untersuchungen auch auf anderen Etagen bestätigt (vgl. Karte). Danach kann zusammenfassend festgestellt werden, daß

- die überwiegende Mehrzahl der Conodonten dem Unterdevon angehört und den Zeitraum vom oberen Lochkov bis in die Daleje-Stufe vertritt;
- diagnostische Mitteldevon-Conodonten nirgends gefunden werden konnten;
- Oberdevonkalke auf den Etagen Eva, Volleritsch (?), Liedemann in kleinen Resten vorhanden sind. In Spalten bzw. in Kalkkomponenten der Unterkarbon-Brekzie ist dieser Zeitabschnitt indirekt durch umgelagerte Conodonten, die zusammen mit Elementen des Unterkarbons Mischfaunen bilden, auf den Etagen Liedemann, Antoni, Eva, Schuchart und Dreikönig nachgewiesen.

Zur Kennzeichnung der devonischen Schichtfolgen am Erzberg werden im folgenden Profile beschrieben und stratigraphisch wichtige Conodonten angeführt. Für die Erstellung eines Normalprofils wurden entsprechend gering vererzte und wenig gestörte Bereiche ausgewählt. Der durch die Metamorphose verursachte schlechte Erhaltungszustand erlaubt in vielen Fällen keine „artliche“ Bestimmung der Mikrofauna.

Etage „Eva“

Das Profil beginnt an der NE-Seite des Erzberges gegen den Gerichtsgraben und verläuft in Etagenhöhe nach Südwesten.

Zuunterst folgen ca. 30 m über dem Porphyroid in der Umgebung des Stollen-Mundlochs graue Kalkschiefer und dünnplattige Kalke; sie lieferten keine Conodonten.

Eva 13: 20 m über Mundloch. Graue Flaserkalke mit hellbraunen Tonhäuten (ss 60/50 NW).

Gen. et sp. indet.

Eva 14: Etwa 12 m über Probe 13. Dunkelgraue, stromatoporenführende Crinoidenkalke, ca. 10 m mächtig.

Pandorinellina steinhornensis

Polygnathus cf. *debiscens*

Belodella sp.

Eva 1: 76 m über dem Mundloch (Distanz entlang Sohle!). Graue Flaserkalkeinschaltung im obersten Teil der Crinoidenkalke.

Hindeodella sp.

Eva 2: 80 m über dem Mundloch. Dunkelgraue, schwach gebänderte crinoidenführende Flaserkalke, ähnlich Probe 14.

Gen. et sp. indet.

Eva 3: 128 m über dem Mundloch am Beginn der bunten (rosa-violetten) Flaserkalke bis Kalkschiefer.

Ab 140 m über dem Mundloch biegt die Etage nach SW um.

Eva 4: Etwa 25 m über Probe 3, d. h. 203 m vom Mundloch entfernt. Bunte tentakulitenführende Flaserkalke, in die sich graue, schieferreiche Partien einschalten. Nach 30 m folgt geschichteter Erzkörper, der hier 40 m mächtig ist.

Gen. et sp. indet.

Eva 6: 320 m über dem Mundloch, unmittelbar hangend zum Erzlager. Graue Flaserkalke mit Tentakuliten.

Polygnathus sp.

Icriodus sp. (häufig, jedoch unbestimmbar).

Eva 15: Etwa 12 m über Probe 6. Graue, gebankte und gebänderte Flaserkalke.

Polygnathus cf. *debiscens* vel *Pol. gronbergi*.

Eva 16: Etwa 15 m über der Probe 15. Graue gebänderte Flaserkalke, die nach wenigen Metern Zwischenschaltung von bunten Kalken folgen.

Polygnathus sp.

Eva 7: Etwa 8 m über Probe 16 bzw. 10–11 m im Liegenden der Eisenerzer Schichten. Hellgraue, gut gebankte Flaserkalke, die mit größeren Kalken im dm-Bereich wechsella gern.

Polygnathus serotinus (Taf. 6, Fig. 8, häufig)

Ozarkodina sp. (Taf. 2, Fig. 6, 7).

Ergänzungsprobe, wenige dm von Probe 8 entfernt, lieferte einen schlecht erhaltenen Conodonten, der der Formgattung *Ancyrodella* gleicht. In derselben Probe fanden sich außerdem:

Polygnathus linguiformis ssp.

Polygnathenreste mit schmaler Plattform

Icriodus sp. (I. cf. *alternatus*).

Eva 17: 4 m über Probe 8. Gleicher Typus wie bei Probe 8.

Polygnathus sp.

Hangend folgen 4 m mächtiger Erzkörper und anschließend stark zerwalzte und deformierte Eisenerzer Schichten („Zwischenschiefer“), die hier maximal 1,5 m mächtig sind.

Eva 9: Probe von der Basis der tektonisch über den Eisenerzer Schichten folgenden „Hangendscholle“.

Palmatolepis sp. (Taf. 6, Fig. 17)

Polygnathus linguiformis ssp.

Eva 18: An der Südwestseite der Etage im oberen Teil des „Übergangsporphyroids“, der hier ca. 6–8 m mächtig ist und dm-dicke hellgraue Lagen vom Typus der Cystoideen-

kalke einlagert. Sie gehen nach oben in dunkelgraue bis braune ankeritische Partien über, darüber folgen wenige Meter braune, plattige Ankerite. Aus den Kalklagen stammen ein Exemplar von *Amorphognathus* sp.? und einzählige Conodonten.

Entfernung von Eva 10 zu Eva 18 etwa 70 m.

Die Schichtfolge über dem Blasseneckporphyroid kann demnach wie folgt gegliedert werden:

Hangend: Eisenerzer Schichten (Zwischenschiefer)

4 m Erzkörper

15 m graue Bänderflaserkalke, im oberen Teil brekziös

35 m graue Flaserkalke

Störung

40 m Erzlager

50 m bunte Flaserkalke mit Tentakuliten

35 m dunkelgraue crinoidenführende Flaserkalke

5 m graue Flaserkalke

10 m graue Crinoidenkalke

40 m Kalkschiefer und dünnplattige Kalke

Liegend: Porphyroid + Übergangsporphyroid.

Etage „Volleritsch“

Das Kurzprofil auf der unter „Eva“ folgenden Etage liegt im Mittelteil der Etage an der nach NW gerichteten Seite. Die Beprobung konzentrierte sich auf die Umgebung der Eisenerzer Schichten, die auf dieser Etage etwa 8 m mächtig sind.

Volleritsch 1: Etwa 20 m über dem Niveau der Schiefer, d. h. aus der Hangendscholle. Tieferer Teil ist vererzt. Dunkle massige crinoidenführende Kalke.

Ozarkodina remscheidensis sp. indet.

Volleritsch 2: Probe aus einer mächtigen Kalklinse, die den Eisenerzer Schichten (tektonisch) eingelagert ist.

Polygnathus sp. indet.

Volleritsch 3: 3–4 m im Liegenden der Eisenerzer Schichten aus einer 3 m mächtig entwickelten Kalkbrekzie.

Palmatolepis sp.

Polygnathus sp.

Volleritsch 4: 26 m unter Probe 3. Zwischen beiden Proben ca. 20 m Vererzungszone in gebankten Kalken, die grünliche Schiefer bis 1 m Mächtigkeit einschalten. Hellgraue Flaserbänderkalke.

Polygnathus cf. *linguiformis*

Polygnathus sp.

Volleritsch 5: 10–12 m unter 4. Dünnbankige, feinkristalline, hellgraue Tonflaserkalke.

Pandorinellina steinhornensis (Taf. 2, Fig. 15, 16)

Polygnathus sp.

Volleritsch 6: Etwa 10 m liegend zu Probe 5. Basisprobe der hellgrauen Flaserkalke. Die Probe führt indeterminable Bruchstücke.

Volleritsch 7: 3–4 m unter Probe 6. Dunkle Plattenkalke, die insgesamt etwa 7 m mächtig sind und den Übergang zu der nach unten folgenden bunten Flaserkalkfolge vermitteln. Die Probe lieferte keine Conodonten.

Etage „Pauli“

Das Profil liegt auf der NW- und SW-Seite der Etage. Es wurden Proben aus der Liegend- und Hangendscholle untersucht.

Pauli 1: Top-Probe aus der Liegendscholle unmittelbar unter den hier 4 m mächtigen Eisenerzer Schichten. Darunter folgen ca. 25 m graue Flaserkalke und anschließend ein ebenso mächtiger Erzhorizont.

Polygnathus sp.

Pauli 2: Top-Probe unter dem Erzhorizont. Dunkelgraue plattige Kalke, die insgesamt etwa 15 m mächtig sind und wie auf Volleritsch im Hangenden der bunten Flaserkalkfolge auftreten (Volleritsch 7). Ohne Conodonten.

Pauli 3: Aus dem Mittelteil der Plattenkalke.

Polygnathus cf. *debiscens* (Taf. 7, Fig. 7, 8).

Pauli 4: Von der Basis der Plattenkalke.

Polygnathus cf. *debiscens*

Ozarkodina sp.

Pauli 5–9: Innerhalb der folgenden bunten Flaserkalke vom Hangenden zum Liegenden.

Pauli 5: *Polygnathus* cf. *debiscens*

Ozarkodina remscheidensis ssp.

Pauli 9: *Polygnathus debiscens* (Taf. 7, Fig. 9)

Pandorinellina steinhornensis (Taf. 2, Fig. 10, 14).

Pauli 10–12: Graue Kalkschiefer im Liegenden der bunten Flaserkalke.

Pauli 10: *Belodella* sp.

Ozarkodina remscheidensis ssp.

Pauli 11: Indeterminable Conodonten-Bruchstücke.

Über den Eisenerzer Schichten folgen mit einer Mächtigkeit von 10 m in der Hangendscholle dunkelgraue bis schwarze Kalke, daran schließen nach SW bunte Flaserkalke (Sauburger Kalke) an.

Pauli 18: Dunkelgraue bis schwarze, plattige Kalke an der Basis der Hangendscholle.

Ancyrodelloides sp.

Belodella sp.

Ozarkodina sp.

Pauli 17–13: Rote und violette, tentakulitenführende Flaserkalke im Hangenden.

Pauli 17: Conodonten-Apparat *Ozarkodina exc. excavata* (Taf. 1, Fig. 11, 19, 20; Taf. 2, Fig. 8, 9, 18, 19)

Belodella triangularis (Taf. 3, Fig. 9, 10, 15, 16)

Belodella resima.

Pauli 16: *Belodella resima* (Taf. 3, Fig. 13, 14)

Belodella sp. aff. *B. triangularis* (Taf. 3, Fig. 3, 4)

Ozarkodina sp.

Pauli 15: *Icriodus* sp.

Belodella resima

Belodella triangularis.

Pauli 14: *Belodella triangularis* (Taf. 3, Fig. 5, 6).

Pauli 13: Indeterminable Bruchstücke.

Auf der Etage Pauli spiegeln demnach die Conodonten die tektonische Zerteilung der Schichtfolge wider: Während in der Liegendenscholle die normale Abfolge bis über die dehis-cens-Zone reicht und darüber die karbonischen Eisenerzer Schichten folgen, sind in der Hangenscholle Äquivalente des höheren Lochkovs (dunkle Kalke mit *Ancyrodelloides* sp.) und des Prags entwickelt. Kalke des Zlichovs (mit *Polygnathus debiscens*) konnten bisher nicht nachgewiesen werden.

Etage „Liedemann“

Das Profil auf der Etage Liedemann verläuft auf der nach Südwesten gerichteten Erz-bergflanke. Dem Etagenverlauf folgend, biegt es im Bereich der Hangenscholle in nord-westliche Richtung um.

Über dem Porphyroid ist die Schichtfolge über mehrere Zehnermeter nicht aufge-schlossen. Den untersten Teil der devonischen Schichten bilden 40 m mächtige, tonreiche, rötlichgraue Tonflaserkalke bis Kalkschiefer.

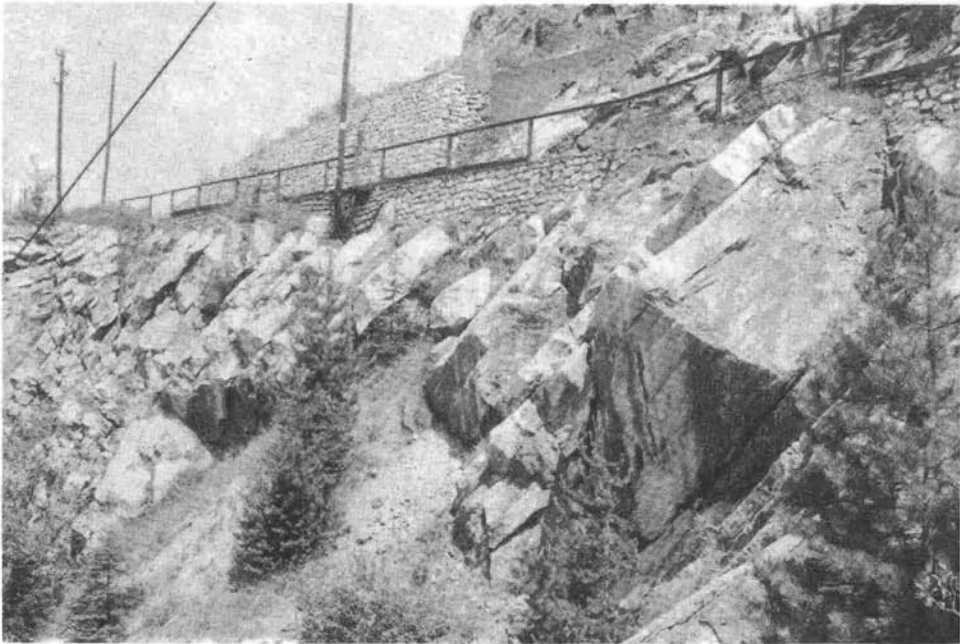


Abb. 4: Gebankte Sauberger Kalke auf der Etage Liedemann im Bereich der Conodontenproben 2–4.

Liedemann 1: Probe von der Basis der Kalkschiefer. Die Probe führte keine Cono-donten.

Liedemann 2: 45 m über der Basis des aufgeschlossenen Kalkprofils am Übergang in grob gebankte, kompakte helle und rötliche tentakulitenführende Flaserkalke (Sauberger Kalke), ss 35/40W.

Polygnathus debiscens
Pandorinellina steinbornensis
Belodella sp.

Liedemann 3: 25 m über Probe 2. Gleicher Typus; auffallend verfaltet (Fortsetzung der Störung von Etage Antoni unter Pr. 6!).

Polygnathus cf. *gronbergi*
Pandorinellina steinbornensis.

Liedemann 4: Etwa 20 m über Probe 3. Gleicher Kalktyp.

Polygnathus sp. (non *P. debiscens*!).

Liedemann 5: Etwa 10 m über Probe 4 liegend zu den Eisenerzer Schichten. Graue, dichte Kalke.

Polygnathus sp.

Über Probe Liedemann 5 folgen Eisenerzer Schichten („Zwischenschiefer“) und verzerzte Kalke der Hangendscholle.

Auf dieser Etage wurden innerhalb der Liegendscholle weitere Proben (7–16) auf der Nordwestseite genommen. Dieser Bereich ist allerdings so stark gestört, daß keine sicheren Mächtigkeitsangaben möglich sind. Stratigraphische Hinweise geben folgende Proben:

Liedemann 7: Crinoidenführende graue Flaserkalke im höheren Teil der Liegendscholle.

Polygnathus perbonus (Taf. 7, Fig. 21, 22)

Polygnathus inversus (häufig)

Ozarkodina remscheidensis ssp.

Liedemann 12: 1 m über Probe 7 aus gebankten Flaserkalken, 12 m unter Top der Liegendscholle.

Polygnathus sp.

Liedemann 13: 0,5 m unter dem Top der Kalke der Liegendscholle. Dichte, schwach gebänderte graue Kalke.

Polygnathus costatus ssp. indet.

Liedemann 16: Graue Flaserkalke des Top der Liegendscholle unmittelbar unter den Eisenerzer Schichten.

Palmatolepis sp.

Polygnathus sp.

Icriodus sp.

Etage „Antoni“

Auf dieser Etage wurde ein Kurzprofil auf der Südwestseite sowie zusätzliche Proben (16–20) auf der Nordwestfront untersucht. Die Abfolge gleicht weitgehend jener der darunterliegenden Etage Liedemann (vgl. Abb. 5).

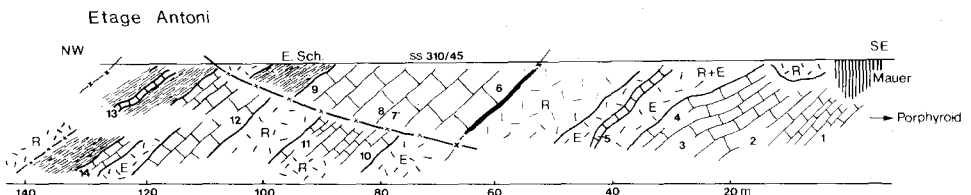


Abb. 5: Probenverteilung und Lithologie auf Etage Antoni (R = Rohwand, E = Erz, ESch. = Eisenerzer Schichten).

Die ca. 60 m mächtige Abfolge im Devon zeigt vom Liegenden zum Hangenden die nachstehende Gliederung:

Antoni 1: Bunte, fleischfarbene bis dunkelgraue, örtlich verfaltete Kalkschiefer. Die Probe lieferte keine Conodonten.

Antoni 2: Heller bis weißer tonschieferarmer Kalk mit grünlichen Serizithäuten; örtlich gering verfaltet. Ohne Conodonten.

Antoni 3: Rötlich-weiß geflaselter, massiger Kalk („Sauburger Kalk“).

Pandorinellina steinhornensis

Icriodus sp.

Antoni 4: Hellgraue bis weiße, geflaserte Kalke im direkten Kontakt zum Erz. Ohne Conodonten.

Antoni 5: Hellgraue, nichtvererzte Kalkpartie. Ohne Conodonten.

Antoni 6: Rötlich bis hellgrauer, geflaselter kompakter Kalk.

Palmatolepis sp.

Polygnathus linguiformis ssp. (Taf. 6, Fig. 9)

Polygnathus sp. (Abb. 6 c, d)

Hindeodella sp.

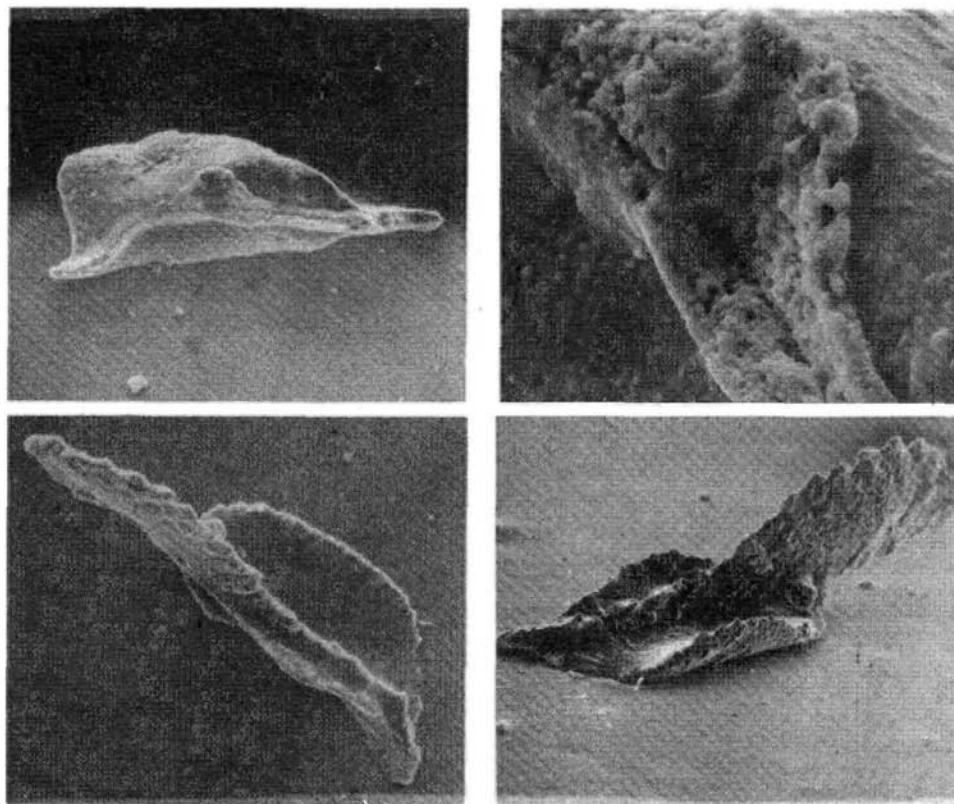


Abb. 6 a–d: a, b (oben): *Polygnathus serotinus* TELFORD, Unterseite des Conodonten mit charakteristischer asymmetrischer Basalgrube. Antoni 7; Vergr. a: X 114, b: X 800. c, d (unten): *Polygnathus* sp., Aufsicht. Antoni 6; Vergr. c: X 140, d: X 157.

Antoni 7: Lichtgraue und rötliche, dichte und crinoidenführende Flaserkalke (Sauburger Kalke) wie auf Etage Liedemann.

Polygnathus serotinus TELFORD (Abb. 6 a, b)

Polygnathus linguiformis bultyncki WEDDIGE (Taf. 7, Fig. 14, 23)

Polygnathus sp. (Taf. 7, Fig. 15)

Ligonodina sp. (Taf. 2, Fig. 1)

Polygnathus cf. *gronbergi*.

Antoni 8: 0,2 m über Probe 7. Grauer Kalk mit deutlich erkennbaren Crinoidenspat. Indeterminable Conodonten-Bruchstücke.

Antoni 9: Grauweißer Bänderkalk am Top der Kalkentwicklung unter den tuffführenden Eisenerzer Schichten.

Gen. et sp. indet.

Antoni 10: Rötlich geflammter Kalk.

„*Oneotodus*“ sp.

Antoni 11: Hellgrauer Kalk am Kontakt zur Rohwand.

Belodella cf. *devonica*

Ozarkodina remscheidensis ssp.

hindeodelliforme Elemente.

Antoni 12: Ankerit. Ohne Conodonten.

Antoni 14: Top der Kalke im störungsbedingt versetzten Parallelprofil.

Polygnathus sp. indet (non *P. debiscens*).

Die Überprüfung der Probenlokalität von Antoni 6 sowie Zusatzproben ergaben, daß 0,5 m liegend zur Probenentnahmestelle bisher von hier nicht bekannte Eisenerzer Schichten in einem nur wenige dm schmalen Band auftreten. Auf dieser Etage tritt also in der Liegendscholle eine tektonische Verdoppelung der Schichtfolge auf.

b) Unterkarbon

Am Erzberg ist dieser Zeitabschnitt indirekt in Resedimenten nachgewiesen, die nach unseren bisherigen Untersuchungen an vier Stellen nahe der Obergrenze bzw. über den oben beschriebenen devonischen Kalken folgen (Etagen Schuchart, Dreikönig, Antoni, Liedemann). Die gleiche Position nehmen die kurz bei F. THALMANN 1975: 248 genannten Vorkommen von Unterkarbonkalken im Bereich der Etagen Maschin-Kogel ein.

Im folgenden werden die von uns gefundenen Vorkommen von Karbon beschrieben:

Etage Dreikönig: Auf dieser Etage folgen über der devonischen Kalkfolge die klastischen Eisenerzer Schichten. Als tektonische Späne treten darin zwei unterschiedlich mächtige Kalklinsen auf. Während die untere, 5,70 m mächtige Kalkrippe 1 m über der Basis der Eisenerzer Schichten folgt und aus dunklen, z. T. gebänderten, schlecht gebankten, crinoidenführenden Kalken besteht, ist die zweite Einschaltung bei 10,00 m über der Basis der Schiefer. Die obere 1,30 m mächtige Kalkrippe ist grau, im Bruch dicht, schwach geflasernt, undeutlich gebankt bis massig und führt selten Crinoiden. Lateral halten beide Kalkvorkommen nur wenige Meter aus.

Dreikönig 1: Basis der tieferen Kalklinse.

Polygnathus linguiformis ssp.

Dreikönig 2: Probe aus dem Mittelteil der Kalke lieferte keine Conodonten.

Dreikönig 3: Top der tieferen Kalklinse.

Polygnathus sp.

Dreikönig 4: 0,70 m über Basis der höheren Kalke.

Polygnathus linguiformis linguiformis gamma-Morphotyp.

Dreikönig 5: Probe vom Top der höheren Kalke.

Palmatolepis sp.

Icriodus sp.

Pseudopolygnathus triangulus ssp. (Taf. 5, Fig. 9),

Pseudopolygnathus cf. *trigonicus*

Polygnathus sp.

Protognathodus sp.?

Gnathodus sp.

Siphonodella sp. (Taf. 5, Fig. 15) u. a.

Datierung: Oberdevon, Unterkarbon. Aufgrund des schlechten Erhaltungszustandes der Conodonten sind artliche Bestimmungen nicht möglich. Die generische Zuweisung einzelner Elemente reicht indessen aus, den Mischfaunen-Charakter zu erkennen.

Da die knapp unter der Mischfauna liegende Probe „Dreikönig 4“ offensichtlich unvermisches Mitteldevon anzeigt und beide Proben nicht durch eine Störung getrennt werden, erscheint es naheliegend, zwischen beiden einen erosiven Kontakt anzunehmen.

Diese Vermutung konnte leider nicht überprüft werden, da das Taubmaterial dieser Etage in Hinblick auf die angestrebte Tagbaugrenze kurzfristig abgebaut werden mußte.

Etage „Antoni“: Auch auf dieser Etage schalten sich im basalen Teil der hier 6–7 m mächtigen Eisenerzer Schichten Kalke ein. Es ist dies eine 0,25 m mächtige graue Bänderkalkbank, die sich den Schiefern 2,00 m über deren Basis einlagert (vgl. Abb. 7 a, b, Probe Antoni 13). Mikrofaziell liegt eine Kalkbrekzie vor, in der die Kalkkomponenten in cm-Größe geplättet und durch Lösung innig verzahnt sind. Die Kalke lieferten folgende Conodontenfauna:

Palmatolepis sp.

Palmatolepis gracilis ssp.

Bispatodus sp.

Gnathodus sp.

Gnathodus texanus ssp.

Polygnathus cf. *communis*.

Datierung: Wie auf Dreikönig, liegt eine Mischfauna mit Elementen des höheren Oberdevons und des Unterkarbons vor. Das Höchstalter der Kalkbrekzienbank ist nach jüngsten Komponenten der Mischfauna, nämlich *Gnathodus* sp. und *Gnathodus texanus* ssp., Visé (= Warnantien nach der belgischen Stufengliederung, VIII, vgl. R. CONIL et al. 1976). Die Eisenerzer Schichten und die ihnen eingelagerte Kalkbrekzie sind daher wahrscheinlich jünger.

Etage „Liedemann“: Kalkiges Unterkarbon erreicht auf dieser Etage eine Mächtigkeit von 30–50 cm. Es greift in einem Kalk-zu-Kalk-Kontakt reliefartig (vgl. Abb. 8) in die auf S. 188 beschriebenen obersten Partien der hellgrauen Kalke ein (Probe Liedemann 13), die dem Grenzbereich Unter-/Mitteldevon angehören.

Die feinkörnige Crinoidenkalkbrekzie der Probe Liedemann 13b führt folgende Conodonten:



A

Abb. 7a, b: Schliff-Foto der gebänderten Kalkbrekzienbank auf Etage Antoni (Probe 13).

Palmatolepis minuta minuta (Taf. 6, Fig. 15, 16)

Icriodus sp. (Taf. 6, Fig. 18, 20, 21)

Polygnathus sp.

Siphonodella sp.

Gnathodus punctatus (Taf. 5, Fig. 1, 4, 12, 13)

Spathognathodus sp.? (Taf. 7, Fig. 19, 20)

Datierung: Oberdevon, Unterkarbon (Tournai).

Das Auftreten von *Gnathodus punctatus* in der Mischfauna gibt ebenfalls einen Hinweis zum Alter der im Hangenden folgenden Eisenerzer Schichten. Danach könnte der Sedimentationsumschwung von der Kalk- zur Schieferfazies frühestens im jüngsten Tournai erfolgt sein. Wie für die darüberliegende Etage „Antoni“ gezeigt werden konnte, setzten die klastischen Eisenerzer Schichten wahrscheinlich aber bedeutend später ein, und zwar im jüngeren Visé oder im Namur.

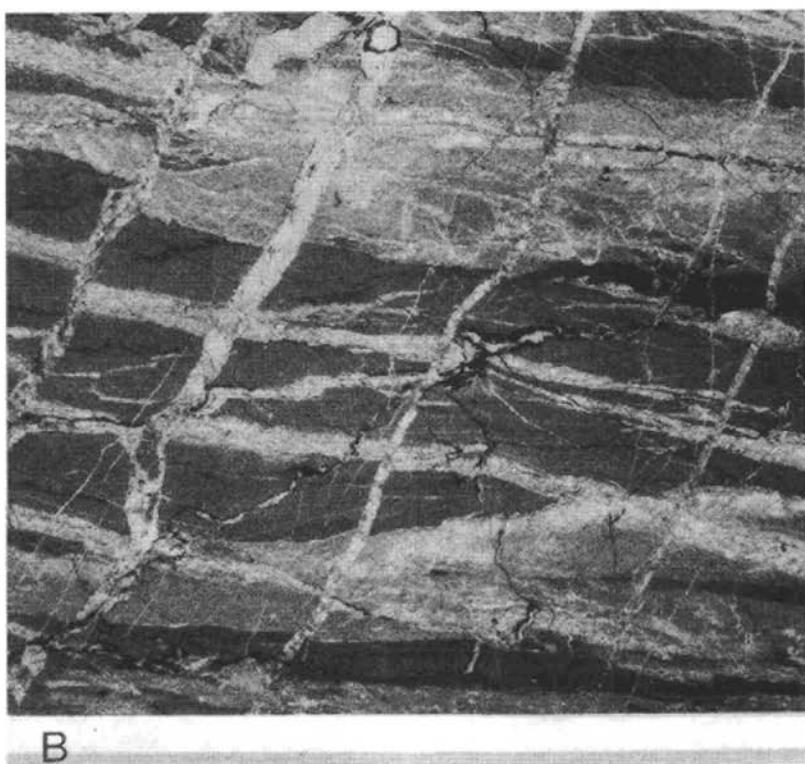


Abb. 8: Kontakt zwischen Sauberger Kalk und Crinoidenbreckzie (Unterkarbon) auf Etage Liedemann (Probenpunkt 13).

Etage „Schuchart“: Die nachfolgend mitgeteilten Beobachtungen basieren auf Geländeaufnahmen in den Jahren 1973–1974. Die Vorkommen von Unterkarbon sind in der Zwischenzeit abgebaut.

Schuchart 1: Profilbeginn im Mittelteil der NE-SW-verlaufenden Etage in grauen, grob gebankten, auch hellen Flaserkalken, die zum Großteil vererzt sind. Die Beziehung zum kalkigen Normalprofil ist nicht klar.

Ozarkodina exc. excavata (Taf. 1, Fig. 17, 18).

Schuchart 2: Basisprobe des 1,60 m mächtigen Kurzprofils im obersten Teil der Liegendenscholle unter den Eisenerzer Schichten (Zwischenschiefer). Dünnbankige hellgraue Flaserkalke mit hellbraunen Tonhäuten und grünlichen Schieferpartings im oberen Teil.

Ozarkodina cf. carinthiaca (Taf. 1, Fig. 14)

Pandorinellina steinbornensis (Taf. 2, Fig. 2).

Schuchart 3: Probe aus Kalkbank, 32–26 cm unter dem Top.

Polygnathus linguiformis ssp.

Polygnathus serotinus

Polygnathus cf. inversus

Ozarkodina cf. carinthiaca.

Schuchart 4: Mit scharfer Grenze folgt über den grauen Kalken eine 1,80 m mächtige Kalkbrekzie, die vorwiegend aus Crinoidenschutt besteht und die bis dm-große dunkle Lithoklaste, lose eingestreut, in einer grauen Kalkmatrix führt.

Bispathodus sp. (Taf. 6, Fig. 11, 12, 13)

Pelekygnathus sp. (Taf. 4, Fig. 13)

Bispathodus stabilis (Taf. 4, Fig. 9, 10, 11)

Palmatolepis marginifera duplicata (Taf. 4, Fig. 14)

Siphonodella sulcata (Taf. 4, Fig. 12)

Siphonodella cooperi (Taf. 5, Fig. 8, 10)

Gnathodus punctatus (Taf. 4, Fig. 1, 2, 3, 6; Taf. 5, Fig. 5, 6, häufig!)

Gnathodus semiglaber (Taf. 4, Fig. 7)

Pseudopolygnathus triangulus ssp. (Taf. 4, Fig. 4, 5)

Pseudopolygnathus trigonicus (Taf. 6, Fig. 1)

Gen. et sp. indet. (Taf. 1, Fig. 1)

Polygnathus sp. (Taf. 4, Fig. 8)

Polygnathus communis ssp.

Polygnathus granulatus (Taf. 6, Fig. 4, 5)

Polygnathus nodocostatus s. l. (Taf. 6, Fig. 10)

Palmatolepis gracilis sigmoidalis (Taf. 6, Fig. 2, 3)

Palmatolepis glabra prima

Palmatolepis minuta minuta

Palmatolepis glabra pectinata

Palmatolepis sp. aff. *P. triangularis*

Palmatolepis sp. (Taf. 6, Fig. 6, 7)

Polygnathus l. linguiformis (Taf. 7, Fig. 10, 11)

Polygnathus cf. inversus (Taf. 7, Fig. 13)

Polygnathus sp. (Taf. 7, Fig. 12)

Icriodus sp.

Diverse Astformen.

Datierung: Die Condonten-Mischfauna enthält Elemente, die den Zeitraum vom jüngsten Unterdevon (*Polygnathus* cf. *inversus*) bis in das Unterkarbon III (*Gnatbodus semiglaber*) belegen. Für das Mitteldevon und Frasné können aber aufgrund der vorliegenden langlebigen Formen keine Zonenangaben gemacht werden. Hingegen sind das Famenne und das Unterkarbon durch eine Anzahl kurzlebiger Leitconodonten vertreten, wie z. B. *Palmatolepis gracilis sigmoidalis*, *Pseudopolygnathus trigonicus* oder *Siphonodella sulcata*, die eine kontinuierliche Karbonatsedimentation über die Devon/Karbon-Grenze hinweg bis in das Visé beweisen.

Schuchart 5: Unmittelbar über dem Mischfaunen-Bereich der Kalkbrekzie an der Basis von 1,20 m mächtig entwickelten, hellgrauen, dichten Flaserkalken.

Polygnathus linguiformis ssp.

Belodella sp.

Schuchart 6: Probe vom Top der oben erwähnten Flaserkalke, die hangend im dm-Bereich in 8 m mächtige, grünliche Tuffite überleiten. Darüber schließen die „normalen“ Eisenerzer Schichten in einer Mächtigkeit von ca. 80 m an.

Polygnathus linguiformis ssp. aff. *P. l. bultyncki*.

Die Eisenerzer Schichten

Am Steirischen Erzberg und seiner Umgebung bilden die klastischen Eisenerzer Schichten das jüngste Schichtglied der variszischen Abfolgen. Sie wurden früher als „Grenzschiefer“ (M. VACEK, 1903: 16) bzw. als „Zwischenschiefer“ (J. JUNGWIRTH & H. LACKENSCHWEIGER, 1922: 263) bezeichnet. Die verschiedenen Ansichten zum Alter und zur tektonischen Stellung wurden im historischen Teil (S. 176) erwähnt.

Mit der Petrographie der Eisenerzer Schichten beschäftigte sich zuerst M. VACEK, 1903. Nach ihm sind es teils licht-, teils dunkelgraugrüne, vielfach schmutzviolett gefärbte Tonschiefer mit reichlicher Glimmerführung, die nach oben allmählich in die Kalke und Erze der Hangendscholle übergehen. Sie lagern diskordant über der älteren Unterlage.

A. KERN, 1927: 24 und 1942, charakterisierte die gleichen Gesteine als meist graphitische tonreiche Quarzitschiefer, die „ohne Unterbrechung durch den Berg streichen“ und sich der Erzformation sedimentär einschalten. Dieser Auffassung folgte G. HIESSELEITNER 1929.

Eine ausführliche Beschreibung der Eisenerzer Schichten gaben K. A. REDLICH & K. PRECLIK, 1930: 238–244. Sie verglichen sie mit den Gesteinen der Erzberg-Unterlage und schlossen aufgrund der petrographischen Übereinstimmung der älteren Gesteine mit den Eisenerzer Schichten auf eine tektonische Einschaltung vordevonischer klastischer Gesteine. Die Autoren erwähnten grobkörnige, polymikte, braungefärbte Sandsteine, sandige und kalkige Schiefer, graue, phyllitartige Sandsteine und schwarze brekziöse Kieselschiefer mit Übergängen in schwarze graphitreiche Tonschiefer (vgl. F. ANGEL, 1929: 89, 1939: 279), die die Hauptmasse der Schieferentwicklung darstellen. Lokal schalten sich in sie grünliche Serizitschiefer ein, die als feinsten Porphyroiddetritus gedeutet wurden (lit. cit., p. 241).

Nach H. HAJEK, 1966: 26, 27, können die Eisenerzer Schichten des Erzbergs zweigeteilt werden, und zwar besteht der untere Teil aus ölgrünen, serizitisch-quarzitischen Schiefen,

während den höheren Abschnitt graphitreiche Tonschiefer aufbauen, die seitlich in graue bis violettglänzende Schiefer übergehen können.

Diese Grobgliederung der bis 80 m mächtigen Eisenerzer Schichten, die von unseren Aufnahmen am Erzberg bestätigt wird, ist aber nur an wenigen Stellen zu beobachten (z. B. auf den Etagen Schuchart und Dreikönig). Meist sind die Schiefer tektonisch auf wenige Meter reduziert.

Auf der Etage Schuchart folgen über den erwähnten Kalken (S. 194) 8 m mächtige grünliche Schiefer. Sie gehen in graue, graphitische Schiefer über, die hier ca. 80 m mächtig sind. Im unteren Teil lagern sie bis 10 m mächtige violette Schiefer ein.

Die Eisenerzer Schichten der Etage Dreikönig führen bis 4 cm dicke sandige Lagen. Wie auf anderen Etagen, sind die Schiefer häufig laminiert. Sedimentstrukturen, z. B. convolute bedding, sind hier nicht selten. Haupttypen sind jedoch schwarze, stark graphitische Tonschiefer.

In der Vergangenheit wurden innerhalb der Eisenerzer Schichten wiederholt Porphyroid-ähnliche Einschaltungen erwähnt (J. JUNGWIRTH & H. LACKENSCHWEIGER, K. A. REDLICH & K. PRECLIK, F. ANGEL, E. HABERFELNER) und als Beweis für den Deckenbau am Erzberg herangezogen. H. HAJEK, 1966: 27, 28, schränkte jedoch ein, daß bisher an keiner Stelle der Eisenerzer Schichten eindeutige Porphyroide oder deren Abkömmlinge nachzuweisen waren; dennoch sei es denkbar, daß „Porphyroiddetritus und darunter auch Porphyroidquarkristalle mit an der Zusammensetzung des Zwischenschiefers beteiligt sind“.

Nach H. HAJEK, 1966, treten am Erzberg Porphyroide einmal im oberordovizischen Lagerstättenuntergrund und zum anderen – durch Bohrungen erwiesen – innerhalb der Erzformation in einem Horizont auf, der stets 80–120 m darüber liegt. In Begleitung von Porphyroiden, aber auch porphyrmaterialhaltigen Brekzien, Tuffen und Tuffiten fanden sich hier Tonschiefer und Roteisensteine. Ähnliche Verhältnisse beschrieb H. HAJEK aus der Hangendscholle, etwa 30 m über dem Niveau der Zwischenschiefer. Es handelt sich immer um isoliert auftretende Porphyroidlinsen bzw. max. 3 m mächtige Porphyroidlagen, die besonders im Vordernberger Revier verbreitet waren und im offensichtlich konkordanten Verband zu fossilführenden Kalken vom Typus der Sauberger Kalke standen. H. HAJEK vermutete daher eine syngenetische Erzzufuhr im Zusammenhang mit einem zweiten, jüngeren Quarzkeratophyr-Vulkanismus im Devon. Die von älteren Bearbeitern gemeldeten Porphyroide stammen daher wahrscheinlich aus den erzführenden Kalken und nicht aus dem Zwischenschiefer. Den Irrtum in der Fundortsangabe erklärte H. HAJEK damit, daß die echten Porphyroid-Vorkommen in den Kalken und die grünlichen Partien der Eisenerzer Schichten (Zwischenschiefer) im Gelände kaum unterscheidbar sind.

Die von H. HAJEK, 1966, mitgeteilten Vorkommen von „echten Porphyroiden“ sind in der Zwischenzeit der fortschreitenden Abbautätigkeit zum Opfer gefallen. Wir konnten daher ihre Position in den Kalkprofilen mittels Conodontenproben nicht überprüfen. Die Altersfrage der jüngeren Vulkanite muß aus diesem Grunde weiterhin offen bleiben.

Bisher ebenfalls nicht gelöst ist die Frage, inwieweit die grünen und violetten Schiefer in den basalen Eisenerzer Schichten Abkömmlinge von Vulkaniten sind. Die naheliegende Vermutung, es könne sich dabei um Tuff- bis Tuffiteinschaltungen handeln, ließ sich bisher nicht eindeutig beweisen.

Auf der anderen Seite kennen wir in der Umgebung des Erzbergs Vorkommen von echten Porphyroiden, die eine analoge Position innerhalb der Eisenerzer Schichten ein-

nehmen. Es sind dies die wenige Meter mächtigen Vorkommen in Verbindung mit Lyditen an der mittleren Forststraße am Lackenriedel westlich Eisenerz in Höhe 1100 m im Hangenden einer unterkarbonen Kalkbrekzie (H. P. SCHÖNLAUB et al., 1977: 31) bzw. Porphyroide im Hangenden von Oberdevonkalken an der Basis von sandigen Eisenerzer Schichten, die im Sattel von „Auf der Stang“ aufgeschlossen sind.

In diesem Zusammenhang ist weiters ein Zug massiger, bis 10 m mächtiger, grüner Porphyroide von Interesse, der die mächtige Kalkfolge des Linseck und der Hohen Lins zweiteilt. Sie sind in Begleitung von Tonschiefern und dunklen Lyditen und ziehen vom Kamm bei Pkt. 1914 (= zwischen Linseck und Hohe Lins) nach Norden zu Pkt. 1824. Beim gegenwärtigen Kenntnisstand schließen wir nicht aus, daß es sich hier um eine sedimentäre Zwischenschaltung innerhalb unterdevonischer Kalke handelt. Dies gilt jedoch nicht für die Porphyroide, die den Kamm zwischen Platte und Rössl queren (vgl. Karte bei E. HABERFELNER, 1935).

Der Altersumfang der Eisenerzer Schichten läßt sich derzeit noch nicht befriedigend angeben. Sie beginnen nach den zur Verfügung stehenden conodontenstratigraphischen Daten aus der unmittelbaren Unterlagerung (Mischfaunen auf den Etagen Dreikönig, Schuchart und Liedemann) und der auf der Etage Antoni nahe der Basis der Eisenerzer Schichten eingelagerten gebänderten Kalkbrekzie, die ebenfalls Conodonten-Mischfaunen des Oberdevons und Unterkarbons führt, nicht vor dem jüngeren Visé (= Warnantien). Für die Obergrenze fehlt hingegen bisher jeder Altershinweis. Nach Analogieschlüssen mit dem Karbon der Veitscher Decke (zusammengefaßt zuletzt bei H. P. SCHÖNLAUB, 1979) und dem Karbon im Grazer Paläozoikum (F. EBNER, 1978) kann aber mit großer Wahrscheinlichkeit angenommen werden, daß die graphitischen Anteile der Eisenerzer Schichten auch Oberkarbon umfassen.

Präbichlschichten

Im Lagerstättenbereich bestehen die diskordant dem älteren Bau auflagernden und alpidisch zusätzlich eingemuldeten Präbichlschichten aus einer bis 40 m mächtigen Basisbrekzie, in der vorwiegend die unterlagernden Sauberger Kalke aufgearbeitet sind, aber auch Quarz-, Erz- und Rohwandgerölle vorkommen. Darüber folgen grünliche Sandsteine oder unmittelbar violette, glimmerreiche Sandsteine und Schiefer, die von den Lokalbearbeitern stets zu den Werfener Schiefern gerechnet wurden. Ältere Berichte erwähnten darin Einschaltungen von Kalkgeröllen und Lagen von Gips. Fossilien fehlen generell.

Conodontenstratigraphie im Devon und Unterkarbon am Erzberg

(H. P. SCHÖNLAUB)

In Abbildung 9 sind die conodontenstratigraphischen Ergebnisse vom Steirischen Erzberg zusammengefaßt. Biostratigraphisch verwertbare Formen datieren hierbei den Zeitraum vom Oberordoviz bis in das obere Visé. Diese lange Zeit ist allerdings nur bis an die

[illegible]

Abb.9: Conodontennachweis in der Schichtfolge des Steirischen Erzbergs (Kreuze: Proben im Profilverband; Punkte: Indirekte Nachweise in umgelagerten Faunen; Fragezeichen: mögliche Altersausdehnung).

Grenze Unter-/Mitteldevon mittels kontinuierlicher Profile sicher belegt. Der Nachweis des folgenden Zeitabschnitts wird, wie erwähnt, indirekt durch Umlagerungsprodukte erbracht.

Im Unterdevon folgen wir der Conodonten-Zonengliederung von H. R. LANE & A. R. ORMISTON, 1979 (vgl. auch G. KLAPPER & W. ZIEGLER, 1979). Nachgewiesen sind am Erzberg (Etag Pauli) Äquivalente der jüngeren Lochkov-Stufe mit *Ancyrodelloides* sp. als leitende Gattung für die *Monograptus bercynicus*-Zone. Die Gattung *Ancyrodelloides* bleibt nach bisherigen Meldungen auf die Conodontenzone „*Ozarkodina* n. sp. D“ beschränkt (lit. cit.). Diese Beobachtungen stimmen mit ihrer Verbreitung in den Karnischen Alpen überein (H. P. SCHÖNLAUB, unpubl.).

Für den sicheren Nachweis der sulcatus-, kindlei- und pirenae-Zonen fehlen die namengebenden Conodonten bzw. solche Formen, die auf eine dieser Zonen beschränkt sind. Für eine Vertretung des Pragiums in den roten und violetten Flaserkalken bis Kalkschiefern sprechen aber die hangende Position zur Lochkov-Fauna sowie das Vorkommen von Dacryoconariden, die zum Formenkreis um *Nowakia acuaria* gehören.

Die *Polygnathus debiscens*-Zone ist am Erzberg an mehreren Stellen gut nachgewiesen, so auf der Etag Eva in stromatoporenführenden Crinoidenkalken (Eva 14), auf der Etag Pauli, wo plattige Kalke und gut gebankte, bunte Flaserkalken diagnostische Formen führen (vgl. Taf. 7, Fig. 9), weiteres im Mittelteil und auf der Südseite der Etag Dreikönig mit den auf Taf. 7, Fig. 1–6 abgebildeten charakteristischen Vertretern und schließlich auf Etag Liedemann in den hier vorzüglich aufgeschlossenen, grob gebankten, bunten Sauberger Flaserkalken (Liedemann 2). Chronostratigraphisch entspricht die debiscens-Zone dem obersten Pragium und der unteren Hälfte des Zlichoviums in Böhmen (H. P. SCHÖNLAUB in I. CHLUPÁČ, 1977, H. P. SCHÖNLAUB, unpubl.).

Die folgende *Polygnathus gronbergi*-Zone ist vermutlich auf Etag Eva (Probe 15), sicher aber auf Etag Liedemann im oberen Teil der hier typischen Entwicklung von Sauberger Kalken ausgebildet (Probe Liedemann 3); auf der Nordseite derselben Etag ist sie ebenfalls durch das Auftreten von *Polygnathus perbonus* (PHILIP) in crinoidenführenden Flaserkalken im Hangenden der Sauberger Kalke belegt (Taf. 7, Fig. 21, 22). Die gronbergi-Zone umfaßt die obere Hälfte der Zlichov-Stufe Böhmens (G. KLAPPER et al., 1978; H. P. SCHÖNLAUB, unpubl.).

Im jüngsten Unterdevon sind am Erzberg weiters die *Polygnathus serotinus*-Zone auf den Etagen Eva (vgl. Taf. 6, Fig. 8), Antoni (vgl. Abb. 6 a, b) und Schuchart mit zahlreichen gut erhaltenen Formen nachgewiesen. Die drüber folgende *Polygnathus c. patulus*-Zone ist hingegen nicht sicher nachweisbar. Am ehesten dürfte sie nahe der Oberkante der Liegend-scholle in der Ausbildung von grauen Kalken unmittelbar unter der Eisenerzer Brekzie vertreten sein (Liedemann 13). Das viel zu geringe und überdies schlecht erhaltene Material erlaubt aber keine sichere Zuweisung zu einer der bekannten Unterarten, die für die Grenzziehung zwischen Unter- und Mitteldevon entscheidende Bedeutung haben.

Hinweise auf eine Vertretung von Mitteldevon fanden sich auf den Etagen Schuchart und Dreikönig. Während auf Schuchart die unmittelbar im Liegenden der Eisenerzer Schichten in den obersten Kalkpartien gefundenen Polygnathenreste keine eindeutige Bestimmung mitteldevonischer Unterarten von *Polygnathus linguiformis* (HINDE) gestatten, führt die Probe Dreikönig 4 mehrere Bruchstücke von *Polygnathus l. linguiformis* (früher: gamma-Morphotyp). Die Nominatunterart tritt ab der costatus-Zone auf und reicht durch das gesamte Mitteldevon (W. ZIEGLER et al., 1976, K. WEDDIGE, 1977).

Im Profilverband mit Unter- und Mitteldevon stehende oberdevonische Kalke konnten am Erzberg bisher nicht gefunden werden. Die ein Bruchstück von *Palmatolepis* sp. führende Probe Eva 9 stammt von der Basis der Hangendscholle. Aufgrund des schlechten Erhaltungszustandes der Begleitconodonten kann nicht entschieden werden, ob diese gleich alt sind und damit die Möglichkeit einer Mischfauna auszuschließen ist. Die ebenfalls *Palmatolepis* sp. führende Probe Liedemann 16 wurde einer etwa 0,5 m dicken nichtvererzten Lage im Siderit entnommen und grenzt an ein hier nur wenige dm mächtiges Band von Eisenerz-Schichten. Benachbarte Proben ergaben keine positiven Befunde.

Die aus den Kalkbrekzien auf den Etagen Liedemann, Antoni, Dreikönig und Schuchart isolierten Conodonten bezeugen verschiedene Abschnitte im Oberdevon. Aufgrund der schlechten Erhaltung können sie freilich nur in Ausnahmefällen einer bestimmten Conodontenzone zugewiesen werden:

- Für ein Frasn-Alter sprechen in erster Linie solche Vertreter von *Palmatolepis*, die breite, mehr oder weniger stark skulpturierte oder mit Lappen versehene Plattformen haben, wie in den Proben Antoni 6, 13, Dreikönig 5 und vielleicht Liedemann 13 mit *Palmatolepis minuta minuta* BRANSON & MEHL (Taf. 6, Fig. 15, 16).

- Der Zeitraum crepida-Zone bis marginifera-Zone (in Abb. 9 für die rhomboidea-Zone ausgewiesen) ist in der Kalkbrekzie auf der Etage Schuchart durch *Palmatolepis glabra pectinata* ZIEGLER, *Palmatolepis glabra prima* ZIEGLER & HUDDLE und *Polygnathus nodocostatus* BRANSON & MEHL s. l. nachgewiesen (vgl. Taf. 6, Fig. 10).

- Leitend für die marginifera-Zone ist *Palmatolepis marginifera duplicata* SANDBERG & ZIEGLER (Taf. 4, Fig. 14).

- *Polygnathus granulosus* BRANSON & MEHL, ebenfalls in Probe Schuchart 4 gefunden, tritt kurzzeitig in der oberen velifer- und unteren styriacus-Zone auf.

- Kennzeichnend für das jüngste Oberdevon (obere styriacus-Zone, costatus-Zone) sind Conodonten in den Proben Antoni 13, Dreikönig 5 und Schuchart 4, u. a. *Pseudopolygnathus trigonicus* ZIEGLER (Taf. 6, Fig. 1), *Palmatolepis gracilis sigmoidalis* ZIEGLER (Taf. 6, Fig. 2, 3) und indeterminate Bruchstücke von *Bispathodus* (Taf. 6, Fig. 11, 12, 13).

Im Unterkarbon folgen wir der Conodontenchronologie von Ch. A. SANDBERG et al., 1978, und Ch. A. SANDBERG, 1979. Unterkarbonische Conodonten liegen aus den Kalkbrekzienhorizonten der Etagen Schuchart, Dreikönig und Liedemann sowie aus der Kalkbrekzienbank auf Etage Antoni (Antoni 13) vor. Sie erlauben folgende biostratigraphische Aussagen:

- Die sulcata-Zone ist in Probe Schuchart 4 mit *Siphonodella sulcata* (HUDDLE) nachgewiesen. In Probe Dreikönig 5 wird diese Zone nicht durch diagnostische Elemente bestätigt.

- Die duplicata-Zone ist bisher nicht eindeutig durch die namengebende *Siphonodella*-Art bewiesen. Bruchstücke von *Siphonodella* sp. liegen aber aus den Proben Liedemann 13 und Dreikönig 5 vor (Taf. 5, Fig. 15). Ein weiterer Hinweis auf eine Vertretung dieser Zone könnte durch *Pseudopolygnathus triangulus* ssp. in den Proben von Dreikönig 5 (Taf. 5, Fig. 9) sowie Schuchart 4 (Taf. 4, Fig. 4, 5) gegeben sein.

- Ebenfalls mit Vorbehalt ist die sandbergi-Zone in der Probe Schuchart 4 durch ein Exemplar von *Siphonodella cooperi* HASS belegt (Taf. 5, Fig. 8, 10).

- Eine präzise Einstufung der in den Proben Antoni 13, Schuchart 4 und Liedemann 13 b gefundenen Gnathoden (*Gnathodus punctatus* [COOPER], *Gnathodus semiglaber* [BISCHOFF],

Gnathodus texanus ssp.) ist wegen der zu geringen Anzahl gut erhaltener Exemplare nicht möglich.

Nach A. VOGES 1959 ist sie mit großer Wahrscheinlichkeit dem Grenzbereich *crenulata/anchoralis*-Zone zuzurechnen, d. h. der *Pericyclus*-Stufe; nach dem von T. L. THOMPSON & L. D. FELLOWS, 1969, vorgelegten Zonenschema gehört sie dem Bereich *Gnathodus punctatus*-Subzone bis *Gnathodus semiglaber*-*Polygnathus communis carinus*-Zone an bzw. nach Ch. A. SANDBERG, 1979, der *Siphonodella isosticha*/Obere *Siphonodella crenulata*-Zone. Dieser Einstufung entspricht im Dinant Belgiens (R. CONIL et. al., 1976) ein Alter von Tn2c bis Tn3c, also die jüngere Tournai-Stufe.

Ob die gefundene Gnathodenfauna in ihrer Zusammensetzung selbst eine Mischfauna darstellt, kann zurzeit schwer entschieden werden. Als Beispiel sei das auf Taf. 5, Fig. 12 abgebildete und zu *Gnathodus punctatus* (COOPER) gestellte Exemplar aus Probe Liedemann 13 b angeführt, das in der Plattform-Ornamentierung große Ähnlichkeit mit *Gnathodus bilineatus* (ROUNDY) aufweist. Fällt diese Form bereits in die Variationsbreite der jüngeren Art? Die gleiche Frage stellt sich auch bei *Gnathodus texanus* ssp. in der Probe Antoni 13. Hier lassen vor allem auch geologische Gründe ein jüngeres Alter vermuten (vgl. S. 191).

Im Faunenspektrum fehlen sichere Hinweise, die tatsächlich auf eine Beteiligung jüngerer Conodonten an der Zusammensetzung der Mischfauna schließen lassen, wie beispielsweise *Gnathodus typicus* COOPER, *Gnathodus texanus texanus* ROUNDY, *Hindeodella segaformis* BISCHOFF, *Pseudopolygnathus triangulus pinnatus* VOGES u. a., die auch in unserer schlecht erhaltenen Fauna durch ihre auffallenden Merkmalskombinationen leicht erkennbar sein würden. Die vorliegende Mischfauna erhält anscheinend ihr Gepräge durch *Gnathodus punctatus* (COOPER) und der Gattung *Siphonodella*.

Der bei F. THALMANN, 1975, mitgeteilte wichtige Nachweis der *Scaliognathus anchoralis*-Zone im Bereich der Etagen Maschin und Kogl erweitert die hier dargestellten Befunde bis an die Obergrenze des Tournai.

Die Aufarbeitung älterer Kalke und damit die Bildung der Kalkbrekzien und Mischfaunen ist damit frühestens an den Beginn der Visé-Stufe zu stellen. Da in einigen Proben Verdacht auf das Vorhandensein jüngerer Elemente besteht – insbesondere in der Brekzienbank von Etage Antoni (13) –, wollen wir vorerst aber nicht ausschließen, daß die Aufarbeitungsphase ein etwas jüngeres Ereignis war, das mit mittlerem oder höherem Visé (*bilineatus*-Zone) zu datieren ist.

Erhaltung der Conodontenfauna

(G. FLAJS und H. P. SCHÖNLAUB)

Die uns vorliegende und nur zum geringen Teil abgebildete Conodontenfauna vom Steirischen Erzberg weicht von der „Normal-Überlieferung“ von paläozoischen Conodonten erheblich ab. Die schlechte Erhaltung steht offensichtlich im Zusammenhang mit der geotektonischen Entwicklung dieses Segments der Grauwackenzone.

– Die conodontenführenden Gesteine sind hauptsächlich Bänderkalke mit durchwegs straffer Gefügeregelung.

- Im regionalen Rahmen wie im Kleinbereich fand eine intensive voralpidische und vermutlich unter der Auflast der Kalkalpen auch alpidische Verschuppung statt.
- Von der Spatvererzung wurden am Erzberg volumsmäßig mindestens $\frac{3}{4}$ der karbonatischen Schichtfolge erfaßt.
- Der Grenzbereich Grauwackenzone/Kalkalpen wurde von der variszischen und der alpidischen Metamorphose betroffen. Wie G. JUNG, 1979, nach Untersuchungen der Werfener Schichten im Raum Radmer erkannte, war die Intensität der variszischen Metamorphose stärker als die alpidische Aufwärmung.
- Aufgrund der Ankeritmineralogie schlossen A. BERAN & F. THALMANN 1978, A. BERAN 1979 am Erzberg auf Metamorphose-Temperaturen von etwa 400° bei Drucken von 2–3 kbar.

Die durch die erwähnte(n) Metamorphose(n) hervorgerufenen Veränderungen der Conodonten lassen sich folgendermaßen charakterisieren:

1. Viele Conodonten zeigen Anzeichen tektonischer Beanspruchung, z. B. bruchstückhafte Erhaltung, Deformationen, Auslängung, Rißbildungen (vgl. Taf. 1, Fig. 2, 3, 9, 15, 17, 19, 20; Taf. 2, Fig. 3, 6, 11, 14; Taf. 4, Fig. 8; Taf. 5, Fig. 9, 15; Taf. 6, Fig. 4, 6, 7, 9, 10, 11, 13, 17–19). Die Risse verlaufen in der Regel senkrecht zur Längsachse sowohl des Conodonten (Taf. 1, Fig. 20; Taf. 2, Fig. 19; Taf. 4, Fig. 8, 9) als auch senkrecht zur Richtung der Zähnnchen der Ast- und Plattformtypen (Taf. 1, Fig. 8, 16).

2. Das Farbenspektrum der Conodonten reicht von Schwarz über sämtliche Grautöne bis zu durchscheinend Weiß, wobei oftmals eng benachbarte Proben verschiedene Farbtöne zeigen (z. B. auf Etage Ignazi: In Probe 3 liegen sehr dunkle Conodonten vor, während wenige Meter entfernt in Probe 2 hellgraue Conodonten vorkommen; ähnliche Verhältnisse finden sich auf der Etage Zauchen in der Probe 6 im Vergleich zur Probe 5 bzw. 8).

Generell gilt nach der Untersuchung von über 230 Proben vom Erzberg die Feststellung, daß zumindest hier in der Verteilung der verschiedenen Farbstufen keine Gesetzmäßigkeit herrscht. Einzelne Farbtöne lassen sich auch nicht verschiedenen tektonischen Niveaus zuordnen.

3. In Bezug auf die Größe der Conodonten vom Erzberg beobachten wir durchschnittlich signifikant kleinere Formen als in weniger beanspruchten Gebieten der Ostalpen, wie beispielsweise in den Karnischen Alpen (vgl. A. G. EPSTEIN et al, 1977, Fig. 7; H. P. SCHÖNLAUB, 1979, Abb. 4).

Wie unten vermutet wird, sind Lösungsvorgänge an der Conodontenoberfläche als Ursache der Größenreduktion anzusehen.

4. Oberflächen-Morphologie: Ursprüngliche Oberflächen sind nur mehr in Ausnahmefällen erhalten (z. B. Taf. 1, Fig. 18; Taf. 7, Fig. 20). In der Regel zeigen die Oberflächen entweder richtungslos-körnige Strukturen aus blockigen, meist scharfkantig begrenzten Kristallen (Taf. 3, Fig. 8; Taf. 6, Fig. 21; Taf. 7, Fig. 8), oder die Rekristallisation folgt der ursprünglichen Kristallitorientierung und führt zur Ausbildung stengeliger Kristallaggregate (Taf. 1, Fig. 13; Taf. 3, Fig. 3, 4, 7, 8; Taf. 7, Fig. 8, 18). Daneben zeigen einige Exemplare Überkrustungen der ursprünglichen Oberflächen (z. B. Taf. 3, Fig. 6; Taf. 7, Fig. 6) bzw. es sind deutliche Hinweise auf Lösungsvorgänge vorhanden, wie z. B. auf Taf. 1, Fig. 6 oder Taf. 3, Fig. 16 mit unregelmäßig löchriger Oberfläche. Die An- und Auflösung kann so weit gehen, daß eine schwammig-poröse Oberflächenstruktur entsteht (Taf. 2, Fig. 16, 17).

5. Mineralneubildungen. Das auffallendste Merkmal der metamorphosebedingten Veränderungen sind die häufig zu beobachtenden Mineralneubildungen. Es handelt sich dabei um Neuwachstum von Quarz und Alumosilikaten (vermutlich Feldspat) mit unterschiedlicher Tracht: Quarz kann in plattiger (Taf. 5, Fig. 2) oder pyramidaler (Taf. 2, Fig. 13), Feldspat in tafeliger oder nadeliger Ausbildung vorliegen (Taf. 2, Fig. 9; Taf. 4, Fig. 2, 3, 5; Taf. 5, Fig. 2; Taf. 6, Fig. 5, 12, 16). Neuwachstum findet bevorzugt auf Plattform-Elementen statt und hier vor allem auf den Plattform- bzw. Gewölbeunter- und -oberseiten. Auf Astform- und Einzahnentypen ist Mineralneuwachstum erstaunlicherweise sehr selten zu finden.

Versuche, mittels Gandolfi-Aufnahmen die K-Al-Silikate zu identifizieren, brachten bisher keine Ergebnisse.

Die aufgezeigten Veränderungen der Conodontenoberflächen führen wir auf starke thermische Beeinflussung unter intensiver Durchbewegung zurück. Ein wichtiges Kriterium zur Beurteilung der Hitzeeinwirkung sind die farblichen Veränderungen der Conodontensubstanz. Die meisten der überlieferten Conodonten zeigen Farben, die über die von A. G. EPSTEIN et al., 1977, aufgestellte Skala 1–5 (Color Alteration Index, CAI) hinausreichen. Wir fanden überwiegend mattgraue bis hellgraue Conodonten und seltener dunkelgraue bis schwarze bzw. durchscheinend weiße. Für diese Veränderungen, die über dem Color Alteration Index 5 liegen, wurden von den Autoren in Laborversuchen Temperaturen von über 300° ermittelt, dabei allerdings betont, daß der Dauer der thermischen Beeinflussung eine wesentliche Bedeutung zukommt. So bewirken zum Beispiel hohe Temperaturen schon in kurzer Zeit starke Farbänderungen, ohne daß dabei der Conodont zerstört wird (Conodontenfarben vom Erzberg und anderen Gebieten wurden bei Temperaturen bis zu 900° erreicht).

Zusammenfassend meinen wir, daß die in letzter Zeit auf verschiedener methodischer Grundlage geforderten Metamorphosetemperaturen am Erzberg (lit. cit.) sich ebenfalls in den Farben der überlieferten Conodonten manifestieren. Die von A. G. EPSTEIN et al., 1977, publizierten Angaben sind aber unseres Erachtens dahingehend zu ergänzen, daß – nicht nur im komplexen ostalpinen Paläozoikum – zur Temperatur zusätzliche Faktoren kommen, die Farbänderungen beeinflussen können, wie z. B. die Fazies und der Chemismus des Nebengesteins, der vertikale Wechsel der Lithologie, Tektonik etc. (H. P. SCHÖNLAUB et al., 1976, G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB, 1977, H. P. SCHÖNLAUB, 1979).

Tektonik

(F. THALMANN)

Wenngleich für eine detaillierte Auflösung des Internbaus derzeit stratigraphische Daten in noch unzureichender Menge vorliegen, so ermöglichen die zur Verfügung stehenden Ergebnisse bereits jetzt übersichtsmäßig den Bauplan der um eine NNE-abtauchende Achse muldenartig verformten Schichtfolge über dem Porphyroid zu skizzieren.

Das Normalprofil (Liegendscholle) beginnt mit dem liegenden Porphyroid und reicht bis zur Obergrenze der Eisenerzer Schichten (Zwischenschiefer). Darüber tritt eine Wiederholung der Devonabfolge in der Hangendscholle auf (Karbonatfolge zwischen Obergrenze Eisenerzer Schichten bis Untergrenze Präbichlschichten).

Die Stellung der Zwischenschiefer als höchstes Schichtglied der Liegendscholle, nunmehr Eisenerzer Schichten genannt, wird als gesichert angesehen. Wurde von K. A. REDLICH, G. HIESSLEITNER, J. JUNGWIRTH, H. LACKENSCHWEIGER, E. HABERFELNER u. a. (vgl. Rückblick auf S. 172 ff.) die Gleitfuge noch im Liegenden der Eisenerzer Schichten (und diese als mitgeschleppter Untergrund der Hangendscholle – teilweise Porphyroidmylonit) gesehen, so liegt diese nunmehr eindeutig in der Hangenden. Die besten diesbezüglichen Aufschlußverhältnisse sind trotz laufendem Abbaufortschritt auf Etage Dreikönig und Schuchart gegeben.

Die dominierende Störung innerhalb der Lagerstätte ist der NS-streichende und gegen E einfallende, die Präbichlschichten noch mitversetzende Christoph-Hauptverwurf.

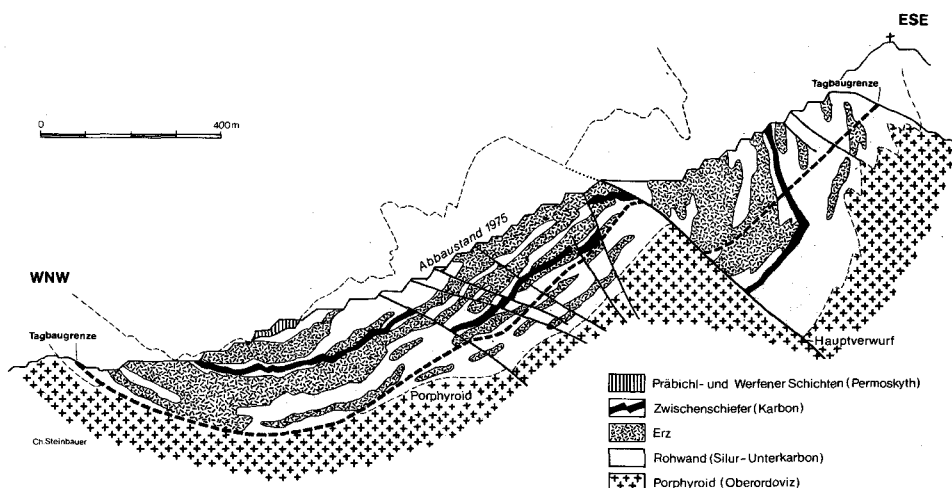


Abb. 10: ESE-WNW Profil durch den Steirischen Erzberg.

Der östlich dieser Störung gelagerte, steilstehende Muldenteil ist um etwa 350 m gegen Osten abgesenkt. Die tektonischen Verhältnisse sind relativ einfach, da die starke Kluft-schar der westlich des Christoph-Hauptverwurfs auftretenden tieferliegenden Muldenverwerfer hier nur unbedeutende Versetzungen verursacht. Einzig im nördlichen Tagbaugebiet bewirkt der steilstehende Vordernberger Seigerverwurf eine bedeutendere Blattverschiebung. Liegend- und Hangendscholle sind weiterhin über das trennende Band der Eisenerzer Schichten verfolgbar. Stellenweise werden diese bis auf dm-Mächtigkeit ausgequetscht. Dort, wo sie mächtiger sind, zeigen sie die farbliche Zweiteilung mit grünem quarzitischem Anteil im Liegenden und mehr tonig-graphitischen Anteilen im Hangenden.

Inwieweit innerhalb der Liegend- und allenfalls auch in der Hangendscholle weitere, vermutlich eher lokale Schichtwiederholungen auftreten, muß zusätzlichen Detailuntersuchungen vorbehalten bleiben. Dies soll zunächst nicht ausgeschlossen werden, da die von H. HAJEK 1966 beschriebenen und zwischenzeitlich abgebauten Porphyroideinschlüsse im Vordernberger Revier einen weiteren Schuppenbau andeuten könnten. Im südlichen

Bereich der Etagen Pauli und Volleritsch (Probenpunkte Pauli 1, Volleritsch 2, 3, 4, 5) tritt zwischen Eisenerzer Schichten und Unterdevon 1 (= älter als das Auftreten von *Polygnathus debiscens*) der Hangendscholle auf Etage Zauchen eine geringmächtige Abfolge von Unterdevon 2 (mit *Polygnathus debiscens*) auf. In deren hangendem Grenzbereich wäre die Fortsetzung der gedachten Trennfuge dieser Porphyroideinschaltung zu suchen.

Die tektonische Auflösung des Lagerstättenkomplexes westlich des Christoph-Hauptverwurfs ist im Großen gesehen ebenfalls einfach, doch erscheinen die Verhältnisse im ersten Moment etwas undurchsichtiger, da hier die seit A. KERN, 1927, im Detail beschriebenen Muldenverwerfer den Karbonatkörper zusätzlich in mehrere Teilkörper zerlegen. Für die tektonische Auflösung soll daher auch auf die älteren Tagbau- und Grubenaufnahmen zurückgegriffen werden. Im Tagbaubereich der Etagen Dreikönig und Schuchart tritt zunächst eine Mächtigkeitszunahme der Eisenerzer Schichten auf. Das ist eine Folge der teilweise flachen und ungestörten Lagerung und kann nur bedingt auf eine zusätzliche tektonische Anschuppung zurückgeführt werden. Aus diesem Bereich wurde von A. KERN, 1927, und vor allem 1942 die Detailgliederung der Eisenerzer Schichten beschrieben, wobei er bereits 1942: S. 24 und Abb. 19a auf schmale Karbonateinlagerungen hingewiesen hatte: „Weiters erkennt man hier deutlich eine bemerkenswerte Schichtgliederung, die bei aufmerksamer Betrachtung auch in tektonisch stärker mitgenommenen Zwischenschieferungen fast stets wieder aufzuspüren ist; das liegende Schichtpaket trägt hellere Farbtöne und ist im allgemeinen mehr quarzitisch ausgebildet; es weist in seinen weißlichen, harten Formen polyedrische Klüftung auf, die von milchigem Quarz verheilt ist. Dadurch unterscheidet es sich sehr auffällig von der Tracht des hangenden, graphitischen und grau-tonig zusammengesetzten Teiles.“

Über diesen Eisenerzer Schichten, die im Mittelrevier ziemlich parallel mit der Abbaufont einfallen und die infolge der Zerschering entlang der Muldenverwerfer mehrfach an der Oberfläche austreichen, ist noch ein wenige Zehnermeter mächtiges Kalkpaket der Hangendscholle erhalten, das im direkten Liegendbereich aus Unterdevon 1 besteht und im hangenden Bereich auf Etage Liedemann-Elias in Oberdevon übergeht. Dieses schmale Karbonatpaket nimmt gegen Norden an Mächtigkeit zu und dominiert im nördlichen Abbaubereich bis hin zur Grenze zu den überlagernden Präbichlschichten. Die Fortsetzung der die Hangendscholle unterlagernden Eisenerzer Schichten ist in den Stollen- und Bohraufschlüssen in der Teufe des Erzberges im Detail zu verfolgen.

Die Liegendscholle am Südrücken des Mittelreviers zeigt zwischen Etage Liedemann und Leitner zunächst etwas komplexe Verhältnisse. Auf älteren Erzbergaufnahmen und in den darauf beruhenden Söhlgschnitten ist hier eine Mehrzahl von dünnen graphitischen Schiefereinlagerungen verzeichnet und folgedessen ein zusätzlicher, lokaler Schuppenbau innerhalb der Liegendscholle wahrscheinlich (vergleiche dazu Abb. 5 von Etage Antoni).

Im südlichen Tagbaugelbiet zwischen Etage I und Antoni treten nur Kalke des Unterdevon 1 auf. Hier wird entlang eines im Süden sichtbaren Muldenverwerfers eine Partie der Liegendscholle (= Kalkdreieck bei A. KERN, 1927) emporgehoben. Die Abgrenzung gegen Norden müßte durch weitere Detailuntersuchungen besser erhärtet werden, da die in der Karte eingezeichnete NNW-SSE-streichende Klüffuge in der Tagbaufront nur schwach angedeutet ist.

Auf Etage -III folgen gegen Südwesten Unterdevon 1 und ältere Schichtglieder, wobei, wie schon oben angeführt, Silur in Ausbildung der graphitischen Liegendschiefer südlich der Großbrecheranlage auf Etage I ansteht.

In den höheren Anteilen der Liegendscholle nahe den Eisenerzer Schichten auf Etage -III tritt Unterdevon 2 bzw. Mitteldevon auf. Darüber folgen auf wenige dm Mächtigkeit ausgequetschte Eisenerzer Schichten und die Devonserie der Hangendscholle.

In gegenwärtig sehr imposanten Aufschlußbildern im nördlichen Tagbaubereich zwischen Etage -III und Liedemann-Palmer ist die diskordante Auflagerung der Präbichlschichten über Liegend- und Hangendscholle deutlich sichtbar. An der Basis der Präbichlschichten treten teilweise etliche Meter Basisbrekzien auf.

Die gesamte Kontaktzone ist tektonisch stark gestört, und die diskordant auflagernden Präbichlschichten werden mit dem paläozoischen Untergrund als Folge der alpidischen Tektonik lokal verschuppt.

Berücksichtigt man, daß in den Eisenerzer Schichten noch höherkarbonische Anteile vermutet werden, sowie die diskordante Auflagerung der Präbichlschichten, so ist dieser Schuppenbau offensichtlich in spätvariszischer Zeit entstanden.

Vergleich mit den Nachbargebieten

(H. P. SCHÖNLAUB)

Die oben mitgeteilten stratigraphischen Befunde vom Steirischen Erzberg legen einen Vergleich mit den angrenzenden Räumen der Grauwackenzone nahe. Dazu bieten sich der Raum westlich Eisenerz an, der ausführlich bei G. FLAJS, 1967a, beschrieben wurde, weiters die Umgebung des Präbichl mit dem Paläozoikum am Polster (G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB, 1976) und schließlich weite Teile der Eisenerzer Alpen, wo nach Abschluß der Kartierung durch einen der Autoren eine Fülle neuer Erkenntnisse vorliegen (H. P. SCHÖNLAUB, 1979, H. P. SCHÖNLAUB & G. FLAJS, 1979).

Das Oberordoviz vom Erzberg weicht von der Umgebung dahingehend ab, als hier die Polsterquarzite im Hangenden des Porphyroids fehlen; ebenso vermissen wir die charakteristischen Cystoideenkalke. Wir meinen aber, daß der „Übergangsporphyroid“ letztere wenigstens teilweise vertritt und führen als Argumente die bis zu 1 dm dicken hellen und spätigen Karbonatlagen im Wechsel mit quarzitisches-dolomitischen Lagen an, die in ähnlicher Weise auch im Profil über dem Knappensteig auf der Ostseite des Polstergipfels zu beobachten sind (G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB, 1976). Die wenigen Conodonten, die wir aus diesen Kalklagen isolieren konnten, sind nicht-diagnostische Formen, die für exakte Parallelisierungen nicht geeignet sind.

Die von G. FLAJS, 1967 a, westlich von Eisenerz beschriebenen Vorkommen von Oberordoviz gleichen in der Ausbildung weitgehend jenen vom Polster. Die im südlichen Seitengerinne des Tullbachs mit Porphyroid „wechsellagernden“ Kalke (vgl. G. FLAJS, 1967 a: 166–167) fassen wir nach einer Neuüberprüfung als Äquivalente der Cystoideenkalke des obersten Ordoviz auf.

Während am tektonisch außerordentlich kompliziert gebauten Größenberg im Hangenden des Porphyroids – ähnlich den westlich von Eisenerz gelegenen Vorkommen – mehrere Zehnermeter mächtige klastische Gesteine verbreitet sind und auf der Nordseite zwei kleine Vorkommen von Cystoideenkalken liegen, folgt in den südlichen Eisenerzer

Alpen eine Schichtfolge, die sich vom Norden erheblich unterscheidet: Hier dominiert über dem Porphyroid eine Schieferentwicklung, die im Oberordoviz und Silur mehrere (?) 100 m mächtig ist und wiederholt Schwarzschieferhorizonte sowie Grüngesteinszüge einlagert (G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB, 1973, A. DAURER & H. P. SCHÖNLAUB, 1978). Kalke oberordovizischen Alters konnten bisher nicht festgestellt werden, ebenso fehlt die charakteristische Ausbildung von Polsterquarziten.

Den einzigen Anhaltspunkt für Silur bieten am Erzberg die wenige Meter mächtigen extrem ausgewalzten Schwarzschiefer auf Etage I nahe dem Großbrecher 2. Diese Entwicklung zeigt vor allem Analogien zur Fazies des Silurs bei der Donnersalpe (G. FLAJS, 1967 a), am Größenberg (Sauerbrunngraben, vgl. G. FLAJS, 1967 b) und im Weiritzgraben. Im nördlichen Zug Polster-Rotschütt fehlen hingegen silurische Schwarzschiefer; an ihre Stelle tritt eine reine Kalkfazies, die ebenso wie die Schwarzschieferentwicklung durch Conodonten datiert werden konnte (G. FLAJS, 1964, 1967 b, G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB, 1976). Die Ausbildung des Silurs in den südlichen Eisenerzer Alpen (Linsalm, Westseite des Reitings, Südseite des Wildfeld) vermittelt zwischen beiden Extremen.

Äquivalente des Devons waren bisher in der Eisenerzer Grauwackenzone conodontenstratigraphisch von folgenden Vorkommen nachgewiesen:

- Aus der liegenden Kalkplatte nördlich des Schlingerweges erwähnte G. FLAJS, 1967 a: 168 Lochkov- und Prag-Faunen. Die höchsten Partien dieses Kalkprofils führen Conodonten-Bruchstücke, die älteres Oberdevon vermuten ließen. Mitteldevon war nicht sicher belegt.

- In dem Schieferzug zwischen der liegenden und der obersten Kalkplatte südlich des Tulleck schalten sich mehrere Kalklinsen ein, die ebenfalls Conodonten des Oberdevons führen, so z. B. südlich von Pkt. 1325 bei der Hohlsteinmauer (vgl. G. FLAJS, 1967 a: 174).

- In den Polsterkalken und den ihnen zwischengeschalteten Crinoiden-Stromatoporenkalken fanden G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB, 1976, eine Lochkov- und Prag-Fauna.

Nach intensiver Neubeprobung der zuoberst genannten beiden Vorkommen, dem Auffinden weiterer Kalkprofile im Zuge der Kartierung in den südlich anschließenden Räumen und unter Berücksichtigung der conodontenstratigraphischen Ergebnisse vom Erzberg ist die bisherige Annahme einer mehr oder weniger vollständigen Entwicklung von Mittel- und Oberdevon in diesem Gebiet erheblich zu modifizieren. Die neuen Ergebnisse bestätigen in auffallender Übereinstimmung das zuerst am Erzberg erkannte geologische Phänomen von weitverbreiteten stratigraphischen Lücken. Dazu führen wir folgende Beispiele aus der Umgebung des Erzbergs an:

1. Die im Sattel zwischen Tulleck und Donnersalpe (bei Pkt. 1325) innerhalb einer Schiefer-Lydit-Folge liegende „Oberdevon“-Kalklinse ist etwa 10 m mächtig und ist lateral über etwa 30 m zu verfolgen. Es sind vorwiegend dichte, graue, teilweise gebänderte Kalke, die örtlich dunklere Lagen führen. Die obersten Partien stellen charakteristische Kalkbrekzien dar mit bis zu 1 dm großen Kalkkomponenten. Während die dichten grauen Kalke Conodonten des Unterdevons lieferten, sind in der Brekzie eindeutig jüngere Elemente aufgearbeitet. Eine genaue Komponentenanalyse ist aufgrund der schlechten Erhaltung nicht möglich. Koordinaten: 938150/5266350.

2. Die obersten Partien der liegenden Kalkplatte (vgl. G. FLAJS, 1967 a) werden durch eine neue Forststraße angeschnitten, die von Eisenerz bzw. Hohenegg in den Raum Tulleck-Donnersalpe führt, den Weißenbach quert und in ca. 1160 m Höhe südöstlich der Donnersalpe endet. Etwa 50 m vor Ende der Forststraße (Koordinaten: 938550/5265550)

sind die obersten Kalke aufgeschlossen. Es handelt sich um hellgraue und rosa Kalke vom Typus der Sauburger Kalke. Sie werden von 4–6 m mächtigen Kalkbrekzien, die Oberdevon- und Unterkarbon-Conodonten führen, überlagert. Darüber folgt jedoch eine etwa 10 m mächtige Wechselfolge von Kalken und grünlichen Schiefern an der Basis der überlagernden Eisenerzer Schichten. Die zuletzt genannten Kalke gehören der serotinus-Zone, d. h. der Daleje-Stufe an.

3. Etwa 50 m östlich jener Stelle, wo die Forststraße das nördliche Nebengerinne des Weißenbachs quert (Koordinaten: 939315/5266145), ist der Kontakt der hier ca. 100 m mächtigen Eisenerzer Schichten mit devonischen Kalken aufgeschlossen. Die Sauburger Kalke werden hier reliefartig von etwa 1 m mächtigen Crinoidenspatkalken überlagert. Über den Crinoidenkalken folgen eine 0,5 m breite Schieferzone und anschließend etwa 10 m mächtige Kalkbrekzien an der Basis der Eisenerzer Schichten.

Die Conodontenproben aus den obersten Sauburger Kalken gehören der serotinus-Zone an, d. h. sie sind wie am Erzberg ein Äquivalent der Daleje-Stufe des jüngsten Unterdevons. In der Kalkbrekzie fand sich hingegen eine Mischfauna mit Oberdevon- und Unterkarbon-Conodonten (*Palmatolepis* sp., *Gnathodus* sp., *Polygnathus* sp.). Ihr Erhaltungszustand ist zwar besser als jener von Pkt. 1325, doch ist aufgrund der bruchstückhaften Überlieferung keine artliche Bestimmung möglich.

4. Im Gebiet südlich des Schlingerwegs führt eine neu angelegte Forststraße von Galleiten in einer Höhe zwischen 1000 m und 1100 m nach Westen. Sie übersetzt den Schwarzenbach und trifft anschließend auf eine Schuppenzone von Sauburger Kalken s. l. und Ei-



Abb. 11: Unterkarbon-Kalkbrekzie von der Forststraße westlich Galleiten (vgl. dazu F. TESSENSOHN 1974, Taf. 3f).

senerzer Schichten mit eingelagerten Lyditen und Grünschiefern. Etwa 250 m westlich des Schwarzenbachs (Koordinaten: 939500/5264750) sind nahe der Oberkante der zweiten Kalkschuppe helle Flaserkalke und zuoberst eine ca. 1 m mächtige Kalkbrekzie (Abb. 11) mit hellen und dunklen Komponenten aufgeschlossen. Längs der Straßenböschung werden sie von Eisenerzer Schichten überlagert.

Etwa 400 m weiter westlich dieses Vorkommens folgt im Bereich des nächsten Grabens erneut ein Kalkprofil (Koordinaten: 939100/5264550), das normal lagert und in der weiteren Fortsetzung der Straße bis in das Obersilur reicht. Auch in diesem Profil sind die obersten Partien brekziös ausgebildet.

In beiden Vorkommen ist die Conodontenfauna extrem schlecht erhalten. Immerhin erlauben Bruchstücke von *Palmatolepis* sp. die sichere Feststellung, daß die basalen hellen Flaserkalke der ersten Lokalität ein Oberdevon-Alter haben. Die Brekzien führen ebenfalls häufig Bruchstücke von *Palmatolepis* sp., weiters Polygnathenreste und vielleicht auch *Gnathodus* sp. Daraus schließen wir, daß hier ähnliche Umlagerungsprodukte wie an den unter 1. bzw. 2. genannten Stellen vorliegen.

5. Vorkommen von conodontenstratigraphisch datiertem Oberdevon wurde im gleichen Raum an zwei Fundpunkten der obersten Forststraße festgestellt, die von der Schaffer Alm über Hackriedel und Hackalm zum Lackenriedel führt. Während das am Hackriedel gelegene Vorkommen in dunklen Bänderkalen liegt, die an der Straßenbiegung eine schmale Zone mit Schiefern, Sandsteinen und Lyditen unterlagern, stammen die oberdevonischen Conodonten am Lackenriedel (Koordinaten: 939050/5264150) aus einer im Gelände kaum hervortretenden Kalkrippe, die den Eisenerzer Schichten eingelagert ist. Nach dem uns zur Verfügung stehenden Conodontenmaterial sind für beide Vorkommen Mischfaunen auszuschließen. Die relativ gut erhaltene Fauna vom Lackenriedel wird nach dem Auftreten von *Palmatolepis* cf. *triangularis* SANNEMANN in die *triangularis*-Zone eingestuft.

6. Conodontenproben, die von einer Reihe von zusammenhängenden Kalkprofilen jeweils vom Top unter den auflagernden Schiefern entnommen wurden, weisen mit wenigen Ausnahmen (siehe unten) ein unterdevonisches Alter aus. Dazu zählen etwa das Profil des Arnikariedels nordöstlich der Kreuzenalm (vgl. H. P. SCHÖNLAUB, 1976: A 137–A 138), die Wildfeldkalke (H. P. SCHÖNLAUB & G. FLAJS, 1979: A 92), die Kalkfolge am Speikkogel oder das Silur- bis Unterdevon-Profil im Graben nördlich der Linsalm unter den tektonisch auflagernden unterdevonischen Kalken der Reitingdecke (H. P. SCHÖNLAUB, 1979).

7. Oberdevonische Anteile, die im kontinuierlichen Profilverband mit älteren Schichten stehen, konnten bisher in den Eisenerzer Alpen erst an 4 Stellen nachgewiesen werden. Es sind dies:

- Im Bärenkar (I) westlich des Eisenerzer Reichenstein in ca. 1600 m Höhe (Koordinaten: 943500/5263350) gebankte, graue, crinoidenführende Flaserkalke als Abschluß der Kalkentwicklung des Lärchenkogelprofils und unter den Eisenerzer Schichten. Die Kalke lieferten größtenteils indeterminate Plattform-Conodonten, die aufgrund bestimmter, noch erkennbarer Merkmale bei der Gattung *Palmatolepis* (Seitenlappen, Ornamentierung etc.) für ein Frasn-Alter sprechen;
- Westlich des Sattels von „Auf der Stang“ und Hohe Lins (Koordinaten: 941900/5263250) Kalke, die in Höhe 1610 m–1650 m unmittelbar unter den auflagernden Eisenerzer Schichten vermutlich ebenfalls ein Frasn-Alter haben;

- Östlich des Gipfels von „Auf der Stang“ in Nähe der verfallenen Halterhütten (Koordinaten: 942150/5263450) die höchsten Kalkpartien, die nach Conodonten wahrscheinlich ins do II zu stellen sind;
- Nördlich des Schwarzensteins bei der Hochalm (Koordinaten: 938450/5263600), wo graue Bänderkalke nahe der Obergrenze des Profils eine Conodontenfauna des Oberdevons mit *Palmatolepis* sp. lieferten.

Schlußfolgerung

Die oben gebrachten Geländebefunde vom Erzberg und seiner Umgebung lassen sich abschließend wie folgt zusammenfassen:

In der überwiegenden Mehrzahl reichen die karbonatischen Schichtfolgen des Altpaläozoikums der Eisenerzer Alpen bis nahe an die Grenze von Unter- zu Mitteldevon; vereinzelt sind Profile vorhanden, in denen älteres Oberdevon als jüngste Ablagerung erhalten ist und vermutlich auch Mitteldevon. Die karbonischen Eisenerzer Schichten (Schiefer, Sandsteine, Lydite) greifen diskonform nach einer Abtragungs- und Aufarbeitungsphase über den devonischen Untergrund. Aufarbeitungsprodukte, die dieses Ereignis bezeugen, sind lokal in Form von Kalkbrekzien erhalten. Da sie altersmäßig dem Umfang der Schichtlücke entsprechen, ist der Nachweis erbracht, daß in den Eisenerzer Alpen durch das gesamte Oberdevon und große Teile des Unterkarbons kontinuierlich Sedimentation stattfand. Nach den jüngsten Faunenkomponenten in der Brekzie zu schließen, trat ein einschneidender Schnitt im Sedimentationsgeschehen vermutlich im Visé ein. Die Brekzien leiten die „Transgression“ der Eisenerzer Schichten ein.

Die hier mitgeteilten Ergebnisse stimmen in verblüffender Weise mit den in den letzten Jahren im Grazer Paläozoikum, den Karawanken und den Karnischen Alpen erzielten Resultaten überein (vgl. H. P. SCHÖNLAUB, 1979). Das Geschehen im Unterkarbon ordnen wir dem variszischen Umbruch zu und interpretieren es als Ausdruck synorogener Bewegungen im sedimentären Stockwerk.

Literatur

- AMPFERER, O.: Über das Bewegungsbild der Weyerer Bögen. – Jb. Geol. B.-A., 81, 237–304, Wien 1931.
- ANDRIAN, F. v.: Eisensteinvorkommen am Kohlberge und am Kogelanger südöstlich von Eisenerz. – Jb. Geol. R.-A., XII, 300, Wien 1862.
- ANGEL, F.: Die Quarzkeratophyre der Blasseneckserie (obersteirische Grauwackenzone). – Jb. Geol. R.-A., 68, 29–62, Wien 1919.
- ANGEL, F.: Gesteine der Steiermark. – Mitt. Naturw. Ver. f. Stmk., 60, 302 S., 19 Taf., Graz 1924.
- ANGEL, F.: Über Gesteine vom steirischen Erzberg. – Mitt. Naturw. Ver. f. Stmk., 64/65, 79–100, Graz 1929.
- ANGEL, F.: Unser Erzberg. – Mitt. Naturw. Ver. Stmk., 75, 227–321, Graz 1939.
- ANGEL, F.: Lehrfahrt auf den steirischen Erzberg. – Fortschr. Miner., Geol., Paläont., 23, LIV–LXXVI, Berlin 1939 (1939b).
- ANKER, M. J.: Kurze Darstellung der mineralogisch-geognostischen Gebirgsverhältnisse der Steiermark. – 885, Graz 1835.
- BECKE, F.: Referat über FOULLON: Über die Grauwacke von Eisenerz. – N. Jahrb. Min., II, 86, Stuttgart 1887.
- BERAN, A.: Die Stellung der Ankeritgesteine im Rahmen der Genese von Sideritlagerstätten der östlichen Grauwackenzone. – Tscherma's Min. Petr. Mitt., 26, 217–233, Wien 1979.
- BERAN, A. & THALMANN, F.: Der Bergbau Radmer-Buchegg – ein Beitrag zur Genese alpiner Sideritlagerstätten. – Tscherma's Min. Petr. Mitt., 25, 287–303, Wien 1978.
- CHLUPÁČ, I., LUKES, P. & ŽIKMUNDOVÁ J. (mit Beiträgen von G. KLAPPER, H. P. SCHÖNLAUB & W. ZIEGLER): Barrandian 1977. – Guidebook Field Conf. Intern. Subc. on Devonian Stratigr., 23 S., Prag 1977.
- CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., Sonderheft G, 11–35, Wien 1965.
- CONIL, R., GROESSENS E. & PIRLET H.: International Correlation of the Dinantian Strata. – Meded. Rijks Geol. Dienst, N. S. 27–3 (Appendix), Heerlen 1976.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Einführung in die Probleme der nordalpinen Grauwackenzone. – Mitt. Reichsanst. Bodenforsch. Zweigst. Wien, 2, 1–7, Wien 1941.
- CORNELIUS, H. P.: Gesteine und Tektonik der nordalpinen Grauwackenzone, vom Alpenstrand bis zum Afleiner Becken. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 42/43, 1–234, Wien 1952.
- CZERMAK, F.: Zur Kenntnis der ersten Fossilfunde vom steirischen Erzberge nebst einigen neuen Beobachtungen über petrographische Verhältnisse und Fossilführung des Sauburger Kalkes. – Jb. Geol. B.-A., 81, 97–110, Wien 1931.
- DAURER, A. & SCHÖNLAUB, H. P.: Anmerkungen zur Basis der Nördlichen Grauwackenzone. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 69, 1976, 77–88, Wien 1978.
- EBNER, F.: Stratigraphie des Karbons der Rannachfazies im Paläozoikum von Graz, Österreich. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 69, 1976, 163–196, Wien 1978.
- EPSTEIN, A. G., EPSTEIN, J. B. & HARRIS, L. D.: Conodont Color Alteration – an Index to Organic Metamorphism. – Geol. Surv. Prof. Pap., 995, 27 S., Washington 1977.
- FERRO, F. v.: Die k. k. Innerberger Hauptgewerkschaft. – Tunnere's Jahrbuch f. d. Berg- u. Hüttenmann., III–VI, 1847.
- FLAJS, G.: Zum Alter des Blasseneck-Porphyröids bei Eisenerz (Steiermark, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1964, 368–378, Stuttgart 1964.
- FLAJS, G.: Conodontenstratigraphische Untersuchungen im Raum von Eisenerz, Nördliche Grauwackenzone. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 59, 157–218, Wien 1967 (1967a).
- FLAJS, G.: Ergänzende Bemerkungen zur Einstufung des Blasseneck-Porphyröids bei Eisenerz. – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., 1967, 127–132, Wien 1967 (1967b).
- FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H. P.: Bemerkungen zur Geologie um Radmer (Nördliche Grauwackenzone, Steiermark). – Verh. Geol. B.-A., 1973, 245–254, Wien 1973.
- FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H. P.: Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz (Nördliche Grauwackenzone, Österreich). – Verh. Geol. B.-A., 1976, 257–303, Wien 1976.
- FOULLON, H. v.: Über die Grauwacke von Eisenerz. Der „Blasseneck-Gneis“. – Verh. Geol. R.-A., 1886, 83–88, Wien 1886.
- FRITSCH, W.: Eine tektonische Analyse des steirischen Erzberges. – Berg- u. Hüttenm. Mh. 105, 225–231, Wien 1960.
- GAERTNER, H. R. v.: Die Eingliederung des ostalpinen Paläozoikums. – Z. dt. geol. Ges., 86, 241–265, Berlin 1934.

- HABERFELNER, E.: Geologische Aufnahmen in der Umgebung des Eisenerzer Erzberges. – Anz. Österr. Akad. Wiss., 70, 63–64, Wien 1933.
- HABERFELNER, E.: Die Geologie des Eisenerzer Reichenstein und des Polster. – Mitt. Abt. Bergb. Landes-Mus., Joanneum, 2, 1–32, Graz 1935.
- HABERFELNER, E.: Die Geologie der österreichischen Erzlagerstätten. – Z. Berg. Hütten- und Salinenwesen im Deutschen Reich, 85/6, 226–240, Berlin 1937.
- HABERFELNER, E. & HERITSCH, F.: Graptolithen aus dem Weiritzgraben bei Eisenerz – Verh. Geol. B.-A., 1932, 81–89, Wien 1932.
- HAJEK, H.: Über das Auftreten roteisensteinführender Porphyroidhorizonte im Steirischen Erzberg. – Archiv Lagerstättenforschung 4, 3–36, Leoben 1966.
- HAUER, F. v.: Die Eisensteinlagerstätten der steirischen Eisenindustrie-Gesellschaft bei Eisenerz – Jb. Geol. R.-A., 22, 27–34, Wien 1872.
- HAUER, F. & FÖTTERLE, F.: Geologische Übersicht der Bergbaue der österreichischen Monarchie. – Jb. k.k. Geol. R.-A., Wien 1855.
- HERITSCH, F.: Studien über die Tektonik der paläozoischen Ablagerungen des Grazer Beckens. – Mitt. Naturw. Ver. Stmk., 42, 170–224, Graz 1905.
- HERITSCH, F.: Über einen neuen Fund von Versteinerungen in der Grauwackenzone von Obersteiermark. – Mitt. Naturw. Ver. Stmk., 44, 20–33, Graz 1907.
- HERITSCH, F.: Geologische Studien in der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen, II. Versuch einer stratigraphischen Gliederung der Grauwackenzone im Paltental nebst Bemerkungen über einige Gesteine (Blasseneckgneis, Serpentine) und über die Lagerungsverhältnisse. – Sitz. Ber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl. Abt. I, 118, 115–135, Wien 1909.
- HERITSCH, F.: Zur Kenntnis der obersteirischen Grauwackenzone. – Centralbl. Mineral. Geol. Pal., 1910, 692–699, Stuttgart 1910 (1910 a).
- HERITSCH, F.: Geologisches aus der Gegend des Eisenerzer Reichensteins. – Mitt. Naturw. Ver. Stmk., 47, 102–107, Graz 1910 (1910b).
- HERITSCH, F.: Beiträge zur Geologie der Grauwackenzone des Paltentales (Obersteiermark). – Mitt. Naturw. Ver. Stmk., 48, 3–238, Graz 1911.
- HERITSCH, F.: Beiträge zur geologischen Kenntnis der Steiermark, IX.: Die Fauna des unterdevonischen Korallenkalkes der Mittelsteiermark nebst Bemerkungen über das Devon der Ostalpen. – Mitt. Naturw. Ver. Stmk., 54, 7–51, Graz 1918.
- HERITSCH, F.: Geologie der Steiermark. – Mitt. Naturw. Ver. Stmk., 57, 1–224, Geologische Kte. der Steiermark 1: 300.000, Graz 1921.
- HERITSCH, F.: Caradoc im Gebiete von Eisenerz in Obersteiermark. – Verh. Geol. B.-A., 1927, 66–68, Wien 1927 (1927 a).
- HERITSCH, F.: Eine Koralle aus der Vordernberger Mauer in Obersteiermark. – Verh. Geol. B.-A., 1927, 66–68, Wien 1927 (1927 b).
- HERITSCH, F.: Die vormesozoischen Gebirgsbildungen in den Alpen. – Z. dtsh. geol. Ges., 79, 217–231, Berlin 1928.
- HERITSCH, F.: Graptolithen aus dem Saubrunnengraben bei Eisenerz – Verh. Geol. B.-A., 1931, 230–235, Wien 1931 (1931 a).
- HERITSCH, F.: Versteinerungen vom Erzberg bei Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., 81, 11–142, Wien 1931 (1931 b).
- HERITSCH, F.: Zur Tektonik des Gebietes von Eisenerz – Verh. Geol. B.-A., 1932, 103–108, Wien 1932.
- HERITSCH, F.: Das Paläozoikum. – Die Stratigraphie der geologischen Formationen der Ostalpen. – Bd. I, 681 S., Borntraeger Verl., Berlin 1943.
- HIESSLEITNER, G.: Zur Geologie der Umgebung des steirischen Erzberges. – Jb. Geol. B.-A., 79, 203–240, Wien 1929.
- HIESSLEITNER, G.: Zur Geologie der erzführenden Grauwackenzone von Radmer bei Hieflau. – Jb. Geol. B.-A., 81, 49–80, Wien 1931.
- JAEGER, H.: Kritische Bemerkungen zu einigen Angaben über Graptolithenfunde in den Ostalpen. – Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., 1969, 173–177, Wien 1969.
- JAEGER, H.: Graptolithen aus dem Silur der Nördlichen Grauwackenzone (Ostalpen). – Mitt. Österr. Geol. Ges., 69, 1976, 89–107, Wien 1978.
- JUNG, G.: Radiometrische Altersdatierung und Metamorphoseuntersuchungen an der Kalkalpenbasis und in der Grauwackenzone im Bereich Radmer und am Steirischen Erzberg. – Vorarbeit Geol. Inst. Univ. Wien, Wien 1979.

- JUNGWIRTH, J. & LACKENSCHWEIGER, H.: Das derzeitige geologische Bild des steirischen Erzberges. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 15, 262–266, Wien 1922.
- KERN, A.: Zur geologischen Neuaufnahme des steirischen Erzberges, 1925 bis 1926. – Berg- und hüttenm. Mh., 75, 23–29, 49–55, Wien 1927.
- KERN, A.: Raumform und Raumlage der Erzführung der nördlichen Grauwackenzone von Payerbach bis Liezen. – Unveröff. Diss. Montan. Hochschule Leoben, 113 S., 72 Beil., Leoben 1942.
- KLAPPER, G., ZIEGLER, W. & MASHKOVA, T. V.: Conodonts and correlation of Lower-Middle Devonian boundary beds in the Barrandian area of Czechoslovakia. – *Geologica et Palaeontologica*, 12, 103–116, Marburg 1978.
- KLAPPER, G. & ZIEGLER, W.: Devonian conodont biostratigraphy. – In: *The Devonian System. – Special Papers in Palaeontology*, 23, 199–224, London 1979.
- LANE, H. R. & ORMISTON, A. R.: Siluro-Devonian Biostratigraphy of the Salmontrout River Area, East Central Alaska. – *Geologica et Palaeontologica*, 13, 39–96, Marburg 1979.
- LIDL, F. v.: Mitteilung über die geognostischen Verhältnisse in der Umgebung von Kallwang in Steiermark. – Jb. Geol. R.-A., 4, 429, Wien 1853.
- LIPOLD, M. V.: Die Grauwackenformation und die Eisensteinvorkommen im Kronlande Salzburg. – Jb. Geol. R.-A., 5, 369–386, Wien 1854.
- METZ, K.: Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. – Mitt. Reichsst. f. Bodenforsch., 1940 (Jb. Geol. B.-A.), 161–220, Wien 1940.
- METZ, K.: Die regionaltektonische Bedeutung der Querstruktur von Treglwang-Gaishorn in der steirischen Grauwackenzone. – Berg- u. hüttenm. Mh., 96, 86–94, Wien 1951.
- METZ, K.: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 44, 1–84, Wien 1953.
- MILLER, A., HAUFENFELS, v.: Die nutzbaren Mineralien von Obersteiermark nach geognostischen Zonen betrachtet. – Berg- und hüttenm. Jb. XIII, 213–245, Wien 1864.
- MORLOT, A. v.: Einiges über die geologischen Verhältnisse in der nördlichen Steiermark. – Jb. Geol. R.-A., 1, 99–124, Wien 1850.
- MOSTLER, H.: Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). – Mitt. Geol. Bergbaustud., 18, 1967, 89–150, Wien 1968.
- MOSTLER, H.: Struktureller Wandel und Ursachen der Faziesdifferenzierung an der Ordoviz/Silur-Grenze in der Nördlichen Grauwackenzone (Österreich). – Festsdt. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, 507–522, Innsbruck 1970.
- OESTREICH, K.: Ein alpinen Längstal zur Tertiärzeit. – Jb. Geol. R.-A., 49, 165–212, Wien 1899.
- OHNESORGE, Th.: Über Silur und Devon in den Kitzbühler Alpen. – Verh. Geol. R.-A., 1905, 373–377, Wien 1905.
- PANTZ, V. I. R. v. & ATZL, A. J.: Versuch einer Beschreibung der vorzüglichsten Berg- und Hüttenwerke des Herzogthumes Steyermark. – 347 S., Wien 1814.
- PETRASCHECK, W.: Die Magnesite und Siderite der Alpen. Vergleichende Lagerstättenstudien. – SitzBer. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl. 141, 195–242, Wien 1932.
- REDLICH, K. A.: Über die wahre Natur der Blasseneckgneise am steirischen Erzberg. – Verh. Geol. R.-A., 1908, 339–341, Wien 1908.
- REDLICH, K. A.: Der steirische Erzberg, eine montangeologische Studie. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 9, 1–62, Wien 1916.
- REDLICH, K. A.: Der Erzzug Vordernberg–Johnsbachtal. I. Eisenerz. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 15, 207–262, Wien 1923.
- REDLICH, K. A.: Die Geologie der innerösterreichischen Eisenerzlagertstätten. – Wien–Berlin (Springer), Düsseldorf (Szahleisen) 1931.
- REDLICH, K. A. & PRECLIK, K.: Zur Tektonik und Lagerstättengeneses des Steirischen Erzberges. – Jb. Geol. B.-A., 80, 231–260, Wien 1930.
- SANDBERG, C. A.: Devonian and Lower Mississippian Conodont Zonation of the Great Basin and Rocky Mountains. – Brigham Young Univ. Geol. Studies, 26/3, 87–105, Provo 1979.
- SANDBERG, C. A., ZIEGLER, W., LEUTERITZ, K. & BRILL, S. M.: Phylogeny, speciation, and zonation of *Siphonodella* (Conodonta, Upper Devonian and Lower Carboniferous). – Newsletter on Stratigraphy, 7/2, 102–120, Stuttgart 1978.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Bericht 1975 über Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf den Blättern 131, Kalwang, und 132, Trofaiach. – Verh. Geol. B.-A., 1976, A 136–A 138, Wien 1976.

- SCHÖNLAUB, H. P., EXNER, C. & NOWOTNY, A.: Das Altpaläozoikum des Katschberges und seiner Umgebung (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., 1976, 115–145, Wien 1976.
- SCHÖNLAUB, H. P. et al.: Exkursionsführer – Nördliche Grauwackenzone (Eisenerzer Alpen). – Geol. B.-A., 45 S., Wien 1977.
- SCHÖNLAUB, H. P. & FLAJS, G.: Bericht 1977 über Aufnahmen des Altpaläozoikums auf Blatt 101, Eisenerz und Blatt 132, Trofaiach. – Verh. Geol. B.-A., 1978, A 91–A 92, Wien 1979.
- SCHOUPPE, A. v.: Geologische Bemerkungen über den Erzberg bei Eisenerz. – Jb. Geol. R.-A., 5, 396–405, Wien 1854.
- SCHOUPPE, A. v.: Archaeocyathacea in einer Caradocfauna der Grauwackenzone der Ostalpen. – N. Jb. Mineral. Geol. Pal. (Abh.) (B), 91, 193–232, Stuttgart 1950.
- SCHWINNER, R.: Geophysikalische Zusammenhänge zwischen Ostalpen und Böhmischer Masse. – Gerlands Beitr. Geophy., 23, 35–92, Leipzig 1929 (1929a).
- SCHWINNER, R.: Die älteren Baupläne in den Ostalpen. – Z. dtsh. geol. Ges., 81, 110–120, Berlin 1929 (1929b).
- SCHWINNER, R.: Varisches und alpin Gebirgssystem. – Geol. Rdsch., 24, 144–159, Berlin 1933.
- SCHWINNER, R.: Eine neue Stratigraphie für Eisenerz? – Verh. Geol. B.-A., 1939, 235–241, Wien 1937.
- SPENGLER, E.: Aufnahmsbericht über Blatt Eisenerz – Wildalpe (4954) und Schneeberg-St. Ägyd (4855). – Verh. Geol. B.-A., 1925, 17–19, Wien 1925.
- SPENGLER, E.: Über die Tektonik der Grauwackenzone südlich der Hochschwabgruppe (mit einem petrographischen Beitrag von H. P. CORNELIUS) – Verh. Geol. B.-A., 1926, 127–143, Wien 1926.
- SPENGLER, E. & STINY, J.: Geologische Spezialkarte Österreichs, Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz, mit Erläuterungen. – Geol. B.-A., Wien 1926.
- STACHE, G.: Über die Verbreitung der silurischen Schichten in den Ostalpen. – Verh. Geol. R.-A., 1879, 216–223, Wien 1879.
- STACHE, G.: Über die Silurbildung der Ostalpen, mit Bemerkungen über die Devon-, Karbon- und Perm-schichten dieses Gebietes. – Z. dtsh. geol. Ges., 36, 277–378, Berlin 1884.
- STINY, J.: Zur südlichen Fortsetzung der Weyerer Bögen. – Verh. Geol. B.-A., 1931, 220–230, Wien 1931.
- STINY, J.: Geologische Spezialkarte Österreichs, Blatt Bruck a. d. Mur-Leoben. – Geol. B.-A., Wien 1933.
- STUR, D.: Vorkommen obersilurischer Petrefacte am Erzberg und in dessen Umgebung bei Eisenerz in Steiermark. – Jb. Geol. R.-A., 15, 267–277, Wien, 1865 (1865a).
- STUR, D.: Petrefacten aus den silurischen Kalken von Eisenerz, eingesendet von Herrn J. Haberfelner. – Jb. Geol. R.-A., 15, 260–261, Wien 1865 (1865b).
- STUR, D.: Weitere Petrefacten gesammelt von Herrn J. Haberfelner. – Jb. Geol. R.-A., 15, 261, Wien 1865 (1865c).
- STUR, D.: Neue Funde von Petrefacten am Erzberg von Eisenerz. – Jb. Geol. R.-A., 16, 137–138, Wien 1866.
- STUR, D.: Geologie der Steiermark. Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte des Herzogthums Steyermark. – 654 S., Graz 1871.
- TESSENSOHN, F.: Zur Fazies paläozoischer Kalke in den Karawanken (Karawankenkalke II). – Verh. Geol. B.-A., 1974, 89–130, Wien 1974.
- THALMANN, F.: Probleme der Abbauplanung und Qualitätssteuerung am Steirischen Erzberg in Abhängigkeit von den geologisch-mineralogischen Verhältnissen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 66–67 (E. CLAR-Festschr.), 245–263, Wien 1975.
- THALMANN, F.: Zur Eisenspatvererzung in der nördlichen Grauwackenzone am Beispiel des Erzberges bei Eisenerz und Radmer/Buckeck. – Verh. Geol. B.-A., 1978, 479–489, Wien 1979.
- THOMPSON, T. L. & FELLOWS, L. D.: Stratigraphy and Conodont Biostratigraphy of Kinderhookian and Osagean Rocks of Southwestern Missouri and Adjacent Areas. – Missouri Geological Survey Report of Investigations, 39, 88 S., Rolla 1969.
- TUNNER, P.: Der nördliche Spathenstein-Hauptzug in den Alpen von Innerösterreich, Salzburg und Tirol. – Tunners Jahrbuch f. d. Berg- und Hüttenmann, III–VI, 389–406, 1847.
- VACEK, M.: Über den geologischen Bau der Centralalpen zwischen Enns und Mur. – Verh. Geol. R.-A., 1886, 71–83, Wien 1886.
- VACEK, M.: Skizze eines geologischen Profils durch den Erzberg. – Jb. Geol. R.-A., 50, 23–32, Wien 1900.
- VACEK, M.: Bemerkungen zur Geologie des Grazer Beckens. – Verh. Geol. R.-A., 1906, 203–240, Wien 1906.
- VACEK, M. & SEDIACZEK, E.: Der steirische Erzberg. – Exk.-Führer IX. Int. Geologenkongreß, 27 S., Wien 1903.
- VOGES, A.: Conodonten aus dem Unterkarbon I und II (Gattendorfia- und Pericyclus-Stufe) des Sauerlandes. – Paläont. Zeitschr., 33, 226–314, Stuttgart 1959.

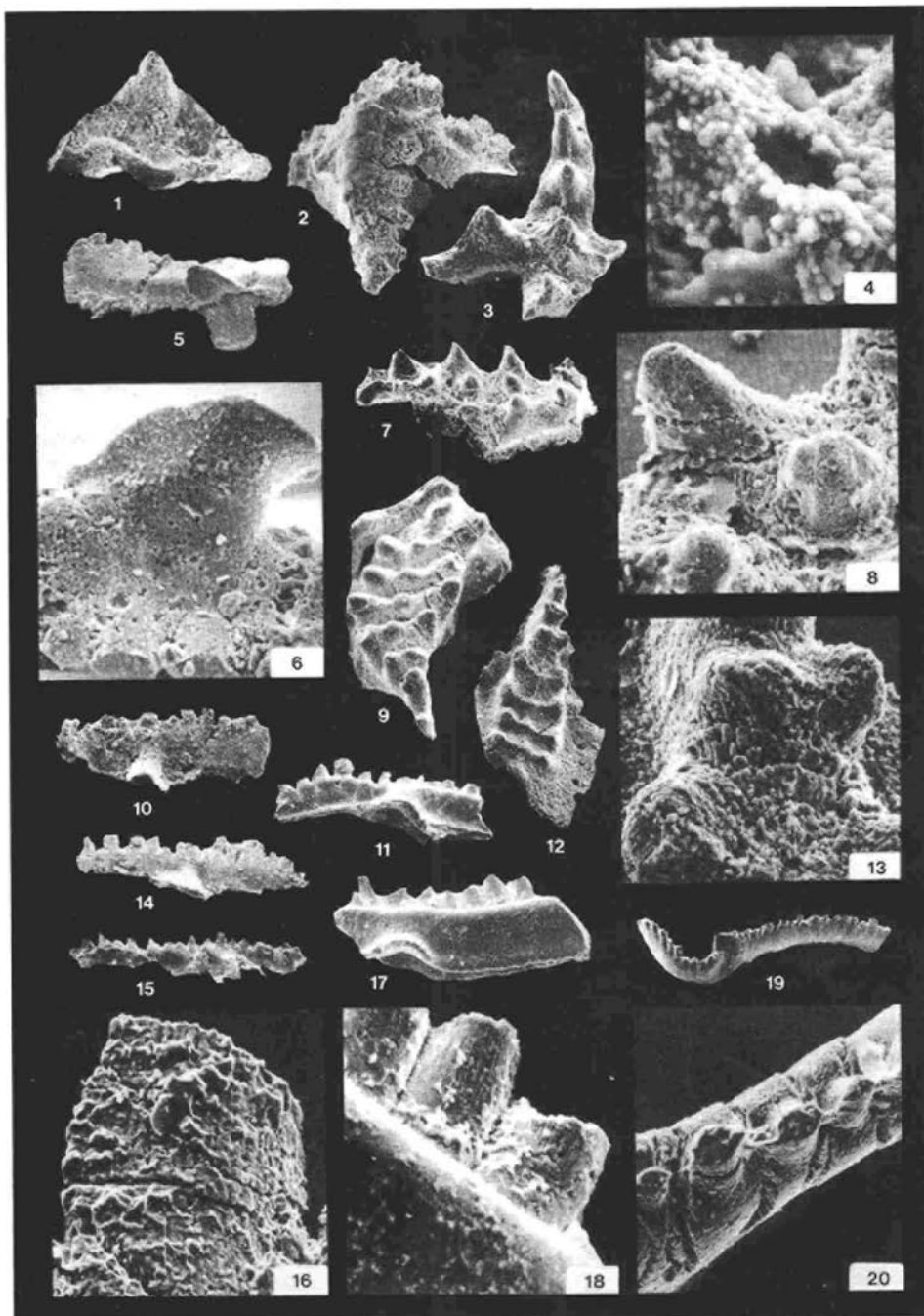
- WEDDIGE, K.: Die Connodonten der Eifel-Stufe im Typusgebiet und in benachbarten Faziesgebieten. – *Senckenbergiana lethaea*, *58*, 271–419, Frankfurt 1977.
- ZIEGLER, W., KLAPPER, G. & JOHNSON, J. G.: Redefinition and subdivision of the varcus-Zone (Conodonts, Middle-?Upper Devonian) in Europe and North America. – *Geologica et Palaeontologica*, *10*, 109–140, Marburg 1976.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 4. 2. 1980

TAFEL 1

- Fig. 1: Gen. et sp. indet., Unterkarbon-Kalkbrekzie, Etage Schuchart, Pr. 73/1 = 74/4a. Vergr. X 34.
 Fig. 2: *Icriodus* sp., Etage Zauchen, Pr. 77/10. Vergr. X 63.
 Fig. 3, 4: *Ancyrodelloides* sp. aff. *A. trigonica* BISCHOFF & SANNEMANN, Etage Zauchen, Pr. 77/1. Fig. 3: Vergr. X 63; Fig. 4: Detail der löchrigen Plattform, Vergr. X 621.
 Fig. 5, 6: *Pandorinellina steinhornensis* ssp., Etage Leitner, Pr. 77/4. Fig. 5: Seitenansicht, Vergr. X 37; Fig. 6: Detail der Oberseite der Basalgrube, Vergr. X 159.
 Fig. 7, 8: *Icriodus* sp., Etage Christof, Pr. 73/4. Fig. 7: Schräg von oben, Vergr. X 65; Fig. 8: Detail im Mittelteil der Plattform zeigt z. T. verheilte Risse und Neuwachstum von Apatit, Vergr. X 280.
 Fig. 9: *Icriodus* sp., Etage Christof, Pr. 73/4. Vergr. X 51.
 Fig. 10: *Pandorinellina steinhornensis* ssp., Etage Leitner, Pr. 77/1. Seitenansicht, Vergr. X 70.
 Fig. 11: *Ozarkodina exc. excavata* (BRANSON & MEHL), Etage Pauli, Pr. 73/17. Bruchstück eines Einzelelements, Vergr. X 19.
 Fig. 12, 13: *Icriodus* sp., Etage Zauchen, Pr. 77/10. Fig. 12: Übersicht des unvollständig erhaltenen Exemplars, Vergr. X 40; Fig. 13: Detail der fächerförmig rekristallisierten Oberfläche, Vergr. X 200.
 Fig. 14: *Ozarkodina* cf. *carinthiaca* SCHULZE, Etage Schuchart, Pr. 74/2. Vergr. X 56.
 Fig. 15, 16: *Ozarkodina* sp., Etage Christof, Pr. 77/1. Fig. 15: Seitenansicht, Vergr. X 34; Fig. 16: Detail eines überkrusteten Zähnnchens, Vergr. X 590.
 Fig. 17, 18: *Ozarkodina exc. excavata* (BRANSON & MEHL), Etage Schuchart, Pr. 74/1. Fig. 17: unvollständiges sp-Element, Vergr. X 53; Fig. 18: Detail im Bereich der Zähnnchen mit Andeutung von Streifung, Vergr. X 220.
 Fig. 19, 20: Formart *Hindeodella equidentata* RHODES, Etage Pauli, Pr. 77/17. Fig. 19: Vergr. X 33; Fig. 20: Detail des Hinterastes mit nicht verheilten Rissen zwischen den Zähnnchen, Vergr. X 257.

TAFEL 1



TAFEL 2

Fig. 1: Formart *Hindeodella priscilla* STAUFFER, Etage Antoni, Pr. 77/7. Vergr. X 50.

Fig. 2: *Pandorinellina steinbornensis* (ZIEGLER), Etage Schuchart, Pr. 73/2 = 74/2. Vergr. X 62.

Fig. 3: *Pandorinellina steinbornensis* (ZIEGLER), Etage Liedemann, Pr. 73/10. Vergr. X 59.

Fig. 4, 5: *Ozarkodina* sp., Etage Pauli, Pr. 73/18. Fig. 4: Bruchstück eines oz-Elements, Vergr. X 59; Fig. 5: Detail der Seitenfläche im Bereich des Hauptzahns, Vergr. X 420.

Fig. 6, 7: *Ozarkodina* sp., hi-Element, Etage Eva, Pr. 73/8. Fig. 6: Übersicht des stark deformierten Conodonten, Vergr. X 61; Fig. 7: Detail der Zähnnchen mit intensiver richtungslos-körniger Rekristallisation, Vergr. X 280.

Fig. 8, 9: *Ozarkodina exc. excavata* (BRANSON & MEHL), oz-Element, Etage Pauli, Pr. 73/17. Fig. 8: Seitenansicht, Vergr. X 42; Fig. 9: Detail des Hinterastes am Ansatz der Zähnnchen mit Neuwachstum tafeliger Kristalle, Vergr. X 420.

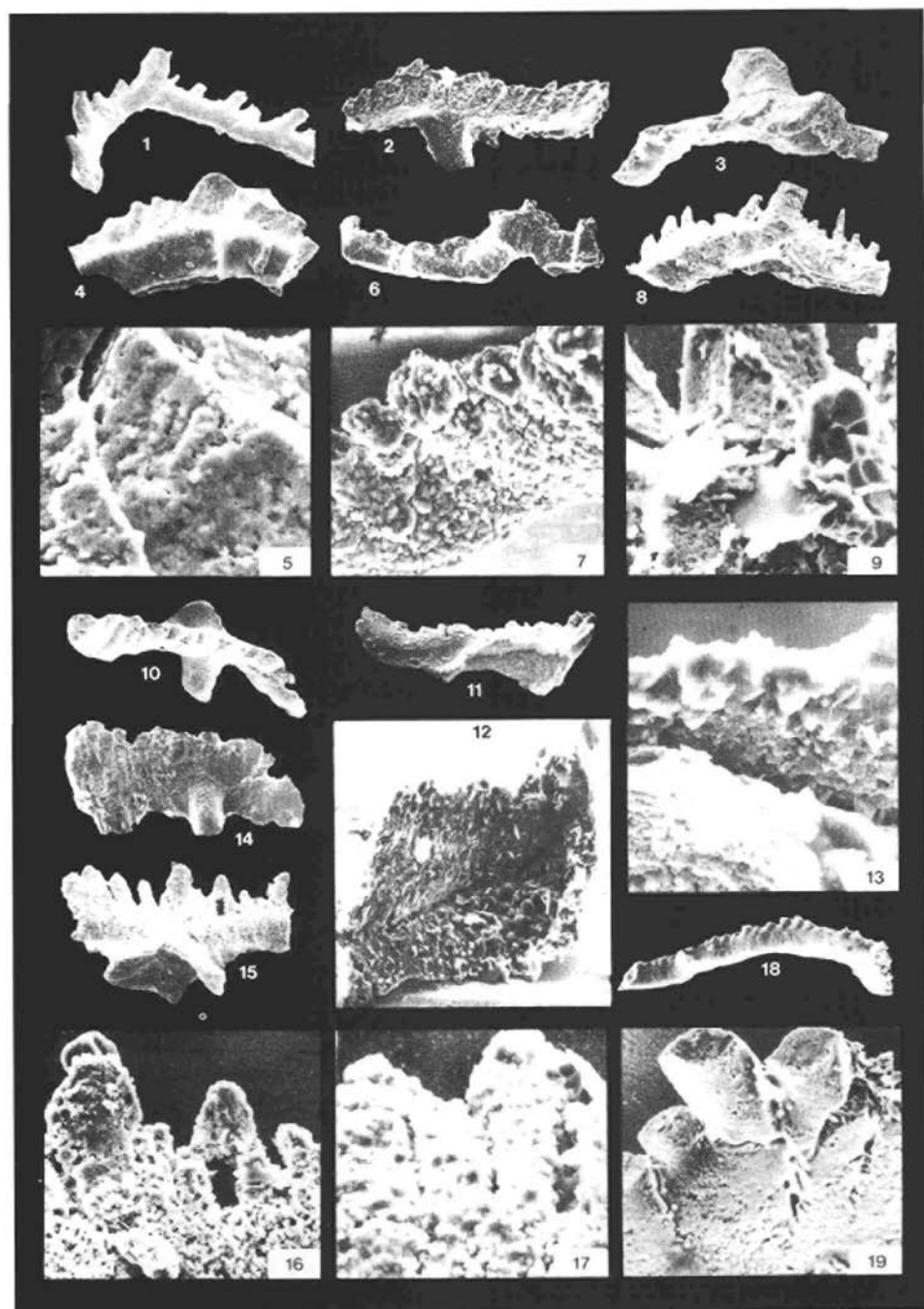
Fig. 10: *Pandorinellina steinbornensis* (ZIEGLER), Etage Pauli, Pr. 73/9. Vergr. 56.

Fig. 11–13, 17: *Pandorinellina* sp. Etage Dreikönig, Pr. 77/7. Fig. 11: Übersicht von schräg unten, Vergr. X 54; Fig. 12: Unterseite der Basalgrube mit Neuwachstum von Quarz und Feldspat, Vergr. X 68; Fig. 13: Detail vom Vorderrand der Basalgrube mit neu gebildetem Quarzsaum, Vergr. X 673; Fig. 17: Detail der Seitenfläche der Zähnnchen, Vergr. X 435.

Fig. 15, 16: *Pandorinellina steinbornensis* (ZIEGLER), Etage Volleritsch, Pr. 73/5. Fig. 15: Übersicht des rekristallisierten und angelösten Conodonten, Vergr. X 79; Fig. 16: Detail im Zahnreich. Die gesamte Oberfläche ist rekristallisiert, Vergr. X 234.

Fig. 18, 19: *Ozarkodina exc. excavata* (BRANSON & MEHL), pl-Element, Etage Pauli, Pr. 73/17. Fig. 18: Übersicht, Vergr. X 37; Fig. 19: Detail der teilweise noch glatten, aber mit Rissen durchsetzten Seitenfläche des Hinterastes, Vergr. X 234.

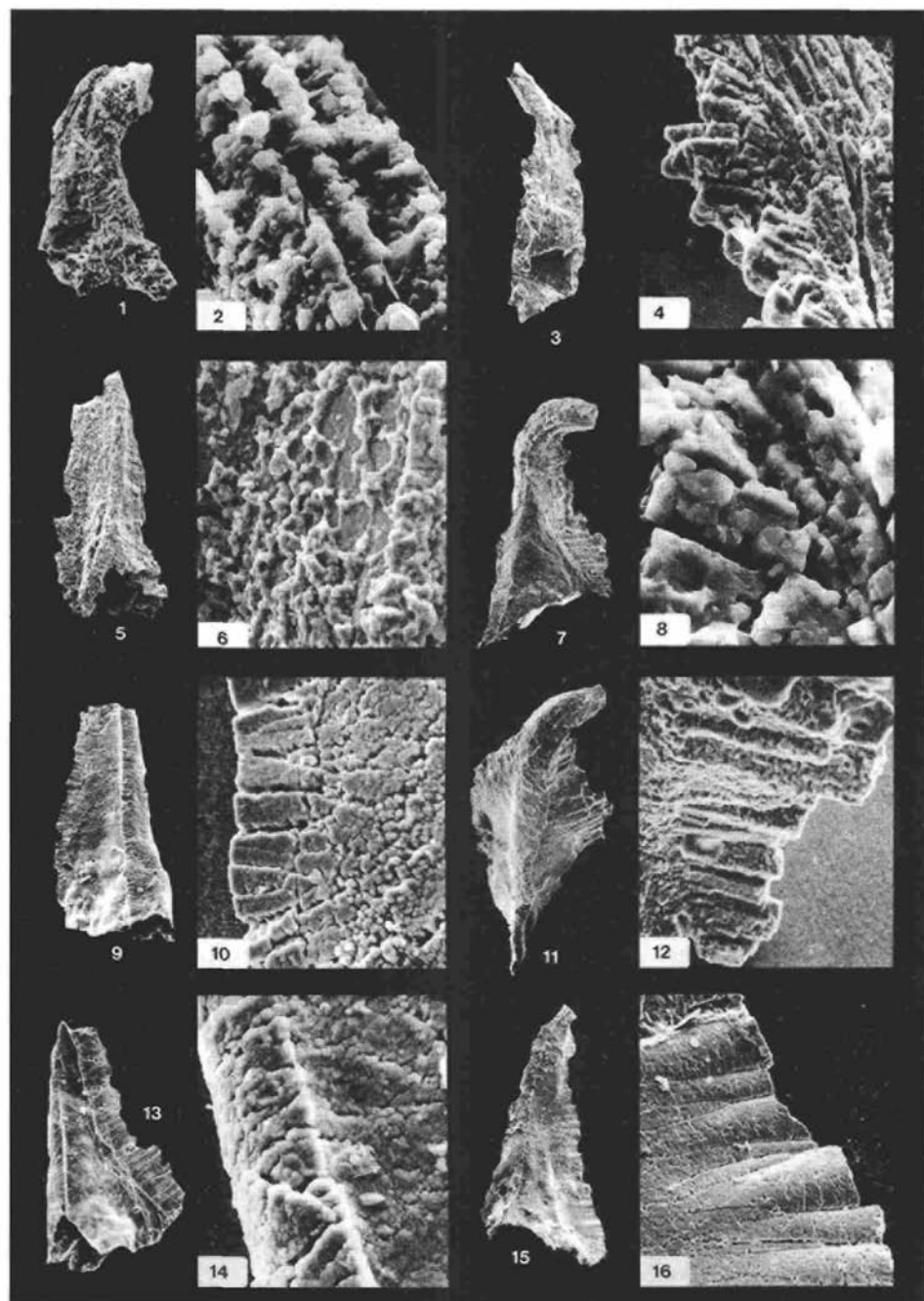
TAFEL 2



TAFEL 3

- Fig. 1, 2: Indeterminabler Einzahn-Conodont, Etage Eva, Pr. 73/18. Fig. 1: Übersicht, Vergr. X 93; Fig. 2: Detail an der Hinterkante des Zahns mit rekristallisiertem Streifungsmuster, Vergr. X 981.
- Fig. 3, 4, 8: *Belodella* sp. aff. *B. triangularis* (STAUFFER), Etage Pauli, Pr. 73/16. Fig. 3: Übersicht, Vergr. X 51; Fig. 4, 8: Detail der Hinterkante, stengelig rekristallisiert, Vergr. X 134, X 935 (Fig. 8).
- Fig. 5, 6: *Belodella triangularis* (STAUFFER), Etage Pauli, Pr. 73/14. Fig. 5: Übersicht des stark überkrusteten Exemplars, Vergr. X 79; Fig. 6: Detail der Seitenwand, Vergr. X 491.
- Fig. 7, 11, 12: *Belodella triangularis* (STAUFFER), Etage Schuchart, Pr. 74/5. Fig. 7: Seitenansicht, Vergr. X 51; Fig. 11: Ansicht schräg von vorne, Vergr. X 59; Fig. 12: Zahn-Hinterkante mit rekristallisierter Zähnchenreihe, Vergr. X 234.
- Fig. 9, 10: *Belodella triangularis* (STAUFFER), Etage Pauli, Pr. 73/17. Fig. 9: Übersicht, Vergr. X 67; Fig. 10: Detail der Seitenwand und der Hinterkante zeigt sekundäre Oberflächen-Veränderung infolge Lösung, Vergr. X 420.
- Fig. 13, 14: *Belodella resima* (PHILIP), Etage Pauli, Pr. 73/16. Fig. 13: Übersicht, Vergr. X 63; Fig. 14: Detail im Bereich der Vorderkante, Vergr. X 420.
- Fig. 15, 16: *Belodella* cf. *triangularis* (STAUFFER), Etage Pauli, Pr. 73/17. Fig. 15: Übersicht, Vergr. X 50; Fig. 16: Detail der Hinterkante mit Ansatz der unregelmäßigen Zähnchenreihe, Vergr. X 420.

TAFEL 3



TAFEL 4

Fig. 1–3: *Gnathodus punctatus* (COOPER), Etage Schuchart, Pr. 74/4. Fig. 1: Übersicht, Vergr. X 54; Fig. 2: Detail der Außenhälfte des Gewölbes mit intensiver Mineralneubildung, Vergr. X 262; Fig. 3: Vergrößerter Ausschnitt von Fig. 3 zeigt Neuwachstum von (Feldspat?)-Kriställchen auf der Oberfläche des Gewölbes, Vergr. X 1075.

Fig. 4, 5: *Pseudopolygnathus triangulus* ssp. Etage Schuchart, Pr. 74/4. Fig. 4: Aufsicht, Vergr. X 71; Fig. 5: Neubildung von Feldspat (?) im Bereich des Hinterendes, Vergr. X 444.

Fig. 6: *Gnathodus punctatus* (COOPER), Etage Schuchart, Pr. 74/4. Vergr. X 70.

Fig. 7: *Gnathodus semiglaber* BISCHOFF, Etage Schuchart, Pr. 74/4. Seitenansicht, Vergr. X 67.

Fig. 8: *Polygnathus* sp., Etage Schuchart, Pr. 74/4. Übersicht des unvollständigen und offensichtlich deformierten und mit Rissen durchsetzten Plattformteiles, Vergr. X 44.

Fig. 9–11: *Bispathodus stabilis* (BRANSON & MEHL), Etage Schuchart, Pr. 74/4. Fig. 9: Übersicht, Vergr. X 65;

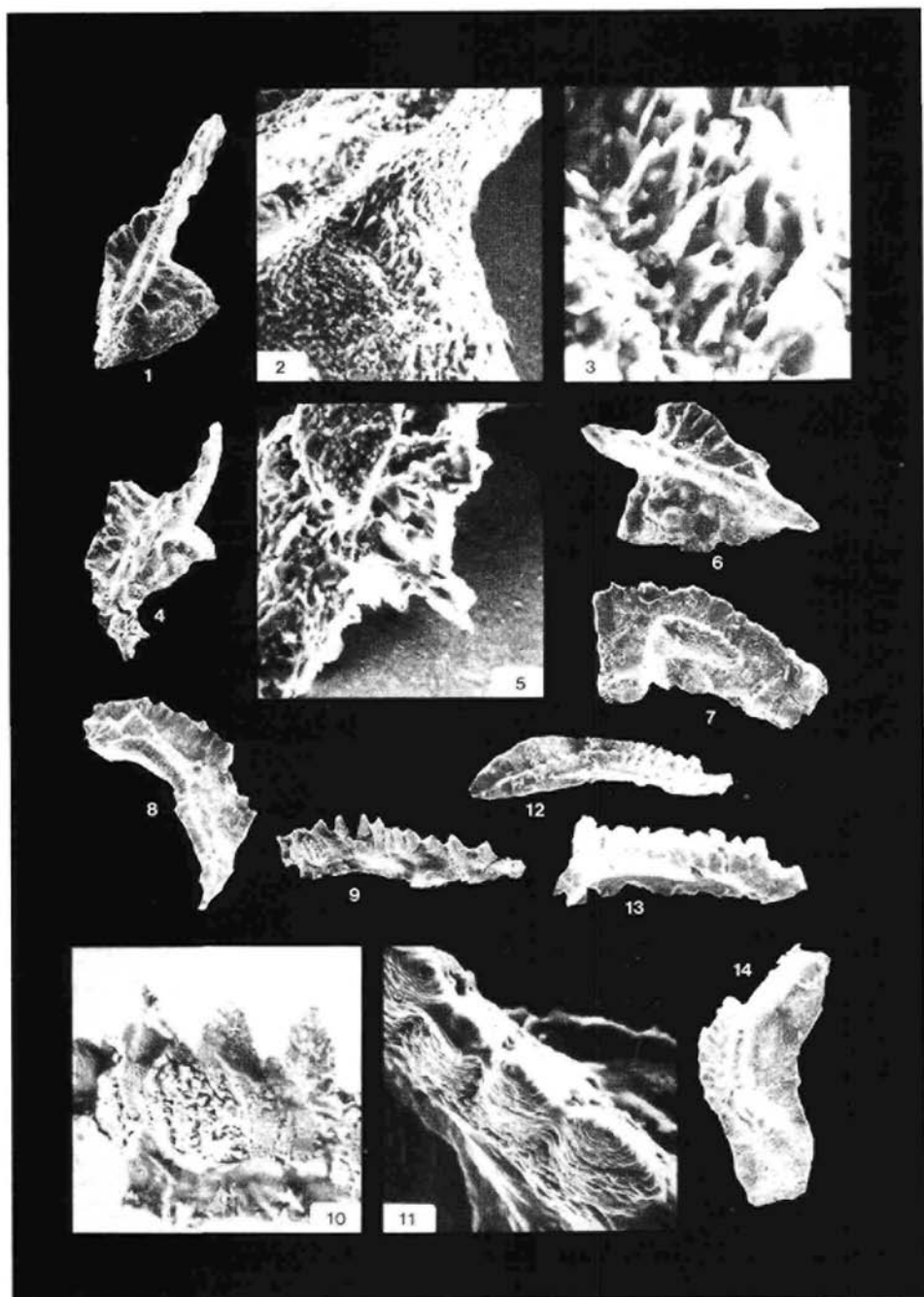
Fig. 10: Vergrößerung im Bereich des Blatt-Vorderendes zeigt Anlösung der Oberfläche des Conodonten, Vergr. X 234; Fig. 11: Aufsicht im Mittelteil der verschmolzenen Zähnenreihe, Vergr. X 491.

Fig. 12: *Sipbonodella sulcata* (HUDDLE), Etage Schuchart, Pr. 74/4. Vergr. X 49.

Fig. 13: *Pelekyognathus* sp., Etage Schuchart, Pr. 74/4. Seitenansicht des im Vorderteil unvollständigen Exemplars, Vergr. X 61.

Fig. 14: *Palmatolepis marginifera duplicata* SANDBERG & ZIEGLER, Etage Schuchart, Pr. 74/4. Vergr. X 49.

TAFEL 4



TAFEL 5

Fig. 1–3, 7, 11, 14: *Gnathodus punctatus* (COOPER), Etage Liedemann, Pr. 73/13. Fig. 1: Übersicht, Vergr. X 44; Fig. 2: Detail am Hinterende des Blattes mit Rekristallisation von Apatit und Neuwachstum von Quarz und Feldspat(?), Vergr. X 2196; Fig. 3, 7, 11 und 14: Elementverteilungsbilder (System ORTEC Multichannel Analyzer) zum Nachweis von Si, Al, P und Ca auf der in Fig. 2 abgebildeten Oberfläche. Beachte Quarz- und Feldspat(?)-Neubildungen in Fig. 3 und 7. Die nicht abgebildete K-Verteilung entspricht der Al-Verteilung in Fig. 7. Die ursprüngliche Conodontensubstanz ist auf den Fig. 11 und 14 erkennbar.

Fig. 4: *Gnathodus punctatus* (COOPER), Etage Liedemann, Pr. 73/13. Das Vorderende des Blattes fehlt. Vergr. X 50.

Fig. 5, 6: *Gnathodus punctatus* (COOPER), Etage Schuchart, Pr. 74/4. Fig. 5: Übersicht, Vergr. X 93; Fig. 6: Vergrößerung der Außenhälfte des Gewölbes mit intensiver Rekristallisation der Oberfläche, Vergr. X 491.

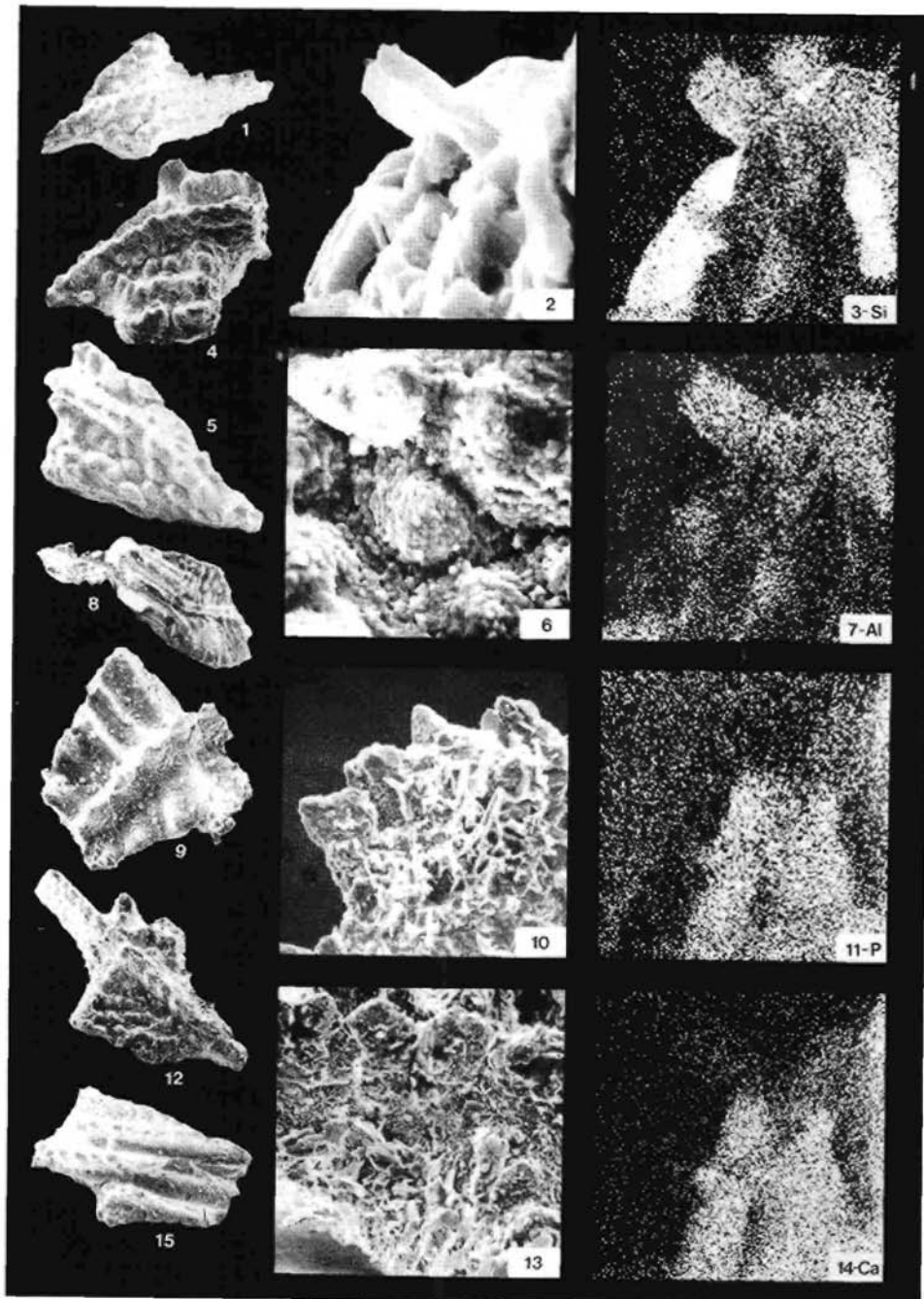
Fig. 8, 10: *Siphonodella cooperi* HASS, Etage Schuchart, Pr. 73/1 = 74/4. Fig. 8: Aufsicht auf das am Hinterende unvollständige Exemplar, Vergr. X 35; Fig. 10: Vergrößerung im Bereich des freien Blattes mit neu gebildeten tafeligen und nadeligen Kristallen (Feldspat?), Vergr. X 196.

Fig. 9: *Pseudopolygnathus triangulus* ssp., Etage Dreikönig, Pr. 73/5. Übersicht des unvollständigen, grob berippten Exemplars, Vergr. X 89.

Fig. 12, 13: *Gnathodus punctatus* (COOPER), Etage Liedemann, Pr. 73/13. Fig. 12: Aufsicht auf das gut erhaltene Exemplar, dessen Gewölbe-Außenhälfte eine Ornamentierung aufweist, die für *Gn. bilineatus* (ROUNDY) charakteristisch ist. Die Innenhälfte gleicht hingegen typischen Vertretern von *Gn. punctatus* (COOPER), Vergr. X 47; Fig. 13: Rekristallisation und Neuwachstum von Feldspat-Täfelchen(?) am Ansatz des Gewölbes am Blatt, Vergr. X 187.

Fig. 15: *Siphonodella* sp., Etage Dreikönig, Pr. 74/5. Unvollständiges Exemplar mit deutlich hervortretenden Rostalleisten, Vergr. X 59.

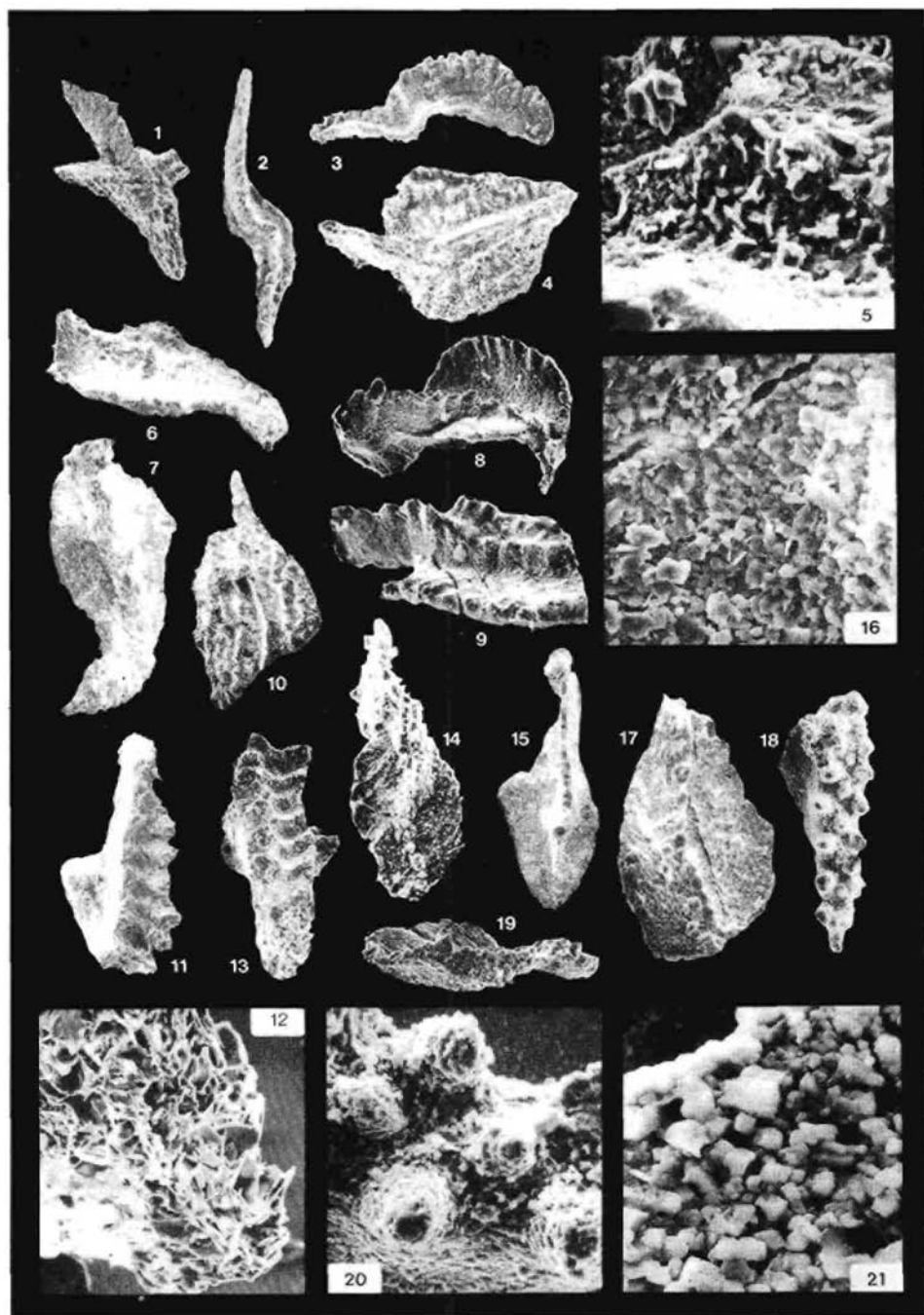
TAFEL 5



TAFEL 6

- Fig. 1: *Pseudopolygnathus trigonicus* ZIEGLER, Etage Schuchart, Pr. 73/1 = 74/4. Die Oberfläche des Conodonten ist intensiv rekristallisiert, Vergr. X 38.
- Fig. 2, 3: *Palmatolepis gracilis sigmoidalis* ZIEGLER, Etage Schuchart, Pr. 73/1 = 74/4. Fig. 2: Aufsicht, Vergr. X 95; Fig. 3: Seitenansicht, Vergr. X 37.
- Fig. 4, 5: *Polygnathus granulosus* BRANSON & MEHL, Etage Schuchart, Pr. 73/1 = 74/4. Fig. 4: Aufsicht, Vergr. X 47; Fig. 5: Vergrößerung der stark rekristallisierten Plattform-Oberfläche mit Mineralneubildungen, Vergr. X 467.
- Fig. 6, 7: *Palmatolepis* sp., Etage Schuchart, Pr. 73/1 = 74/4. Fig. 6: Seitenansicht des unvollständigen, intensiv rekristallisierten Conodonten, Vergr. X 47. Fig. 7: Aufsicht, Vergr. X 49.
- Fig. 8: *Polygnathus serotinus* TELFORD, Etage Eva, Pr. 73/8. Relativ gut erhaltenes und vollständiges Exemplar mit arttypischer Basalgruben-Ausweitung, Vergr. X 89.
- Fig. 9: *Polygnathus* sp., Etage Antoni, Pr. 77/6. Exemplar mit unvollständiger Plattform, Vergr. X 54.
- Fig. 10: *Polygnathus nodocostatus* BRANSON & MEHL s. l., Etage Schuchart, Pr. 74/4. Aufsicht auf das unvollständige und stark rekristallisierte Exemplar, Vergr. X 34.
- Fig. 11–13: *Bispathodus* sp. Etage Schuchart, Pr. 73/1 = 74/4. Fig. 11, 13: Aufsicht auf die Hinterhälfte des Conodonten, Vergr. X 39, X 42 (Fig. 13); Fig. 12: Vergrößerung des Hinterendes mit intensivem Neuwachstum von Feldspat(?), Vergr. X 215.
- Fig. 14, 19: *Palmatolepis minuta* ssp., Etage Eva, Pr. 73/7 (nicht ident mit 74/7 der Abb. 9). Fig. 14: Aufsicht auf das deformierte, mit Rissen durchsetzte und stark rekristallisierte Exemplar, Vergr. X 71; Fig. 19: Seitenansicht, Vergr. X 67.
- Fig. 15, 16: *Palmatolepis minuta minuta* BRANSON & MEHL, Etage Liedemann, Pr. 73/13. Fig. 15: Aufsicht, Vergr. X 42; Fig. 16: Detail auf der Plattform-Innenhälfte mit rekristallisierter Oberfläche und aufgewachsenen Feldspatnadelchen(?), Vergr. X 420.
- Fig. 17: *Palmatolepis* sp., Etage Eva, Pr. 73/9. Aufsicht auf die deformierte und rekristallisierte Plattform, Vergr. X 84.
- Fig. 18, 20, 21: *Icriodus* sp., Etage Liedemann, Pr. 73/13. Fig. 18: Überblick, Vergr. X 61; Fig. 20: Vergrößerung im Mittelteil der Plattform, Vergr. X 234; Fig. 21: Ausschnitt zwischen den Zähnen, Vergr. X 935.

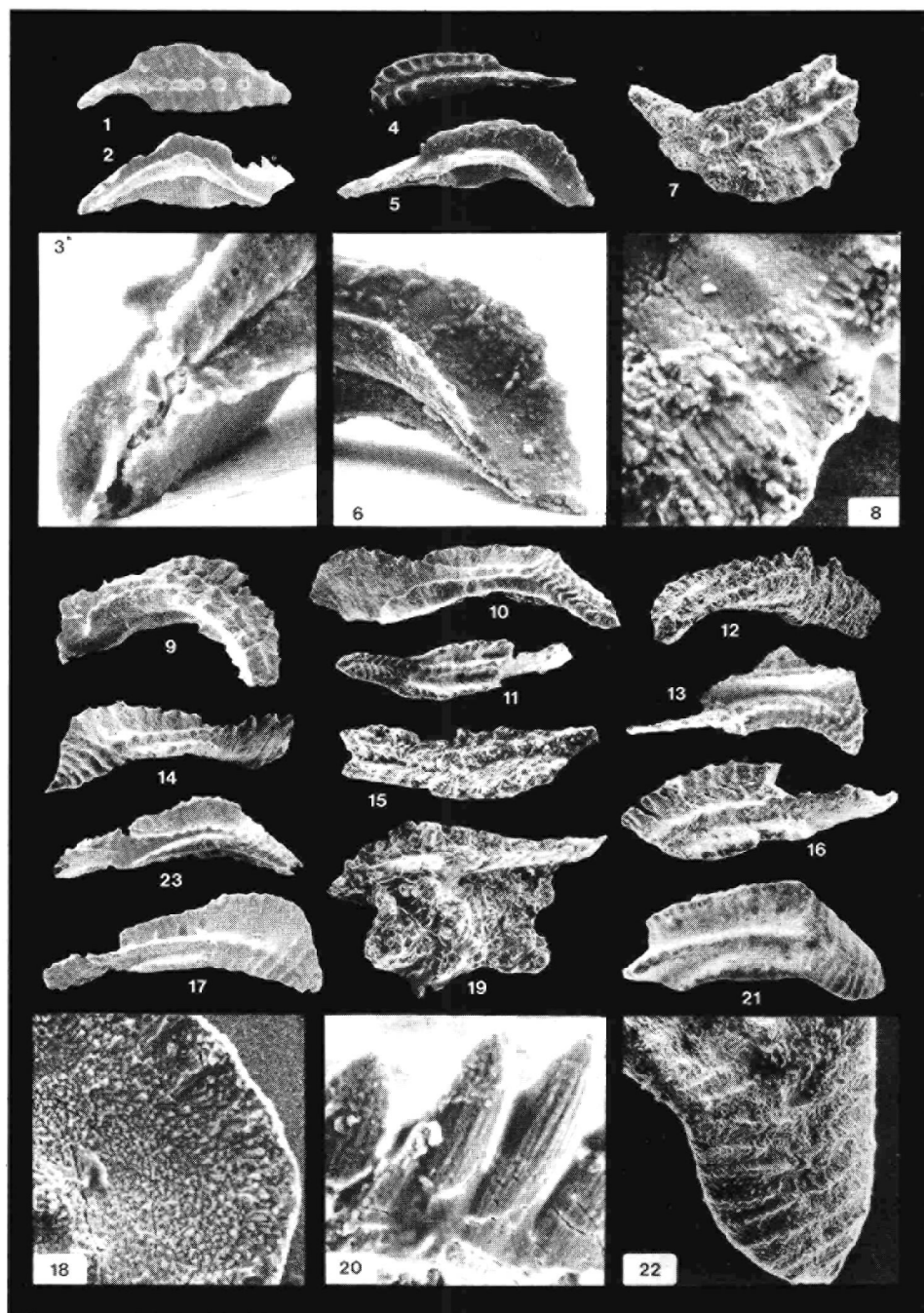
TAFEL 6



TAFEL 7

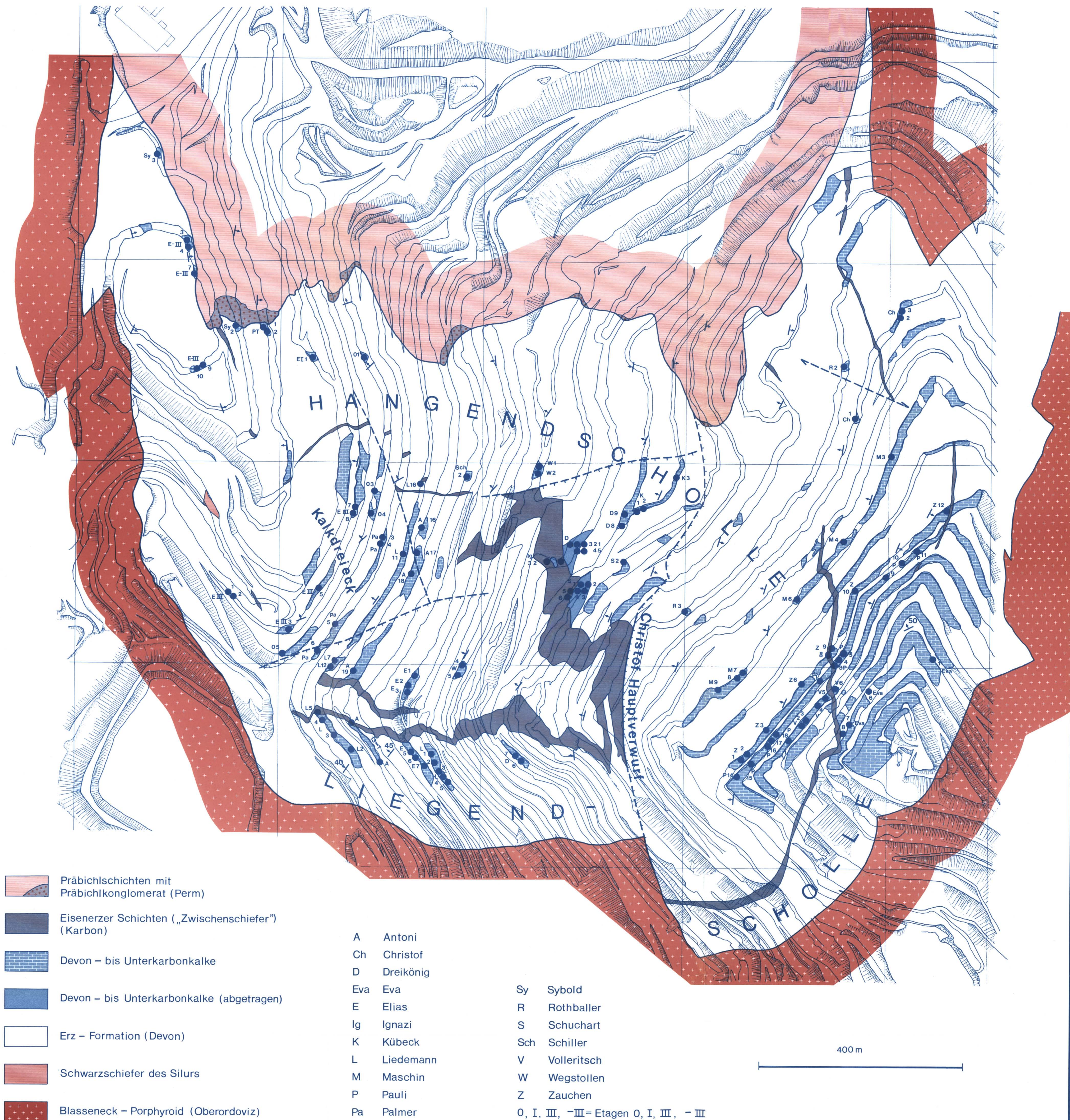
- Fig. 1–3: *Polygnathus debiscens* PHILIP & JACKSON, Etage Dreikönig, Pr. 77/8. Fig. 1: Aufsicht, Vergr. X 68; Fig. 2: Unterseite mit charakteristischer weit geöffneter Basalhöhle, Vergr. X 70; Fig. 3: Vergrößerung der Unterseite des Conodonten am Hinterende mit arttypischer Basalfurche, Vergr. X 397.
- Fig. 4–6: *Polygnathus debiscens* PHILIP & JACKSON, Etage Dreikönig, Pr. 77/9. Fig. 4: Aufsicht, Vergr. X 58; Fig. 5: Blick auf die Unterseite, Vergr. X 68; Fig. 6: arttypische Ausbildung der Basalfurche am Hinterende des Conodonten, Vergr. X 210.
- Fig. 7, 8: *Polygnathus* cf. *debiscens* PHILIP & JACKSON, Etage Pauli, Pr. 73/3. Fig. 7: Aufsicht auf das unvollständige und im hinteren Teil der Plattform stark rekristallisierte Exemplar, Vergr. X 65; Fig. 8: Detail der Oberfläche am äußeren Plattformrand mit senkrecht zur Längsachse orientiertem Neuwachstum von Apatit, Vergr. X 444.
- Fig. 9: *Polygnathus debiscens* PHILIP & JACKSON, Etage Pauli, Pr. 73/9. Seitenansicht, Vergr. X 59.
- Fig. 10, 11: *Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE, Etage Schuchart, Pr. 73/1 = 74/4. Fig. 10: Seitenansicht, Vergr. X 21; Fig. 11: Aufsicht, beachte zungenförmiges Plattformende mit geknickten Querrippen, Vergr. X 18.
- Fig. 12 *Polygnathus* sp., Etage Schuchart, Pr. 74/4. Die gesamte Oberfläche des Conodonten ist stark überkrustet bzw. rekristallisiert. Vergr. X 59.
- Fig. 13: *Polygnathus* cf. *inversus* KLAPPER & JOHNSON, Etage Schuchart, Pr. 73/1 = 74/4. Aufsicht. Infolge teilweiser Überkrustung der Basalgrube sind nicht alle Artmerkmale eindeutig zu erkennen. Vergr. X 40.
- Fig. 14: *Polygnathus linguiformis bultyncki* WEDDIGE, Etage Antoni, Pr. 77/7. Aufsicht des vollständig erhaltenen Exemplars, Vergr. X 42.
- Fig. 15: *Polygnathus* sp., Etage Antoni, Pr. 77/7. Aufsicht des unvollständigen Exemplars, dessen Plattform intensiv rekristallisiert ist, Vergr. X 44.
- Fig. 16: *Polygnathus* sp., Etage Eva, Pr. 73/7. Übersicht des im Bereich der Plattform unvollständigen Exemplars, das aufgrund der Erhaltung keinem bekannten Vertreter von *Polygnathus* zuzuordnen ist. Vergr. X 40.
- Fig. 17, 18: *Polygnathus* cf. *perbonus* (PHILIP), Etage -III, Pr. 77/3. Fig. 17: Aufsicht, Vergr. X 35; Fig. 18: Vergrößerung der Oberfläche der Plattform im Bereich der stärksten Ausweitung, Vergr. X 145.
- Fig. 19, 20: *Spathognathodus* sp.?, Etage Liedemann, Pr. 73/13. Fig. 19: Übersicht des Blatt-Conodonten, der von unlöslichen Rückstand überkrustet ist, Vergr. X 67; Fig. 20: Vergrößerung der Zähne, die noch primäre Feinstreifen erkennen lassen, aber von Rissen durchsetzt sind, Vergr. X 420.
- Fig. 21, 22: *Polygnathus perbonus* (PHILIP), Etage Liedemann, Pr. 73/7. Fig. 21: Aufsicht des relativ gut erhaltenen Exemplars mit zungenförmigem Hinterende der Plattform und arttypischer Unterseite, Vergr. X 37; Fig. 22: Vergrößerung des Plattform-Hinterendes, Vergr. X 93.
- Fig. 23: *Polygnathus linguiformis bultyncki* WEDDIGE, Etage Antoni, Pr. 77/7. Gut erhaltenes Exemplar mit schwach asymmetrischem Basalgrubenrand, Vergr. X 28.

TAFEL 7



GEOLOGISCHE KARTE DES STEIRISCHEN ERZBERGS (teilweise schematisiert) MIT EINTRAGUNG WICHTIGER CONODONTENPROBEN

H. P. SCHÖNLAUB, G. FLAJS & F. THALMANN 1980



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1980

Band/Volume: [123](#)

Autor(en)/Author(s): Schönlaub Hans-Peter, Flajs Gerd, Thalmann Friedrich

Artikel/Article: [Conodontenstratigraphie am Steirischen Erzberg \(Nördliche Grauwackenzone\) 169-229](#)