

ÖGG



EXKURSIONSFÜHRER



NÖRDLICHE GRAUWACKENZONE (EISENERZER ALPEN)

HERAUSGEBER: GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT

1977

EXKURSION DER ÖSTERREICHISCHEN GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT
IN DIE GRAUWACKENZONE BEI EISENERZ

21. - 23. 10. 1977



J.F.Hugi:Naturhistorische Alpenreise 1830

Eigentümer, Herausgeber und Verleger:
Geologische Bundesanstalt, Rasumofskyg.23, A-1031 Wien.
Gestaltung: H.P.Schönlaub

W i e n 1977

I n h a l t

Vorwort	3
Einführung	5
Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen und im Palten-Liesingtal	13
Zur Frage der Herkunft der Nördlichen Grauwackenzone	24
Exkursion	29
Ausgewählte Literatur	

V o r w o r t

In den letzten Jahren konnte der Kenntnisstand über das Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone erheblich aus-
geweitet werden. Wesentliche Neuergebnisse liegen vor
allem im Tiroler Raum sowie aus dem Gebiet um Eisenerz
vor. Sie betreffen stratigraphische Fragen, die tektonische
Gliederung und lagerstättenkundliche Aspekte. Im Rahmen
dieser 2-Tage-Exkursion soll versucht werden, davon einen
Querschnitt zu zeigen und zwar aus einem nördlichen Bereich
bei Eisenerz in unmittelbarer Nähe zu den auflagernden
Kalkalpen sowie aus tieferen Einheiten im Süden.

Die hier vorgestellten Ergebnisse sind zum Teil unver-
öffentlicht oder in Druck. Andere liegen als Manuskript
vor, so z.B. die Einführung zur Steirischen Grauwacken-
zone, die auszugsweise dem Kapitel "Die Nördliche Grau-
wackenzone" des angekündigten Buches "Der Geologische
Aufbau Österreichs" (Herausgeber Geologische Bundesan-
stalt) entnommen wurde. Aus diesem Werk sowie aus dem
Manuskript "Das Paläozoikum von Österreich" stammen eine
Reihe von Abbildungen sowie verbindender Text (H.P.SCHÖN-
LAUB).

Am Zustandekommen dieses Führers waren Mitarbeiter der
Geologischen Bundesanstalt (A.DAURER, S.SCHARBERT, H.P.
SCHÖNLAUB), F.THALMANN von der Voest-Alpine in Eisenerz
sowie G.FLAJS (Universität Bonn) beteiligt. Die Ignimbrit-
Natur des Porphyroids untersucht z.Zt. H.HEINISCH (Uni-
versität München). Bezüglich der Mineralogie von Ankeriten
und Sideriten stützen wir uns auf Mitteilungen von
A.BERAN (Universität Wien).

Besonderen Dank gebührt der Zeichenabteilung der Geo-
logischen Bundesanstalt (O.BINDER, S.LASCHENKO), die in
bereits bewährter Weise Foto-und reprotechnische Arbeiten
ausführte.

Motivation

"Weder Ehrgeiz noch Interesse, welche die Menschen so oft verleiten, sondern der Wunsch mancher w a h r e n F r e u n d e ist es, der uns zu dem Entschlusse bestimmen konnte, eine Arbeit öffentlich bekannt zu machen, die gelegentlich nach Erfüllung der Berufsgeschäfte, und so zu sagen nur durch Mittheilung der Gedanken in dem beschränkten Kreise unserer i n n i g e n F r e u n d s c h a f t entstand".

PANTZ & ATZL 1814 : I

(Einleitung zur Beschreibung der Grauwackenzone um Eisenerz).

E i n f ü h r u n g (H.P.SCHÖNLAUB)

Als Nördliche Grauwackenzone wird ein maximal 23 km breiter Streifen von paläozoischen Gesteinen bezeichnet, der die Zentralalpen von den Nördlichen Kalkalpen trennt. Sie reicht vom Rhätikon im Westen bis nahe Ternitz im Osten (etwa 450 km), wo sie unter tertiäre Bedeckung des Wiener Beckens taucht, aber durch Tiefbohrungen im Untergrund längs der Linie Fischamend-Marchegg weiterhin nachgewiesen ist. Ähnliche Gesteinsfolgen in den Westkarpaten können daher als Fortsetzung dieser Zone angesehen werden.

Die Bezeichnung Grauwackenzone stammt vom Begriff "Grauwackenformation"; dieser schon zu Beginn des 19. Jhdts. im örtlichen Schrifttum verwendete Ausdruck weist auf die Bedeutung des Bergbaus in dieser Zone. Damit wurden, als noch keine Fossilien in diesem Gebiet bekannt waren, alle Schiefer zusammengefaßt und vom "Urgebirge" abgegrenzt. Nach den ersten Fossilfunden bei Dienten (v.HAUER 1847) wurde diese Gesteinsgruppe insgesamt dem Silur zugerechnet. Zugleich betrachtete man die Grauwackenzone als ein vollständig paläozoisches Element im Alpenraum (v.HAUER 1855).

Die Grauwackenzone liegt mit tektonischem Kontakt den Zentralalpen auf; ihr Verhältnis zu den Kalkalpen ist jedoch durch einen primären Sedimentationsverband gegeben. Der Stellung zwischen den kristallinen Schiefern der Zentralalpen und den stellenweise am Südrand gering metamorphen Kalkalpen entspricht der Grad der Umwandlung der Gesteine: Es handelt sich vorwiegend um epimetamorphe Gesteine und gelegentlich um solche, die nach den Gleichgewichtsparagenesen Granat-Biotit-Chlorit-Epidot-Albit eine Metamorphose in der höheren Grünschieferfazies anzeigen.

Im Ostteil der Grauwackenzone sind an der Basis des Altpaläozoikums wiederholt Vorkommen von altkristallinen Gesteinen festgestellt worden (Vöstenhof-Schlöglmühl, Kaintalock, Ritting bei Bruck a.d.Mur u.a.). Sie sollen Relikte der

primären Unterlage der Grauwackensedimente sein und zusammen mit ihrer Auflage in alpidischer Zeit von größeren Altkristallinmassiven abgeschert sein. In vergleichbarer Position treten am Südrand der Tiroler Grauwackenzone ebenfalls kristalline Gesteine auf ("Kellerjochgneise" oder Gneisschollen an der Basis der "Steinkogeldecke"); ihre Beziehung zum Altpaläozoikum ist aber noch nicht geklärt.

Im steirisch-niederösterreichischem Gebiet läßt sich die Nördliche Grauwackenzone in zwei tektonische Großeinheiten untergliedern. Bereits HERITSCH 1907 verwies hier auf eine Decke aus Altpaläozoikum, die auf Oberkarbon aufgeschoben sei, das mit dem Kristallin der Zentralalpen sedimentär verbunden ist. Dieser Ansicht schloß sich zuerst KOBER 1912 an und faßte Rannachkonglomerat, unterkarbone Kalke, Graphit-schiefer und Phyllite (u.a. die Ennstaler Phyllite) als sedimentäres Deckgebirge des nordsteirischen Gneiszuges bzw. der Schladminger Masse auf. Dieses "Untere ostalpine Deckensystem" sei durch die "Norische Linie" vom Altpaläozoikum der "oberen ostalpinen Decke" getrennt.

An der primären Auflage des Kristallins durch Äquivalente der Rannachserie hielt noch CORNELIUS 1950 fest und vereinigte das Basiskristallin, die transgressive Auflage und das darüber folgende Karbon zur "Veitscher Decke". Sie hätte den Charakter einer Rand- oder Innensenke des variszischen Gebirges mit Molassemerkmalen. Wie bei KOBER, wird sie an der nach Osten verlängerten Norischen Linie von der höheren "Norischen Decke" überschoben.

Die Schwierigkeiten, die in diesen Deutungen liegen, waren jedoch nicht zu übersehen. Einmal warf bei Annahme eines Transgressionsverbandes mit dem unterlagernden Kristallin die Basisgrenze der Veitscher Decke vor allem in den Niederen Tauern unlösbare Probleme auf, zum anderen ergaben sich grundlegende Auffassungsunterschiede über die ursprüngliche Lagebeziehung beider Einheiten zueinander sowie in der Frage des Zeitpunkts der Überschiebung. Erst mit den Neuergebnissen von METZ 1940, 1947, 1953, nach denen das permotriadische Alter

der Rannachserie s.l. und äquivalenter klastischer Folgen im Gebiet um Kapfenberg sichergestellt werden konnte, wurde der Veitscher Decke der heute übliche, enger gefaßte Begriffsinhalt zuerkannt. Sie wird heute allgemein als wurzellose, tiefere tektonische Einheit der Grauwackenzone verstanden, die sich hauptsächlich aus Karbon zusammensetzt, in der aber auch phyllitische Schiefererrien und angebliches diaphtoritisches mesozonales Altkristallin ("Fötteleckschuppen") vorkommen. Das häufige Neben-und Übereinander der genannten Gesteine erklärte METZ 1953 durch Annahme einer jüngeren Tektonik, die die ursprünglich transgressive Auflage des Unterkarbons auf älteren vordevonen Gesteinskomplexen überarbeitet hätte.

Die Problematik im Ostteil der Grauwackenzone liegt demnach zusammenfassend im Umstand, daß einer tektonisch höher liegenden Schuppendecke, die über die variszische Diskordanz hinweg mit den Sedimenten der Nördlichen Kalkalpen in primären Verband ist, eine tiefere Decke gegenübersteht, die sich durch ihren Gesteinsbestand deutlich von der höheren Einheit unterscheidet. Die Abweichungen betreffen zum einen die verschiedenen Karbonentwicklungen und zum anderen ältere Gesteinsglieder. Während in der Norischen Decke das Variszikum eine bunte Gesteinsgesellschaft in zum Teil gut gliederbaren Abfolgen zeigt, die im Oberkarbon, d.h. in post-Vise-Zeit gefaltet wurden, liegt in der Veitscher Decke das Variszikum wahrscheinlich in metamorpher Ausbildung vor. Die Strukturprägung ging hier den Karbonablagerungen zeitlich voran und ist daher älter als in der Norischen Decke. Diese Erkenntnisse sind vor allem für paläogeographische Fragen von großer Bedeutung.

Durch den Nachweis einer tektonischen Trennfläche zwischen dem unterlagerndem zentralalpinen Permomesozoikum ("Alpiner Verrucano", Rannachserie etc.) und der Veitscher Decke einerseits, der Einbeziehung von Oberkarbon in der Veitscher Decke sowie der untrennbaren sedimentären Verbindung der Norischen Decke mit Teilbereichen der Nördlichen Kalkalpen andererseits, ist für diesen Großdeckenbau ein alpidisches Alter erwiesen. Weit verbreitet sind jedoch innerhalb dieser jungen Tektonik

in der Norischen GroÙeinheit (=Norische Decke) noch ältere variszische Strukturen erhalten geblieben. Die Analyse dieser Interntektonik ist Gegenstand laufender Untersuchungen. Bereits erzielte Ergebnisse werden im Verlaufe der Exkursion gezeigt werden.

Aufgrund der verschieden starken Metamorphose, der teilweise sehr intensiven Verschuppungen und der vermutlich schon primären Fossilarmut beruhten ältere stratigraphische Gliederungen in der Nördlichen Grauwackenzone vorwiegend auf lithofaziellen Vergleichen mit anderen Vorkommen von ostalpinen Paläozoikum. Ausnahmen bildeten wenige Fossilfundpunkte, wie etwa Dienten in Salzburg oder der Steirische Erzberg, die bereits in der Pionierzeit der systematischen Landesaufnahme bekannt waren. So nahm besonders der "Sauburger Kalk" in früherer Zeit eine Sonderstellung für die Klärung der Stratigraphie im Raum um Eisenerz ein, wurden doch die "Erzführenden Kalke" stets mit diesem Horizont verglichen (vgl. CZERMAK 1931). In diesem Jahrhundert bemühten sich vor allem HERITSCH, HABERFELNER und AIGNE um eine Verfeinerung der Stratigraphie. Die neue Gliederung basiert auf weiteren Fossilfunden und einer Vermehrung von Fundpunkten, wie dem Nachweis von Graptolithen durch AIGNER 1930, 1931, HERITSCH 1931, HABERFELNER & HERITSCH 1932, HAIDEN 1936 und PELTZMANN 1937, FRIEDRICH & PELTZMANN 1937 und neuen Korallen-, Stromatoporen-, Trilobiten- und Pflanzenfunden (HERITSCH 1907, 1916, 1927, 1928, 1933, 1943, DHNESORGE 1905, KLEBELSBERG 1926, MÖHR 1933, HABERFELNER 1935, GLAESSNER 1935, FELSER 1936, METZ 1937). Da aber fast alle Fossilien einen sehr mäßigen Erhaltungszustand aufweisen und - wie sich später zeigte - für genaue Datierungen kaum in Frage kamen und dazu relativ selten sind, basierte die Alterszuweisung weiterhin in der Hauptsache auf Gesteinsvergleichen, insbesondere mit den Karnischen Alpen. Dies gab daher oft zu Fehleinstufungen Anlaß, wie z.B. die von HABERFELNER 1935, 1937 getroffene Zuordnung der "Feinschichtigen Grauwackenschiefer" HAMMER's (1924) in das Unterkarbon beweist.

Auf der anderen Seite wurden einzelne Fossilpunkte überbewertet und daraus resultierende Altersangaben auf Räume ausgedehnt, die mit der Fossillokalität in keinem Zusammenhang standen. Als

Beispiel sei die Vorstellung von KOBER 1912 angeführt, daß die Ennstaler Phyllite ein Karbon-Alter hätten, da von HERITSCH 1907 in der Sunk bei Trieben karbonische Pflanzen gefunden worden waren.

Die Entwicklung der Stratigraphie in der Nördlichen Grauwackenzone spiegelt sich auch in den verschiedenen Ansichten zum Alter des Blasseneckporphyroids wider: Dieses Gestein, das als wahrscheinlich einzeltiger Erguß über die gesamte Nördliche Grauwackenzone verbreitet ist, galt schon immer als Leithorizont in der Schichtfolge des Altpaläozoikums, sei es für Fragen der Kartierung, der Tektonik oder bezüglich Vergleiche mit anderen altpaläozoischen Räumen der Ostalpen. Die Vulkanitnatur war zwar schon PANTZ & ATZL 1814 bekannt, doch setzte sich diese Auffassung erst nach den Untersuchungen von OHNESORGE 1905 im Kitzbühler Raum bzw. von REDLICH 1907, 1908 im steirischen Raum durch. In der Zwischenzeit wurde der Porphyroid als klastische Ablagerung bzw. als Metamorphit gedeutet und als "körnige Grauwacke", "Sericitgrauwacke" oder "Blasseneckgneis" bezeichnet (SCHOUPPE 1854, STUR 1865, FOULLON 1886, VACEK 1900, HERITSCH 1907); dementsprechend wurde dieses Gestein im Präkambrium oder innerhalb des Paläozoikums bis in die Permzeit eingeordnet (vgl. CORNELIUS 1952, METZ 1953, FLAJS 1967, THALMANN 1975 u.a.).

In neuerer Zeit erbrachten umfangreiche Conodontenuntersuchungen grundlegende Fortschritte in der Stratigraphie des Altpaläozoikums der Nördlichen Grauwackenzone. Diese Arbeiten konzentrierten sich einerseits auf das Gebiet um Eisenerz mit den südlich anschließenden Räumen, zum anderen auf karbonatführende Schichtfolgen im Westabschnitt (Dienten, Hintertal, Fieberbrunn, Umgebung von Kitzbühel). Nicht unerwähnt bleiben dürfen ferner Neubearbeitungen an anderen Fossilgruppen, die zuletzt ebenfalls zu einer bedeutenden Erweiterung des Kenntnisstandes der paläozoischen Ablagerungen in der Nördlichen Grauwackenzone beigetragen haben (AMEROM & BOERSMA 1975, FELSER 1975, 1977, FELSER & FLÜGEL 1975, HAHN & HAHN 1977, JAEGER 1977).

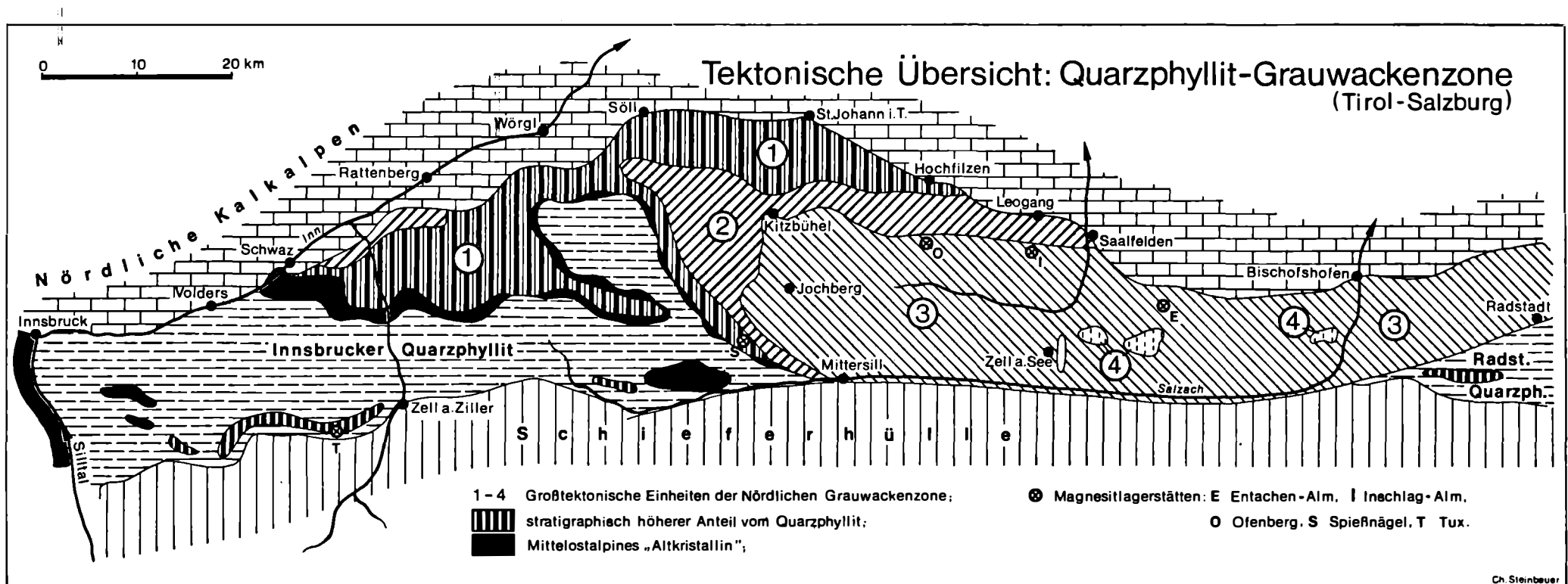
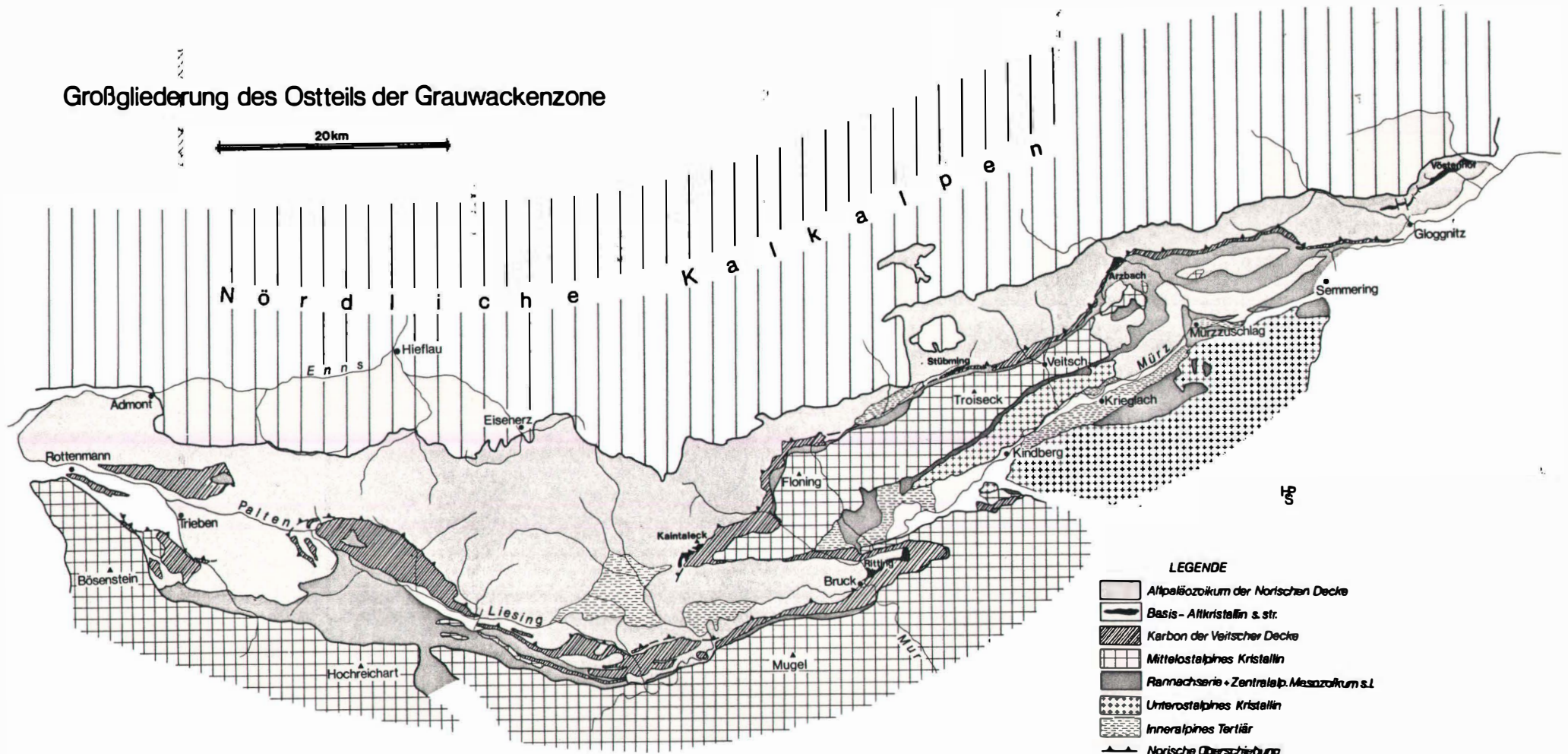


Abb.1 nach MOSTLER

Großgliederung des Ostteils der Grauwackenzone

20km

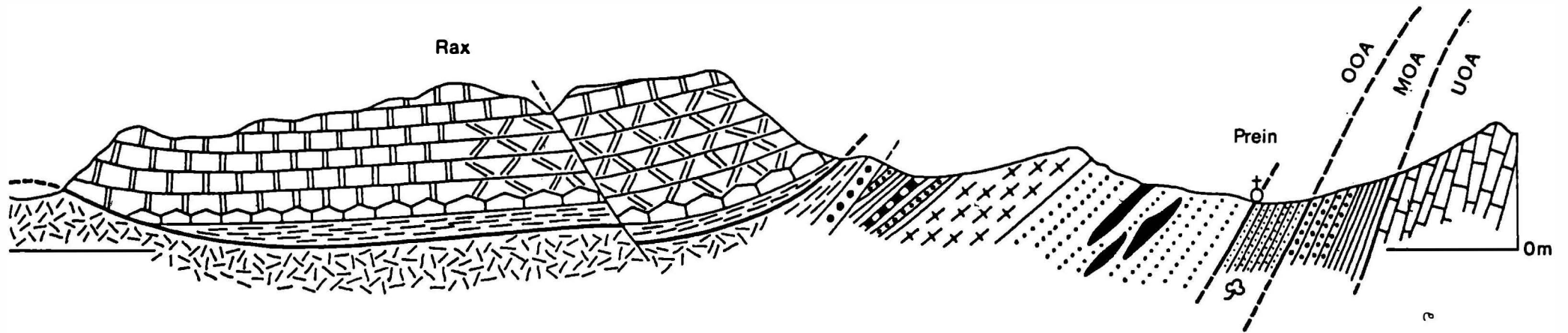


- LEGENDE**
- Alpaleozoikum der Norischen Decke
 - Basis- Altkristallin s. str.
 - Karbon der Veltscher Decke
 - Mittelostalpinisches Kristallin
 - Rannochserie + Zentralep. Mesozoikum s.l.
 - Unteralpines Kristallin
 - Inneralpines Tertiär
 - Norische Überschiebung

Abb. 2

N Ö R D L I C H E K A L K A L P E N

G R A U W A C K E N Z O N E



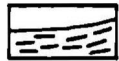
SCHNEEBERG-DECKE



Wettersteinkalk und -dolomit



Alpiner Muschelkalk



Werfener Schichten

TIEFERE KALKALPINE EINHEITEN



SCHUPPEN-ZONE



Postvariszische Transgressionsserie

NORISCHE DECKE



Schiefer, Quarzit, Lydit

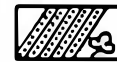


Blasseneck-Porphyr



Silbersberg-Serie mit Grüngesteinen

VEITSCHER DECKE



Pflanzenführende Sandsteine und Schiefer

MITTELSTALPIN



Quarzit



Tattérman-Schiefer

SEMNERING WINTEROSTALPIN



Abb. 3 (nach TOLLMANN)

Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen und Palten-Liesingtal

(H.P.SCHÖNLAUB)

Im Raum zwischen Bruck a.d. Mur, Eisenerz und dem Palten-Liesingtal zeigt die Nördliche Grauwackenzone ihre breiteste Entwicklung (20 - 25km Breite) und den vollständigsten Schichtbestand (Abb.4). Die Vielfalt der hier angetroffenen Gesteine reicht von tonig-sandigen Sedimenten und Kalken über basische und saure Eruptiva bis zu angeblich "alkristallinen" Schollen. Während im Ordoviz und Silur vor allem klastische Sedimente vorherrschen, setzt besonders im Unterdevon eine mehrere 100m mächtige Karbonatentwicklung ein. Ihr wird ein Großteil der Kalke am Polster und am Erzberg zugerechnet, weiters der Zug von der Vorderberger Mauer über Eisenerzer Reichenstein, Hohe Lins zum Wildfeld, das Reiting-Massiv, die Rauchkoppe, der Zeiritzkampl und die Kalke des Hochspitz wie der Hohen Trett.

Neben der mechanischen Beanspruchung aller Gesteine, hervorgerufen durch die intensive alpidische Tektonik, wurden alle Gesteine der Grauwackenzone und der Südrand der Kalkalpen noch von der alpidischen Metamorphose erfaßt, so daß Fossilien nur mehr an wenigen Stellen erhalten sind und nur ungefähre Altershinweise ermöglichen. Wenn trotzdem heute eine sehr ins Detail gehende Gliederung der Schichtfolgen vorgelegt werden kann, so ist dies das Ergebnis bereits erwähnter umfangreicher conodonten-stratigraphischer Untersuchungen, die in vielen Fällen auch in schwach metamorphen Komplexen noch zu verlässlichen Daten führten.

Stratigraphische Gliederung der Norischen Decke (Abb.4)

Ordovizium: Wie erwähnt, datieren die ältesten Fossilien der Grauwackenzone die Basis des Porphyroids in der Umgebung von Eisenerz im oberen Caradoc oder an der Grenze zum Ashgill (FLAJS & SCHÖNLAUB 1976). Darunter ist eine klastische Abfolge entwickelt, die an den Südhängen des Polster 300m nicht überschreitet im Südbereich der Grauwackenzone (z.B. Lange Teichen nördlich Kalwang) aber an die 1000m mächtig werden kann (vgl. Abb.18). Sie besteht aus Serizitschiefern, sandigen Schiefern, Quarziten

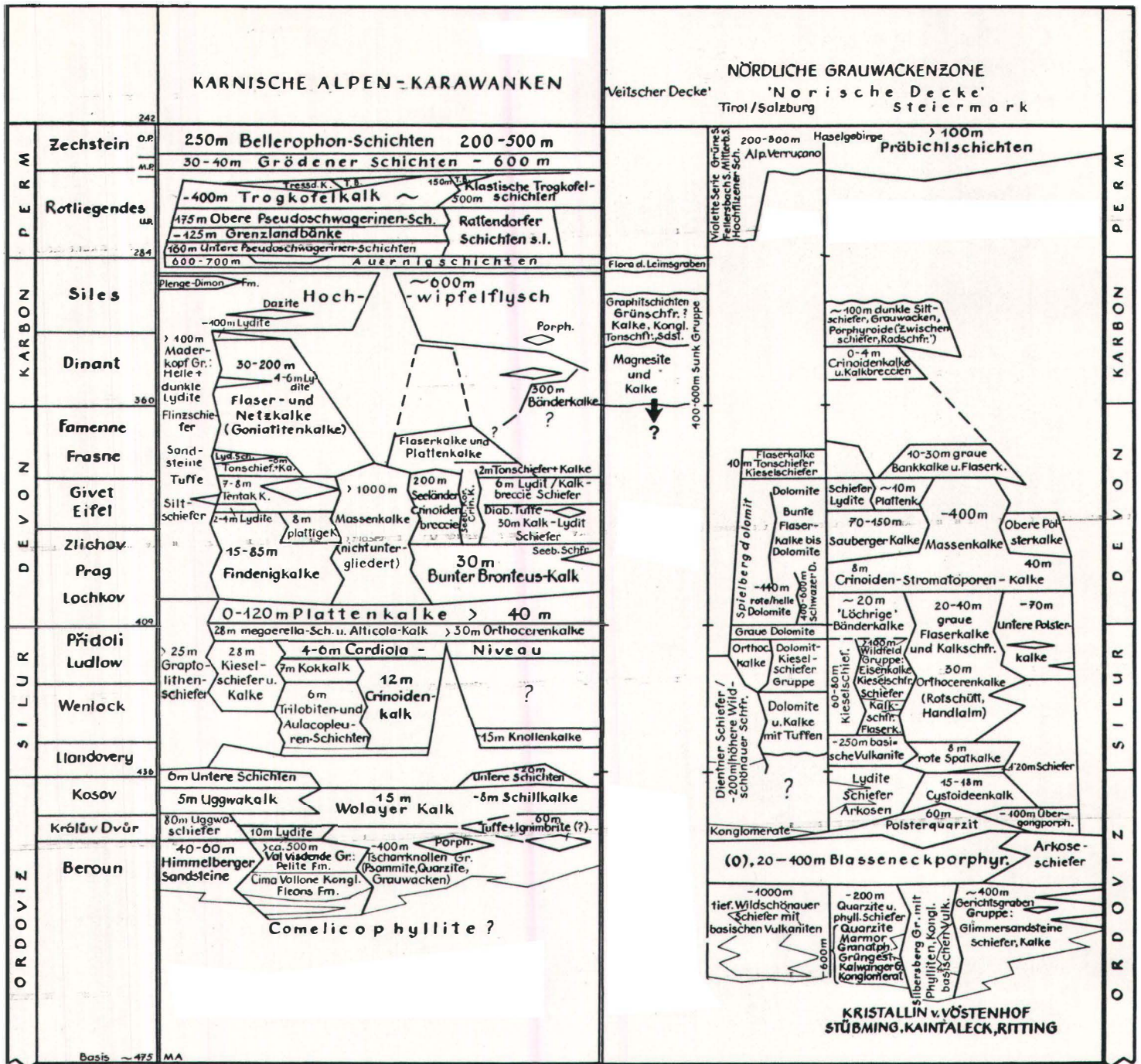


Abb.4: Korrelation Karnische Alpen-Nördliche Grauwackenzone (nach H.P.SCHÖNLAUB)

sowie nahe der Basis geringmächtigen Grünschiefern und einem Marmorband. An der unmittelbaren Basis dieses Altpaläozoikums treten nördlich des Liesingtales über mehr als 10km Längserstreckung konglomeratische Partien auf ("Kalwanger Gneiskonglomerat" nach DAURER & SCHÖNLAUB 1977, in Druck). Als Gerölle fanden sich Restquarze und auffallend viele helle Orthogneiskomponenten. Letztere weisen auf ein vor-oberordovizisches Granitmassiv, in dessen Nahbereich der Sedimentationstrog der östlichen Grauwackenzone lag (vgl. Haltepunkt Gothardistollen).

Die nach unten zu progressiv metamorphe Abfolge mit Biotit- und Granatsprossung grenzt tektonisch an die sichtlich geringer metamorphen Schiefer und Kalke der Veitscher Decke.

In der Umgebung von Eisenerz sind der oben genannten basalen Schichtfolge wenige Meter unter dem Porphyroid bis 30m mächtige Kalklinsen eingelagert. Sie führen ebenso wie die lokal im Hangenden des Porphyroids über den Polsterquarziten entwickelten Cystoideenkalke Conodonten. Da die Fauna in beiden Niveaus nur geringe Unterschiede zeigt, liegt der Schluß nahe, daß der saure Vulkanismus einen relativ kurzen Zeitraum repräsentiert.

Die Porphyroide im Mittelabschnitt der Grauwackenzone gleichen nach Lithologie, Chemismus und nach den Mächtigkeitsverhältnissen den Vorkommen im Tiroler und Salzburger Raum. So zeigt sich etwa am Südrand der Grauwackenzone auf wenige km ein primäres Ausdünnen der noch am Blasseneck über 500m mächtigen Porphyroide in östlicher Richtung. Zugleich nimmt nördlich des Liesingtales der Sedimentanteil erheblich zu und es stellen sich örtlich Porphyroidtuffite ein, bis schließlich Vulkanite gänzlich fehlen und offenbar durch helle Quarzite vertreten werden (z.B. Reitingau, Magdwiesengraben). Im Gegensatz zum Tiroler Raum herrschen in der Umgebung von Eisenerz massige Porphyroide vor. Nur von wenigen Stellen (z.B. Ratschengraben, Finstergraben und besonders verbreitet um den Gipfel des Leobner) fanden sich bisher Hinweise, die für Ignimbrite sprechen.

Die Polsterquarzite als Auflage des Porphyroids sind nur lokal ausgebildet. Sie werden bis 60m mächtig, sind meist hell und sehr kompakt. In stark verwitterten Zonen führen sie gelegentlich Abdrücke von Bryozoen, Brachiopoden und Echinodermaten, die aber aufgrund der schlechten Erhaltung keine Bestimmung zulassen. Im Faziesbild des Ordoviziums werden diese Bildungen als Abtragungsschutt der örtlich über den Meeresspiegel aufragenden Porphyroidplatte gedeutet. Dafür spricht, daß sie im Eisenerzer Raum stets an die maximalen Mächtigkeiten des Porphyroids gebunden sind und mit dünnen Kalklagen von Art der Cystoideenkalke in einer geringmächtigen Wechselfolge stehen können ("Übergangsporphyroid"). Am Ende des Ordoviziums schließen die bis 17m mächtigen, ebenfalls

nur lokal verbreiteten Cystoideenkalke diese Entwicklung ab (z.B. Polster, Rotschütt).

Silur: Das Silur ist im Mittelabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone durch eine mannigfaltige Gesteinsgesellschaft gekennzeichnet, die von Karbonaten über Graptolithenschiefer bis zu Vulkaniten reicht. Als Ursachen der mit Beginn des Silurs einsetzenden Faziesdifferenzierung können einerseits die verschieden hoch aufragende oberordovizische Porphyroidplatte, zum anderen Bruchtektonik im Zusammenhang mit basischen Vulkanismus verantwortlich gemacht werden. Beide Erscheinungen erklären die vielenorts beobachteten Schichtlücken zwischen Ordoviz und Silur, die im Extremfall den Zeitraum von Ashgill bis Ludlow umfassen. Dennoch herrscht im Schichtverband über den Grenzbereich hinweg überall Konkordanz.

Die Basis des Silurs ist bisher erst am Polster und am östlich anschließenden Kamm der Rotschütt bekannt geworden. Es handelt sich am Polster um 0,6m mächtige Kalksandsteine, die über den erwähnten Cystoideenkalken folgen und hangend von Llandovery-Kalken bzw. auf der Rotschütt von obersilurischen Kalken abgelagert werden (vgl. Abb. 16). Für das mittlere Silur (Wenlock bis Mittel-/Ober-Ludlow) ist in den Eisenerzer Alpen in auffallender Übereinstimmung mit dem Kitzbühler Raum eine von Kieselschiefern dominierte Fazies kennzeichnend. Sie wird in der Umgebung von Eisenerz über 100m mächtig und besteht hier aus einer Wechselfolge von schwarzen Alaunschiefern, Kieselschiefern und dünnplattigen dunklen Kalken, die nach der ploeckensis-Zone, d.h. im Oberludlow von einer reinen Kalkentwicklung verdrängt werden, die auch im Devon fort dauert.

Von den früher in diesem Abschnitt der Grauwackenzone häufig genannten Graptolithenvorkommen ist nur der Sauerbrunngraben bei Eisenerz als solcher anzuerkennen (JAEGER 1977). Die nicht näher bestimmbaren Monograpten weisen in Übereinstimmung mit Conodonten in zwischengeschalteten Kalkbänken auf Silur (Grenze Llandovery/Wenlock). Ordovizische Graptolithen konnten hier ebensowenig bestätigt werden wie angebliche Funde im nahegelegenen Weiritzgraben, am Salberg bei Liezen oder nördlich von Gaishorn.

In den südlichen Eisenerzer Alpen sind die Silurablagerungen viel bunter als im Norden. Hier finden sich im Llandovery schwarze, mitunter phyllitische Schiefer, die an der Wende zum Wenlock ebenfalls dunkle Kalkbänke einschalten. Darüber folgen im Wechsel mit Schwarzschiefern bis 300 m mächtige basische Vulkanite (nach HIESSLEITNER: Diabasschiefer, Chlorit-schiefer, Amphibol-Plagioklasgesteine), Flaserkalke, Tonschiefer, Eisenkalke, plattige Kalke, Orthocerenkalke und "löchrige" Kalke des Obersilurs (vgl. Abb. 18, 19). Die genannte Entwicklung baut die Nordhänge des Finstergrabens auf und zieht nach Osten in den Talschluß des Lange Teichengrabens; hier spaltet sie sich in zwei Zonen, von denen die eine in den Gößgraben, die andere nach Südosten in die Reitingau streicht. Im Reitingmassiv unterlagert die gleiche Folge muldenförmig die unterdevonischen Kalke.

Nach der bisherigen Kenntnis dieses Raumes hat es den Anschein, daß die erwähnten Kalke ohne merkbaren lithologischen Wechsel die Grenze zum Devon übersteigen. Allerdings ist die Grenze Silur/Devon in diesem Segment der Grauwackenzone noch nirgends befriedigend erfaßt. Dies hat seinen Grund in den schlecht erhaltenen und wenig charakteristischen Conodonten im vermuteten Grenzbereich, die vorläufig keine exakten biostratigraphischen Aussagen erlauben.

Devon: Das auffallendste Merkmal des Devons ist im Vergleich zu anderen ostalpinen Paläozoikums-Vorkommen die Einheitlichkeit der Karbonatfazies. Dabei muß allerdings einschränkend bemerkt werden, daß zum gegenwärtigen Zeitpunkt des Devon der Eisenerzer Alpen erst in wenigen Profilen untersucht ist und eine Abgrenzung und Typisierung von Unter-, Mittel- und Oberdevon in der insgesamt nicht über 400 m mächtigen Entwicklung noch nicht möglich ist.

Im Allgemeinen sind die 200-300 m mächtigen Kalke des Unterdevons durch das Vorherrschen von verschiedenfarbigen Flaserkalken und in ihren hangenden Anteilen durch das Auftreten von grob gebankten hellen und rosa geflammt Kalken charakterisiert. Die Flaserkalke können je nach Tongehalt als Kalkknollenschiefer entwickelt sein; sie führen wie die kompakteren Typen häufig Tentakuliten (z.B. am Erzberg).

Mitunter schalten sich in diese bunte Kalkfolge organodetritische Horizonte mit Mächtigkeiten bis 40 m ein. Es handelt sich um graue, grob gebankte Stromatoporen-Crinoidenkalke (z.B. Polster, Abb. 16) des flachen Wassers, die durch Schuttströme in den Sedimentationsraum der Tentakulitenkalke gelangten.

Als stratigraphische Fixpunkte im Unterdevon gelten Funde der I.postwoschmidtii- und der Ancyrodelloides Fauna in den "Unteren Polsterkalcken" bzw. der liegenden Kalkplatte der Donnersalpe westlich Eisenerz, die damit als sicheres Äquivalent des Lochkovs anzusehen sind. Die höheren, grob gebankten hellen und rosa gefleckten Kalke werden auch als "Sauberger Kalke" bezeichnet. In ihnen fand sich früher eine bezeichnende Fauna des jüngeren Unterdevons mit Favositiden, Brachiopoden, Cephalopoden und Trilobiten (Scutelliden). Neuerdings bestätigen Conodontenfunde die Einstufung dieser Kalke in das jüngere Unterdevon (oberes Pragium - Zlichovium).

Das Mitteldevon konnte aufgrund des mäßigen Erhaltungszustandes und der Individuenarmut der Faunen bisher conodontenstratigraphisch nicht sicher belegt werden. Diesem Zeitabschnitt werden daher - nach ihrer Position zwischen conodontenführenden Unterdevon und Oberdevon - graue, splittrige und z.T. gut gebankte Kalke zugewiesen. Die Mächtigkeit dieses Paketes dürfte 50 m nicht übersteigen.

In älteren Berichten wurden häufig helle massige Kalke als mitteldevonische Riffkalke gedeutet (z.B. am Linseck, Rauchkoppe, Stadelstein, Schwarzenstein, Hochstein, Gösseck-Gipfel, Polster, Vorderberger Mauer) und als Beweis Korallen wie Heliolites, Syringopora oder Stromatoporen angeführt. Soweit diese Angaben bisher conodontenstratigraphisch überprüfbar waren, handelt es sich immer um unterdevonische Kalke, die somit in den Eisenerz-Alpen wohl den Hauptanteil der Karbonatsedimente repräsentieren dürften. Diese Feststellung kann aber jüngere, bisher nicht datierte oder noch nicht gefundene organodetritische Bildungen keinesfalls ausschließen.

Hellgraue bis weißliche und rötliche, undeutlich bis gut gebankte Kalke lieferten in der Umgebung von Eisenerz Conodonten des

Oberdevons. Indirekt belegt ist dieser Zeitabschnitt außerdem durch conodontenführende Kalkgerölle in der unterkarbonen Kalkbreccie am Erzberg und an den Südhängen der Ramsau. Auch hier können aber aufgrund des schlechten Erhaltungszustandes keine genauen Angaben über den zeitlichen Umfang und daher auch keine Aussagen über Mächtigkeiten gemacht werden (10 - 40 m ?).

Karbon: Mit scharfer Grenze folgt am Erzberg über devonischen hellen Flaserkalken lokal eine bis 2 m mächtige Kalkbreccie bzw. der "Zwischenschiefer". Die Breccie besteht vorwiegend aus einer grauen Crinoidenschuttmatrix, in der bis dm-große helle und dunkle Lithoklaste in meist dichter Form eingestreut sind, die Visé- und Devon-Conodonten führen. Eine Abtrennung dieses Horizontes war bisher mangels biostratigraphischer Daten nicht möglich. Dazu kommt, daß dieses Gestein durch die beträchtliche Metamorphose fast vollständig an die umliegenden Flaserkalke angeglichen wurde. Die Kontakte zur Umgebung ließen sich daher nur durch Detailuntersuchungen klären: Die Grenzfläche ist entweder ebenflächig und parallel zur Schichtung des Devons oder das Unterkarbon greift reliefartig in den Untergrund ein, der im Extremfall der Sauberger Kalk des jüngeren Unterdevons sein kann.

Nach der Komponentenanalyse sind in der Breccie Unterdevon-, Oberdevon- und Visé-Kalke aufgearbeitet. Aufgrund der schlechten Erhaltung der gesamten Fauna ist es zur Zeit noch nicht möglich, den stratigraphischen Umfang der Conodonten-Mischfauna exakt anzugeben.

In den Eisenerzer Alpen ist ein 200 - 300 m mächtiger Schiefer-Sandstein-Horizont mit zwischengeschalteten dunklen Lyditen das jüngste Schichtglied des Variszikums. Bisher erst am Steirischen Erzberg und in der Ramsau stratigraphisch untersucht, leitet sich das hauptsächlich unterkarbonische Alter der hier als "Eisenerzer Schichten" benannten Klästika aus der hangenden Position und sedimentären Übergängen mit der erwähnten Kalkbreccie bzw. den älteren Devonkalken ab, ebenso aber auch durch eingelagerte Kalklinsen mit Karbon-Conodonten. Diese Schichten wurden früher entweder als sedimentäre Einschaltung innerhalb der Kalk-

folge oder als tektonische Schichtwiederholung der Porphyroid-Unterlage gedeutet, da sie mit einzelnen dünnen "Porphyroid"-Linsen und grünen Tuffen (?) im Verband stehen.

Die neuen stratigraphischen Befunde aus der Norischen Decke ergänzen das Bild des variazischen Orogengeschehens in den Ostalpen, das im älteren Karbon wie folgt charakterisiert werden kann:

Im Karbon tritt im Evolutionsablauf des ostalpinen Krustensegments eine entscheidende Wende ein. Als orogenes Vorstadium kommt es in den randlichen Schelfarealen (Karnische Alpen, Karawanken, Graz, Nördliche Grauwackenzone) zu immer häufigeren Instabilitäten und Unstetigkeiten; sie bewirken örtliche Heraushebungen mit lokalem längerzeitigen Trockenfallen, Deformationen, Aufreißen von Spalten und Umlagerungen, während in benachbarten Räumen die Sedimentation zur gleichen Zeit offenbar ungestört bis ins jüngste Unterkarbon fort-dauert. Die neuen Daten berechtigen heute zur Annahme, daß der Umbau des Sedimentationsraumes und damit der Beginn hauptsächlich klastischer Ablagerungen bereits im mittleren Visé und nicht, wie früher oft vermutet, nach dem Visé erfolgt ist.

Der Prozeß des Umbaus kommt einem orogenen Akt nahe. Er verlief im sedimentären Bereich strukturprägend und bewirkte darüberhinaus eine tiefgreifende Aufarbeitung des älteren Untergrundes. Winkel-diskordanzen (Karawanken, Karnische Alpen), Karstreliefs, Spaltenbildung, Breccien- und Kalkgeröllhorizonte bezeugen dieses Ereignis, das zur Bildung lokaler Hochzonen, vermutlich im Zuge eines embryonalen Faltungsaktes geführt haben muß. Im Unterkarbon IIIB, sicher aber vor den tranagressiv auflagernden Kalken der Paragnathodus nodosus-Zone ist dieser erste Akt abgeschlossen. Im Anschluß, d.h. entweder noch im jüngsten Visé oder an der Wende zum Namur setzte infolge der Reliefumkehr zwischen dem Hinterland im N und den südlich gelegenen Sedimentationströgen (Grauwackenzone, Karnische Alpen + Karawanken, Graz) die Schüttung klastischen Materials ein. Ähnlich den Verhältnissen im Rheinischen Schiefergebirge und Harz, muß auch in der südlichen variazischen Geosynklinale mit einer diachronen Untergrenze gerechnet werden, auch wenn bisher jeder Hinweis dafür zu fehlen scheint (ein Punkt des Projektes "Südvariszischer Flysch" ist dieser Frage gewidmet).

Das Postvariszikum

Die permischen Präbichlschichten bilden am Südrand der östlichen Kalkalpen mit stark schwankenden Mächtigkeiten die tranagressive Auflage auf dem Altpaläozoikum der Grauwackenzone. Über einer basalen Kalkbreccie mit Lokalschutt folgen Quarzkonglomerate und rötlich violette Sandsteine und Tonschiefer. Letztere gehen nach oben allmählich in die Werfener Schichten über. Nach Untersuchungen im Ostteil der Grauwackenzone sind terrestrische Bildungen auf den tieferen Teil beschränkt, während der Oberabschnitt durch ein aquatisches Milieu gekennzeichnet wird.

Die Veitscher Decke

Die Untere Grauwackendecke wird von Karbon und höher metamorphen Gesteinen aufgebaut. Zum Unterkarbon gehören - in wechselnder Mächtigkeit aber in gleicher Fazies vom Semmering bis ins Ennstal - dunkelgraue, tonig-sandige, bisweilen graphitführende Schiefer, in die selten Konglomeratlagen, dünne plattige Kalke und Grünschiefer eingeschaltet sein können. Darüber folgen oft mächtige Kalkzüge, wie z.B. die Triebensteinkalke. Örtlich sind diese horizontweise zu Dolomit und Magnesit umgewandelt. In diesen Schichten konnte an verschiedenen Fundpunkten (Veitsch, Oberdorf, Hohentauern, Häuselberg b. Leoben, Teichengraben) durch Trilobiten, Korallen und Brachiopoden Unter- bis Obervisé nachgewiesen werden.

Stratigraphisch jünger folgen teilweise mächtige Grauwackenbänke, Sandsteine, graphitische Schiefer, Graphitflöze und durch Graphitbeimengung dunkel gefärbte Quarzkonglomerate (z.B. Sunk bei Trieben). Wesentliches Merkmal dieser Abfolge ist das Fehlen von Kalcken. Nach vereinzelt Pflanzenfunden (Klamm bei Schottwien, Eselbachgraben östlich Prein, Wurmalpe bei Leoben, Kaisersberg, Leimsgraben bei Kammern) ist für dieses "Graphitkarbon" zwar das Oberkarbon-Alter mit Westfal A - C gesichert, doch reicht die viel zu geringe Zahl von Fundpunkten und Fossilien nicht aus, um die Grenze zum Unterkarbon genauer angeben zu können. Die starke Schuppenbildung in den Karbonprofilen (z.B. sind die Graphitflöze in der Sunk von starker Schuppung betroffen), die herrschende starke Metamorphose (Graphit !), die oft keine genaue Altersbestimmung von Fossilien zuläßt und die lithologische Gleichartigkeit altersverschiedener Schichten sind weitere Gründe, daß die Stratigraphie des Karbons bisher noch nicht befriedigend geklärt werden konnte.

Die höher metamorphe Gesteinsgruppe wird hauptsächlich von Grünschiefern mit Marmoren, geröllführenden Quarziten, verschiedenen Phylliten und angeblichen Schollen altkristalliner Gesteine gebildet (= "Fötteleck-Schuppen"). Nach den in den Teichentälern als progressiv metamorph erkannten Gesteinen der Porphyroid-Unterlage erscheint es nicht ausgeschlossen, daß im Gebiet des Walder

Schobers höher metamorphe, vor-oberordovizische bis kambrische (?) Gesteine der Nördlichen Grauwackenzone die intensiv verschuppte Basis des Karbons bilden könnten (vgl. METZ 1940, 1965).

T e k t o n i k

Die lange Zeit umstrittene Frage nach dem Alter der Großtektonik und dem Verformungsstil dieses Abschnitts der Nördlichen Grauwackenzone ist durch die großen Fortschritte der Stratigraphie heute einer Lösung näher gekommen. Die Erkenntnis des permischen Alters der Rannachserie erfordert für das Karbon der auflagernden Veitscher Decke auch bei Festhalten an der Vorstellung einer relativen Autochthonie der Ostalpen die Annahme eines tektonischen Transports und eine Platznahme in alpidischer Zeit. Dies vor allem deshalb, da beispielsweise hochmetamorphe Kristallinschollen wie der Leims-Frauengraben-Gneiszug in einer ortsfremden Umgebung aus Karbon und Perm liegen oder Permotrias-verdächtige Gesteine in den Fenstern der Flietzenschlucht und im Sulzbach zum Vorschein kommen. Darüberhinaus ist im Paltental das Karbon selbst in große isolierte Schollen zerlegt. Diese Schuppung könnte ihre Ursache in einem differenzierten Nordschub der südlichen Kristallmassen in alpidischer Zeit haben.

Wie oben ausgeführt wurde, ist aus stratigraphisch-faziellen Gründen eine Einordnung des Karbons der Veitscher Decke im Hangenden des Altpaläozoikums der Norischen Decke nicht möglich. Aus paläogeographischen Überlegungen, die den primären Ablagerungsraum des Karbons in einer zur Heimat der Norischen Decke benachbarten, festlandsnäheren nördlichen Position wahrscheinlich machen, kann vermutet werden, daß auch während des gemeinsamen Deckentransports von Altpaläozoikum und Karbon letzteres als "Stirnplatte" nach Norden bewegt wurde. Um der heutigen Stellung als tiefere tektonische Großeinheit der Grauwackenzone gerecht zu werden, muß das Karbon in der Schlußphase der Überschiebung jedoch vom Altpaläozoikum überfahren worden sein.

Ein sicheres Indiz für die Wirksamkeit der variazischen Tektonik ist die klassische Winkeldiskordanz zwischen dem Altpaläozoikum und den permischen Präbichlschichten, die am Polster, auf der Rotschütt, im Rötzgraben und westlich Eisenerz hervorragend auf-

geschlossen ist. Dabei stellt sich die Frage, ob diese Punkte für den Beweis einer intensiven variazischen Tektonik im Gesamt-
raum der Steirischen Grauwackenzone ausreichend sind. Am Erzberg konnte nämlich durch Gefügeuntersuchungen gezeigt werden, daß anscheinend nur ein alpidischer Bauplan vorliegt bzw. vortriadisch Strukturen nicht nachzuweisen sind. Demgegenüber unterschied HABERFELNER 1935 in den Eisenerzer Alpen insgesamt 4 tektonische Einheiten, die er einem prä-westfälischen Deckenbau zuordnete, der im Perm von der Aufschiebung des Altpaläozoikums auf das Unterkarbon gefolgt war. Alpidische Strukturen wären seiner Meinung nach als gering anzusehen und hätten sich nur in Brüchen geäußert.

Weist daher die variazische Diskordanz auf einzelne ältere Reliktstrukturen und hat die alpidische Hauptprägung alle älteren Strukturen vollständig ausgelöscht oder folgte sie den gleichen Bahnen ?

Die Annahme eines variazischen Deckenbaus mit alpidischer Bruchtektonik wird nach Erkennen der wichtigsten stratigraphischen Leitlinien heute voll unterstützt. Dabei zeigt sich in den Eisenerzer Alpen eine Reduzierung des ursprünglich angenommenen Deckenschemas auf meist zwei flach liegende Einheiten (= tiefere Wildfeld-Decke, höhere Reiting-Decke), die bedingt durch Kompetenzunterschiede zwischen Schieferen (Kieselschiefer), Porphyroid und der Oberludlow-Devon-Kalkplatte freilich lokal eine sehr komplizierte Interntektonik aufweisen können (z.B. Raum Donnersalpe Hoheneck, Erzberg, Kresenberg, Reiting-Unterlage u.a.). Die Einbeziehung von Präbichlschichten in diesen Bau ist bisher nirgends festgestellt worden. Dies und die Beobachtung, daß die Präbichlschichten in einem Niveau gleichzeitig auf verschiedenen Baublöcke transgredieren und die gleiche Überschiebungstektonik wie am Nordrand der Grauwackenzone nach Süden fortsetzt, läßt den Schluß auf ein variszisches Alter dieses Deckenbaus zu, der während des Ferntransportes in diesem Segment der Grauwackenzone offenbar weitgehend erhalten bleibt. Daneben ist innerhalb des Altpaläozoikums, besonders aber im Grenzbereich der Grauwackenzone eine jüngere Bruch- und Schuppentektonik zu beobachten. Von ihr sind einerseits die Grenze zwischen Karbon und Altpaläozoikum betroffen die meist eine 10 - 50 m breite Gesteinszone darstellt, an der hochteilbewegliche Karbonschiefer in die höher metamorphen Basisgesteine der höheren Decke einspießen, andererseits das

Karbon als Ganzes, in dem Schuppung im Gegensatz zur Faltung das auffallendste tektonische Erscheinungsbild ist. Dadurch bedingt, sind überkippte Profilausschnitte, tektonische Einschaltungen und Schichtwiederholungen recht häufig. Störungsbahnen sind entweder an Schiefer-/Karbonat-Grenzen gebunden oder an graphitische Zwischenlagen, die im Karbon besonders häufig Schwächezonen für die Tektonik abgeben. Sie werden von Mylonit- und Quetschzonen begleitet, in denen der Graphit lagerförmig angeschopt sein kann.

Zum jüngsten tektonischen Akt gehören schließlich das Aufreißen von Spalten, Absetzungen und Kammbrüche, die vor allem im Reitingmassiv deutlich in Erscheinung treten.

Zur Frage der Herkunft der Nördlichen Grauwackenzone

(Ein Diskussionsbeitrag)

H.P.SCHÖNLAUB, G.FLAJS & S.SCHARBERT

Tektogenese ist bekanntlich ein Gesamtkrustenereignis, das im sedimentären Stockwerk in anderer Form beobachtet und dokumentiert wird als im Schieferstockwerk oder im kristallinen Sockel. In der Nördlichen Grauwackenzone zeigt die Zusammenfassung von Daten, die Aussagen zur geodynamischen Entwicklung ermöglichen (basische und saure Vulkanite, Geröllbildungen und -komponenten, Schichtlücken, Diskordanzen, Fazieswechsel; vgl. Abb.5), eine auffallende Übereinstimmung mit Sedimentationsabläufen und orogenen Vorgängen in anderen Räumen, wie z.B. den Karnischen Alpen, den Karawanken und mit gewisser Einschränkung auch Graz. In Abb.6 wurde versucht, Gemeinsamkeiten und Unterschiede in den paläozoischen Schichtfolgen der Karnischen Alpen und der Nördlichen Grauwackenzone darzustellen. Dabei läßt sich deutlich zeigen, daß beide Sedimentationsräume erst in nach-variszischer Zeit durch eine Eigenentwicklung gekennzeichnet sind. Diese Parallelität des Variszikums, die für paläogeographische Rekonstruktionen von großer Bedeutung ist, wird offensichtlich von magmatogenen Prozessen in der tieferen Kruste gesteuert, für die die bis jetzt vorhandenen radiometrischen Altersangaben eine gute Synchronität mit Oberflächen-Ereignissen bezeugen, wie z.B. an der Ordoviz/

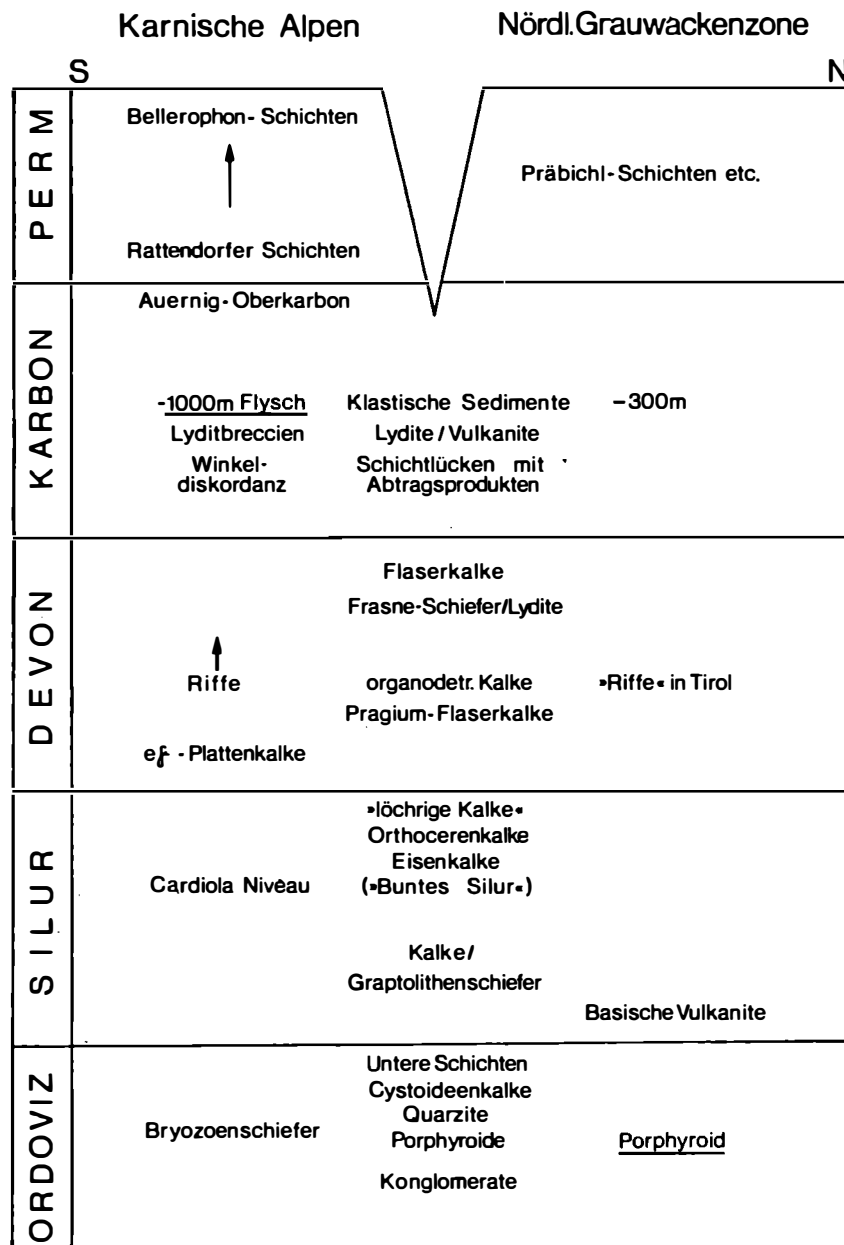


Abb. 6

scheinen nunmehr neue Argumente dieses Bild in modifizierter Form zu bestätigen.

In der paläogeographischen Skizze (Abb.7) der paläozoischen Sedimentationsräume im Ostalpenraum sind folgende Aspekte berücksichtigt:

1. Alpidische Horizontaltransporte;
2. Vergleich der Sedimentationsabläufe zwischen Karnischen Alpen und der Grauwackenzone;
3. Lithologischer Vergleich Karnische Alpen-Nördliche Grauwackenzone;

4. Geochronologische Ergebnisse im Kristallin der Böhmischem Masse und in den Ostalpen;
5. Frage des Liefergebietes für die Edukte der Quarzphyllite;
6. Frage des Liefergebietes für die karbonen Schiefer und dem Karbonflysch;
7. Verhältnis von Grauwackenzone zu den Quarzphylliten;
8. Verhältnis von Karbon zu den Quarzphylliten.

»MINI-CARTOON« DER PALAEOGEOGRAPHIE DES OSTALPINEN ALTPALAOZOIKUMS
(nach E. CLAR 1971, stark verändert)

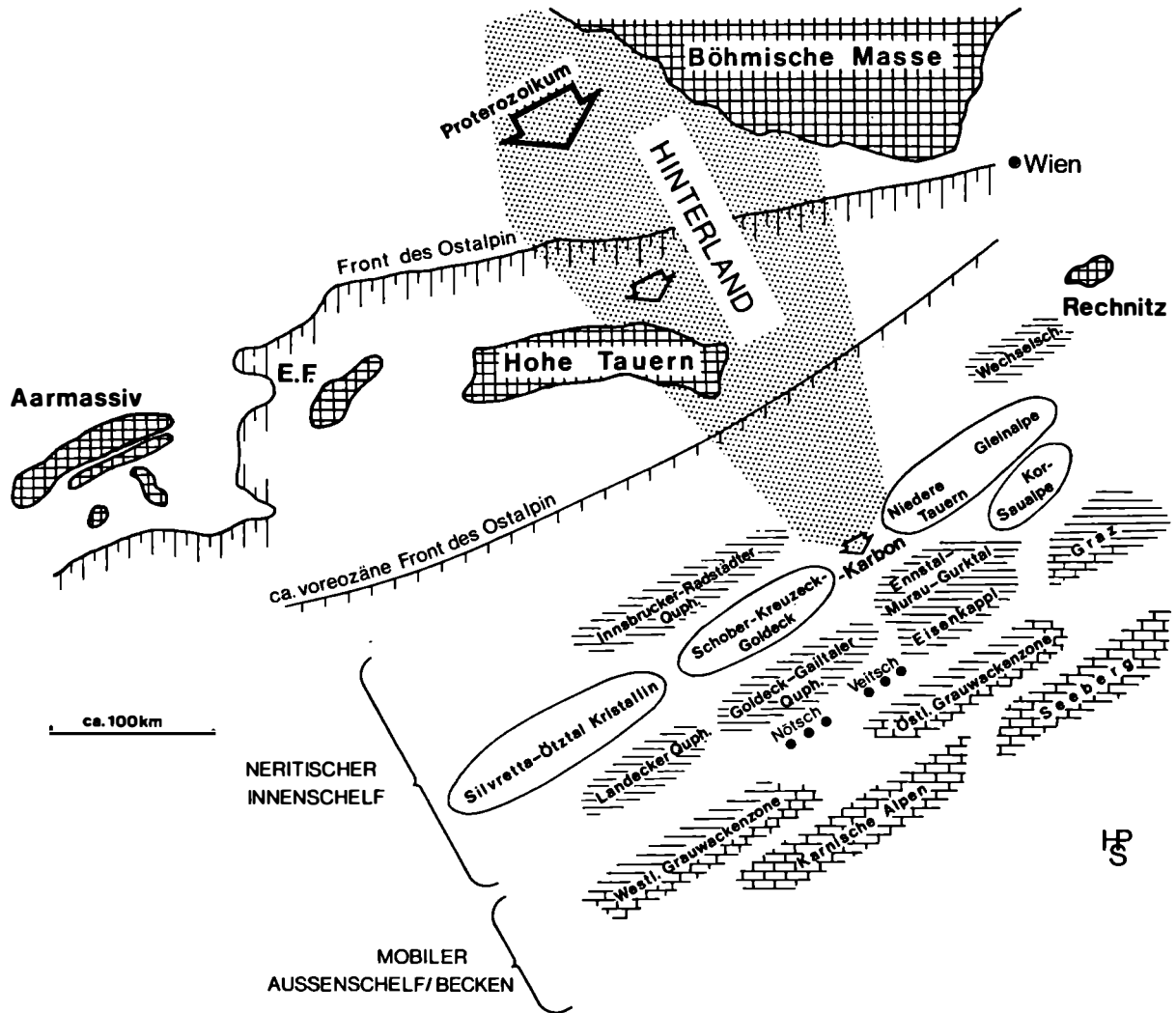


Abb. 7

Geologische Ereignisse in der Böhmischer Masse

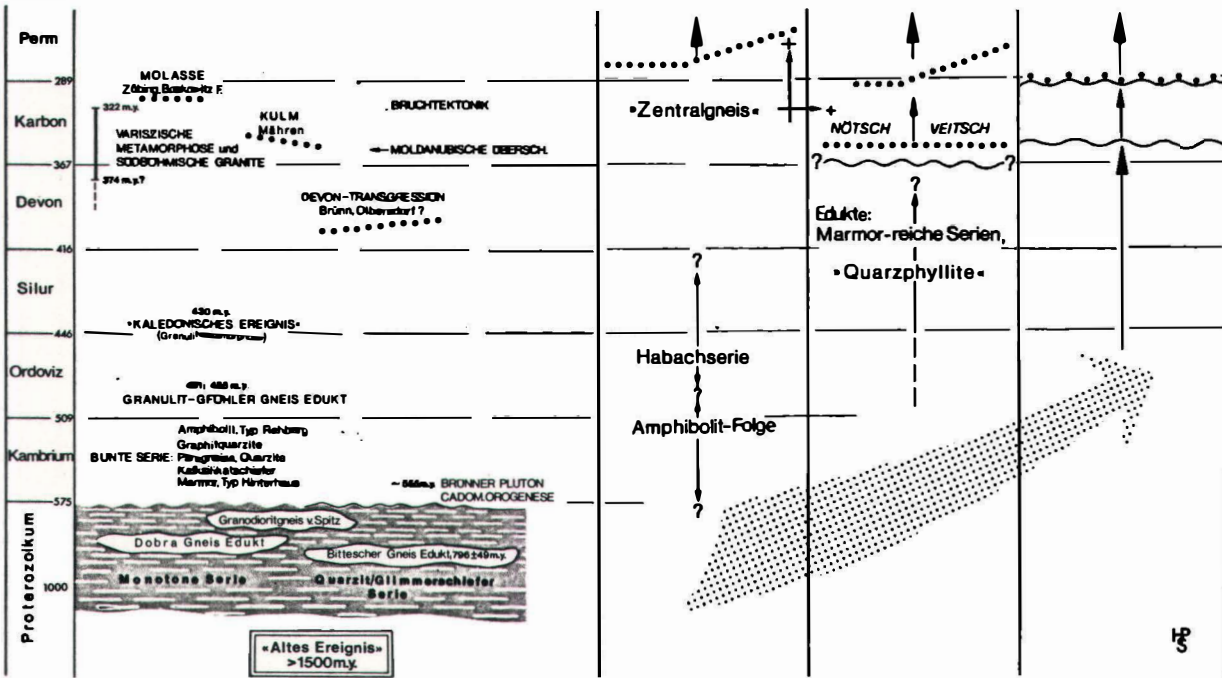


Abb. 8

Aufgrund der bisher zur Verfügung stehenden Daten kommen wir zur Vorstellung einer Polarität der Orogenfront, die von der Böhmischer Masse nach Südosten auf das Vorland hin gerichtet ist. Die Nördliche Grauwackenzone und die Karnischen Alpen repräsentieren in diesem Modell jenen Bereich des Südvariszikums, der von orogenen Ereignissen erst spät und in abgeschwächter Form betroffen wurde.

E x k u r s i o n

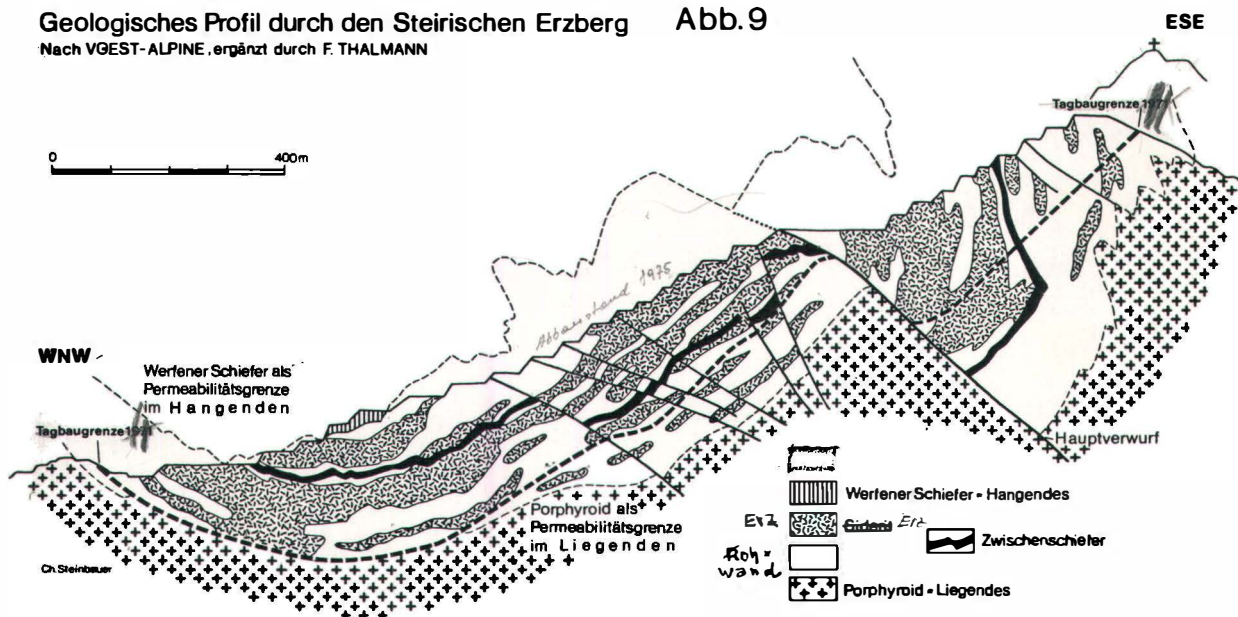
ERZBERG (Führer:F.Thalmann, H.P.Schönlaub, G.Flajs)

Dieses mächtigste Spateisenvorkommen in Europa hat durch viele Jahrhunderte der wirtschaftlichen Entwicklung der Steiermark den Weg gewiesen und bildet das Fundament der österreichischen Eisen- und Stahlindustrie. Die Umwandlung des Kalkspates durch eisenhaltige Wässer in Spateisenstein ($FeCO_3$) oder in Rohwand erfolgte in der Tertiärzeit. Derzeit besteht der Tagbau aus 29 Abbaustufen von durchschnittlich 24 m Höhe und 860 m Länge, auf denen täglich ca. 65.000 t Verhau (Fertigerz, Zwischengut und Berge) aufgebaggert und abgefördert werden. (Aus einem Fremdenverkehrsprospekt der Stadt Eisenerz).

Nach THALMANN 1975 besteht der Erzberg "aus einer mächtigen erzführenden Kalkscholle, die um eine etwa NNE abtauchende Achse muldenartig verformt ist, von Porphyroiden, Metaquarzkeratophyren unterlagert und von auflagernden Sandsteinen, Schiefern mit Basisbreccien der Werfener Formation diskordant überdeckt wird, wobei letztere in den Muldenbau miteingefaltet sind. Der östliche Mulden-schenkel wird durch den N-S verlaufenden Christof-Hauptverwurf um etwa 350 m ostwärts gegen die Tiefe versetzt." Abb. 9.

Geologisches Profil durch den Steirischen Erzberg Abb.9

Nach VGEST-ALPINE, ergänzt durch F. THALMANN



NE

SW

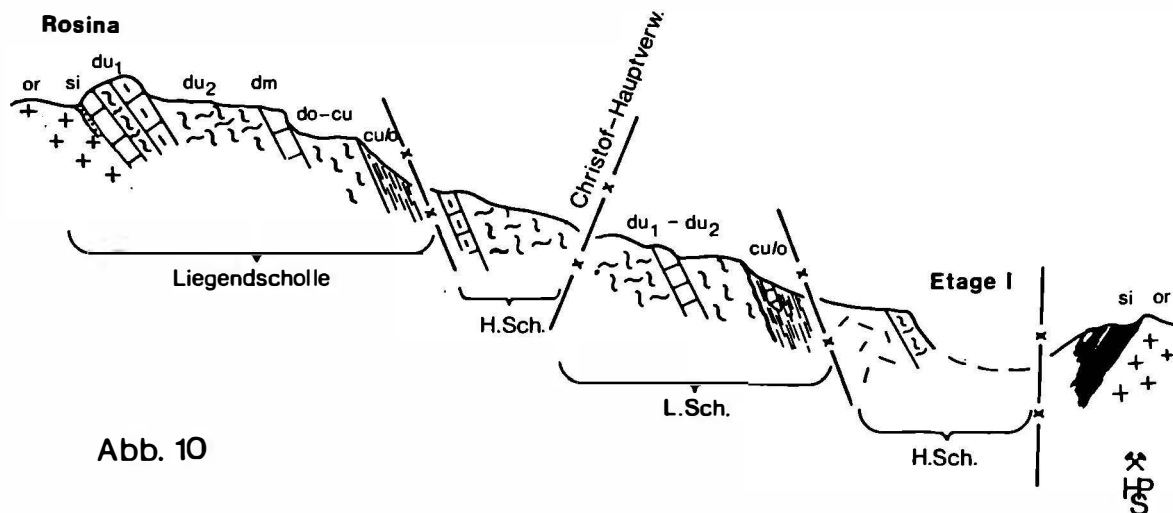


Abb. 10

In den letzten Jahren konnte am Erzberg im Rahmen sehr umfangreicher Conodontenuntersuchungen (bisher wurden über 300 Proben aufbereitet) die Stratigraphie weitgehend geklärt werden. Bisher wurde oberes Ordoviz, Silur, Unter- und Oberdevon sowie Unterkarbon biostratigraphisch nachgewiesen. Somit umfaßt die Schichtfolge am Erzberg eine primäre Mächtigkeit von über 200 m.

Der Zwischenschiefer als unter- bis oberkarbonales Element der Liegendenscholle bildet die Grenzfläche zur überschuppten, aus Kalken des Devons bestehenden Hangendscholle.

Wie im allgemeinen Teil ausgeführt wird, war die Stellung des Zwischenschiefer bisher umstritten. Nach den Ergebnissen der Conodontenuntersuchungen von Kalkbänken, die den tieferen Partien des Zwischenschiefer eingelagert sind, beginnt die Schieferfolge im Visé; die stratigraphische Obergrenze ist hingegen ungeklärt.

Der Zwischenschiefer übergreift Kalke verschiedenen Alters (du, dm?, do), z.T. unter Zwischenschaltung einer Kalkbreccie, in der auch unterkarbonische Anteile durch Conodonten sicher belegt sind (z.B. Etagen Schuchart, Liedemann). Hierbei ist ein deutliches Erosionsrelief ausgebildet.

Abb. 10 vermittelt einen schematischen Überblick über den Bau des Steirischen Erzberges an Hand der neuen stratigraphischen Ergebnisse.

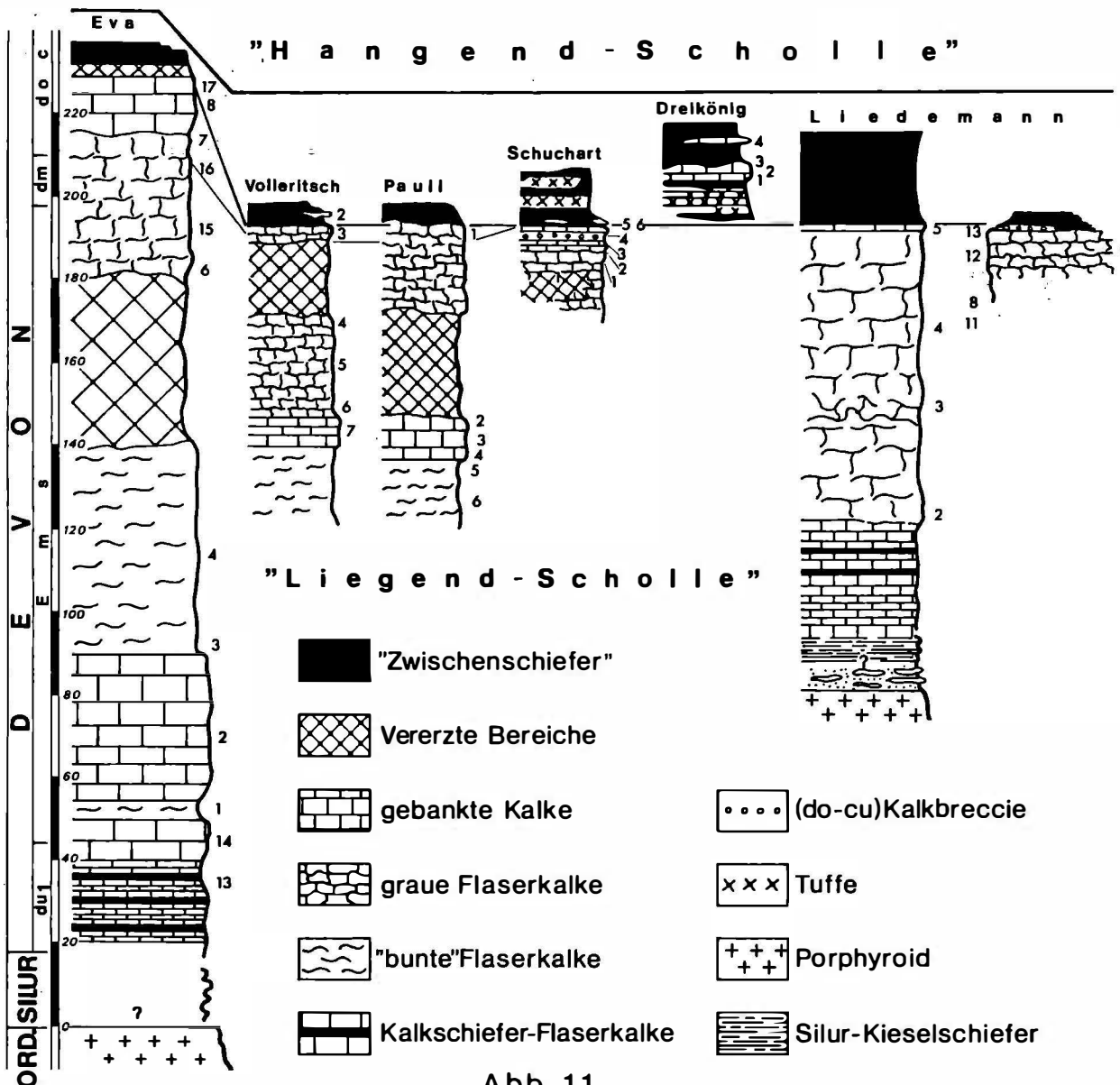


Abb. 11

Bezüglich der Genese der Siderite wird neuerdings wieder eine paläozoische Eisenspatbildung diskutiert (THALMANN, BERAN, DOLEZEL & SCHROLL). Die von BERAN aufgrund der Mineralogie von Ankeriten geforderten Temperaturen zwischen 400 und 500° stehen in guter Übereinstimmung mit den CA-Indizes der Conodonten.

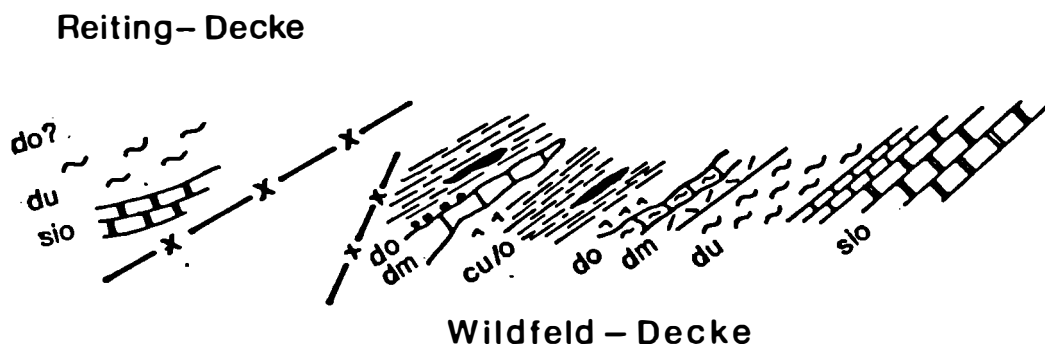
Nach einem geologischen Überblick wird der Kontakt Kalk/Zwischenschiefer besichtigt, die Schichtfolge auf der Etage Liedemann vorgeführt, das Silur der Erzberg-Basis gezeigt sowie die transgressiven Präbichlschichten besucht.

RAMSAU - GALLEITEN (G.FLAJS, H.P.SCHÖNLAUB)

In einem Forststraßen-Profil werden Teile der Wildfeld-Decke und der darauf auflagernden Reiting-Decke gezeigt. Dieses Gebiet stellt den nördlichsten Abschnitt der geschlossenen Schubmasse der Reiting-Decke dar. Nach Norden setzt sich dieser Bau über das Ramsautal hinweg in das Gebiet von Tulleck und Donnersalpe fort.

Die tiefsten Anteile der Wildfeld-Decke bestehen aus mächtigen Kiesel- und Alaunschiefern, die im Obersilur von bunten, gut gebankten Kalken abgelöst werden. Die vorgeführte Schichtfolge beginnt in diesem Niveau. Das hangende Unterdevon ist in charakteristischer Weise als bunter, meist rotvioletter, stengeliger Kalkschiefer ausgebildet. Die oberen Anteile lieferten relativ gut erhaltene und "reiche" Conodonten, die bereits dem Zlichov angehören.

Abb. 12



Äquivalente des Mitteldevons konnten aufgrund der Conodontenarmut noch nicht sicher nachgewiesen werden. Vermutlich wird es von dunklen, undeutlich gebankten Kalken vertreten. Oberdevon liegt in Form heller Flaserkalke vor; es ist durch Frasn-Conodonten sicher belegt.

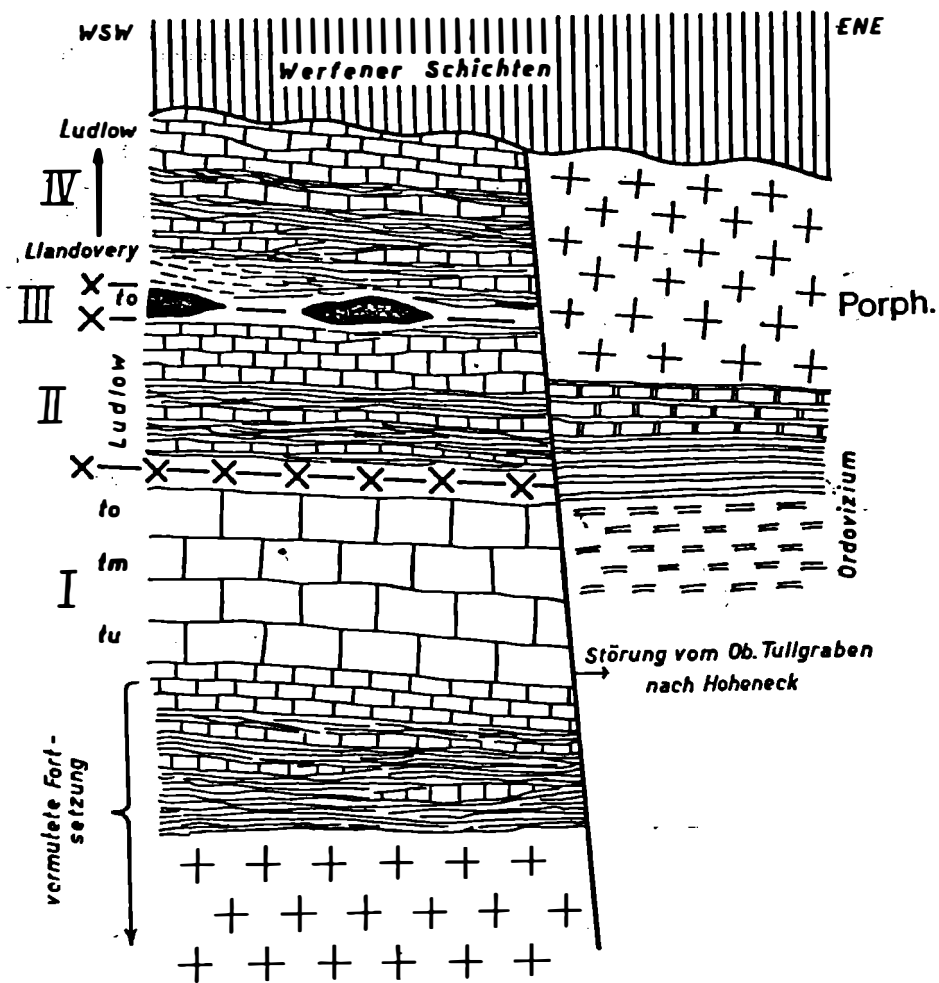
Wie lokal am Erzberg, folgt auch in diesem Profil vor Einsetzen der "Eisenerzer Schichten" eine 1-2m mächtige Kalkbreccie mit do- und cu-Conodonten.

Die Eisenerzer Schichten werden im Raum der Hackalm bis zu 200 m mächtig. Es handelt sich um eine Folge aus z.T.glimmrigen Sandsteinen, milden dunklen Tonschiefern, denen in mehreren Horizonten

dunkle Lydite eingelagert sind. Analog zum Erzberg, treten in den basalen Anteilen dieser Schiefer-Sandsteinfohle grünliche Schiefer (Tuffe ?) auf.

Im oberen Teil der Eisenerzer Schichten schaltet sich in diesem Profil eine markante Kalkrippe mittel- und oberdevonischen Alters ein. Im Grenzbereich zwischen Oberdevon-Kalk und Eisenerzer Schichten ist wiederum die schon beschriebene charakteristische Kalkbreccie ausgebildet. Ob diese Kalkscholle als tektonische Einspießung im Grenzbereich zur auflagernden Reiting-Decke anzusehen ist, oder ob die Platznahme durch gravitative Gleitung erfolgt ist, muß vorläufig offen bleiben.

An der Ostflanke des Schwarzenbachgrabens stehen wiederum dunkle, gut gebankte Obersilur-Kalke an, die die Basis der Reiting-Decke bilden.



- I = liegende Kalkplatte
- II = tiefere Silureinheit
- III = Oberdevonschuppen
- IV = höhere Silureinheit

Abb.13

Der Blick von der Forsstraße nach Norden zeigt am Fuß der Donnersalpe die nach Osten hin abtauchenden unter- bis oberdevonischen Kalke der Wildfeld-Decke (= Liegende Kalkplatte nach FLAJS 1967). Darüber folgen nach einer Schuppenzone tief- und mittelsilurische Kiesel-schiefer, die die Basis der Reiting-Decke darstellen. Der Gipfel der Donnersalpe wird von obersilurischen Kalken aufgebaut.

Von großer Bedeutung für das Alter der Tektonik ist die Transgression der Präbichlschichten, die am Kamm vom Tulleck zum Hoheneck verschiedenen tektonischen Baublöcken auflagern.

POLSTERPROFIL (S.Scharbert, G.Flajs, H.P.Schönlaub)

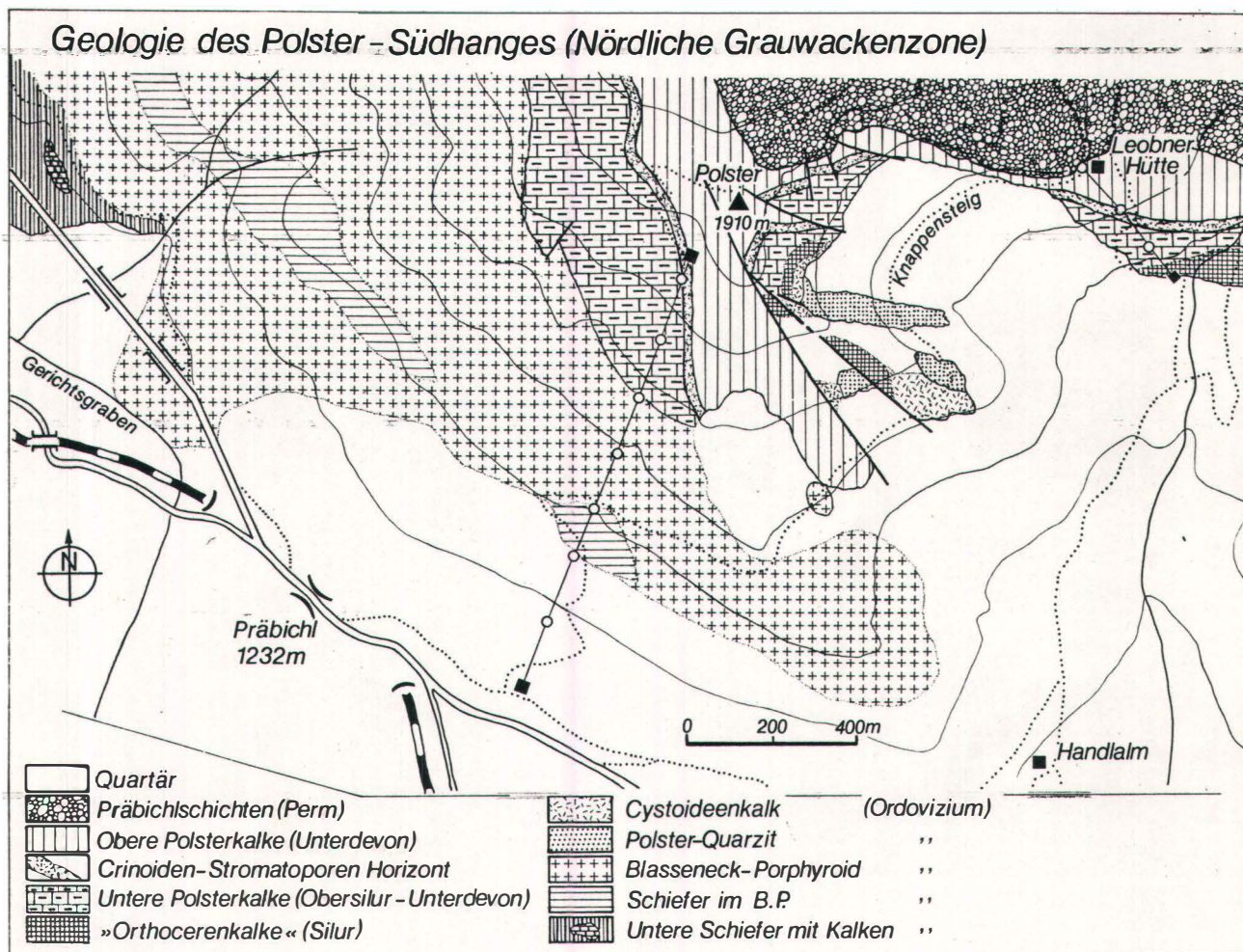


Abb. 14.

Die neue Präbichlstraße schließt vom Gsollgraben bis zur Paßhöhe den Porphyroid und seine Unterlage auf. Von hier stammen neue stratigraphische Daten, die die Untergrenze des Porphyroids im Grenzbereich Caradoc/Ashgill fixieren (FLAJS & SCHÖNLAUB 1976) sowie isotopengeologische Untersuchungen des Porphyroids.

Die stratigraphische Position des Porphyroids wurde durch die Untersuchungen von FLAJS & SCHÖNLAUB 1976 mit Hilfe von Conodonten recht genau festgelegt. Da weltweit nur wenige absolute Zeitmarken für das Altpaläozoikum existieren, wurde der Versuch unternommen, mit Hilfe der Rubidium - Strontium Methode das Alter für das obere Caradoc/untere Ashgill festzulegen und so die absolute Zeitskala zu verfeinern.

Tabelle 1 enthält die analytischen Daten der 6 Porphyroidproben, die an frischen Aufschlüssen entlang der Präbichlstraße und am Erzberg (Etage Wiesmath) entnommen wurden.

Die Schichtfolgen am Polster bei Eisenerz

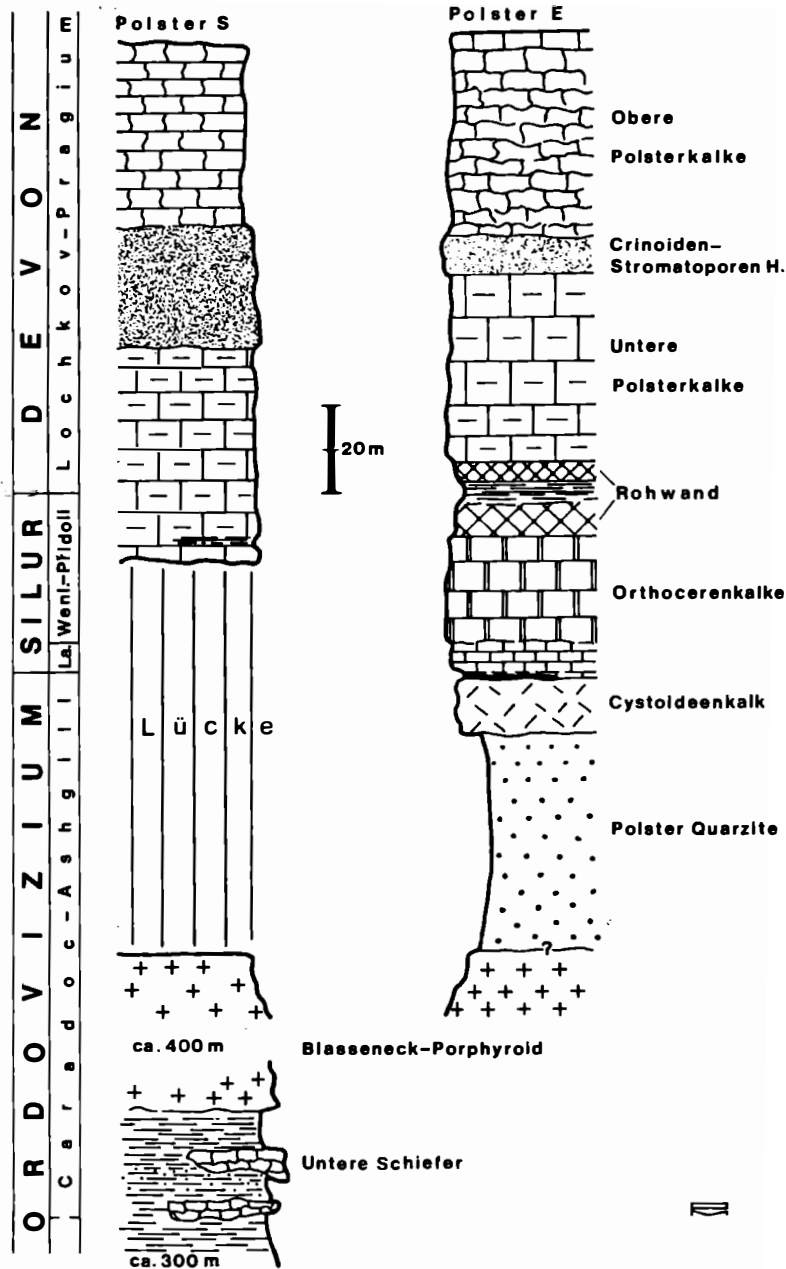


Abb.15

Tab. 1

Proben Nr.	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (Fehler 2 σ)
Ab 15	200	15.0	.81138 \pm 10	39.0 \pm 8
Ab 16	90.9	125	.71833 \pm 10	2.10 \pm 4
Ab 17	74.6	284	.71156 \pm 8	.75 \pm 1
AB 18	92.6	436	.71052 \pm 8	.613 \pm 10
AB 19	139	72.2	.72789 \pm 8	5.59 \pm 10
AB 51	101	215	.71344 \pm 30	1.36 \pm 2

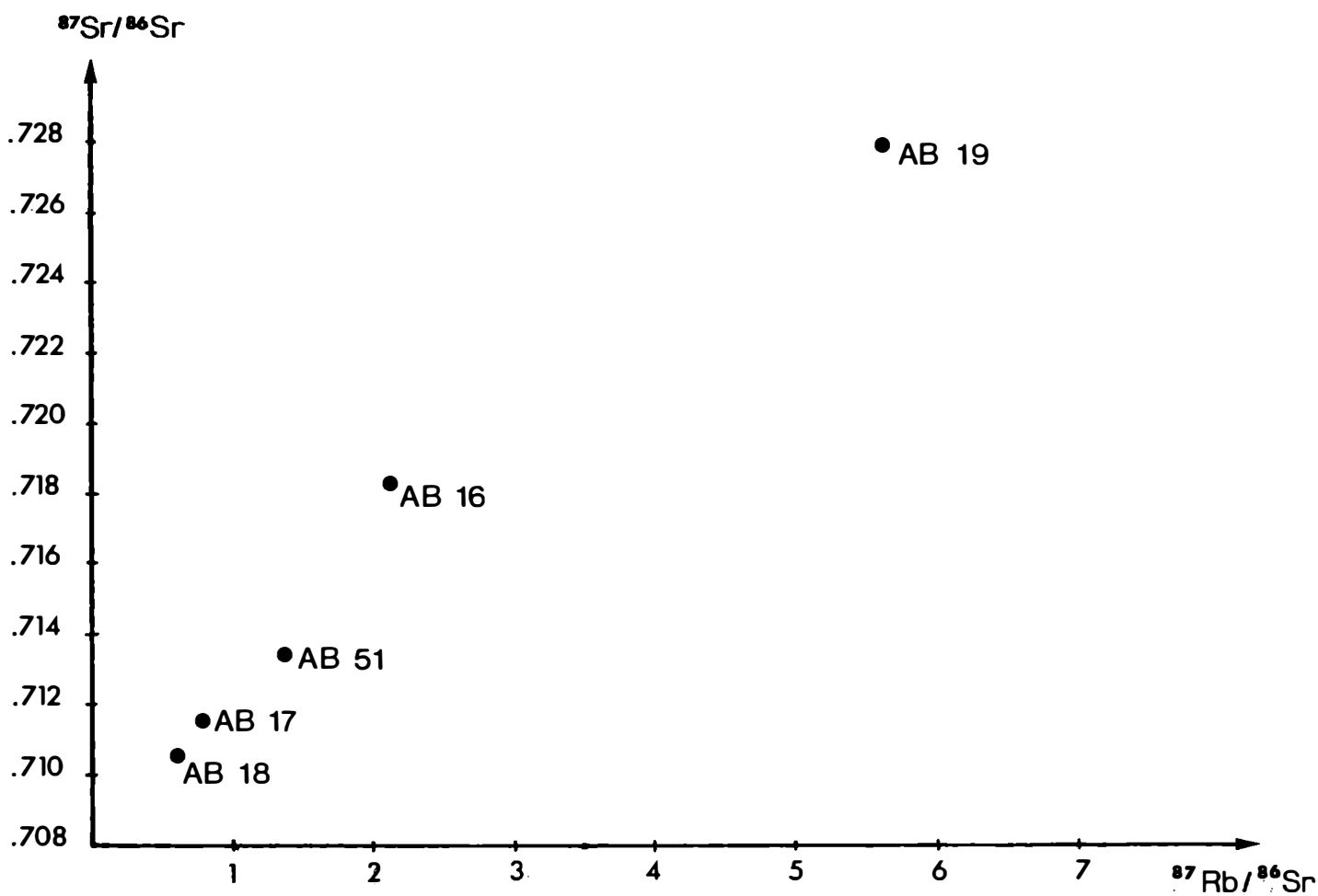


Abb. 16: Sr - Entwicklungsdiagramm für den Porphyroid im Raum Eisenerz. Die bisher untersuchten Proben definieren keine Isochrone.

Abb. 16 zeigt die Lage der Proben im Strontium-Entwicklungsdiagramm. Nicht eingetragen wurde die Probe AB 15, da sie weit außerhalb der Darstellungsskala liegt. Ihr hoher Rubidium- und extrem niedriger Strontiumgehalt lassen vermuten, daß der Gehalt der untersuchten Spurenelemente nicht der primären Schwankungsbreite entspricht, sondern durch sekundäre Prozesse verändert wurde.

Die restlichen 5 Proben definieren keine Gerade. Sie schwanken weit über dem analytischen Fehler um eine Isochrone. Diese Beobachtung wurde oft bei der Altersbestimmung von sauren Vulkaniten gemacht. Folgende Vorgänge können dafür zur Erklärung herangezogen werden:

- a) Zirkulation von Grundwässern, die die Spurenchemie und Isotopenverhältnisse gestört haben;
- b) Devitrifizierung, bei der ähnliche Vorgänge wie oben ermöglicht werden.

Im Falle des Porphyroids aus der Umgebung des Erzberges sind folgende Erklärungen zusätzlich wahrscheinlich:

- c) Einfluß metasomatischer Vorgänge während der Bildung ? Rekristallisation ? der Sideritlagerstätte des Erzbergs;
- d) Änderung und Neueinstellung des Isotopengleichgewichts durch Metamorphoseprozesse.

Obwohl eine Kombination aller oben genannten Prozesse nicht auszuschließen ist, scheint Vorgang d) den stärksten Einfluß auf das untersuchte Gestein und sein Strontiumisotopensystem gehabt und eine Neueinstellung seiner Strontiumisotopen bewirkt zu haben, ohne jedoch eine echte Equilibrierung zu erreichen. Die Rb - Sr Diagramm eingetragenen Proben lassen eine deutliche lineare Anordnung erkennen, aus der sich eine Errorchrone errechnen läßt mit einer Steigung, die auf ein Ereignis variszischen Alters hinweist.

+ + +

Sollte genügend Zeit zur Verfügung stehen, werden vor der Fahrt auf den Polster die Liegendgrenze des Porphyroids sowie die conodontenführenden Kalke aus der Porphyroid-Unterlage besichtigt.

Während der Fahrt mit dem Sessellift wird das Polster-Südprofil gequert (vgl. Abb.15), das durch eine Schichtlücke gekennzeichnet ist, die vom hohen Ordovizium bis in das Obersilur reicht. Diese Verhältnisse weichen erheblich von denen an der Ostseite des Polster ab, wo über dem Porphyroid eine + vollständige Schichtfolge durch das Oberordovizium, Silur und Pragium erhalten ist.

Die Obergrenze des Porphyroids liegt in Höhe der Schlepplift-Bergstation (während der Fahrt links!). Über dem Porphyroid folgen die Unteren Polsterkalke und der Crinoiden-Stromatoporen-Horizont, der an der Bergstation des Sesselliftes aufgeschlossen ist. Von hier führt der Fußanstieg durch hauptsächlich Obere Polsterkalke zum Gipfel.

Nach einem geologischen Überblick verläuft der Abstieg längs des Polstergrates zur Leobner Hütte. Dabei quert der Steig Präbichl- und Werfener Schichten.

Etwa 100 m westlich der Leobner Hütte befindet sich oberhalb des Knappensteiges die klassische Lokalität, an der in lehrbuchhafter Weise die Transgression der flach lagernden grobklastischen Präbichlschichten über steil gestellte unterdevonische Kalke aufgeschlossen ist. An der Basis der Präbichlschichten liegt ein Kalkkonglomerat mit Lokalschutt, darüber folgen Quarzkonglomerate. Gegen das Hangende leiten Sandsteine und Tonschiefer in die Werfener Schichten über.

Nach Querung des schuttbedeckten Polsterkars sind am Knappensteig die oberordovizischen Polsterquarzite mit Mächtigkeiten bis zu 60 m aufgeschlossen, die eine verhältnismäßig reiche, leider jedoch ungenügend erhaltene Makrofauna mit Bryozoen, Crinoiden, Korallen und Brachiopoden geliefert haben.

Am Südgrat des Polster, etwa 30 m über dem Knappensteig, folgen nach einer mehrere Meter mächtigen Übergangszone die auffallend hellen, grobspätigen Cystoideenkalken, die aufgrund ihrer gut erhaltenen, individuenreichen Conodontenfauna in das oberste Ordovizium einzustufen sind. Es handelt sich um stratigraphisch und faziell analoge Bildungen zu den Cystoideenkalken der Karnischen Alpen, Montagne Noire, Sardinien und anderen Gebieten der Paläotethys.

Die Grenze zwischen Ordoviz und Silur liegt zwischen den Cystoideenkalken und den hangenden Kalksandsteinen. Kalklinsen, die sich im oberen Anteil einschalten, führen bereits Conodonten des älteren Llandovery. Die hangenden rötlich-spätigen Kalke gehören ebenfalls dem Llandovery an.

In der von hier an kalkig ausgebildeten Schichtfolge konnte Wenlock noch nicht sicher belegt werden. Hingegen lieferte das Obersilur, das z.B. im Wegprofil von der Handlalm zur Leobner Hütte bei der Talstation der Materialseilbahn vorzüglich aufgeschlossen ist (Orthocerenkalke), reiche und gut erhaltene Conodontenfaunen.

Der Abstieg vom Knappensteig zur Talstation des Sesselliftes schließt am Skiweg wiederum den Porphyroid der Südeinheit auf, in dem hier ein über 10 m mächtiger Schieferhorizont eingeschaltet ist.

LANGE TEICHENGRABEN BEI KALWANG (A.Daurer, H.P.Schönlaub)

Die Fahrt vom Präbichl nach Kalwang führt durch das Trofaiacher Tertiärbecken und das Liesingtal. Das markante Reitingmassiv formt eine Muldenstruktur, deren Achse nach Osten abtaucht. Während buntes Silur mit Vulkaniten, schwarzen Schiefen und dunklen Kalken die Basis im Gößgraben und in der Reitingau bildet, besteht die Hauptmasse des Reiting im Osten sowie gegen das Liesingtal zu aus unterdevonischen Kalken. Generell sind die Kalke durch eine beträchtliche Metamorphose gekennzeichnet; bisherige Conodontenuntersuchungen erbrachten aus diesem Grunde nur unbefriedigende Resultate.

Von Kalwang bis zur Teilung der Teichentäler wird das Karbon der Veitscher Decke gequert. Das Karbon besteht hier aus einer Folge von dunklen, häufig graphitischen Schiefen mit gelegentlichen Einlagerungen von Quarzkonglomeraten sowie insgesamt 6 mächtigen Kalkzügen. Fossilien fehlen weitgehend.

Die Grenze zwischen der Veitscher und der Norischen Decke ist etwa 400m nach der Gabelung der Teichentäler über dem Mundloch des Gotthardistollens hervorragend aufgeschlossen (aus Zeitgründen kann ein weiterer Aufschluß am Ende der Forsstraße, die vom Steffebauer im Kurzteichengraben auf den Rücken über dem Gotthardistollen in eine Seehöhe von 1135 m führt, nicht besichtigt werden; Details finden sich in DAURER & SCHÖNLAUB, Mitt.Geol.Ges., in Druck).

Aufschlußbeschreibung zum Kalwanger Gneiskonglomerat

Beide Aufschlüsse zeigen den tektonischen Kontakt zwischen dem Karbon der Veitscher Decke und den basalen, metamorphen Grauwackenschiefen der Norischen Decke, der als mehrere Meter breite Schuppenzone entwickelt ist. So ist im oberen Aufschluß eine viermalige Einspießung seidig glänzender, Pyrit- und Graphit-führender Phyllite in die gebänderten Grünschiefer der Norischen Decke festzustellen; auch Quarzknuern, verknetete und gefältelte cm-dicke Quarzlamellen markieren diese tektonische Grenzzone.

In sehr auffallender Weise schalten sich in die basalen Grünschiefer lagenweise Gerölle von cm- bis maximal Kopfgröße ein. Dieser Horizont zeigt auf ca. 15 m vertikaler Ausdehnung eine recht unterschiedliche, im allgemeinen aber lose Packung der stets gut gerundeten und oft auch linsig deformierten Gerölle. Die interne Schieferung der Gerölle verläuft meist konkordant zur Schieferung des Matrixgesteins. Vereinzelt aber sind Winkeldiskordanzen festzustellen, bei einem besonders instruktiven, großen Geröll bis zu 60°.

Petrographische Ergebnisse: Die über 500 m mächtige, fast durchgehend aufgeschlossene Unterlage des Porphyroids liefert ein kontinuierliches Metamorphoseprofil, das in seinen tiefsten Anteilen die höhere Grünschieferfazies erreicht und hier zur Ausbildung von Gleichgewichtsparsgenesen Granat-Biotit-Chlorit-Epidot-Albit führt. Während in den tieferen Bereichen die vulkanogene Beeinflussung dominiert (Grünschiefer, Metatuffite) und auch ein bis 15 m mächtiger Glimmermarmor horizontbeständig auftritt, zeigt der höhere Teil der Schichtfolge eine monotone, klastische Entwicklung (Serizit-Chlorit-Quarzite, Serizitschiefer, Arkoseschiefer) mit Relikten von Sedimentgefügen (Bankung, Schrägschichtung).

Bei den Geröllen lassen sich zwei Haupttypen unterscheiden:

- 1) Quarzgerölle: Sie werden meist nur bis zu einigen cm groß und haben oft Zerbrechungsrisse, in die das Grundgewebe des Nebengesteins (Serizit, Chlorit, Epidot) hineinwächst.
- 2) Gerölle von hellen Orthogneisen: Sie sind immer ausgezeichnet gerundet, häufig aber durch die Schieferung des Nebengesteins weiter deformiert und ausgeschwänzt; besonders die quarzreichen Typen sind für diese sekundären Deformationen recht anfällig. Die Durchschnittsgrößen liegen unter 1 dm, Extremfälle können bis 3 dm erreichen.

Nach dem Mineralbestand können 2 Subtypen abgetrennt werden:

- 2a) Quarzreiche Metagranitoide: Hauptbestandteil ist ein heteroklastisches Quarzpflaster (65-74%), dessen Regelung durch dünne Flasern und vereinzelte Flitter von Hellglimmer, Chlorit und ganz selten erhaltenem Biotit betont wird. Darin liegen mehrere mm große Albite (20-29%). Sie haben oft einen polysynthetisch verzwilligten Kern, der von einer charakteristischen, schachbrettalbitähnlichen Hülle umgeben wird, die sich aber bei genauer Untersuchung als Pflaster von äußerst absetzigen, auskeilenden oder diffus endenden Zwillingslamellen herausstellt. Kalifeldspat nur in kleinen Zwickeln, Epidot-Klinozoisit als seltene Mikrolithen in Albiten und als längliche Haufwerke zusammen mit Titanit. Karbonat in Rissen von sekundär deformierten Geröllen.
- 2b) Albitgranit-Gneise: Der Albitanteil (40-43%) kann hier fast den des Quarzes erreichen (48-51%). Der übrige Mineralbestand ist sehr ähnlich dem Typ a. Ein Hornblenderelikt in einem Epidot-Chlorit-Titanit-Aggregat deutet eine ehemals sporadische Amphibolführung an. Kleine, idiomorphe Granate, die meist in Gruppen beisammenstehen, könnten primäre Relikte sein.

Daß die Gerölle metamorphe Abkömmlinge ehemaliger Magmatite sind, erscheint nach makroskopischem Erscheinungsbild, Mineralbestand und Gefüge gesichert. Im QAP-Diagramm nach STRECKEISEN 1976 fallen Modalanalysenpunkte in das Feld der Alkaligranite, wenn man für die Plagiokläse einen primär sehr niedrigen Anorthitgehalt annimmt, wofür die seltenen Entmischungsmikrolithe und der niedrige Ca-Gehalt der Gesteine spricht. Nicht völlig auszuschließen ist eine Deutung der Gerölle als metamorphe Ergußgesteine vom Typ der Alkaliparite, wofür es aber keinerlei sichere Hinweise gibt.

Chemische Analysen der Gerölle sind mit Skepsis zu betrachten, da durch Karbonatisierung an Klüften, sekundäre Albitisierung nach Sedimentation und Diagenese sowie durch Stoffaustauschvorgänge während der gemeinsamen Metamorphose von Geröll und Nebengestein nicht mehr rekonstruierbare Verfälschungen zu erwarten sind.

SiO ₂	77,62%
TiO ₂	0,30%
Al ₂ O ₃	12,60%
Fe ₂ O ₃ tot.	0,96%
MgO	0,44%
CaO	0,79%
Na ₂ O	6,54%
K ₂ O	0,19%
P ₂ O ₅	0,21%
H ₂ O ⁵ (110°)	0,08%
GV (1000°)	0,47%
	<hr/> 100,20%

Chemische Analyse eines Flasergneisgerölls (Meta-Albitgranit) aus dem Kalwanger Gneiskonglomerat. Das Analysenmaterial stammt aus den kompakten, nicht von Sprüngen und Hohlräumen durchzogenen Kern des Gerölls, sodaß ein Minimum von postsedimentären Stoffumsetzungen angenommen werden kann.

Diskussion: In der Frage nach dem Alter des Kalwanger Gneiskonglomerats ist festzuhalten, daß Fossilien zwar generell fehlen, andererseits aber Feldbefunde und petrographische Daten keinen Zweifel am Zusammenhang mit der im Langen Teichengraben in einem geschlossenen Metamorphoseprofil vorliegenden Schichtfolge unter dem Porphyroid lassen. Wenn der Blasseneckporphyroid dieselbe zeitliche Untergrenze hat wie in der Umgebung von Eisenerz (ob. Caradoc oder Grenzbereich Caradoc/Ashgill), kann angenommen werden, daß die darunterliegende klastische Folge mindestens einen vor-oberordovizischen Altersumfang hat.

Analog den Silbersbergkonglomeraten in Niederösterreich tritt das Kalwanger Gneiskonglomerat zusammen mit Grüngesteinen auf; daraus kann auf ein vor-oberordovizisches, kaum jedoch kambrisches vulkanisches Geschehen unter starker Sedimentbeteiligung geschlossen werden, in dessen Verlauf in einem benachbarten Festland Bodenunruhen eine + isochrone Geröllschüttung verursachten.

Wenn die (seltenen) Winkeldiskordanzen zwischen interner Schieferung der Gerölle und Flächengefüge der Matrixgesteine als Beweis anerkannt werden können, muß außerdem postuliert werden, daß das vor-oberordovizische Basement bereits eine Metamorphose durchlaufen haben muß, sodaß die Gerölle als metamorpher, gefügegeprägter Detritus ins Sediment eingebettet wurden.

Die petrographischen Charakteristika der Gerölle zeigen interessante Parallelen zu kristallinen Komponenten in Devonkonglomeraten innerhalb der Varisziden Deutschlands (EIGENFELD 1977): auch hier Alkalimigmatite mit ausgeprägter Na-Vormacht, auch hier Plagioklase mit Kernen aus sehr saurem Oligoklas! In Ashgill-Sedimenten wurden Gerölle mit schriftgranitischen Strukturelementen gefunden - ähnliche Komponenten kommen an der Basis des Silurs im Nölblinggraben in den Karnischen Alpen vor (SCHÖNLAUB & DAURER 1977)! Aus diesen Mosaiksteinchen beginnt langsam ein klareres Bild des altpaläozoischen Basements nicht nur der heutigen Alpen sondern der europäischen Varisziden insgesamt zu entstehen - ein älterer Orogenzyklus als der variszische kann nicht mehr diskussionslos ausgeschlossen werden!

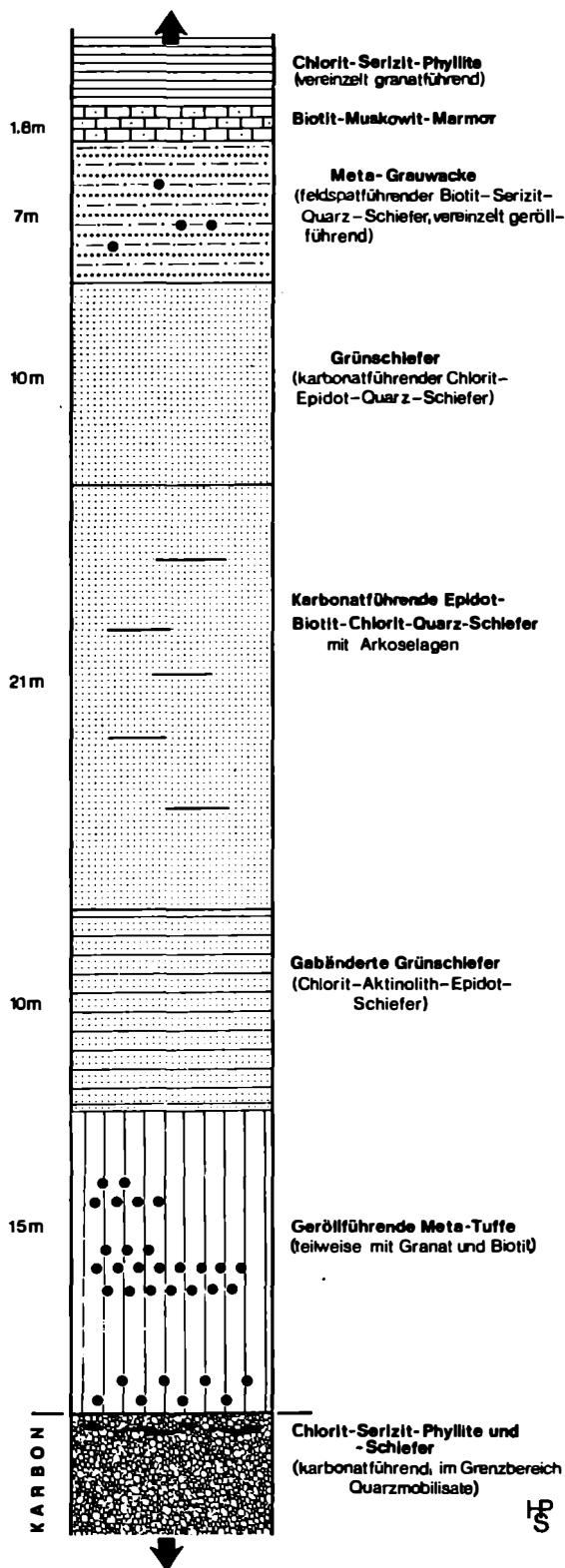
Geochemische Hinweise lassen mit ziemlicher Sicherheit die Feststellung zu, daß der hohe Natrium- und somit Albitgehalt sekundär, vermutlich während der Einsedimentation bzw. Diagenese entstanden sind. Dabei wurde Rubidium entfernt, da ein Rb-Gehalt von 6,82 ppm (Sr 84,9 ppm) für Gesteine granitischer Zusammensetzung praktisch unbekannt sind.

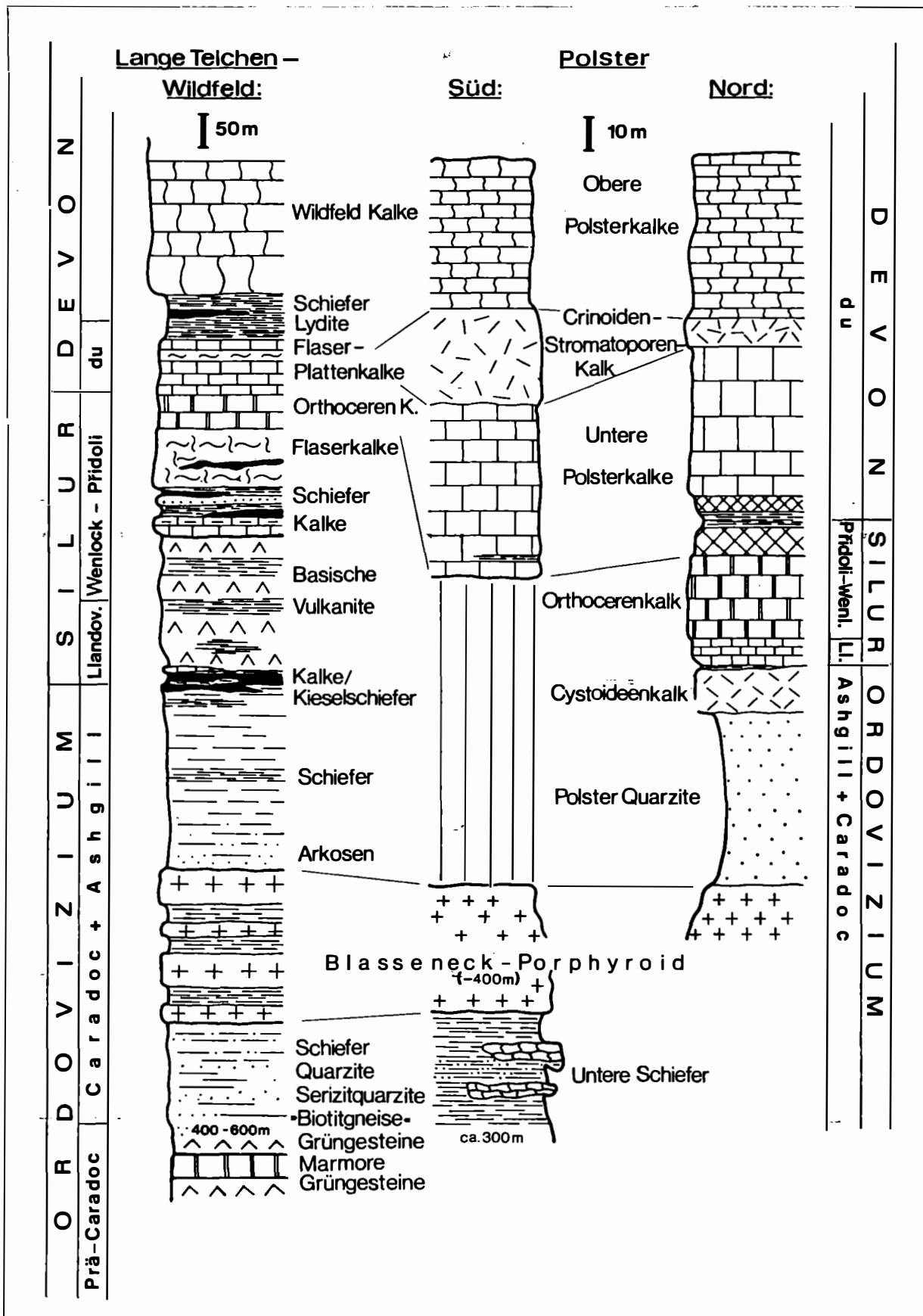
Bemerkungen zur Lagerstätte: Es handelt sich um eine Pyrit-Magnetkieskupferkies-Lagerstätte mit PbS und ZnS als Accessorien. Sie befindet sich stets im gleichen Abstand über dem Kalwanger Gneiskonglomerat. Das Kieslager ist konkordant eingelagert, in den höheren Teufen war Cu-Kies abbauwürdig.

Die Lagerstätte war auf 3500 m streichender Länge und 300-400 m im Verflächen aufgeschlossen. Derzeit sind nur mehr wenige Meter des Gotthardistollens erhalten, alles andere ist verbrochen. Nach einem jahrhundertelangen Betrieb bis 1859 wurde der Bergbau 1916 kriegsbedingt wieder eröffnet und bis 1928 weiter betrieben. Die Förderung betrug max. 1000 t pro Monat. Jüngste Erzsuche, auch geophysikalisch, blieb ohne wesentlichen Erfolg.

Abb.17 zeigt ein Parallelprofil südwestlich des Hohen Gemeindekogels, etwa 3 km im Osten des Teichengrabens. Hier sind in einem Bachriß die Grenze zwischen der Veitscher Decke und der Norischen Decke sowie die Basisanteile der Norischen Decke durchgehend aufgeschlossen (DAURER & SCHÖNLAUB, in Druck).

Basisprofil der Norischen Decke südwestlich des Hohen Gemeindekogels





In Abb. 18 ist die Gesamtschichtfolge des Lange Teichengraben - Wildfeld-Profiles (schematisch) dem Profil am Polster gegenübergestellt.

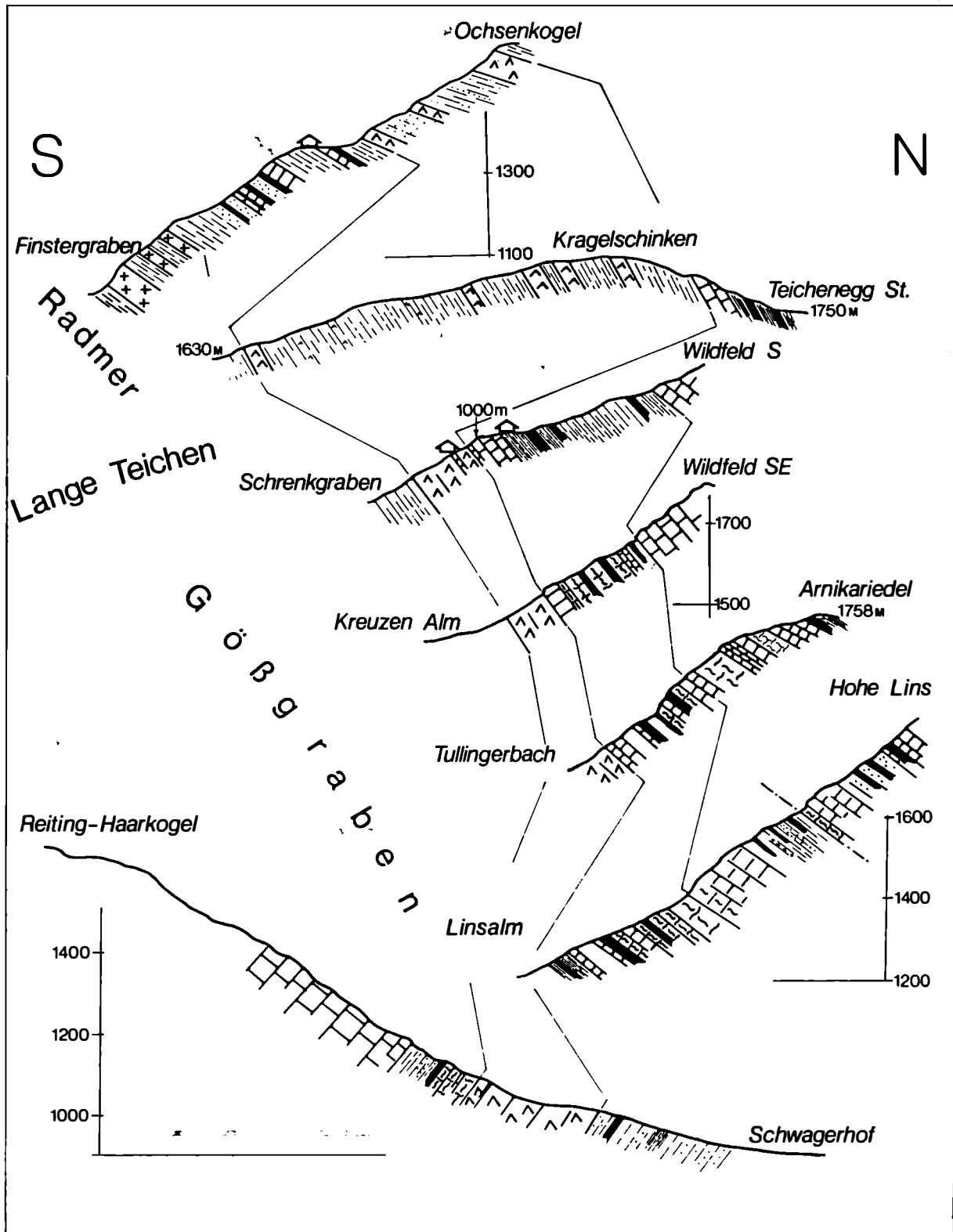


Abb. 19: W - E Profilserie von der Radmer in den Gößgraben durch die Wildfeld- und Teile der Reiting-Decke. Beachte die mächtigen, niveaubeständigen Untersilur-Vulkanite (Hackchen-Signatur).

Vom Talschluß des Langen Teichengrabens folgen wir einem Jagdsteig über dem Rücken westlich des Schrenkgrabens zum Wildfeld. In Höhe der neuen Jagdhütte ist der Übergang der untersilurischen Grünschiefer (Diabase, Chloritschiefer und Plagioklas-Hornblendegesteine) in conodontenführende Bänderflaserkalke besonders instruktiv aufgeschlossen. Das Alter der Überlagerung wird durch Conodontenfunde als Grenzbereich Llandovery/Wenlock fixiert (amorphognathoides-Zone).

Mit den erwähnten Grünschiefern haben sich bisher erst wenige Autoren befaßt. Nach HIESSLEITNER 1931 bilden sie einen zusammenhängenden Zug von der Radmer bis in die Obere Teichen. Von hier beschreibt HIESSLEITNER die Grünschiefer als dunkelgrüne, dichte, schwere Gesteine mit schwarzgrünen Flecken (zersetzter Augit). Die Plagioklas-Hornblendegesteine, in welchen schon makroskopisch der Plagioklas vorherrschend ist, sind graugrün, körnig-massig und sehr zäh. REDLICH fand in Dünnschliffen in der Hauptsache Plagioklas neben wenig Hornblende, die bereits stark chloritisiert ist. Die tieferen Diabas-Grünschieferbänder konnten nur am südlichen Kamm des Kragelschinken anstehend gefunden werden (sie werden am Rückweg besucht).

Die nur wenige 10 m mächtigen Silurkalke werden an den Südhängen des Wildfeld von schwarzen Schiefern (ehemalige Graptolithenschiefer), Tonschiefer und Lyditen überlagert. Vereinzelt schalten sich darin dm-Kalklagen ein. Die Hauptmasse der Kalke erwies sich nach Conodonten als unterdevonisch (Pragium-Zlichovium). Lateral kann diese Schieferfolge jedoch durch eine bunte Karbonat-/Schieferentwicklung vertreten werden (z.B. an der Kreuzenalm und im Profil des Arnikariedels, vgl. Abb. 19).

Die devonischen Kalke des Wildfeld werden im Sattel zum Speikkogel durch Schiefer und Kalke der Reiting-Decke tektonisch überlagert. In nordöstlicher Fortsetzung baut die Reiting-Decke die Gipfel des Stadelsteins, Schwarzensteins, Höchsteins und die Hohe Lins auf. Ebenso gehört der Reichenstein und die Vordernberger Mauer, die Rauchkoppe und die Hohe Zölz zu dieser tektonischen Einheit.

Am Abstieg zum Ochsenboden wird ein bemerkenswertes, mächtiges Schuttvorkommen gequert. Der Schutt besteht offensichtlich aus kalkalpinen Komponenten. Ein etwaiges tertiäres Alter wird zur Diskussion gestellt.

Der Rückweg führt über das Nebelkreuz, quert wiederum die Kalke des Wildfelds und erreicht östlich der Teicheneckalm wieder die silurische Schieferbasis. Falls noch genügend Zeit vorhanden ist, sollen in einem Profil über Teicheneck-Sattel und Kragelschinken Kieselschiefer - Llandoverykalke - basische Vulkanite gezeigt werden.

+ + +

F a z i t:

"Es hat das hiesige Grauwackengebirge nicht ganz jene Einfachheit, wie an anderen Örtern" (PANTZ & ATZL 1814, p.18).

Ausgewählte Literatur

- CORNELIUS, H.P.: Gesteine und Tektonik der nordalpinen Grauwackenzone, vom Alpenostrand bis zum Aflenzer Becken. - Mitt.Geol.Ges.Wien, 42/43, 1-234, Wien 1952.
- FLAJS, G.: Conodontenstratigraphische Untersuchungen im Raum von Eisenerz, Nördliche Grauwackenzone. - Mitt.Geol.Ges.Wien, 59, 157-218, Wien 1967.
- 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.
- HABERFELNER, E.: Die Geologie des Eisenerzer Reichenstein und des Polster. - Mitt.Abt.Bergbau Landesmus.Joanneum, 2, 1-32, Graz 1935.
- 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.Wien, math.-nat.Kl., 1969, 173-177, Wien 1969.
- METZ, K.: Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. - Mitt.Reichsstelle f.Bodenforsch., 1940, 161-220, Wien 1940.
- METZ, K.: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. - Mitt.Geol.Ges.Wien, 44, 1-84, Wien 1953.
- MOSTLER, H.: Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud., 18, 1967, 89-150, Wien 1968.
- PANTZ, V.I.R.v. & ATZL, A.J.: Versuch einer Beschreibung der vorzüglichsten Berg- und Hüttenwerke des Herzogthumes Steyermark. - 347 S., Wien 1814.
- SPENGLER, E.: Über die Tektonik der Grauwackenzone südlich der Hochschwabgruppe (mit einem petrographischen Beitrag von H.P.CORNELIUS). - Verh.Geol.B.-A. Wien, 1926, 127-143, Wien 1926.

Cover - Bild : "Der weyt berühmte Marckt und Bergwerck Eysenartz im Hertzogtum Steyer". - Merian, Topographia Austriae, 1649.