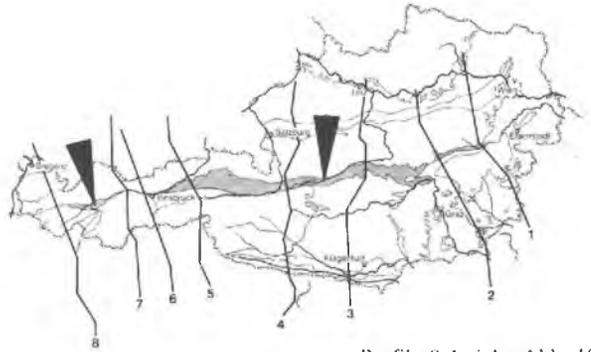


3.6. Die Grauwackenzone

Von HANS PETER SCHÖNLAUB

Mit den Abbildungen 59 bis 72



Profile 8-1 siehe Abb. 19

3.6.1. Allgemeines

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

Die Bezeichnung Grauwackenzone stammt vom Begriff „Grauwackenformation“; dieser schon zu Beginn des 19. Jh. im örtlichen Schrifttum verwendete Ausdruck weist auf die Bedeutung des Bergbaus in dieser Zone hin. Damit wurden, als noch keine Fossilien in diesem Gebiet bekannt waren, alle Schiefer zusammengefaßt und vom „Urgebirge“ abgegrenzt. Nach den ersten Fossilfunden bei Dienten (F. v. HAUER, 1847) wurde diese Gesteinsgruppe bereits dem Silur zugerechnet. Zugleich betrachtete man die Grauwackenzone insgesamt als ein paläozoisches Element im Alpenraum (F. v. HAUER, 1857).

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 Schiefen der Zentralalpen und den stellenweise am Südrand epimetamorphen Kalkalpen entspricht der wechselnde Grad der Umwandlung der Gesteine: Es handelt sich vorwiegend um epimetamorphe Gesteine und gelegentlich um solche, die nach den Gleichgewichtsparagenesen Granat-Biotit-Chlo-

rit-Epidot-Klinozoisit-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, Kaintaleck, Ritting b. 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 abgesichert 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-niederösterreichischen Gebiet läßt sich die Grauwackenzone in zwei tektonische Großenheiten untergliedern. Bereits F. 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 L. 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 transgressiven Überlagerung des Kristallins durch Äquivalente der Rannachserie hielt noch H. P. CORNELIUS (1950) fest und vereinigte das Basiskristallin, die Rannachserie (non Rannachfazies, dazu S. 397) und das darüber folgende Karbon zur „Veitscher Decke“. Sie hätte den Charakter einer Rand- oder Innensenke des variszischen Gebirges mit Molassemerkmalen. Wie

bei L. 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 K. 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 Schiefererien und angebliches diaphthoritisches mesozonales Altkristallin („Fötteleckschuppen“) vorkommen. Das häufige Neben- und Übereinander der genannten Gesteine erklärte K. METZ (1953) durch Annahme einer jüngeren Tektonik, die die ursprünglich transgressive Auflage des Unterkarbons auf älteren, vordevonen Gesteinskomplexen überarbeitet hätte (vgl. K. METZ, 1965).

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 primärem Verband ist, eine tiefere Decke gegenübersteht, die sich durch ihren Gesteinsbestand deutlich von der höheren Einheit unterscheidet. Die Abweichungen betreffen zum einen Teil die verschiedenen Karbonentwicklungen und zum anderen ältere Gesteine. Während in der Norischen Decke das Variszikum eine bunte Gesteinsgesellschaft in zum Teil gut gliederbaren Abfolgen zeigt, die im Oberkarbon, d. h. in post-Visé-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 (vgl. S. 12).

Durch den Nachweis einer tektonischen Trennfläche zwischen dem unterlagernden zentralalpiner 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 Decke noch ältere variszische Strukturen erhalten geblieben (S. 286).

Aufgrund der mehrfachen Metamorphose, der teilweise sehr intensiven tektonischen Verschuppung und der vermutlich schon primären Fossilarmut beruhen ältere stratigraphische Gliederungen in der Grauwackenzone vorwiegend auf lithofaziellen Vergleichen mit anderen Vorkommen von ostalpinem 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. F. CZERMAK, 1931).

In diesem Jahrhundert bemühten sich vor allem F. HERITSCH, E. HABERFELNER und G. AIGNER um eine Verfeinerung der Stratigraphie. Die neue Gliederung basierte auf weiteren Fossilfunden und einer Vermehrung von Fundpunkten, wie dem Nachweis von Graptolithen durch G. AIGNER (1931), F. HERITSCH (1931), E. HABERFELNER (1931a, b), E. HABERFELNER & F. HERITSCH (1932), H. HAIDEN (1936), I. PELTZMANN (1937), O. FRIEDRICH & I. PELTZMANN (1937) und neuen Korallen-, Stromatoporen-, Trilobiten- und Pflanzenfunden durch F. HERITSCH (1907, 1917, 1927, 1928, 1931a, 1933, 1943), TH. OHNESORGE (1905b), R. v. KLEBELSBERG (1927), H. MOHR (1933), E. HABERFELNER (1935), M. GLAESSNER (1935), K. FELSER (1936), und K. METZ (1937b). 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 hauptsächlich auf Gesteinsvergleichen. Dies gab daher oft zu Fehleinstufungen Anlaß, wie z. B. die von E. HABERFELNER (1935, 1937) getroffene Zuordnung der „Feinschichtigen Grauwackenschiefer“ W. HAMMERS (1925) 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 L. KOBER (1912) angeführt, daß die Ennstaler

Phyllite ein Karbon-Alter hätten, da von F. HERITSCH (1907) in der Sunk bei Trieben karbonische Fossilien gefunden worden waren.

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

In neuerer Zeit erbrachten umfangreiche Conodontenuntersuchungen grundlegende Fort-

schritte in der Stratigraphie des Altpaläozoikums der 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 Grauwackenzone beigetragen haben (H. W. J. VAN AMEROM & M. BOERSMA, 1975; K. FELSER, 1976, 1977; K. FELSER & H. W. FLÜGEL, 1975; G. HAHN & R. HAHN, 1977; H. JAEGER, 1978).

Der westlichste Abschnitt der Grauwackenzone ist – im Gegensatz zur breiten Entfaltung im Osten – ein schmaler, mehrfach unterbrochener Streifen mit alt- und jungpaläozoischen Gesteinen, die dem Südrand der Kalkalpen vorge lagert sind. Während das Altpaläozoikum entweder fehlt oder epizonal metamorph ist, stehen die postvariszischen Sedimente an vielen Stellen noch im primären Zusammenhang mit den Kalkalpen. Vorkommen von Gesteinen der Grauwackenzone finden sich demnach im Montafon, am Kristberg, im Klostertal, längs des Steißbachs nordöstlich des Arlbergpasses, zwischen St. Anton und Arzl („Landecker Quarzphyllitzone“) und südlich Telfs. Von Schwaz bis östlich Radstadt folgt die Hauptentwicklung des Tiroler und Salzburger Grauwackenscgments.

3.6.2. Postvariszikum im Montafon und am Arlberg

Im Montafon treten südlich Schruns (Rellstal, Bartholomäberg) zwischen der Phyllitgneisdecke im Süden und den Kalkalpen im Norden vorwiegend grobklastische Sedimente in einer E-W-streichenden, kaum über 200 m breiten Zone auf, die sich morphologisch wenig von der Umgebung abhebt. Es handelt sich um eine über 300 m mächtige Oberkarbon(?)–Perm–Abfolge, die dem Kristallin transgressiv aufliegt. Die Konglomerate an der Basis stellen nach H. MOSTLER eindeutige Transgressionsbildungen auf den Phyllitgneisen dar, die er dem Silvrettakristallin zuzählt, da die Komponenten völlig dem Untergrund entsprechen und wie dieser teilweise diaphthoritisiert sind. Nach oben folgen sandige Tonschiefer und glimmerführende Sandsteine, weiters dunkle Siltschiefer, laminierte Dolomite bis dolomitische Kalke sowie Kieselschiefer. Fossilien (Ostracoden, Foraminiferen) sind auf Kar-

bonate beschränkt; sie erlauben keine genaueren Altersangaben. Das fragliche Karbon wird bis 40 m mächtig.

Über dieser Schichtfolge treten bis 300 m mächtige Grobklastika bzw. rötliche Sandsteine auf, deren oberer Teil vielleicht schon ins Skyth zu stellen ist. An ihrer Basis können lokal bis drei 0,4–20 m mächtige Vulkanitlagen mit Quarzporphyren bis Quarzkeratophyren und Ignimbriten entwickelt sein.

Im Arlberggebiet ist die Grauwackenzone tektonisch auf einen schmalen Streifen reduziert. Es sind Quarzite, Serizitquarzite bis Serizitschiefer, weiters Arkosen und Quarzkonglomerate. W. HEISSEL (1972) stellt diese Gesteine ins Oberkarbon, doch fehlen bisher Fossilbelege zur Stützung dieser Annahme. Ein Teil der „Bunten Phyllite“ O. AMPFERERS (1930b) dürfte ebenfalls hierher gehören.

3.6.3. Die Landecker Quarzphyllitzone

Zwischen dem Arlberg und der Ortschaft Roppen, die zwischen Pitz- und Otztalausgang liegt, schaltet sich zwischen dem südlichen Silvrettkristallin (einschließlich Phyllitgneisen) und den Kalkalpen ein Zug von Gesteinen ein, dessen tektonische Position und Zugehörigkeit zu den angrenzenden Zonen noch nicht völlig geklärt erscheint. Zwar meist nur Vorberge aufbauend, kulminieren sie doch im Venetberg mit 2593 m. Während W. HAMMER (1910), O. AMPFERER (1930b) und O. SCHMIDEGG (1959, 1964) die unter der Bezeichnung Landecker Quarzphyllite bekannten Gesteine mit den Innsbrucker Quarzphylliten gleichsetzten, faßten S. HOERNES & F. PURTSCHELLER (1970) und F. PURTSCHELLER (1971) sie aufgrund älterer Formrelikte als diaphthoritisches Altkristallin und Phyllonite auf. Nach dieser Vorstellung gehören zumindest große Teile der Landecker Quarzphyllite zur Silvrettamasse. Demgegenüber wies O. SCHMIDEGG (1964) darauf hin, daß die stark postkristallin durchbewegten Phyllite mit steil südfallenden Bewegungsflächen an die Biotitgranitgneise des südlichen Kristallins grenzen und die in den Landecker Quarzphylliten eingelagerten Augengneise Einschuppungen darstellen.

Als sedimentäre Zwischenschaltungen treten innerhalb des Phyllitkomplexes feldspatreiche Zonen, geringmächtige Amphibolite, Chlorit-schiefer, Kalke und kleine Dolomitschollen sowie mehrere bis 20 m mächtige Schwarzschiefer- bis Graphitphyllitlagen auf. Die Verbreitung der vorpermischen Komplexe ist in Abb. 88 zu sehen.

Von den oben genannten Gesteinen ist ein nördlicher Bereich abzutrennen, der die Kalkalpen unterlagert. Dieser bis 400 m mächtige dunkle Schieferbereich steht im Raum südwestlich Arzl im Pitztal (Arzlair) im Wechsel mit Verrucano, im Süden ist er hingegen mit den erwähnten Quarzphylliten verschuppt.

Obwohl im Landecker Quarzphyllitkomplex bisher jeder Fossilnachweis fehlt, kann kaum ein Zweifel am paläozoischen Alter eines Großteils des Gesteinsbestandes bestehen. So kann insbesondere die Nordzone, in Analogie zu den Verhältnissen im Montafon und im Raum zwischen Wörgl – Hochfilzen – Mitterberg, als permokarbone Basalserie der Nördlichen Kalkalpen aufgefaßt werden. Daran schließt nach Süden die Hauptmasse der Landecker Quarzphyllite an, die Karbonate, Grungesteine, Graphitschiefer und albitreiche Schiefer sedimentär eingelagert haben. Wenn auch ursprünglich ein Transgressionsverband zwischen ihnen und den postvariszischen Sedimenten bestanden haben mag, so

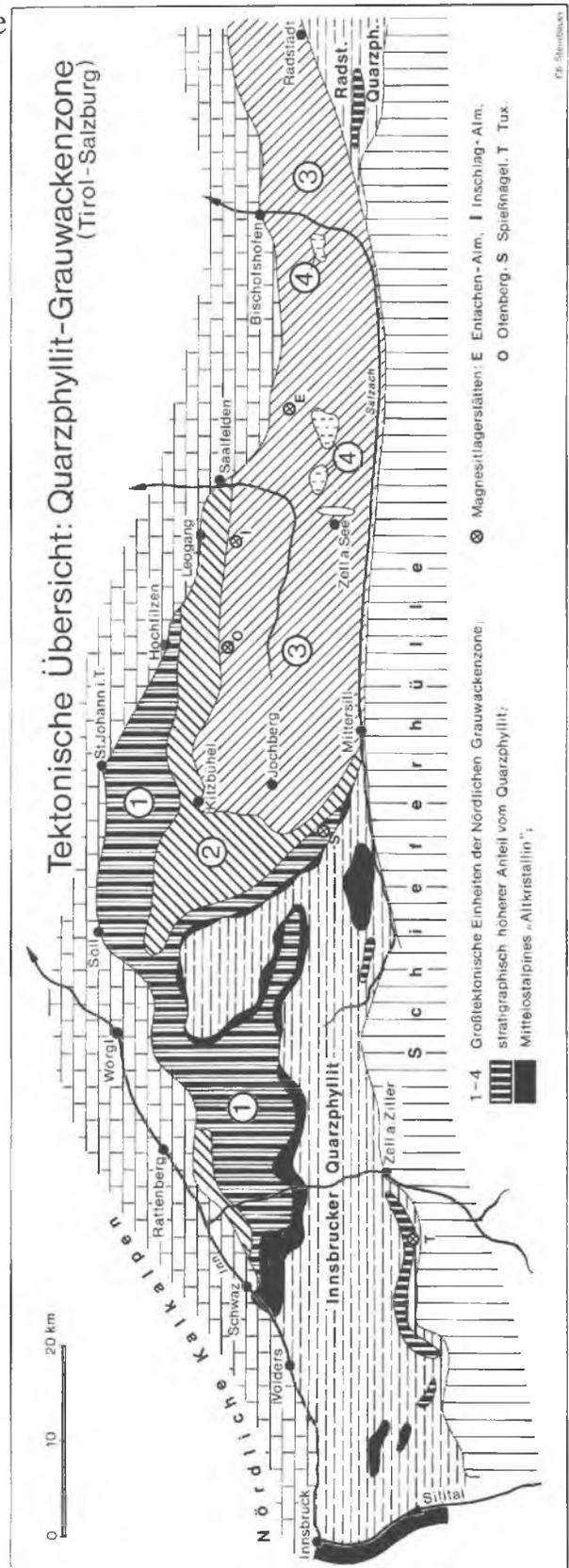


Abb. 59. Die Quarzphyllit- und Grauwackenzone zwischen Innsbruck und Radstadt (nach H. MOSTLER)

liegt er heute durch alpidische Schuppung überarbeitet und gestört vor.

Da nach lithofaziellen Vergleichen wahrscheinlich ist, daß ein Teil des Gesteinsbestandes in der Landecker Quarzphyllitzone dem Postvariszikum angehört, ein tieferer Bereich aber als altpaläozoisch aufzufassen ist, stellt sich die Frage nach der Liegendgrenze dieses Paläozoikums. Sie könnte in der Übergangszone zu den

liegenden Phyllitgneisen gezogen werden, die damit ein vorvariszisches Relikt des oberostalpinen Sockels mit der Grauwackenzone als Auflage bilden würden.

Die Problematik der Phyllitgneise und der Grenze zum Kristallin der Samnaun- und Silvrettagruppe (Thialspitzzone) wird im Kapitel 3.8.2.3. erörtert.

3.6.4. Die Flaurlinger Quarzphyllite

Südlich Telfs tritt am Fuß der Ötztaler Alpen eine etwa 1 km breite Zone aus Quarzphylliten auf, die nach Meinung von O. SCHMIDEGG (1964) im Süden allmählich in Graphitphyllite, Phyllitglimmerschiefer, Glimmerschiefer und Gneise übergehen. Während O. SCHMIDEGG daraus auf eine ursprünglich sedimentäre Auflage über Gneisen des Ötztalkristallins schloß, fanden S. HOERNES & F. PURTSCHELLER (1970) in den Phylliten Relikte einer älteren, höheren Metamorphose. Neuaufnahmen zeigten jedoch, daß vor allem im Norden durchwegs progressiv metamorphe Tonschieferabkömmlinge, Grünschiefer, Serizitphyllite, Dolomite und Bänderkalke auftreten, die alle nur Anzeichen einer schwachen Metamorphose aufweisen. Nach A. NOWOTNY (1979) folgt nach einer Störungszone im

Süden dieser Gruppe ein Horizont mit granatführenden Phylliten und Serpentiniten. Erst danach schließt das eigentliche Ötzkristallin an, in dem Amphibolite und Paragneise die dominierenden Gesteine sind.

Die analoge Position dieser Zone zum Kristallin, der progressiv metamorphe Gesteinsbestand und die lithofaziellen Parallelen mit anderen Segmenten der Grauwackenzone machen trotz Fehlens von Fossilien auch hier ein altpaläozoisches Alter von großen Teilen des Quarzphyllitkomplexes wahrscheinlich. In Übereinstimmung mit A. TOLLMANN (1963) liegt es daher nahe, südlich Telfs ein Bindeglied zwischen den fossilereeren Grauwackenabschnitten des Westens und den fossilbelegten Abschnitten des Ostens (Umgebung Kitzbühel) anzunehmen.

3.6.5. Die Grauwackenzone der Kitzbühler Alpen

In den Kitzbühler Alpen umfaßt die Grauwackenzone ein Gebiet, das im Osten von der Zeller Furche begrenzt wird und im Süden bis an das Salzachtal reicht; ab Mittersill nimmt die Südgrenze gegen Westen einen bogenförmigen Verlauf, der um den Großen Rettenstein und Hopfgarten in die Täler südlich der Wildschönau führt; von hier zieht sie wieder in annähernd E-W-Richtung in den Norden des Märzengrunds, übersetzt bei Fügen das Zillertal und streicht bei Pill westlich Schwaz spitzwinklig in das Inntal.

Der Nordrand der Grauwackenzone verläuft von Schwaz in nordöstlicher Richtung südlich des Inn bis nahe dem Ausgang des Zillertales; von hier zieht die Grenze an die Nordseite der Wildschönau, über das Brixental, südlich des Wilden Kaisers nach St. Johann. Die östliche Fortsetzung folgt ungefähr der Linie Fieberbrunn – Hochfilzen – Leogang nach Saalfelden.

Die Berge der Kitzbühler Alpen sind eher sanft geformt, almenreich und stark begrünt, mit meist weicheren Karformen. Die Höhen liegen

um zweitausend Meter, öfter auch etwas darüber (Gaisstein, 2364 m; Gr. Rettenstein, 2362 m). Felsenbildungen sind am häufigsten, wenn Kalke und Dolomite vorkommen (Spielberghorn, 2044 m; Kitzbühler Horn, 1996 m; Gr. Rettenstein, 2362 m). Auch manche Grünschiefer können deutlicher in Erscheinung treten.

Die oben skizzierte Verbreitung wird durch meist scharfe geologische Grenzen bestimmt: Während im Salzachtal die Südgrenze der Grauwackenzone durch die Tauernnordrandstörung markiert wird, bildet im Südwesten gegen die Innsbrucker Quarzphyllite ein schmales Kristallinband den weiteren Rahmen. Während diese Orthogneise – bekannt unter der Bezeichnung *Kellerjochgneise* (= Schwazer Augengneise, TH. OHNESORGE, 1908) – nach V. KNEIDL (1971) fließende Übergänge zu den Quarzphylliten haben, hält R. v. KLEBELSBERG (1935) sie für schieferungsparallele Einlagerungen an oder nahe der Grenze vom Innsbrucker Quarzphyllit zu den Wildschönauer Schiefen der Grauwackenzone, wobei sie, wie O. SCHMIDEGG (1951a) hervor-

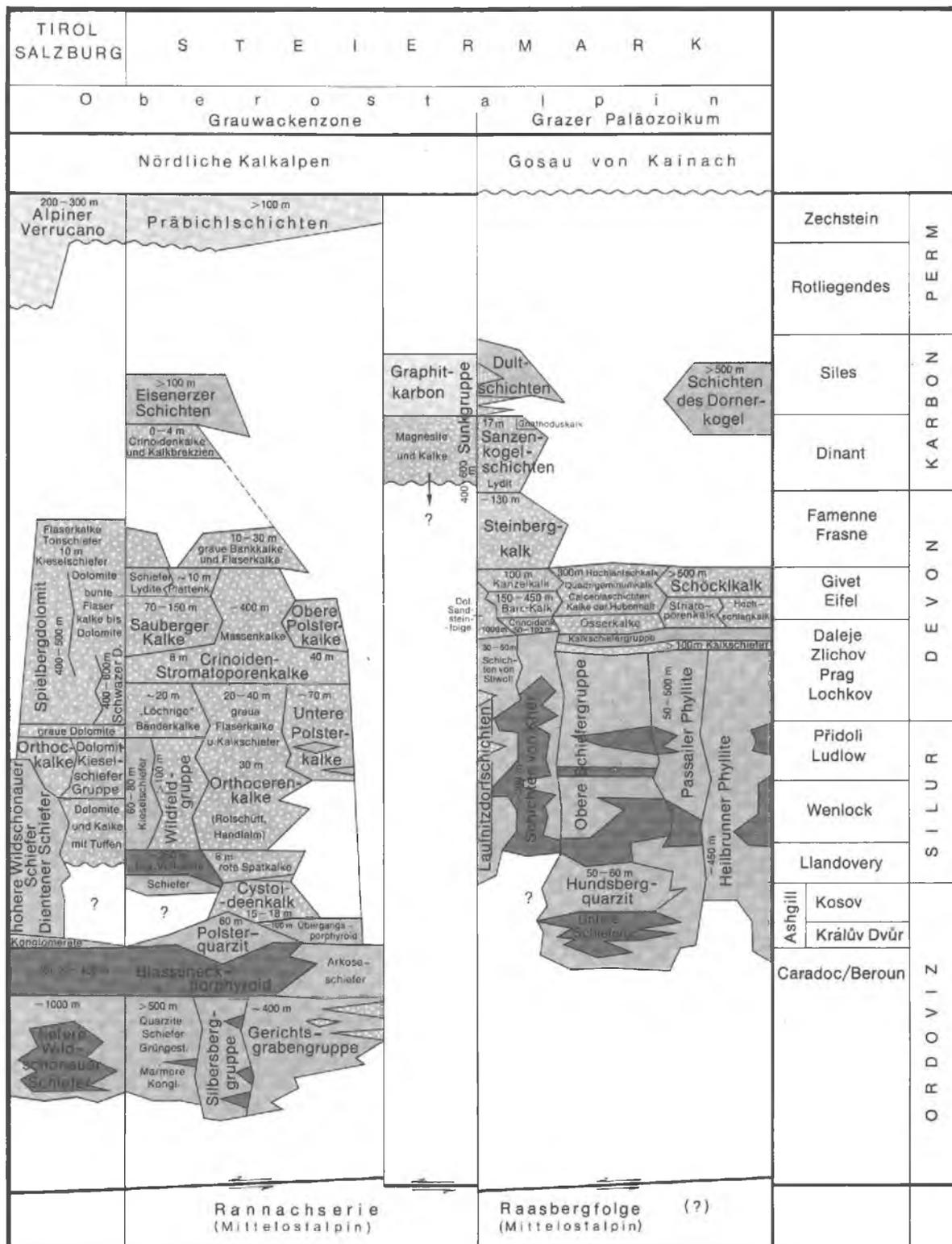


Abb. 60. Paläozoikum der Grauwackenzone und Grazer Paläozoikum

hebt, steilachsig schlingenförmig gebogen, mit Quarzphyllit verschuppt und randlich oft stark phyllonitisiert sind. Nach A. TOLLMANN (1963) sind diese Gesteine Relikte der mittelostalpinen Einheit zwischen dem unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllit und der oberostalpinen Grauwackenzone. In jedem Fall markieren sie in perl-schnurartig verteilten Vorkommen eine bedeutende Bewegungsfläche.

Die geologische Nordgrenze der Grauwackenzone wird östlich von Schwaz durch den Zug der Schwazer Dolomite (Devon) gebildet, der tektonisch an Trias grenzt. Am Höseljoch enden diese Dolomite und erscheinen erst wieder östlich Oberau. Im Norden schließt daran eine Schuppenzone aus Trias, Devon-Dolomiten und Grauwackenschiefern an, die die Grenze zu den Kalkalpen bildet. Von Wörgl nach Osten wird die permokarbone Basisserie der Kalkalpen (= Postvariszikum der Grauwackenzone) bis 4 km breit. Sie grenzt im Norden mit scharfer lithologischer Grenze gegen die hangende Mitteltrias; gegen das Altpaläozoikum im Süden ist die Begrenzung hingegen unregelmäßig buchtig und häufig gestört. Die wenigen ungestörten Profile, der ortsgebundene Grobschutt in der Basalbrekzie des postvariszischen Anteils und der regionale Zusammenhang zwischen der Grauwackenzone und den Nördlichen Kalkalpen lassen jedoch keinen Zweifel an der Feststellung, daß ursprünglich ein sedimentärer Verband zwischen beiden Zonen bestanden hat (vgl. H. MOSTLER, 1972; W. HEISSEL, 1972).

3.6.5.1. Die Schichtfolge

Wildschönauer Schiefer

Das Hauptgestein in den Kitzbühler Alpen kann altersmäßig in zwei Gruppen gegliedert werden, nämlich in einen älteren, vermutlich ordovizischen Abschnitt und in einen jüngeren, der Llandovery, Wenlock und vielleicht Ludlow vertritt.

Der tiefere Schieferkomplex, in dem bisher keine Fossilien gefunden wurden, besteht aus einer mehr oder weniger einheitlichen Schiefer-/Subgrauwackenfolge, die auf ein wenig differenziertes Liefergebiet hindeutet. Die Monotonie dieser Sedimente wird vielfach von vulkanischen Einschaltungen unterbrochen, deren Hauptverbreitung im Osten und Südosten des engeren Kitzbühler Raumes von Jochberg bis zur Zeller Furche liegt, während um Kitzbühel die Grünschiefer auf wenige Züge mit kleineren Vorkommen aufgesplittet sind. Die Effusiva zeigen ein Spektrum, das von Serpentiniten über Pyroxenite, Gabbros, Proterobasen, Diabas-Spiliten, Spiliten, Keratophyr-Spiliten, Keratophyren bis zu

Albititen reicht. Man erkennt hier alle Übergänge zu den umgebenden Schiefern; im Mittel dürften die Vulkanite und ihre Abkömmlinge bis zu 30% des Schieferkomplexes aufbauen (vgl. auch E. COLINS et al., 1977).

Die („intrusiven“) Diabase, die nach ihrem Gefüge in solche mit doleritischem, ophitischem und porphyrischem Gefüge untergliedert werden können, sind in mehrfacher Wiederholung meist als Lagergänge in die Tuffe eingedrungen und werden bis 20 m, in seltenen Fällen sogar bis 60 m mächtig. Im Gegensatz zu den weit anhaltenden Tuffen haben sie nur eine geringe laterale Verbreitung. Für den Tiroler Raum ergibt sich im Verhältnis beider ein merkbares Übergewicht zugunsten der Tuffe. Laven treten im Vergleich zum Gebiet östlich der Zeller Furche in den Hintergrund. Für sie und die Lagergänge kann ein Ausgangsmagma mit schwacher Tendenz zu Alkalibasalten angenommen werden. Gelegentlich kommt es innerhalb der Tuffe zum Auftreten von Agglomeratlagen. Da diese vor allem Amphibolite und Granathornblendegneise aufgearbeitet haben, sind sie als Zeugen des Untergrundes von großer Bedeutung.

Die Äquivalente des Blasseneck-Porphyrroids (Oberes Ordovizium)

Über den tieferen Wildschönauer Schiefern folgen bis 600 m mächtige saure Vulkanite, die sich nach ihrem einheitlichen Chemismus ausschließlich von Quarzporphyren und deren Tufffolge ableiten und durch die schwache Metamorphose zu Porphyroiden umgewandelt worden sind. Ihre Hauptverbreitung liegt in den Kitzbühler Alpen am Wildseeloder, der Hohen Salve und am Hahnenkamm.

Das Verhältnis von massigen Porphyroiden zu Porphyroidtuffen bzw. Tuffiten kann stark wechseln. Während z. B. um die Hohe Salve Porphyroidtuffe über echte Laven dominieren, überwiegen am Hahnenkamm und am Wildseeloder massige Typen. Häufig zeigt der Porphyroid lateral stark schwankende Mächtigkeiten. So nimmt seine Mächtigkeit beispielsweise am Nordfuß des Hahnenkamms auf kurze Entfernungen von 200 m auf 25 m ab. Südlich Aschau konnten schließlich in einer Position, die dem Porphyroid entspricht, nur mehr dünne Lagen von Tuffiten beobachtet werden.

Die große flächenmäßige Verbreitung der Porphyroide (rund 300 km streichende Länge), die Verschweißung von Fremdgestein mit Porphyroidmaterial, Mineraleinsprenglinge, Obsidian bzw. Glasfetzen, Reste von eutaxitischen Gefügen und die schon primären Mächtigkeitschwankungen werden neuerdings als Gründe

angeführt, daß ihre Platznahme subaerisch im Sinne von Glutwolkenabsätzen (Ignimbriten) erfolgt sei.

Über die Gleichsetzung der Porphyroide im Westabschnitt der Grauwackenzone mit dem Blasseneck-Porphroid im Ostabschnitt hat niemals ein Zweifel bestanden. Obwohl im Gegensatz zur Umgebung von Eisenerz die Porphyroide des Kitzbühler Raumes bisher nicht durch Fossilien datiert werden konnten, ist auch für sie ein Alter im höheren Caradoc oder an der Grenze zum Ashgill zu vermuten.

Silur-Transgressionsbildungen

Über dem Porphyroid und seinem Tufffolge folgt lokal (z. B. Klausenbachgraben westlich Kitzbühel) ein maximal 80 m mächtiger Schieferhorizont, der Gerölle aus Porphyroid, Feldspat- und Quarzsandstein, Tonschiefer, Kiesel-schiefer und basischen Effusiva führt. In dieser Abfolge geht die zuunterst noch „porphyroide“ Grundmasse nach oben allmählich in eine tonig-sandige Matrix über. Die Geröllgemeinschaft bleibt jedoch gleich, sieht man von der Abnahme der Porphyroidkomponenten ab.

Als z. T. äquivalente Bildungen über den tieferen Wildschönauer Schiefen bzw. dem Porphyroid sind Arkosen, Feinkonglomerate und gradierte Sandsteine im Gebiet der Spießnägel südlich Kirchberg aufzufassen. Ebenso können damit die basalen Sandsteine im Profil Westendorf, etwa 7 km westlich von Kitzbühel, parallelisiert werden. Beide Vorkommen sind im Hangenden mit Kalken des mittleren und höheren Llandovery sedimentär verbunden. Daraus ergibt sich analog dem Ostabschnitt der Grauwackenzone, den Karnischen Alpen und den Karawanken auch für die Kitzbühler Alpen die Vorstellung, daß dieser klastische Horizont an den Beginn des Silurs gehört. Trifft dies zu, ist es naheliegend, auch diese Sedimente im Zusammenhang mit der weltweit zu beobachtenden Transgression des Silurmeeres zu sehen und in Übereinstimmung mit H. MOSTLER (1968, 1970) teilweise als Transgressionskonglomerate zu deuten. Gleichzeitig führen diese Überlegungen aber zur Schlußfolgerung, daß zwischen dem älteren Porphyroid und dem transgressiven Silur örtlich mit Schichtlücken zu rechnen ist.

Im Zusammenwirken von bruchtektonischer Aktivität zu Beginn des Silurs und unterschiedlicher Mächtigkeit des oberordovizischen Porphyroids erklärt sich die Vielfalt der silurischen Ablagerungen. Sie reichen von einer mehr oder weniger monotonen Schieferfazies („Höhere Wildschönauer Schiefer“) über Schwellenbildungen mit kondensierten Abfolgen bis zu Flach-

wasserkalken, die vor allem das Bild im Llandovery prägen.

Die höheren Wildschönauer Schiefer (= Dientener Schiefer, partim)

Die Unterschiede zu den älteren Schiefen liegen vor allem in der Mächtigkeit, die 200 m nicht übersteigt, im Fehlen von Grüngesteinen, dem Auftreten von konglomeratischen Partien und der dunklen, bisweilen schwarzen Farbe der Gesteine. Nach oben gehen sie in eine 10–30 m mächtige Wechsellagerung von Kieselschiefern und Karbonaten des mittleren bis höheren Silur über (z. B. Lachtalgrundalm bei Fieberbrunn, Hahnenkamm, Kitzbühler Horn Südseite, Hohe Salve). Über diesem *Dolomit-Kieselschiefer-Komplex* (H. MOSTLER, 1966) folgt nach einem überregionalen Fazieswechsel in oder über der Graptolithenzone 34/35, d. h. nach dem Unter-Ludlow, der Beginn der geschlossenen Karbonatentwicklung.

Im Gebiet von Schwaz vermutete allerdings H. PIRKL (1961) ein Höherreichen der Wildschönauer Schiefer bis an die Basis des Schwazer Dolomits (Unterdevon). Eine Bestätigung für diese Annahme steht aber noch aus, da im Grenzbereich zwischen den Wildschönauer Schiefen und den maximal 10 m mächtigen Quarziten, die den Schwazer Dolomit unterlagern, bisher noch keine Fossilien gefunden werden konnten.

Der oben genannte Dolomit-Kieselschiefer-Komplex lieferte an der Lachtalgrundalm bei Fieberbrunn bestimmbare Graptolithen (H. JAEGER, 1978), nämlich *Monograptus bohemicus* (BARRANDE), *Monograptus dubius* cf. *frequens* (JAEKEL), *Monograptus* sp. indet. ex gr. *colonus* (BARRANDE)? Nach diesen Formen und gleichzeitigen Conodonten (sagitta-Zone) ist die Fundschicht mit der Graptolithenzone 33 im Unter-Ludlow zu datieren.

Kalke des älteren Silurs

Im Westabschnitt der Grauwackenzone sind tief-silurische Karbonatgesteine bisher nur aus der Umgebung von Kitzbühel bekannt (Lachtalalm, Westendorf, Spießnägel). Es handelt sich um wenige Meter mächtige, kondensierte Kieselknollenkalke, rote Kieselkalke und bis 30 m mächtige Crinoiden- und schwarze bioarenitische Kalke, die der celloni-Zone, d. h. dem jüngeren Llandovery angehören. Die unterschiedliche litho- und biofazielle Ausbildung und die Verteilung dieser Typen weist für diese Zeit auf eine Gliederung des Ablagerungsraumes vom flachen Wasser bis in Stillwasserbereiche. Örtlich sind den Karbonatsedimenten Tuffite zwischenge-

schaltet; sie wurden einer Spätphase des älteren Quarzporphyr-Vulkanismus zugeordnet, doch scheint ein kausaler Zusammenhang mit der frühsilurischen Faziesdifferenzierung wahrscheinlicher.

Karbonate des Mittel- und Obersilurs

Noch innerhalb der amorphognathoides-Zone (= ältestes Wenlock) vollzieht sich im Kitzbühler Altpaläozoikum ein einheitlicher Wechsel zu laminierten Dolomiten, in die sich dünne Kiesel-schieferlagen zwischenschalten („*Dolomit-Kiesel-schiefer-Komplex*“ nach H. MOSTLER, 1966). Das maximal 30 m mächtige Schichtglied reicht bis ins älteste Ludlow. Über der ploeckensis-Zone (= ab Mittel-Ludlow) folgen ca. 10 m schwarze laminierte Dolomite, die lokal von grauen, bis 17 m mächtigen Orthocerenkalken vertreten sein können. Darüber kommt es zur Ausbildung meist heller, aber auch brauner Dolomite sowie rötlicher Cephalopodendolomite und Flaserdolomite mit zwischengeschalteten Kalken („*Kitzbühler Horn Serie*“). Diese Entwicklung beginnt im Obersilur (eosteinhornensis-Zone); ihre Obergrenze liegt vermutlich im Prag.

Das Devon

Nach den bisherigen Ergebnissen hält die obersilurische Karbonatentwicklung über die Silur/Devon-Grenze an. Neben der schon oben erwähnten *Kitzbühler Horn Serie* ist im Unterdevon vor allem der bis 600 m mächtige *Schwazer Dolomit* anzuführen, der von Schwaz im Westen bis östlich des Wörgler Baches einen mehr oder weniger zusammenhängenden Zug bildet. Es handelt sich um einen meist grauen, grobkörnig kristallinen Dolomitkörper, der die Zeitspanne vom Lochkov bis in das Prag repräsentiert. Mikrofazial können zwei Typen unterschieden werden: Während im unteren Teil biogenarme bis biogenfreie, laminierte Dolomite vorherrschen, besteht die Hauptmasse darüber aus dolomitisierten, organodetrinitischen Kalken mit Orthoceren, Crinoiden, Korallen, Bivalven und anderem Fossilschutt. Aus dem tieferen Anteil im Schwazer Dolomit führte H. PIRKL (1961) an: *Syringaxon zimmermanni* WEISSERMEL, *Thamnopora* cf. *reticulata* (BLAINVILLE), *Coenites* (?) *volaicus* (CHARLESWORTH).

Der *Spielbergdolomit* (A. MAVRIDIS & H. MOSTLER, 1970) baut hingegen den Karbonatgesteinszug von Kitzbühel im Westen bis Leogang im Osten auf. Lithofazial gleichen diese Dolomite dem Schwazer Dolomit, da sie ebenfalls reichlich Biogenschutt, wie Crinoiden, Korallen, Bryozoen, Gastropoden und Stromatoporen führen. Untergeordnet kommen auch rötliche bis

graue, mitunter schwarze Dolomite vor. Letztere können relativ fossilreich sein, doch ist die Erhaltung stets nur mäßig und exakte Bestimmungen sind daher kaum möglich. Immerhin erlauben Korallen die Feststellung, daß im Spielbergdolomit Unterdevon vertreten ist und die jüngsten Anteile vielleicht bis ins ältere Mitteldevon reichen könnten.

Den Spielbergdolomiten steht in einem südlichen, tektonisch getrennten Streifen eine z. T. gleich alte Fazies gegenüber („*Südfazies*“), die in ihren basalen, unterdevonischen Partien Anklänge an den Schwazer Dolomit (bis 140 m helle Dolomite) erkennen läßt. Darüber folgen – biostratigraphisch bis jetzt noch nicht genau erfaßt – rote Flaserdolomite und vorwiegend dunkle Dolomite des höheren Unterdevons und Mitteldevons. Den Abschluß bilden maximal 10 m mächtige Tonschiefer, Kiesel-schiefer, tonreiche Kalke und Flaserkalke, die nach Conodonten in die Cheiloceras-Stufe zu stellen sind. Im älteren Famenne endet damit das bis heute bekannte Altpaläozoikum des Westabschnitts der Grauwackenzone.

Das Post-Variszikum (Hochfilzener Schichten)

In den nördlichen Kitzbühler Alpen ist ein ca. 4 km breiter Streifen von örtlich karbonen, vorwiegend aber permoskythischen Ablagerungen den Kalkalpen z. T. weit vorgelagert und mit der altpaläozoischen Grauwackenzone verschuppt oder noch in einem Transgressionsverband, wie am Hahnenkamm bei Kitzbühel und am Gaisstein bei Kirchberg. Häufig ist am Kontakt eine Basalbrekzie ausgebildet, die als Komponenten die meisten der in der Grauwackenzone vorkommenden Gesteine oder nur untergrundbezogene Gesteine führt. Darüber folgen rote Schiefer, Sandsteine und Magnesiteinschaltungen; Quarzporphyrtuffe schließen diesen Zyklus nach oben ab.

Recht unvermittelt setzen anschließend polymikte Konglomerathorizonte ein, die durch sandige Schieferlagen getrennt werden. Erst im Oberrotliegend und im Zechstein treten die Grobschüttungen wieder in den Hintergrund. An ihre Stelle treten sandige Schiefer und rote Sandsteine als ein Zwischenglied des insgesamt etwa 250 m mächtigen Permoskythsandsteins.

Im klastischen Perm der Grauwackenzone fehlt bisher jeder Fossilnachweis. Regionale Vergleiche zeigten aber überzeugend die Niveaubundenheit der Quarzporphyre zwischen dem Unter- und Oberrotliegend. Daher ist versucht worden, diese Zeitmarke auch für die Gliederung des Postvariszikums in den Kitzbühler Alpen anzuwenden, zumal die Lithologie die

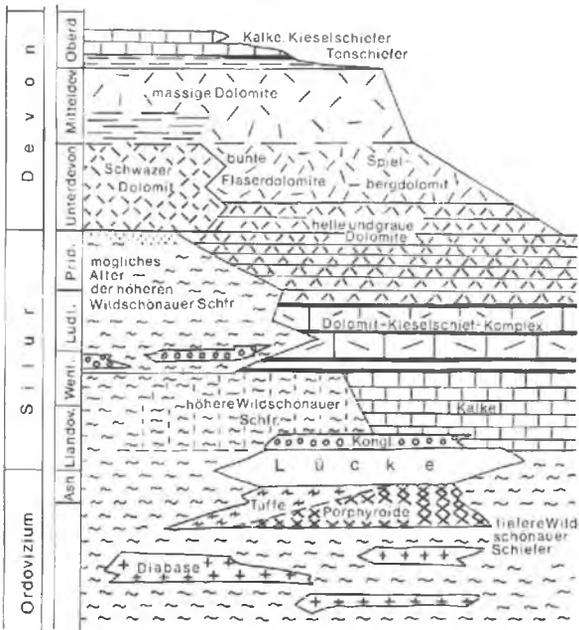


Abb. 61. Stratigraphie der Tiroler Grauwackenzone (nach H. MOSTLER verändert und ergänzt)

Annahme einer deutlichen Zäsur der Sedimentationsbedingungen gut stützen kann. Die tektonische Umgestaltung, die einen Umschlag in der Sedimentation zur Folge hat, ist nach diesen Überlegungen als Ausdruck der Saalischen Phase zu werten.

Im Schwarzeotal westlich Leogang ist seit langem ein Vorkommen von pflanzenführendem Karbon bekannt. W. J. JONGMANS bestimmte daraus Visé- und Westfalflora. Der Fundpunkt konnte aber bisher nicht wiederentdeckt werden. Daher ist auch die Beziehung vom Karbon zu den oben genannten Permoskythablagerungen ungeklärt.

3.6.5.2. Bemerkungen zur Tektonik

In älteren Arbeiten wurde wiederholt die Ansicht vertreten, daß die Kitzbühler Alpen durch einen nordvergenten, großräumigen Falten- und Schuppenbau charakterisiert sind, aber die Frage des relativen Anteils von variszischer und alpidischer Tektonik an diesem Bau nur schwierig zu beantworten sei. Das gleiche Problem stellt sich auch heute. Da aus tektonischen, paläogeographischen und faziellen Gründen ein gemeinsamer Ferntransport der Grauwackenzone und der Kalkalpen aus einem weit im Süden gelegenen Bereich in alpidischer Zeit heute mehr denn je wahrscheinlich ist, ergibt sich die Frage, in welchem Maße variszische Strukturelemente dabei unversehrt mittransportiert worden sind. Eine Antwort kann nur die vergleichende Analyse des

Flächen- und Achsengefüges von Grauwackenzone und Kalkalpensüdrand geben. Sollte der Strukturplan in beiden Einheiten gleich oder ähnlich sein (dies scheint der Fall zu sein), sind voralpidische Strukturen von alpidischen im Altpaläozoikum wohl kaum mehr zu unterscheiden.

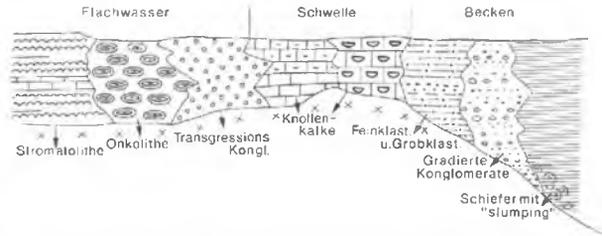


Abb. 62. Faziesverteilung im Llandovery der Grauwackenzone (Tirol und Salzburg)

Der hier behandelte Abschnitt der Grauwackenzone gliedert sich in vier, E-W-streichende, von der Fazies bestimmte tektonische Einheiten (= Faziesdecken). Sie grenzen längs nordvergenter Überschiebungs- und Aufschiebungslinien aneinander oder sind durch steilstehende Brüche getrennt. An diesen Störungen sind Steilstellungen zu beobachten, die bis zur Überkipfung gehen können, oder es kommt an den Deckenstirnen zur Hochschleppung von Schürflingen und zur Abscherung einzelner Stirnschuppen. Zum reichhaltigen tektonischen Inventar gehören ferner Stauchungen, nordvergente Faltungen und Ausquetschungen einzelner Schichtglieder, so daß z. B. Devon auf dem Oberordoviz-Porphyr oid bzw. direkt auf den Wildschönauer Schiefer liegen kann.

Im Norden der Grauwackenzone herrscht allgemein steiles Südfallen, im Süden hingegen Nordfallen. Die Achsen aller Einheiten haben vorwiegend E-W-Richtung und fallen flach nach Osten und gelegentlich auch nach Westen. Diese E-W-streichenden Großstrukturen werden von N-S und NE-SW-Brüchen nur gering gestört.

Das Prinzip von Faziesdecken tritt im Zug des Spielbergdolomits besonders deutlich hervor. Hier dürfte eine weiträumige Überschiebung dieses Zuges über eine im Süden und Norden faziell ähnliche Einheit („Südfazies“) mit nachträglicher Einmündung und erneuter Anpressung erfolgt sein. Überdies zeigt sich, daß zwischen der größten Porphyroidmächtigkeit und der Mächtigkeit der devonischen Karbonate (organodetritische Spielbergdolomite) eine gute Korrelation herrscht. Diese nicht nur auf das Kitzbühler Altpaläozoikum beschränkte Erscheinung läßt somit den Schluß zu, daß in Hochzonen, d. h. in Gebieten mit maximaler ursprünglicher Porphyroidakkumulation, bevorzugt organogene Karbonatproduktion stattfand.

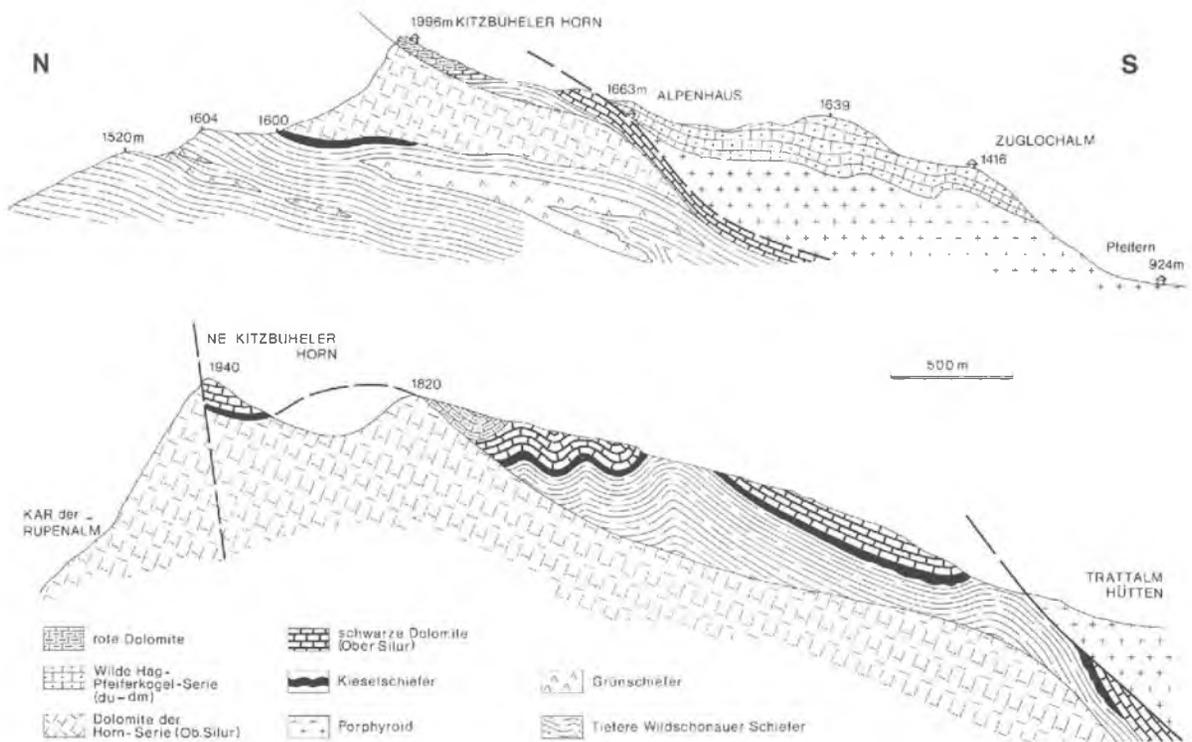


Abb. 63. Der Bau des Kitzbüheler Horns nach G. EMMANUILIDIS & H. MOSTLER, 1970 (umgezeichnet)

3.6.6. Die Grauwackenzone von der Zeller Furche bis Radstadt

Das Kitzbühler Altpaläozoikum setzt östlich der Zeller Furche in einen nach Osten schmaler werdenden Streifen fort. Die Berge werden bei ähnlichen Bergformen wie westlich Zell am See nach Osten allmählich niedriger und sinken schließlich bei Radstadt unter die Waldgrenze ab (Hundstein, 2117 m; Hochgrüneck, 1827 m; Roßbrand, 1770 m). Durch das nach Norden biegende Salzachtal entstand ein tiefer Einschnitt, hinter dem im Norden die hellen Felsmauern der Kalkalpen aufsteigen.

Die Nordgrenze folgt der Linie Saalfelden-Alm-Bischofshofen-Fritzbach-Filzmoos zum Südfuß des Dachsteins. Während hier örtlich noch der normale Transgressionsverband der Grauwackenzone mit den Kalkalpen erhalten ist (es überwiegt intensive Schuppenbildung zwischen Altpaläozoikum und Kalkalpenbasis, so z. B. im „Werfener Schuppenland“), ist der Südrand eine bedeutende Störungszone. Diese tritt im Westen als Salzachtalstörung (Tauernnordrandstörung) sehr markant in Erscheinung und setzt nach Osten in die Grenze zwischen Ennstaler Phylliten und dem südlich anschließenden Kristallin der Niederen Tauern fort. An ihr keilt im Forstautal das Schladminger Kristallin tektonisch nach

Westen aus, doch markieren vereinzelt Kristallinlamellen und Reste zentralalpiner Mesozoikums den weiteren Verlauf der Grenzstufe. Bei Fehlen dieser trennenden Elemente ist die Grenzziehung wegen der Ähnlichkeit der Gesteine der Quarzphyllitdecke im Süden (= Radstädter Deckensystem) mit den Phylliten der Grauwackenzone im Norden erschwert. Mitunter wird daher die Annahme einer mehrere 100 m breiten Schuppenzone (z. B. zwischen Forstau- und Preuneggatal) den Grenzverhältnissen am Südrand der Grauwackenzone am besten gerecht. Um die Bedeutung dieser Störung hervorzuheben, mögen die eingeklemmten Tertiärvorkommen von Radstadt und Wagrain erwähnt werden.

Der Gesteinsbestand in diesem Segment unterscheidet sich nur unwesentlich vom Kitzbühler Altpaläozoikum. So nehmen auch hier die früher unter der Bezeichnung „Pinzgauer Phyllit“ bekannten Schiefer im Liegenden des oberordovizischen Porphyroids die größte Verbreitung ein. Sie entsprechen in lithologischer Hinsicht völlig den oben genannten Wildschönauer Schiefen; etwa zwei Drittel des Gesamtumfangs besteht aus pelitischen Folgen, der Rest wird von Sub-

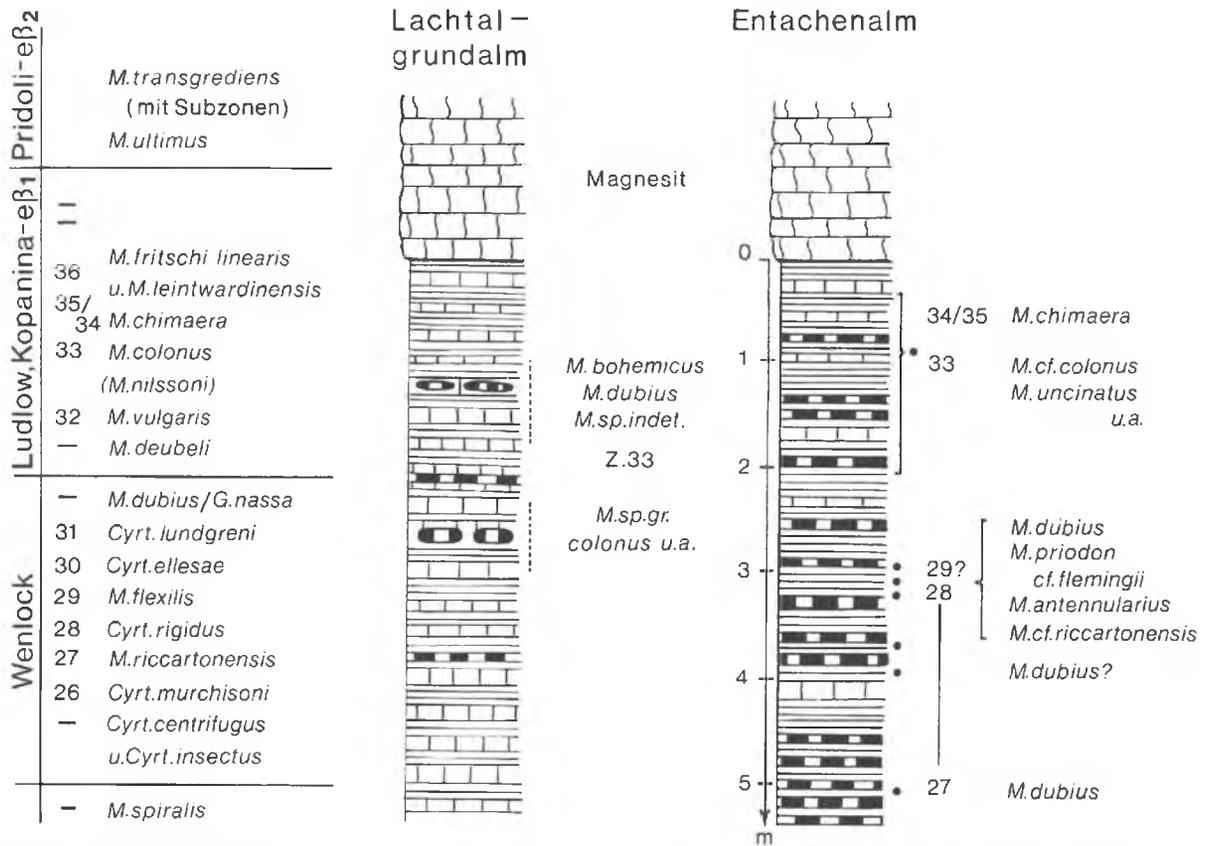


Abb. 64. Die Graptolithenvorkommen an der Lachtalgrundalm bei Fieberbrunn (Tirol) und an der Entachenalm bei Hintertal (Salzburger Grauwackenzone) nach H. JAEGER (1978)

grauwacken gebildet. In diesen Schieferkomplex schalten sich z. T. mächtige basische Laven und Tuffe ein. Erstere sind hier weit häufiger als im Kitzbühler Raum. Von den Diabasen sind solche mit ophitischer Struktur mengenmäßig am stärksten verbreitet. Mit porphyrischen Diabasen sind Kristalltuffe bis lapilliführende Tuffe verbunden, die durch ihre rotviolette bis intensiv grüne Färbung im Gelände auffallen (vgl. F. K. BAUER et al., 1969).

Die Porphyroide treten in diesem Abschnitt in zwei Typen auf. Neben massigen Porphyroiden sind häufig Serizitschiefer entwickelt, die als stark verschieferte Porphyroide gedeutet werden. Sie treten im Vergleich zu den Tuffen und Tuffiten jedoch stark zurück.

Auffallend sind auch in diesem Gebiet die stark schwankenden primären Mächtigkeiten des Porphyroids, der ähnlich dem Kitzbühler Raum im Hangenden in feinkonglomeratische Partien übergeht, in denen der Gesteinsbestand der Unterlage aufgearbeitet ist.

Dientener Schiefer

Unter dieser Bezeichnung wird in der Salzburger Grauwackenzone eine feinklastische Folge des jüngeren Llandovery bis mittleren Wenlock verstanden, die von den älteren Grauwackenschiefern stets gut abtrennbar ist. Es handelt sich um schwarze Tonschiefer, Alaunschiefer, Kiesel-schiefer und Lydite, in die sich im höheren Teil bituminöse Kalkbänke einschalten. Daraus entwickelt sich im Hangenden die „Kalk-Kiesel-schiefer-Serie“ = „Dolomit-Kiesel-schiefer-Komplex“ um Kitzbühel.

Während aus dem Niveau mit den dunklen Kalklagen am Nagelschmiedpalfen bei Dienten eine reiche Muschel- und Orthocerenfauna stammt, die zuerst von F. v. HAUER (1847) und später von G. STACHE (1879–1890) sowie F. HERITSCH (1929) ausführlich beschrieben wurde, sind aus charakteristischen Dientener Schiefnern Graptolithen nur von der Entachenalm bei Hintertal bekannt geworden (H. HAIDEN, 1936; O. FRIEDRICH & I. PELTZMANN, 1937; H. JAEGER,

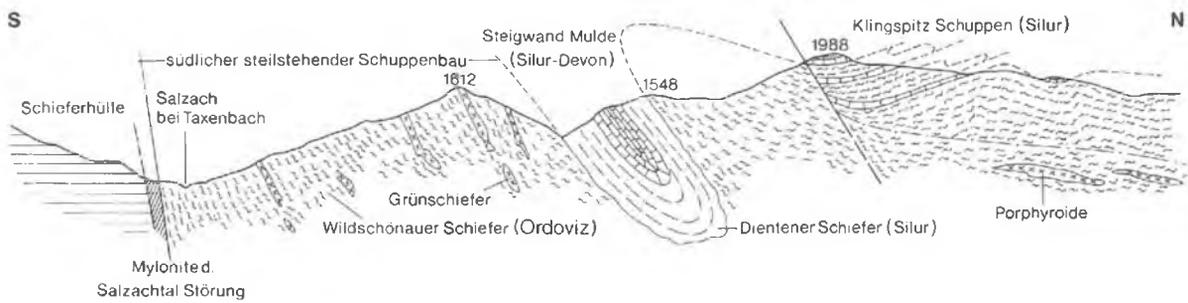


Abb. 65. Ein Nord-Süd Profil durch die Salzburger Grauwackenzone im Gebiet südlich von Dienten (nach F. K. BAUER et al., 1969)

1978). Nach der Revision dieser Fauna und Neuaufsammlungen unterschied H. JAEGER eine Ludlow- und eine Wenlockfauna. Für das Ludlow (Zone 33 und 34/35) werden genannt: *Monograptus uncinatus* TULLBERG, *Monograptus nilssoni* LAPWORTH, *Monograptus cf. roemeri* (BARRANDE), *Monograptus bohemicus* (BARRANDE)?, *Monograptus dubius* (Suess), *Monograptus chimaera* (BARRANDE), *Monograptus cf. colonus* (BARRANDE). Da die Fundschicht der Graptolithen höchstens 2 m unter den hangenden Karbonaten (Magnesit) liegt, ergibt sich, in Übereinstimmung mit graptolithen- und conodontenstratigraphischen Ergebnissen in den Kitzbühler Alpen, auch in der Salzburger Grauwackenzone der Beginn der geschlossenen Karbonatfazies in der Graptolithenzone 34/35 oder wenig später, d. h. zu Beginn des Mittel-Ludlows.

Nach H. JAEGER (1978) treten in den Dientener Schiefen in einem Niveau, das 3–5 m unter den Karbonaten liegt, auch Wenlock-Graptolithen auf, und zwar konnten Formen, die für den höheren Teil des unteren bis mittleren Wenlock kennzeichnend sind (Zone 27–29), erstmals nachgewiesen werden (vgl. Abb. 64).

Obersilurische Karbonatbildungen

Über den Dientener Schiefen folgen nach einer geringmächtigen Übergangszone zwei unterschiedliche Karbonatentwicklungen, nämlich zum einen Teil mindestens 40 m mächtige, gebankte, graue Crinoidenkalken, die nach Osten bis St. Johann einen mächtigen Zug aufbauen, zum anderen dunkelbraune bis ockrige, ostracodenführende Kalkmergel mit Mächtigkeiten bis 120 m. Bisher fehlen Beweise, daß eine der beiden Fazies die Silur/Devon-Grenze überschreitet. Als weiterer auffälliger Unterschied gegenüber dem Kitzbühler Altpaläozoikum gilt das fast völlige Fehlen von Dolomiten des Silurs und Devons.

Das Postvariszikum

Im Mitterberger Gebiet folgt über dem Altpaläozoikum der Grauwackenzone das mit Hilfe von Sporen ins Oberkarbon eingestufte Gainfeldkonglomerat, das vielleicht mit ähnlichen Bildungen bei Filzmoos parallelisiert werden kann. Über diesem nur lokal auftretenden groben Basishorizont schließt eine etwa 900 m mächtige, vorwiegend feinklastische Permo-skyth-Folge an.

Der tiefere, etwa 200 m mächtige Anteil besteht aus rotviolett gefärbten Quarziten und sandigen Schiefen, in denen lokal Dolomit und Magnesitkongregationen eine leicht saline Fazies andeuten („violette Serie“, Fellersbachschichten). Etwa im Mittelteil schalten sich örtlich Quarzporphyrtuffe ein, die auch hier als lithostratigraphischer Bezugspunkt für die Grenze Unter-/Oberrotliegend gewertet werden. Darüber folgen 600–700 m mächtige „grüne Schichten“ (Mitterberger Schichten), die aus grünen und grauen Schiefen, Sandsteinen und Geröllschiefern bestehen. Wie im Liegenden, geben auch hier Einschaltungen von Haselgebirge („grüne Brekzie“, Gips und Anhydrit Hinweise auf Salinarbedingungen. Es dürfte sich demnach um Ablagerungen des extremen Flachwasserbereichs handeln.

Metamorphose und Tektonik

Postkinematische Chloritoidspaltung findet sich als Durchläufermineral in der ganzen Breite der Grauwackenzone. Daneben konnte im Nordbereich Pyrophyllit, Paragonit und „mixed-layer“ Paragonit/Muskowit nachgewiesen werden, während Stilpnomelan erst weiter im Süden auftritt. Demnach war in diesem Segment eine Metamorphose wirksam, die der niedrig temperierten Grünschieferfazies („low grade“ nach H. G. F. WINKLER, 1976) entspricht. Nach der Illitkristallinität gehört die gesamte Salzburger Grauwack-

kenzone mit dem Südrand der Kalkalpen in die Epizone.

Die Intensität der variszischen Metamorphose der Grauwackenzone kann bisher noch nicht in befriedigender Weise beurteilt werden.

Zwischen Zeller Furche und dem Salzach-Quertal gliedert sich die Grauwackenzone in zwei tektonische Abschnitte. Längs des Salzachtals wird der südlichste Bereich der Grauwackenzone von einer 1–3 km breiten Schuppentektonik beherrscht, die nach Norden in einen steilen Faltenbau übergeht. Daran schließen flach

liegende Schuppendecken an, die lokal von kleinräumigen inversen Deckschollen überlagert werden (F. K. BAUER et al., 1969).

Beiderseits der markanten Salzachstörung wird das tektonische Bild von einer deutlichen B-Achsendivergenz bestimmt: Konstant E-W-streichenden Achsen im Süden steht im Norden eine Achsenrichtung um 110° mit merkbar steilerem Abtauchen nach Osten gegenüber. Jüngere Nord-Süd-Störungen und Parallelbrüche der Salzachstörung bewirken eine weitere Zerlegung älterer tektonischer Strukturen dieses Gebietes.

3.6.7. Die Grauwackenzone des Ennstales

Zwischen Schladming, wo der triadische Mandlingzug die Grauwackenzone schräg durchschneidet, und dem Hochgrößen bildet der Ennstaler Phyllitkomplex über eine Strecke von mehr als 40 km einen mehrere Kilometer breiten Streifen, der allgemein als Fortsetzung der Salzburger Grauwackenzone angesehen wird. Südlich von Selzthal (Strechgraben) sind die Phyllite in direktem Zusammenhang mit der Grauwackenzone des Paltenals.

Als Vorberge der Niederen Tauern und im Raume von Gröbming auch des Dachsteinmassivs tritt diese Zone morphologisch kaum in Erscheinung. Erst südlich von Liezen bildet sie eine Berggruppe (Blosen, 1721 m).

Im Gegensatz zur klaren Nordgrenze der Grauwackenzone – sie liegt zwischen Liezen und Steinach unter den Alluvionen des Ennstals bzw. in der weiteren westlichen Fortsetzung am Fuß des Grimming, wo bei St. Martin das westlichste Karbon-Vorkommen liegt – sind die Meinungen über die Südbegrenzung der Ennstaler Phyllite sehr verschieden. So wird von einer Gruppe ein allmählicher metamorpher und stratigraphischer Übergang in die südlichen Wölzer Glimmerschiefer angenommen; andere sprechen von lokaler Abscherung des Daches der Niederen Tauern unter Einklemmung permo-mesozoischer Gesteine (Sölk-Gumpeneckmarmore, Mölbeegg-schuppen) an der Grenzfläche, und schließlich wird für die Ennstaler Phyllite der gleiche Ferntransport vermutet, der nach der Deckenlehre

für die übrige Grauwackenzone als Teil des Oberostalpins gefordert wird. Das tektonische Bild des Grenzbereichs wird dabei auf eine intensive Schuppung im Stirnbereich des Kristallins zurückgeführt, die besonders im Rahmen des Bösensteinkristallins zum Ausdruck kommt.

Die Ennstaler Phyllite umfassen, neben der Hauptmasse dünnblättriger Phyllite, Einschaltungen von Grünschiefern, Kalkphylliten, gelegentlich Bänderkalken sowie schwarze kohlenstoffreiche Schieferhorizonte. Nach R. SCHUMACHER (in H. PRIEWALDER & R. SCHUMACHER, 1976) sind diese Gesteine in variszischer Zeit unter den pt-Bedingungen der Grünschieferfazies umgewandelt und postkristallin intensiv deformiert worden. Dennoch kann noch oft das stoffkonkordante sedimentäre Gefüge und ein ehemaliger Großfaltenbau erkannt werden.

Sieht man von der nur historisch bemerkenswerten Vorstellung eines Karbon-Alters der Ennstaler Phyllite durch L. KOBER (1912) ab, so vertreten nahezu alle späteren Bearbeiter die Meinung, daß die hier angetroffenen Gesteine ein Äquivalent der feinschichtigen Grauwackenschiefer im Liegenden des Porphyroids sind, die nur durch ihren quarzphyllitischen Habitus abweichen. Diese Ansicht konnte in letzter Zeit insofern bestätigt werden, als ein Oberordoviz-Silur-Alter durch Chitinozoen-Funde für Teilbereiche der Ennstaler Quarzphyllite nachgewiesen werden konnte.

3.6.8. Die Grauwackenzone der Eisenerzer Alpen und des Palten-Liesingtals

Im Raum zwischen dem Palten-Liesingtal, Eisenerz und Bruck a. d. Mur zeigt die Grauwackenzone ihre breiteste Entwicklung (20–25 km Breite) und den vollständigsten Schichtbestand. Die Vielfalt der hier angetroffenen Gesteine

reicht von tonig-sandigen Sedimenten und Kalken über basische und saure Eruptiva bis zu angeblich „altkristallinen“ Schollen. Während im Ordoviz und Silur vor allem klastische Sedimente vorherrschen, setzt besonders im Unter-

devon eine mehrere 100 m mächtige Karbonatentwicklung ein. Ihr wird ein Großteil der Kalke am Polster und am Erzberg zugerechnet, weiters der Zug von der Vordernberger Mauer über Eisenerzer Reichenstein (2165 m) und Hohe Lins zum Wildfeld, das Reitingmassiv (Göbeck, 2214 m), die Rauchkoppe, der Zeiritzkampel (2125 m) und die Kalke des Hochspitz wie der Hohen Trett.

Neben der mechanischen Beanspruchung aller Gesteine, hervorgerufen durch die intensive alpidische Einengungstektonik, wurden die polymetamorphen Gesteine der Grauwackenzone und der Südrand der Kalkalpen noch von der alpidischen Metamorphose und Durchbewegung 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 conodontenstratigraphischer Untersuchungen, die in vielen Fällen auch in schwach metamorphen Komplexen noch zu verlässlichen Daten führten.

Vor allem die Kalkberge sind oft stark felsig und bilden Bergformen, die sich von den almenreichen Schieferbergen und den bewaldeten Tälern kontrastreich abheben. Auch an der Südseite des WNW-ESE verlaufenden Palten-Liesingtales gibt es südöstlich Trieben noch Vorberge aus Gesteinen der Grauwackenzone, die etwa 1800 m Höhe erreichen.

3.6.8.1. Die Norische Decke (Obere Grauwackendecke)

Ordovizium

Wie erwähnt, datieren die ältesten Fossilien der Grauwackenzone die Basis des Porphyroids in der Umgebung von Eisenerz ins jüngere Caradoc oder an die Grenze zum Ashgill. Darunter ist eine mehr oder weniger klastische Abfolge entwickelt, die an den Südhängen des Polsters 300 m nicht überschreitet, im Südbereich der Grauwackenzone (z. B. Lange Teichen nördlich Kalwang) aber an die 1000 m mächtig werden kann. Sie besteht aus Serizitschiefern, sandigen Schiefern, Quarziten sowie nahe der Basis geringmächtigen Grünschiefern und einem Marmorband. An der unmittelbaren Basis dieses Altpaläozoikums treten nördlich des Liesingtales über mehr als 10 km Längserstreckung konglomeratische Partien auf. Als Gerölle fanden sich darin Restquarze und auffallend viele helle Orthogneis-komponenten. Letztere weisen auf ein vor-oberordovizisches Granitmassiv, in dessen Nahbe-

reich der Sedimentationstrog der östlichen Grauwackenzone lag.

Die nach unten zu progressiv metamorphe Abfolge mit Biotit- und Granatprossung 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 30 m 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.

Für die *Porphyroide* im Mittelabschnitt der Grauwackenzone gelten in bezug auf die Lithologie, den Chemismus und die Mächtigkeitsverhältnisse die gleichen Feststellungen wie im Westabschnitt. So zeigt sich etwa am Südrand der Grauwackenzone auf wenige Kilometer ein primäres Ausdünnen der noch am Blasseneck mehrere 100 m 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 durch helle Quarzite vertreten werden (z. B. Reitingau, Magdwiesengraben).

Die *Polsterquarzite* als Auflage des Porphyroids sind nur an wenigen Stellen ausgebildet. Sie werden bis 60 m mächtig, sind meist hell und sehr kompakt. In stark verwitterten Zonen führen sie gelegentlich Abdrücke von Bryozoen, Brachiopoden und Echinodermaten, die aber aufgrund ihrer 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 17 m mächtigen, ebenfalls nur lokal verbreiteten *Cystoideenkalke* diese Entwicklung ab (z. B. Polster, Rotschütt).

Silur

Das Silur ist im Mittelabschnitt der Grauwackenzone durch eine mannigfaltige Gesteinsgesellschaft gekennzeichnet, die von Karbonaten über Graptolithenschiefer bis zu Vulkaniten reicht. Als Ursachen der mit Beginn des Silurs einset-

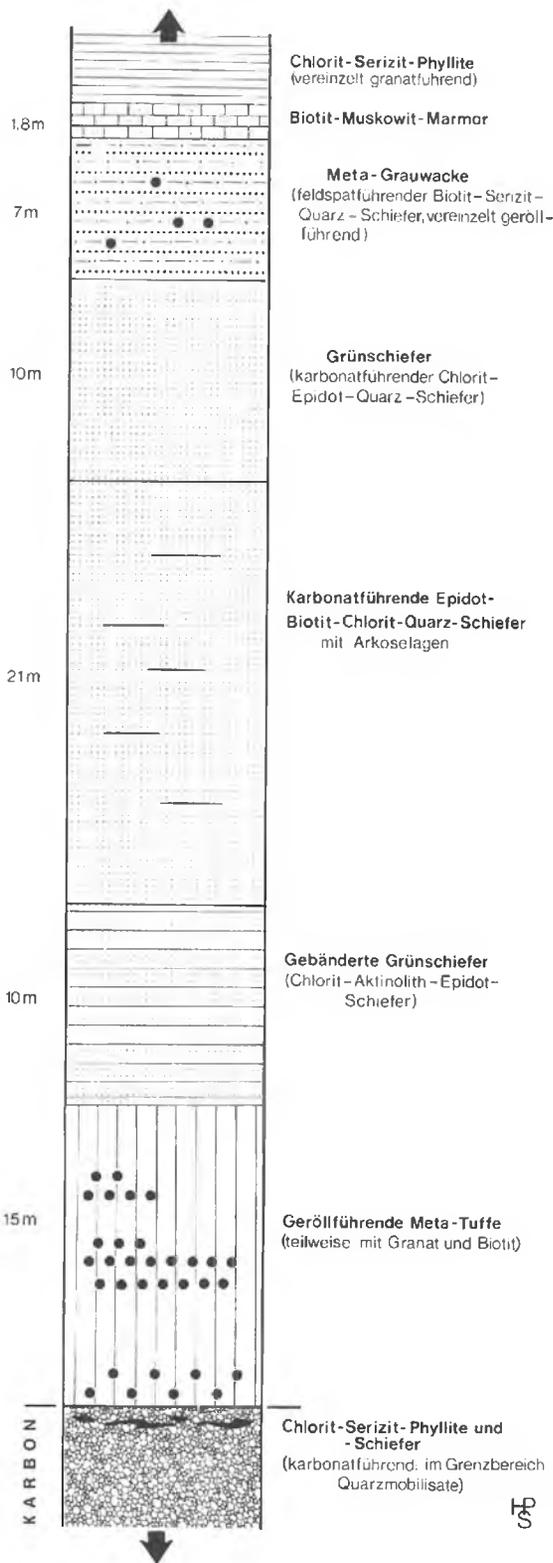


Abb. 66. Basisprofil der Norisischen Decke südwestlich des Hohen Gemeindegogels nördlich Kallwang

zenden Faziesdifferenzierung können einerseits die verschieden hoch aufragende, oberordovizische Porphyroidplatte, zum anderen Bruchtektonik im Zusammenhang mit basischem 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 folgenden Kamm der Rotschütt bekannt geworden. Es handelt sich am Polster um 0,60 m mächtige *Kalksandsteine*, die über den erwähnten Cystoideenkalken folgen und hangend von Kalken des Llandovery bzw. auf der Rotschütt von obersilurischen Kalken abgelagert werden. Für das mittlere Silur (Wenlock bis Mittel/Ober-Ludlow) ist in den Eisenerzer Alpen in auffälliger Übereinstimmung mit dem Kitzbühler Raum eine von „*Kieselschiefern*“ dominierte Fazies kennzeichnend. Sie wird in der Umgebung von Eisenerz über 100 m mächtig und besteht hier aus einer Wechselfolge von schwarzen Alaunschiefern, Kieselschiefern und dünnplattigen dunklen Kalken, die nach der ploekensis-Zone, d. h. im Oberludlow, von einer reinen Kalkentwicklung verdrängt werden, die auch im Devon fortduert.

Von den früher in diesem Abschnitt der Grauwackenzone häufig genannten Graptolithenvorkommen ist nur der Sauerbrunngraben bei Eisenerz als solches anzuerkennen. Die nicht näher bestimmbareren Monograpten weisen in Übereinstimmung mit Conodonten in zwischen-geschalteten Kalkbänken auf Silur (Grenzbereich Llandovery/Wenlock). Ordovizische Graptolithen konnten hier ebensowenig bestätigt werden wie angebliche Funde im nahegelegenen Weiritzgraben, am Salberg bei Liezen oder nördlich von Gaisorn.

In den südlichen Eisenerzer Alpen sind die Silurablagerungen viel bunter als im Norden. Hier finden sich im Llandovery schwarze und 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 G. HIESLEITNER: Diabasschiefer, Chloritschiefer, Amphibol-Plagioklasgesteine), Flaserkalk, Tonschiefer, Eisenkalk, plattige Kalk, Orthocerenkalk und „löchrige“ Kalk des Obersilurs. Die genannte Entwicklung baut die Nordhänge des Finstergrabens auf und zieht nach Osten in den Talschluß des Langenteichengrabens; hier spaltet sie sich in zwei Zonen, die in den Gößgraben bzw. nach Südosten in die

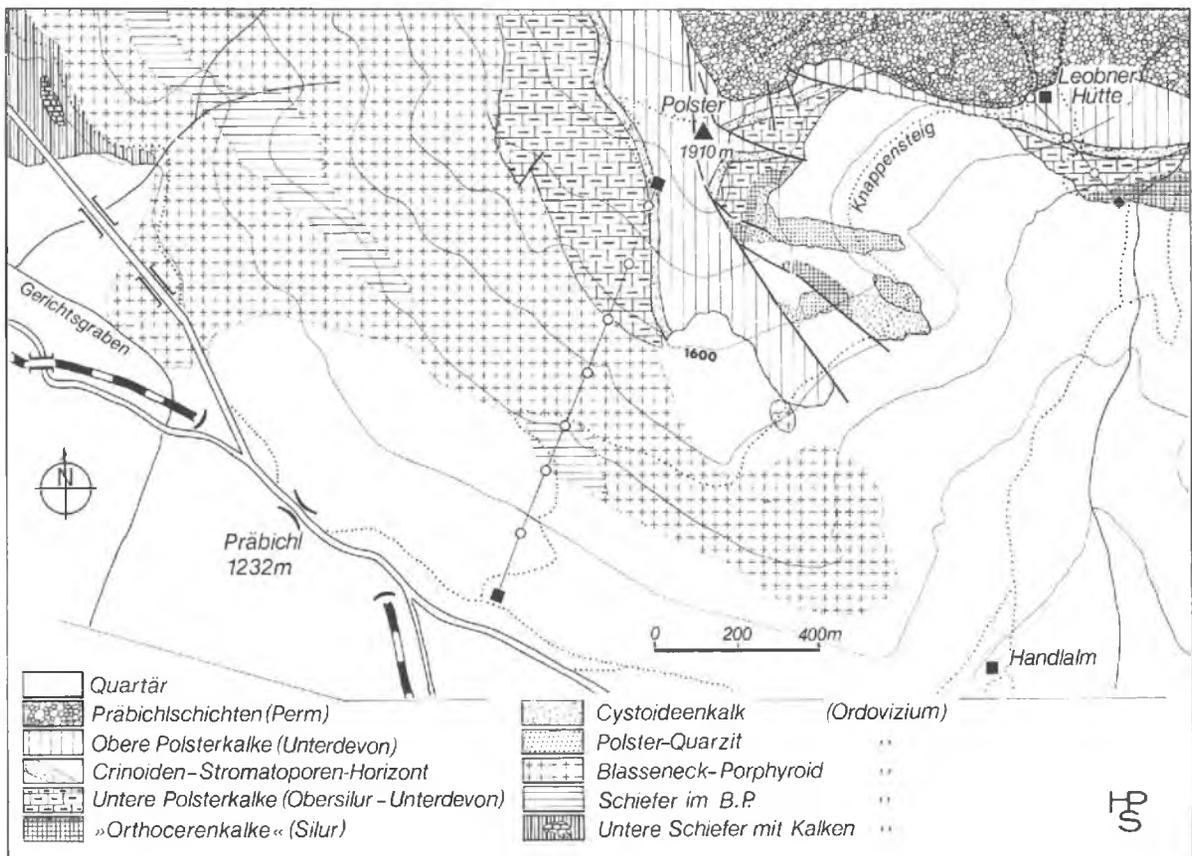


Abb. 67. Die Grauwackenzone im Gebiet des Polsters nordöstlich des Präbichl

Reitingau streichen. 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 merkbar lithologischen Wechsel die Grenze zum Devon übersteigen. Allerdings ist die Silur/Devon-Grenze in diesem Segment der Grauwackenzone bisher noch nirgends befriedigend erfaßt. Dies hat seinen Grund in den schlecht erhaltenen und wenig charakteristischen Conodonten im vermuteten Grenzbereich.

Devon

Das auffallendste Merkmal des Devons ist im Vergleich zu anderen ostalpinen Paläozoikumsvorkommen die Einheitlichkeit der Karbonatfazies. Dabei muß allerdings einschränkend bemerkt werden, daß zum gegenwärtigen Zeitpunkt das 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 geflamten Kalken charakterisiert. Die Flaserkalke können je nach Tongehalt als Kalkknollenschiefer entwickelt sein; sie führen wie die kompakteren Flaserkalken häufig Tentakuliten (z. B. 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) des flachen Wassers, die durch Schuttströme in den Sedimentationsraum der Tentakulitenkalke gelangen.

Als stratigraphische Fixpunkte im Unterdevon gelten Funde der *Icriodus postwoschmidtii*- und der *Ancyrodelloides*-Fauna in den bunten „Unteren Polsterkalken“ bzw. der liegenden Kalkplatte der Donnersalpe westlich Eisenerz, die

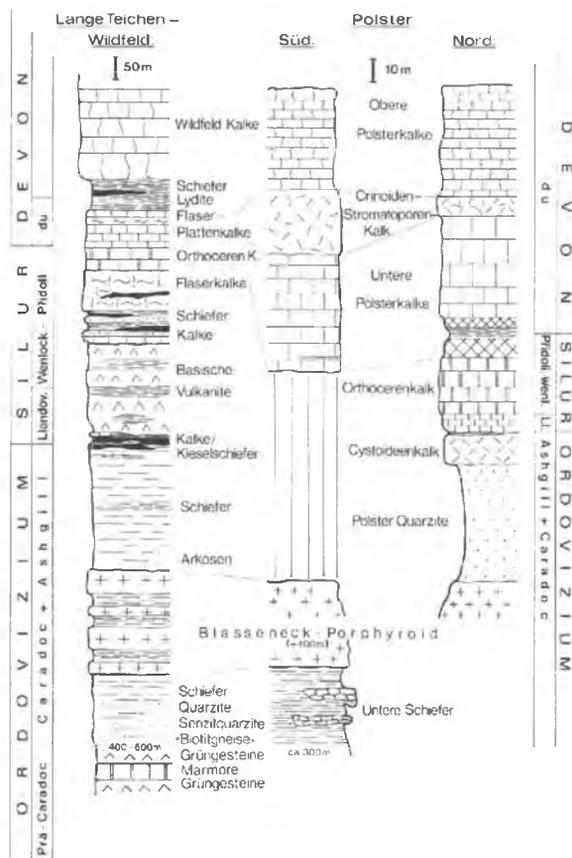


Abb. 68. Die Schichtfolgen des Altpaläozoikums der Norischie Decke im Raum Eisenerz/Polster und am Südrand der Eisenerzer Alpen

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 Prag – Zlichov).

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 splittrig-harte und z. T. gut gebankte Kalke zugewiesen. Die Mächtigkeit dieses Paketes dürfte 50 m nicht übersteigen.

In älteren Berichten wurden häufig helle massive Kalke als mitteldevonische Riffazies gedeutet (z. B. Linseck, Rauchkoppe, Stadelstein, Schwarzenstein, Hochstein, Gösseck-Gipfel, Polster, Vordernberger Mauer) und als Beweis Korallen wie *Heliolites* und *Syringopora* sowie Stromatoporen angeführt. Soweit diese Angaben conodontenstratigraphisch überprüfbar sind, handelt es sich immer um unterdevonische Kalke, die in den Eisenerzer Alpen ganz offensichtlich den Hauptanteil der Karbonatsedimente repräsentieren. Diese Feststellungen können aber jüngere, bisher nicht datierte oder noch nicht gefundene organodetritische Kalke keinesfalls ausschließen.

Hellgraue bis weißliche und rötliche, undeutlich bis gut gebankte Kalke lieferten in der Um-

NE

SW

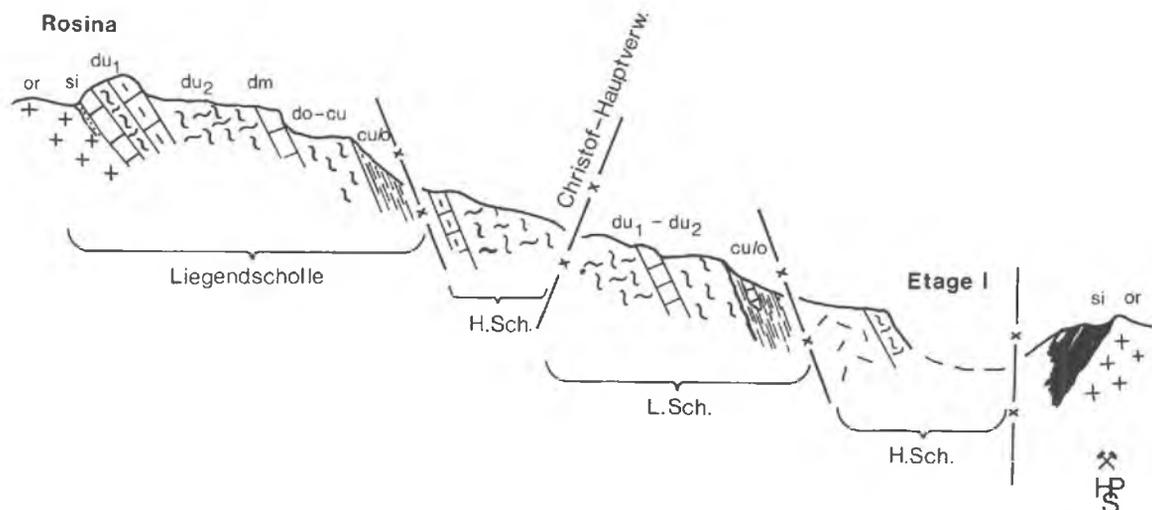


Abb. 69. Das stratigraphisch-tektonische Bauschema des Steirischen Erzberges, or Ordoviz; si Silur; du, dm, do Unter-, Mittel-, Oberdevon; cu/o Unter- und Oberkarbon. (Legende siehe Abb. 68 und 145)

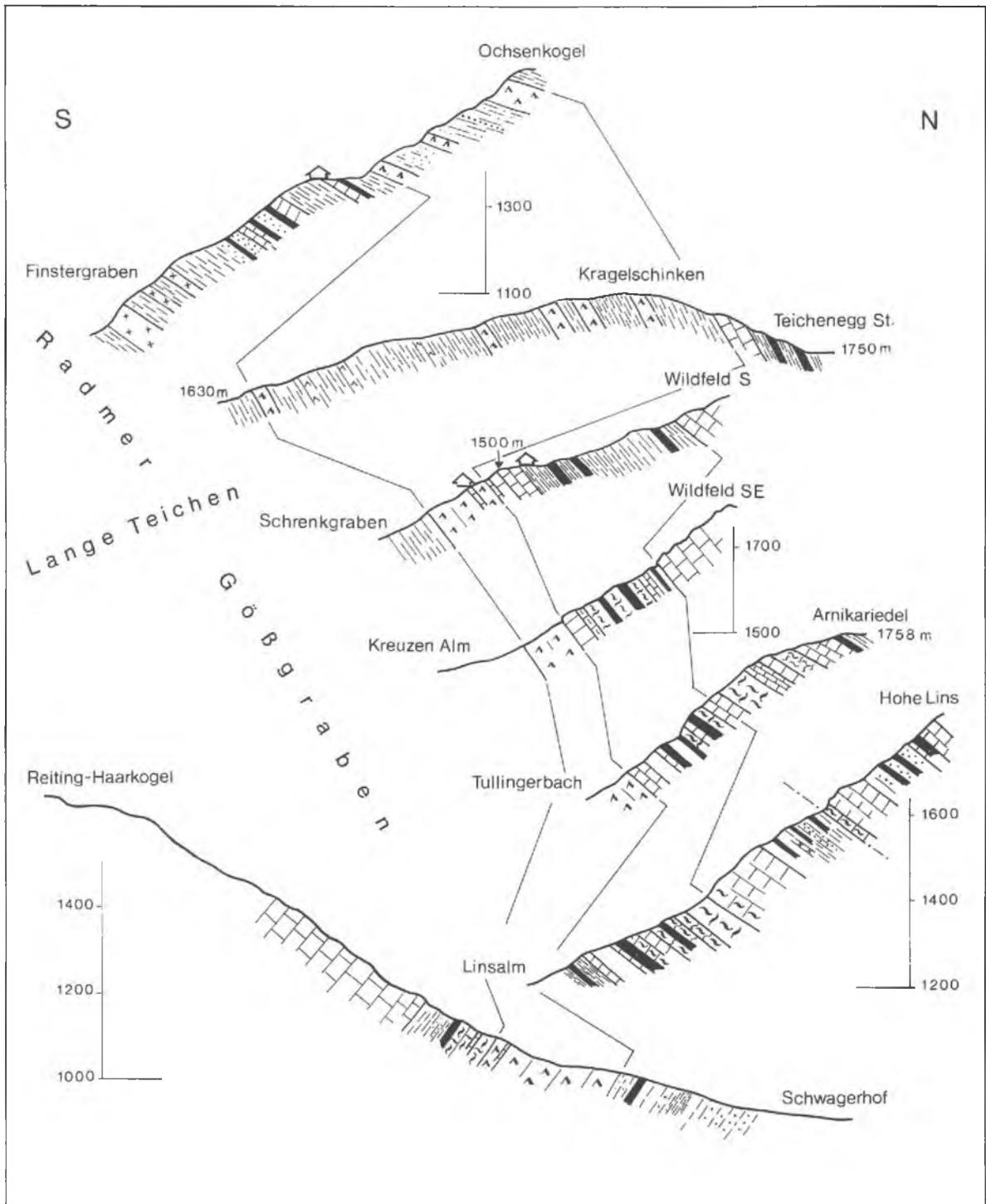


Abb. 70. Profilserie durch die Oberordoviz- bis Devon-Schichtfolge im östlichen Finstergraben bei Radmer, im Talschluß der Langen Teichen und im Gößgraben westlich Trofaiach. Beachte Überlagerung der Wildfeld-Decke durch die Reiting-Decke im Profil Linsalm-Hohe Lins (Legende siehe Abb. 68, 69 und 145)

gebung von Eisenerz Conodonten des Oberdevons. Indirekt belegt ist dieser Zeitabschnitt außerdem durch Kalkgerölle in der unterkarbonen Kalkbrekzie am Erzberg. Auch hier können aber aufgrund des Erhaltungszustandes keine genauen Aussagen über den zeitlichen Umfang und daher auch keine Mächtigkeitsangaben (10–40 m?) gemacht werden.

Karbon

Mit scharfer Grenze folgt am Erzberg über devonischen hellen Flaserkalken lokal eine bis 2 m mächtige Kalkbrekzie bzw. der „Zwischenschiefer“. Die Brekzie besteht vorwiegend aus einer grauen Crinoidenschuttmatrix, in der bis dm-große helle und dunkle Lithoklaste meist dicht eingestreut sind, die Visé- und Devonconodonten führen. Eine Abtrennung dieses Horizontes war bisher mangels biostratigraphischer Daten nicht möglich. Dazu kommt, daß dieses Gestein durch die starke Metamorphose fast vollständig an das Nebengestein angeglichen wurde. Die Kontaktverhältnisse zur Umgebung ließen sich aus diesem Grund erst nach Detailuntersuchungen befriedigend klären. Danach ist die Grenzfläche entweder ebenflächig und parallel zur Schichtung des Devons, oder das Unterkarbon greift reliefartig in den Untergrund ein, der im Extremfall der Sauburger Kalk des jüngeren Unterdevons sein kann.

Nach der Komponentenanalyse sind in der Brekzie Unterdevon-, Oberdevon- und Visé-Kalke aufgearbeitet. Aufgrund der schlechten Erhaltung der gesamten Fauna ist es derzeit nicht möglich, den genauen stratigraphischen Umfang der Conodonten-Mischfauna anzugeben.

In den Eisenerzern Alpen ist ein bis 100 m mächtiger, dunkler Schieferhorizont das jüngste Schichtglied des Variszikums (*Eisenerz Schichten*). Bisher erst am Steirischen Erzberg stratigraphisch untersucht, leitet sich das hauptsächlich unterkarbonische Alter aus der hangenden Position und sedimentären Übergängen mit der erwähnten Kalkbrekzie bzw. mit den Devonkalken ab, ebenso aber auch durch eingelagerte Kalklinsen mit Karbon-Conodonten. Die Schiefer wurden früher entweder als sedimentäre Einschaltung innerhalb der Kalkfolge oder als tektonische Schichtwiederholung der Porphyroid-Unterlage gedeutet, da sie mit einzelnen dünnen „Porphyroid“-Linsen und grünen Tuffen im Verband stehen.

Das Postvariszikum

Die permischen Präbichlschichten bilden am Südrand der östlichen Kalkalpen mit stark schwankenden Mächtigkeiten die transgressive

Auflage auf dem Altpaläozoikum der Grauwackenzone. Über einer basalen Kalkbrekzie 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.

3.6.8.2. Die Veitscher Decke (Untere Grauwackendecke)

Die Veitscher Decke wird aus 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. am Triebenstein. 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 Kalken. 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 genau angeben zu können. Die starke Schuppenbildung in den Karbonprofilen (z. B. sind die Graphitflöze in der Sunk von intensiver Schuppung betroffen), die herrschende starke Metamorphose (Graphit!), die oft keine genaue Altersbestimmung von Fossilien mehr 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 Grüngesteinen mit Marmoren, geröllführenden Quarziten, verschiedenen Phylliten und angeblichen Schollen altkristalliner Ge-

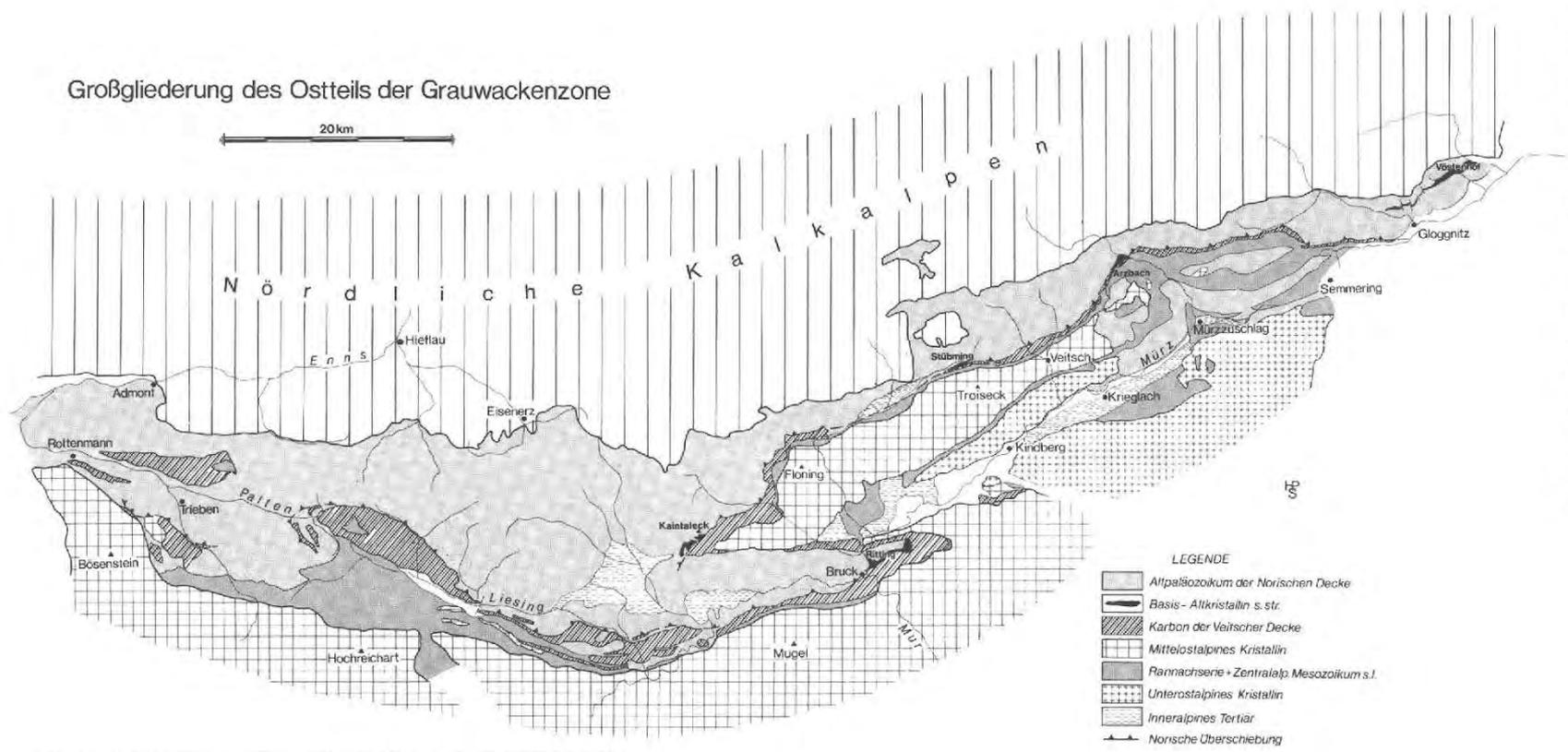


Abb. 71. Die Grauwackenzone zwischen Rottenmann und Gloggnitz

steine gebildet (= Fötteleckschuppen). Nach den in den Teichentälern als progressiv metamorph erkannten Gesteinen der Porphyroidunterlage erscheint es nicht ausgeschlossen, daß im Gebiet des Walder Schobers höher metamorphe, voroberordovizische bis kambrische (?) Gesteine der Grauwackenzone die intensiv verschuppte Basis des Karbons bilden könnten (vgl. K. METZ, 1940, 1965).

3.6.8.3. Tektonik

Die lange Zeit umstrittene Frage nach dem Alter der Großtektonik und dem Verformungsstil dieses Abschnitts der Grauwackenzone ist durch die großen Fortschritte der Stratigraphie heute einer Lösung näher gekommen. Die Erkenntnis des permischen Alters der Rannacherie erfordert für das Karbon der auflagernden Veitscher Decke (auch bei Festhalten an der Vorstellung eines relativ autochthonen Baustils 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 Permtriasverdächtige 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 variszischen Tektonik ist die klassische Winkeldiskordanz zwischen dem Altpaläozoikum und den permischen Präbichlschichten, die am Polster, auf der Rotschütt, im Rötgraben und westlich Eisenerz hervorragend aufgeschlossen ist. Dabei stellt sich die Frage, ob diese Punkte für den

Beweis einer intensiven variszischen Tektonik im Gesamttraum der Steirischen Grauwackenzone ausreichend sind. Am Steirischen Erzberg konnte durch Gefügeuntersuchungen nämlich gezeigt werden, daß anscheinend nur ein alpidischer Bauplan vorliegt bzw. vortriadische Strukturen nicht nachzuweisen sind. Demgegenüber unterschied E. HABERFELNER (1935) in den Eisenerzer Alpen insgesamt vier tektonische Einheiten, die er einem prä-westfälischen Deckenbau zuordnete, dem im Perm die Aufschiebung des Altpaläozoikums auf das Unterkarbon folgte. Die alpidischen Strukturen sind seiner Meinung nach als unbedeutend anzusehen und äußern sich nur in Brüchen.

Weist daher die variszische Diskordanz auf einzelne ältere Reliktstrukturen hin und hat die alpidische Hauptprägung alle älteren Strukturen vollständig ausgelöscht, oder folgte sie den gleichen Bahnen und hat nur eine weitere Ausgestaltung bewirkt?

Die Annahme eines variszischen 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 drei flach liegende Einheiten, die bedingt durch Kompetenzunterschiede zwischen Schiefen (Kieselschiefer), Porphyroidkörper und der Oberludlow-Devon-Kalkplatte freilich lokal eine recht komplizierte Internetektonik aufweisen können (z. B. Raum Donnersalpe-Hoheneck, Erzberg, Kressenberg, Vordernberger Maurer, Reiting-Unterlage, Zeiritzkampel 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 Baublöcken transgredieren und sich die gleiche Überschiebungstektonik wie am Nordrand der Grauwackenzone nach Süden fortsetzt, läßt den Schluß auf ein variszisches Alter dieses Deckenbaus zu, der offensichtlich während des Ferntransports in diesem Segment der Grauwackenzone in großem Maße erhalten blieb. Daneben ist innerhalb des Altpaläozoikums, besonders aber im Grenzbereich der Grauwackenzone eine jüngere Bruch- und Schuppentektonik zu beobachten. Von ihr ist 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 über-

kippte 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 beglei-

tet, in denen der Graphit lagerförmig angeschopt sein kann.

Ins Quartär gehören schließlich das Aufreißen von Spalten, Absetzungen und Kammbrüche, die vor allem im Reitingmassiv deutlich in Erscheinung treten.

3.6.9. Das Ostsegment der Grauwackenzone (Leoben – Ternitz)

Der Karbonzug des Liesingtales setzt von Leoben an der Südseite des Murtales über Bruck bis zum Ausgang des Stanztales fort. Über der Norischen Überschiebung folgen Altkristallinschollen (z. B. Ritting bei Bruck) an der Basis von phyllitischen Gesteinen der oberen Grauwackendecke. Die Unterlage des Karbons bildet die Rannacherie, die als schmales, mehrfach unterbrochenes Band das Karbon vom südlichen Mugel-Rennfeld-Kristallin abgrenzt.

Dieser Zug wird im Norden durch die E–W verlaufende Trofaiachlinie begrenzt. Nördlich dieser Längsstörung findet sich östlich von Trofaiach wiederum Karbon, das über Oberdorf-Hohenburg, St. Kathrein a. d. Laming nach Aflenz und weiter über Turnau – Veitsch – Kappellen – Prein bis Schottwien streicht. Von dem unterlagernden Hochkristallin wird es durch einen verschieden breiten Streifen aus zentral-alpinem Permomesozoikum tektonisch getrennt.

In diesem Abschnitt tritt die Grauwackenzone am Südfuß der Nördlichen Kalkalpen morphologisch wenig hervor. In ihrem Bereich liegt das Tertiärbecken von Aflenz und eine landschaftlich reizvolle Mittelgebirgslandschaft im Süden der Kalkalpen und nördlich der Felsbildungen des Semmeringmesozoikums im Semmeringgebiet.

Jenseits der Norischen Linie folgt die aus den Eisenerzer Alpen bekannte, jedoch faziell etwas abweichende altpaläozoische Schichtfolge, die am Kaintaleck, bei Stübming, im Arzbachgraben und bei Schlöglmühl-Vöstenhof schmalen altkristallinen Schollen aufrucht bzw. diese nahe ihrer Basis einschuppt. Während der oberordovizische Porphyroid bei St. Kathrein auskeilt und im Gebiet um Veitsch erneut in großer Mächtigkeit erscheint und geschlossen bis Neuberg reicht, tritt die Kalkentwicklung generell nach Osten stark zurück. Zwischen der Hochschwabgruppe und der Veitschalpe wird in der Gollrader Bucht das Altpaläozoikum mit Porphyroiden, Kalken, Quarziten und Schiefen infolge einer Queraufwölbung (NE–SW und N–S streichende Falten) weit im Inneren der Kalkalpen unter Präbichl- und Werfener Schichten freigelegt. Nach Osten hingegen wird die Grauwackenzone deutlich schmaler und ist in Niederösterreich nur mehr

wenige Kilometer breit. Hier formen ihre Gesteine eine sanftwellige Hügel- und Berglandschaft mit Höhen zwischen 600 und 800 m, während in der nordöstlichen Steiermark noch Höhen bis 1600 m erreicht werden.

Die unter dem Porphyroid liegende Gesteinsgruppe wird von Aflenz bis Ternitz nach dem Silbersberg bei Gloggnitz als *Silbersbergserie* bezeichnet. Nach ihrer Stellung im Profil entspricht sie den tieferen Wildschönauer Schiefen in Tirol. Dieser Komplex besteht hauptsächlich aus dünnblättrigen, phyllitisch-serizitischen Schiefen (Silbersberggrauwacken), die oft mächtige Quarzkonglomerate mit stark ausgewalztem, nahezu monomiktem Geröllbestand sowie Quarzite und z. T. mächtige Grünschieferzüge (Epidot-Chloritschiefer) enthalten. Kalke fehlen dagegen fast vollständig. Innerhalb dieser im Osten mindestens 500 m mächtigen Folge liegt im östlichsten Abschnitt der Grauwackenzone (südlich der Heukuppe, bei Prein, Gloggnitz, Payerbach, Reichenau) ein Orthogestein, das als Riebeckitgneis (Forellenstein von Gloggnitz) bekannt ist. Nach neueren Untersuchungen soll es sich um einen metamorphen Alkalirhyolith (Quarzeratophyr) handeln, dessen Alter ungeklärt ist.

Über den Äquivalenten des oberordovizischen Blasseneckporphyroids (massige und verschieferte Porphyroide, Porphyroidtuffe) folgt an wenigen Stellen ein 5–30 m mächtiger grauer Quarzit im Liegenden der „Radschiefer“. Während die Quarzite stratigraphisch den Polsterquarziten bei Eisenerz entsprechen könnten, handelt es sich bei den Radschiefern nach dem derzeitigen Kenntnisstand um einen altersmäßig und lithologisch heterogenen Komplex von einförmigen, dunklen, serizitischen Schiefen mit gelegentlicher Feinschichtung, hellen Quarziten, lichtgrauen Chloritoidschiefern und Feinkonglomeraten mit Porphyroidkomponenten. Im Veitscher Gebiet schalten sich zudem in die höheren Bereiche der Radschiefer maximal 3 m mächtige schwarze Lydite und „Erzführende Kalke“ ein. Die nichtvererzten Partien sind grau oder bunt, gebankt, massig oder geflasht und führen Tentakuliten und Echinodermaten. Durch Conodonten ist ein älterer Horizont an der Wende Si-

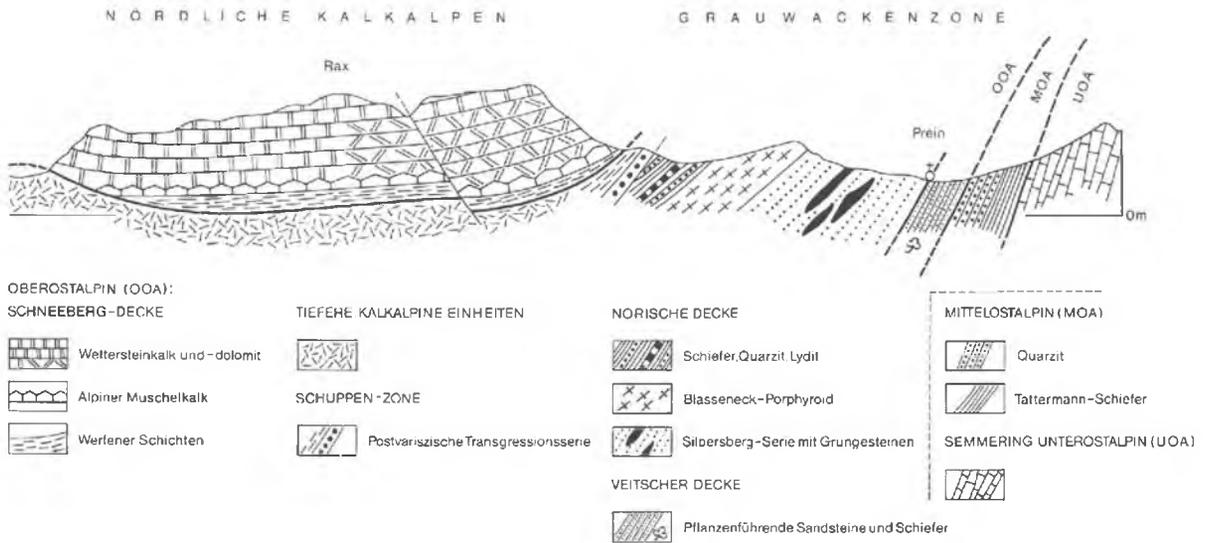


Abb. 72. Ein Nordwest-Südost Querprofil durch die ostalpinen Einheiten im Raum Semmering (nach A. TOLLMANN)

lur/Unterdevon und ein jüngerer im Mitteldevon nachgewiesen. Mit letzterem sind vor allem im Eisner- und Preißgraben häufig Lydite verknüpft. Radiolarite, Kieselgesteine, Tonschiefer und Sandsteine (= *Florianschichten*) treten in auffälliger Übereinstimmung mit dieser Beobachtung ebenfalls in Niederösterreich als Begleiter von erzführenden Kalken auf. Sporenfunde geben hier gleichfalls Hinweise auf ein Devonalter (vgl. B. PLÖCHINGER, 1967).

Das marine Unterkarbon der Veitscher Decke ist im Gebiet Oberdorf-Hohenburg und Veitsch durch Fossilfunde schon lange bekannt. Neben Tonschiefern, glimmerreichen Sandsteinen und Quarziten treten hier Dolomite und Magnesite auf, die sich mit klastischen Gesteinen verzahnen können. Die von M. KOCH (1893), R. v. KLEBELSBERG (1926), F. HERITSCH (1928, 1930), K. METZ (1937), K. FELSNER & H. FLÜGEL (1975) und G. HAHN & R. HAHN (1977) aus der Veitsch beschriebene Trilobiten-, Korallen- und Brachiopodenfauna stammt aus Schichten unter und Schiefer im Magnesit. Soweit die Fossilien bestimmbar sind, weisen alle auf Visé.

Im Lagerstättenbereich folgt hangend limnisches Oberkarbon mit dunklen Graphitschichten, Grauwacken und Quarzkonglomeraten. Besser bekannt ist das pflanzenführende Oberkarbon auf niederösterreichischem Gebiet. So geht die Entdeckung von Florenresten bei Klamm (Wagner- und Gamperlgraben) bereits auf das Jahr 1877 zurück (F. TOULA), während der Fundpunkt Möselgraben bei Prein seit 1935 (M. GLAESSNER) bekannt ist. Es handelt sich beide Male um Reste von Lepidophyten, Neuropteriden und Calamiten, die nach W. BERGER (1950) dem Westfal A-B angehören.

Während die Großtektonik im östlichsten Abschnitt nach der Abgliederung von Kristallin und zentralalpinem Mesozoikum von der Basis der Grauwackenzone weitgehend geklärt erscheint und auch hinsichtlich des Alters der Deckenbildung alle Argumente (z. B. Einpressung von Magnesitschollen in die Norische Decke, altpaläozoische Deckschollen auf Karbon, Trias-Rauhacken im Massinggraben an der Norischen Linie) für ein alpidisches Alter der Überschiebung der Norischen Decke über die Veitscher Decke sprechen, wirft der Internbau des Altpaläozoikums noch viele Probleme auf. Dies hat seinen Grund vor allem darin, daß im Osten die für eine detaillierte tektonische Analyse erforderliche Dichte von stratigraphischen Fixpunkten bisher fehlt. Die Vorstellung, daß der tektonische Baustil in diesem Segment den kurz geschilderten Verhältnissen im Eisenerzer Raum gleichen könnte, konnte daher bis jetzt noch nicht bestätigt werden. Wohl finden sich z. B. in der Gollrader Bucht oder südlich der Hohen Veitsch durch das Übergreifen von relativ ungestörten Präbichlschichten und Werfener Schichten auf verschiedene Einheiten der Norischen Decke Hinweise für eine variszische Tektonik; auch der Umstand, daß Wechselfolgen von Kalken und Schiefer offenbar sedimentär bedingt sind und nicht immer durch komplizierte Verfaltung erklärt werden müssen, weist in die gleiche Richtung und vereinfacht die Komplexität des Baustils, den die Karte vermuten läßt. Dennoch dürfte Schuppentektonik hier das wesentliche Element des tektonischen Stils sein und stärker als im Eisenerzer Gebiet in Erscheinung treten. Sie äußert sich beispielsweise in Diskordanzen zwischen Silbersbergserie und Porphyroid, in

Porphyroidschuppen innerhalb von Schiefen, Ausquetschungen von Radschiefern zwischen Porphyroid und erzführenden Kalken, Überfaltungen von Porphyroid auf Radschiefern, Aufschiebungen oder lateralen Vertretungen einzelner Gesteine, die kaum fazielle Ursachen haben dürften. Da jedoch ein gefügekundlicher Vergleich zwischen den beiden Grauwackendecken bisher noch aussteht, können zum Alter dieser Tektonik keine Aussagen gemacht werden. Sichere alpidische Strukturen sind hingegen verschiedene Längs- und Querstörungen (z. B. Trofaiachlinie, Störung am Aflenzer Beckenrand), die z. T. dem Strukturmuster der Böhmisches Masse folgen und nach A. TOLLMANN (1977) als durchgepauste Untergrundstrukturen dieses Kristallins aufgefaßt werden können.

Literatur: AIGNER G. 1931a; AMEROM H. W. J. & BOERSMA M. 1975; AMPFERER O. 1930b; ANGERER H. et al. 1976; BAUER F. K. et al. 1969; BERGER W. 1950; COLINS E. et al.

1977; CORNELIUS H. P. 1950, 1952 a, b; CZERMAK F. 1931; DAURER A. & SCHÖNLAUB H. P. 1978; DEL NEGRO W. 1970; DOERT U. & HELMCKE D. 1976; EMMANUILIDIS G. & MOSTLER H. 1970; ERKAN E. 1976, 1977; FELSER K. 1936, 1976, 1977; FELSER K. & FLÜGEL H. W. 1975; FLAJS G. 1967; FLAJS G. & SCHÖNLAUB H. P. 1976; FOULLON H. 1886; FRIEDRICH O. M. & PELTZMANN I. 1937; GLAESSNER M. 1935; HABERFELNER E. 1931a, b, 1935, 1937; HABERFELNER E. & HERITSCH F. 1932; HADITSCH J. G. & MOSTLER H. 1975; HAHN G. & HAHN R. 1977; HAIDEN H. 1936; HAMMER W. 1919, 1925; HAUER F. 1847, 1857; HEISSEL W. 1972; HERITSCH F. 1907, 1917, 1927b, 1928b, 1930, 1931a, b, 1933, 1943; HIESSLITNER G. 1929a, 1931; HOERNES S. & PURTSCHELLER F. 1970; JAEGER H. 1969, 1978; KLEBELSBERG R. 1927, 1935; KNEIDL V. 1971; KOBEL L. 1912c; KOCH M. 1893; MAVRIDIS A. & MOSTLER H. 1970; METZ K. 1937b, 1940, 1947, 1953, 1965; MOHR H. 1933; MOSTLER H. 1966, 1968b, 1970b, 1972b, c, 1973a; NOWOTNY A. 1979; OHNESORGE TH. 1905b, 1908; PANTZ V. & ATZL A. 1814; PETRASCHECK W. E. et al. 1977; PHADKE A. V. 1967; PIRKL H. 1961; PLÖCHINGER B. 1967; PRIEWALDER H. & SCHUMACHER R. 1976; PURTSCHELLER F. 1971; REDLICH K. A. 1907, 1908; SCHMIDEGG O. 1951b, 1959, 1964; SCHÖNLAUB H. P. & FLAJS G. 1975b; SCHOUPEFF A. 1854; SCHRAMM J. M. 1977; SIEGL W. 1969; SOMMER D. 1972; STUR D. 1865; TOLLMANN A. 1963a, 1976c; TOULA F. 1877; WINKLER H. G. F. 1976; ZEMANN J. 1950.