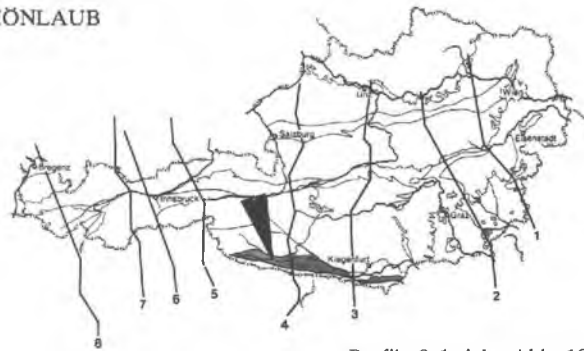


3.10. Der Drauzug (Gailtaler Alpen – Nordkarawanken)

VON FRANZ KARL BAUER und HANS PETER SCHÖNLAUB

Mit den Abbildungen 113 bis 118



Profile 8-1 siehe Abb. 19

3.10.1. Die voralpidische Unterlage in den Gailtaler Alpen und Nordkarawanken

VON HANS PETER SCHÖNLAUB

3.10.1.1. Das Eisenkappeler Altkristallin und die Karawankenplutone

Als „Eisenkappeler Altkristallin“ (CH. EXNER, 1972) wird in den Ostkarawanken ein Komplex polymetamorpher Gesteine bezeichnet, der zwischen dem „Tonalitgneis von Eisenkappel“ im Süden und dem „Karawanken-Granit“ im Norden liegt. Es bildet südöstlich von Eisenkappel einen 8,2 km langen und maximal 850 m breiten Streifen, der vom Fluß Vellach über den Remscheniggraben bis zum Utschowa-Sattel reicht. Die östliche Fortsetzung liegt in Slowenien.

Der E-W bis WNW-ESE streichende Gesteinskörper besteht hauptsächlich aus feinkörnigen Paragneisen mit Korngrößen unter 1 mm, in die sich quarzitisches und graphitquarzitisches Lagen einschalten. Seltener sind Amphibolite und Orthogneise (Mikroklingneise). Die Gesteine haben einen phyllitischen Habitus, der durch die intensive postkristalline Deformation des mesometamorphen Mineralbestandes bei Neubildung von Hellglimmer, Chlorit und Epidot (häufig ebenfalls postkristallin deformiert) hervorgerufen wird.

Der „Karawanken-Granit“ (Granitzug von Eisenkappel) bildet die nördliche der beiden Tiefengesteinslamellen in den Ostkarawanken. Von seiner Gesamtlänge über 46 km entfallen 8,4 km auf die Umgebung von Eisenkappel. Hier wird er maximal 900 m breit. Der Granit ist – entgegen der früher geäußerten Meinung eines Batholithen – als tektonische Lamelle aufzufassen, die nordvergent in den alpinen Bau der Karawanken

eingeschichtet ist und durch randliche Mylonit-zonen begrenzt wird. Während der Granit am Nordrand auf das Eisenkappeler Paläozoikum aufgeschoben ist bzw. in Jugoslawien lokal tektonisch an die Trias der Nordkarawanken grenzt, sind längs des Südrandes die Paragneise und Phyllonite des Eisenkappeler Altkristallins und das Paläozoikum der Südalpen (z. B. am Schaidasattel) nordvergent auf die Granitlamelle aufgeschoben. Dennoch ist an einigen Stellen der Primärkontakt der Intrusion in das Altkristallin erhalten. Am Westende (Schaidasattel) taucht der Granit tunnelförmig unter die paläozoische Grünschieferserie des Eisenkappeler Paläozoikums ein.

Nach CH. EXNER (1972, 1976) bilden die Gesteine der Granitlamelle eine Differentiationsreihe. Sie umfaßt grobkörnigen Olivin-Gabbro, grob- bis mittelkörnige Diorite, Granodiorit und Grobkorngranit, der zusammen mit Diorit das Hauptgestein der Lamelle ist. Mittelkörnige Granite treten vor allem im Intrusionsdach auf. Hier bilden sie Migmatite mit den Hornfelsen. Zum Gangfolge gehören grobkörnige Granodioritporphyre, Aplite, Hornblendepegmatite und Kersantit. Mischgesteine treten bevorzugt dort auf, wo Pegmatite diffus den Diorit durchdringen. Sie haben eine dioritische, monzonitische, syenitische und quarzsyenitische Zusammensetzung.

Die unmittelbare Intrusionszone des Karawanken-Granits in das Eisenkappeler Altkristallin besteht aus Schollen- und Bändermigmatiten. Daran schließt nach außen ein aus Hornfelsen

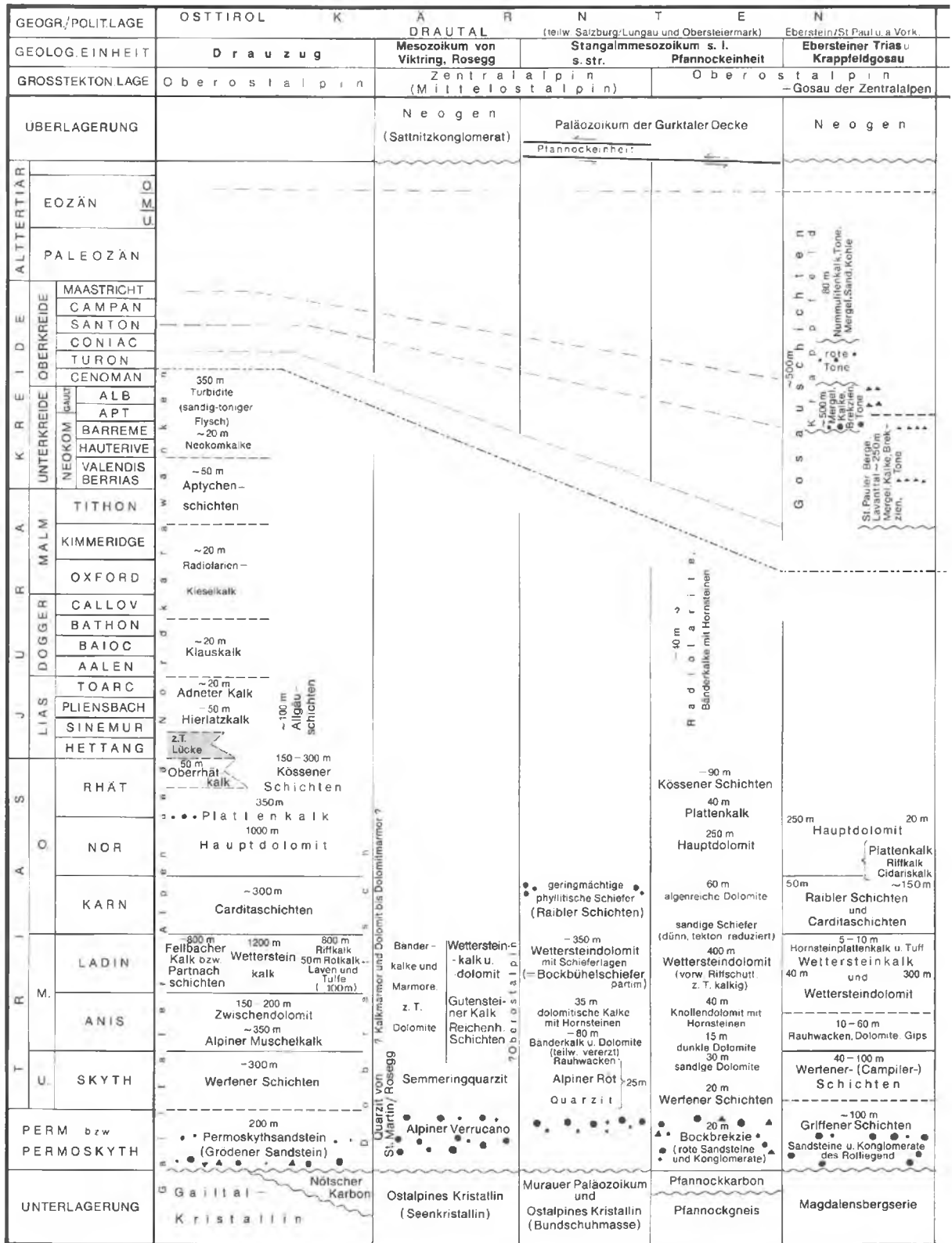
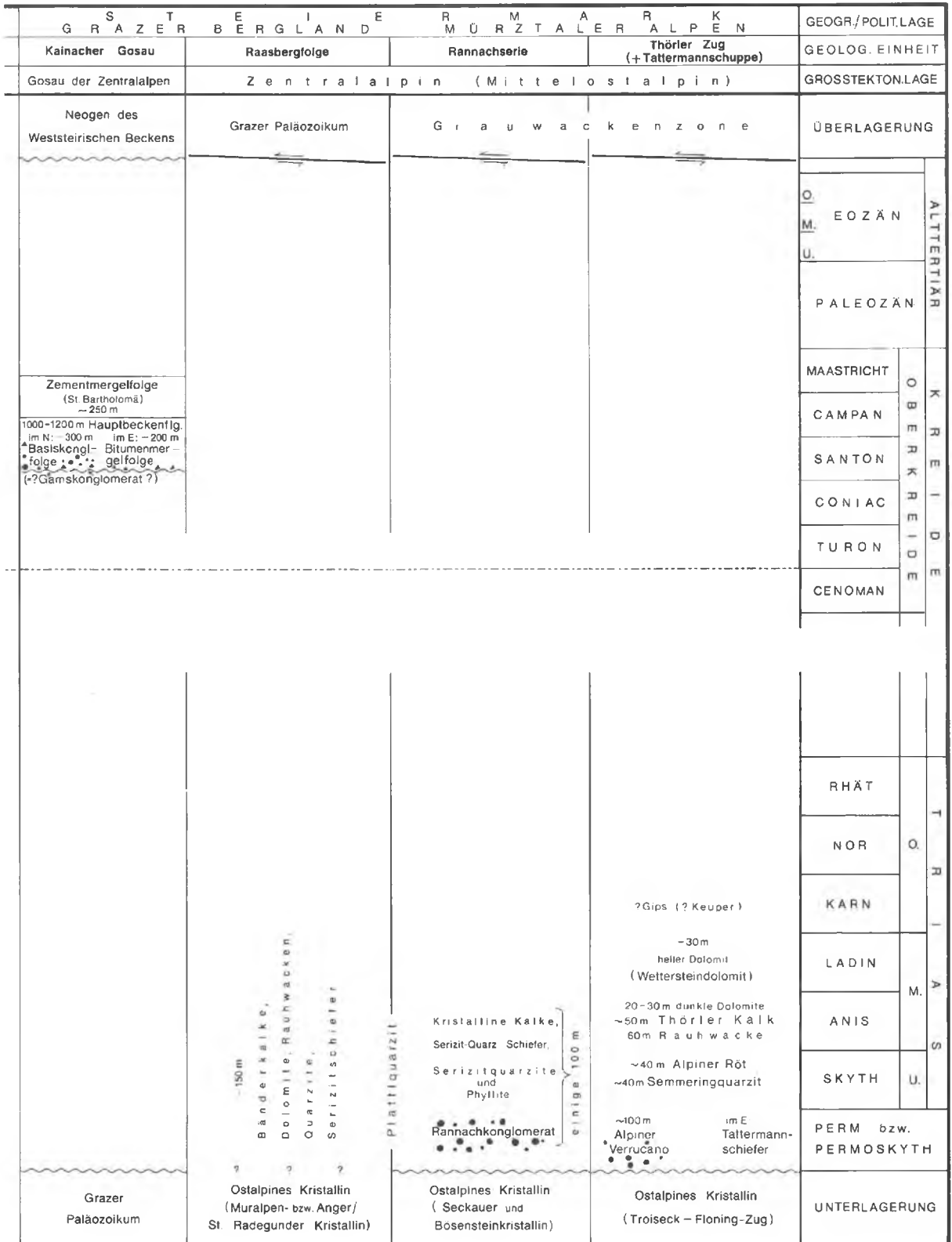


Abb. 113. Permomesozoikum in den zentralen Ostalpen: Zentralalpin (Mittelostalpin), Oberostalpin incl. zentralalpines Gosau mit Eozän, mittlerer und östlicher Teil (von WOLFGANG SCHNABEL)



bestehender innerer Kontakthof mit Neubildungen von Cordierit, Andalusit, Biotit und Kalinatronfeldspat an. In Amphibolitabkömmlingen sind ferner Korund und Spinell als Neubildungen zu beobachten. Der äußere Kontakthof setzt sich aus Fleckengneisen zusammen; hier sind Biotit, Cordierit und Andalusit neu kristallisiert.

Die Gesteine der paläozoischen Grünschieferserie wurden im Kontaktbereich des Granits zu Cordierit-Knotenschiefern umgewandelt. Reliktisch erhalten blieb dabei das sedimentäre Gefüge, während Cordierit- und Biotitblasten mit helizitischen Einschlüssen neu gewachsen sind.

Radiometrische Altersdatierungen an Biotit, Hornblende und Titanit in Diorit, Granodioritporphyr und Hornblendepegmatit aus dem Eisenkappeler Granitzug ergaben Abkühlalter zwischen 244 ± 9 und 216 ± 9 Mio. J. Diese Werte sprechen für eine Granitintrusion in spätvariszischer Zeit.

Der „Tonalitgneis der Karawanken“ bildet den südlichen Tiefengesteinszug der Eisenkappeler Aufbruchzone. Er markiert auf österreichischem Gebiet (Remschenigtal südöstlich Eisenkappel) auf einer Strecke von 6,2 km die Grenze zwischen der Ostalpinen und der Südalpinen Einheit. Der weit größere Teil der Gneislamelle befindet sich auf slowenischem Gebiet. In analoger Position erscheint Tonalitgneis auch nahe dem Westende der Karawanken als kleines, isoliertes Vorkommen bei Finkenstein.

Die postkristallin deformierte Plutonlamelle ist auf weite Strecken auf sein aus Eisenkappeler Altkristallin bestehendes und teilweise zu Hornfelsen umgewandeltes Intrusionsdach längs einer mylonitischen Überschiebungsfläche aufgeschoben. Die Hitzkontakte blieben jedoch im Altkristallin erhalten, allerdings ohne deutlichen Zusammenhang mit dem Hauptkörper des Tonalits. Dabei gleichen die kontaktmetamorphen Veränderungen ganz den Verhältnissen am Kontakt Granit – Kristallin. Die bedeutendste Störungsfläche liegt vermutlich am Südrand des Tonalits, wo eine mehrere Meter breite Mylonit- und Ultramylonitzone zwischen dem Tonalit und dem nichtmetamorphen Paläo- und Mesozoikum ausgebildet ist. Letzteres grenzt nordvergent an den Tonalitgneis bzw. ist auf diesen aufgeschoben.

Der grob- bis mittelkörnige Tonalitgneis der Karawanken hat im wesentlichen den primären magmatischen Mineralbestand beibehalten. Seine Metamorphose erfolgte ohne generelle Rekristallisation der Gemengteile, sieht man von der geringen Plagioklasfüllung und Chloritisierungen nach Hornblende und Biotit ab. Sie kennzeichnet das flächige Parallelgefüge, das nach CH. EXNER (1972) bereits bei der Platznahme des Tona-

lits entstanden sein könnte. Später erfolgte eine intensive Einengung des Tonalits um eine E-W-Achse; sie bewirkte postkristalline Deformation, Verschieferung (Gneisbildung) und die erwähnte schwache Dynamometamorphose.

Als charakteristische Einlagerungen treten im Tonalit häufig basische Fische auf. Sie bestehen aus Diorit und erreichen Größen von wenigen Zentimetern bis 2 m. CH. EXNER deutet sie als Relikte eines älteren dioritischen Körpers, der durch ein jüngeres tonalitisches Magma weitgehend resorbiert wurde. Einen Hinweis auf ein älteres dioritisches Differentiat stellt auch der in Linsen aufgelöste 5 km lange und 2–60 m mächtige Diorit-Linsenzug im Eisenkappeler Altkristallin dar, der als ehemaliger dioritischer Lagergang aufgefaßt werden kann. Weiters sind hornblendeführende Aplite zu nennen, die den Tonalit diskordant durchschlagen und wie dieser verschiefert sind.

Radiometrische Untersuchungen an Biotiten des Tonalitgneises ergaben Alterswerte von 28 ± 4 und 29 ± 6 Mio. J. Es könnte sich hierbei um eine alpidische Verjüngung handeln, die ihre Ursache in Bewegungen längs des Periadriatischen Lineaments haben könnte.

Dem Versuch, mit Hilfe von stratigraphischen Hinweisen, radiometrischen Alterswerten und dem Verhältnis von Kristallisation zu Deformation eine zeitlich-räumliche Beziehung zwischen den paläozoischen Ablagerungen, dem Kristallin und den Magmatiten aufzuzeigen, d. h. die Baugeschichte der Ostkarawanken zu rekonstruieren, steht als großes Problem die enorme Einengung des Kristallins um eine E-W-Achse und die alpidische Lamellentektonik gegenüber, die alle Einheiten betrifft. Die heutigen geologischen Grenzen spiegeln also in keiner Weise die primären Größenverhältnisse der erwähnten Einheiten wider.

In zeitlicher Ordnung lassen sich in den Ostkarawanken im Norden der alpin-dinarischen Grenze folgende Ereignisse unterscheiden:

1. Proterozoikum bis frühes Altpaläozoikum: Bildung des Edukts des Altkristallins.
2. Vor-Oberordoviz: Eine Regionalmetamorphose prägt ein Altkristallin unter den Bedingungen der Amphibolitfazies.
3. Altpaläozoikum: Sedimentation und Vulkanismus der Grünschieferserie.
4. Spätvariszische Zeit: Intrusion und Kontaktmetamorphose des Karawanken-Granits im Altkristallin und an der Grenze zur Grünschieferserie.
5. Tertiär (?): Intrusion des Tonalits mit Bildung eines plutonischen Domes unter einem Dach aus Altkristallin sowie Kontaktmetamorphose mit dem Altkristallin.

6. Intensive alpidische Deformation, Phyllonitisation und örtliche Mylonitisation vor allem im Altkristallin und im Tonalitgneis. Die Magmatite des Karawanken-Granits sind demgegenüber, abgesehen von schwachen, mechanisch-dynamometamorphen Überprägungen, massig und mit primärem magmatischem Mineralbestand und Gefüge erhalten geblieben.

Das Alter der unter 2. und 3. genannten Ereignisse ist noch umstritten. Sie könnten ebenso dem variszischen Zyklus angehören und im Sinne einer variszischen Stockwerkstektonik erklärt werden. Die Granitintrusion würde dann dieses Geschehen vorläufig abschließen.

3.10.1.2. Das Eisenkappeler Paläozoikum

Das Eisenkappeler Paläozoikum gehört mit dem Karawanken-Granit, Altkristallin und Tonalitgneis zur Eisenkappeler Aufbruchzone der Ostkarawanken. Wie auch das Altkristallin mit den Plutonen, tritt das Paläozoikum morphologisch nur wenig in Erscheinung. Im Norden des Granits, der die Grenzzone zwischen dem Ostalpin und dem Südalpin markiert, liegt der „Diabaszug von Eisenkappel“. Südlich des Granits sind in einem lückenhaft aufgeschlossenen Silur-Devon-Profil Tonschiefer, Lydite und Kalke mit Mächtigkeiten um 100 m verbreitet. Ob sie unter der Koschuta-Trias hindurch mit der südlich anschließenden Aufbruchzone von paläozoischen Gesteinen, dem Seeberg-Paläozoikum, direkt in Verbindung stehen, ist ungewiß. Während im Silur und älteren Unterdevon noch Ähnlichkeiten mit den Schichtfolgen des Seeberger Gebietes bestehen, ist im jüngeren Unter- und im Mitteldevon eine davon abweichende pelagische Entwicklung festzustellen. Sie wird durch Tentakulitenkalke, Lydite, Tonschiefer und Schwarzschiefer charakterisiert, in die sich im Givet eine 2–3 m mächtige, grobe Kalkbrekzie mit Komponenten aus dem Riffbereich einschaltet. Darüber folgen 2 m mächtige Tonschiefer und Kalklagen, die bis ins ältere Famenne reichen, sowie Flyschsedimente, die dem unter-oberkarbonen Hochwipfelflysch äquivalent sein dürften.

Der nördliche „Diabaszug von Eisenkappel“, auch *Eisenkappeler Grünschieferserie* genannt, ist auf österreichischem Gebiet über eine Strecke von 25 km in einem maximal 3,5 km breiten, annähernd E-W streichenden Streifen verbreitet, der von Zell Pfarre über den Schaidasattel und das Ebriachtal in das Leppental östlich Eisenkappel zieht. Die gleichen Gesteine setzen sich auf slowenischem Gebiet fort.

Der steil stehende, nordvergente Falten- und

Schuppenbau ist mit einer 50–70° nach Süden geneigten Grenzfläche auf die transgressive Permotrias der Nordkarawanken aufgeschoben. Im Süden wird die Grünschieferserie vom Karawanken-Granit überschoben, dessen Intrusion in die feinschichtigen Sedimente der Grünschieferserie einen Kontakthof von Cordierit-Knotenschiefern mit Porphyroblasten von Cordierit und Biotit erzeugte.

Die anchimetamorphe Grünschieferserie, die im Ebriachtal eine Gesamtmächtigkeit von etwa 650 m hat, umfaßt Sedimente und vulkanogene Gesteine. Letztere werden insgesamt etwa 350 m mächtig. Nach umfangreichen Untersuchungen von J. LOESCHKE (1970–1977) handelt es sich um Aschentuffe bis -tuffite mit spilitischer Zusammensetzung, feinkörnige hellgrüne chloritführende Tuffite, hämatitreiche Aschen- und Lapillituffe bis -tuffite mit spilitischer oder keratophrischer Zusammensetzung, massige Spilite und Spilite in Pillowform (ca. 180 m mächtig) sowie Spilit- und Ultrabasit-Lagergänge. Zu den umgebenden Sedimenten gehören Tonschiefer im Liegenden und Hangenden, in die sich konglomeratische Grauwacken, Quarzite, Graphitquarzite, Arkosequarzite und vereinzelt Zentimeter- bis dezimetermächtige Kalkbänke einschalten. Sie bleiben auf tiefere Anteile des Diabaszugs beschränkt.

Für die spilitischen Gesteine der Grünschieferserie wird ein Ausgangsmagma alkali-olivin-basaltischer Zusammensetzung vermutet. Die Mineralparagenese von Albit und Chlorit in den Spiliten geht auf autometamorphe Prozesse und eine sekundäre Regionalmetamorphose niedrig temperierten Grades zurück. Für sie kann aufgrund des Metamorphose-Hiatus zwischen den paläozoischen Gesteinen und der auflagernden Permotrias ein variszisches Alter angenommen werden.

In der Grünschieferserie konnten bisher keine Fossilien gefunden werden, die klare Aussagen über ihr Alter ermöglichen würden. Nach regionalgeologischen Vergleichen mit dem Mittelkärntner Paläozoikum ist zwar in erster Linie ein ordovizisches Alter zu vermuten, doch stehen dieser Ansicht auch Parallelisierungsmöglichkeiten mit den Karnischen Alpen gegenüber, in denen ähnliche Gesteine ein oberkarbonenes Alter haben.

Nach plattentektonischen Konzepten könnten die Vulkanite Reste eines ehemaligen Inselbogens repräsentieren und als Differentiate entstanden sein. Dieses Stadium soll der variszischen Orogenese vorausgegangen sein. Solche Vorstellungen stoßen aber vor allem aufgrund der ungeklärten Altersfrage noch auf große Schwierigkeiten.

3.10.1.3. Das Gailtalkristallin

Die Gesteine des Gailtalkristallins bilden das vorpermische Grundgebirge, das in einem bis 7 km breiten Streifen den Drauzug im Süden unterlagert. Bei steilem Nordfallen streichen die Gesteine mit wenigen Ausnahmen (z. B. Raum östlich Kötschach oder bei Tröpolach) generell Ost-West. Während das Kristallin im Gailtal auf dessen Nordseite beschränkt bleibt, greift es im Lesachtal auf die Südseite über, wo es vom Altpaläozoikum der Karnischen Alpen steil überschoben wird.

In dieser Grenzzone treten, in gleicher Position wie in den Karawanken, postkristallin deformierte Tonalitgneis- und Quarzdioritgneis-Lamellen auf, so zwischen dem Niedergailgraben und Untertilliach die 18 km lange und 180 m breite „Lesachtal-Masse“ und ein kleineres Vorkommen bei Hollbruck südwestlich von Kartitsch (vgl. F. P. SASSI & A. ZANFERRARI, 1971, 1973; A. ZANFERRARI, 1976; CH. EXNER, 1976). Daneben können, wie A. ZANFERRARI (1976) gezeigt hat, im Raum zwischen Nieder- und Obergail auch schmale Sedimentkeile von Permotrias zwischen Gailtalkristallin und den Tonaliten eingeschaltet sein.

Das Gailtalkristallin ist, mit Ausnahme des rund 1500 m hohen Guggenberges bei Hermagor, mit bewaldeten und besiedelten Hängen und Vorbergen morphologisch wenig auffallend.

Am Nordrand des Kristallins kommt es häufig zu Verschuppungen mit der Basis des Drauzugs (z. B. bei Kötschach, Umgebung Pressegger See). Andererseits sind lokal noch die primären Transgressionskontakte des Unterperms auf dem Kristallin erhalten. Die Basispartien führen dabei bevorzugt Gerölle aus der kristallinen Unterlage (vgl. R. VAN BEMMELEN, 1957; H. HERITSCH & P. PAULITSCH, 1958; H. MOSTLER, 1972; E. SCHERIAU-NIEDERMAYR & G. NIEDERMAYR, 1973, G. NIEDERMAYR, 1975 u. a.).

Wie bereits G. GEYER (1901) erkannte, nehmen östlich von Kötschach Quarzphyllite die größte Verbreitung ein. Westlich davon herrschen hingegen Granatglimmerschiefer und Paragneise vor. F. HERITSCH (1936) baute den Kenntnisstand weiter aus und unterschied im Gailtalkristallin schiefrige Biotitgneise und quarzreiche Glimmerschiefer, Granatglimmerschiefer, einzelne Vorkommen von Amphiboliten, diaphthoritische Glimmerschiefer und Quarzphyllite. Die Vielfalt dieser Gesteinsgruppe wurde von H. HERITSCH & P. PAULITSCH (1958) betont; sie kommt vor allem im Gebiet östlich der Reißkofelrinne zum Ausdruck. Hier läßt sich eine nördliche Schiefergruppe mit Einschaltungen von stark kataklastischen Augen-

gneisen des Types Dellach (vgl. H. HERITSCH, 1949) von einer südlichen Gruppe mit Quarzphylliten, Serizitphylliten, Chloritphylliten und Mischtypen abtrennen. Daneben finden sich aber auch Phyllonite und diaphthoritische Granatglimmerschiefer. Auffallend sind weiters Einschaltungen von Grüngesteinen (Amphibolite, Diabasfleckenschiefer, Albitchloritschiefer), Graphitphylliten und Graphitquarziten, die besonders westlich Hermagor verbreitet sind, sowie einige kleinere Vorkommen von Kalkmarmoren bei Reisach, Bergl und Malenthein. Die zuletzt genannte, progressiv metamorphe Serie wurde von älteren Autoren als Einschuppung in ein älteres Kristallin gedeutet. Dieser Vorgang soll gleichzeitig auch die Diaphthorose der umgebenden Gesteine erzeugt haben.

Die erwähnten Kalkmarmore der *Quarzphyllitgruppe* lieferten westlich von Hermagor und nördlich von Nötsch mäßig erhaltene Conodonten. Danach kann Obersilur oder älteres Unterdevon als Alter der Fundschichten angenommen werden. Bei Nötsch handelt es sich um einen etwa 2 m mächtigen Horizont von dunkelgrauen Kalken, die schwarzen Schiefen sedimentär eingelagert sind und im Streichen mehrere 100 m nach Westen verfolgbar sind. Sie nehmen eine randnahe Position zur südlich folgenden Masse der Quarzphyllite ein, mit denen sie durch Übergänge verbunden sind. Im Nötschgraben reichen die steil südfallenden Quarzphyllite bis zum Ausgang. Sie bilden zugleich die Unterlage des flach auflagernden klastischen Perms an der Basis des Dobratsch. Während ihr Zusammenhang mit stark durchbewegten Augengneisen, die westlich von Nötsch nahe dem Talboden anstehen, noch unklar ist, prägt im Norden eine deutliche nordvergente Störungszone den Kontakt zum „Granitzug von Nötsch“ und seinen Begleitgesteinen (hauptsächlich Bänderamphiboliten). Die plutonischen Gesteine formen einen 8 km langen und 150 m breiten Härtlingszug, der zum größten Teil intensiv mylonitisiert und epimetamorph überprägt ist. Nach CH. EXNER (1976) besteht er aus Amphiboliten mit Schollen von Migmatit und Gneis sowie aus mylonitisierendem Grobkorngranit. Örtlich wird der Amphibolit von granatführenden Apliten durchschlagen.

Westlich von Mauthen treten am Südrand des Kristallins Gesteine auf, die durch ihre Staurolith- und Granatführung deutlich abgrenzbar sind (Staurolithgranatglimmerschiefer, staurolithführende Gneise). In sie sind Schiefergneise mit Übergängen zu Augengneisen (das Gewebe wird hier von Mikroklinaugen durchsetzt), Pegmatitgneise, Bändergneise, „injizierte Amphibolite“, plagioklasführende Biotitschiefer und Amphibolite eingeschaltet. Letztere bauen zusammen mit

Granatglimmerschiefern die Nordzone auf. Der gesamte Westabschnitt zeigt relativ geringe Anzeichen von Diaphthorose (H. HERITSCH & P. PAULITSCH, 1958; P. PAULITSCH, 1960).

Zur nördlich anschließenden Serie gehören neben wechselnd diaphthoritischen Granatglimmerschiefern mit Übergängen zu glimmerführenden Quarziten (teilweise disthenführend) Muskowit- und Biotitquarzite, granatführende Schiefergneise bis aplitische Gneise (im Westteil weit verbreitet) sowie kleine Vorkommen von Amphiboliten. Bei Podlanig treten zudem chloritoidführende Granatglimmerschiefer auf. Alle Gesteine lassen mehr oder weniger deutlich eine Diaphthorose erkennen.

Der Augengneis von Dellach liegt in der Granatglimmerschieferserie. Er ist leicht verschiefert, was auch durch die Anordnung von Glimmer und Epidot angedeutet wird. Große Mikrokline (vorwiegend mit Karlsbader Zwillingen) und große Quarze bilden darin die Augen. Charakteristischer Gemengteil sind gefüllte Albite. Darin unterscheiden sie sich von den Augengneisen bei Wetzmann am Eingang zur Gailschlucht, die vor allem nicht gefüllte, basische und trübe Plagioklase führen.

Die Baugeschichte des Gailtalkristallins kann zur Zeit noch nicht befriedigend erklärt werden. Ein Hauptgrund dürfte im Fehlen von radiometrischen Alterswerten liegen. Das paläozoische Alter von Teilen der Quarzphyllite und der Nachweis der vor-permischen Diaphthorose im Kristallin zeigen aber, daß die Entwicklung hauptsächlich im Paläozoikum stattgefunden hat. Die Vorstellung von F. P. SASSI et al. (1974), wonach ein vor-variszischer Para- und Orthogesteinskomplex von variszischen Pelitfolgen transgressiv überlagert und beide in variszischer Zeit metamorph überprägt worden wären, kann sich bisher noch nicht auf hinreichend gesicherte feldgeologische und radiometrische Grundlagen stützen.

Literatur: BEMMELEN R. van 1957; CLIFF R. et al. 1975; EXNER C. 1972, 1976; GEYER G. 1901; HERITSCH H. 1949; HERITSCH H. & PAULITSCH P. 1958; KUPSCH F. et al. 1971; LIPPOLT H. J. & PIDGEON R. 1974; LOESCHKE J. 1970, 1973, 1974, 1975, 1977; LOESCHKE J. & RÖLSER J. 1971; LOESCHKE J. & WEBER K. 1973; PAULITSCH P. 1960; SASSI F. P. et al. 1974; SASSI F. P. & ZANFERRARI A. 1971, 1973; SCHARBERT S. 1975; SCHERIAU-NIEDERMAIR E. & NIEDERMAIR G. 1973; ZANFERRARI A. 1976.

3.10.2. Das Karbon von Nötsch

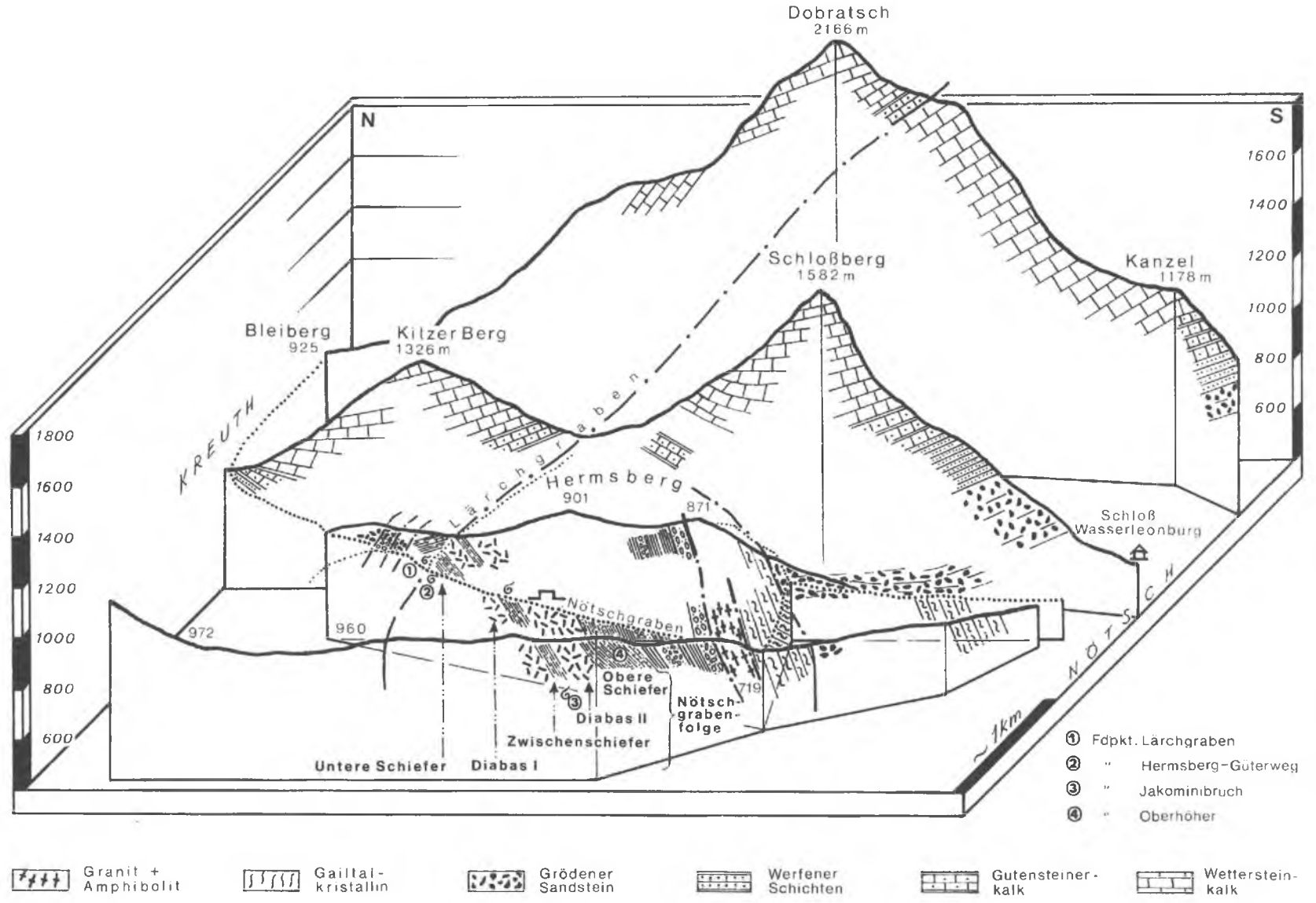
VON HANS PETER SCHÖNLAUB

Das Karbon von Nötsch erstreckt sich auf einer Länge von etwa 8 km und einer Breite von etwa 2,5 km nördlich des Gailtals zwischen den Ortschaften Nötsch und Tratten im Süden, der Villacher Alpe im Osten und dem Zug des Mittagssnock im Norden. Der höchste Punkt wird vom Gipfel der Badstuben (1410 m) gebildet. Der geologische Südrand ist eine markante Störungslinie gegen den Granitzug von Nötsch; ebenso bildet die Nordgrenze ein etwa Ost-West verlaufendes Bruchsystem, längs dem das Karbon auf die Trias des Drauzugs aufgeschoben ist. Unklar sind die Verhältnisse am Westende, wo durch die Annäherung der Nord- und Südgrenzen ein tektonisches Auskeilen vermutet werden kann.

Das seit 1807 bekannte Vorkommen paläozoischer Gesteine ist durch seinen Fossilreichtum berühmt. Dies führte zu zahlreichen Bearbeitungen, vornehmlich von Brachiopoden und Cephalopoden (G. AIGNER, 1930, 1931b; G. AIGNER & F. HERITSCH, 1929, 1931), Trilobiten (F. HERITSCH, 1929; G. HAHN & R. HAHN, 1973) und Korallen (F. HERITSCH, 1918, 1934; A. KUNTSCHNIG, 1926; H. W. FLÜGEL, 1972).

Das Karbonvorkommen wird über weite Strecken von jungglazialen Ablagerungen bedeckt. Die dadurch bedingten schlechten Aufschlußverhältnisse erschwerten tektonische Deutungen (vgl. H. W. FLÜGEL, 1965, 1977; H. P. SCHÖNLAUB, 1973).

Im Nötscher Karbon unterschieden M. G. KODSI (1967), H. W. FLÜGEL & M. G. KODSI (1968) und M. G. KODSI & H. W. FLÜGEL (1970) drei lithofazielle Einheiten, nämlich die *Nötschgrabengruppe* im Osten, die *Erlachgrabengruppe* im Nordosten und die *Pöllandgruppe* im Westen. Biostratigraphisch kann nur die Nötschgrabengruppe, aus der die meisten bisher beschriebenen Fossilien stammen, exakt eingestuft werden. Sie gehört ins jüngere Visé und enthält Faunen der Oberen Pericyclus-Stufe und der jüngsten Goniatites-Stufe (granosus-Zone). Ein ungestörtes Nord-Süd-Profil durch diese Gruppe zeigt nach H. P. SCHÖNLAUB (1973) folgende Abfolge: „Untere Schiefer“ (100–120 m), Diabas-Brekzienzug I (Badstub-Brekzie), Zwischenschiefer (10–15 m mit massenhaftem Vorkommen von Productiden), Diabas-Brekzien-



3.10. Der Drauzug (Gailltaler Alpen – Nordkarawanken)

Abb. 114. Das Karbon im Nötschgraben und sein Rahmen

zug II und „Obere Schiefer“. Sie enthalten bekannte Korallen- und Trilobitenfundstellen des Visé, zum Beispiel beim Gehöft „Oberhöher“. Da jedoch im Nötschgraben über den höchsten Vorkommen mit Faunen des Visé konkordant noch weitere, etwa 120 m mächtige Gesteine folgen (Quarkonglomerate, Sandsteine, dunkle bivalvenführende Tonschiefer), ist ein Höherreichen der Nötschgrabengruppe bis ins Namur sehr wahrscheinlich. Nach lithologischen Vergleichen könnten die höheren Partien daher Äquivalente der klastischen Erlachgrabengruppe darstellen, die schon bisher aufgrund von Pflanzenfunden ins Namur gestellt wurde (J. PIA, 1924). Beide Gruppen sind nach ihrer Ichnofazies, dem Fossilinhalt und nach ihren lithologischen Merkmalen mehr oder weniger stark terrigen beeinflusste Flachwasserbildungen.

Die jüngsten Gesteine des Karbons von Nötsch mit Westfal- und Stefan-Alter sind in der *Pöllandgruppe* vertreten. Es handelt sich um eine Wechselfolge von Konglomeraten, Grauwacken, Sandsteinen und tonig-sandigen Schiefern, die nach Spurenfossilien [*Nereites*, *Lophoctenium*, *Dictyodora liebeana* (GEINITZ)] einer

randnahen Fazies in einem Flyschbecken zugeordnet werden.

Alle drei etwa Ost-West streichenden Gesteinsgruppen werden, ebenso wie die Quarzphyllite des Gailtalkristallins, von permoskythischen Grobklastika an der Basis des Drauzugs überlagert. Bei Annahme eines Transgressionsverbandes auf den karbonen Ablagerungen müßte daher für die komplizierte Interntektonik des Nötscher Karbons ein variszisches Alter angenommen werden. Dazu kommen alpidische Längsbrüche (Bleiberger Talbruch, Lärchgraben-Störung, Gailbruch; vgl. H. P. SCHÖNLAUB, 1973) und Nordost streichende Verwerfer, die das Karbon in einzelne Schollen zerlegen (K. FELSER, 1938) und die geologischen Zusammenhänge, besonders zwischen der Erlachgrabengruppe und der Pöllandgruppe, verschleiern.

Literatur: AIGNER G. 1930, 1931b; AIGNER G. & HERITSCH F. 1929, 1931; FELSER K. 1938; FLÜGEL H. W. 1965, 1972a, 1977; FLÜGEL H. W. & KODSI M. G. 1968; HAHN G. & HAHN R. 1973; HERITSCH F. 1918a, 1929b, 1934b; KODSI M. G. 1967; KODSI M. G. & FLÜGEL H. W. 1970; KUNTSCHNIG A. 1926; PIA J. 1924; SCHÖNLAUB H. P. 1973b; TESSENHORN F. 1972.

3.10.3. Das Permomesozoikum des Drauzuges

VON FRANZ KARL BAUER

3.10.3.1. Die Schichtfolge

Die permoskythische Transgressionsserie, die in den Nordkarawanken sehr lückenhaft ist, beginnt in den Gailtaler Alpen mit Brekzien, Konglomeraten, Sandsteinen und Schiefer-tonlagen. Diese 100 m mächtige liegende Serie, die durch Quarzporphyre und Tuffe abgeschlossen wird, wurde aufgrund von *Callipteris conferta* (STERNBERG) BRONGNIART in das Unter-Rotliegende eingestuft (H. W. J. v. AMEROM et al., 1976).

Es folgt ein 200 m mächtiger Sandsteinkomplex, bestehend aus Einzelzyklen von Grob- und Feinklastika, der Quarzporphyrgerölle und Zirkon als dominierendes Schwermineral enthält. Im Gegensatz zu der bisher üblichen Bezeichnung *Permoskythsandstein* verwenden G. NIEDERMAYR et al. (1977) für diese Serie wieder den Begriff *Grödener Schichten*. Von diesen werden die bis 300 m mächtigen *Werfener Schichten* mit Sandsteinen, Ton- und Siltsteinen, Gips und Rauwacken abgetrennt, welche durch das Fehlen von Quarzporphyrgeröllen und den hohen Gehalt an Apatit neben Zirkon gekennzeichnet sind. Aufgrund von Sporen konnten zwei Flöze,

zwischen denen schräggeschichtete Sandsteine liegen, in das Seis bzw. in das Campil eingestuft werden (H. MOSTLER, 1972).

Die Mitteltrias setzt mit laminierten Dolomiten und dem Flaser-Wurstelkalkkomplex der Serie des *Alpinen Muschelkalkes* ein. Dieser wird im Gebiet des Dobratsch durch gipsführende Tonschiefer mit Sandsteinlagen vertreten. Lokal liegen über den Flaser-Wurstelkalken bis 60 m mächtige Sandsteine, die auf tektonische Bewegungen hinweisen, welche wie in den Südalpen zur Reliefbildung im Hinterland und zur Anlieferung von klastischem Material führten.

Nach dem von T. BECHSTÄDT et al. (1976) erstellten Modell der alpinen Geosynkinalentwicklung in der Mitteltrias zeigen feinklastische Sedimente und mikritische Knollenkalke (Pelsson-Illyr) eine erste Absenkung an. Darüber und über Ansätzen von Riffbildungen bei der Alplspitze (R. BRANDNER, 1972) breitete sich die Flachwasserentwicklung des *Zwischendolomites* aus, in dem die ersten Tufflagen auftreten.

In der Folge brach die Zwischendolomit-Plattform nieder, und es entwickelten sich Hochzonen

(Dobratsch – Reißkofel) und Beckenbereiche. Dabei öffneten sich Zufuhrspalten, aus denen vulkanisches Material gefördert wurde. Dieses besteht vorwiegend aus Tuffiten, welche grüne Lagen („pietra verde“) bilden und von einem alkalibetonen, andesitischen bis trachytischen Vulkanismus abzuleiten sind. Auf der Dobratsch-Südseite kommen bis 120 m mächtige Pyroklastika mit geringmächtigen Lavalagen, bei denen es sich um Augit-Andesite handelt, vor (A. PILGER & R. SCHÖNENBERG, 1958; E. COLINS & W. NACHIMANN, 1974).

In einem engräumigen Becken südlich der Hochzone des Dobratsch wurden rote Ammonitenkalke, welche mit dem Schreyeralmkalk verglichen wurden, Knollenkalke und Bankkalke abgelagert (Abb. 115).

Nördlich der Hochzonen bildeten sich die becken tiefsten Sedimente der bis 800 m mächtigen ladinischen Plattenkalke, für die T. BECHSTÄDT (1978) die Bezeichnung *Fellbacher Kalk* verwendete. Sie führen im basalen, etwa 30 m mächtigen Bereich, der in das Oberanis bzw. Unterladin eingestuft wurde, Ammoniten, Daonellen und Posidonien und eine Mikrofauna (T. BECHSTÄDT & H. MOSTLER, 1974).

Während im Norden durch die auf den Hochzonen wachsenden Riffe des *Wettersteinkalkes* das Plattenkalkbecken gegen Süden abgeschnürt wurde, blieb im südlichen Becken die Verbindung mit dem offenen Meer bestehen, wie die pelagische Fauna beweist. Die Riffe wuchsen im Cordevol nach Süden weit über das Becken hinaus, in das ab dem höheren Fassin Riffdetritus geschüttet wurde. Die Hauptriffbildner im Wettersteinkalkriff des Dobratsch sind *Tubiphytes obscurus* MASLOV, *Sphinctozoa* und andere Faunen- und Florenelemente, wie Korallen und Kalkalgen (O. KRAUS & E. OTT, 1968).

Im Rücken der Wettersteinkalk-Riffe bildeten sich die gebankten Lagunensedimente, die im hangenden Teil Blei-Zink-Erze führen. Dieser hangende Wettersteinkalk zeigt im gesamten Drauzug charakteristische Zykloteme, die sich aus Kalken des Subtidal („Megalodontenkalk“) und des Inter- bis Supratidal mit den Stromatolithen zusammensetzen. Grüne, schwach tonige Dolomite (sogenannte „grüne Mergel“, die als Tuffe gedeutet wurden) und schwarze Brekzien wurden von T. BECHSTÄDT (1973) als Emerisionsbildungen erklärt.

Zwischen der Lagunenfazies des Wettersteinkalkes im Hangenden und der Plattenkalkfazies im Liegenden tritt auf dem Kellerberg und im Gebiet Kreuzen (südlich Paternion) als Übergangsbildung ein meist hellgrauer bis bräunlicher, mikritischer Kalk auf (Kellerbergfazies). Die Entwicklung der Plattform des Wetterstein-

kalkes findet mit dem „Cardita-Ereignis“ ihr Ende.

Die Mitteltrias der Nordkarawanken ist im wesentlichen ähnlich aufgebaut. Sie besteht nach I. CERNY (1977, 1978) im unteren Teil aus der Flaserkalk-Wurstelkalkfolge (160 m) und Bankkalke (120 m). Die Dolomite darüber (150 m) sind wahrscheinlich mit dem Zwischendolomit der Gailtaler Alpen zu vergleichen. Auf diese folgen die Beckensedimente mit Knollenkalke, Bankkalke (40–200 m) und Tufflagen, welche in das Ober Anis – Unter Ladin einzustufen sind.

Hangende, grobbankige Kalke enthalten östlich Eisenkappel örtlich Riffknospen mit Korallen, Kalkschwämmen und *Tubiphytes obscurus* MASLOV.

In den Knollenkalke im Waidischbach fand S. PREY (1955) *Paraceratites trinodosus* (MOJŠISOVICS). Über diesen Knollen- und Bankkalke liegen bei Zell Pfarre und bei Eisenkappel bis 100 m mächtige Partnachmergel (Abb. 115).

Darüber setzt der etwa 1200 m mächtige Wettersteinkalk ein, der in tieferen Teilen dolomitisiert ist. Er gliedert sich in Riffbereiche, welche die steilen Felswände auf der Südseite von Petzen, Obir und Freiberg bilden, und in die gebankte Lagunenfazies. Die Riffe sind wie in den Gailtaler Alpen nach Süden gewachsen, die Lagune lag im Norden.

In den Lienzer Dolomiten zeigen die ladinischen Diploporendolomite, die Grünen Schichten und die 900 m mächtigen Plattendolomite eine etwas abweichende Entwicklung der Mitteltrias an (W. SCHLAGER, 1963).

Die *Carditaschichten* des Drauzuges, die etwa 300 m mächtig werden, bestehen aus drei klastischen und drei karbonatischen Horizonten. Das detritisch-terrigen Material der klastischen Horizonte wurde nach O. KRAUS (1969) von Nordwesten bzw. Norden her geschüttet, was auf Abtrags- bzw. Hebungszonen nördlich bis nordwestlich des Drauzuges schließen läßt.

Mit der Plattform des *Hauptdolomites* beginnt erneut eine Konsolidierungsphase, in der eine zeitlich und räumlich ausgedehnte Sedimentation fast reiner Dolomite erfolgte. Im Übergangsbereich zum *Plattenkalk*, der in den Gailtaler Alpen (M. KÖHLER, 1974) durch einen Geröllhorizont in einen unteren und oberen gegliedert wird, beginnt der Untergrund rascher abzusinken, wie sich aus dem verstärkten Auftreten von Kalken ergibt.

Die noch ruhigen Sedimentationsverhältnisse ändern sich entscheidend mit dem Einsetzen der Kössener Schichten. Die terrigene Schüttung, welche nach den Untersuchungen von M. KÖHLER (1974) in den Gailtaler Alpen von Nordwe-

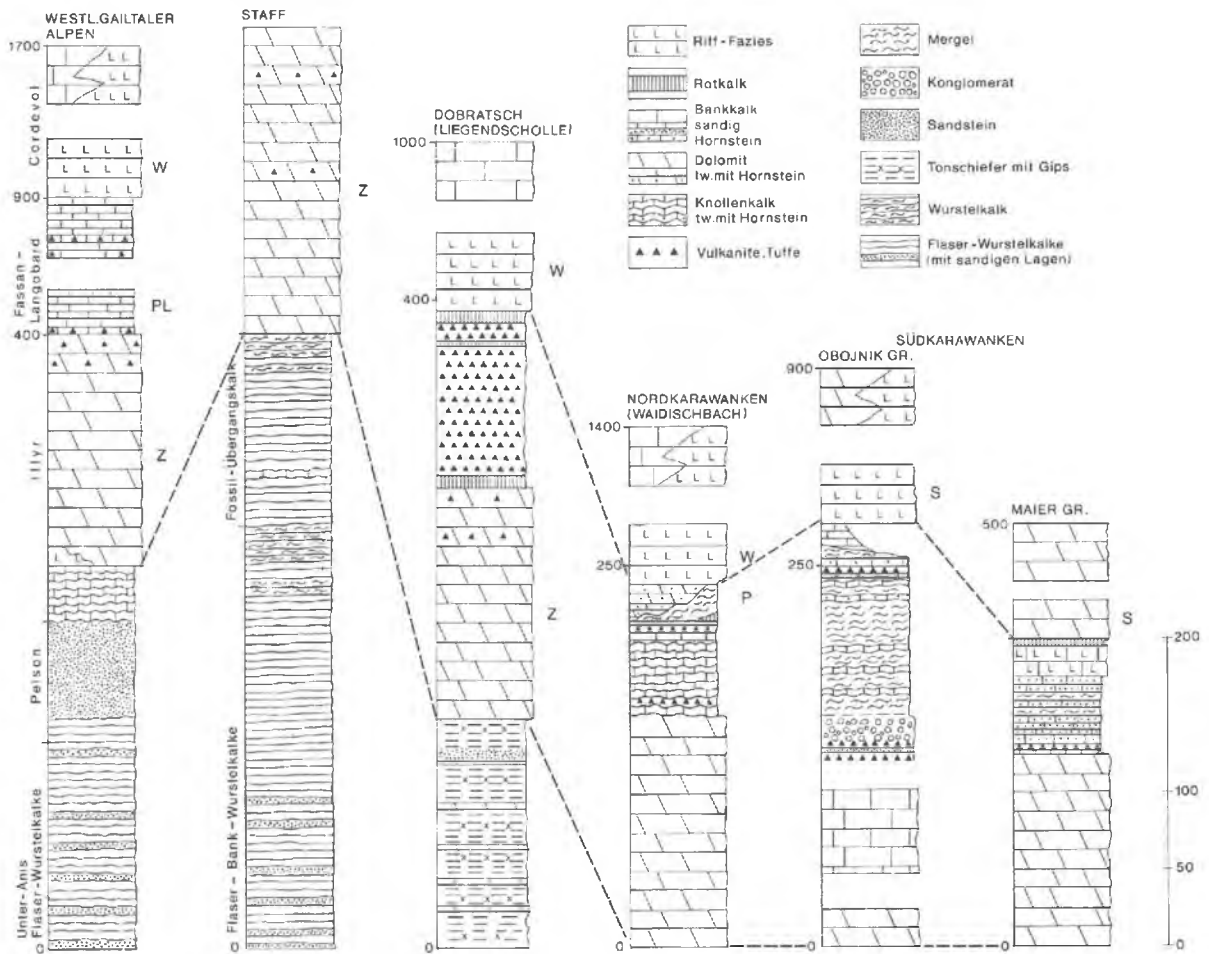


Abb. 115. Vergleichende Mitteltriasprofile aus Drauzug und Südkarawanken. Westliche Gailtaler Alpen nach R. BRANDNER, 1972 und T. BECHSTÄDT et al., 1976, Staff nach W. NACHTMANN 1974, Dobratsch nach E. COLINS & W. NACHTMANN 1974, Nord- und Südkarawanken nach unveröffentlichten Aufnahmen von F. K. BAUER und H. SUMMESBERGER

- Z Zwischendolomit
 Pl mitteltriadische Plattenkalke (Fellbacher Kalk)
 P Partnachmergel
 W Wettersteinkalk
 S Schlierndolomit

sten her erfolgte, nimmt stark zu und es treten Tonschiefer auf, die zyklisch mit Mergeln und mikritischen Kalken wechsellagern. Diese tieferen Abschnitte der Kössener Schichten wurden aufgrund einer Foraminiferen- und Brachiopodenfauna in das Mittel- bis Obenor gestellt.

In den Lienzer Dolomiten gehen an einigen Stellen höhere (rhätische) Kössener Schichten in jurassische Sedimente über. In den Nordkarawanken liegen im Profil des Vellachtales fossilbelegte Kössener Schichten über den Plattenkalke.

Jura ist nur aus den Lienzer Dolomiten bekannt und kommt in Form von *Allgäuschichten*

vor. Im Profil Amlacher Mulde südlich Lienz liegt, über Triasinen führenden Oberhätkalken, Jura mit Kieselkalken, roten Ammonitenkalken (Lias), roten mergeligen Kalken und Knollenkalken (Dogger bis mittlerer Malm), Aptychenschichten (Tithon – Berrias) und tiefe Kreide mit *Neokomkalken*.

Die Schichtfolge setzt mit einer *Flyschserie* fort, die aus gradierten Sandsteinen, Mergeln und Tonsteinen besteht. Sie wurde von A. MARIOTTI (1972) in das Apt – Oberalb eingestuft. P. FAUPL (1976) unterschied eine untere pelitreiche und eine obere, etwa 300 m mächtige, sandsteinreiche Turbiditfolge. An Schwermineralien

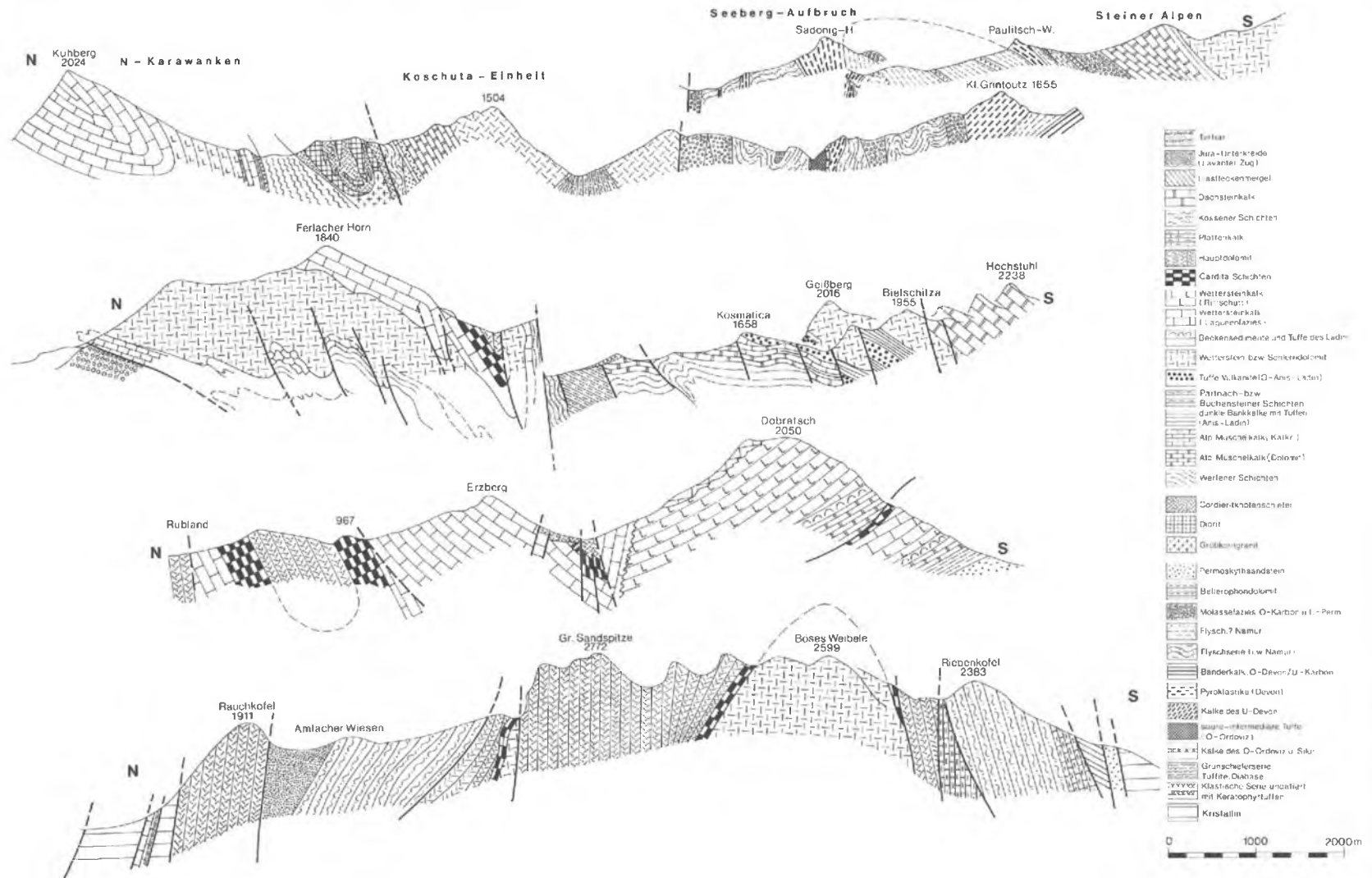


Abb. 116. Profile durch die Karawanken nach CH. EXNER, 1976, J. ROLSER & F. TESSENHORN, 1974, S. PREY, 1958 und nach unveröffentlichten Aufnahmen von F. K. BAUER; Profile durch die Gailtaler Alpen nach E. COLINS & W. NACHTMANN, 1974, H. HOLLER, 1976 und W. SCHLAGER, 1963

sind neben Zirkon und Granat der aus paläogeographischen Gründen wichtige Chromspinell zu nennen. P. FAUPL stellte in dieser Schichtfolge auch Spuren von Metamorphose fest.

In der Flyschserie gibt es einen die Schichten diskordant durchschlagenden Lamprophyrgang mit einer Mächtigkeit von 2,5 m und einer Länge von 100 m. Von CH. EXNER (1976) als Hornblende-Pyroxen-Minette bestimmt, ist er beiderseits von einem etwa 1 m mächtigen Kontakthof begleitet. Der Lamprophyr, der wahrscheinlich vom tonalitischen Magma der periadriatischen Intrusiva abzuleiten ist, drang nach der Unterkreide ein.

Die nachtriadische Schichtfolge in den Nordkarawanken besteht aus rotem Crinoidenkalk (*Hierlatzkalk*), rotem *Adneter Kalk* (Lias) und rotem *Klauskalk* (Dogger). Rote Flaserkalken wurden aufgrund von *Lombardia ex gr. arachnoidea* BRÖNNIMANN in den Malm eingestuft. Zum Neokom gehören helle Hornstein- und Mergellagen führende Kalke mit Aptychen und einer Mikrofauna mit Calpionellen und Foraminiferen wie *Lenticulina ouachensis multicella* BARTENSTEIN & BOLLI. Von D. van HUSEN (1975) wurden im Bereich Oistra – Jegart Kogel (südöstlich Sittersdorf) Kalkbrekzien gefunden, die aufgrund von Orbitolinen in das Alb eingestuft wurden.

3.10.3.2. Der Bau der Lienzer Dolomiten und der Gailtaler Alpen

Die Lienzer Dolomiten sind ein Hochgebirge, das in vielen Gipfeln bis über 2500–2700 m Höhe reicht (Hochstadel, 2680 m; Große Sandspitze, 2772 m; Spitzkofel, 2718 m; Eggenkofel, 2590 m). Schroffe Spitzen und Grate, helle Schutthalden und oft öde Kare bestimmen den Dolomiten-artigen Landschaftscharakter.

Die Gailtaler Alpen, ca. 70 km lang, reichen vom Gailbergsattel bis Villach. Im Hauptkamm ein vielfach schroffes Kalk-Hochgebirge, erreichen sie aber weitaus nicht die Höhen der Lienzer Dolomiten (im Westen Torköfel, 2275 m; Reißkofel, 2731 m; im Osten Spitzegel, 2118 m; Dobratsch bzw. Villacher Alpe, 2166 m). Östlich vom Weißensee liegt ein niedrigerer Gebirgsstreifen, während im Norden wiederum schroffere Gipfel etwas höher aufsteigen (Latschur, 2236 m). Die kahlen Südabstürze des Dobratsch geben Zeugnis von den großen Bergstürzen als Folge des Erdbebens vom Jahre 1348.

Die Lienzer Dolomiten keilen gegen Westen an den großen Störungslinien des Gail- und Drautales aus. Weiter im Westen liegen noch kleinere Triasvorkommen (z. B. von Kalkstein

und Winnebach), welche als die westliche Fortsetzung des Drauzuges aufgefaßt wurden.

Das Rückgrat der Lienzer Dolomiten ist die Lienzer Antiklinale, die mit einem Kern aus Wettersteindolomit das Böse Weibele aufbaut und dazu aus Carditaschichten und der mächtigen Hauptdolomit-Nordflanke besteht (Abb. 116). Östlich des Hochstadels liegt diskordant eine Scholle von schwer voneinander abtrennbaren Kössener Schichten und Liasfleckenmergel auf steil stehendem Hauptdolomit, der bei Oberdrauburg über die Drau reicht.

Nördlich der Laserz Wand folgt ein schwer faßbarer Sattel aus Wettersteindolomit, überlagert von Carditaschichten und Hauptdolomit. Das Hangende dieses Hauptdolomites bilden Kössener Schichten und die Jura-Kreide-Schichtfolge der Amlacher Mulde, die im Norden von einer Störung abgeschnitten wird und an den steil unter Kristallin einfallenden Hauptdolomit des Rauchkofels grenzt. Am Mordbichl treten die Gesteine der Amlacher Mulde auch über die Drau. Nördlich des Rauchkofels ist der aus Werfener Schichten und Alpinem Muschelkalk bestehende Tristacher Span in Kristallin eingeschuppt. Im Süden folgen auf die Lienzer Antiklinale mächtige Kössener Schichten des Riebenkofels und Lias der Tscheltscher Mulde.

Der Wettersteindolomitkern des Bösen Weibele der Lienzer Antiklinale taucht gegen Westen unter Hauptdolomit ab. Er kommt westlich der NW-SE streichenden Ober Alpl Störung wieder empor und baut das Gebiet Gedeindl Spitz – Sandeck auf. Dieser Wettersteindolomit ist im Norden vom Hauptdolomit der Lienzer Antiklinale, auf dem Rhät-Jura-Gesteine liegen, durch eine Störung getrennt. Diese jüngeren Gesteine sind wahrscheinlich die westliche Fortsetzung von Kössener Schichten und Jura des Riebenkofels, die an der Ober Alpl Störung nach Nordwesten zum Südabhang des Sandecks versetzt wurden (Sandeck Grabenzone nach R. W. van BEMMELN & J. E. MEULENKAMP, 1965).

Der Wettersteindolomit Gedeindl Spitz – Sandeck grenzt im Süden an den Hauptdolomitzug Breitenstein – Eggenkofel. Südlich des Breitensteins liegen Alpiner Muschelkalk und Werfener Schichten. Diese beiden Schichtglieder gehören zur parautochthonen Sedimenthülle des Kristallins, die nach oben immer mehr tektonisch zerlegt ist und an einem der Kristallinrand parallel verlaufenden Störungsbündel, der Südrandstörung, endet.

Die Lienzer Antiklinale wird im Südosten durch den Pirker Bruch schräg abgeschnitten. Südöstlich von diesem Bruch liegt die Tscheltscher Grabenzone, die in Sättel aus Hauptdolomit und Plattenkalk und Mulden aus Kössener

Schichten gegliedert wird. Sie wird im Südosten durch die dem Pirker Bruch parallel verlaufende Silbergrabenstörung begrenzt. Es schließt eine Zone enggepreßter Falten und Schuppen mit der Einheit der Mussen an, bestehend aus 600 m mächtigen, mitteltriadischen Plattenkalken und eingeschalteten Mergeln, der aus anisischen Knollenkalken aufgebauten Kuku-Antiklinale und dem aus Schuppen von anisischen Kalken und Dolomiten bestehenden Pittersbergzug (W. SCHLAGER, 1963). Nach Osten setzt sich diese Zone der enggepreßten Falten und Schuppen in die Zone des Laaser Waldes fort, die großteils aus Sedimenten des Permoskyth aufgebaut wird.

Ein wesentliches Baelement der Gailtaler Alpen ist die nach Westen abtauchende Gailberg-Hochwald-Antiklinale, die sich vom Gailbergsattel über Kreuzbergsattel und Spitzegel bis zum Bleiberger Erzberg erstreckt. Sie besteht im Gebiet des Gailbergsattels aus einer konkordanten Folge von Hauptdolomit, Plattenkalk und Kössener Schichten. Etwas östlicher liegen tiefere Teile mit Wettersteinkalk und Carditaschichten. Im Norden wird die Antiklinale von der Silbergrabenstörung abgeschnitten. Nördlich davon setzen sich am Rewischkopf von Westen her Plattenkalk und Kössener Schichten der Tscheltscher Grabenzone fort.

Den Kern der Antiklinale bildet der Alpine Muschelkalk, das Gebiet Steiner Fraten – Pließ Alm aufbauend, der ostwärts gegen den Hochwald unter die mitteltriadischen Plattenkalke abtaucht.

Er kommt als hochgepreßter Sattel mit Wurstelkalk und Zwischendolomit im Gebiet Gösse-ring Bach – Tschrischen (CH. HAUSER, 1975) und im Gebiet St. Lorenzer Alm wieder empor. Am Aufbau der Antiklinale sind westlich des Kreuzbergsattels wesentlich die mitteltriadischen Plattenkalke, östlich davon der die Plattenkalke überlagernde Wettersteinkalk beteiligt.

Etwas südlich des Gailbergsattels wird der Hauptdolomit-Südschenkel der Gailberg-Hochwald-Antiklinale durch einen Bruch gekappt, an den sich südlich eine Wettersteinkalkmulde (Juckbühelsynkline nach R. W. van BEMMELN, 1957) anschließt.

Der Wettersteinkalk der Jauken bildet die breite östliche Fortsetzung dieser Mulde, die im Gipfelbereich eine komplizierte Tektonik aufweist. Carditaschichten fallen auf der Nord- und Südseite aufgrund einer eigenen Tektonik unter Blei-Zinkerz-führende Kalke ein. R. W. van BEMMELN (1957) betrachtete diese Kalke als stratigraphisch über den Carditaschichten liegend und stellte sie in das Nor („Jaukenfolge“). Es handelt sich jedoch nach P. J. MÜLLER (1977,

1979) um eine riff-ferne Lagunenfazies des Wettersteinkalkes. Die tektonische Wiederholung wird durch Zerschering eines Faltenbereiches mit geringer Transportweite erklärt.

Gegenüber der Jaukensynklinale etwas versetzt, schließt östlich die Compton-Siebenbrunn Synklinale mit Hauptdolomit als Muldenkern an, deren südlicher Schenkel vom Wettersteinkalkriff des Reißkofels gebildet wird. Carditaschichten bilden südlich des Tschrischen den Mulden-schluß.

Nördlich an die Gailberg-Hochwald-Antiklinale schließt eine breite Muldenzone (Weißensee-Synklinale) an, deren Achse flach nach Nordwest abtaucht und welche am Drautal schräg abgeschnitten wird. Sie besteht aus Hauptdolomit, Plattenkalk und Kössener Schichten und baut das Gebiet südlich des Weißensees auf. Im Osten wird sie östlich des Peilnöckel an einer NE-SW verlaufenden Störung nach Nordosten versetzt.

Die nördlichen Gailtaler Alpen mit der Latschur Gruppe, nördlich der Längsstörung der Weißensee-Furche gelegen, bilden die im Norden auf die Weißensee-Synklinale folgende Antiklinale. Sie beginnt im Osten mit dem Keller Berg, der durch die Mölltal-Linie begrenzt wird, und endet im Westen an der Störung des Drautales.

Im Norden liegt das Permoskyth mit teilweise noch erhaltenem, transgressivem Kontakt auf dem metamorphen Paläozoikum der Goldeck Gruppe. Der Alpine Muschelkalk ist östlich des Weißensees tektonisch reduziert. Er nimmt gegen Westen immer mehr an Mächtigkeit zu und baut die Nordwände von Staff, Eckwand und Latschur auf. Im ungestörten, etwa 600 m mächtigen Profil des Staff unterschied W. NACHTMANN (1975) Flaserkalke, Bankkalke und Wurstelkalke im unteren, Fossil- und Übergangskalke im mittleren und Zwischendolomit im oberen Profilteil (Abb. 115). Wesentlichen Anteil am Aufbau der Antiklinale haben die mitteltriadischen Plattenkalke und der Wettersteinkalk, welcher auf fast der ganzen Erstreckung der Weißensee-Synklinale an Hauptdolomit grenzt.

Der Dobratsch besteht aus zwei tektonischen Einheiten (Abb. 114, 116). Da auf der Semmler Alm anisische Tonschiefer und Dolomite vom Wettersteinkalk unter- und vom Wettersteindolomit überlagert werden, erkannte bereits G. GEYER (1901) die Dobratschüberschiebung. Auch N. ANDERLE (1950) unterschied eine untere und obere Einheit, die zuletzt von E. COLINS & W. NACHTMANN (1974) faziell bearbeitet wurden.

Die untere Einheit besteht aus Permoskyth-Sandstein, Werfener Schichten, anisischen Do-

lomit, ladinischen Beckensedimenten mit Tuffen und Vulkaniten und Riff- und Lagunenkalke des Wettersteinkalkes. Die Überschiebungsfäche wird durch den Horizont der Carditaschichten markiert. Die obere Einheit ist aus anisichen Dolomiten, Beckensedimenten des Ladin und dem mächtigen cordevolischen Wettersteinkalk in Riff-Fazies aufgebaut. Die Überschiebungsfäche trifft östlich Heiligengeist im Osten und bei Bleiberg-Kreuth im Westen auf den Bleiberger Bruch.

Die beiden Dobratschsollen sind von Nord-Süd verlaufenden Querstörungen erfaßt worden, was auf eine älter-alpidische Überschiebung hinweist. Westlich des Dobratsch liegt das Nötscher Karbon, das ostwärts unter die Trias des Dobratsch einfällt.

Im Norden ist der Dobratsch vom Bleiberger Bruch begrenzt. Diese große Störung deutete N. ANDERLE (1951) als Überschiebungsfäche und sah die Bruchtektonik als sekundär an. L. KOSTELKA (1971) nahm ähnlich die Überschiebung der Dobratsch- auf die Erzbergeinheit an und betont im Gegensatz zu H. HOLLER (1936, 1974) die Einengungstektonik.

Nach H. HOLLER (1936, 1974) bilden Carditaschichten und Hauptdolomit im Bleiberger Tal eine Grabenscholle, deren Einbruch mit dem Einbruch des Villacher Beckens bzw. noch älteren Brüchen in Verbindung gebracht wird. Erst in einer jüngeren Einengungsphase wäre der Dobratsch an die Grabenscholle angepreßt worden.

Die Bleiberger Grabenscholle hat einen asymmetrischen Bau. Die Vertikalverstellung am Bleiberger Bruch, der primären Hauptstörung H. HOLLERs, betrug etwa 2000 m und bewirkte eine Schrägstellung der Erzbergeinheit. Sekundär riß nach H. HOLLER der nördliche Grabenrandbruch auf, an dem eine Verstellung um 400 m erfolgte. An einer Reihe von Staffelbrüchen wurden die einzelnen Schollen in die Tiefe versetzt, deren genaue Kenntnis den Tiefenaufschlüssen im Bergbau Bleiberg-Kreuth zu verdanken ist. Der Bleiberger Graben ist nach Westen zum Tschöcklnock zu verfolgen, wo er in zwei synklynal gebaute Teilschollen mit den Bergbaurevieren Matschieder Alpe und Windische Höhe zerfällt. Der Graben endet südlich der Gradlitz an der Zuchenstörung (H. HOLLER, 1977a).

Nördlich des Bleiberger Erzberges liegt die Rublandeinheit, bestehend aus einer Mulde aus Carditaschichten und Hauptdolomit, deren Achse mit 20–50° nach W bis WNW einfällt (Abb. 116).

Nördlich und südlich schließen Sättel aus Wettersteinkalk bzw. -dolomit an. Der südliche Sät-

tel ist durch zahlreiche Scherklüfte zerlegt und wird von der Kreuzenstörung abgeschnitten, an welcher der Erzberg auf die Rublandeinheit aufgeschoben ist.

Eher kritisch zu beurteilen sind die Gedanken H. HOLLERs (1976) über einen möglichen Deckenbau. Die Erzbergeinheit wird als Decke angesehen, die schüsselförmig südwärts abtauchen und unter der unteren Dobratscheinheit liegen soll. Für einen Deckenbau dieser Art gibt es bisher im gesamten Drauzug keine Anhaltspunkte. Wahrscheinlicher erscheint ein Faltenbau, wie er bereits öfter beschrieben wurde.

Einem Faltenbau entsprechend läßt sich der Erzberg als Wettersteinkalk-Antiklinale ansehen und die Bleiberger Grabenscholle mit Carditaschichten und Hauptdolomit primär als Mulde angelegt deuten, welche entsprechend den Vorstellungen H. HOLLERs (1936, 1974) von einer Bruchtektonik erfaßt und zu einem Graben umgeformt wurde. Der Dobratsch allerdings hat einen eigenen Bau, wie bereits gezeigt wurde, der aus zwei Einheiten besteht, die aber nach Westen keine Fortsetzung haben.

Allgemein lassen sich Lienzer Dolomiten und Gailtaler Alpen durch einen Faltenbau mit im wesentlichen aufrechten Mulden und Sätteln kennzeichnen. Teilweise erhaltene transgressive Kontakte zum liegenden Kristallin beweisen eine autochthone Stellung. Die Südrandstörung ist eine Ablösungsfuge der Sedimenthülle vom Kristallin, die saiger steht oder steil nach Norden einfällt und durch Verschuppungen gekennzeichnet ist.

Maßgebend bei der Verformung und Einengung zwischen dem Gailtalkristallin und dem Kristallin nördlich der Drau war die Festigkeitsanisotropie. Während die im Nordteil der Gailtaler Alpen vorkommenden inkompetenten Schichten (mitteltriadische Plattenkalke und Kössener Schichten) mit Isoklinalfaltung und Zergleitung reagierten, kam es in dem aus massivem Wettersteinkalk bestehenden Hauptkamm zur Ausbildung eines diagonalen Störungs- und Bruchsystems. Carditaschichten waren im ganzen Drauzug, wie die Beispiele Jauken und Dobratsch oder ähnliche Beispiele aus den Nordkarawanken zeigen, wichtige Bewegungshorizonte.

3.10.3.3. Der Bau der Nordkarawanken

Die Nordkarawanken, die dem Drauzug tektonisch entsprechen, sind als nördliche Kette morphologisch in die Karawanken integriert. Ihre Nordfront, die geschlossen steil aus dem Rosental aufsteigt, setzt die Front der im Westen süd-alpinen Karawanken gegen Osten fort (Kara-

wankenüberschiebung). Auch sie sind ein häufig schroffes Kalkgebirge, in dem zahlreiche frische Anbrüche von lebhafter Erosion zeugen. Die höchsten Berge sind im Westen das Ferlacher Horn (1840 m) und im Osten mit ansteigender Gipfelhöhe der Hochobir (2139 m) und schließlich die Petzen (2114 m). Die Südgrenze der Nordkarawanken ist als Furche, z. T. mit Längstätern, gut zu verfolgen.

Die Nordkarawanken haben einen den Gailtaler Alpen vergleichbaren Sattel- und Muldenbau, der durch jüngere Störungen und Brüche stark überprägt wurde. Die Südgrenze zum Eisenkappeler Paläozoikum ist eine steile bis mittelsteile, südfallende Störungsfläche, an der das Paläozoikum auf die Trias aufgeschoben ist. Im Norden ist die Trias auf Jungtertiär (Rosenbacher Kohlschichten, Bärenalkonglomerat) aufgeschoben.

Die Nordkarawanken, an der Mölltallinie gegenüber den Gailtaler Alpen versetzt, beginnen im Westen mit dem Wettersteinkalk-Wettersteindolomit-Block Sinacher Gupf – Singerberg. Hangender, Blei-Zinkerz-führender Wettersteinkalk ist von Carditaschichten überlagert, welche zusammen mit dem Hauptdolomit zwischen Windisch Bleiberg und dem Geißbrücken eine breite Mulde bilden (S. PREY & F. KAHLER, 1958).

Im Bärenal ist die Trias des Sinacher Gupfes bereits extrem ausgedünnt und keilt etwas weiter westlich aus. Südlich Feistritz liegt das eingeklemmte Kohle-Miozän bei Strugarjach. Im Norden ist der Singerberg dem einige Hundert Meter mächtigen Bärenalkonglomerat aufgeschoben, wodurch die Konglomerate im Bärenal steil aufgebogen wurden (F. KAHLER, 1935). Die Wettersteinkalkscholle der Ostroutza ist eine abgeglittene Scholle, vergleichbar jenen, die weiter im Osten von D. van HUSEN (1976) als abgeglitten und eingesedimentiert erkannt wurden.

Das Ferlacher Horn bildet das westlich anschließende Gewölbe, das in liegenden Teilen aus Wettersteindolomit und in hangenden aus Wettersteinkalk besteht. Am Nordfuß kommt Alpiner Muschelkalk vor, der südöstlich Unterloibl im Kotlagraben steil hochgepreßt wurde. Das Gewölbe taucht gegen Westen zum Loibltal scharf nieder. Dadurch wurden die tektonischen Strukturen im Bereich des Loibltales, das einer großen Störung folgt, verursacht. Teilmulden aus Carditaschichten und Hauptdolomit wurden an der Loibltalstörung durch ein stark betontes Nordost-Störungssystem und durch weniger stark betonte Nordwest- und Ost-West-Störungssysteme zu grabenähnlichen Gebilden umgeformt.

Etwas südlicher sind beim Gasthof „Deutscher Peter“ steil stehende, enggepreßte, ungefähr

Ost-West streichende Falten- und Schuppenzüge von der Loibltalstörung kaum mehr beeinflusst. Zu dieser Zone gehört südlich des Ferlacher Horns eine steil stehende Hauptdolomitmulde mit Carditaschichten (Abb. 116). Diese Zone leitet zu der Schuppenzone zwischen Nord- und Südkette über, in der es im Loibltal und im Boddental eine Verschuppung von Hochwipfelschichten und Auernigschichten mit Schollen von Alpinem Muschelkalk und Wettersteinkalk bzw. -dolomit gibt.

Infolge des Niederbiegens der Dolomite und Kalke des Ferlacher Horns gegen Westen taucht östlich im Waidischbachtal, das einer Störung folgt, eine gestörte und mehrfach unterteilte Antiklinale mit Werfener Schichten und Alpinem Muschelkalk auf. Die Werfener Schichten südlich Ober-Waidisch umschließen eine Antiklinale aus paläozoischen Phylliten mit Diabaslinen. Aus dem Auftreten von Mittel- und Untertrias und den paläozoischen Gesteinen im Waidischbachtal kann man auf einen nur geringen Tiefgang der Nordkarawanken schließen.

Nördlich Unter-Waidisch ist die Überschiebung auf das etwa waagrecht liegende Bärenalkonglomerat, welche beim Kraftwerksbau (H. HÖFER, 1908) eindrucksvoll belegt wurde, deutlich zu sehen.

Jauernik und Freiberg (Setitsche) bilden ein aus Wettersteinkalk bzw. -dolomit bestehendes Gewölbe mit flach nach SW einfallender Achse. Ein durch den Wabutschnik-Graben und über den Uratasattel ziehender Bruch, der ostwärts durch den Trocken Graben bis zum Einschnitt zwischen Hoch- und Klein-Obir zu verfolgen ist, teilt das Gewölbe in zwei Schollen. Zur nördlichen gehören die Berge Jauernik (mit auflagernden Carditaschichten), Matzen und Schwarzer Gupf, zur südlichen der Freiberg.

Stratigraphisch über Tuffe führenden, oberanisisch-unterladinischen Knollen- und Bankkalken liegen nördlich Zell Pfarre Partnachmergel. Über diesen folgen dunkle, gebankte und hornsteinführende Dolomite, die von H. SCHEIBER (1967) zum Hauptdolomit gestellt wurden, nach eigenen Untersuchungen jedoch tiefste Anteile des Wettersteindolomites bilden.

Das Wettersteinkalkgewölbe des Obir, im Westen durch die Freibachtalstörung begrenzt, ist in Teilsättel zerlegt. Der nördliche Teilsattel des Kleinen Obir ist vom östlich anschließenden Altberg, dem Carditaschichten aufliegen, durch die Störung längs des Wildensteiner Baches getrennt. Der Wettersteinkalk des Altberges taucht gegen das Vellachtal ab und setzt sich östlich davon noch im Sittersdorfer Berg fort.

In der Störung zwischen Hoch- und Klein-Obir liegen Reste von Carditaschichten. Der

südliche Teilsattel des Hoch-Obir taucht mit hangendem, vererztem Wettersteinkalk und Carditaschichten nach Osten unter Hauptdolomit ab. Am Kuhberg ist gebankter Wettersteinkalk infolge der starken Südrandüberkipfung zu einer fast isoklinalen, flach geneigten Mulde geformt (siehe Abb. 116).

Zwischen Altberg und östlichem Obirgebiet ist eine Hauptdolomitmulde grabenbruchartig eingesenkt, mit der sich im unteren Repnik-Graben eine von Südwesten heranreichende gestörte Teilmulde aus Hauptdolomit vereinigt. Diese Mulde zieht mit einer Breite von etwa 2 km über die Vellach und wird westlich der Oistra, einem isolierten Block aus Wettersteinkalk, um 4 km nach Nordost versetzt.

Jovanberg und Trobewände sind als südlich anschließende Antiklinale aufzufassen, welche aus Alpinem Muschelkalk und Wettersteindolomit besteht. Der Alpine Muschelkalk liegt überkippt auf dem Wettersteindolomit und fällt nach Süden unter das Eisenkappeler Paläozoikum ein. Gegen Westen keilt er an der Südseite des Hoch-Obir aus, wie Aufschlüsse an der Straße über den Schaidasattel, die mehrfach die Grenze Trias – Paläozoikum quert, zeigen.

Nördlich Eisenkappel werden Knollenkalke mit Tufflagen von Partnachmergeln überlagert, welche sich nach Westen über die Vellach fortsetzen. Darüber liegt der Wettersteinkalk in Riff-Fazies der Trobewände. Auf deren Nordseite steht im Vellachtal am gestörten Kontakt zur Hauptdolomitmulde der steil stehende zweite Carditaschiefer an.

Am Nordrand der Karawanken liegen eine Reihe von Jura-Neokom-Schollen (z. B. beim Wildensteiner Wasserfall), die vom Wettersteinkalk bzw. -dolomit überschoben sind. In ihnen vermutete J. STINI (1935) eine tiefere tektonische Einheit und nannte sie Sockeldecke. Es ist sicher nicht berechtigt, in den Nordkarawanken von einem Deckenbau zu sprechen. R. W. van BEMMELEN (1970) vertrat die Meinung von abgeglittenen Schollen. A. TOLLMANN (1977b) deutete sie in Anlehnung an die Stirntektonik in den Nördlichen Kalkalpen als Stirnschuppen, die durch das schräge Aufsteigen des Hauptkörpers nach Norden unten hinein gerieten und beim Weiterschub überschoben wurden.

Im Vellachtal sind an der Karawankenstirn südlich Miklauzhof Plattenkalke (Nor) und fossilführendes Rhät sehr eng, z. T. steilachsig, verfaltet und von Wettersteinkalk überschoben. Das Rhät ist auf flach südfallende Quarzkonglomerate mit Tonlagen und Kohleresten (Sarmat) aufgeschoben. Ähnliches Tertiär findet man auch innerhalb der Karawanken bei Eisenkappel im

östlichen Lobnig-Graben und am Preverniksattel, wo Tone Kohleflöze enthalten.

Im Vellachtal bei Miklauzhof nahm man mehrfach eine tektonische Verstellung der quartären Schotter an. Bei den Straßenbauarbeiten des Jahres 1967 wurde eine Grundmoräne (Würm) aufgeschlossen, auf der einige Meter mächtige Schotter lagen, die in einem kleinen, südlichen Bereich Steilschichtung zeigten; sonst lagen die Schotter waagrecht. Darüber lag grobblockiger Schutt der Vellach. Da die Schotter keinerlei tektonische Beanspruchung zeigten, ist diese Steilschichtung eher als quartäres Schüttungsphänomen anzusehen und eine tektonische (nachwürmeiszeitliche) Verstellung auszuschließen.

Zwischen Oistra und Petzen liegt das Gebiet der Topitza, das durch starke Schollenzerteilung und durch einen eigenen Gleitschollenbau gekennzeichnet ist. Nördlich der Topitza, aufgebaut aus Wettersteinkalk in Riff-Fazies, sind Wettersteinkalkblöcke mit Carditaschichten an der Basis, die als Gleitmittel dienten, über Hauptdolomit nach Norden abgeglitten. Der Homarow-Berg bildet eine derartige Gleitscholle. Andere Schollen sind weit in das Vorland abgeglitten; sie sind so intensiv zertrümmert, daß sie eine monomikte Grobbrekzie bilden.

Der Teil südlich der Topitza ist in eine Reihe kleinerer Schollen zerlegt, die z. T. invers liegen, wie die Wettersteindolomitscholle mit zahlreichen Tufflagen beim Gasthaus Rastotschnik (Remschenig Graben). Östlich an diese Scholle schließt Alpiner Muschelkalk an, der die Goreca und das Gebiet der Luscha Alm aufbaut und von Partnachmergeln überlagert wird.

Der Muschelkalk der Luscha Alm fällt steil unter das Paläozoikum ein. Er bildet den Sockel des aus Wettersteindolomit und Wettersteinkalk bestehenden Massivs der Petzen. Dieses Gewölbe wurde durch Störungen, die sich nach den Ablösungsflächen der Carditaschichten richten, in Teilschollen zerlegt. Die Hauptscholle bildet der Hauptkamm der Petzen, an dessen Nordseite Carditaschichten unter hangenden, Blei-Zinkerz-führenden Wettersteinkalk einfallen. Der Nordteil mit Dickenberg und Muschenik ist besonders stark zerbrochen und besteht aus einigen Schuppen. Stroppitzberg und Gornja sind auf Tertiär liegende Gleitschollen aus Wettersteinkalk. Im Osten ist die Petzen von einer großen Störung begrenzt, wobei das Jungtertiär mit Konglomeraten und Brekzien buchtartig bis südlich des Rischbergsattels reicht.

Das Jungtertiär des Karawankenvorlandes hat für die Erfassung der jüngsten Baugeschichte der Karawanken große Bedeutung (D. van HUSEN, 1976). Die in den Sedimenten über den Rosen-

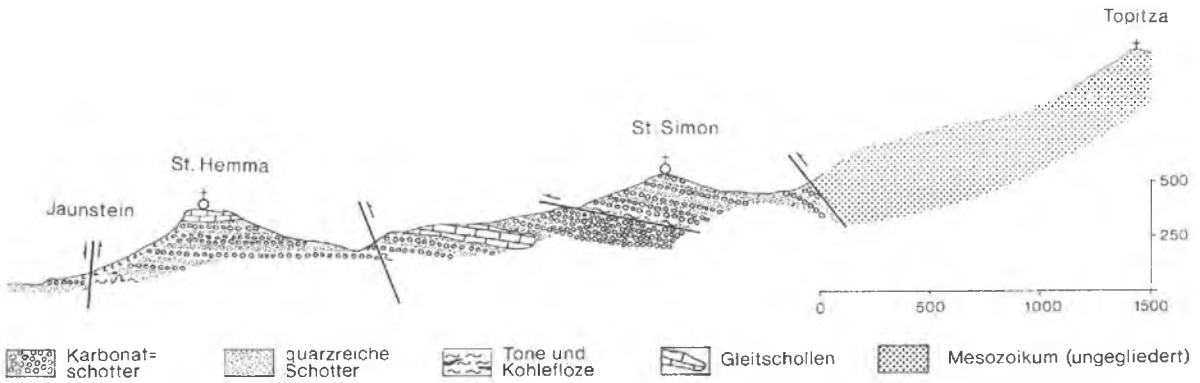


Abb. 117. Profil durch das Tertiär des Karawankenvorlandes nach D. v. HUSEN, 1976

bacher Kohlschichten liegenden paläozoischen und kristallinen Gerölle stammen aus dem Gebiet südlich Eisenkappel und belegen einen Transport über die noch nicht herausgehobenen Nordkarawanken, von dem auch die Augensteine auf dem Petzenplateau und die von P. BECK-MANNAGETTA (1954) nordwestlich der Hochpetzen in 1970 m Höhe gefundene Spaltenfüllung abzuleiten sind.

Das Aussetzen der Kristallingerölle weist auf eine Unterbrechung der Schüttung aus dem Süden infolge Heraushebung der Nordkarawanken hin. Die Hebung löste das Ableiten von Wettersteinkalkschollen aus, die synsedimentär in die jungtertiäre Schichtfolge eingelagert wurden. In der Hauptüberschiebung wurde das Jungtertiär des Vorlandes überschoben, wobei es auch zur Einschuppung von Tertiär in die Trias und zu kleineren Auf- und Überschiebungen innerhalb des Tertiärs kam. F. KAHLER (1955) schloß aus der hohen Lage wahrscheinlich interglazialer Brekzien von Mindel-Riß-Alder auf eine sehr junge Hebung der Karawanken.

Nicht genau faßbar ist ein älterer, wahrschein-

lich kretazischer tektonischer Akt, der bereits zur Anlage eines Sattel- und Muldenbaues führte. Dieser Faltenbau wurde durch die Hauptbewegungen im Tertiär stark überprägt und umgeformt.

Literatur: AMEROM W. H. J. v. 1976; ANDERLE N. 1950, 1970; ANGER H. 1965; BAUER F. K. 1970, 1973; BECHSTÄDT T. 1973, 1975 a, b, c. 1978; BECHSTÄDT T. et al. 1976, 1978; BECHSTÄDT T. & MOSTLER H. 1974; BECK-MANNAGETTA P. 1954; BEMMELEN R. W. v. 1957, 1961, 1970; BEMMELEN R. W. v. & MEULENKAMP J. E. 1965; BRANDNER R. 1972; CERNY I. 1977, 1978; COLINS E. & NACHTMANN W. 1974; CORNELIUS-FURLANI M. 1953, 1960; EPPENSTEINER W. 1965; FAUPL P. 1977; GEYER G. 1901; HAHN L. 1966; HAUSER CH. 1975; HÖFER H. 1908; HOLLER H. 1936, 1951, 1953, 1960, 1974, 1976, 1977 a, b; HOLZER H. 1966, 1967; HUSEN D. v. 1975 b, c, 1976 b, c; KAHLER F. 1935, 1955 b; KÖHLER M. 1973; KOSTELKA L. 1961, 1971; KOSTELKA L. & SCHULZ O. 1969; KRAUS O. 1969; KRAUS O. & OTT E. 1968; MARIOTTI A. 1972; MÜLLER P. J. 1977, 1979; NACHTMANN W. 1975; NIEDERMAYR G. 1974; NIEDERMAYR G. 1977; OBERHAUSER R. 1960 a; PILGER A. & SCHONENBERG R. 1959; PREY S. & KAHLER F. 1958; SCHEIBER H. 1967; SCHLAGER W. 1963; SCHRIEL W. 1951; SCHULZ O. 1960 a, b, 1966, 1968; SCHULZ O. & SCHIROLL E. 1977; SIEWERT W. 1978; STINI J. 1938 a, b; TOLLMANN A. 1977 b; WARCH A. 1965, 1966.

3.10.4. Die Gailtallinie

Von HANS PETER SCHÖNLAUB

Die Gailtallinie ist ein Ost-West verlaufendes Teilstück des Periadriatischen Lineaments, das die Alpen von der Sesia Zone bis zur Pannonischen Tiefebene auf rund 600 km Länge durchzieht und die Nordalpen von den Südalpen trennt. Sie spaltet sich im Westen von der Pusterer Linie ab, verläuft an der Südseite des Lesachtals nach Osten unter den Talalluvionen des

Gailtals und setzt sich in einem weiteren Teilstück, das auch als Karawankenlinie bezeichnet wird, in die Ostkarawanken fort.

Die Bedeutung dieser Störung im Rahmen des gesamten Lineaments ist seit E. SUSS (1885) umstritten: Je nach regionalgeologischen oder tektonischen Lösungsversuchen wurde einmal das Trennende, ein anderes Mal das Verbind-

dende der an die Gailtallinie bzw. ihre west-östliche Verlängerung angrenzenden Gebiete betont. Erstere Auffassung vertraten u. a. L. KÖBER (ab 1912), N. ANDERLE (1950), E. KRAUS (1957), R. van BEMMELEN (1961), A. TOLLMANN (1959, 1963), H. W. FLÜGEL (1975, für das Jungpaläozoikum, 1977) und CH. EXNER (1972, 1976). Gegen eine scharfe Trennung zwischen den Nord- und Südalpen sprachen sich hingegen R. SCHWINNER (1915), F. HERITSCH (1915), R. STAUB (1924), H. P. CORNELIUS (1949) und P. FALLOT (1955) aus. Eine vermittelnde Stellung nahmen u. a. F. KOSSMAT (1913), R. SCHWINNER (1947), F. HERITSCH (1936), R. STAUB (1950), F. KAHLER (1955), F. KAHLER & S. PREY (1963), H. W. FLÜGEL (1964, 1975, für das Altpaläozoikum), R. SCHÖNENBERG (1970), E. CLAR (1973) und H. BÖGEL (1975) ein, die im Bereich des Gailtals einen ehemals großräumigen Zusammenhang zwischen den Nord- und Südalpen vermuteten, der aber während des alpidischen tektonischen Geschehens gestört worden und verloren gegangen sei.

In Verbindung mit plattentektonischen Überlegungen zum Bau der Alpen stellte sich erneut die Frage nach einer möglichen Krustenverkürzung und/oder Bewegungen an der Gailtallinie. So nahmen für die variszische Zeit z. B. R. LAURENT (1972), A. NICOLAS (1972), F. FLOYD (1972) und R. RIDING (1974) an der Nordgrenze der Südalpen („Proto-Mediterranean“) nordgerichtete Subduktionszonen an. Zu einem ähnlichen Ergebnis gelangten R. HÖLL & A. MAUCHER (1976), allerdings aus der Verteilung der altpaläozoischen, schichtgebundenen Lagerstätten und nach Rückführung der alpidischen Horizontalbewegungen. Aufgrund von paläomagnetischen Daten und Faunenvergleichen kamen schließlich W. S. MCKERROW & A. M. ZIEGLER (1972), H. B. WHITTINGTON & C. P. HUGHES (1972), M. R. HOUSE (1973), L. R. M. COCKS & W. S. MCKERROW (1973) sowie C. K. SEYFERT & L. A. SIRKIN (1973) zur Vorstellung, daß die Zentralalpen (und Mitteleuropa) im Altpaläozoikum von den Südalpen über tausende Kilometer entfernt und außerdem verdreht lagen (vgl. dazu E. IRVING, 1977: 306, C. SCOTese et al., 1979).

Für die alpidische Orogenese wurde das Periadriatische Lineament und damit auch die Gailtallinie bisher von H. P. LAUBSCHER (1970–1973), J. F. DEWEY & J. M. BIRD (1970), J. F. DEWEY et al. (1973), M. R. W. JOHNSON (1973), E. SEMENZA (1974), J. CHOROWICZ & J. GEYSSANT (1977), W. FRISCH (1978), A. TOLLMANN (1978), P. GIESE (1979) und J. S. RATHORE & H. HEINZ (1979) in plattentektonische Konzepte einbezogen. Sieht man von J. CHOROWICZ & J. GEYSSANT ab, die diese Störungszone als

Subduktionszone deuteten (vgl. auch R. TRÜMPY, 1972; H. BÖGEL, 1975), hielten sie die übrigen Autoren für eine Sutur, die während der Kollision der Adriatischen Platte mit der Europäischen Platte entstanden war und an der in weiterer Folge Lateralverschiebungen wirksam waren.

In diesem Zusammenhang verdienen geophysikalische Untersuchungsmethoden große Beachtung, nach denen die größte Krustendicke in den Ostalpen etwa unter dem Periadriatischen Lineament liegt und hier 40–45 Kilometer beträgt (P. GIESE et al., 1970; G. ANGENHEISTER et al., 1972, P. GIESE, 1979). P. GIESE leitete daraus die Vorstellung ab, daß die Südalpen bis zu 70 Kilometer weit nach Norden über ihr eigenes sialisches Basement überschoben sind. Die Störungszone des Periadriatischen Lineaments selbst konnte hingegen bisher geophysikalisch noch nicht erfaßt werden.

Für die Beantwortung der Frage nach der tektonischen Wertigkeit der Gailtallinie und ihrer Verlängerung nach Westen und Osten bietet sich ein reiches Beobachtungsmaterial zu beiden Seiten der Störung an. Es sind dies: 1. Fazieskundliche Vergleiche im Paläo- und Mesozoikum, die besagen, daß die Gailtallinie erstmals im Perm als paläogeographische Grenze in Erscheinung tritt und Faziesunterschiede in der Trias wenig feststellbar sind (vgl. u. a. H. W. FLÜGEL, 1964; H. W. FLÜGEL & H. P. SCHÖNLAUB, 1972; H. W. FLÜGEL, 1975; H. P. SCHÖNLAUB et al., 1977; H. BÖGEL, 1975, E. SCHERIAU-NIEDERMAYR, 1977; TH. BECHSTÄDT et al., 1977; A. TOLLMANN, 1977b); 2. Strukturelemente, wie der „Zentral-karnische Bogen“ (vgl. S. 438), die Lamellentektonik der Magmatite an der Grenzlinie (CH. EXNER, 1972, 1976) oder paläogeographische Leitlinien in den Südalpen, die schräg zum Verlauf des Periadriatischen Lineaments streichen (A. BOSELLINI, 1965); 3. Unterschiede im Baustil (F. KAHLER & S. PREY, 1963; A. TOLLMANN, 1963); 4. Fehlen einer alpidischen Metamorphose in den Südalpen im Gegensatz zum Raum nördlich des Lineaments (E. JÄGER, 1973; H. BÖGEL, 1975) und endlich 5. Unterschiede im Ablauf der alpidischen Orogenese zwischen den Nord- und Südalpen, die besonders klar in den verschiedenen Oberkreide-Entwicklungen zum Ausdruck kommen (H. BÖGEL, 1975).

Die beobachteten Gegensätze finden am ehesten eine Erklärung, wenn man eine entsprechende Einengung und Raumverkürzung in Nord-Süd-Richtung annimmt, die den Verlust eines ursprünglich die Nord- und Südalpen verbindenden Krustensegments bewirkt hat (F. KAHLER & S. PREY, 1963; H. W. FLÜGEL, 1964, 1977; H. BÖGEL, 1975; A. TOLLMANN, 1977b).

Die im Lesachtal und in den Ostkarawanken senkrechte oder steil nach Süden einfallende Störungsfläche ist in der Regel von einer mehrere Zehnermeter breiten Mylonitzone begleitet (vgl. CH. EXNER, 1972, 1976; F. P. SASSI & A. ZANFERRARI, 1973; H. P. SCHÖNLAUB, 1973d). Einerseits kommen darin vertikale Bewegungen wie Auf- oder Abschiebungen zum Ausdruck, andererseits aber auch Horizontalbewegungen, die zuerst von H. P. CORNELIUS & M. FURLANI-CORNELIUS (1931) und E. KRAUS (1936) erkannt worden sind. In neuerer Zeit mehren sich die Beobachtungen, die längs der Gailtallinie bzw. des Periadriatischen Lineaments auf Lateralverschiebungen im Ausmaß von 100–150 Kilometer schließen lassen:

1. Die Schwermineralführung permoskythischer Sedimente des Drauzugs weist nach G. NIEDERMAYR (1975) auf einen primären Zusammenhang mit altersgleichen Schichten in der Lombardischen Senke südlich des Periadriatischen Lineaments und damit auf einen Versatz von Räumen gleicher Fazies. In diesem Sinne wurden Faziesvergleiche zwischen dem Drauzug und den Dolomiten interpretiert, wo besonders anisische Schichtglieder, aber auch die ladinischen Plattenkalke und der Hauptdolomit die einstige enge Verbindung mit den heute südwestlich gelegenen Räumen andeuten. Dies gilt auch für charakteristische Fossilgemeinschaften und anscheinend auch für Lagerstätten (TH. BECHSTÄDT & R. BRANDNER, 1970; R. BRANDNER, 1972; G. TICHY, 1975; G. NIEDERMAYR, 1975; H. BÖGEL, 1975; E. SCHERIAU-NIEDERMAYR, 1977; A. TOLLMANN, 1977b).

Zu ähnlichen Schlüssen kamen L. SCUDELER BACCELE & E. SEMENZA (1974), die den Flysch aus den Lienzer Dolomiten mit jenem von Cortina d'Ampezzo (La Stua) und den Bergamasker Alpen verglichen. Nach ihrer Meinung ist der Flysch der Lienzer Dolomiten westlich des Meridians von Cortina, nahe den Bergamasker Alpen sedimentiert worden (vgl. dagegen P. FAUPL, 1977, der einen Vergleich mit den Nordtiroler Kalkalpen befürwortet; ebenso D. van HUSEN, 1975).

2. Auf Lateralbewegungen kann in Einzelfällen auch aus der Form von Intrusivgesteinen längs des Periadriatischen Lineaments geschlossen werden, die meist zu tropfenförmigen Lamellen ausgedünnt sind. Wie das Beispiel des Bergeller Granits zeigt, könnten Schlepplstrukturen ihre Ursache in einer Rechtsseitenverschiebung haben (A. TOLLMANN, 1977b).

3. Im Altpaläozoikum der Zentralen Karnischen Alpen wird die Anlage des „Zentralkarnischen Bogens“ mit seinem Schlepplmuster ebenfalls durch junge Lateralbewegungen längs

der Gailtallinie erklärt (vgl. S. 438). Der Block nördlich des Lesachtals muß demzufolge rechtsseitenverschoben sein.

4. Direkte Hinweise auf Seitenverschiebungen beobachteten F. P. SASSI et al. (1974) an der Gailtal- und Pusterer Linie. Danach deuten der subvertikale Achsenplan und horizontale Lineationen eine relative Westverschiebung der Südalpen gegenüber dem im Norden der Störungszone gelegenen Raum an.

5. Beiderseits der Tonale-Linie ist der Versatz von Bereichen mit Schlingentektonik auffallend (H. BÖGEL, 1975). Wenn angenommen wird, daß die altkristallinen Ötztal-Penser-Schlingen dem gleichen Verformungsakt zuzuordnen sind wie die präalpinen Schlingen der Ceneri-Zone, zeichnet sich der gleiche rechtsseitige Bewegungssinn auch an diesem Teilstück des Periadriatischen Lineaments ab.

Solche faziellen, regionalgeologischen und strukturellen Beobachtungen sprechen übereinstimmend dafür, daß sich die Südalpen längs des Periadriatischen Lineaments relativ nach Westen bewegt haben. Die Gesamttektonik der Grenzzone zwischen den Nord- und Südalpen wird also sowohl durch Nord-Süd Einengung als auch durch Rechts-Seitenverschiebungen bestimmt. Ordnet man dieses Geschehen plattentektonischen Modellen zu (W. FRISCH, 1978a), so könnte es mit dem Zerfall der Adriatischen Platte in der Oberkreide und gegenläufigen Bewegungen der südalpinen Region (J. HOSPERS & S. v. ANDEI, 1969; H. SOFFEL, 1972; J. D. A. ZIJDERVELD & R. van der VOO, 1973) gegenüber dem Ostalpin erklärt werden (vgl. E. CLAR, 1971, 1973, H. J. MAURITSCH & W. FRISCH, 1978, J. VANDENBERG, 1979).

In der Frage nach dem Alter des Periadriatischen Lineaments stehen sich zur Zeit zwei Auffassungen gegenüber: Für ein junges Alter sprechen die alpidisch geformten und deformierten Tonalitlamellen, die vielenorts die Störungszone markieren (vgl. CH. EXNER, 1972, 1976; H. BÖGEL, 1975), die Einbeziehung von Permotrias in den Störungsbereich sowie paläomagnetische und geotektonische Überlegungen.

Nach der anderen Meinung stellt das Periadriatische Lineament ein altes, voralpidisches Element dar, das alpidisch reaktiviert wurde. Sie stützt sich auf die Tatsache, daß im Störungsbereich eine Reihe spätvariszisch gebildeter saurer Magmatite mit großer lateraler Ausdehnung auftreten (z. B. Eisenkappeler Granit, Brixener Granodiorit, Cima d'Asta etc.), die vielfach noch mit ihren altkristallinen Hüllgesteinen erhalten sind. Daher muß in variszischer Zeit eine wesentlich breitere kristalline Zone zwischen den Süd- und Nordalpen vorhanden gewesen sein.

Die heute erkennbaren, scharfen Faziesgegensätze im Jungpaläozoikum zu beiden Seiten der Grenze wären durch die alpidische Reaktivierung des Lineaments entstanden.

Literatur: ANDERLE N. 1950; ANGENHEISTER G. & BÜGEL H. 1972; BECHSTÄDT TH. et al. 1977; BEMMELEN R. van 1961; BÜGEL H. 1975; BOSELLINI A. 1965; BRANDNER R. 1972; CHOROWICZ J. & GEYSSANT J. 1976; CLAR E. 1971, 1973; COCKS L. R. M. & MCKERROW W. S. 1973; CORNELIUS H. P. 1949; CORNELIUS H. P. & FURLANI-CORNELIUS M. 1931; DEWEY J. F. & BIRD J. M. 1970; DEWEY J. F. et al. 1973; EXNER CH. 1972, 1976; FALLOT P. 1955; FAUPL P. 1977; FLÜGEL H. W. 1964a, 1975b, 1977; FLÜGEL H. W. & SCHÖNLAUB H. P. 1972; FRISCH W. 1978a; GIESE P. 1979; GIESE P., GÜNTHER K. & REUTTER K. J. 1970; HERITSCH F.

1915, 1936b; HÖLL R. & MAUCHER A. 1976; HOSPERS J. & ANDEL S. 1969; HOUSE M. R. 1973; IRVING E. 1977; JÄGER E. 1973; JOHNSON M. R. W. 1973; KAHLER F. 1955b; KAHLER F. & PREY S. 1963; KOBER L. 1912a, b; KOSSMAT F. 1913; KRAUS E. 1936, 1956; LAUBSCHER H. P. 1971a, b, 1973; LAURENT R. 1972; MCKERROW W. S. & ZIEGLER A. M. 1972; NICOLAS A. 1972; NIEDERMAYR G. 1974; RATHORE J. S. & HEINZ H. 1979; RIDING R. 1974; SASSI F. P. & ZANFERRARI A. 1973; SASSI F. P. et al. 1974; SCHERIAU-NIEDERMAYR E. 1977; SCHÖNENBERG R. 1970; SCHÖNLAUB H. P. 1973c; SCHÖNLAUB H. P. & DAURER A. 1977a; SCHWINNER R. 1915, 1947; SCOTESE C. et al. 1979; SCUDELER BACELLE L. & SEMENZA E. 1974; SEMENZA E. 1974; SEYFERT C. K. & SIRKIN L. A. 1973; SOFFEL H. 1972; STAUB R. 1924, 1950; SUSS E. 1885; TICHY G. 1975; TOLLMANN A. 1959, 1963a, 1977b, 1978; TRÜMPY R. 1973; VANDENBERG J. 1979; WHITTINGTON H. B. & HUGHES C. P. 1972; ZIJDERVELD J. D. A. & VAN DER VOO R. 1973.

		SÜDTIROLER DOLOMITEN	KARNISCHE ALPEN U. SÜDKARAWANKEN	
		S ü d a l p i n		
KREIDE	OBERKREIDE (CENOMAN- SANTON)	- 400 m Scaglia		
	UNTERKREIDE	50 m Biancone		
JURA	MALM	25 m Ammonitico rosso		
	DOGGER	Crinoidenkalke (geringmächtig)		
	LIAS	40-500 m Liaskalk		
TRIAS	O	RHÄT	Dachsteinkalk } Hauptdolomit } - 1000 m	
		NOR		
	M	KARN	40-200 m Raibler Schichten -200 m Pachycardientuffe 150 m Cassianer Schichten	500 m Hornsteinplattenkalke 80 m Cassianer Dolomit (Raibler Schichten)
		LADIN	120 m Wengener Schichten 1000 m Marmolatakalk	-700 m Schlerndolomit
			200 m Buchensteiner Schichten	
		ANIS	200 m Sarl-(Mendel-)dolomit 10-40 m Gracilisschichten 10-20 m Richthofensches Kongl.	Alpiner Muschelk. } 60 m Rotkalk (Schreyeralmkalk) 70 m Knollenkalke u. Tuffe, Mergel 30 m Muschelkalkkonglomerat -60 m Riffkalk 150 m Dolomite
U	Lücke	Campiler Schichten } Seiser Schichten } 500 m Werfener Schichten		
PERM		200 m Bellerophonschichten 250 m Grödener Schichten		
		Bozener Quarzporphyr	Unterperm der Südalpen	

Abb. 118. Das Mesozoikum in den Südalpen: Dolomiten, Südkarawanken (von WOLFGANG SCHNABEL)