



ARBEITSTAGUNG
DER GEOLOGISCHEN
BUNDESANSTALT 1985



KÖTSCHACH-MAUTHEN, GAILTAL

ARBEITSTAGUNG DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT 1985

Kötschach-Mauthen
Gailtal, Kärnten
15. – 21. September 1985

Mit 35 Abbildungen

ISBN 3-900312-51-6

Zusammenstellung: H. P. SCHÖNLAUB
Vorwort: T. E. GATTINGER

Beiträge von H. HEINISCH, D. v. HUSEN, G. NIEDERMAYR, H. P. SCHÖNLAUB und A. WARCH

Titelbild: Die Kellerwand in den zentralen Karnischen Alpen, vom Valentintal gesehen.

Leopold v. Buch beschreibt den Anblick in seinen Reisetagen 1824 als „*ungeheure Wand, viele tausend Fuß hoch, von sonderbaren Anblicken, durch unzählige, wenige Zoll hohe Schichten, von unten bis oben. Der Kalk ist dicht, rauchgrau, feinsplittrig, nicht Dolomit und ihm auch nicht ähnlich*“.

Anschriften der Autoren

**Dr. HELMUT HEINISCH, Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie, Universität München,
Luisenstraße 37, D-8000 München 2**

**Univ.-Doz. Dr. DIRK VAN HUSEN, Institut für Grundbau, Geologie und Felsbau, Technische Universität Wien,
Karlsplatz 13, A-1040 Wien**

Dr. GERHARD NIEDERMAYR, Naturhistorisches Museum, Burgring 7, A-1014 Wien

Univ.-Doz. Dr. HANS PETER SCHÖNLAUB, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien

Dr. ADOLF WARCH, Bahnhofstraße 5/35, A-9800 Spittal/Drau

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.

Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23.

Für die Redaktion verantwortlich: Dr. Albert Daurer, Dr. H. P. Schönlaub.

Verlagsort: Wien.

Herstellungsort: Wien.

Satz: Geologische Bundesanstalt.

Druck: Offsetschnelldruck Riegelnik, 1080 Wien.

Inhalt

Vorwort (T. E. GATTINGER)

I. Allgemeiner Teil

Einleitung und geographisch-geologische Übersicht (H. P. SCHÖNLAUB)	7
Zur quartären Entwicklung im Gailtal (D. VAN HUSEN)	10
Die Trias des Drauzuges (A. WARCH)	15
Die postvariszische Transgressionsfolge des Drauzuges (G. NIEDERMAYR)	23
Das Gailtalkristallin (H. HEINISCH)	28
Das Paläozoikum der Karnischen Alpen (H. P. SCHÖNLAUB)	34

II. Exkursionen

Exkursion „Wolayer See“	53
Exkursion „Lesachtal“	70
Exkursion „Zollner See“	72
Exkursion „Gailtal“	84
Dank	87

Vorwort

Die Arbeitstagung 1985 der Geologischen Bundesanstalt setzt die Tradition bisheriger Treffen dieser Art zwar fort, doch wird ihr Programm durch eine Reihe neuer geowissenschaftlicher Frage- und Diskussionspunkte wesentlich erweitert. Die Zeiten sind vorbei, als Geologen, allein mit Hammer, Rucksack, Lupe und Kompaß bewaffnet, durch die Berge zogen und ihre Beobachtungen mit Farbstiften auf mitgeführten Karten festhielten, woraus später eine geologische Karte gezeichnet wurde. In der Gegenwart wird der Geologe mit zusätzlichen Fragen konfrontiert. So bildet wohl die Geländeaufnahme noch immer die Grundlage jeder geologischen Karte, doch verlangt – und erhält – die interessierte Fachwelt heute Informationen über weitere Wissensgebiete von bisher nicht gekannter Vielfalt und Präzision, wie z. B. Alter von verschiedenen Gesteinen, geologische Zeitgrenzen, Aufbau, Zusammensetzung und Struktur eines Gesteins, Daten über das Entstehungsmilieu, das Geschehen danach sowie viele andere, den Benützer von geologischen Karten interessierende Erkenntnisse.

Der erdwissenschaftlichen Forschung obliegt es aber auch, die Verfügbarkeit von Massenrohstoffen festzustellen, nutzbare Lagerstätten aufzuspüren, Grundlagen für die Trinkwasservorsorge zu erarbeiten und in Umweltfragen aktiv zu sein bzw. zu werden. Dieser gesellschaftlichen Herausforderung der Jahrtausendwende wird seit einigen Jahren im Rahmen interdisziplinärer geologischer Arbeiten auch im Gailtal Rechnung getragen. Die Öffentlichkeit erwartet darüberhinaus, über diese kostenintensiven Untersuchungen informiert zu werden und einschlägige Ergebnisse in allgemeinverständlicher Form präsentiert zu bekommen, sind es doch Steuergelder in beträchtlicher Höhe, die vom Gesetzgeber für diese Aufgaben zur Verfügung gestellt werden.

Die Arbeitstagung 1985 setzt sich daher zum Ziel, neben der Präsentation der geologischen Karte, ÖK 197 Kötschach, 1 : 50.000 und drei Beilagekärtchen 1 : 10.000, wissenschaftliche Neuergebnisse aus diesem Gebiet der Fachwelt und Öffentlichkeit in einem umfangreichen Vortragsprogramm zu erläutern; vier Ganztagesexkursionen mit verschiedenster Thematik ergänzen diesen Teil im Gelände.

Erste Ergebnisse modernster geophysikalischer Lagerstättensuche im Gailtal-kristallin werden mitgeteilt und Fragen der Hydro-, Ingenieur- und Umweltgeologie sowie Massenrohstoffe betreffende Fragen behandelt; schließlich wird Öffentlichkeitsarbeit demonstriert am Beispiel von drei öffentlichen Fachvorträgen, Ausstellungen und den in Ausarbeitung befindlichen geologischen Lehrpfaden in den Karnischen Alpen.

Die Vielfalt der hier kurz skizzierten Themen greift naturgemäß auf die Nachbarblätter über. Eine ausführlichere, der geologischen Bedeutung entsprechende kritische Betrachtung der ebenfalls in Fertigstellung befindlichen angrenzenden Kartenblätter kann allerdings nur am Rande erfolgen oder muß aus Zeitmangel überhaupt unterbleiben. Die Fülle des am Beispiel von Blatt Kötschach gebotenen Stoffes möge als Hinweis verstanden werden, daß seit dem Erscheinen der letzten geologischen Karten im Gailtal unser Wissen über dieses Gebiet insgesamt gewaltig angewachsen ist. In welchem Umfang dies geschehen ist, kann wohl am besten derjenige ermessen, der schon an der ersten Arbeitstagung österreichischer Geologen im Jahre 1955 in Hermagor teilgenommen hat. Die Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1956 berichten darüber:

„Die Arbeitstagung der österreichischen Geologen 1955 fand vom 20. bis 24. September in Hermagor statt. Von der Witterung begünstigt und durch die Vorarbeit Dr. F. KÄHLERS gefördert, fanden aufschlußreiche Exkursionen in das Gebiet des Gartnerkofels, Roßkofel-Trogkofel, Gailtal, Plöckengebiet und Nötsch-Bleiberg statt, zu deren Gelingen als Führende Prof. HERITSCH, Dr. KÄHLER, Prof. KIESLINGER, Dr. PREY, Dr. ANDERLE, Dr. BAN wesentlich beitrugen.“

Möge der Arbeitstagung 1985 der Geologischen Bundesanstalt der gleiche Erfolg beschieden sein!

Glück Auf!

T. E. GATTINGER
Direktor

I. Allgemeiner Teil

Einleitung und geographisch-geologische Übersicht

(Abb. 1)

Von HANS PETER SCHÖNLAUB

Der auf österreichischem Staatsgebiet liegende Teil der Österreichischen Karte, Blatt 197, Kötschach, wird durch die zwei markanten, West-Ost verlaufenden Täler des Drau- und Gailflusses in folgende Zonen gegliedert:

- Nördlich des oberen Drautaales liegen am nordöstlichen Kartenblattrand die Ausläufer der Kreuzeckgruppe. Im geologischen Sinn handelt es sich um Granatglimmerschiefer des südlichen Kreuzekkrystallins, das tektonisch von der Trias des Rabant-Kolm-Zuges bei Oberdrauburg, in der Simmerlacher Klamm und am Kolm bei Dellach getrennt wird. Sie sind Elemente des Drauzuges.
- Die Gailtaler Alpen, die westlich des Gailbergsattels in die Lienzer Dolomiten fortsetzen, bilden den Gebirgsstock zwischen dem oberen Drautal und dem Gailtal, dessen westliche Verlängerung das Lesachtal ist. Die als „Drauzug“ bezeichnete Gesteinszone besteht aus Permotrias, deren ursprünglich transgressiver Verband mit der kristallinen Unterlage unumstritten ist, in den meisten Fällen jedoch tektonisch überarbeitet ist. Das Gailtalkristallin ist ein polymetamorpher, intensiv deformierter Gesteinskomplex, der im Lesachtal über den Talverlauf der Gail nach Süden reicht.
- Südlich der Gail schließen die Karnischen Alpen als nördlichster und ältester Teil der Südalpen an. Sie bestehen überwiegend aus altpaläozoischen bis unterkarbonen Karbonat- und Schieferfolgen, denen im Gebiet zwischen Oberer Bischofalm und Zollner See geringe Reste der postvariszischen Schichtfolge transgressiv aufliegen. Der Beginn der neuerlichen Sedimentbedeckung nach der variszischen Gebirgsbildung ist entgegen bisheriger Meinung älter, d. h. im Mittelkarbon nach der russischen Gliederung.

Die östlichen Lienzer Dolomiten, die anschließenden Gailtaler Alpen und die Karnischen Alpen haben Hochgebirgscharakter. Die höchsten Gipfel des Kartenblattes sind in den östlichen Lienzer Dolomiten der Lumkofel (2287 m) und Rauchbichl (2019 m), während östlich des Gailbergsattels der Torkofel eine Höhe von 2275 m erreicht. Höchster Gipfel in den Karnischen Alpen ist die Hohe Warte (Mt. Coglians) mit 2780 m. In dem nach Süden hin geschützten Eiskar dieses Gebirges hat sich bis heute ein kleines Gletscherfeld gehalten.

Bedingt durch die Vormacht von Kalk- und Dolomitgesteinen, sind die Gailtaler Alpen und ihre westliche Fortsetzung ein morphologisch stark zergliederter, im Hauptkamm vielfach schroffer Gebirgsstock, in dem steile Flanken, Berghänge und Felswände über wiesen-

bedeckte Almflächen dominieren. Spitzen, Grate, Schutthalden und tief eingeschnittene Gräben bestimmen den Landschaftscharakter. Ein bewaldeter Grüngürtel reicht örtlich bis in Höhen von etwa 1800 m, geschlossener Hochwald herrscht hingegen im Verbreitungsgebiet der kristallinen Sockelgesteine, die morphologisch wenig hervortreten. Diese Waldzone wird von besiedelten Terrassenfluren im Lesach- und Gailtal unterbrochen.

In den Karnischen Alpen herrscht westlich des Valentingrabens meist schroffer Kalkfels vor, nach Osten hin wechseln hingegen kalkige und schiefrige Gesteinsfolgen in mehrfacher Wiederholung ab. Hier bilden die meist aus Silur und Devon bestehenden kalkigen Schichtfolgen weithin verfolgbare Härtlingsgesteine, die von den Gesteinen der klastischen Hochwipfel-Formation umschlossen werden. In ihrem Verbreitungsgebiet liegen mehrere bewirtschaftete Almen. Tief eingeschnittene, oft übersteilte und nach Norden zur Gail entwässernde Quergräben prägen hier das Landschaftsbild.

Gailtaler Alpen wie Karnische Alpen sind durch ein ausgedehntes Wander- und Wegenetz sowie Schutzhütten oder Almen erschlossen.

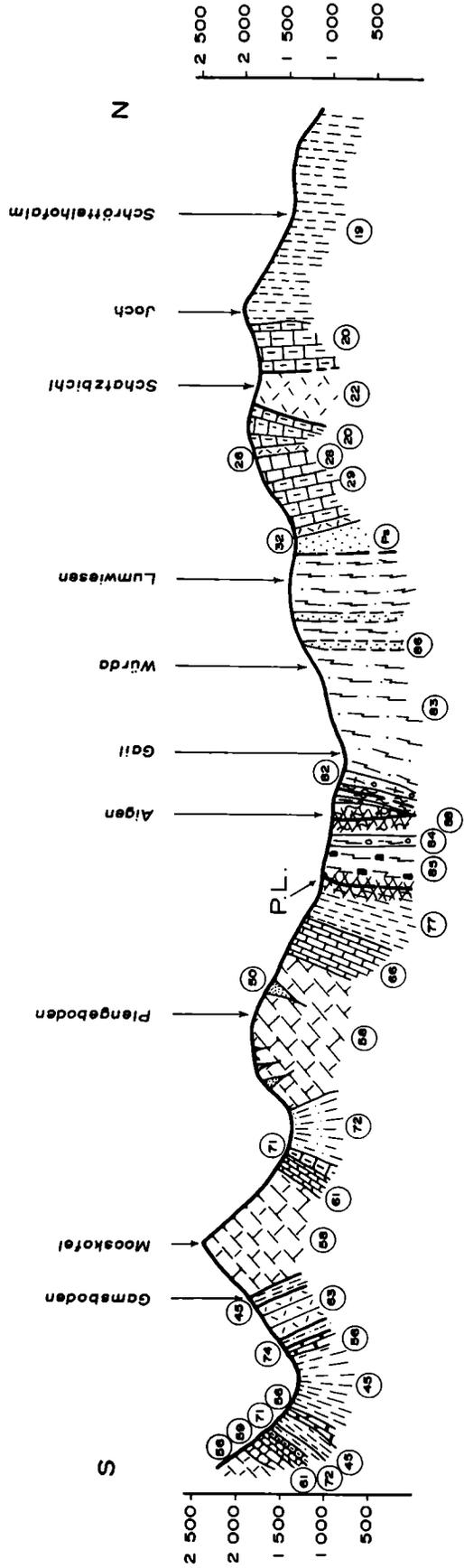
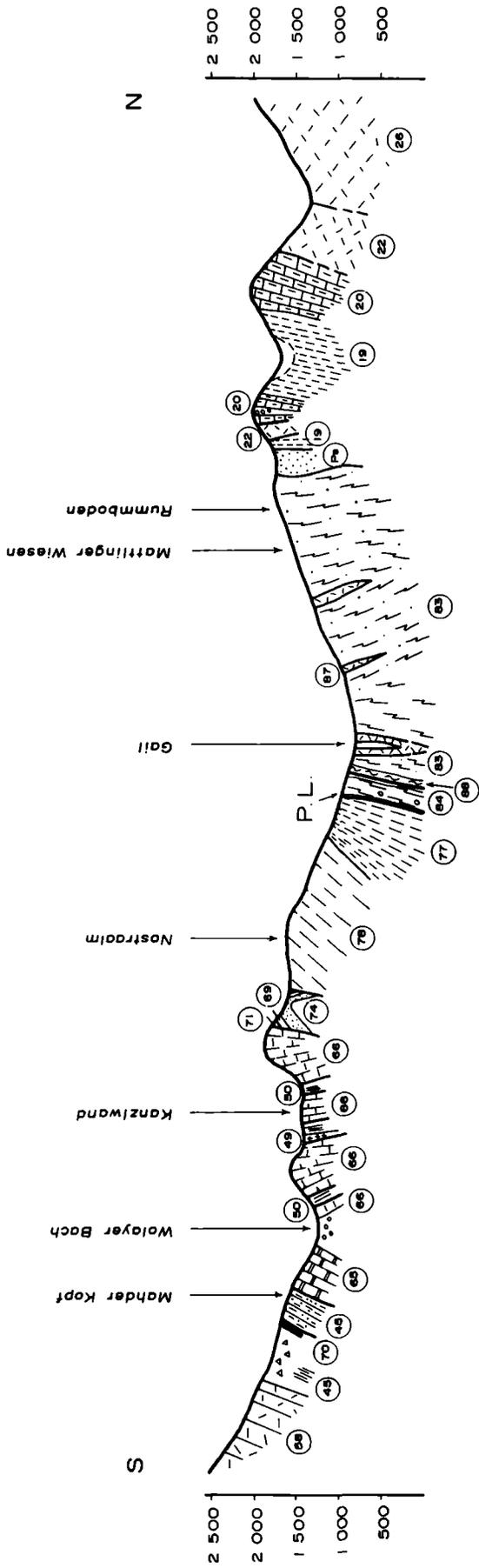
Bisherige geologische Karten

Die älteste geologische Karte aus dem Gailtal findet sich in L. v. BUCH's Schriften (III. Band aus dem Jahre 1824). Darin werden für das Gailtalkristallin „Glimmerschiefer der Chloritart“, weiters „Rother Sandstein“, „Flözkalk“ und zuoberst „Dolomit“ ausgeschieden.

Im Archiv der Geologischen Bundesanstalt liegt eine mit dem Jahre 1841 datierte handkolorierte Karte, die A. v. MORLOT zugeschrieben wird. Sie bedeckt allerdings nur das untere und mittlere Gailtal und reicht im Westen bis etwa zur Linie Weißbriach – Kirchbach – Hochwipfel.

Die 1886 von G. GEYER veröffentlichte Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Oberdrauburg und Mauthen (Erläuterungen dazu 1901) brachte die erste zusammenfassende Neuaufnahme auf österreichischer Seite und berücksichtigte die älteren Aufnahmeergebnisse von F. v. FÖTTERLE, D. STUR, die Karten 1 : 75.000 von F. FRECH (1888, 1894) sowie den von T. TARAMELLI (1881) im Maßstab 1 : 200.000 dargestellten italienischen Gebietsanteil.

Im Jahre 1909 lieferte A. SPITZ eine Buntkarte 1 : 25.000 des oberen Valentintales und des Rauchkofel-Wolayersee-Gebietes in den zentralen Karnischen Alpen.



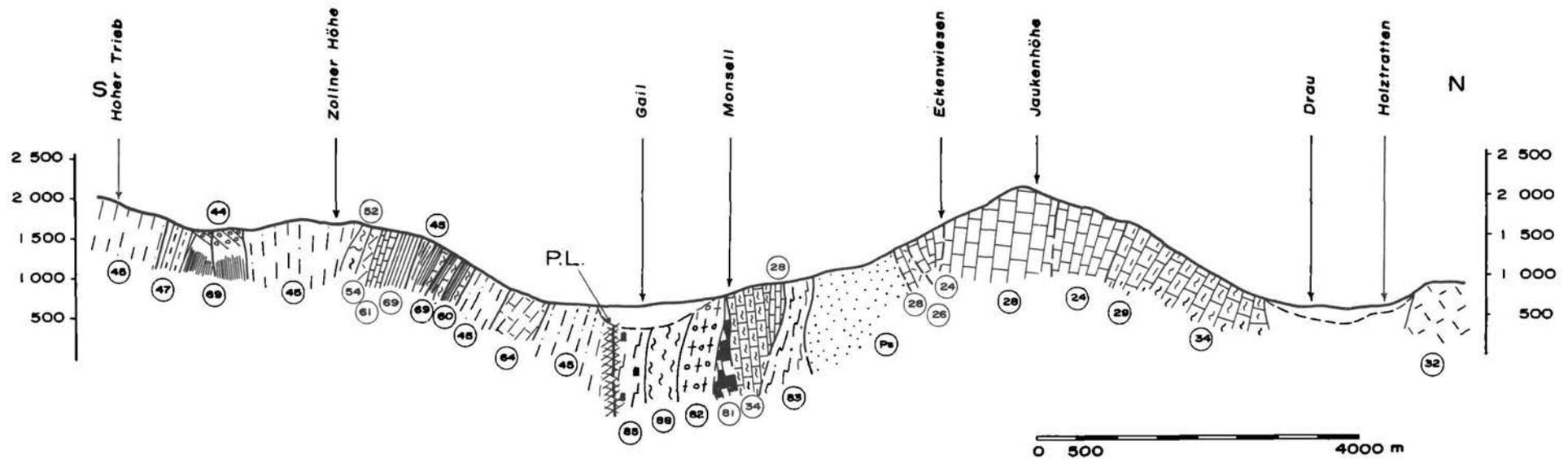
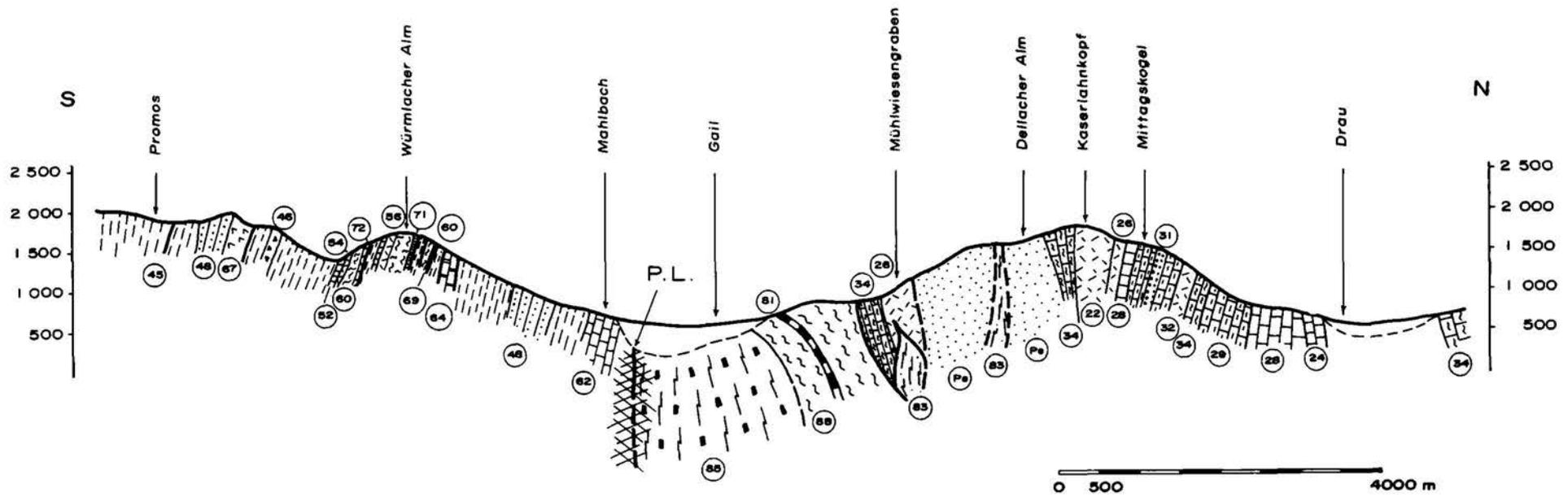


Abb. 1: Nord-Süd verlaufende Profilsérie über den österreichischen Anteil des Kartenblattes ÖK 197, Köttschach vom westlichen Kartenrand nach Osten. Die Nummern entsprechen den Legendennummern der geologischen Karte; Ps = undifferenziertes Permoskyth. Nach Vorlagen von H. HEINISCH, H. P. SCHÖNLAUB und A. WARCH gezeichnet.

H. R. v. GAERTNER legte 1931 grundlegende Neuergebnisse für die zentralen Karnischen Alpen in einer Buntkarte 1 : 25.000 mit Profilen vor. Seine Ausscheidungen wurden von F. HERITSCH (1936) in Beilagekarten 1 : 200.000 und 1 : 75.000 übernommen bzw. erweitert. R. SELLI (1963a) benützte diese Unterlagen auf österreichischem Gebiet für seine im Maßstab 1 : 100.000 erschienene Karte „Schema Geologico delle Alpi Carniche e Giulie Occidentali“. Derselbe Autor veröffentlichte 1963 die Karte 1 : 20.000 „Carta Geologica del Permo-Carbonifero Pontebbano“, die mit Ausnahme geringer Flächen am Naßfeld nicht über die Staatsgrenze nach Österreich bzw. auf das Gebiet der ÖK 197 greift.

Eine jahrzehntelang verschollene, wertvolle kolorierte Manuskriptkarte von E. HABERFELNER (etwa von 1940) fand sich jüngst wieder im Archiv der Geologischen Bundesanstalt (Archiv.-Nr.: A-03893-km). In dieser Karte im Maßstab 1 : 25.000 und 6 Detailkarten im Maßstab 1 : 10.000 und 1 : 2.000 ist die Geologie zwischen dem Valentin- und Straniger-Graben überaus sorgfältig und detailreich eingetragen. H. HERITSCH & P. PAULITSCH veröffentlichten 1958 die geologische Karte des Gailtalkristallins zwischen Birnbaum und dem Presseggersee im Maßstab 1 : 25.000. Die Neuaufnahme im Lesachtal erfolgte durch A. BREUNINGER & H. SCHUH (1980).

Für die östlichen Lienzer Dolomiten und die Gailtaler Alpen liegen eine Reihe älterer Aufnahmen vor. R. W. v. BEMMELEN publizierte 1957 eine Kartenabbildung 1 : 30.000 über die westlichen Gailtaler Alpen, der im Jahre 1965 die geologische Karte der Lienzer Dolomiten folgte (R. W. v. BEMMELEN & J. E. MEULENKAMP, 1965). Hier übernommen wurden größtenteils die auf

Blatt Kötschach fallenden Anteile der geologischen Farbkarte 1 : 25.000 von W. SCHLAGER (1963).

Im Rahmen von Dissertationen wurden mehrere Karten in den Gailtaler Alpen angefertigt, so von H. ANGER (1964) eine Karte 1 : 25.000 zwischen dem Gailbergsattel und der Jauken, von E. HOFFERT (1965) über die mittleren Lienzer Dolomiten, von C. U. SCHWIEDRZIK (1967) über die östlichen Lienzer Dolomiten zwischen Lumkofel und Gailbergsattel sowie von L. HAHN (1966) ebenfalls über die westlichen und zentralen Gailtaler Alpen.

Zu erwähnen sind weiters Kartenskizzen über Bergbau und geologische Detailprobleme, wie von O. SUSSMANN (1902), O. M. FRIEDRICH (1956), H. MOSTLER (1972), M. MOSER (1974), H. W. J. v. AMEROM et al. (1976), L. WEBER (1981) und G. NIEDERMAYR et al. (1980) für den Raum nördlich der Gail sowie von I. PELTZMANN (1934), P. PÖLSLER (1967), H. P. SCHÖNLAUB (1971), P. LEDITZKY (1973), B. GÖDDERTZ (1982) und S. POHLER (1982) für die Karnischen Alpen. Auf italienischem Gebiet ergänzen diese Aufnahmen die Karten von R. PELLIZZER & L. TOMADIN (1962), G. B. VAI (1963) sowie das 1971 erschienene Blatt Monte Cavalino-Ampezzo der Carta Geologia d'Italia mit Erläuterungen (G. BRAGA et al., 1971). Diese Karte endet an der Staatsgrenze.

Glazialgeologische Beobachtungen auf der Nordseite der Karnischen Alpen wurden in Kartenskizzen von R. v. SRBIK (1936) festgehalten.

Jene Karten, die für Blatt Kötschach übernommen wurden, sind im Kartenspiegel angeführt. Ein vollständiges Kartenverzeichnis für den österreichischen Anteil der ÖK 197 ist im System „Geokart“ der Abt. Geodatenzentrale der Geologischen Bundesanstalt enthalten.

Zur quartären Entwicklung im Gailtal

(Abb. 2–6)

Von DIRK VAN HUSEN

Das Gailtal ist in zwei sehr unterschiedliche Abschnitte geteilt. Der obere (Lesachtal) wird durch ein ca. 200 m tiefes schluchtartiges Tal geprägt, das in einen breiteren Talboden eingeschnitten ist. Dieser wird von Gesteinen des praequartären Untergrundes aufgebaut, der mit Moränen und Kiesen bedeckt ist.

Der untere (E Kötschach-Mauthen) ist durch die Schwemmkegel der Seitenbäche und sumpfige Wiesen im Talgrund charakterisiert und weist keinerlei Aufschlüsse des Untergrundes auf. Der Grund für diese so unterschiedliche Gestaltung der Talböden wird in der glazialen Überformung zu suchen sein. Während der letzten Eiszeit, wie wohl auch in den vorhergegangenen, war das Gailtal von einem mächtigen Eisstrom erfüllt (Abb. 2), der über Gailberg- und Kreuzberg-Sattel kräftige Zuströme vom südlichen Draueis empfing. Dieser vermehrte Eisabfluß und die damit erhöhte Abflußgeschwindigkeit führten zu der stärkeren Ausräumung und Tieferlegung der Felssohle.

Die Eisbedeckung des Gailtales und seiner Nebentäler brachte eine Moränenbedeckung der Hänge und

Talböden, die teilweise noch in großflächigen Resten bis hoch an den Hängen erhalten ist. Als Typ dieser Sedimente mag der Aufschluß am Ausgang des Übelbachgrabens im Valentintal gelten.

Im Liegenden dieser Moränenbedeckung, die im Hochglazial um 20.000 BP entstand, sind im Bereich der Hochfläche von St. Stefan a. d. Gail E Hermagor und im Lesachtal bei Podlanig ältere Sedimente des Würm erhalten geblieben. Im Bereich der Hochfläche von St. Stefan a. d. Gail (Abb. 3) sind die liegenden Anteile der Sedimentationsentwicklung rasch sedimentierte Bänderschluße einer kühlen Periode (s. Nieselach), die seitlich von Kiesablagerungen begrenzt werden. Die Bildungsbedingungen dieser Bänderschluße sind am ehesten so zu charakterisieren, daß im Staubereich von Schwemmkegeln der Seitenbäche hauptsächlich feinkörnige Sedimente zur Ablagerung kamen.

Diese Situation entspricht den in den Schluffen dokumentierten kühlen Klimabedingungen, während dieser durch tief abgesenkte Vegetationsgrenze und stark angestiegene Schuttanlieferung die Nebenbäche viel Ma-

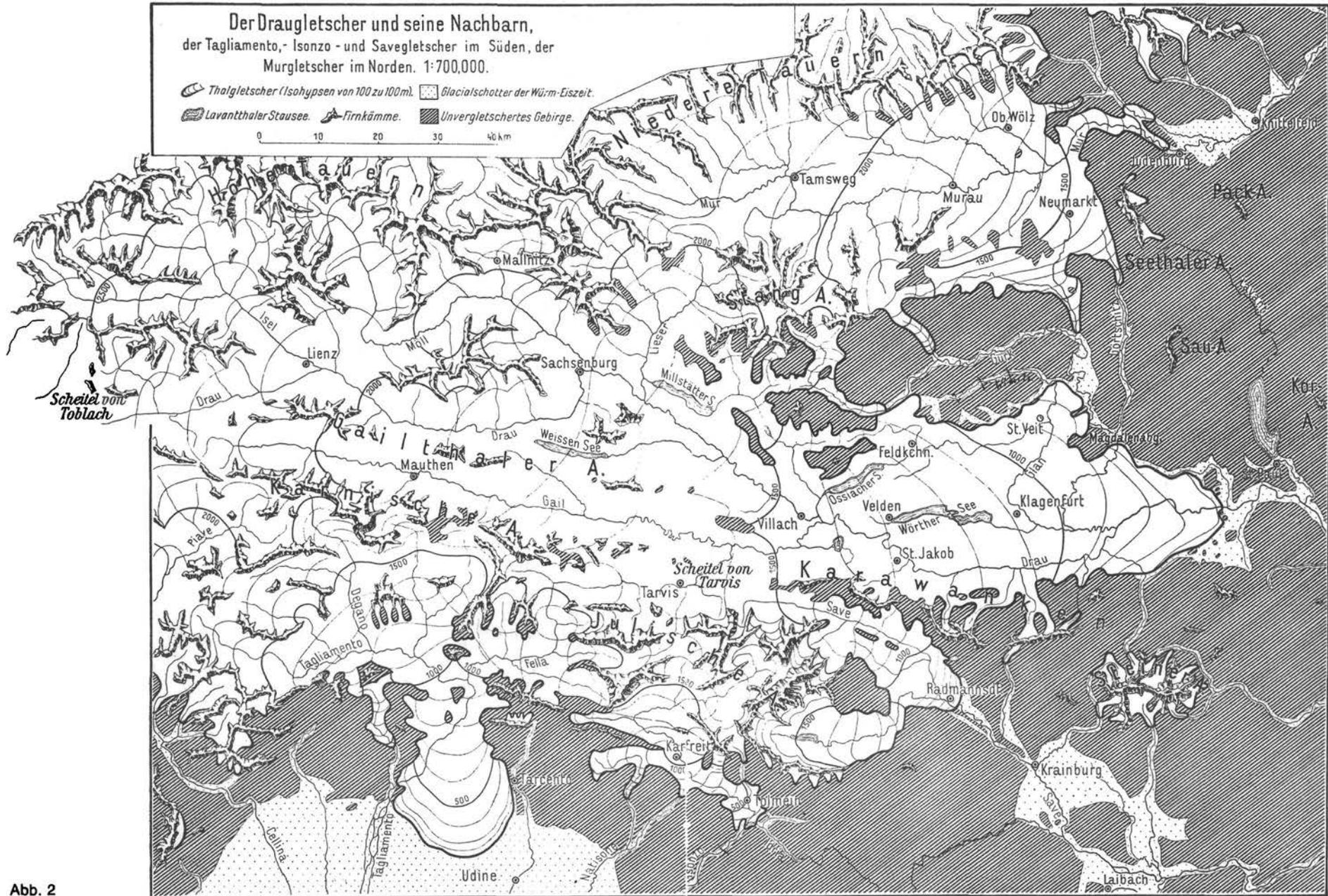


Abb. 2

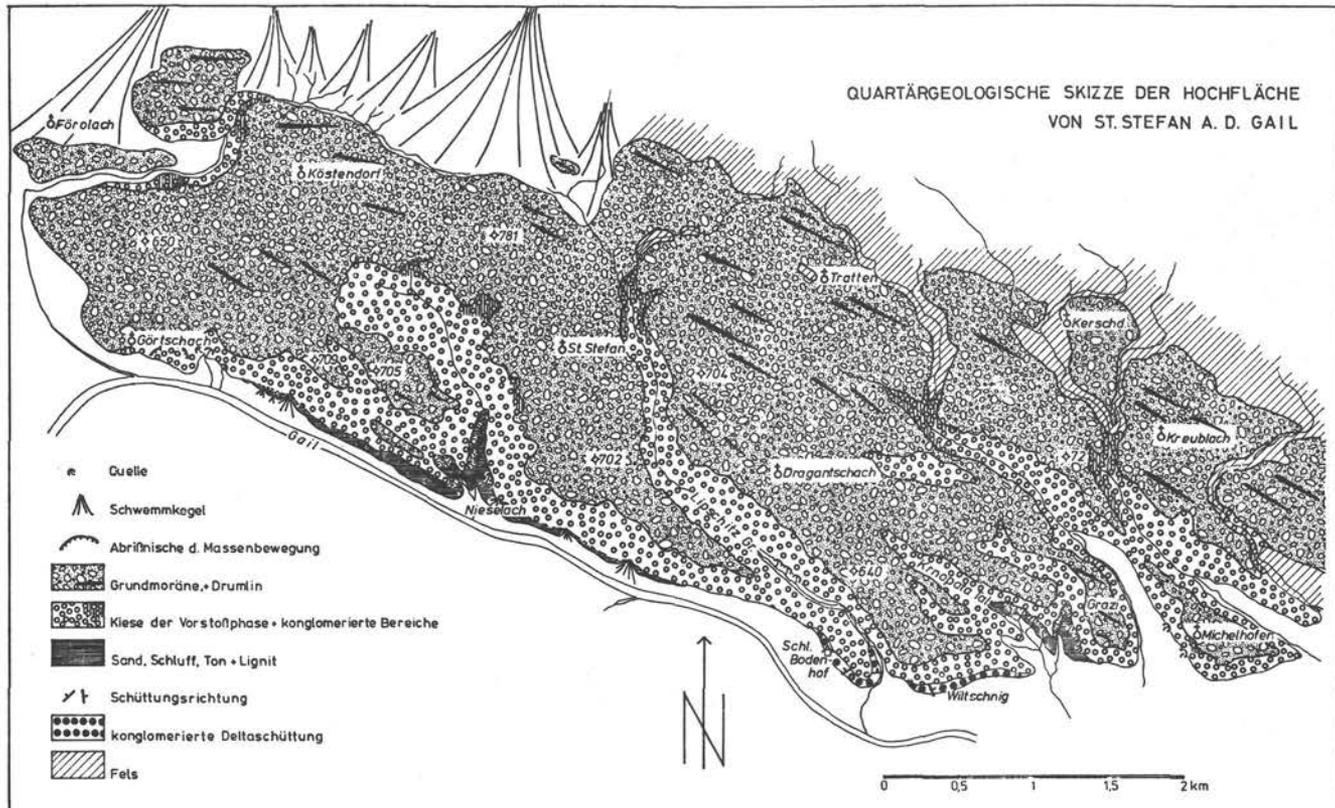


Abb. 3: Quartärgeologische Skizze der Hochfläche von St. Stefan an der Gail (D. V. HUSEN & I. DRAXLER, 1980).

terial ins Haupttal einbringen. Durch diese starke Anhebung der Schwemmkegel entsteht ein unausgeglichenes Gefälle im Haupttal, wodurch es zu häufigen Überflutungen der Flachstrecken und zum Absatz von Feinmaterialien kommt (Abb. 4, Phase A und Abb. 6b). Dabei hängt die Sedimentationsgeschwindigkeit und Erhöhung des Talbodens fast ausschließlich von der Menge der Schutführung der Nebenbäche ab.

Zum Hangenden zeigen die Bänderschluße in ihrem Pollengehalt eine Verbesserung der Klimawerte an, die mit einer absinkenden Sedimentationsrate (starke Zunahme der Pollenkonzentration) verbunden ist. Abgeschlossen wird diese Entwicklung durch das Schieferkohleflöz, das in einem den heutigen Werten sehr ähnlichen Klima zur Ablagerung kam.

Unter diesen sich bessernden Klimabedingungen ging parallel zum Anstieg der Vegetationsgrenze auch die Schuttanlieferung der Nebenbäche zurück. Dadurch konnten sich ausgeglichene Gefällsverhältnisse im Haupttal ausbilden, die auch zur Bildung von Altarmen führten, in denen Bruchwaldtorf zur Ablagerung kam (Abb. 4, Phase B). Diese Bildungsbedingungen sind auch für die geringe seitliche Erstreckung der Kohleflöze verantwortlich.

Nach den vorhandenen ¹⁴C Datierungen (A. FRITZ, 1975) wurde die Schieferkohle in dem wärmeren Abschnitt des Würm (ca. 40–30.000 BP), und die liegenden Schluße somit in einer kühleren Periode davor abgelagert (Abb. 5), ohne daß an dieser Stelle der genaue zeitliche Abstand feststellbar wäre.

Mit den Schieferkohlen des unteren Gailtales sind wohl auch die Ablagerungen von Podianig im Lesachtal zu verbinden. In einer bereits wieder etwas kühleren

Phase (ca. 28.000 BP) zeigen die Sedimente wieder eine verstärkte Materialanlieferung der Nebenbäche an.

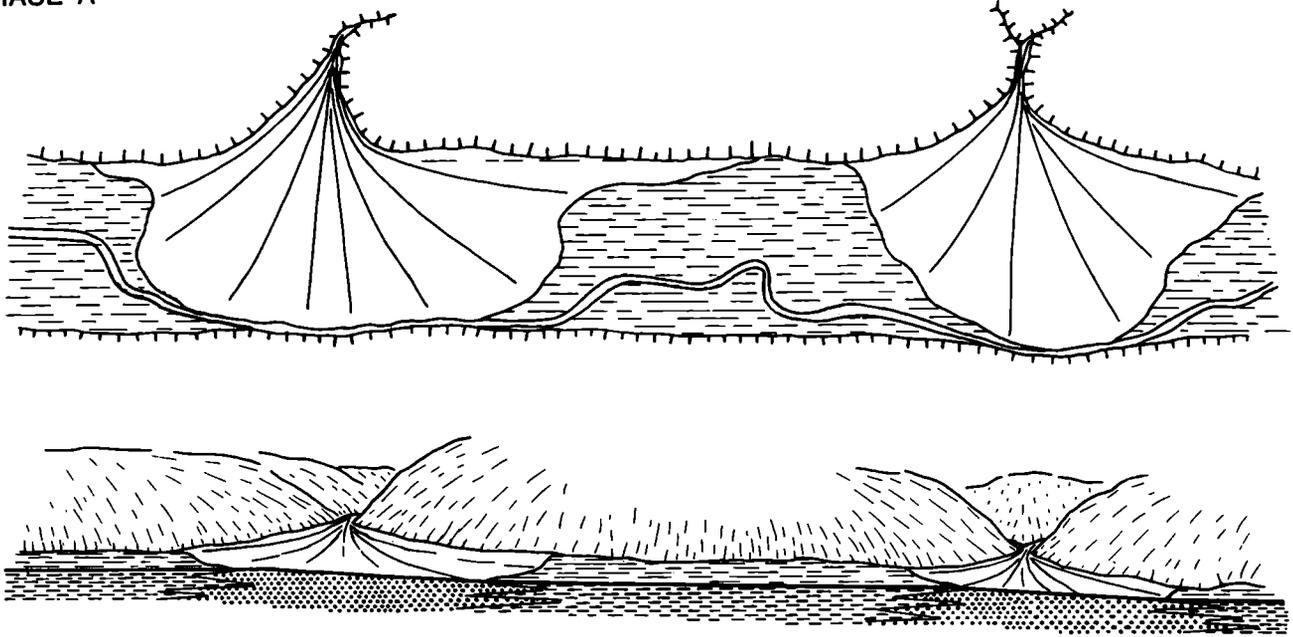
Im Hangenden der Schieferkohle folgen grobe Kiese, die dann selbst in die hochglaziale Grundmoräne übergehen. Es sind dies die Vorstoßschotter (Abb. 5 und 6 c) des Hochglazials. Sie kamen zur Ablagerung als die Schuttfuhr aus den Seitentälern so stark geworden war, daß die Kiese nur mehr über das Tal verteilt werden konnten. In der weiteren Folge wurden sie dann von den vorstoßenden Gletschern überfahren, die das Eisstromnetz bilden (Abb. 2). Beide Vorgänge wurden durch den rapiden Klimaverfall am Beginn des Hochglazials ausgelöst.

Aus der Zeit des Eiszerfalls am Beginn des Spätglazials sind im Gailtal viele Sedimente erhalten geblieben, ohne daß aber eine genauere zeitliche Einstufung möglich wäre.

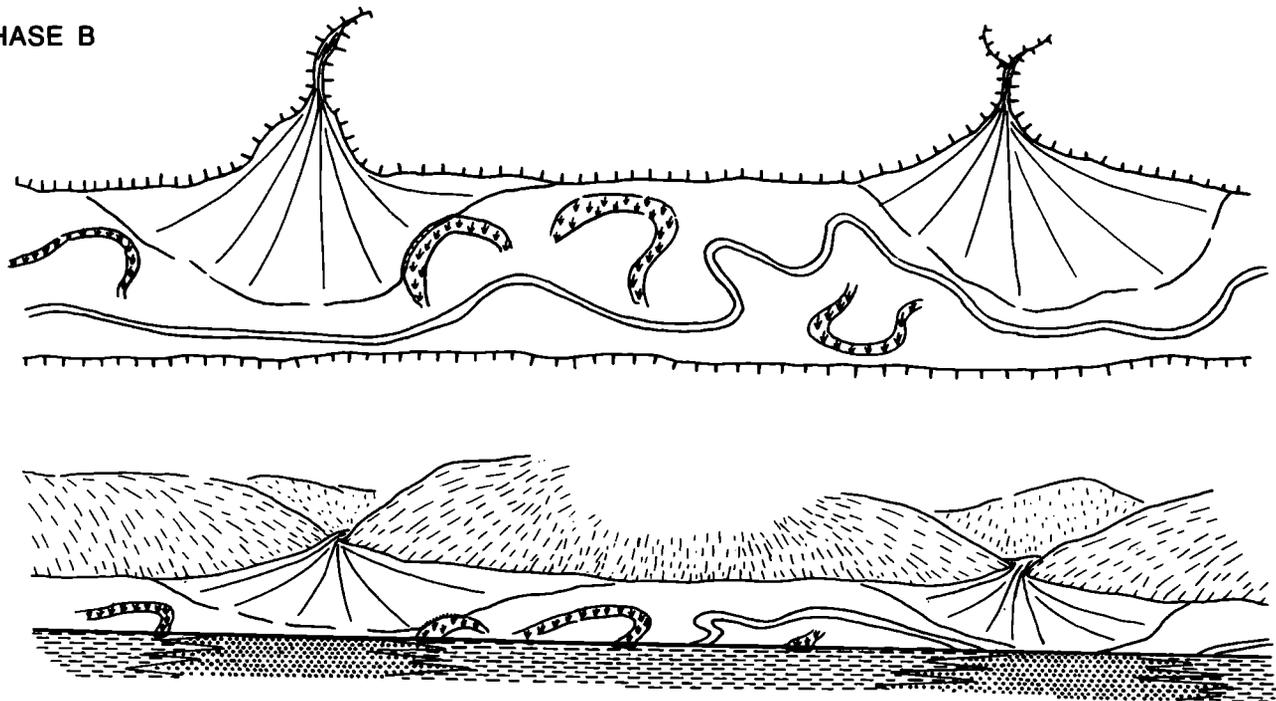
Im breiten Teil des Tales ist dies z. B. die ausge dehnte Eisrandterrasse bei Oberbuchach-Unternöbling. Sie stellt den Rest einer Füllung eines großen Eisstausees dar, in dem auch ein mächtiges bottom set zur Ablagerung kam.

Wesentlich kleinräumiger entwickelten sich im Gegensatz dazu die Stauseen und deren Füllungen an der südschauenden Flanke des Lesachtals, die hier dementsprechend nur aus gröberen Sedimenten gebildet werden. Aus dieser Zeit stammen auch die den Mündungen der großen Täler von Süden (Wolayer, Valentin Tal) bei der Trennung der noch aktiven Lokalglotcher von den inaktiven Eismassen des Haupttales entstandenen, mächtigen Talverbaue, die diese Situation schön nachzeichnen (Nostra). Als jüngste spätglaziale Sedimente des Lesachtals sind die mächtigen Kiese

PHASE A



PHASE B



häufig bis ständig überschwemmtes Gebiet



Bänderton mit Sandlagen



Kies



sumpfige Altarme

Bruchwaldtorf

Abb. 4: Verschiedene Sedimentationsbedingungen in den Talböden während des Würms.

A: Kühle Klimabedingungen, starke Sedimentation im Talboden. B: Wärmere Klimabedingungen, ausgeglichenes Gefälle im Haupttal.

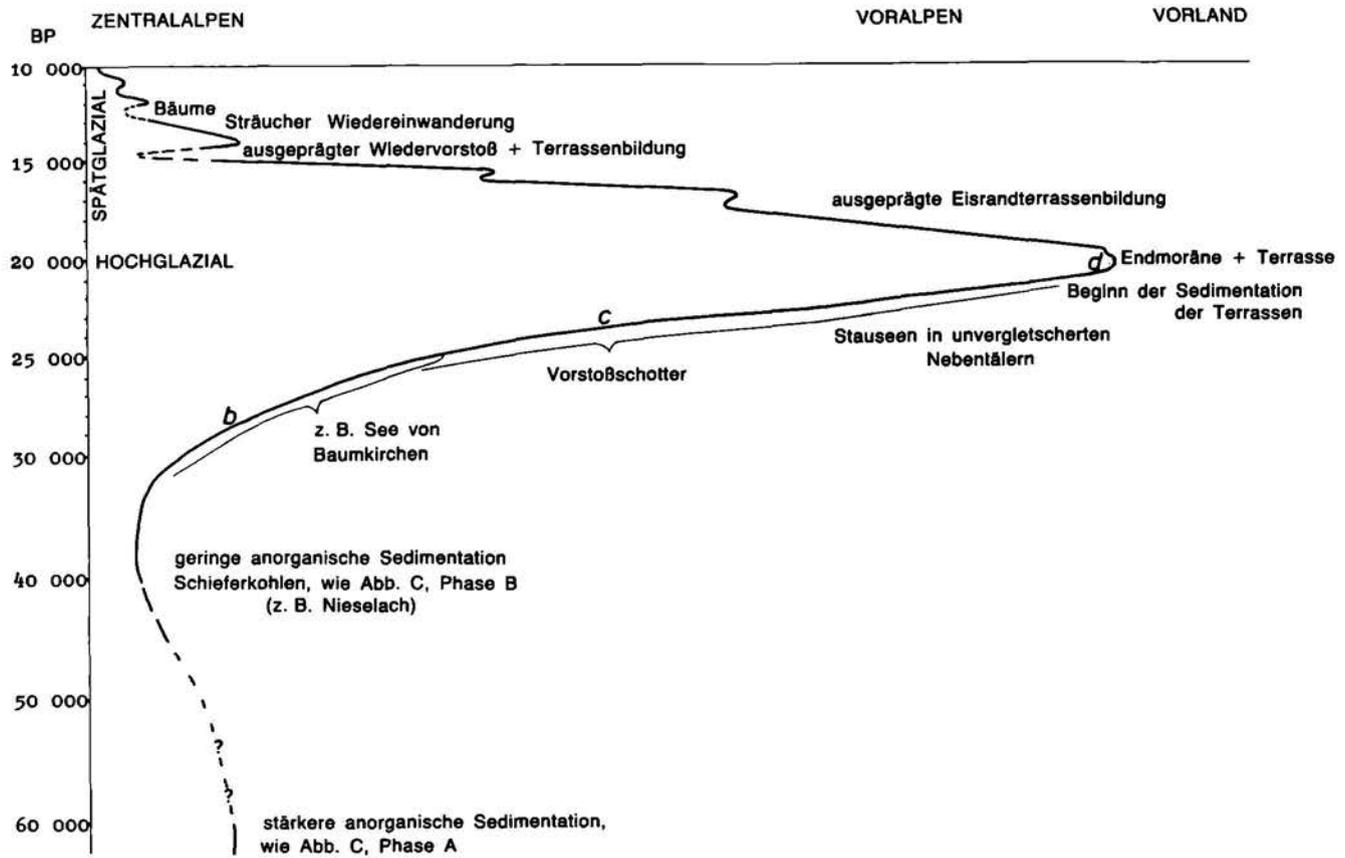


Abb. 5: Zeitliche Stellung der Sedimentation während des Würms. Die Kurve zeigt die ungefähre Position der Gletscherstirn in den Tälern (vgl. Abb. 6, b, c, d).

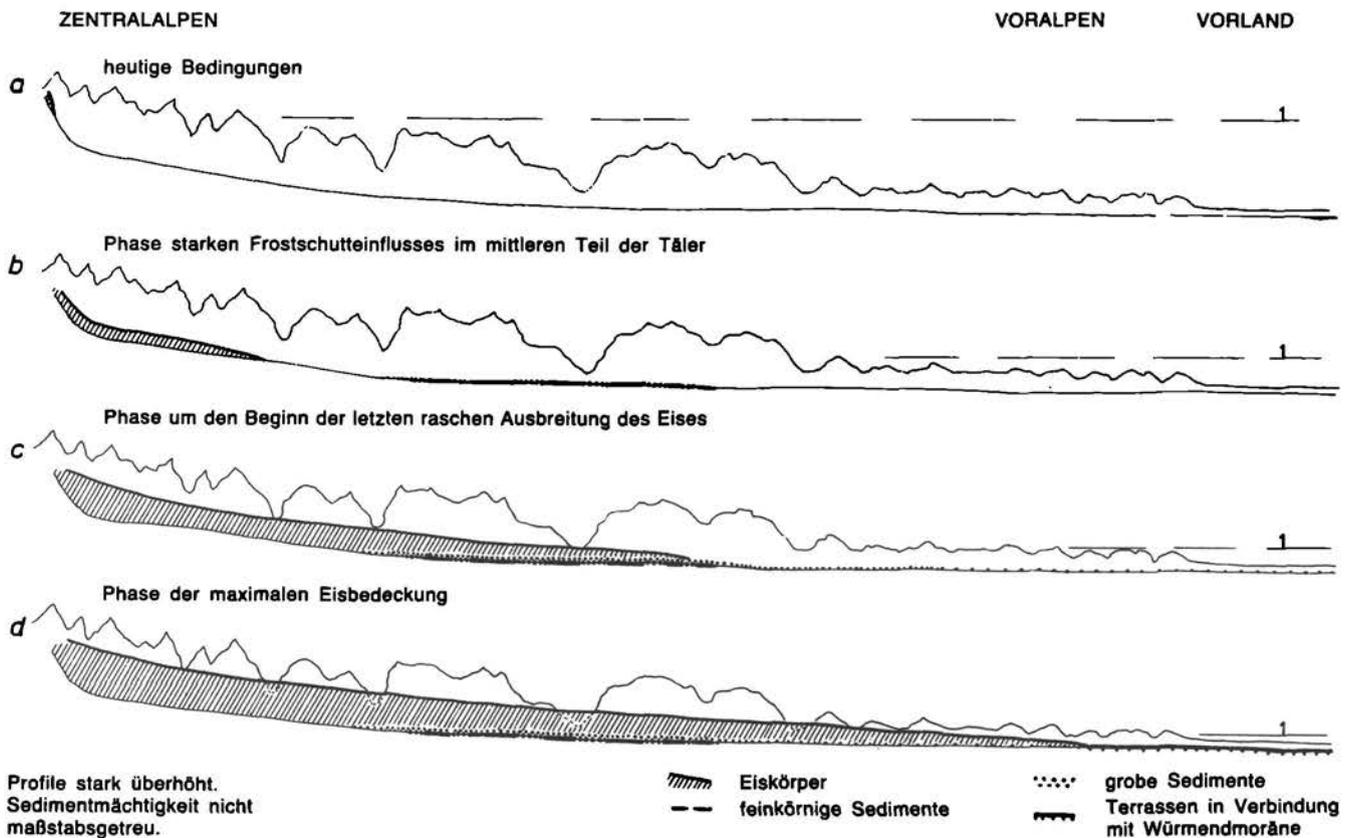


Abb. 6: Profilskizzen der Entwicklung in Stufen der Klimaverschlechterung, dargestellt durch die geschätzte Untergrenze (1) starker Frostschuttbildung.

im Flußniveau der Gail anzusehen, die im Staubereich der schwindenden Eismassen zur Ablagerung kamen. In den vergletscherten Nebentälern kamen dann im Spätglazial manche lokalen Moränen (Valentintal) und die noch vom Eis transportierten grobblockigen Bergsturzablagerungen (Kreuztratten) zur Ablagerung.

Literatur

- DRAXLER, I. & VAN HUSEN, D.: Zur Ausbildung und Stellung der würmzeitlichen Sedimente im unteren Gailtal. – Z. Gletscherkunde u. Glaz. Geol., **16**, 85–97, Innsbruck 1982.
- FRITZ, A.: Die pleistozäne Pflanzenwelt Kärntens. – Carinthia II, **29**, SH., 63 S., Klagenfurt 1970.
- FRITZ, A.: Beitrag zur würmzeitlichen Vegetation Kärntens. – Carinthia II, 197–222, Klagenfurt 1975.
- HUSEN, D. VAN: Geologisch-sedimentologische Aspekte im Quartär von Österreich. – Mitt. ÖGG, **74/75**, 197–230, Wien 1981.
- HUSEN, D. VAN: A model of valley bottom sedimentation during climatic changes in a humid alpine environment. – In: EVENSON, SCHLÜCHTER & RABASSE (ed.): Tills and Related Deposits, 342–344, Rotterdam (A. A. Balkema) 1983.
- HUSEN, D. VAN: General sediment development in relation to the climatic changes during Würm in the eastern Alps. – In: EVENSON, SCHLÜCHTER & RABASSA (ed.): Tills and Related Deposits, 345–349, Rotterdam (A. A. Balkema) 1983.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. – **3**, 1062–1118, Leipzig 1909.
- SRBIK, R. v.: Glazialgeologie der Nordseite des karnischen Kammes. – VI. SH. Carinthia II, Klagenfurt 1936.
- UCIK, H. F.: Der ehemalige Schieferkohlenbergbau Nieselach bei St. Stefan im Gailtal/Kärnten. – Archiv f. Lagerstättenforschung i. d. Ostalpen, **14**, 3–13, Leoben 1973.

Die Trias des Drauzuges

(Abb. 7)

Von ADOLF WARCH

Werfen-Formation – Skyth (37)

Trotz Zugehörigkeit dieser Schichten zur Trias wurden diese wegen der lithologischen und petrographischen Parallelen mit dem liegenden Perm gemeinsam mit diesem von G. NIEDERMAYR behandelt.

Alpiner Muschelkalk – Anls (32–36)

Die Dreiteilung dieser Formation lautet:

- Liegende Kalk-Dolomitfolge (36)
- Mittlere Wurst-, Knollen- und Bankkalke mit Silt- bis Sandsteinlagen (34, 35).
- Dolomitische Zwischenniveau, kurz Zwischendolomit (32)

Ein bemerkenswerter Unterschied zu den bisherigen Aufnahmen in den Gailtaler Alpen ergab sich bei der Einschuppung von Muschelkalk ab dem Rötenskapf über den Pittersberg bis Dellach/Gail, sowie bei der N davon liegenden Hauptmasse der Permotrias des Laaer- und Trutschwaldes dadurch, daß sich die Basis des Alpiner Muschelkalkes brekziös bis konglomeratisch erweist. Die Komponenten der Brekzie nehmen von W nach E sowohl in Zahl wie auch Größe zu und ihre Kantigkeit geht allmählich verloren, so daß dieses Gestein beispielsweise in den Aufschlüssen am Forstweg von Buchach zur Ploner Alm zwischen 1100 und 1200 m sogar ein weitgehend konglomeratisches Aussehen annimmt. Die besondere Bedeutung dieser Brekzie bis Konglomerat liegt aber vor allem darin, daß sie eine genetische Beziehung über das Gailtal hinweg zum südalpinen Muschelkalk des Gartnerkofelgebietes (KAHLER & PREY, 1963) und zum sogenannten Richtigthofen-Konglomerat in den Südtiroler Dolomiten herstellt. Der genauere lithologische Vergleich der Gesteinsproben von den genannten Stellen zeigt aber, daß die Vorgänge, welche zur Brekzien- bzw. Konglomeratbildung führten, in den Gailtaler Alpen nur mehr abgeschwächt wirksam waren.

Daß die unteranisische Einstufung des brekziösen bis konglomeratischen Horizontes vom Rötenskapf über den

Pittersberg hinaus bis annähernd zum E-Ende des Kartenblattes trotz Fehlens von Fossilbelegen und entgegen den bisherigen Deutungen von G. GEYER (1901 c, S. 59; 1901 d), R. W. v. BEMMELEN (1957, S. 199, Tafel 17) und W. SCHLAGER (1963, S. 97) wohl keinem Zweifel mehr unterliegt, geht aus folgenden Kartierungsergebnissen hervor:

- Der genannte Horizont schließt entlang der gesamten Einschuppung unmittelbar hangend an das Permoskyth an, sodaß der stratigraphische Verband gesichert erscheint.
- Ab dem Gehöft Lanz N von Kötschach treten zum Alpiner Muschelkalk mit dem brekziös-konglomeratischen Horizont hangend und in östlicher Richtung auch noch tektonische Reste von Partnach-Plattenkalk, Wettersteinkalk und -dolomit hinzu, wodurch vom Permoskyth bis einschließlich Wettersteindolomit eine durchgehende und ungestört aufsteigende, triadische Schichtabfolge gegeben ist.
- Der brekziös-konglomeratische Horizont des Alpiner Muschelkalks konnte nicht nur bei der Einschuppung vom Rötenskapf bis über den Pittersberg hinaus festgestellt werden, sondern in gleicher stratigraphischen Position beim nahen Hauptgebirgszug der westlichen Gailtaler Alpen, im sog. Laaser Wald.
- Die Komponenten des brekziös-konglomeratischen Horizontes vom Alpiner Muschelkalk sind sowohl dolomitisch wie auch kalkig, wogegen die norische Hauptdolomitbrekzie immer nur dolomitische Komponenten aufweist.

Die Horizonte der Dreiteilung des Alpiner Muschelkalkes mit ihren lithologischen Merkmalen sind auf diesem Kartenblatt nur zweimal im größeren Ausmaß anzutreffen und zwar am N-Hang der Jauken zwischen der Ortschaft Raßnig bei Stein/Drau bzw. Dellach/Drau und der Steiner Alm in den westlichen Gailtaler Alpen sowie auf der Mussen (2038) in den östlichen Lienzer Dolomiten. Trotzdem fehlt aus tektonischen Gründen auch da wie dort weitgehend – bis auf kleine Reste –

die liegende Kalk-Dolomitserie mit dem Wechsel von meist gut, aber unregelmäßig gebankten bis geschichteten, dunkelgrauen Kalk und auch gut gebankten, teils hell gebänderten und grob kristallinen, grauen bis graubraunen Dolomit. Der Kalk kann auch hier schon von dünnen Wurstkalklagen zunehmen und mit dem Knollenkalk gemeinsam geradezu zum Hauptmerkmal der zweiten Schichtserie des Alpinen Muschelkalks werden. Die lagenweise Anhäufung von Wurstln bzw. Knollen mit Beimengung von Mergel, Ton und auch Sand in den Zwischenräumen ergeben bei Anwitterungen ein charakteristisches Aussehen von netzartiger Faserung.

Der typische, dunkel bläulichgraue, meist gut kristalline, grob gebankte sog. Bankkalk als höchstes Glied dieser mittelanischen Schichtfolge liegt auf Blatt 197 überzeugend nur einmal vor und zwar unmittelbar anschließend an den vorgenannten Wurstl-Knollenkalk am Forstweg von Raßnig zur Steiner Alm in der letzten Kehre zum Bärenboden (1391).

Auf demselben Forstweg, aber schon bei 870 m stößt man auf einen der mehrfachen Sandsteinaufschlüsse des mittleren Alpinen Muschelkalks am N-Hang der Jaukenhöhe (2234) und zwar knapp 100 m nach der Wegschränke bei 850 m. Dieser eignet sich wegen des frischen Anbruchs vorzüglich für nähere Untersuchungen.

Das höchste Glied des Alpinen Muschelkalks, der sog. Zwischendolomit, ist durchwegs gut geschichtet bis gebankt, ziemlich hellgrau verwitternd und stellenweise senkrecht zu den Schichtflächen weiß geädert. Im dunkel braungrauen, bituminösen, feingeschichteten Grenzbereich zum hangenden Partnach-Plattenkalk enthält er allgemein ockerig verwitternde, cm- bis dm-mächtige Tuff-Tuffitlagen.

Partnach-Formation – Ladin (29–31)

Diese Formation besteht zum Großteil aus gut geschichteten (10–20 cm), ebenflächigen, dunklen Kalcken, die beim Bruch zur Bildung von größeren Platten neigen und daher Partnach-Plattenkalke genannt werden. An den Schichtflächen befinden sich häufig entweder dunkelgraue, nur mm-dünne kohlige oder ebenso dünne, dunkel-braungraue, stark bituminöse Überkrustungen. Das Bitumen ist nicht selten auch im Kalk selbst enthalten. Die kohligen Überkrustungen haben immer einen harnischartigen Glanz und sind damit deutliche Zeugen für Gleitungen. Daß diese vielfach stattgefunden haben, beweisen die zahlreichen, teils sogar annähernd isoklinalen Falten in jeder Größenordnung. Zur Begünstigung dieser intensiven Tektonik dienen neben der Feinschichtung auch die häufigen mm- bis cm-Mergelzwischenlagen der einzelnen Schichten. Wittern diese heraus, so bleiben verhältnismäßig große Schichtfugen zurück, was zusätzlich diesem Gestein ein besonderes Gepräge gibt. Die Reichhaltigkeit an Eisensulfid, das neben Bitumen und Ton die dunkle Farbe des Gesteins verursacht, wirkt sich mancherorts in der Weise aus, daß die Schichtflächen der angewitterten Plattenkalke schlierenartige Rostflecken aufweisen.

Nicht selten sind die Kalkplatten auch noch in sich feingeschichtet (Laminierung!), vereinzelt auch feinst gradiert und führen Kieselknuern oder gestreckte Hornsteinlinsen bzw. -bänder. Innerhalb mächtigerer Kalkplatten sind auch Gleiterscheinungen (slumpings) zu beobachten. Neben diesem typischen Partnach-Plattenkalk gibt es aber auch mächtige Bänke von dichtem

Kalk, die dann als Geländerippen und Wandstufen auffallen.

Der Vulkanismus hinterließ in dieser Formation entschieden deutlichere Spuren als im oberanischen Zwischendolomit. Dies wirkte sich in der Weise aus, daß er sich im Partnach-Plattenkalk nicht nur auf die cm- bis dm-mächtigen und mehr oder weniger mürben Tuff-Tuffitlagen beschränkt, die es ja auch schon im oberanischen Zwischendolomit, wenn auch in geringerer Zahl gibt, sondern hier kommt auch noch der verfestigte Dazit hinzu, der auf dem vorliegenden Blatt m-Mächtigkeit erreicht. Er fällt zwar bei ungestörter Lagerung im Gelände wegen seiner neutralen steingrauen Farbe kaum auf, doch nimmt seine Mächtigkeit mit 30 cm auf der Pöllaner Höhe (994 m) im E der Gailtaler Alpen (Blatt 199) nach W hin kontinuierlich zu, so daß er auf der Mussen in den östlichen Lienzer Dolomiten schon 2–3 m mißt. Außerdem verdoppelt er sich wahrscheinlich ungefähr ab dem Göseringgraben bei Weißbriach auf Blatt 198, was vermutlich auch zur Anhäufung von Dazit in einem stark gestörten Bereich auf dem neuen Forstweg NW vom Mittagskogel (1627), WNW von der Jaukenhöhe (2234), geführt hat. Hier wie auch rund 300 m NW tiefer im Graben an einem neuen Forstweg sind wegen der frischen Erschließung auch eine Reihe von hockerigen cm-Lagen von Tuff-Tuffit zunächst auch noch deutlich zu sehen.

Die Bedeutung des zweiten größeren Dazitvorkommens dieses Blattes und zwar am S-Hang der Mussen (2038) zwischen 1840 und 1890 m mit 2–3 m und bei 1730 m mit ungefähr 1 m am Güterweg nach St. Jakob im Lesachtal liegt neben der beträchtlichen Mächtigkeit auch noch darin, daß die beiden Lagen aufgrund ihrer ungestörten Einlagerung stratigraphisch sicher verschieden zu beurteilen sind, was man aber von den östlich gelegenen Dazitvorkommen nicht mit gleicher Gewißheit sagen kann.

Hier gibt es auch noch, zum Unterschied vom Vorkommen am Mittagskogel, am Steig Nr. 227 von Rötenspaß zur Mussen bei 1740 und 1770 m noch zwei Tuff- bis Tuffitlagen mit der ungewöhnlichen Mächtigkeit von 20–30 cm, die im Gegensatz zu den verfestigten Dazitbänken infolge starker Verwitterung mürbe, teilweise auch schon kaolinisiert sind. Die weitere Verfolgung der vulkanogenen Einlagerungen nach W scheiterte aber daran, daß der Partnachhorizont in Richtung Podlaniggraben fast zur Gänze tektonisch auskeilt.

Wetterstein-Formation – Cordevol–Unterkarn (26–28)

Diese Formation bildet zusammen mit dem liegenden Partnach-Plattenkalk, dem nachfolgenden Wettersteinkalk und dem hangenden Wettersteindolomit die sog. Nordfazies der Gailtaler Alpen.

Der Wettersteinkalk unterscheidet sich vom liegenden Partnach-Plattenkalk dadurch, daß er wohl auch gut, aber unregelmäßig geschichtet bis gebankt, weniger dunkel und vor allem nicht mehr ebenflächig ist, daher auch nicht mehr in Platten bricht. Er weist teilweise auch Wühlgefüge nach Art des mittelanischen Wurstkalkes auf. Dies sind alle Merkmale des Übergangs von der Partnach-Beckenfazies hin zur Lagunenfazies des nachfolgenden Wettersteindolomits. Letzterer schließt die Nordfazies ab und wird von E nach W auf Kosten des liegenden Wettersteinkalks immer mächtiger. Er ist gut und überwiegend regelmäßig geschichtet bis gebankt, verwittert meist hellgrau und wird nur von

einzelnen dunkel-graubraunen, bituminösen Lagen unterbrochen.

Ist der Wettersteindolomit an seiner Basis massig, wie beispielsweise im oberen Pirkner Graben in den östlichen Lienzer Dolomiten, so bekommt er nach W. SCHLAGER (1963) wegen des Algenreichtums noch die nähere Bezeichnung „Diploporendolomit“.

Die Mächtigkeitsabnahme des Wettersteinkalks zu Gunsten des Wettersteindolomits von E nach W wirkt sich solcherart aus, daß der Wettersteinkalk im E des Blattes, im Gebiet der Jaukengruppe (da allerdings auch wesentlich begünstigt durch tektonische Verschiebung) noch verhältnismäßig stark vertreten ist, im W auf der Mussen aber nur mehr einen schmalen Horizont bildet, hier offensichtlich auch tektonisch vermindert.

Der Wettersteinkalk im Bereich der Jaukenhöhe (2234 m) verdient aber noch deshalb eine besondere Erwähnung, weil er der Träger von einst abbauwürdigen Pb-Zn-Erzen ist (O. SUSSMANN, 1901; A. WARCH, 1979).

„Grüne Schichten“ Im Wettersteindolomit (27)

Diese Schichten im oberen Pirkner Graben am Rauchbichel (2019 m) bestehen aus einer Wechselfolge von Rauhwacke, Bänderdolomit, Dolomitmergel und Tonschiefer mit einer Mächtigkeit um 100 m, die W. SCHLAGER (1963) „Grüne Schichten“ nannte. Die im Namen ausgedrückte Farbe ist eher als ein schmutziges graugrün zu verstehen. Sie ist außerdem allein an den Schieferanteil, und auch nur im trockenen Zustand, gebunden.

Cardita-Formation – Karn (24, 25)

Die Cardita-Formation erfüllt mit ihren drei charakteristischen Schiefer- und Sandsteinlagen auch hier, wie im gesamten ostalpinen Raum, als Leithorizont bei der Gliederung der nordalpinen Trias eine wichtige Aufgabe. Sie ist allerdings auf dem vorliegenden Blatt nur mehr im E des Gailbergsattels, also im Bereich der Jaukenhöhe (2234 m) zu finden, denn auf der W-Seite des Blattes ist sie zur Gänze der Tektonik zum Opfer gefallen.

Auch der lithologische Aufbau entspricht hier noch weitgehend der Cardita-Formation in den übrigen Gailtaler Alpen, die vom Liegenden zum Hangenden grob folgendermaßen beschrieben werden kann:

Der 1. Carditaschiefer ist fast zur Gänze dunkelgrau bis schwarz und tonig. Die für den Bleiberger Raum typische, rund 60 cm mächtige Kiesoolithbank im Liegenden, welche von O. KRAUS (1969) nach N und W im Drauzug auf weniger als 15 cm ausdünnen sollte, war allerdings hier nicht anzutreffen. Stellenweise schlierige Rostflecken an Schichtflächen deuten allerdings einen Fe-Gehalt an, und sie sind hier, wie auch schon anderenorts, eine wichtige Erkennungshilfe für den 1. Carditaschiefer. Ein weiteres und wesentliches Erkennungsmerkmal ist auch noch eine Sandsteinlage als hangender Abschluß dieses Schieferhorizontes.

Die darauf folgende 1. Karbonatfolge ist hier durchwegs dolomitisch und vor allem liegend durch tonige Beimengungen schmutzig-grau, bei Bitumengehalt auch graubraun verfärbt und im angewitterten Zustand auch mehr oder weniger rauhwackig bis mürbe, sodaß es zu einer Verwechslung mit dem stratigraphisch nahen, hellen und gut gebankten bis geschichteten Wettersteindolomit kaum kommen kann.

Der 2. Carditaschiefer unterscheidet sich von den beiden anderen Schieferhorizonten durch beträchtlichen Mergelgehalt, wodurch er schon im Gelände durch seine verhältnismäßig hell-schmutzig-graubraune Farbe auffällt. Er ist auch mehr oder weniger von Sand und Onkolithen durchsetzt, wobei sich letztere im Liegenden anhäufen können. Auch Einstreuungen von Bivalvenresten wurden beobachtet.

Die 2. Karbonatfolge beginnt meist mit einem mehr oder weniger grob gebankten, dunkelgrauen Kalk und geht dann in einen Dolomit über, der mit seiner graubraunen Farbe und beträchtlichem Bitumengehalt dem norischen Hauptdolomit sehr ähnlich sehen kann.

Der 3. Carditaschiefer unterscheidet sich von den beiden anderen vor allem durch zwei charakteristische Lagen, nämlich durch die liegende sog. „Grooolithbank“ und den hangenden Sandstein, der mit mehreren Metern entschieden mächtiger und i. a. auch verfestigter ist als der Hangendsandstein des 1. Carditaschiefers (knapp 1 m). Der Grooolith, nach seinem äußeren Aussehen schon von G. GEYER so benannt und von O. KRAUS (1969) nach der Entstehung und dem inneren Aufbau in Onkolith umbenannt, gilt wegen seiner ungewöhnlichen Auffälligkeit als das Hauptmerkmal schlechthin für die Cardita-Formation in den Gailtaler Alpen.

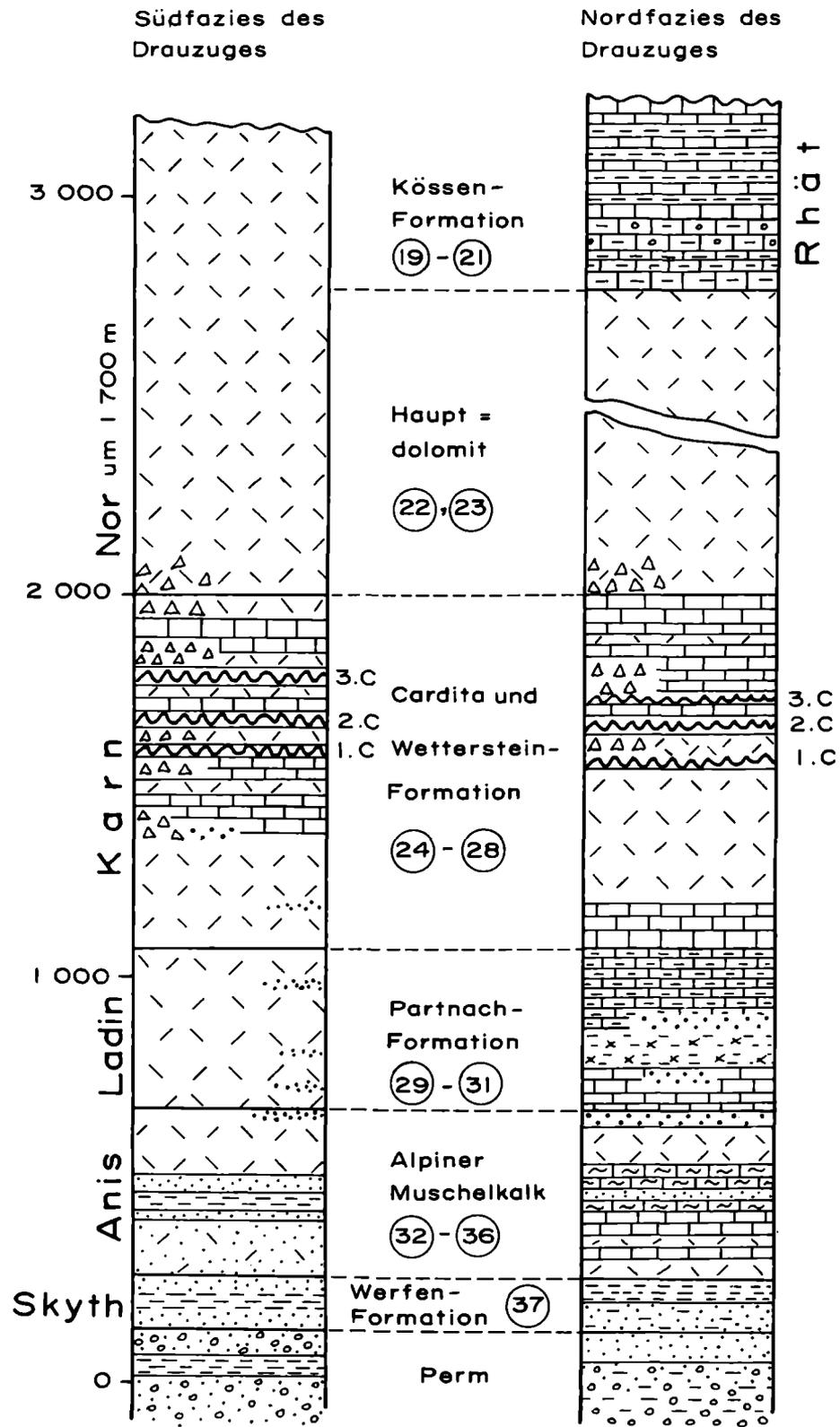
Der dunkelgraue bis schwarze Tonschieferanteil ist weiters bei ungestörter Lagerung des 3. Cardita-Horizontes deutlich geringer als beim 1. Cardita-Schiefer. Außerdem wird er hin und wieder durch Fossilenschutt und dünne Mergellagen unterbrochen. Der 3. Carditaschiefer wird schließlich auch hier, wie es fast immer in den übrigen Gailtaler Alpen zu beobachten ist, von einem sandig und mergelig durchsetzten Kalk mit mehreren Metern Mächtigkeit überlagert, der durch Pyritverwitterung an der Oberfläche hellgrau bis ocker verfärbt ist, im frischen Bruch aber eine schmutzig dunkelgraue Farbe aufweist.

Die 3. Karbonatfolge als hangender Abschluß der Cardita-Formation ist fast ausschließlich von grob gebanktem, dunkelgrauem Kalk zusammengesetzt, wie er schon bei der 2. Karbonatfolge beschrieben wurde. Ein besonders instruktiver Aufschluß befindet sich am N-Grat des Hosakopfs (A. WARCH, 1979), denn hier gibt es auf den Schichtflächen auch zahlreiche Fossilien, die sich bei näherer Untersuchung vielleicht als biostratigraphisch brauchbar erweisen könnten.

Ein positives Ergebnis wäre aber insofern bedeutsam, als die 3. Karbonatfolge allgemein als sehr fossilarm gilt und daher ihre chronostratigraphische Stellung noch nicht gesichert ist. – Eine teils brekziöse bis rauhwackige Ausbildung innerhalb der 3. Karbonatfolge, wie sie im größeren Umfang am Rücken NW des Weißensees (Blatt 198, WARCH, 1979) vorkommt, ist aber hier S vom Hosakopf nur angedeutet.

Hauptdolomit-Formation – Nor (22, 23)

Dieser Dolomit neigt innerhalb der Gailtaler Alpen allgemein von E nach W zur Aufhellung, was sich auch bei weiterer Fortsetzung in die Lienzer Dolomiten bestätigt. Dies bewirkt bei der Kartierung den Nachteil, daß eine sichere Unterscheidung zwischen dem Wettersteindolomit und Hauptdolomit mancherorts dann schwierig wird, wenn beim tektonischen Ausfall der Cardita-Formation die beiden stratigraphisch nahen Dolomite nebeneinander zu liegen kommen. In diesem Fall muß man auf die im allgemeinen gröbere Schichtung



Gering abgeändertes, schematisches Säulenprofil von Bleiberg nach O. SCHULZ u. E. SCHROLL 1977

Schematisches Säulenprofil von den westlichen Gailtaler Alpen nach A. WARCH 1985

bzw. Bankung des Hauptdolomites achten, und wenn dieser noch seine typische graubraune Farbe aufweist, dann ist auch immer ein mehr oder weniger starker Bitumengehalt festzustellen.

Der gegenüber den östlichen Gailtaler Alpen insgesamt geringere Bitumengehalt hat zur Folge, daß hier die grobe lithologische Gliederung dieses mächtigsten triadischen Gesteins im Drauzug – im Bleiberger Raum nach H. HOLLER (1951) rund 1700 m – in einen dunklen, daher bitumenreichen, mehr oder minder gut gebankten, teils aber auch massigen sog. **Liegend-Hauptdolomit** und in den weniger gut gebankten, verhältnismäßig hellen, daher bitumenarmen bis -freien sog. **Hangend-Hauptdolomit** kaum noch möglich ist. Daher wurde hier auf sie verzichtet, wodurch die schon bisher in den übrigen Gailtaler Alpen auch von anderen Bearbeitern des Drauzuges bedauerte lithologische Monotonie noch unterstrichen wird. Der verhältnismäßig dunkel graubraune sog. **Liegend-Hauptdolomit** in den östlichen Gailtaler Alpen wird regional noch durch feingeschichteten bis geschieferten, stark bituminösen, **dunkel braungrauen bis schwarzen** sog. **Öl- oder Asphalt-schiefer** abgeschlossen. Dieser war erwartungsgemäß wegen der schon erwähnten Aufhellung des Hauptdolomites von E nach W innerhalb der Gailtaler Alpen hier in typischer Ausbildung nicht zu finden, wenn auch der Hauptdolomit im oberen Pirker Graben ab der Höhe 1350 m und am Forstweg zur Klause (1410 m) am Pirker Bach sowie entlang der Abzweigung zur Schartner Alm (1523 m) dem typischen graubraunen, bitumenreichen Hauptdolomit weitgehend gleicht. Im allgemeinen ist aber der Hauptdolomit in den östlichen Lienzer Dolomiten eher ziemlich hell graubraun, daher enthält er nur wenig oder überhaupt kein Bitumen mehr. Er ist stellenweise deutlich laminiert, was auch für die teils sehr verschiedenen großen Komponenten der Hauptdolomitbrekzie gilt.

Die Spatisationsbrekzie, welche vom Schatzbichl (2090 m) über den Schartenkopf (2025 m) und die Schartner Alm (1523) nach W streicht, ist aber deshalb noch besonders erwähnenswert, weil sie beträchtlich über der Basis des Hauptdolomites zu liegen scheint.

Eine biostratigraphische Gliederung dieser mächtigsten triadischen Vertretung ist bisher an der ungewöhnlichen Fossilarmut, vor allem am Fehlen von Leitformen gescheitert. Dies ist auch der Grund dafür, daß es bis heute noch keine klare Abgrenzung dieser Stufe zum

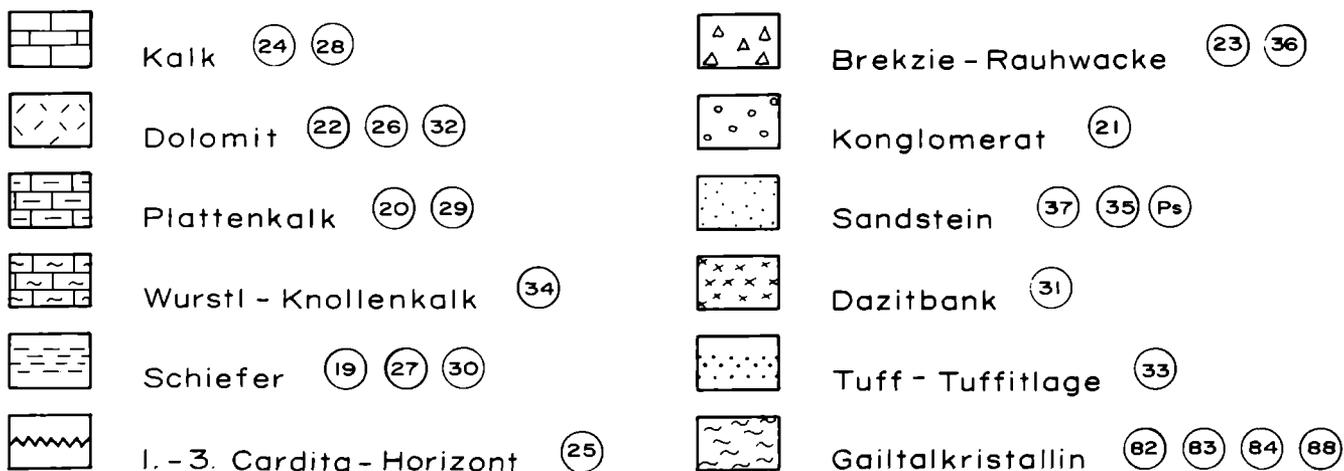
Karn nach unten und zum Rhät nach oben gibt. Die Grenze zwischen dem Karn bzw. der Cardita-Formation und dem Hauptdolomit bildet daher nach wie vor, rein lithologisch, die sog. **Basisbrekzie** des Hauptdolomites, sofern sie überhaupt vorhanden ist. Um eine Verwechslung mit der auch nur regional vorkommenden und unterlagernden Brekzie bis Rauhwacke der 3. Karbonatfolge zu vermeiden, muß auf die stofflichen Unterschiede der Komponenten geachtet werden. Diese sind bei der Hauptdolomitbrekzie ausnahmslos dolomitisch, bei der 3. Karbonatfolge aber kalkig. Fehlen die Brekzien, dann stellt nur der weniger auffällige lithologische Übergang der dritten, überwiegend kalkigen Karbonatfolge der Cardita-Formation zum graubraunen, bituminösen Dolomit des Hauptdolomites die Grenze zwischen Karn und Nor dar. Die Hangendgrenze, zunächst eben auch nur lithologisch festgelegt, fällt mit dem Auslaufen des typischen Hauptdolomites zusammen.

Kössen-Formation – Rhät (19–21)

Trotz teilweisen Fossilreichtums liegt in dieser Formation keine sichere biostratigraphische Abgrenzung gegenüber dem liegenden Hauptdolomit wie auch nach oben vor.

Die Festsetzung der Liegendgrenze zum Hauptdolomit stößt gegenwärtig deshalb auf Schwierigkeiten, weil der Übergang vom Hauptdolomit zu der typischen schiefer- und fossilreichen Kössen-Formation von einem fossilarmen Kalk hergestellt wird, der noch keine sicheren, feinstratigraphisch brauchbaren Leitformen geliefert hat. Er ist zuerst grobbaunkig und teils noch dolomitisch, wird aber allmählich plattig und rein kalkig. Da ihm auch die für die Kössen-Formation kennzeichnenden Schieferlagen fehlen, dafür aber lagenweise Einstreuungen von cm- und dm-großen, überwiegend kalkigen, seltener dolomitischen, in der Farbtonung verschiedenen Geröllen in stark wechselnder Dichte aufweist, besteht bei einigen Autoren die Neigung, diesem Horizont eine stratigraphische Eigenständigkeit zuzuerkennen. So wurde er beispielsweise von W. SCHLAGER (1963) als „Plattenkalk des Nor-Rhät“, von K. CZURDA (1973) als „Oberrnorisches Plattenkalk-Niveau“ bezeichnet. Nach M. KÖHLER (1973) müßte er aber tiefer, nämlich im unteren oder höchstens im mittleren Nor eingestuft werden, denn nach seinen mikrofaunistischen Untersuchungen erwies sich sogar noch die hangende, schieferreiche Kössen-Formation als „Mittel-Oberrnor“.

Abb. 7



Dieser biostratigraphischen Beurteilung schloß sich Th. BECHSTÄDT (1978) an.

Die neuerliche biostratigraphische Verunsicherung der hangenden, schieferreichen Kössen-Formation i. e. S. durch die mikrofaunistischen Untersuchungsergebnisse von M. KÖHLER (1973) überrascht aber insofern, als aus diesem Schichtbereich schon eine Reihe von bisher aufgefundenen und beschriebenen Makrofossilien des Rhät bekannt ist (E. SUSS & E. v. MOJISOVICS, 1868; G. GEYER, 1897 a, 1901 a, c, 1903; R. W. v. BEMMELEN, 1957, 1961; W. SCHLAGER, 1963; R. W. v. BEMMELEN & J. E. MEULENKAMP, 1965; A. WARCH, 1979). Hier scheint also eine beachtliche Unstimmigkeit zwischen den Altersbestimmungen der Makro- und Mikrofossilien vorzuliegen.

Da der Plattenkalk über dem Hauptdolomit lithologisch dem Kalk der Kössen-Formation viel näher steht als dem Hauptdolomit, wird er hier mit der schieferreichen, eigentlichen Kössen-Formation zu Kössen-Formation im weiteren Sinne zusammengefaßt und zunächst näher noch als Basis-Plattenkalk der Kössen-Formation bezeichnet.

Die Kössen-Formation i. e. S. ist gekennzeichnet durch mehrere, von einigen Metern bis Zehnermetern mächtige Ton-, seltener Mergelschiefern innerhalb dunkelgrauer Kalke. Letztere weisen häufig so gute Schichtung auf wie zum Großteil der Partnach-Plattenkalk, doch unterscheiden sie sich durch den Mangel an ausgeprägter Ebenfächigkeit. Einzelne geringmächtige Kalklagen innerhalb der Schieferhorizonte verwittern helleckerig, sind aber im frischen Bruch infolge reichen Eisensulfidgehaltes dunkelgrau, bei Bitumenreichtum auch dunkel braungrau. Herrscht bereichsweise Kalk vor, so ist er meist grob und unregelmäßig gebankt, und an den Schichtflächen so sehr uneben, daß er teils auffällig grobknötig bis wulstig aussieht. Diese Erscheinungen sind zusammen mit Andeutungen von Fließalten (slumpings) die Folge von Gleitungen.

Die ersten Aufschlüsse der Äquivalente dieser auf Blatt 197 reichlich vertretenen Stufe befinden sich entlang der Bundesstraße auf der N-Seite des Gailbergsattels (981 m) auf einer Strecke von 3½ km, wo die ungewöhnlich große Mächtigkeit durch eine Verschuppung und nicht, wie von R. W. v. BEMMELEN & J. E. MEULENKAMP (1964) dargestellt, durch eine Antiklinalbildung innerhalb des Gailbergbaches verursacht wurde.

Auf die ersten Gerölle auf dem Weg N des Gailbergsattels nach unten, in Richtung des Drautaales, stößt man nach ungefähr 300 m ab der Grenze Hauptdolomit/Basis-Plattenkalk. Sie verteilen sich dann überwiegend vereinzelt, also allgemein in geringer Dichte, auf eine Strecke von rund 380 m. Es fällt auch auf, daß sie hier, im Vergleich zu anderen mir bekannten Geröllhorizonten des Drauzuges, weitaus überwiegend nur cm-groß und fast durchwegs dunkler als die Matrix sind. Diese Beobachtung widerspricht somit vor allem bezüglich der Mächtigkeit des Geröllhorizontes beträchtlich der Darstellung von M. KÖHLER (1973) im Profil „Gailbergsattel“, wofür nur 10 m angegeben sind. KÖHLER (1973) vermutete auch am weiteren Verlauf der Gailberger Bundesstraße nach unten, bis unmittelbar vor Oberdrauburg, ein durchgehendes Profil von Kössen-Formation, sodaß dadurch die Verschuppung von ihm unberücksichtigt geblieben ist. Diese beginnt rund 280 m nach der ersten Doppelkehre mit mehr oder weniger stark mylonitisierendem, ungefähr 80 m mächtigem Hauptdolomit bei 860 m Höhe. Unmittelbar nach dem Haupt-

dolomit folgt die liegende Schuppe der Kössen-Formation gleich mit dem Geröllhorizont, der entlang der Straße auch hier noch ungefähr 100 m anhält. Dieser Schuppe fehlt also der grobblockige Anteil des Basis-Plattenkalks.

Zu der von R. W. v. BEMMELEN & J. E. MEULENKAMP (1965) neu eingeführten stratigraphischen Einheit „Tscheltscher Folge“ sei noch bemerkt, daß Überprüfungen dafür keine lithologischen Voraussetzungen ergeben haben. Es wird nämlich fast der ganze Rücken der Tscheltscher Alpe (2154 m) von der gerölldurchsetzten Basis der Kössen-Formation eingenommen und auch die begleitenden Gesteine entsprechen dem Aussehen der Kössen-Formation. Damit erübrigt sich dieser neue stratigraphische Begriff.

Auf zwei besonders ergiebige Fundstellen soll wegen des auffällig unterschiedlichen Fossilinhaltes hingewiesen werden. So enthalten am Weg vom Podlaniggraben zur Mukulin-Alm (1487 m) um 1250 m geringmächtige Lagen von Mergelkalk innerhalb von Schieferhorizonten massenhaft Reste (Lumachelle) von ausschließlich Brachiopoden und Bivalven. Das zweite, sehr ausgedehnte Vorkommen, bestehend aus mehreren frischen Aufschlüssen im dunkelgrauen Kalk, befindet sich zwischen 1230 und 1400 m an den beiden Forstwegen am W-Hang des Pirker Grabens (die in der Nähe der Klause 1410 m im Pirker Graben zusammenmünden) und makroskopisch nur aus Korallen, vermutlich *Thecosmillia* sp., zu bestehen scheint.

Die Trias N der Drau

Die weitgehende lithologische Ausgeglichenheit bei den dolomitisch dominierten Triasstufen wirkt sich hier wegen der wenigen und kleinräumigen Aufschlüsse sowie infolge der starken Vegetationsbedeckung besonders nachteilig aus. Auch gehen ab den östlichen Gailtaler Alpen beim norischen Hauptdolomit der Bitumengehalt und damit auch die dunkle, graubraune Farbe als Hauptmerkmal dieses Gesteins immer mehr verloren, weswegen der schon im Anis reichlich vertretene Dolomit und der Wettersteindolomit dem Hauptdolomit im Gelände ziemlich ähnlich sehen. Dieser Umstand und das zunächst noch völlige Fehlen von fossilen Leitformen bei der Trias N der Drau führte dazu, daß die nur mehr geringen tektonischen Reste in diesem Gebiet von den bisherigen Bearbeitern (G. GEYER, 1897, 1901 c, d; O. SUSSMANN, 1901; H. MOHR, 1925; H. BECK 1930, 1939; R. W. v. BEMMELEN 1957) vor allem stratigraphisch verschieden beurteilt wurden. So deutete v. BEMMELEN den Dolomit bei den triadischen Aufschlüssen von Dellach/Drau bis Simmerlach ausschließlich als norischen Hauptdolomit. Aus der geologischen Karte von GEYER Blatt Mauthen-Oberdrauburg ist wiederum zu entnehmen, daß die gesamte Trias im gleichen Gebiet aus dem sog. Unteren Muschelkalk bestehen sollte. (Der „Untere Muschelkalk“ von GEYER umfaßt die Schichtfolge zwischen der skythischen Werfen-Formation und der ladinischen Partnach-Formation).

Die montangeologischen Untersuchungen von O. SUSSMANN (1901) in den um die Jahrhundertwende noch teilweise befahrbaren oder wieder erschlossenen Stellen des S-Hanges vom Dellacher Kolm (966 m) erbrachten für die Stratigraphie insofern wertvolle Hinweise, als zusätzliche lithologische Merkmale bekannt wurden, die obertags nicht im gleichen Ausmaß vorliegen können.

Die unterschiedliche Auffassung zur Stratigraphie aufgrund der Tafel IX von SUSSMANN und meinen Beobachtungen vornehmlich im Bereich des Dellacher Kolms besteht darin, daß nach der Tafel IX der Vorriegel, unmittelbar W von Dellach, Muschelkalk statt Hauptdolomit aufweist und weiter nach WNW überwiegend Wettersteinkalk an Stelle von Muschelkalk tritt. Dabei fällt auch auf, daß die in der Tafel IX angebrachten Bergbauzeichen sich am Kolm ausschließlich im Bereich des Wettersteinkalks befinden, die Vererzung selbst aber von SUSSMANN (1901) dem Muschelkalk zugeordnet wird. Nach meiner Aufnahme müßte beides dem Alpinen Muschelkalk zugezählt werden.

Die Aufnahmergebnisse von H. MOHR (1925) kommen meinen noch am nächsten, allerdings beschränken sie sich nur auf den Dellacher Kolm.

H. BECK (1930, 1939) begnügte sich, ohne nähere stratigraphische Differenzierungen, auf die Feststellung von Triasschollen ab Dellach/Drau bis Nörsach in Osttirol. Nur am S-Rand des Waldrückens zwischen Potzschling und Rittersdorf glaubte er Elemente des Alpinen Muschelkalks erkannt zu haben.

Meine Aufnahme ergab von Dellach im E bis Simmerlach im W, daß der Dolomit des rund 40 m steilen Hanges am westlichsten Ortsende von Dellach, ab der Bushaltestelle nach N, ziemlich eindeutig Merkmale des norischen Hauptdolomits (\pm graubraun, \pm bituminös, \pm massig) aufweist. Auf der anschließenden Wiese bis zum Gehöft Nörenach Nr. 7 – dieser Rücken ist ein Vorriegel – gibt es vereinzelt kleinere Aufschlüsse von gut geschichtetem bis gebanktem grauem Dolomit und Kalk, wobei der kalkige Anteil nach N zunimmt, wie es für die Wettersteinfole der nordfaziellen Gailtaler Alpen kennzeichnend ist. Im Umkreis der Stallung des Gehöftes Nörenach Nr. 7 trifft man aber sogar auf größere Aufschlüsse von Wettersteinkalk. Nur wenig weiter beim Haus Nörenach Nr. 8 wurde erst in letzter Zeit für einen Garagenbau ein mit Mergel und Glimmer durchsetzter, schmutzig dunkelgrauer und gut geschichteter Dolomit aufgeschlossen, der den Übergang vom Alpinen Muschelkalk zur den Werfen-Formation anzeigt. Damit bleibt am Vorriegel die triadische Schichtfolge zwar einigermaßen gewahrt, wenn auch mit stark tektonisch verminderter Mächtigkeit und ohne Hinweis auf den bei ungestörter Lagerung mächtigen Partnach-Plattenkalk. Er fiel also hier offenbar der kräftigen Störung entlang der Mulde von Nörenach zur Gänze zum Opfer.

Ungefähr am W-Ende des Vorriegels, rund 1 km W vom Draschitzbach, steht nahe der Bundesstraße und unmittelbar E vom Haus „Holztratten Nr. 24“ in einem derzeit schon stark verwachsenen Steinbruch ein einigermaßen typischer Partnach-Plattenkalk an. Mit seiner Hilfe als ladinische Bildung, wurde die stratigraphische Einstufung des in Richtung Kolm anschließenden oberanischen Zwischendolomits wesentlich erleichtert. Daß sich der Alpine Muschelkalk am S-Hang des Kolms auch noch über den Zwischendolomit hinaus fortsetzt, dies bestätigt der in der Österreichischen Karte 1 : 50.000 eingezeichnete Aufschluß zwischen 800 und 900 m, bestehend aus typischem mittelanischen Wurstkalk.

Der in der vorliegenden geologischen Karte im SW des Kolms zwischen den Ortschaften Holztratten und Glanz unmittelbar an den Zwischendolomit tektonisch gelangte dolomitische Wettersteinkalk ist die Folge des Zusammenwirkens der Längsstörung entlang der Nörenacher Mulde und der NNE verlaufenden Querverwer-

fung. Letztere stellt zugleich den Vererzungsbereich des Kolms dar und wurde von O. SUSSMANN (1901) ausführlich behandelt. Dieses Vorkommen von dolomitischem Kalk unterscheidet sich vergleichsweise von der Wettersteinfole des Vorriegels, abgesehen von der Mächtigkeit, auch noch durch das Vorherrschen von hellgrauem, meist massigem oder nur schwach grobgebanktem Dolomit. Dieser wird in den Lienzer Dolomiten von W. SCHLAGER (1963) Diploporendolomit genannt. Er hebt sich im Aussehen deutlich vom im N anschließenden oberanischen Zwischendolomit des Dellacher Kolms ab, der mehr oder weniger dunkelgrau, meist gut und gleichmäßig geschichtet, häufig senkrecht zu den Schichtflächen weiß gädert und scharfkantig brechend ist.

Auf die anisische Vererzung am Dellacher Kolm zurückgreifend, soll noch daran erinnert werden, daß die Vererzung unmittelbar S gegenüber im Bereich der Jaukenhöhe (2234 m), an Wettersteinkalk gebunden ist. Aber auch paragenetisch sind die beiden Erzlagerstätten trotz ihrer Nähe anscheinend verschieden zu beurteilen, denn nach den im Archiv der Berghauptmannschaft in Klagenfurt vorliegenden Amtsberichten wurde auf der Jauken immer nur Pb-Zn-Erz im ungefähren Verhältnis $\frac{1}{5}$ Pb und $\frac{4}{5}$ Galmei abgebaut, dagegen kann man bei O. SUSSMANN (1901) über den Kolm/Dellach lesen, daß „in früheren Zeiten die Tätigkeit des Bergmanns nur auf die Gewinnung der leicht verschmelzbaren, im Ausgehenden der Lagerstätte massenhaft auftretenden Brauneisenstein beschränkt war, und erst im Jahre 1760 ist von einem Pb-Erzbergbau die Rede.“

Tektonik

Die Tektonik der Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten wird insofern uneinheitlich beurteilt als beispielsweise G. GEYER (1897, 1901 a, 1903), R. W. v. BEMMELEN (1957, 1961, 1965) und W. SCHLAGER (1963) überwiegend einen Faltenbau sehen, dagegen L. KOBER (1955) und F. HERITSCH (1951) nur den Schuppenbau gelten lassen. Der Grund dafür liegt wohl darin, daß der Faltenbau hier nicht großräumig im Gelände zu erkennen ist. Man stößt zwar nicht gerade selten auf Internfaltungen von einzelnen, gut teilbeweglichen Gesteinshorizonten wie bei feingeschichteten Bereichen des Partnach-Plattenkalkes sowie bei der schieferreichen Kössen-Formation. Als ein besonders einprägsames Beispiel dafür können die verhältnismäßig großen Falten innerhalb der Kössen-Formation der N-Wand des Lumkofels (2287) in den Lienzer Dolomiten angeführt werden. Hier fällt aber auch noch auf, daß die Faltenachsen nicht im generellen Streichen der Schichten liegen, sondern mehr oder weniger normal dazu, also eine Querstauchung zum Ausdruck bringen. Dabei wird man an die schon von J. STINI (1938) vom Ostende des Drauzuges geschilderten Beobachtungen eines allgemeinen E-W-Schubes bzw. von „Querverschuppungen“, im besonderen auch noch von einem „gewaltigen Rutschelstreifen in E–W-Richtung des Wildensteiner Grabens“ am N-Fuß des Hochobirs (2139 m) erinnert. Daß aber die Kössen-Formation auch zu Verschuppungen befähigt ist, das wurde schon oben am Aufschluß entlang der Gailbergstraße N des Gailbergsattels beschrieben. Die gleiche Beobachtung bezüglich Verschuppungen bei Rhätbildungen konnte auch M. CORNELIUS-FURLANI (1953) in den Lienzer Dolomiten machen.

Die Verschuppung an der Gailbergstraße wurde nicht nur von R. W. v. BEMMELEN (1957) als Antiklinale gedeutet, sondern auch G. GEYER (1897) vertrat diese Ansicht und beide hielten die Permotrias N der Drau für die Fortsetzung dieser Faltung. Dieser Vorstellung muß aber widersprochen werden:

- 1) Aus stratigraphischen Gründen, weil die neu kartierte permotriadische Schichtabfolge N der Drau nicht mit dieser der südliche Gegenseite entlang der Gailbergstraße weder nach der geologischen Karte von GEYER noch nach der von R. W. v. BEMMELEN in Einklang gebracht werden kann.
- 2) Aus tektonischen Gründen, weil ab Rittersdorf im N der Drau die stratigraphische Abfolge der Permotrias umdreht, d. h. von Dellach/Drau im E bis Glanz im W verläuft sie aufsteigend von N nach S und ab Rittersdorf weiter nach W von S nach N, wie aus der vorliegenden geologischen Karte zu ersehen ist. Diese beiden Schuppen können daher nicht einer einzigen tektonischen Einheit angehören, also nicht dem Antiklinalschenkel nach der Karte von GEYER (1901 d) oder der Synklinale nach dem Profil IB (Gailbergsattel Ostseite) von v. BEMMELEN (1957) entsprechen.
- 3) In der 2½ km in WNW-Richtung von Rittersdorf entfernten und schon außerhalb des Blattes 197 liegenden Simmerlacher oder Dobler Klamm tritt infolge der guten Aufschlüsse noch einmal in überzeugender Weise die Schichtabfolge von Rittersdorf auf, hier allerdings nicht nur im N vom Kristallin begrenzt, sondern auch im S. Damit ist erwiesen, daß die Permotrias N der Drau wenigstens im Bereich von Simmerlach – der übrige Raum zwischen der N-Permotrias und der des Hauptgebirgszuges ist durch Quartär bedeckt – keine unmittelbare Verbindung unter dem quartärbedeckten Drautal zum ungefähr 1½ km entfernten Hauptzug der Gailtaler Alpen besitzt. Daraus ergibt sich wiederum, daß es sich bei einem Großteil, wenn nicht überhaupt bei der gesamten Permotrias N der Drau um eine Einschuppung dieses Schichtpaketes größeren Stiles im kristallinen Grundgebirge handelt.

Am S-Rand der Gailtaler Alpen beginnt ungefähr in der Mitte des Kartenblattes beim sog. Rötenskapf eine Abspaltung zunächst von Permoskyth mit etwas brekziöser Basis des Alpenen Muschelkalks vom Hauptgebirge. Dann treten noch Reste von Partnach-Plattenkalk, Wettersteinkalk und Wettersteindolomit hinzu und das Ganze verschuppt sich ab Dobra über Kötschach in komplizierter Weise bis zum östlichen Kartenrand mit dem Gailtaler Kristallin.

Bei den soeben geschilderten tektonischen Gegebenheiten in den Randzonen, aber auch aufgrund des ständigen und kleinräumigen Wechsels der flächigen Gefügedaten auch innerhalb des Gebirges kann wohl kaum ein genereller Faltenbau auf Blatt 197 erkannt werden. Gerade die weithin sichtbaren Diskordanzen innerhalb des Wettersteinkalkes der N-Wände bei der Jaukengruppe, wo ein Stapel von rund 500 m Wettersteinkalk vorliegt, kann als überzeugendes Beispiel für die hier herrschende Tektonik dienen.

Wie verhält es sich aber beispielsweise beim Profil über den Gailbergsattel bezüglich der weiteren Bemerkung von W. SCHLAGER (1963), daß „der Hauptstrang des mittleren Drauzuges als eine enggefaltete Folge gedeutet werden kann.“? Wenn man die nun erwiesene

Verschuppung der Kössen-Formation auf der N-Seite des Gailbergsattels und die tektonische Wiederholung des Permoskyth mit Teilen der liegenden Trias ab Rötenskapf bzw. Pittersberg im S von der Gesamtlänge des Profils abzieht, so bleibt nur mehr eine Strecke von knapp 4 km für die von W. SCHLAGER postulierte Faltung übrig, wo sich die geringen tektonischen Reste der ganzen übrigen Trias zusammendrängen sollten. Daß sich bei derartigen tektonischen Verhältnissen kaum Gefügedaten finden lassen, die auf symmetrologisch beweisbare Falten hinweisen könnten, liegt auf der Hand. In diesem Zusammenhang sei auch noch einmal an den nicht allzu weit entfernten Stapel von Wettersteinkalk in der Jaukengruppe, also im „Hauptstrang des mittleren Drauzuges“ erinnert, der eindeutig gegen die obige Feststellung von W. SCHLAGER spricht.

Die vor allem von G. GEYER immerfort betonten enggepreßten Falten in den Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten, die dann noch hätten zergleiten und schließlich übereinander geschoben werden sollen, lassen hier auch nicht die gelegentlich angewandte Methode zu, flächige Gefügedaten soweit in die Ferne zu projizieren, bis doch noch eine Großfalte konstruiert werden kann. Auch müßte selbst bei enggepreßten und nachfolgend zerscherten Falten beim jeweils liegenden Faltschenkel eine verkehrte Schichtabfolge vorliegen, was aber noch nirgends festgestellt werden konnte. Daher bietet sich zwangsläufig die Vorstellung an, daß bei den hier erwiesenen stark einengenden tektonischen Kräften die weniger zur Faltung geeigneten Gesteinsbereiche, welche aber in den Gailtaler Alpen und besonders in den Lienzer Dolomiten weitaus überwiegen, es nicht nur zu Zerschörungen bzw. Zergleitungen und nachfolgenden Verschuppungen gekommen ist, sondern mit der Zergleitung waren fast immer mehr oder weniger schichtvermindernde Abscherungen verbunden. Das führte dazu, daß je nach der lokalen Intensität der tektonischen Kräfte sowohl längs wie auch quer nur mehr engbegrenzte, verhältnismäßig geringmächtige Schuppen übrigbleiben. So bildet beispielsweise der Hauptdolomit, der nach H. HOLLER im Raume Bleiberg-Kreuth rund 1700 m mißt, und im N der Lienzer Dolomiten wieder sehr deutlich in Erscheinung tritt, auf Blatt 197 nur mehr verhältnismäßig kleine und unregelmäßig verteilte tektonische Inseln. Daß bei derartigen Verhältnissen auch keine generelle Vergenz herrschen kann, wie schon W. SCHLAGER (1963) feststellt, überrascht nicht.

Literatur

- ANGER, H.: Geologie der Gailtaler Alpen zwischen Gailbergsattel und Jauken. – Unveröff. Diss., Phil. Fak. Univ. Innsbruck, 1964.
- BECK, H.: Aufnahmsberichte über Blatt Mölltal. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1930, 1939.
- BECHSTÄDT, Th.: Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente als Hinweis auf eine großräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins. – Jb. Geol. B.-A., 121, Wien 1978.
- BECHSTÄDT, Th. & MOSTLER, H.: Fossilagerstätten im mitteltriadischen Plattenkalk der Gailtaler Alpen. – Schriftenreihe d. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., 2, Wien 1974 b.
- BECHSTÄDT, Th., BRANDNER, R. & MOSTLER, H.: Das Frühstadium der alpinen Geosynkinalentwicklung im westlichen Drauzug. – Geol. Rdsch., 65, 616–648, Stuttgart 1976.
- BEMMELEN, R. W. v.: Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Erster Teil). – Jb. Geol. B.-A., 100, Wien 1957.

- BEMMELEN R. W. v.: Beitrag zur Geologie der Gailtaler Alpen (Zweiter Teil). Die zentralen Gailtaler Alpen. – Jb. Geol. B.-A., 104, Wien 1961.
- BEMMELEN, R. W. v. & MEULENKAMP, J. E.: Beitrag zur Geologie des Drauzuges (Dritter Teil). Die Lienzer Dolomiten und ihre geodynamische Bedeutung für die Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., 100, Wien 1965.
- CORNELIUS-FURLANI, M.: Beiträge zur Kenntnis der Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten (I). – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Wien 1953.
- CZURDA, K.: Fazies und Stratigraphie obertriadischer Megalodontenvorkommen der westlichen Nördlichen Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1973.
- GEYER, G.: Zur Stratigraphie der Gailtaler Alpen. – Verh. k. k. Geol. R.-A., Wien 1897.
- GEYER, G.: Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Gailtaler Alpen in Kärnten. – Jb. k. k. Geol. R.-A., Wien 1898.
- GEYER, G.: Geologische Aufnahme im Weißenbachthale, Kreuzengraben und in der Spitzegelkette. – Verh. k. k. Geol. R.-A., Wien 1901 a.
- GEYER, G.: Erläuterungen zur geologischen Karte 1 : 75.000, Oberdrauburg-Mauthen. – Wien (k. k. Geol. R.-A.) 1901 c.
- GEYER, G.: Geologische Spezialkarte der österr. ungar. Monarchie, 1 : 75.000, Blatt Oberdrauburg-Mauthen, Nr. 5350, Zone 19, col VIII. – Wien (k. k. Geol. R.-A.) 1901 d.
- GEYER, G.: Zur Geologie der Lienzer Dolomiten. – Verh. k. k. Geol. R.-A., Wien 1903.
- HAUSER, Ch.: Erläuterungen zu Blatt 200 (Arnoldstein). – Wien (Geol. B.-A.) Wien 1982.
- HERITSCH, F. & KÜHN, O.: Die Südalpen. – In: SCHAFFER, F. X.: Geologie Österreichs. Zweite Auflage, Wien (Deuticke) 1951.
- HOLLER, H.: Die Stratigraphie der karnischen und norischen Stufe in den östlichen Gailtaler Alpen. – Berg- u. Hüttenm. Mitt., 96, Wien 1951.
- HOLLER, H.: Zur Stratigraphie des Ladin im östlichen Drauzug und in den Nordkarawanken. – Carinthia II, 150/70, Klagenfurt 1960.
- KOBER, L.: Bau und Entwicklung der Alpen. – Zweite Auflage, Wien (Deuticke) 1955.
- KÖHLER, M.: Mikrofazielle, geochemische und paläogeographische Untersuchungen des Plattenkalkes und der Kössener Schichten der mittleren Gailtaler Alpen. – Festschrift HEISEL, Univ. Innsbruck, 1973.
- KRAUS, O.: Die Raibler Schichten des Drauzuges. – Jb. Geol. B.-A., Wien 1969.
- MOHR, H.: Ein Profil durch den Kolm im Drautal. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1925.
- SCHLAGER, W.: Zur Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., Wien 1963.
- SCHULZ, O.: Pb-Zn-Vererzung der Raibler Schichten im Bergbau Bleiberg-Kreuth (Grube Max). – Carinthia II, 22. Sh. Klagenfurt 1960.
- SCHULZ, O.: Vergleichende petrographische Untersuchungen an karnischen Sedimenten der Julischen Alpen, Gailtaler Alpen und des Karwendels. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1970.
- STINI, J.: Zur Geologie der Umgebung von Miklaushof. – Carinthia II, 40, Klagenfurt 1938.
- WARCH, A.: Perm und Trias der nördlichen Gailtaler Alpen. – Carinthia II, 35. Sh., Klagenfurt 1979.

Die postvariszische Transgressionsfolge des Drauzuges

(Abb. 8, 9)

Von GERHARD NIEDERMAYR

Die postvariszische Sedimentation findet im westlichen Drauzug ein variszisch geprägtes, retrograd metamorphes Kristallin (Gailtalkristallin, HERITSCH & PAULITSCH, 1958) vor. Die Transgression – soweit von einer Transgression i. e. S. gesprochen werden kann – erfaßt den Ablagerungsraum sehr unterschiedlich. Mit Einsetzen der Quarzporphyrgerölle führenden Konglomeratfolge (Gröden-Formation) scheint der Südteil des Gebietes bereits zur Gänze im Sedimentationsbereich zu liegen. Im Norden (Drauzug-Nordseite und Triaschollen nördlich der Drau) setzen die Ablagerungen scheinbar erst mit dem Alpinen Buntsandstein ein. Es muß in diesem Zusammenhang aber darauf hingewiesen werden, daß die Grenze Kristallin zu permischen bzw. skythischen Sedimenten nahezu immer mehr oder weniger tektonisch überprägt ist. Ein eindeutiger Transgressionsverband kann nur an wenigen Stellen als solcher interpretiert werden (z. B. FRITSCH, 1961; SCHLAGER, 1963; NIEDERMAYR & NIEDERMAYR, 1982). Komponenten des Gailtalkristallins als Gerölle, besonders an der Basis der Folge häufig, machen aber eine transgressive Auflagerung sehr wahrscheinlich.

Darüber hinaus sei hier auch noch darauf hingewiesen, daß aufgrund von Untersuchungen der Illit-Kristallinität eine anchizonale Metamorphose der postvariszischen Sedimente belegt werden konnte. Diese Prägung ist im Nordteil des Drauzuges signifikant intensiver erfolgt als im Südteil dieses Bereiches und kann bis in die Cardita-Formation nachgewiesen werden. Der

Grund für dieses Verteilungsmuster ist derzeit nicht klar ersichtlich, die unterschiedliche Intensität dieser metamorphen Prägung könnte aber auch nur tektonisch bedingt und auf die intensive Schuppung in diesem Bereich zurückzuführen sein (NIEDERMAYR et al., 1984).

Laas-Formation (40)

Zwischen Gailbergsattel im Westen und Mayengraben bei St. Daniel im Gailtal im Osten liegt eine von überwiegend dunkelrotbraunen Sand- und Siltsteinen mit zwischengeschalteten Konglomerat- und Brekzienlagen aufgebaute Folge. Sie wurde von NIEDERMAYR und SCHERIAU-NIEDERMAYR (1982) als Laaser Schichten bezeichnet. Der hangendste Anteil ist durch Produkte eines sauren Vulkanismus ausgezeichnet. Neben Anlieferung von Quarzporphyrdetritus (Porphyrzirkone) kommt es bereichsweise zu Porphyrgüssen. Die Abfolge von stark verschweißtem Porphyry, violettem, ignimbrischen Quarzporphyr und rotbraunem Quarzporphyr-Tuff und Porphyryersatz weist auf sich bereichsweise z. T. mehrfach wiederholende Porphyrgüsse mit nachfolgender Tuffförderung und subsequenter Verwitterung hin (Abb. 8).

Chronostratigraphisch brauchbare Fossilreste finden sich nur an der Basis dieser Folge, und zwar meist an Toneisensteine gebundene Pflanzenreste. Aufgrund der bestimmten Flora wird ein Unterrotliegend-Alter angegeben (AMEROM et al., 1967a). Wenig darüber konnte eine Tetrapodenfährte, und zwar von *Ichniotherium cottaie*

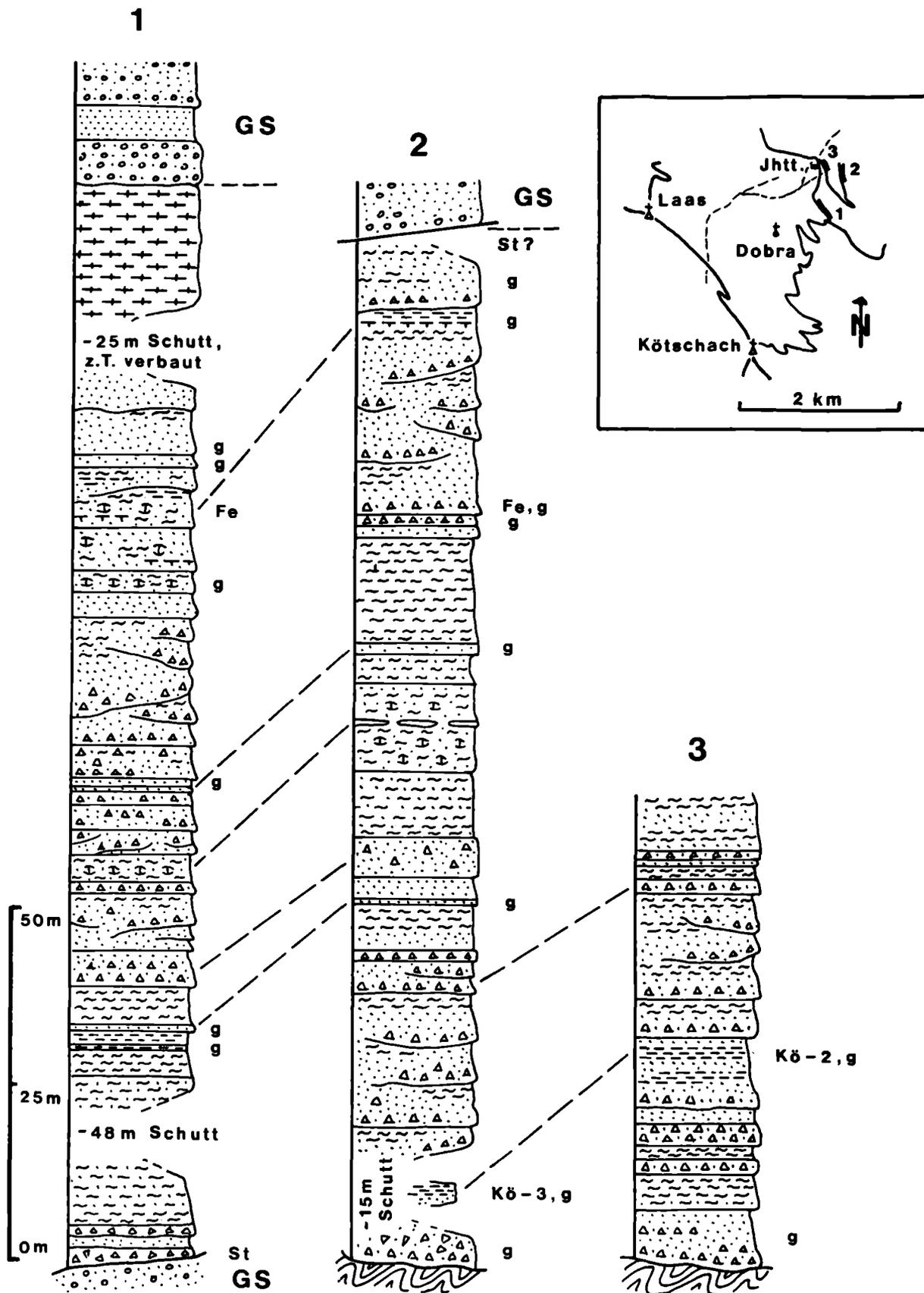


Abb. 8: Typusprofile durch die Laas-Formation.
Profil 1: Forstweg S Stelzling Jagdhütte, ca. ab 1290 m SH.
Profil 2: Forstweg E Stelzling Jagdhütte, ca. bei 1500 m SH.
Profil 3: Forstweg SE Stelzling Jagdhütte, ca. bei 1400 m SH (siehe dazu auch Lageskizze).
Die Hauptmasse der Sedimente ist rotbraun bis rötlich gefärbt, selten grau bis graugrün (g). Fe = Siderit oder Ankerit in Konkretionen, als Grabgangfüllungen und als Zement; St = Störung; GS = Gröden-Formation; Kö-2 und Kö-3 = Pflanzenfundstellen (siehe dazu AMEROM et al., 1976). Aufgrund sedimentologischer Daten nachgewiesene bzw. vermutete Leithorizonte sind angeführt (nach G. NIEDERMAYR & E. SCHERIAU-NIEDERMAYR, 1982).

(POHLIG) sichergestellt werden. Die gleiche Fährte wird auch von CONTI et al. (1977) aus dem südalpinen Perm beschrieben und ebenfalls dem Unterrotliegend zugeordnet. In bis brotlaibgroßen Calcitkonkretionen wurden Fischzähne und -schuppen sowie Ostrakoden und Spirorben festgestellt. Im obersten Bereich der Laas-Formation findet sich ein teils eingekieselter Bodenhorizont (mit. z. T. noch gut erhaltenen Wurzelröhren).

Charakteristisch für die Laas-Formation ist eine ausgesprochen starke Bodenwühlertätigkeit, die bis zur Ausbildung von Ichniten führt. Lokal sind in den feinklastischen Sedimenten auch Karbonatlagen, teils knollig ausgebildet, charakteristische Karbonatkonkretionen und Dolomitamente festzustellen.

Bei einem Vergleich der verschiedenen Profile ist darauf zu achten, daß sich in dem mehrfach geschuppt vorliegenden Schichtpaket der postvariszischen Basisfolge im tiefsten Anteil dieses Stapels (Laas-Formation) deutlich ein Paläorelief, gegliedert in grobklastischen Randbereich und feinklastisch entwickelte Beckenzone, durchpaust.

Gröden-Formation (39)

Über der Laas-Formation bzw. über den Vulkaniten, die im Hangendabschnitt dieser Folge eingeschaltet sind, und, wo diese fehlen, folgt die auf dem Gailtalkristallin transgredierende Gröden-Formation (Grödener Schichten; KAHLER, 1959; TOLLMANN, 1964; NIEDERMAYER et al., 1978).

Die Gröden-Formation des westlichen Drauzuges ist ausgesprochen grobklastisch entwickelt und besteht aus einer Unzahl von sich nach allen Richtungen verzahnenden Schotterkörpern bei im einzelnen teils beträchtlicher Mächtigkeit. Die Gesamtmächtigkeit der Gröden-Formation beträgt etwa 350 Meter.

Die Sedimente sind durch feinverteilten Hämatit rot bis rotbraun gefärbt, nur an der Basis ist lokal reduzierendes Milieu zu beobachten. Unmittelbar E des Elektrizitätswerkes von Laas sind in diesem basalen Komplex mehrere mächtige Baumstämme eingelagert („Baumstamm von Laas“, VAN BEMMELEN, 1957). Nach ANGER (1965) handelt es sich dabei um *Dadoxylon schrollianum*; der gleiche Autor gibt aus der unmittelbaren Umgebung des Baumstammes auch die Sporenform *Vittatina costabilis* WILSON an, die aber für eine biostratigraphische Einstufung der Sedimente nicht herangezogen werden kann.

Die massigen Konglomeratbänke wechsellagern mit Sandsteinen; in diesen feinklastischen Sedimenten ist z. T. Schrägschichtung festzustellen. Im feinkörniger entwickelten Mittelteil der Folge sind Karbonatbänke, teils in knolligen Lagen, bzw. karbonatisch zementierte Sand- und Siltsteine anzutreffen. Die Karbonatführung umfaßt im wesentlichen Magnesit und Dolomit. Magnesit, in Bänken, Knollen und als Zement, ist charakteristisch für den feinklastisch ausgebildeten Mittelteil der Gröden-Formation des Drauzuges.

Die Quarzporphyrkomponenten der Konglomerate sind überwiegend gut gerundet, bei gleichzeitig geringer Abplattung. Fluviale Geröllmuster sprechen für einen fluvialen Antransport der groben Komponenten. Die Gerölmorphologie und die Verteilung der Gerölllagen (vgl. CLIFTON, 1973) machen z. T. auch Strandbildungen wahrscheinlich. Die Sedimente der Gröden-Formation des westlichen Drauzuges verkörpern somit den distalen Bereichen alluvialer Schwemmfächer zugehö-

rende, litorale Ablagerungen. Bemerkenswert ist die Konstanz des Geröllspektrums und der Morphologie der Gerölle über den gesamten Sedimentstoß hinweg. Lokal kommt es zur Anlage eines Sabkha mit teils mächtigeren, frühdiaogenetischen Dolomit- und Magnesitlagen. Diese evaporitisch beeinflussten Folgen werden aber offenbar von terrigenem Material immer wieder überwältigt. Geschlossene, über größere Areale reichende Salzpflannen können sich daher nicht entwickeln. Mächtigere Gipsbänke finden sich erst in der Gröden-Formation Südtirols.

Alpiner Buntsandstein (Buntsandstein-Formation, 38)

Eine Folge gut geschichteter, dick- bis dünngebankter, grob- bis feinklastisch entwickelter Rotsedimente, die die Gröden-Formation überlagert, wird als „Alpiner Buntsandstein“ bezeichnet (TOLLMANN, 1977).

An der Basis des Alpiner Buntsandsteins liegen sehr charakteristisch ausgebildete, an Quarzgeröllen reiche, matrixarme Konglomerat- bis Brekzienbänke unterschiedlicher Mächtigkeit. Sie werden als Restschotterkörper älterer, permischer Schotterfluren angesehen. Aus einer Tonschieferlage dieser basalen Folge im Laaser Wald wurden durch AMEROM et al. (1976 b) Pflanzenreste beschrieben, die das skythische Alter dieser Folge belegen. Auch die Sporenvergesellschaftung weist auf tiefes Skyth hin und ist damit deutlich älter als jene der oft auch Gipse führenden Werfen-Formation des westlichen Drauzuges (KLAUS, 1977).

Der Quarzkonglomerat-Brekzien-Horizont ist sehr markant und als Leitgestein des Alpiner Buntsandsteins zu bezeichnen. Interessant ist, daß ähnliche Bildungen im europäischen Raum häufig die Wende Perm/Trias markieren (VIRGILI et al., 1973; MÜLLER, 1973; VIRGILI, 1977; TENCHOV & YANEV, 1980).

Die Hauptmasse des Alpiner Buntsandsteins (mit einer Gesamtmächtigkeit von ca. 60 m) besteht aus dünn- bis dickgebankten, mehr oder weniger gut geschichteten und oft auch kreuzgeschichteten Sand- und Siltsteinen bzw. Feinkonglomeratlagen in hellroten bis rosa Farbönen. Der hangendste Teil der Alpiner Buntsandstein-Formation ist dagegen in der Regel feinkörniger, kreuzgeschichtet, teils auch mit bioturbaten Bänken und oft auch quarzitisches ausgebildet. Karbonatisch zementierte Sandsteine sind selten und führen Calcit und überwiegend Dolomit. Dem Sedimentcharakter nach handelt es sich beim Alpiner Buntsandstein um mehr oder weniger intensiv klastisch beeinflusste Ablagerungen des marinen Strandbereiches.

Hervorzuheben ist, daß der Alpine Buntsandstein an der Nordseite des Drauzuges wesentlich mächtiger und grobklastischer entwickelt ist als an der Südseite des Drauzuges und hier auch z. T. transgressiv dem Kristallin aufliegt (entsprechende Aufschlüsse sind aber erst im Bereich des östlich anschließenden Kartenblattes zu beobachten!); häufig ist die Grenze Kristallin/Alpiner Buntsandstein allerdings tektonisch überprägt. Im Gegensatz dazu sind die Sedimente der Werfen-Formation an der Südseite des Drauzuges bedeutend mächtiger ausgebildet als im Norden dieses Bereiches.

Werfen-Formation (37)

Über dem grob- bis feinklastisch entwickelten Alpiner Buntsandstein folgt ein Komplex überwiegend feinklastisch-toniger und bunt gefärbter Sedimente mit einer Gesamtmächtigkeit bis zu 150 Metern.

Galiläi - Kriсталlin	U N T E R - P E R M			O B E R P E R M		S K Y T H		Stratigraphie
	(KARBON?) - UNTERROTL.	OBERROTLIEGEND	ZECHSTEIN	SEIS	--	CAMPIL	Schematische Skizzenprofil	
	Laas - Formation (bis zu 150m)	Gröden - Formation (bis zu 350m)	Alpiner Buntsandstein (bis zu 100m)		Werfen - Formation (bis zu 150m)			
<p>Wurzelreste</p> <p>Ostrakoden, Spiriferen <i>Scyphia gracilis</i> (WHITE)</p> <p>Fischechuppen, Zähnechen <i>Callipteria conferta</i> (STERNB.) BRONGNIART</p> <p><i>Taeniopteris cf. jejunata</i> GRAND- EMEROND <i>Emertiodendron</i> sp. EURY v.a. (AMEROM et al. 1976)</p>	<p><i>Vitatina costabilis</i> WILSON "Baumstamm von Laas" (<i>Dadoxylon schrollianum</i>) (ANGER 1966)</p>		<p>Sporen des Seis (MOSTLER 1972)</p> <p><i>Pleuromeia cf. sternbergii</i> (MUENSTER) CORDA <i>Volzia</i> sp. (AMEROM et al. 1976)</p>	<p>Sporen des Campil (MOSTLER 1972)</p> <p><i>Homomya fassaensis</i> (WISSM.) <i>Costaforia costata</i> (ZENKER) (TOLLMANN 1977)</p>	<p>Sporen des Campil (KLAUS 1977), eventuell auch Teile Anla, z.B. <i>Stellapollenites</i> <i>rhiergartii</i> (STREHL et al. 1980)</p>		Fossilreste	
rotbraun bis rötlichviolett, teils grau und grünlich (Quarzporphyre violett, rot- braun und grünlich)	z.T. grau	rot		hellrot bis rotbraun, z.T. grau	bunt: grau, grauviolett, rotbraun graugrün, schwarz gelblichbraun		Farbe	
Siderit, Calcit, Hämatit, Quarz	Sphalerit, Quarz	Hämatit, Quarz	Aragonit, Calcit, Dolomit, Quarz	Baryt, Calcit, Dolomit, Quarz	Malachit, Pyrit	Aragonit, Baryt, Calcit, Dolomit, Quarz	Gips	Minerali- sationen
Calcit, Ankerit, Dolomit	Ankerit, Calcit		Dolomit, Magnesit (Calcit nur spätdiagen.)	Dolomit		Calcit, Dolomit und Magnesit		Karbonate
Kalifeldspat und Plagioklas	lokal plagiokl.	K a l i f e l d s p a t		Kalifeldspat (zusätzlich Plagioklas im Skyth der Drau- tal-Schollen)		Kalifeldspat und Plagioklas		Feldspäte
Chlorit und Kaolinit		Chlorit (nur in magnesitf. Serie)		Chlorit		Chlorit		Chlorit u. Kaolinit
Granat, Zirkon, Turmalin		Zirkon, Turmalin, (+lokal Magnesit)		Apatit, Zirkon, Turmalin, Rutil, (lokal Baryt)		Apatit, Zirkon, Turmalin, (+lokal Magnesit)		Schwer- mineralien

Fossilreste sind in den Tonschieferlagen bereichsweise nicht selten; ihre Bestimmung ist aber aufgrund des im allgemeinen schlechten Erhaltungszustandes oft nicht möglich. Nach TOLLMANN (1977) gestatten bestimmbare Makrofossilien, wie z. B. *Homomya fassaensis* (WISSM.) und *Costatoria costata* (ZENKER), eine Einordnung der Werfen-Formation des Drauzuges in das Campil. Diese Einstufung wurde durch palynologisches Datenmaterial weiter untermauert (MOSTLER, 1972). Sie gilt besonders für die oberskythischen Gipse, deren Alter zusätzlich durch Schwefelisotopen-Daten abgesichert werden konnte. So haben die Gipse in der obersten Werfen-Formation des westlichen Drauzuges $\delta^{34}\text{S}$ -Werte von +24,5 ‰ bis +29,0 ‰ ergeben (PAK, 1974 und pers. Mitteilung).

Bioturbation und Flaserschichtung sind in den Sedimenten der Werfen-Formation häufig; darüberhinaus führen die Ablagerungen mehr oder weniger Karbonat und Pflanzenhäcksel. Kreuzschichtung, Rippelmarken und Trockenrisse sind zusätzlich anzuführen. Hervorzuheben ist ein teils unerwartet hoher Anteil an Magnesit (neben Dolomit und etwas Calcit, NIEDERMAYR et al., 1981). Der frühdiaogenetisch gebildete Magnesit weist auf ein hypersalines Ablagerungsmilieu hin. Es handelt sich somit um typische Lagunen- und Sabkhasedimente. Im allgemeinen nimmt der Karbonatanteil der Sedimente vom Liegenden zum Hangenden zu, die mittlere Korngröße dagegen ab. Im Hangenden kommt es zur Ausbildung von Rauhdeckenlagen, die ebenfalls sehr reich an Magnesit sein können. Lokal sind Gipse und Gipsschiefer festzustellen, die ebenfalls eine nicht unbedeutende Magnesitführung aufweisen; so wurden bis zu 20 cm mächtige, ziemlich reine Magnesitlagen beobachtet. Auffällig ist, daß im Bereich der Gipsvorkommen der mächtige Rauhdeckenhorizont weitgehend fehlt.

Über der Werfen-Formation folgt die karbonatische Mitteltrias (siehe dazu BECHSTÄDT, 1978); die Grenze zu den überlagernden Karbonatfolgen ist allerdings häufig tektonisch überprägt. Schon beim Alpinen Buntsandstein ist darauf hingewiesen worden, daß sich Nordseite und Südseite des Drauzuges durch die Mächtigkeit der skythischen Serien unterscheiden. So ist die Werfen-Formation an der Südseite des Drauzuges wesentlich mächtiger entwickelt und erreicht hier etwa 150 Meter. Zusätzlich ist anzumerken, daß in dem mehrfach geschuppt vorliegenden Schichtpaket der Drauzug-Südseite im Meridian von Kötschach Gipse und Gipsschiefer nur im ursprünglich wohl am weitesten südlich gelegenen Bereich auftreten.

An der Nordseite des Drauzuges ist die Werfen-Formation nur sehr geringmächtig entwickelt und auf wenige Meter reduziert. Im Gegensatz dazu ist der Alpine Buntsandstein im Norden sehr mächtig, erreicht aber an der Südseite des Drauzuges nur etwa 60 Meter Gesamtmächtigkeit.

Die gegenüber den gleichen Serien an der Drauzug-Südseite auffallend klastisch betonte Untertrias der Drauzug-Nordseite (mächtige skythische Entwicklung in der Fazies des Alpinen Buntsandsteins; geringmächtige Werfen Formation) weist auf eine stark terrigen beeinflusste Schüttung aus generell nördlicher Richtung in den skythischen Ablagerungsraum hin.

Literatur

AMEROM, H. W. J. VAN, BOERSMA, M., NIEDERMAYR, G. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E.: Das permische Alter der „Karbon“-Flora von Kötschach (Kärnten, Österreich). – *Carinthia* II, **166/86**, 93–101, Klagenfurt 1976 a.

Abb. 9: Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge des westlichen Drauzuges. Schematisiertes Säulenprofil mit charakteristischen lithologischen Parametern, Fossilinhalt und typischen Mineralisationen (nach G. NIEDERMAYR & E. SCHERIAU-NIEDERMAYR, 1982, etwas verändert).



● Tetrapodenfährte – cf. *Ichniotherium cotta* (POHLIG)

- AMEROM, H. W. J. VAN, BOERSMA, M. & NIEDERMAYR, G.: Notes on the Werfener Schichten in the western Gailtaler Alps near Kötschach (Carinthia, Austria). – *Geol. en Mijnbouw*, **55**, 218–226, Leiden 1976 b.
- ANGER, H.: Zur Geologie der Gailtaler Alpen zwischen Gailbergsattel und Jauken (Kärnten). Mit einem Beitrag von W. KLAUS. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **174**, Wien 1965.
- BECHSTÄDT, Th.: Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente des Drauzuges als Hinweis auf eine großräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins. – *Jb. Geol. B.-A.*, **121**, 1–121, Wien 1978.
- BEMMELEN, R. W. VAN: Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich), T. 1. – *Jb. Geol. B.-A.*, **100**, 179–212, Wien 1975.
- CLIFTON, H. E.: Pebble segregation and bed lenticularity in wave-worked versus alluvial gravel. – *Sedimentology*, **20**, 173–187, 1973.
- CONTI, M. A., LEONARDI, G., MARIOTTI, N. & NICOSIA, U.: Tetrapod footprints of the "Val Gardena Sandstone" (North Italy). Their palaeontological, stratigraphic and paleoenvironmental meaning. – *Palaeontographica Italica*, **70**, 1–91, 1977.
- FRI TSCH, W.: Eine Transgression von Grödener Schichten in der Latschurgruppe Kärntens. – *Carinthia II*, **151/71**, 52–57, Klagenfurt 1961.
- HERITSCH, H. & PAULITSCH, P.: Erläuterungen zur Karte des Kristallins zwischen Birnbaum und Pressegger See, Gailtal. – *Jb. Geol. B.-A.*, **101**, 191–200, Wien 1958.
- KAHLER, F.: Sedimentation und Vulkanismus im Perm Kärntens und seiner Nachbarräume. – *Geol. Rdsch.*, **48**, 141–147, Stuttgart 1959.
- MOSTLER, H.: Die permoskythische Transgressions-Serie der Gailtaler Alpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1972**, 143–149, Wien 1972.
- MÜLLER, D.: Perm und Trias im Valle des Baztán. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **142**, 30–43, Stuttgart 1973.
- NIEDERMAYR, G., SEEMANN, R. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E.: Die Perm-Trias-Grenze im westlichen Drauzug, Kärnten–Osttirol. – *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, **81**, 1–17, Wien 1978.
- NIEDERMAYR, G., SCHERIAU-NIEDERMAYR, E., BERAN, A. & SEEMANN, R.: Magnesit im Perm und Skyth der Ostalpen und seine petrogenetische Bedeutung. – *Verh. Geol. B.-A.*, **2**, 109–131, Wien 1981.
- NIEDERMAYR, G. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E.: Zur Nomenklatur, Seriengliederung und Lithofazies der permo-skythischen Basisschichten des westlichen Drauzuges. – *Verh. Geol. B.-A.*, **2**, 33–51, Wien 1982.
- NIEDERMAYR, G., MULLIS, J., NIEDERMAYR, E. & SCHRAMM, J. M.: Zur Anchimetamorphose permo-skythischer Sedimentgesteine im westlichen Drauzug, Kärnten–Osttirol (Österreich). – *Geol. Rdsch.*, **73**, 207–221, Stuttgart 1984.
- PAK, E.: Schwefelisotopenuntersuchungen am Institut für Radiumforschung und Kernphysik I. – *Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl.*, **10**, 1–8, Wien 1974.
- SCHLAGER, W.: Zur Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **13**, 41–120, Wien 1963.
- TENCHOV, Y. & YANEV, S.: Variscan movements and molasse in Bulgaria. – *Veröffentl. Zentralinst. Physik Erde*, **58**, 177–196, Berlin 1980.
- TOLLMANN, A.: Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des „Haselgebirges“. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1964**, 271–299, Stuttgart 1964.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Bd. 1. – 766 S., Wien (Deuticke) 1977.
- VIRGILI, C.: Le Trias du Nord de L'Espagne. – *Bull. du B. R. G. M., Sect IV*, **3**, 205, 2–3, Orleans 1977.
- VIRGILI, C., HERNANDO, S., RAMOS, A. & SOPENA, A.: Nota previa sobre el Permico de la Cordillera Iberica y bordes des Sistema Central. – *Acta Geol. Hispanica*, **8**, 3, 73–80, Madrid 1973.

Das Gailtalkristallin

Von HELMUT HEINISCH

Erforschungsgeschichte

Das Gailtalkristallin wird in der geologischen Literatur erstmals zu Beginn des 19. Jahrhunderts erwähnt (MOHR, 1807, 1810; v. BUCH, 1824), steht aber nicht im Mittelpunkt alpengeologischer Studien. Als Gesteine werden Glimmerschiefer, Schiefer Tonglimmerschiefer und glimmerreiche Tonschiefer genannt (STUR, 1856; SUESS, 1868). Im Zuge einer eingehenden Aufnahme des Drauzug-Gebietes bearbeitet GEYER (1897) auch das Kristallin. Nach seinen Vorstellungen sind die kristallinen Schiefer des Lesachtals aus einer Reihe eng gepreßter Falten aufgebaut. Petrographisch werden Gneise (plattige, quarzreiche Zweiglimmergneise, knotige Muskovitgneise, Augengneise von Dellach), Glimmerschiefer (Granatglimmerschiefer, Muskovitschiefer), Phyllite (feldspatführend, gneisartig, dünnblättrig) sowie grüne, geschieferte Eruptivgesteine (Uralit-Porphyrte) unterschieden. Der Kontakt zum überlagernden Mesozoikum wird als transgressiv gedeutet.

SANDER (1916) weist kurz auf Mylonitisierungen und Diaphthoresen im Lesachtal hin. Zu dieser Zeit wird der Begriff „alpinodinarische Grenze“ in die Literatur eingeführt. SCHWINNER (1936) ordnet die Quarzphyllite des

unteren Gailtals zwischen die liegende diaphthoritische Serie des Lesachtals und die gering metamorphe Plengerieserie der Karnischen Alpen ein.

Die Idee einer diskordanten Überlagerung verschieden hoch metamorpher Anteile innerhalb des Kristallins kommt erstmals in einer Arbeit von v. KLEBELSBERG (1935) auf. F. HERITSCH (1936) beschreibt neben den bereits bekannten Gesteinen im Gailtalkristallin außerdem noch Amphibolite, Quarzphyllite mit Einschaltungen von Grünschiefern, Uralitdiabase, selten Marmore und Graphitschiefer sowie Malchit-Gänge.

Mit H. HERITSCH begannen umfassende Kartierungen im Gailtalkristallin. Der Ostteil des auf Blatt Kötschach entfallenden Kristallins (ab Birnbaum) ist auf der von HERITSCH & PAULITSCH (1958) publizierten geologischen Karte dargestellt und petrographisch ausführlich beschrieben (PAULITSCH, 1960). Diese Arbeiten stellten eine wichtige Basis für die Neuaufnahme des Kartenblattes dar. Die von NEUWIRTH (1954) begonnene Aufnahme des westlich anschließenden Kristallinareals konnte nicht zu Ende geführt werden, so daß im Bereich W von Birnbaum bisher keinerlei geologische Kartenunterlagen existierten.

Die Bedeutung des Periadriatischen Lineaments und das Ausmaß der Diaphthorese und Mylonitisierung im Bereich der Störung und im gesamten Kristallin blieben von vielen Autoren unbeachtet. Hingegen wird der Tektonik an der Grenze zwischen Kristallin und Drauzug-Permomesozoikum bald viel Aufmerksamkeit geschenkt (FURLANI, 1912; CORNELIUS-FURLANI, 1955; VAN BEMMELEN, 1957; PAULITSCH, 1960). Die Tatsache, daß es sich bei dieser Grenze um einen tektonisch sekundär überformten, ehemaligen Transgressivverband handelt, wurde durch HERITSCH & PAULITSCH (1958) belegt und durch SCHLAGER (1963) und VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (1965) endgültig abgesichert. Aufgrund des Transgressivverbandes kommt dem Gailtalkristallin samt dem überlagernden Drauzug-Permomesozoikum im deckentektonischen Gesamtkonzept des Ostalpins eine oberostalpine Position zu (TOLLMANN, 1977), wobei zunächst eine mittelostalpine Stellung vermutet worden war (TOLLMANN, 1963).

Im Zusammenhang mit Untersuchungen zu Umfang und Nachweisbarkeit einer kaledonischen Orogenese in den Ostalpen führten SASSI et al. (1974) auch im Lesachtal petrographische Untersuchungen durch. Sie forderten einen Transgressivverband klastischer Basisserien und schwachgradig metamorpher Phyllite auf einem mehrphasig, mittel- bis hochgradig metamorphen Basement, bestehend aus Paragesteinen mit Orthogneis- und Amphiboliteinschaltungen. SASSI et al. (1974) interpretierten unter Einbeziehung der Messungen von b_0 -Werten an Hellglimmern (VISONA, 1974) diesen Metamorphosesprung als verschleierte, kaledonische Winkeldiskordanz. Nach HEINISCH et al. (1984) besteht das Gailtalkristallin zwar aus verschiedenen hoch metamorphen Teilen, die Grenzen sind jedoch tektonischer Natur. Vermutlich handelt es sich bei der fraglichen, durch starke Diaphthorese und Phyllonitbildung gekennzeichneten Zone um eine verschleierte Deckenbahn variszischen Alters.

SASSI & ZANFERRARI (1973) beschreiben eine 13 km lange, oligozäne Tonalitlamelle (Lesachtalmasse), welche unmittelbar entlang des Periadriatischen Lineaments, allerdings erst etwas westlich von Blatt Kötschach auftritt und stellenweise eine starke Kaltdeformation aufweist. Ebenso wird dort von ZANFERRARI (1976) eine Lamelle tektonisch eingeklemmten Permozykths beschrieben.

TEICH (1980) untersuchte die Augengneise des Gailtales geochemisch und interpretierte sie als metamorphe Quarzporphyre von rhyodacitisch-rhyolithischem Chemismus. Mit Hilfe eines überregionalen statistischen Vergleichs auf geochemischer Basis nahmen HEINISCH & SCHMIDT (1982) ebenfalls zur Augengneise Stellung und bezogen die Augengneise des Lesachtals mit in den Vergleich ein.

Gailtalkristallin

Im Lesachtal tritt beiderseits des Flußlaufes der Gail in den Talflanken unter mächtiger Schuttbedeckung Kristallin zu Tage. Im Norden reicht das Kristallin bis auf eine Höhe von ca. 1800 m (W) bzw. 1200 m (Blattmitte) an das Permomesozoikum des Drauzuges heran, während die Grenze zum südalpinen Paläozoikum der Karnischen Alpen bereits wenig südlich der Gail in den moränenbedeckten Hängen zu finden ist. Die im Vergleich zu den benachbarten Gesteinen weichen, leicht aus-

räumbaren Glimmerschiefer und Paragneise neigen zum Hakenschlagen, zu Talzuschub und zu Murbrüchen, erweisen sich also samt den auflagernden Schuttmassen als wenig standfestes Gebiet.

Das Gailtalkristallin besitzt ein steilgestelltes, E-W-streichendes Flächengefüge. Bedingt durch seine unmittelbare Nachbarschaft zum Periadriatischen Lineament ist es generell stark deformiert. Im Vergleich zu anderen Kristallingebieten der Ostalpen ist es daher treffend als in Linsen und Schuppen zerlegter „Riesenmylonit“ zu charakterisieren. Der hohe Deformationsgrad macht die Kartierung diskreter Störungszone schwierig und kommt daher im Kartenbild nur wenig zum Ausdruck. Ein weiteres Problem für die Kartierung stellte die Abgrenzung von Kartiereinheiten innerhalb der durch ständige lithologische Übergänge und ungünstige Aufschlußverhältnisse zu kennzeichnenden Zone dar.

Das dem Oberostalpin zuzurechnende Gailtalkristallin (TOLLMANN, 1977) ist polymetamorph. Es kann nach detaillierter Untersuchung der Metamorphose und Deformation in 3 tektonische Einheiten gegliedert werden (HEINISCH et al., 1984). Die nördliche Granatglimmerschieferzone erlebte eine synkinematische Hauptmetamorphose in der höheren Grünschieferfazies (low grade, WINKLER, 1979), die südliche Staurolith-Granatglimmerschieferzone erlebte eine postkinematische Hauptmetamorphose in der hohen Amphibolitfazies (medium grade, WINKLER, 1979). Alle Gesteine wurden gemeinsam von einer retrograden Metamorphose erfaßt (very low grade, WINKLER, 1979), im Zuge derer bereichsweise eine kräftige Diaphthorese ablief und sich vermutlich die trennende Phyllonitzone als Scherzone ausbildete. Der Gesteinsinhalt umfaßt monotone, schwach- bis mittelgradig metamorphe Paraserien, in denen untergeordnet einzelne Lagen von Orthogesteinen eingeschaltet sind. Es muß betont werden, daß die der Kartendarstellung zugrundeliegende tektonische Gliederung in 3 Zonene stark vereinfacht ist. Mangels geeigneter Leithorizonte und wegen der intensiven Zerschneuerung konnte der aufgrund der kleintektonischen Daten zu vermutende Großfaltenbau nicht erfaßt werden. Die in den Erläuterungen verwendeten wissenschaftlichen Daten sind nur zum Teil publiziert (HEINISCH et al., 1984); bei den Gesteinsbeschreibungen fanden auch Daten aus unveröffentlichten Diplomarbeiten (SCHU, 1982; BREUNINGER, 1985) Verwendung.

Serizit-Chloritschiefer (79)

Die Serizit-Chloritschiefer sind als isolierte, geringmächtige Linsen innerhalb der Zone der Phyllonite im Bereich um Kötschach anzutreffen. Im Vergleich zu den umgebenden Phylloniten fallen die Gesteine durch eine deutliche Grünfärbung auf, sie sind engständig geschiefert und zerbrechen dünnsherbig. Deutlich sind die Spuren einer retrograden Metamorphose im Gefüge abzulesen. Die Mineralparagenesen sind an die Bedingungen der schwachgradigen Metamorphose angegliedert.

Mineralbestand: Chlorit, Serizit, Quarz, Albit, Epidot, Zoisit, Calcit, Opakerz.

Durch die Nachbarschaft zu Grünschiefern liegt die Interpretation der Gesteine als metamorphe Tuffite nahe, die ihren Stoffbestand aus vulkanogenem Material von basaltischem oder intermediärem Chemismus, sowie aus terrigen-klastischem Detritus bezogen.

Grünschiefer (80)

Ebenfalls von geringer Mächtigkeit und lateral rasch auskeilend, begleiten die Grünschiefer einzelne Serizit-Chloritschiefer-Vorkommen im Bereich um Kötschach. Sie brechen stengelig, sind blaugrün und neigen zu starker Verfallung. Entsprechend der retrograden Metamorphose bestimmen Chlorit und Minerale der Epidotgruppe den quantitativen Mineralbestand.

Mineralbestand: Chlorit, Epidot, Zoisit, Albit, Calcit, Opakerze.

Die Gesteine sind als diaphthoritisch umgewandelte, ehemalige Amphibolite zu erklären. Als prämetamorphe Edukte kommen aufgrund des Mineralbestandes basaltische Vulkanite in Frage; auch denkbar, aber weniger wahrscheinlich, mergelige Einschaltungen innerhalb der monotonen Paraserien. Ob es sich bei den genannten Gesteinen um Laven oder Tuffe gehandelt hat, ist aufgrund der Polymetamorphose nicht mehr feststellbar. Geochemische Untersuchungen an Grünschiefern des Gailtalkristallins sind im Gange.

Graphitphyllit, Graphitquarzit (81)

Östlich von Kötschach treten größere Zonen graphitführender Gesteine auf. Diese Schwarzschiefer-Horizonte, welche auf dem anschließenden Kartenblatt Weißbriach eine große Rolle als prostratigraphische Leithorizonte spielen, liegen innerhalb der Phyllonitzone. Petrographisch variiert der Quarzgehalt stark, so daß in lagigem Wechsel Graphitphyllite und Graphitquarzite vorkommen. Das Gestein weist auch mikroskopisch einen Lagenbau aus quarzreichen und glimmerreichen Bahnen auf. Der färbende Graphit ist schlierig eingelagert. Die Schlieren verlaufen entweder annähernd schieferungsparallel oder umgrenzen sigmoidale Strukturen. Häufig sind Sulfidvererzungen an diese Horizonte gebunden. Bei der gegebenen intrakristallinen Zerschering werden die Graphitphyllite und Graphitquarzite bevorzugt als Bewegungsbahnen benutzt und bis in das Korngefüge mylonitisiert.

Mineralbestand: wechselnde Gehalte an Quarz, Hellglimmer, Calcit, Graphit, Opakerz; akzessorisch Titanit, Zirkon, Apatit, Turmalin, Chlorit.

Es handelt sich um marine, klastische Metasedimente, welche durch das herrschende reduzierende Milieu organogene bituminöse Substanzen anreicherten. Bei Betrachtung prostratigraphischer Modelle liegt der Vergleich mit altpaläozoischen Schwarzschiefern nahe (SCHÖNLAUB, 1979).

Augengneis, Augengneismylonit (82)

Im Lesachtal treten Augengneise als lang hinziehende, streifenförmig angeordnete Einschaltungen innerhalb aller drei tektonischen Zonen auf. Im Bereich der Phyllonitzone sind die Augengneisvorkommen teilweise mylonitisiert. Ein weiteres wichtiges Augengneisvorkommen in Form einer ovalen, linsig begrenzten Masse liegt bei Dellach. Innerhalb der Augengneise kann man verschiedene petrographische Varianten unterscheiden, die wohl aus einem Ausgangsgestein durch fortschreitende Deformation abzuleiten sind. Gemeinsames petrographisches Kennzeichen sind die in die Matrix eingelagerten, linsig-augenförmig von der Schieferung umflossenen, hellen Einsprenglinge aus Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz. Auch Mehrkornaggregate kommen vor.

Mineralbestand: Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Hellglimmer, Biotit, Chlorit, Klinozoisit, Calcit; akzessorisch Zirkon, Apatit, Rutil, Opakerz.

Zur Genese der Augengneise liegen mehrere Publikationen vor (TEICH, 1978, 1980; HEINISCH & SCHMIDT, 1982). Einig sind sich die Autoren, daß es sich um polymetamorphe Abkömmlinge von Orthogesteinen handelt. Nicht mit letzter Sicherheit zu klären ist, ob es sich hierbei um Intrusiva (Granitoide) oder Extrusiva (Porphyroide) handelt. Ebenso ist offen, ob die Augengneise altpaläozoisch oder älter sind.

Granatglimmerschiefer mit Übergang zu Glimmerquarzit (83)

Diese Gesteine stellen den Hauptanteil des nördlich der Phyllonitzone gelegenen Kristallins. Das metamorphe Lagengefüge ist Produkt mehrfacher Schieferungen. Der primäre stoffliche Wechsel zwischen quarzreichen und phyllosilikatreichen Partien kommt im Gelände durch den ständigen Wechsel von Granatglimmerschiefern und Glimmerquarziten zum Ausdruck. Weiterhin ändert sich lagenweise der Grad der retrograden Durchbewegung. Kennzeichnend für die Metamorphose der Serie sind grobscheitige Hellglimmer, Biotit und Granat. Die Hauptmetamorphose erreichte hier nur die höhere Grünschieferfazies (almadine-low grade, WINKLER, 1979). Der Granat besitzt hier ein synkinematisch rotiertes Interngefüge. Bei Annäherung an die Phyllonitzone werden Biotit und Granat retrograd in Chlorit überführt. Dieser Übergang erfolgt kontinuierlich und wurde durch Dünnschliff-Querprofile im Detail studiert (HEINISCH et al., 1984). Auch im Streichen deutet sich eine von W nach E zunehmende Diaphthorese des Gesteinskomplexes an.

Mineralbestand: Quarz, Plagioklas, Hellglimmer, Biotit, Chlorit, Granat; akzessorisch Turmalin, Apatit, Serizit, Zirkon, Erz, Leukoxen.

Ausgangsgestein war eine Wechselfolge pelitisch-sammitischer, mariner Siliziklastika, deren primärer stofflicher Wechsel durch die mehrfache Metamorphose in ein metamorphes Lagengefüge überführt wurde.

Granatglimmerschiefer, Paragneis (84)

Diese im Lesachtal auftretenden Gesteine bilden gemeinsam mit den staurolithführenden Vertretern die südliche tektonische Einheit des Kristallins. Sie entwickeln sich nördlich aus der Phyllonitzone, südlich grenzen sie zum Teil unmittelbar an das Periadriatische Lineament an. Der Hauptteil der Gesteine besteht aus silbrig glänzenden, verfalteten, wellig absondernden Glimmerschiefern, vereinzelt treten Paragneislagen als Einschaltungen auf. Gemeinsames Kennzeichen ist die Granat- und Biotitführung. Anzeichen von Diaphthorese sind nur in unmittelbarer Nähe der Phyllonitzone und des Periadriatischen Lineaments zu erkennen. Im übrigen weisen die Gesteine ein statisch rekristallisiertes, granoblastisches, postkinematisches Quarz-Albit-Pflastergefüge auf, in dem lagenweise Glimmerschiefer angereichert sind. Granat wächst postkinematisch ohne rotiertes Interngefüge, Biotit kommt sowohl eingeregelt in der Schieferung als auch als Querbiotit vor. Bei Vergleich mit den Glimmerschiefern der nördlichen Serie ergeben sich klare Unterschiede im Ablauf von Deformation und Kristallisation (HEINISCH et al., 1984).

Mineralbestand: Quarz, Plagioklas, Hellglimmer, Biotit, Chlorit, Granat; akzessorisch Turmalin, Apatit, Serizit, Zirkon, Leukoxen, Opakerz.

Als Edukte kommen wiederum marine, siliziklastische Sedimentfolgen aus Peliten und Psammiten in Frage, welche prograd metamorph wurden.

Staurolith führender Granatglimmerschiefer und Paragneis (85)

Am Südrand des Kristallins tritt in Granatglimmerschiefern und Paragneisen Staurolithführung auf. Die Staurolithführung ist besonders gut im Bereich der Gail Schlucht am Sägewerk Wetzmann zu studieren. Diese Gesteine grenzen südlich unmittelbar an das Periadriatische Lineament an. Trotzdem weisen sie meist einen vergleichsweise geringen Deformationsgrad auf. Diaphthoresereischeinungen sind nur in Nachbarschaft der Störungszonen feststellbar. Das grobkristalline Gestein besitzt meist Gneistextur, obwohl es aufgrund der Modalanalysen in der Mehrzahl der Fälle als Glimmerschiefer zu bezeichnen ist. Große Hellglimmer- und Biotitscheite bauen gemeinsam mit einem Quarz-Oligoklas-Pflaster das Gesteinsgefüge auf. Dazu treten deutlich sichtbare, mehrere mm große Granate, sowie bis zu cm-große Staurolith-Porphyrblasten, welche postkinematisch über die Schieferungen hinwegwachsen. Als weitere petrographische Besonderheit konnte lokal fibrolithischer Sillimanit festgestellt werden. Der Metamorphosegrad der Hauptmetamorphose liegt in diesem Kristallinstreifen in der hohen Almandin-Amphibolitfazies (WINKLER, 1967), bzw. medium grade (WINKLER, 1979) mit Annäherung an die Sillimanitzone.

Mineralbestand: Quarz, Oligoklas, Hellglimmer, Biotit, Staurolith, Granat; akzessorisch Chlorit, Turmalin, Zirkon, Sillimanit, Apatit, Leukoxen, Opakerz.

Vom Edukt her unterscheiden sich diese Gesteine nicht von den übrigen metamorphen Paraserien. In unmittelbarer Nachbarschaft zum Periadriatischen Lineament ist hier der Bereich mit der für das Gailtalkristallin höchsten Hauptmetamorphose erschlossen.

Glimmerquarzit (86)

Es handelt sich um einzelne, sehr quarzreiche Lagen, die in der nördlichen Glimmerschiefer-Folge eingeschaltet sind und als Leithorizonte für die Kartierung Verwendung finden konnten. Der Wechsel im Quarzgehalt ist für die gesamte Abfolge kennzeichnend; einzelne, mächtigere Bänke wurden getrennt ausgehalten. Sie zeichnen sich im Gelände durch plattigen Bruch und Härtlingsbildung aus.

Mineralbestand: Quarz, Plagioklas, Hellglimmer, Biotit, Chlorit; akzessorisch Granat, Turmalin, Apatit, Opakerz, Zirkon.

Genetisch sind diese Einschaltungen als Meta-Quarzsandsteinlagen zu deuten.

Amphibolit (87)

Amphibolite treten als dünne, ebenflächig begrenzte Körper sowohl in der Nördlichen Serie (Mattlinggraben), als auch in engem Verband mit Augengneisen in der südlichen Serie auf (Straßenkehr E Gentschach). Sie sind wichtige Leithorizonte für die Kartierung. Das dunkelgrüne, angewittert rostbraune, massige Gestein ist mittel- bis grobkörnig und weist meist eine nur unvollkommen ausgebildete Schieferung auf. Die kurzstengeligen Hornblenden liegen entweder in der Schieferung oder aber auch quer dazu und sind in ein Plagioklas-Karbonatgewebe eingebettet. Mit fortschreitender Diaphthorese nimmt der Anteil der Hornblenden zugunsten eines erhöhten Chloritgehaltes ab.

Mineralbestand: Gemeine Hornblende, Chlorit, Plagioklas, Karbonat, Klinozoisit, Serizit, Titanit, Biotit; akzessorisch Quarz, Apatit, Zirkon, Opakerz.

Gemäß den vorliegenden Metamorphosebedingungen wurden basaltische Vulkaniteinschaltungen (Laven oder Tuffe) in Amphibolite überführt. Der Unterschied gegenüber den Grünschiefern dürfte auf einer geringeren retrograden Umbildung beruhen.

Phyllonit (88)

Als Grenzzone zwischen der südlichen und der nördlichen tektonischen Großeinheit im Kristallin wurde eine Phyllonitzone dünnenschliffpetrographisch festgelegt. Sie streicht E–W und mündet im W spitzwinkelig in das Periadriatische Lineament ein. Ihre Breite nimmt von Westen (Niedergail) nach Osten (Kötschach) kontinuierlich zu. Die Gesteine zerbrechen dünnscherbig, eine wellige Schieferung trägt Serizitflocken und teilt das Gestein in Phycoide. Obwohl die Schieferungsflächen Phyllitglanz besitzen, zeigten die Dünnschliff-Untersuchungen (SCHUH, 1982), daß es sich hierbei nicht um prograd metamorphe Phyllite, sondern um Phyllonite handelt, die durch Diaphthoresevorgänge retrograd aus den angrenzenden Glimmerschiefer-Folgen gebildet wurden. Der Prozeß der retrograden Umbildung führt zum kontinuierlichen Zerfall von Granat und Biotit unter Bildung von Chlorit, Epidot, etc. und starker Korngrößenreduktion aller Minerale. Als Phyllonite wurden die Gesteine kartiert, in denen im Dünnschliff kein reliktscher Granat mehr nachweisbar war.

Mineralbestand: Quarz, Serizit, Chlorit, Albit; akzessorisch Karbonat, Turmalin, Apatit, Zirkon, Rutil, Titanit, Limonit, Leukoxen, Opakerz.

Gefügedetails belegen die Interpretation der Gesteine als retrograde Bildungen. Die intensive Zerschering, die bis in das Korn-Interngefüge sichtbar wird, macht die Hypothese einer in diesem Bereich verlaufenden Deckengrenze plausibel, entlang derer die beiden beschriebenen Kristallinkomplexe unterschiedlicher Metamorphosegeschichte überschoben wurden.

Helles oder dunkles Ganggestein (Malchit, 89)

Punktförmig wird das Kristallin von jungen Ganggesteinen durchschlagen. Recht häufig sind diese meist nur m-mächtigen Vorkommen im Bereich zwischen St. Jakob im Lesachtal und Kötschach vorzufinden. Es handelt sich um massige, undeformierte, meist feinkörnige Gesteine. Man kann hierbei dunkel-grüngraue Gänge, sogenannte Malchite (HERITSCH & PAULITSCH, 1958) und hellgraue Gänge (Tonalite) unterscheiden.

Die Malchite besitzen ein richtungslos porphyrisches Gefüge, wobei einzelne stengelige Hornblenden in einer feinkörnigen Grundmasse schwimmen, welche aus stark umgewandelten Plagioklasen, Erzleisten und kleinen Hornblendeleisten besteht.

Mineralbestand: Quarz, Plagioklas, tschermakitische Hornblende, Biotit, Chlorit, Karbonat, Opakerz; akzessorisch Epidot, Titanit.

Es handelt sich hierbei um Äquivalente der gabbroiditischen Ganggesteine, wie sie vermehrt im Raum Reisach und Kirchbach (Gailtal) auftreten (ALKER, 1952). EXNER (1976) rechnet die Malchite des Gailtales gemeinsam mit den Tonalit-Porphyr-Gängen S des Wörthersees und den mit 32 Millionen Jahren datierten Ganggesteinen der Kreuzeckgruppe einer Ganggesteinsgesellschaft zu. Sie sind also jungalpidischen Al-

ters. Trotzdem sind die Gesteine stark serizitisiert, manchmal sogar randlich verschiefert.

Die Tonalit-Gänge sind homogen, hellgrau bis grünlich. Ihre Mächtigkeit liegt unter 1 m. Die hellen Gänge zeigen ein porphyrisches Gefüge aus stark korrodieren Plagioklaseinsprenglingen, Mg-Chloritschuppen und einer feinkörnigen Grundmasse aus Plagioklas, Quarz, Karbonat, Serizit und Erz. An der Forststraße zwischen Vorhegg und Röthen tritt ein granatführender Gang auf.

Mineralbestand: Quarz, Plagioklas, Chlorit, Karbonat, Titanit, lokal auch Granat; akzessorisch Serizit, Klinoisit, Biotit, Rutil, Erz.

Es ist anzunehmen, daß diese hellen Gänge Äquivalente der im Bereich des Periadriatischen Lineaments intrudierten oligozänen Tonalite (Lesachtalmasse) darstellen. Die Gesteine benützen vorgegebene Wegsamkeiten, wie die Phyllonitzone, zur Intrusion und werden in jüngste Deformationen mit einbezogen.

Tektonik

Die Gliederung des Gailtalkristallins in drei tektonische Teileinheiten wurde bereits vorgestellt. Generell sind die Gesteine stark eingeengt und folgen in allen drei tektonischen Zonen steilgestellt einem E–W-Generallstreichen. Damit wird ein einfacher tektonischer Baustil aus lang hinziehenden, parallel verlaufenden Gesteinseinheiten vorgetäuscht. In den tektonischen Daten tauchen jedoch mehrere Generationen von Faltenachsen auf. Es existieren B-Achsen, welche E–W streichen und flach bis mäßig steil nach W abtauchen. Jüngere Lineationen auf Schieferungsflächen weisen ein gegenläufiges Abtauchen nach E bei ähnlicher Streichrichtung auf.

Aus den Dünnschliffuntersuchungen ergibt sich klar die Existenz von zwei Schieferungsgenerationen. Lokal sind 1–2 weitere Schieferungen nachweisbar. Im hier untersuchten Abschnitt des Kristallins wird eine genauere tektonische Analyse und insbesondere die Rekonstruktion von Großfaltenstrukturen durch die ungünstigen Aufschlußverhältnisse stark erschwert. Außerdem hat die in weiten Bereichen dominierende Zerschneuerung sämtliche prä-existenten Gefügemerkmale überwältigt, so daß heute die retrograde Durchbewegung unter verschiedenen p-T-Bedingungen das auffälligste tektonische Phänomen im Kristallin darstellt. Das Gebiet ist daher ungeeignet zur Rekonstruktion alter (variszischer oder kaledonischer) Faltungs- und Metamorphoseereignisse.

Die Durchbewegung konzentriert sich in einzelnen Scherzonen. Als Beispiel hierfür wurde die Phyllonitzone auskartiert. Weitere Bereiche starker tektonischer Beanspruchung sind die unmittelbare Umgebung des Periadriatischen Lineaments, sowie auch die Grenze zwischen Kristallin und Permomesozoikum des Drauzuges. Hier im Norden kommt es innerhalb des Kristallins zur Mylonitbildung und stellenweise auch zur Verschuppung mit Teilen des Drauzuges. Eine Schuppenzone von Kilometer-Dimensionen tritt im Bereich E Kötschach auf (VAN BEMMELEN, 1961). Die Verschuppung zwischen Kristallin und Permomesozoikum sowie die Mylonitisierungen am Periadriatischen Lineament lassen sich plausibel in das Modell großräumiger Lateralbewegungen längs des Periadriatischen Lineaments und zugeordneter Störungssysteme einordnen (BECH-

STÄDT, 1978; HEINISCH & SCHMIDT, 1984). Jüngere Diagonalstörungen versetzen diese Bewegungsbahnen um kleinere Beträge. Insgesamt läßt sich für das Gailtalkristallin eine mehrphasige Kristallisations-Deformationsgeschichte rekonstruieren. Gefügeprägend waren hierbei sowohl variszische (kaledonische?) als auch alpidische Ereignisse. Durch die Betrachtung des Deformationszustandes alpidischer Intrusiva gelingt es, altpalpidische und jungalpidische Deformationsphasen zu unterscheiden. Radiometrische Daten zur exakteren Einengung des zeitlichen Ablaufs fehlen bisher. Daher sind alle bestehenden Modelle noch spekulativer Natur.

Periadriatisches Lineament

Das Kartenblatt Kötschach erfaßt Bereiche, in denen das sonst meist unter mächtigen quartären Sedimenten verborgene Periadriatische Lineament aufgeschlossen ist. Die Lage dieser wichtigen Suture konnte im Lesachtal genau festgelegt werden. Das Periadriatische Lineament verläuft generell etwas südlich der Talau der Gail. In den Hängen ist es von Moränenschutt bedeckt, tritt jedoch in einigen in den Moränenschutt einschneidenden Seitengraben der Gail zu Tage. Es erschließt sich in Form von Mylonitzonen und breiten Störungsbündeln. Im Bereich dieses Kartenblattes besteht der mylonitisierte Gesteinsinhalt sowohl aus Kristallinmaterial als auch aus Tonschiefern des südalpinen Paläozoikums. Späne aus Permoskyth oder Tonalitlamellen sind hier nicht eingeschaltet. In Dünnschliffprofilen konnte die Entwicklung der Mylonitgefüge verfolgt werden. Durch das Auffinden reliktscher Mineralparagenesen war letztlich auch eine genaue Festlegung des Verlaufs des Periadriatischen Lineaments möglich. Die Mylonite erreichen hier maximale Mächtigkeiten von etwa 200 m. Das Kristallin wird erstaunlich wenig deformiert, die Mylonitisierung erfaßt hier nur wenige Zehnermeter in Form einer Kataklase. Die hochmetamorphen Stauroolith-Granatgneise und -Glimmerschiefer hatten offensichtlich die Funktion eines Hobels, während die weichen Tonschiefer der Karnischen Alpen den Hauptteil der Bewegungsenergie aufnahmen und über größere Mächtigkeiten mylonitisiert wurden. Generell wechseln dm- bis m-breite Zonen weicher, zu einem grauen bis schwarzen Gesteinsbrei zerriebener Ultramylonite mit linsigen Körpern ab, die das Ausgangsgefüge relativ geschont bewahrt haben. Randlich nehmen Breite und Anzahl der Scherzonen kontinuierlich ab, damit wird eine klare Grenzziehung zum undeformierten Nachbargestein unmöglich.

Es ist klar abzuleiten, daß kleinere Adventivstörungen vom Periadriatischen Lineament spitzwinkelig abspalten und nach E auffingernd in das Kristallin ausstrahlen. Ein Beispiel hierfür wäre die auskartierte Phyllonitzone. Der Internbau im Abschnitt des Kartenblattes Kötschach fügt sich gut in das tektonische Gesamtbild am Periadriatischen Lineament im Bereich südlich des Tauernfensters ein (HEINISCH & SCHMIDT, 1984). Die zu beobachtenden Kleinfalten und Harnischstriemungen im Störungsbereich lassen keine eindeutigen Schlüsse auf den Bewegungssinn zu. Aus dem Zusammenhang ergibt sich jedoch klar eine Mehrphasigkeit der Bewegungen, wobei großräumige Lateralverschiebungen durch die Ergebnisse der Neuaufnahme sehr wahrscheinlich geworden sind. In diesem Zusammenhang kommen steilachsigen Schleppungen im Südalpin von km-Di-

mensionen besondere Bedeutung zu (SCHÖNLAUB, 1979). Weitere Daten zum Periadriatischen Lineament finden sich in BÖGEL (1975) und OBERHAUSER (1980).

Literatur

- ALKER, A.: Malchite aus dem Gailtal (4. Teil). – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **161**, 723–741, Wien 1952.
- BECHSTÄDT, Th.: Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente des Drauzuges als Hinweis auf eine großräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins. – Jb. Geol. B.-A., **121**, 1–121, Wien 1978.
- BEMMELEN, R. W. VAN: Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich) (Erster Teil). – Jb. Geol. B.-A., **100**, 179–212, Wien 1957.
- BEMMELEN, R. W. VAN: Beitrag zur Geologie der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich) (Zweiter Teil). Die zentralen Gailtaler Alpen. – Jb. Geol. B.-A., **104**, 213–237, Wien 1961.
- BEMMELEN, R. W. VAN & MEULENKAMP, J. E.: Beiträge zur Geologie des Drauzuges (Kärnten, Österreich) (Dritter und letzter Teil). Die Lienzer Dolomiten und ihre geodynamische Bedeutung für die Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., **108**, 213–268, Wien 1965.
- BÖGEL, H.: Zur Literatur über die „Periadriatische Naht“. – Verh. Geol. B.-A., **1975**, 163–199, Wien 1975.
- BREUNINGER, A.: Das Kristallin des Lesachtals zwischen Podlanigbach und Strajach (Kärnten, Österreich). – Unveröff. Diplomarbeit Univ. München, 31 S., München 1985.
- BUCH, L. v.: Über die Karnischen Alpen. – Leonhards miner. Taschenb., **18/2**, 396–437, Frankfurt 1824.
- CORNELIUS-FURLANI, M.: Beiträge zur Kenntnis der Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten II. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **164/3**, 131–144, Wien 1955.
- EXNER, Ch.: Die geologische Position der Magmatite des periadriatischen Lineaments. – Verh. Geol. B.-A., **1976**, 3–64, Wien 1976.
- FURLANI, M.: Der Drauzug im Hochpustertal. – Mitt. geol. Ges. Wien, **5**, 252–271, Wien 1912.
- GEYER, G.: Zur Stratigraphie der Gailtaler Alpen in Kärnten. – Verh. Geol. B.-A., **1897**, 114–127, Wien 1897.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K.: Zur Genese der Augengneise im Altkristallin der Ostalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1982**, 211–239, Stuttgart 1982.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K.: Zur Geologie des Thurntaler Quarzphyllits und des Altkristallins südlich des Tauernfensters (Ostalpen, Südtirol). – Geol. Rdsch., **73**, 113–129, Stuttgart 1984.
- HEINISCH, H., SCHMIDT, K. & SCHUH, H.: Zur geologischen Geschichte des Gailtalkristallins im unteren Lesachtal westlich von Kötschach-Mauthen (Kärnten, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **126**, 477–486, Wien 1984.
- HERITSCH, F.: Die Karnischen Alpen. Monographie einer Gebirgsgruppe der Ostalpen mit variszischem und alpidischem Bau. – 205 S., 4 Taf., Graz (Geol. Inst. Univ. Graz) 1936.
- HERITSCH, H.: Malchite aus dem Gailtal. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **89/1952**, 184–185, Wien 1952.
- HERITSCH, H. & PAULITSCH, P.: Erläuterungen zur Karte des Kristallins zwischen Birnbaum und Pressegger See, Gailtal. – Jb. Geol. B.-A., **101**, 191–200, Wien 1958.
- KLEBELSBERG, R. v.: Geologie von Tirol. – 872 S., Berlin (Borntraeger) 1935.
- NEUWIRTH, E.: Aufnahmebericht über das Gailtal-Kristallin im Raume Gärberbach – Kärntner Grenze. – Verh. Geol. B.-A., **1954**, 51–52, Wien 1954.
- OBERHAUSER, R. (wiss. Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs. – 699 S., 164 Abb., 2 Karten, Wien (Springer) 1980.
- PAULITSCH, P.: Das Kristallin zwischen Tassenbach und Obertilliach, Osttirol, und seine Metamorphose. – Verh. Geol. B.-A., **1980**, 103–119, Wien 1980.
- SANDER, B.: Zur Geologie der Zentralalpen. I. Alpinodinarische Grenze in Tirol. – Verh. Geol. R.-A., **1916**, 206–215, Wien 1916.
- SASSI, F. P., ZANFERRARI, A., ZIRPOLI, G., BORSI, S. & DEL MORO, A.: The Austrides to the south of the Tauern Window and the Periadriatic Lineament between Mules and Mauthen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1974**, 421–434, Stuttgart 1974.
- SASSI, F. P. & ZANFERRARI, A.: Sulla presenza di una massa tonalitica lunga la linea della Gail fra Obertilliach e Liesing (Austria). – Boll. Soc. geol. Ital., **92**, 605–620, Roma 1973.
- SCHLAGER, W.: Zur Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten. – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Wien, **13**, 41–120, Wien 1963.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Das Paläozoikum in Österreich. – Abh. Geol. B.-A., **33**, 3–124, 79 Abb., 4 Tab., 7 Taf., Wien 1979.
- SCHUH, H.: Petrographie und Genese des Gailtal-Kristallins im unteren Lesachtal (Kärnten, Austria). – Unveröff. Diplomarbeit Univ. München, 120 S., München 1982.
- SCHWINNER, R.: Zur Gliederung der phyllitischen Serien der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., **1936**, 117–124, Wien 1936.
- STUR, D.: Die geologischen Verhältnisse der Täler Drau, Isel, Möll und Gail und der Umgebung von Lienz, ferner der Carnia im venetianischen Gebiete. – Jb. Geol. R.-A., **7**, 405–459, Wien 1856.
- SUESS, E.: Über Äquivalente des Rotliegenden in den Alpen. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **57**, 230–277, Wien 1968.
- TEICH, Th.: Die Genese des Augengneiszuges in der Gleinalpe – Stubalpe, Steiermark. – Mitt. naturw. Ver. Stmk., **108**, 55–69, Graz 1978.
- TEICH, Th.: Zur Genese der Augengneise im Kristallin des Gailtales von Kärnten. – Carinthia II, **170/90**, 103–122, Klagenfurt 1980.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. – 256 S., 22 Abb., 11 Taf., Wien (Deuticke) 1963.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Bd. I. – 766 S., 200 Abb., 25 Tab., Wien (Deuticke) 1977.
- VISONA, D.: Il significato barometrico delle muscovit nelle filladi dello Gailtal (Alpi Orientali). – Stud. Trent. Sci. nat. **51**, 94–104, Trento 1974.
- WINKLER, H. G. F.: Die Genese der metamorphen Gesteine. – 273 S., Berlin (Springer) 1967.
- WINKLER, H. G. F.: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. – 348 S., New York (Springer) 1979.
- ZANFERRARI, A.: On the occurrence of a Permo-Scythian syncline outcropping in the middle Lesachtal along the Gailtal Line (Carinthia, Austria). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1976**, 109–117, Stuttgart 1976.

Das Paläozoikum der Karnischen Alpen

(Abb. 10–15)

Von HANS P. SCHÖNLAUB

Einleitung

Im Gebiet des Kartenblattes Kötschach liegen die klassischen Vorkommen des Altpaläozoikums der Karnischen Alpen. Jungpaläozoikum (im Sinne von Postvariszikum) ist hingegen nur in kleinen Resten vorhanden, seine Hauptverbreitung findet sich im östlich anschließenden Gebiet.

Der auf dem Kartenblatt dargestellte Streifen paläozoischer Gesteine ist ein 19 km langer und bis 7,5 km breiter Ausschnitt aus den insgesamt über eine Strecke von 140 km bei einer maximalen Breite von 13–15 km von Sillian bis nahe Arnoldstein reichenden Karnischen Alpen. Sie bauen den Grenzkamm zwischen Österreich und Italien auf. Der auf italienischem Gebiet liegende Anteil von Paläozoikum ist schmaler als in Österreich. Abgesehen von Devon- bis Unterkarbonkalken im unmittelbaren Grenzgebiet besteht er hauptsächlich aus Karbon und Perm. Im Verband folgt darüber die Entwicklung der südalpinen Trias und jüngerer Gesteine. Die Karte endet allerdings an oder knapp jenseits der Staatsgrenze.

Im Norden trennt die Gailtallinie als Teilstörung des Periadriatischen Lineaments das südalpine Paläozoikum der Karnischen Alpen vom Gailtalkristallin. In den Seitengraben des Lesachtals ist diese Grenze, die zugleich die Südalpen von den Zentralalpen trennt, mehrfach gut aufgeschlossen.

Die reich gegliederten, örtlich fossilreichen und häufig vom Oberordoviz bis in das Unterkarbon \pm ungestört durchlaufenden Schichtfolgen sowie die auf engstem Raum zutage tretenden lateralen Faziesübergänge zwischen Flachwasserkarbonaten, pelagischen Kalken und kalkfreien Tiefwasserablagerungen haben die Karnischen Alpen weltweit berühmt gemacht. Dazu kam der Einsatz von mikropaläontologischen Untersuchungsmethoden mit Hilfe von Conodonten, Acritarchen, Foraminiferen und Ostracoden in den vergangenen 25 Jahren, die die Grundlagen der modernen, vielfach abgesicherten Stratigraphie schufen, die früher undenkbar schien. Dies wurde begünstigt durch das Fehlen von sekundärer Dolomitisierung, die nur geringe metamorphe Überprägung in den höheren tektonischen Einheiten und die auffallende Armut an vulkanischen Einschaltungen. Diesen Pluspunkten stehen freilich auch eine Reihe negativer Merkmale gegenüber. Dazu gehören vor allem die intensive alpidische Schuppentektonik im Altpaläozoikum, die eine großmaßstäbige Kartierung erfordert, die metamorphe Überprägung am Nordrand des Gebirges, das unbefriedigend geklärte Alter einzelner Schieferfolgen, die Beschränkung von Makrofossilien auf nicht mehr als etwa 50 Fundpunkte und die nur schleppend erfolgende Revision alter Aufsammlungen bzw. Bearbeitung neu aufgefundenen Fossilien. Erschwerend für geologische Arbeiten ist schließlich auch die Steilheit und letztendlich Unbegehrbarkeit einzelner Abschnitte, wodurch Kenntnislücken wie z. B. in Teilen des Cellon-Kellerwand-Zuges oder des westlich anschließenden Blegengebirges entstehen können.

Erforschungsgeschichte

Die ersten geologischen Beobachtungen in den Karnischen Alpen machte L. v. BUCH (1824), der, von Tirol kommend, durch das Lesachtal reiste und bei Kötschach-Mauthen den Plöckenpaß querte. Im Tal erkannte er Glimmerschiefer, ihm folgten in der Karnischen Kette Tonschiefer und auf den Gipfeln schwarze Kalke. Am Beginn der Straße auf den Plöckenpaß sah er die Moränen, im Valentintal Tonschiefer und darüber dunkle, feinkörnige Kalke im Wechsel mit Tonschiefern und schwarzen Dachschiefern. Er beschreibt die Kellerwand als „ungeheure Wand, viele tausend Fuß hoch, von sonderbaren Anblicken, durch unzählige, wenige Zoll hohe Schichten, von unten bis oben. Der Kalkstein ist dicht, rauchgrau, feinsplittrig, nicht Dolomit und ihm auch nicht ähnlich.“

Beim Überschreiten des Plöckenpasses fand er splittigen Kalk, dann wieder Tonschiefer zusammen mit Grauwacke und Einschaltungen von Kieselschiefer-Brekzien – die heutige Hochwipfel-Formation.

Mit der Gründung der Geologischen Reichsanstalt begann die systematische Erforschung der Karnischen Alpen und Karawanken durch MORLOT, FOETTERLE, PETERS und STUR. Die ersten Begehungen in den zentralen und westlichen Karnischen Alpen unternahm D. STUR (1856), der anfangs sämtliche Gesteine dem Karbon zurechnete.

Die ersten Hinweise auf Altpaläozoikum fanden sich bemerkenswerterweise in den Ostkarawanken und nicht in den fossilreichen Karnischen Alpen (E. SUESS, 1868; E. TIETZE, 1870). F. v. HAUER (1868), aber auch der Italiener T. TARAMELLI (1869) hielten immerhin ein höheres Alter für den von F. v. FOETTERLE zu seinen „Gailtaler Schichten“ gestellten „Unteren Gailtaler Kalk“ (= Bänderkalk am Nordrand der Karnischen Alpen) und für weitere fossilführende Kalke für möglich.

In der Zwischenzeit machte die Aufnahme des Jungpaläozoikums im Naßfeldgebiet größere Fortschritte. Von hier wurden Fusulinen und Pflanzen des Oberkarbons und Perms beschrieben (D. STUR, 1868; F. UNGER, 1869; E. TIETZE, 1870; E. SUESS, 1870; G. STACHE, 1872, 1873).

Durch die Entdeckung von Graptolithen durch G. STACHE (1872, 1873) im Uggwagraben (östliche Karnischen Alpen, Italien) wurde erstmals Altpaläozoikum – Silur – in diesem Gebiet nachgewiesen und eine Parallele zu dem schon 25 Jahre früher erkannten Altpaläozoikum der Salzburger Grauwackenzone hergestellt. Im folgenden Jahr 1874 vermutete er in seiner zur „Unteren Grauwackengruppe“ gestellten Gesteinsgesellschaft eine Vertretung von Ordoviz. Nach der Entdeckung der reichen Fauna am Kokberg (1878) kam er zur Erkenntnis, daß in den Karnischen Alpen Gesteine silurischen Alters weit verbreitet sind und vor allem im Plöcken- und Wolayersee-Gebiet vorkommen (G. STACHE, 1879; 1883; 1884). Im Uggwagraben gelang ihm zu dieser Zeit erstmals mit Fossilien der Nachweis von Ordoviz (Caradoc).

F. FRECH (1887, 1894) gliederte erstmals das Devon um den Wolayersee, wies Mitteldevon nach und beschrieb das Profil des Valentintörls. Er führte den Begriff „Mauthener Schichten“ für die nördlichsten Kalke, Schiefer und Kalktonschiefer ein, die er für Silur oder Kambrium hielt. Nach ihm bildet der Quarzphyllit des Gailtales die Unterlage des Paläozoikums im Liegenden der Mauthener Schichten. Auf der Südseite erwähnt er Kulm, das von den älteren Gesteinen durch gewaltige Brüche getrennt sei. Die Hauptfaltung fand zwischen Unter- und Oberkarbon statt, da aufgrund der Verhältnisse am Naßfeld das Oberkarbon diskordant über der älteren Unterlage liegt.

Die zweite Aufnahmeperiode der Geologischen Reichsanstalt wurde ab dem Jahre 1893 von G. GEYER geprägt. Sie gipfelte in zwei geologischen Karten mit Erläuterungen und zahlreichen neuen Ergebnissen, die für viele Jahre die Grundlage der Geologie der Karnischen Alpen bilden sollten. Im Jahre 1894 beschrieb er erstmals das wichtige Cellonetta-Profil und das Valentintörl-Profil; im darauffolgenden Jahr verglich er die Kalke der Kellerwand mit den nördlich davon gelegenen Bänderkalken am Mooskofel und der Plenge, die er für gleich alt hielt, nämlich Devon. Er stellte vielfache Wiederholungen bestimmter Abfolgen fest, die er aufgrund seiner genauen Geländeaufnahme tektonisch erklärte und nicht für stratigraphische Abfolgen hielt, er erkannte die Aufspaltung und das Auskeilen einzelner Kalkzüge durch Schuppung und sprach von einer überaus komplizierten Geologie in diesem Gebiet. Über diesem Falten- und Schuppengebilde liegen transgressiv Tonschiefer, Sandsteine, Quarzkonglomerate und Fusulinenkalke des Oberkarbons. Diese Beobachtung stammte aus dem westlichen Verbreitungsgebiet des Jungpaläozoikums, also jenem Raum, den auch die Exkursion berühren wird.

G. GEYER unterschied in seinen Karten Schiefer unbestimmten Alters; untersilurische (= Ordoviz) Schiefer, Grauwacken, Sandsteine, Konglomerate und Quarzite, die von F. FRECH für Kulm gehalten worden waren und heute als Hochwipfel-Formation bezeichnet werden; die normalen und die Bänderkalke des Obersilurs (= Silur), devonische Riff-, Clymenien- und Plattenkalke und schließlich die Folge des Jungpaläozoikums.

Auf der Südseite der Kellerwandgruppe fand M. GORTANI (1906) Pflanzen innerhalb von Schieferen, die von G. GEYER in das Silur gestellt wurden. Da in der Nähe aber silurische Graptolithen gefunden worden waren, ergaben sich große tektonische Probleme in ihrer Stellung zu den liegenden Devonkalken der Hohen Warte. Dieser Gegensatz verschärfte sich durch weitere Pflanzenfunde von G. P. KRAUSE (1906), der die umgebenden Gesteine wieder ins Kulm stellte und nicht in das Oberkarbon wie die italienischen Forscher.

Auf italienischer Seite wurden anfangs nicht zwei altersverschiedene Karbonentwicklungen unterschieden. M. GORTANI (1905) nahm beispielsweise Übergänge zwischen dem fossiläreren und dem fossilreichen Karbon an. In dieses Karbon seien nach Auffassung der italienischen Geologen die altpaläozoischen Antiklinalstrukturen gleichsam eingehüllt. Sie prägten dafür den Begriff der „ellipsoidi“.

Den Bau des Gebirges zwischen dem Plöckenpaß und dem Wolayersee erklärte A. SPITZ (1909) durch die Annahme von Faziesverschiedenheiten. Er ging dabei allerdings von falschen stratigraphischen Vorstellungen aus.

Im Jahre 1927 wurde von H. KÜPPER der völlig überflüssige Sammelbegriff der „Mauthener Schiefer“ aufgestellt; er faßte damit verschiedene Schiefer, Graptolithenschiefer, Trilobitenschiefer und sogar Auernigschichten zusammen, die andere Forscher mühsam trennten. Andererseits erkannte KÜPPER richtig den intensiven Schuppenbau im Kronhof- und Nöblinggraben.

Auf ebenfalls falscher stratigraphischer Grundlage beschrieb F. SCHWINNER (1925) die Profile am Seekopfsockel und am Valentintörl. Daneben wurden Spekulationen über die Dynamik des orogenen Geschehens in diesem Gebiet aufgestellt, die bei Unkenntnis der Geologie des betrachteten Raumes gewagt erschienen.

Bis zum Jahr 1928 glaubte auch F. HERITSCH an zwei gleich alte Fazies im Karbon. In der Hochwipfel-Formation hielt er eine Vertretung von Namur für möglich. Erst 1929 stellte er das Westende des Karbons am Colendiaul östlich der Oberen Bischofalm fest und unterschied zwei Diskordanzen: Eine ältere zwischen Devon und der Hochwipfel-Formation sowie eine jüngere zwischen der Hochwipfel-Formation und den Naßfeldschichten. Die letztere sei als Ausdruck der Hauptfaltung in den Karnischen Alpen zu werten und demnach der Asturischen Phase gleichzusetzen. Im Naßfeldgebiet weiter im Osten erkannte er aber auch eine intensive alpidische Tektonik, die sich u. a. in einem Deckenbau geäußert habe.

Große Fortschritte in der Kenntnis der Stratigraphie des Altpaläozoikums brachten in der Folge die Arbeiten von H. R. v. GAERTNER (1927, 1931 a,b), der die zentralen Karnischen Alpen erstmals großmaßstäbig kartierte, reiche Faunen aufsammlte und daraus einen großräumigen Decken- und Schuppenbau ableitete. F. HERITSCH folgte diesen Vorstellungen weitgehend und übertrug sie nach umfangreichen Vergleichsstudien 1936 auf die gesamten Karnischen Alpen. Mit dem Altpaläozoikum auf österreichischem Gebiet beschäftigten sich weiters E. HABERFELNER, H. SEELMEIER, K. METZ, I. PELTZMANN, A. v. SCHOUPPE und M. GORTANI, während das Oberkarbon und Perm von F. KAHLER, K. METZ und F. HERITSCH bearbeitet und gegliedert wurden. Ein umfangreiches Schrifttum gibt darüber Auskunft. Das Hauptarbeitsgebiet dieser „Ersten Grazer Arbeitsgruppe“ lag allerdings östlich des hier behandelten Blattes.

In der Nachkriegszeit setzte verstärkte Forschungstätigkeit von Paläontologen und Geologen in den Karnischen Alpen ein. Die Periode der „Zweiten Grazer Arbeitsgruppe“ wurde von H. FLÜGEL 1953 eingeleitet und dauert bis in die Gegenwart fort. Ebenfalls in den 50er-Jahren wurde auch die Kartierung der Karnischen Alpen durch die Geologische Bundesanstalt wiederaufgenommen, anfangs im Naßfeldgebiet durch S. PREY und ab 1958 durch E. FLÜGEL und W. GRAF auf dem Kartenblatt Kötschach. Die systematische Kartierung durch die Geologische Bundesanstalt begann hier aber erst ab dem Jahre 1970.

In diese Zeit fallen wichtige Neuauftreibungen von Faunen und Floren, Revisionen älterer Bestimmungen, Erstbeschreibungen, der Beginn conodontenstratigraphischer Arbeiten, Detailkartierungen sowie sedimentologische, mikrofaziale, palökologische und geochemische Untersuchungen, die im folgenden, die Karte Kötschach betreffend, zitiert werden. Laufende Arbeiten sind in dieser Zusammenstellung nicht berücksichtigt.

Flora

E. FLÜGEL & W. GRAF, 1959; H. W. J. v. AMEROM et al., 1984.

Makrofauna

Stromatopora: E. FLÜGEL, 1956, 1958.

Anthozoa: A. v. SCHOUPE, 1954; H. FLÜGEL, 1956; E. FLÜGEL, 1958; H. K. ERBEN et al., 1962; M. G. KODSI, 1971.

Gastropoda: R. B. JHAVERI, 1965.

Bivalvia: J. KRIZ, 1974, 1979.

Cephalopoda: H. FLÜGEL & M. KROPFITSCH-FLÜGEL, 1965; H. RISTEDT, 1968; M. R. HOUSE & J. D. PRICE, 1980; J. D. PRICE (in Druck).

Trilobita: H. K. ERBEN et al., 1962; H. K. ERBEN, 1966, 1969; G. K. B. ALBERTI, 1967; W. HAAS, 1969.

Brachiopoda: A. BOUCOT, 1963; G. PLODOWSKI, 1971, 1973; A. FERRARI & G. B. VAI, 1973.

Graptolithina: H. FLÜGEL, 1953; H. JAEGER, 1968, 1969, 1975; H. JAEGER & H. P. SCHÖNLAUB, 1970, 1977; H. W. FLÜGEL et al., 1977.

Mikrofauna

Conodonts: O. H. WALLISER, 1957, 1964; K. J. MÖLLER, 1956, 1959, 1969; H. FLÜGEL et al. 1959; H. P. SCHÖNLAUB, 1969a,b, 1971, 1974, 1980; C. MANARA & G. B. VAI, 1970; I. GEDIK, 1974; F. EBNER, 1970, 1973a,b; P. LEDITZKY, 1973; M. C. PERRI & C. SPALLETTA, 1981a,b; B. GÖDDERTZ, 1982.

Foraminifera: W. LANGER, 1969; E. KRISTAN-TOLLMANN, 1971; F. EBNER 1973c.

Ostracoda: K. BANDEL & G. BECKER, 1975.

Dacryoconarida: G. K. B. ALBERTI, 1985 (in Druck).

Acritarcha: F. MARTIN, 1978.

Sedimentologie, Mikrofazies, Proflabfolge, Palökologie, Paläogeographie, Geochemie

A. PAPP, 1962; G. B. VAI, 1965, 1967, 1973; H. FLÜGEL, 1965; G. DEROO et al., 1967; K. BANDEL, 1969, 1972, 1974; F. TIETZ, 1976; G. B. VAI, 1980; S. POHLER, 1982; C. SPALLETTA & G. B. VAI, 1984.

Angewandte Conodontenstratigraphie

C. CANTELLI et al., 1965, 1968; G. FLAJS & P. PÖLSLER, 1965; P. PÖLSLER, 1967; H. P. SCHÖNLAUB, 1969a, 1970, 1980; C. SPALLETTA et al., 1983.

Geologische Karten

G. B. VAI, 1963; H. P. SCHÖNLAUB, 1969a; F. EBNER, 1973; P. LEDITZKY, 1973; B. GÖDDERTZ, 1982; S. POHLER, 1982.

Stratigraphischer Überblick

Die ältesten fossilführenden Schichten der Karnischen Alpen haben ein oberordovisches Alter. Über die Unterlage dieser Gesteine ist nichts gesichertes bekannt. Vermutlich älter als Oberordoviz sind verschiedene klastische Folgen in den westlichen Karnischen Alpen (ÖK 196, 195), über deren stratigraphischen Umfang mangels Fossildaten aber keine Angaben gemacht werden können. Im Gegensatz zu den reichen Fossilvorkommen auf dem Gebiet des Kartenblattes 197 Kötschach kennen wir aus dem schwach metamorphen Altpaläozoikum nur etwa 10 Vorkommen von Fossilien. Sie gehören dem Oberordoviz, Silur und Devon an.

Im Untersuchungsgebiet lieferten die ältesten biostratigraphisch erfaßten Gesteine den Nachweis der Caradoc-Stufe des Ordoviz. Sie sind von ihrer ursprünglichen Auflage abgesichert und liegen häufig mit tektonischem Kontakt auf jüngeren Gesteinen, in der Regel auf der Hochwipfel-Formation.

ORDOVIZ

a) Uggwa-Fazies

Diese Fazies, deren typische Ausbildung im Uggwa-graben im italienischen Teil der östlichen Karnischen Alpen liegt, besteht aus fossilreichen sandigen Schiefern, die bis 100 m mächtig werden und als Uggwa-Schiefer bezeichnet werden. Darüber folgt der stets 5–6 m mächtige Uggwa-Kalk in Form eines biomikritischen Tonflaserkalks. Zwischen beiden schalten sich gelegentlich, so etwa am Hohen Trieb, bis 40 m mächtige Quarzite ein. Den Hauptanteil der ordovizischen Fauna stellen Bryozoen und Brachiopoden, seltener sind Trilobiten, Cystoideen, Gastropoden und Hyolithen. Der Uggwa-Kalk führt reichlich Conodonten.

Die Hauptvorkommen der Gesteine der Uggwa-Fazies liegen im Plöckengebiet, am Rauchkofel, auf der Mauthener Alm, bei der Bischofalm und örtlich im Kronhof- und Nöblinggraben.

b) Himmelberg-Fazies

Diese zweite Hauptfazies des Ordoviz besteht aus gröberklastischen Gesteinen wie Grauwacken, Quarziten und sandigen Schiefern, die vom 15–20 m mächtigen Cystoideen-führenden Wolayer Kalk überlagert werden. In beiden Gesteinen sind Makrofossilien relativ selten.

Der Wolayer Kalk führt hingegen reichlich Conodonten, die die Altersgleichheit mit dem Uggwa-Kalk bezeugen. Außerdem sind beide Fazies durch Übergänge verbunden.

Die Hauptverbreitung der Gesteine der Himmelberg-Fazies liegt in der Umgebung des Wolayer Sees, weiters nördlich der Unteren Valentinalm, bei der verfallenen Oberen Himmelberger Alm sowie zwischen Fronsell- und Unterer Bischofalm im Kronhofgraben.

c) Bischofalm-Fazies

Die dritte Fazies des Ordoviz ist gleichfalls klastisch ausgebildet. Ihre im Talschluß des Nöblinggrabens ausgebildeten, dunkelgrauen Quarzite bilden die Basis der im Silur folgenden Graptolithenschieferentwicklung. Sie werden zur Bezeichnung der Bischofalm-Quarzite zusammengefaßt. Ihr Altersumfang ließ sich bisher nur nach oben durch die auflagernden basalen silurischen Graptolithenschiefer der Zone 16 mit *Akidograptus acuminatus* (NICHOLSON), gefunden und bestimmt von H. JAEGER (Berlin), festlegen. Die Untergrenze der Quarzite dürfte entweder ein Ashgill- oder ein Caradoc-Alter haben.

d) Fleons-Fazies

Die in den westlichen Karnischen Alpen weit verbreitete Fleons-Fazies reicht auf dem Kartenblatt Kötschach in westöstlicher Richtung von der Kreuzleitenhöhe und dem Kreuzleitenjoch über die Nordseite des Mooskofels bis an die Nordostseite der Mauthener Alm. Sie gleicht der Uggwa-Fazies mit der Ergänzung, daß die Bryozoen-führenden Schiefer unter dem Uggwa-Kalk mit Grauwacken wechsellagern, die meistens stark vulkanogen beeinflusst sind. Von Osten nach Westen nimmt dabei der vulkanogene Anteil ständig zu; am westlichen Kartenrand sind in der Umgebung des Giramondopasses nur mehr Grauwacken ausgebildet.

Nach Dünnschliffuntersuchungen von Prof. Dr. J. LOESCHKE (Univ. Tübingen) besteht der Kamm zwischen Kreuzleitenjoch und Lahnerjoch (außerhalb der Karte)

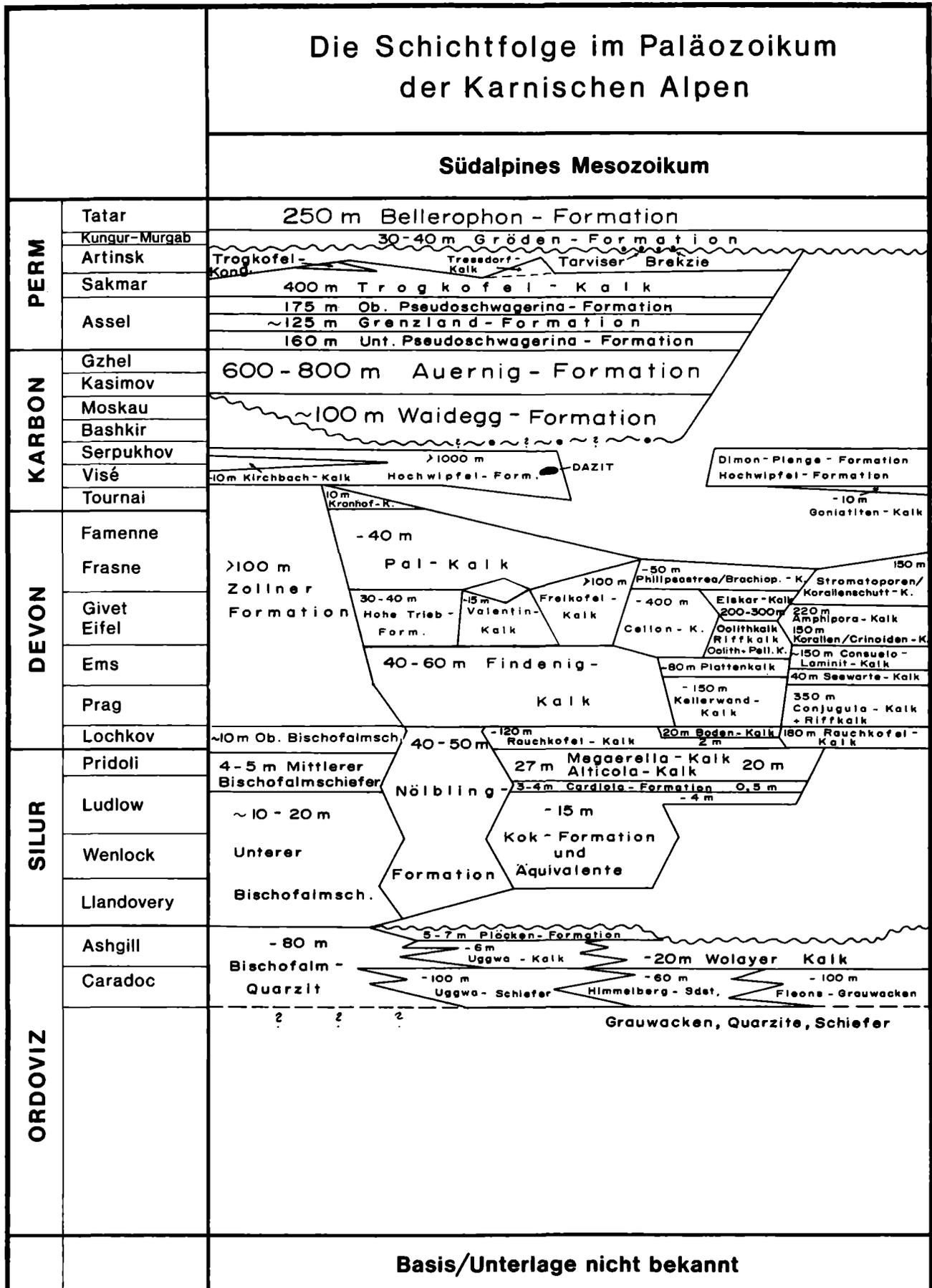


Abb. 10: Die Schichtfolge des Paläozoikums der Karnischen Alpen. Die jüngsten Gesteine in den Karnischen Alpen haben auf Blatt Kötschach ein Oberkarbon-Alter (Kasimov-Stufe nach der russischen Gliederung). Mit ihnen beginnt die Auernig-Formation (untere kalkarme Schichtgruppe).

aus grünlichen und grauen, groben Grauwacken, die stark pigmentiert und chloritisch sind, viel Quarz und viele Gesteinsreste führen (vor allem basische Vulkanite, Spillite, helle Vulkanitreste, Chlorit-Serizit-Quarzite, siltige Tonschiefer und Siltschiefer), aber auch Kristallgesteine mit Granat, Chlorit und Quarz aufgearbeitet haben, die in derselben Art auch in den Ebriacher Grauwacken bei Eisenkappel vorkommen.

Der Diabaslagergang (Spilit) am Giramondopaß mit Albit, Chlorit, Karbonat und chloritisiertem Biotit sowie leukoxenisiertem Ti-Magnetit gehört vermutlich zur Fleons-Fazies. Er steht in Verbindung mit Grauwacken vom Fleonstypus und stark deformiertem, tuffitischem, basaltischem Material.

Innerhalb der grünen Quarzite, die die Basis des Oberordoviz-Silur-Profiles an der Ost- und Westflanke des Runseck bilden, tritt eine Lage von Rhyolithen auf mit großen Quarz- und Albitphänokristallen, die gemeinsam mit aufgeblähten Biotit-Paketen in einer Grundmasse aus Quarz und Feldspat liegen. Da Lapilli fehlen, vermutet J. LOESCHKE Kristalltuffe oder Laven.

An der Nordostecke des Mooskofels liegt unter dem Uggwa-Kalk eine etwa 150 m mächtige Folge von Bryozoen-schiefern, Sandsteinen, Quarziten und Grauwacken. Nach J. LOESCHKE nimmt der Feldspatgehalt von unten nach oben ab und der Quarzgehalt zu. Unten sind demnach überwiegend Grauwacken, oben öfters Sandsteine und Quarzite. Besonders auffallend ist die Führung von Vulkanitresten in den untersten Rinnenaufschlüssen in einer Höhe von etwa 1260-1280 m. Diese Gesteine sind das Aufarbeitungsprodukt eines älteren vor-Ashgill/Caradoc-Vulkanismus, der wahrscheinlich in der tiefsten Probe (Dünnschliff Nr. 74/394) vertreten ist. Es ist ein Spilit mit zersetzten Feldspäten, Pyroxen, Chlorit, Leukoxen, Epidot und Karbonat in einem intersertalen Gefüge. Eine Entscheidung zwischen Lava und Lagergang ist nicht möglich.

Die gleichen Grauwacken finden sich in östlicher Fortsetzung auf der Mauthener Alm. Auch hier wechselagern sie mit Bryozoen-führenden Schiefern, die sowohl beim Mauthener Almhaus als auch im Bereich der Bergstation der Materialeiseilbahn relativ häufig sind. Westlich des Gipfels der Mauthener Alm treten in der Fleons-Fazies konglomeratische Lagen auf (vgl. Karte), die ebenfalls viele Vulkanitreste führen (J. LOESCHKE). Dort fand sich (Dünnschliff Nr. 74/398) als Gesteinsrest eines größeren Gerölls ein Quarz-Epidot-Gestein, wahrscheinlich eines Epidosits aus dem Spilitzug. Daneben treten auch helle Vulkanitreste auf. Nach J. LOESCHKE kommen solche Gesteine selten auch als metasomatische Produkte in den spilitischen Pillowlaven von Ebriach bei Eisenkappel vor.

Nach Vergleichen mit der Uggwa-Fazies wird für die Fleons-Fazies gleichfalls oberordovizisches Alter angenommen. Eine Hauptstütze findet diese Vermutung im zahlreichen Vorkommen von oberordovizischen Bryozoen im Liegenden der conodontenführenden Uggwa-Kalk des jüngeren Ordoviz.

* * * * *

Die oberordovizische Makro- und Mikrofauna zeigt deutliche Beziehungen zu Böhmen, aber auch nach Sardinien, der Montagne Noire und Nordafrika. Zahlreiche Taxa treten in diesen Räumen gemeinsam auf.

Biostratigraphisch wichtig sind vor allem die Brachiopoden vom Hohen Trieb und der Cellon-Alm, die auf

eine Vertretung von älterem Caradoc verweisen, die Conodonten in den Uggwa-Kalken mit einer zeitlichen Fixierung im Grenzbereich Caradoc/Ashgill (oder im älteren Ashgill) und schließlich das Vorkommen von Vertretern der Hirnantia-Faunengemeinschaft im Hangenden des Uggwa-Kalkes (Hoher Trieb, Cellon, Uggwa), die jüngstes Ordoviz, d. h. die Hirnantia-Stufe belegen. Ältere Berichte über ordovizische Graptolithen sind hingegen Fehlmeldungen.

Die Ordoviz/Silur-Grenze wird heute entgegen der Meinung von H. JAEGER et al. (1975) im Hangenden der Lage mit der Hirnantia-Fauna gezogen, d. h. an der Oberkante der früher als „Untere Schichten“ bezeichneten Regressionsfolge der Plöcken-Formation des Cellonetta-Profiles und äquivalenter Abfolgen. Maßgebend dafür waren die internationale Festlegung des Alters dieser Faunengemeinschaft sowie das Vorkommen von hochordovizischen Trilobiten und Ostracoden im Cellonprofil; Conodonten scheinen hierfür weniger geeignet. In jenen Profilen, die der Schalenfazies und nicht der Graptolithenfazies angehören, ist über diesem Horizont eine Sedimentationslücke unterschiedlicher Dauer anzunehmen. Lediglich in der Bischofalm-Fazies erfolgt kontinuierliche Sedimentation über die Ordoviz/Silur-Grenze hinweg.

Literatur: H. JAEGER, V. HAVLICEK & H. P. SCHÖNLAUB (1975); H. P. SCHÖNLAUB (1971 a,b,c); G. B. VAI (1971); O. H. WALLISER (1964).

SILUR

In der Entwicklung des Silurs der Karnischen Alpen werden vier Fazies unterschieden:

- Plöcken-Fazies
- Wolayer Fazies
- Bischofalm-Fazies
- Findenig-(Lodin-)Fazies

Während die Plöcken- und Findenig-Fazies aus der oberordovizischen Uggwa- und Fleons-Fazies hervorgehen, folgen die Wolayer und Bischofalm-Fazies auf die klastische Entwicklung der Himmelberg-Fazies bzw. des Bischofalm-Quarzits. Allen Entwicklungen gemeinsam ist ihre transgressive Tendenz zu Beginn des Silurs. Dieser Trend kehrt sich im Obersilur (Pridoli) zu regressiven Verhältnissen um.

Entsprechend der Topographie der oberordovizischen Ablagerungen und/oder unterschiedlicher Subsidenzverhältnisse am Beginn des Silurs treten in den zentralen Karnischen Alpen mit Ausnahme der Profile in der Bischofalm-Fazies Schichtlücken unterschiedlicher Dauer auf. So etwa folgt im Typusprofil der Plöcken-Fazies, dem Cellonprofil, Ober-Llandoverly über dem jüngsten Ordoviz, wogegen in der Wolayer Fazies erneute Sedimentbedeckung erst in der sagitta-Conodontenzone des Obersilurs (Ludlow) erfolgt; am Seekopfsockel fehlt über dem Ordoviz nahezu das gesamte Silur!

a) Plöcken-Fazies

Das typische Profil dieser Fazies ist die etwa 60 m mächtige Folge im unteren Abschnitt der Cellonetta-Lawinnenrinne auf der Ostseite des Cellon. Es gliedert sich in

- Oben
- Megaerella-Kalk
- Alticola-Kalk
- Cardiola-Formation
- Kok-Formation
- Unten

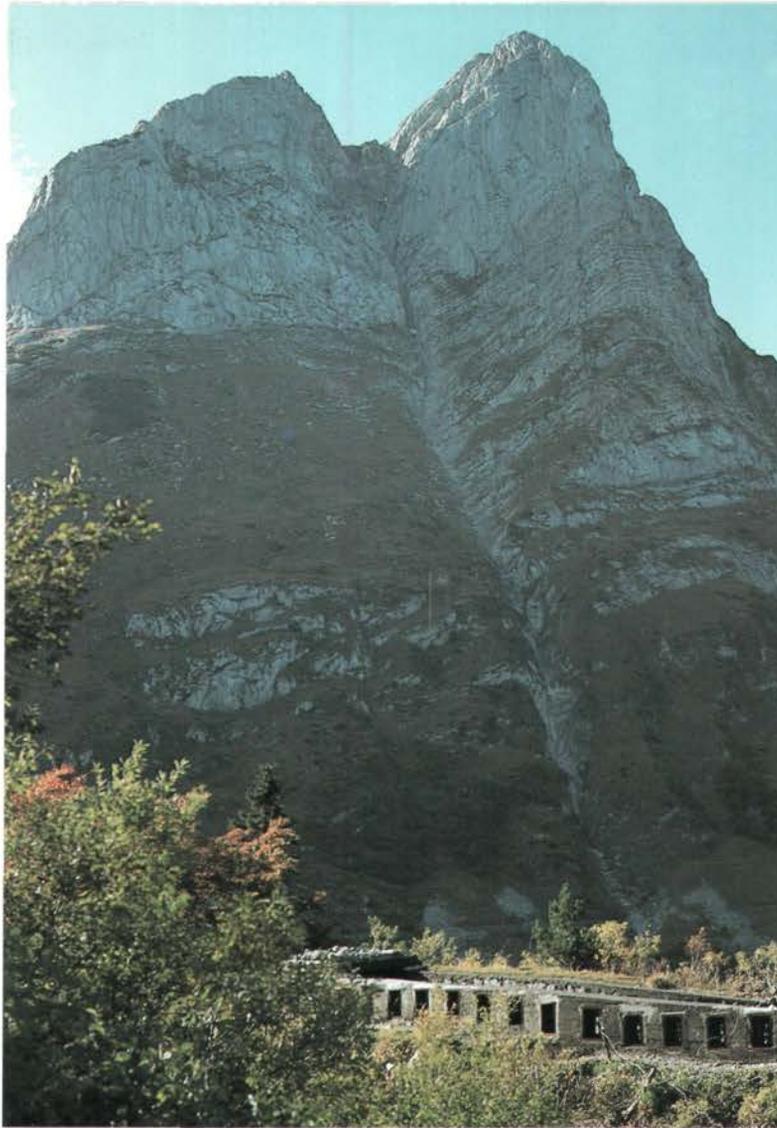


Abb. 11: Die Ostflanke des Cellon am Plöckenpaß vom Anstieg zum Kleinen Pal aus. Knapp über der Kriegsstellung (Maschinengewehr-Nase) führt der Weg vom Paß zum Cellonalm. Er quert die Lawinnenrinne, in der vom Weg bis 1 cm darüber (Fotomaßstab) die 60 m mächtige Silurfolge aufgeschlossen ist. Der restliche Teil des Profils bis zum Gipfel besteht aus verschiedenen Kalken des Devons in Vorriff-Fazies.

ludlows. Mehrere Niveaus mit Leitgraptolithen präzisieren das Alter einzelner Teilbereiche.

Die im Hangenden folgende, dunkelgraue bis schwarze, stets 3–4 m mächtige *Cardiola*-Formation besteht aus dunklen, \pm tonreichen Kalken und zwischen-geschalteten Mergel- und Schieferlagen. Letztere liefern zahlreiche Graptolithen. *Cardioloaceen*, aber auch Nautiloideen, Trilobiten und andere Bivalven sind auf die Kalke beschränkt. Sie führen außerdem reichlich Conodonten, die der *Polygnathoides siluricus*-Zone angehören. Die *Cardiola*-Formation hat ein Oberludlow-Alter.

Mit deutlichem Farbwechsel überlagern die etwa 27 m mächtigen *Alticola*- und *Megaerella*-Kalke die *Cardiola*-Formation. Beide lassen sich auf Grund ihrer lithologischen Ähnlichkeit kaum trennen. Es sind stets graue bis rötliche, geflammte, dichte Orthocerenkalke mit Lagen größerer Brachiopoden- und Crinoiden-führender Partien. Letztere kennzeichnen die *Megaerella*-Kalke. Conodonten sind im unteren Teil zwar vorhanden, aber nicht sehr häufig, Graptolithen treten in ein-

Die regelmäßig zwischen 13 und 15 m mächtige *Kok*-Formation ist mit Ausnahme des unteren Teils hauptsächlich kalkig entwickelt. Die Kalke fallen im Gelände durch ihre bräunliche Anwitterung auf, was ihnen die Bezeichnung „Eisenkalke“ gab. Der schiefrige Basisteil wurde von H. R. v. GAERTNER (1931) als „Trilobiten- und *Aulacopleurenschichten*“ bezeichnet, denen heute die Bedeutung im Sinne eines „members“ zukommt.

Die Kalke der *Kok*-Formation sind sehr fossilreich. Vor allem finden sich Nautiloideen, weiters Trilobiten, Bivalven, Brachiopoden, Graptolithen und eine reiche Mikrofauna (Conodonten, Foraminiferen, Acritarchen). In westlicher Richtung wird die *Kok*-Formation von grauen Crinoiden-Brachiopoden-Kalken vertreten. Sie finden sich, gut aufgeschlossen, an der Basis der Hohen Warte südwestlich des Valentintörls.

Chronostratigraphisch reicht die *Kok*-Formation von der *celloni*-Conodontenzone des Ober-Llandovery bis an die Basis der *siluricus*-Conodontenzone des Ober-

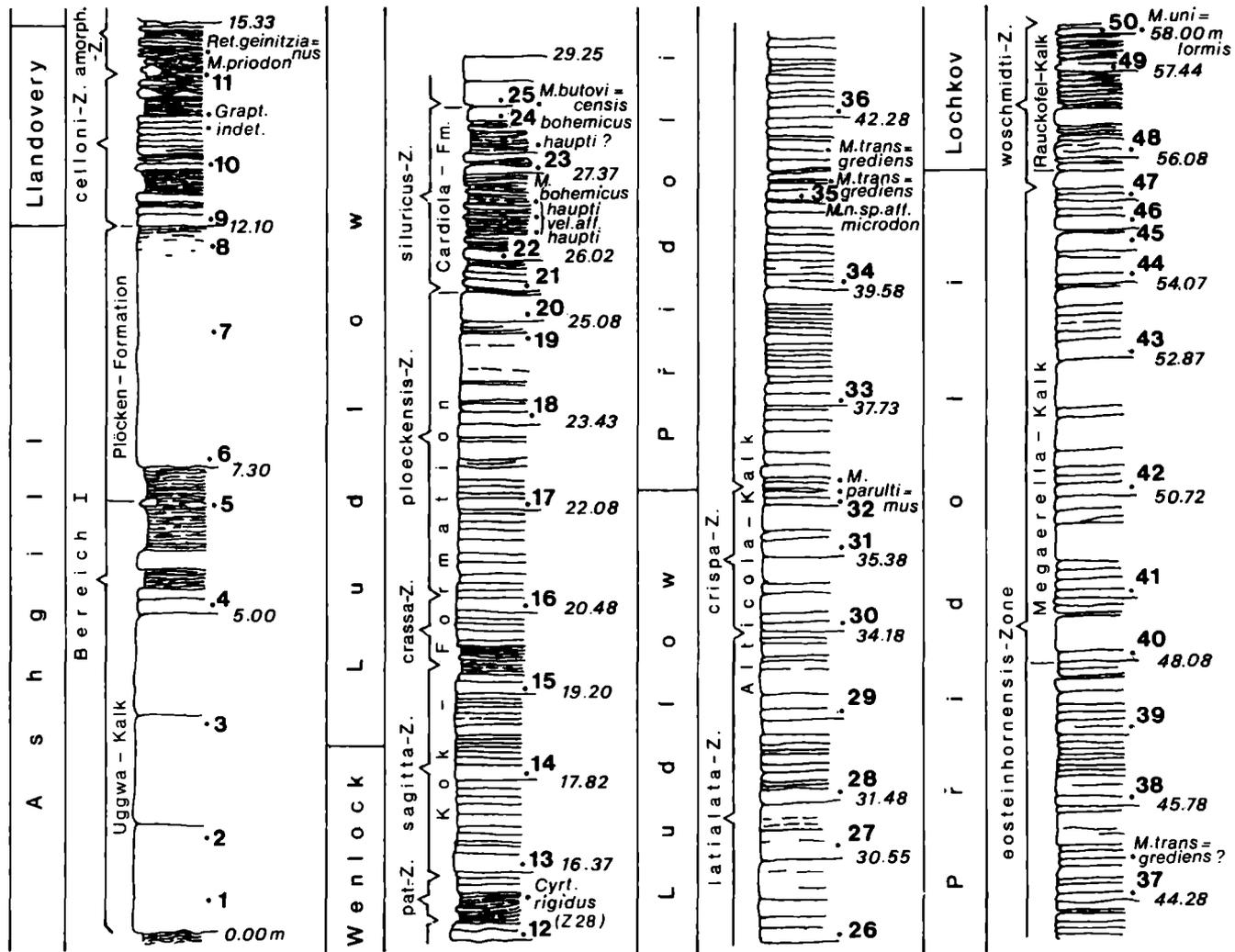


Abb. 12: Die Schichtfolge im Silur der Cellonetta-Lawenrinne.

zelenen Horizonten in zwischengeschalteten Schieferlagen auf. Etwa 8 m über der Basis der Alticola-Kalke liegt aufgrund von Graptolithen und Conodonten (*M. parultimus*, Letztaufreten von *O. crassa*) die Ludlow/Pridoli-Grenze.

b) Wolayer Fazies

In dieser Entwicklung fehlt Untersilur. Über dem oberordovizischen Wolayer Kalk folgen die höchsten Äquivalente der Kok-Formation in Form von grauen, spätigen Nautiloideen- und Trilobitenkalken, weiters die etwa 0,5 m dicke Vertretung der Cardiola-Formation und zuoberst dunkle, knollige Kalke, die den Alticola- und Megaerella-Kalken entsprechen. Das gesamte Silur ist im Extremfall auf wenige Meter reduziert. Typische Profile in dieser Entwicklung finden sich am Rauchkofelboden, am Valentintörl und am Seekopfsockel.

c) Bischofalm-Fazies

Die Bischofalm-Fazies ist die Graptolithenschieferentwicklung im Silur und älteren Unterdevon der Karnischen Alpen. In der extremen Ausbildung ist sie kalkfrei. Neben dünnblättrigen Kieselschiefern, dem Hauptgestein, sind in dieser Fazies bankige Lydite, schwarze Alaunschiefer und im oberen Teil grünlich-graue Tonschiefer verbreitet. Dazu kommen im älteren Llandovery dünne quarzitishe Lagen, die ein Andauern

der sandigen Sedimentation über die Ordoviz/Silur-Grenze anzeigen. Hauptverbreitungsgebiete dieser Fazies sind der Bischofalmgraben und seine südöstliche Fortsetzung am Collendiaul; einem nördlichen Zug gehören die Vorkommen bei der Dellacher Alm und im Nöblinggraben an. Daneben gibt es eine Reihe weiterer, kleinerer Vorkommen.

Nach den umfangreichen graptolithenstratigraphischen Untersuchungen von H. JAEGER (seit 1965) gelang der Nachweis nahezu aller Zonengraptolithen des Silurs (und der Lochkov-Stufe des Unterdevons). Von besonderem Interesse sind die Vorkommen in der Umgebung des Zollner Sees und beim Wasserfall nördlich der Dr. Steinwender-Hütte, da hier die ältesten Zonenfossilien des Silurs der Karnischen Alpen gefunden werden konnten.

In der Pridoli-Stufe des Obersilurs treten an Stelle der schwarzen Graptolithengesteine graugrüne Schiefer, die mitunter Konkretionen und unreine Kieselskalkknollen führen. Sie erreichen einige Meter Mächtigkeit, enthalten aber kaum Graptolithen. H. JAEGER sieht darin eine kurzfristige Auflockerung des euxinischen, sauerstoffarmen Schwarzschiefermilieus.

d) Findenlg-Fazies

Diese Entwicklung vermittelt zwischen der von Kalken dominierten Plöcken- bzw. Wolayer Fazies und der Bi-

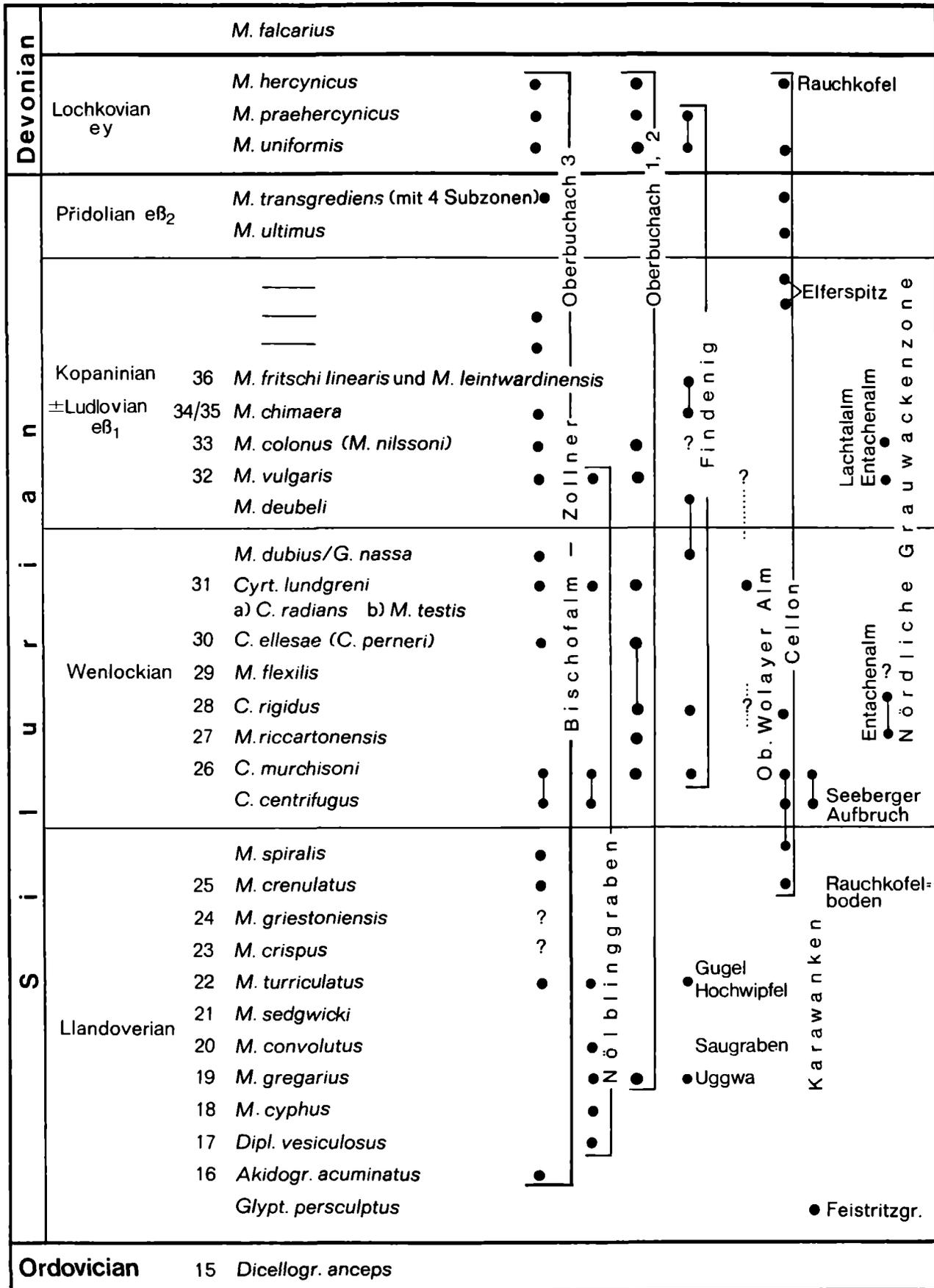


Abb. 13: Alter und Verbreitung von Graptolithen in Österreich, im besonderen in den Karnischen Alpen (H. JAEGER, ergänzt nach H. P. SCHÖNLAUB, 1979).

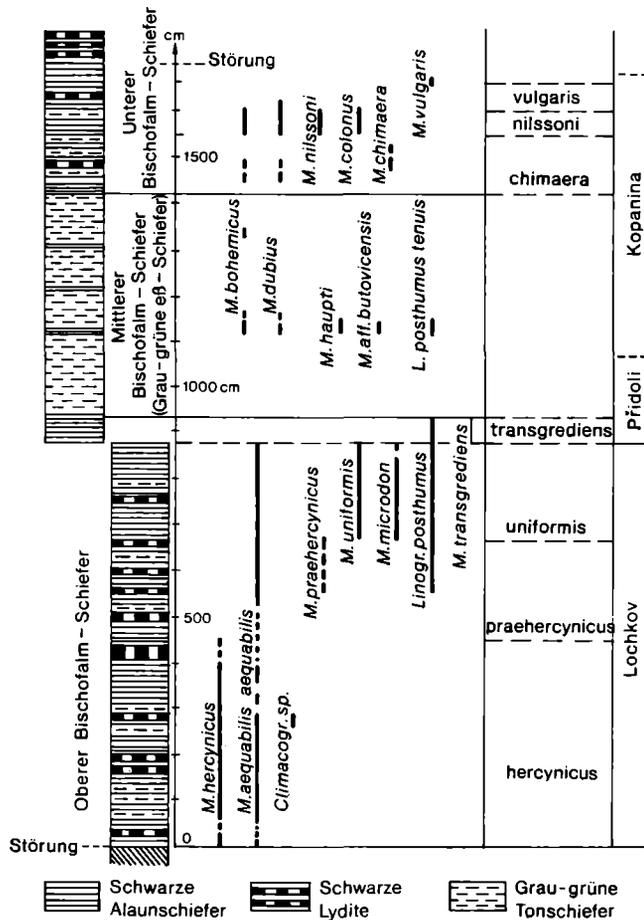


Abb. 14: Das Typusprofil für den silurisch- unterdevonischen Teil der Bischofalm-Fazies im Graben zwischen der Unteren und Oberen Bischofalm („Graptolithengraben“). Nach H. JAEGER in H. W. FLÜGEL et al. (1977), verändert.

schofalm-Fazies. Sie ist eine Mischfazies, deren Gesteinsfolge als Nöbling-Formation bezeichnet wird. Sie kommt vor allem im Wenlock und Obersilur zur Ausbildung und setzt in die Lochkov-Stufe des Unterdevons fort. Mehr oder weniger regelmäßig wechseln darin schwarze Mergelschiefer, Alaunschiefer und dunkle plattige Kalke ab; Kieselschiefer und Lydite treten dagegen bevorzugt im tieferen Teil auf.

Hauptgebiete dieser Fazies sind neben dem typischen Vorkommen auf der Nordseite des Findenig (ÖK 198) die Vorkommen im Nöblinggraben, die im Westen über die Dellacher Alm in den Kronhofgraben ziehen; ihre östliche Fortsetzung liegt außerhalb des Kartenblattes an der Gundersheimer Almstraße oberhalb von Oberbuchach. Ein weiteres größeres Vorkommen liegt auf der Nordseite des Rauchkofels.

Literatur: H. W. FLÜGEL (1965); H. R. v. GAERTNER (1931); H. JAEGER (1968, 1975); H. JAEGER & P. PÖLSLER (1968); H. JAEGER & H. P. SCHÖNLAUB (1970, 1977, 1980); H. W. FLÜGEL et al. (1977); J. KRIZ (1979); H. P. SCHÖNLAUB (1970); H. P. SCHÖNLAUB et al. (1980); O. H. WALLISER (1964).

DEVON

Die fazielle Entwicklung des Devons reicht von Flachwasserkarbonaten über pelagische Schwellenkalke zu hochpelagischen, karbonatfreien Tiefwasserablagerungen. Die unterschiedlichen Mächtigkeiten, der vertikal

wie lateral rasche Wechsel verschiedener Litho- und Biotope ist als Ausdruck eines sehr mobilen, sich im Ungleichgewicht befindlichen Meeresbodens im Prä-flyschstadium zu werten. Die rasch wechselnden Sedimentationsverhältnisse und die daraus resultierenden Gesteinstypen lassen sich naturgemäß nicht immer scharf abgrenzen. In der pelagischen Fazies gibt es daher häufig fließende Übergänge zwischen einzelnen Formationen, die auf der Karte durch Signaturen deutlich getrennt sind.

a) Riff- bzw. Flachwasserfazies

Flachwasserkarbonate mit lokalen Riffbildungen liegen in den Devonkalken der westlichen Kellerwand im Profil der Hohen Warte und Seewarte vor. Sie folgen auf die Bildungen der Wolayer Fazies des Silurs bzw. der klastischen Himmelberg-Fazies des Ordoviz, die hier allerdings starke Anklänge an die Uggwa-Fazies aufweist. Das insgesamt etwa 1100 m mächtige Profil gliedert sich vom Hangenden ins Liegende in folgende Abschnitte (K. BANDEL, 1969; S. POHLER, 1982):

Riffkalk mit Stromatoporen und Korallen am Gipfel der Hohen Warte (Mt. Coglians) und den Südabstürzen, mindestens 150 m mächtig; Givet-Frasne

Gebankter Birdseye-Amphiporen-Brachiopoden-Kalk, mindestens 220 m mächtig; Eifel.

Stromatoporen-Korallen-Crinoidenschuttkalk, etwa 150 m mächtig; Ems-Eifel.

Gebankter Laminitkalk, etwa 150 m mächtig, im Wechsel mit bräunlichen Dolomiten; u. a. mit *Karpinskia consuelo*; Ems-Stufe.

Seewarte- oder Hercynellenkalk, etwa 40 m mächtig; mit reichen Vorkommen von Gastropoden, Bivalven, Bryozoen und Einzelkorallen; Ems-Stufe.

Riffkalke des Prags, etwa 40–60 m mächtig.

Heller Crinoidenschuttkalk mit *Karpinskia conjugula* und anderem reichem Fossilschutt, etwa 300 m mächtig; Prag.

Rauchkofel-Kalk, etwa 180 m mächtig, in der Ausbildung von Crinoidenschuttkalken mit zwischengeschalteten, schwarzen, bituminösen Kalken; Lochkov.

Die Äquivalente des Frasn und Famenne (?) sind zwar im Verband mit dem Mitteldevon, jedoch bisher hinsichtlich ihres stratigraphischen Umfangs, Fauneninhalts und Mikrofazies nicht im Detail untersucht. Den Profilausschluss bilden wenige Meter mächtige Cephalopodenkalke des Unterkarbons.

Den oben genannten zentralen Flachwasserablagerungen entsprechen im selben Zug wenige km östlich im Profil von der Oberen Valentinalm über das Eiskar zum Kollinkofel zuunterst die hier durch Schuttbänke unterteilten Rauchkofel-Kalke. Darüber folgt der Kellerwand-Kalk, der die hellen Crinoidenschuttkalke und den Riffkalk des Prags vertritt. Die im oberen Teil des Kellerwand-Kalkes dunkelgrau gefaserten Plattenkalke im Wechsel mit Schuttbrekzien sind stratigraphische Äquivalente des Seewarte-Kalkes. Den gebankten Laminitkalken entspricht der untere Teil des Cellon-Kalkes, der aus massigen, gradierten, fossilreichen Oolith- und Pelletkalken besteht. Darüber folgen massige Riffkalke der Eifel-Stufe und erneut plattige, sehr fossilreiche Oolithkalke. Sie sind wahrscheinlich altersgleich mit den gebankten Birdseye-Amphiporen-Brachiopoden-Kalken der Hohen Warte.

Als Eiskar-Kalk wird ein vorwiegend massiger, hellgrauer, teilweise oolithischer Crinoidenschuttkalk bezeichnet, nahe dessen Untergrenze ein Horizont mit reichlicher Stringocephalen-Führung auftritt. Am Kollinkofel sind darin im oberen Teil Riffkalke ausgebildet. Die gesamte Folge wird mit den Gipfelkalken des Jüngeren Mitteldevons der Hohen Warte parallelisiert. Darüber folgen *Philipsastrea*-Kalke und Brachiopodenkalke des Frasne.

b) Übergangsfazies

Nach Osten in Richtung Cellon-Plöckenpaß-Pal treten die organodetritischen Einschaltungen zugunsten pelagischer Kalke immer stärker in den Hintergrund. Lediglich der Cellon-Kalk ist hier als massiger, fossilreicher Korallen-Stromatoporen-Kalk ausgebildet, der zudem reichlich Lagen von umgelagerten Kalktrümmern in Form von Lithoklasten führt. Dieses als Freikofel-Kalk bezeichnete Schichtglied reicht östlich des Plöckenpasses vom jüngeren Unterdevon bis in das Frasne.

Die unter dem Freikofel-Kalk liegenden Kellerwand- und Rauchkofel-Kalke führen ebenfalls meist gradierte Schuttkalkbänke, doch ist ihre Häufigkeit und Mächtigkeit im Vergleich zum Vorkommen in der Kellerwand deutlich reduziert. Erstere sind gelblich-bräunliche, tentakulitenführende Plattenkalke, während der Rauchkofel-Kalk als schwarzer, laminiertes Plattenkalk deutlich abgrenzbar ist.

Die kurz dargestellten Verhältnisse im Cellon-Kellerwand-Zug bezeugen ein mehrmaliges Wandern der devonischen Riffkomplexe in Raum und Zeit zwischen dem Gebiet des heutigen Wolayer Sees im Westen und dem Kollinkofel im Osten; daran schloß nach Osten der Vorriff-Bereich an, der zu den Ablagerungen des offenen Meeres überleitete. Dieser Raum wird durch tonreiche Kalkabsätze und Flaserkalke charakterisiert, die im Devon meist nur Mächtigkeiten zwischen 60 und 100 m erreichen und in dem allodapische, organodetritische Einschaltungen zwar regelmäßig auftreten, jedoch in ihrer Fossilführung und Mächtigkeit nur untergeordnet im jüngeren Unterdevon und im älteren Mitteldevon in Erscheinung traten.

Die Verteilung von Flachwasser- und Tiefwasserarealen stimmt im Devon in auffallender Weise mit den Verhältnissen im Silur und Oberordoviz überein (Gesetz der Konstanz der Fazies).

c) Rauchkofel-Fazies

Das Verbreitungsgebiet der Rauchkofel-Fazies i. e. S. sind die Rauchkofel-Böden, der Valentintörl-Kopf und der Seekopfsockel. Die Ablagerungen des Devons schließen hier lückenlos an die silurischen Gesteine der Wolayer Fazies an.

In erweiterter Fassung werden zur Rauchkofel-Fazies allerdings auch devonische Ablagerungen gerechnet, die über dem Silur in Plöcken-Fazies liegen. Dazu gehören die Südostecke und Nordseite des Rauchkofels und die östlich des Valentingrabens verbreiteten Devonabfolgen mit Ausnahme der Gesteine im Devon der Bischofalm-Fazies.

Im Gebiet der Rauchkofelböden werden die schwarzen Rauchkofel-Kalke nur 1–2 m mächtig. Sie gehören dem älteren Lochkov an. Darüber folgt der als Bodenkalk bezeichnete, helle Orthoceren-führende Flaserkalk des Oberlochkovs. Im Prag schließen daran auffallend rot gefärbte, tonreiche Tentakuliten-Flaserkalke an, die sogenannten Findenig-Kalke, die ihrerseits in 10–15 m

mächtige, rötlichgraue Goniatischenkalke (= Valentin-Kalk) des Mitteldevons übergehen. Im Oberdevon folgen schließlich die lithologisch ähnlichen Pal-Kalke.

In der Rauchkofel-Fazies s. l. werden die Rauchkofel-Kalke bis 120 m mächtig. Die dunkelgrauen, laminierten Plattenkalke vertreten das gesamte Lochkov. In der Prag- und Ems-Stufe folgen darüber graue Crinoiden- und Tentakulitenkalke von 80–120 m Mächtigkeit, die ebenfalls als Kellerwand-Kalk bezeichnet werden. Während am Rauchkofel im Mitteldevon fossilreiche, hellgraue, grobgebante Korallen- und Stromatoporenkalke (= Cellon-Kalk) verbreitet sind, treten östlich des Valentingrabens auch im Mitteldevon Flaser- und Plattenkalke mit Tonlagen und einem Schwarzschiefer-Lydit-Horizont im Obereifel auf. Dieses Schichtglied wird als Hohe Trieb-Formation bezeichnet. Lokal kommen darin geringmächtige Cellon-Kalke zur Ausbildung. Auch hier bilden die Pal-Kalke mit einem tonreichen Abschnitt im Frasne den Abschluß der Schichtfolge. Lokal kann allerdings die Sedimentation über die Devon/Karbon-Grenze bis in das Unterkarbon fort dauern. Die den Pal-Kalken ähnlichen Kronhof-Kalke vertreten die Tournai- und die ältere Visé-Stufe.

d) Bischofalm-Fazies

Im Gebiet um die Bischofalm und dem hinteren Kronhofgraben, aber auch am Collendiaul setzt die Graptolithenschieferentwicklung über die Silur/Devon-Grenze bis an das Ende der Lochkov-Stufe fort (= Obere Bischofalm-Schiefer). Mit der *Monograptus hercynicus*-Zone endet in den Karnischen Alpen generell die Graptolithenschiefer-Entwicklung. An ihre Stelle tritt im jüngeren Unterdevon, Mitteldevon und Oberdevon eine Entwicklung von hellen, gebänderten Hornsteinen, hellen Radiolariten, Lyditen und kieseligen Schiefen, deren Mächtigkeit mindestens 100 m beträgt. Diese Gesteinsgesellschaft wird als Zollner Formation bezeichnet. Nach Conodontenfunden (H. P. LEDITZKY, U. HERZOG, H. P. SCHÖNLAUB) sind darin Mittel- und verschiedene Abschnitte des Oberdevons aber auch von Unterkarbon nachgewiesen. Innerhalb des jüngeren Unterkarbons (Visé-Stufe) gehen die kieseligen Sedimente in klastische Folgen über.

Die „Dellachalm-Schiefer“ bilden im mittleren Unterdevon einen graugrünen Schieferhorizont, der lokal in der Rauchkofel-Fazies zur Entwicklung kommt und sich zwischen Graptolithenschiefer und Tentakulitenkalke (Findenig-Kalk) zwischenschaltet.

e) Fazies der Bänderkalke

In Annäherung an die Gailtallinie treten verschiedene Bänderkalke auf. So in der Mauthener Klamm der „Ederkalk“, der als grauer Bänderkalk erscheint; Teilbereiche dieses Kalkes sind im Vergleich mit den unterdevonischen Flaserkalken als wahrscheinliches Unterdevon (Prag-Ems) anzusehen. Die höchsten Partien sind hingegen nach Conodontenfunden in das Unterkarbon zu stellen, wie Proben in der Valentinklamm und bei Würmlach beweisen.

Der Plenge-Kalk ist ein meist hellgrauer, im Wechsel mit hellbräunlichen Lagen stehender Plattenkalk, der die Nordseite der Plenge aufbaut. Lithologisch gleicht er weitgehend den Gamskofel-Kalken, die eine ± regelmäßig wechselnde Abfolge von gut gebankten, hellgrauen Kalken, Dolomiten, Algenlaminiten und Amphiporenkalken bilden. In den höchsten Partien der Kalke der Plenge ist durch Conodonten Unterkarbon sicher

nachgewiesen; die Ausbildung des Oberdevons blieb hingegen bisher unklar.

Der Feldkogel-Kalk ist ein Sammelbegriff einer mehrere 100 m mächtigen Wechselfolge von dunklen Amphiporenkalke und hellgrauen Dolomitbänken, die am Gipfel des Polinik besonders auffallen und über den Kronhof-, Nöbling- und Fuchsgraben nach Osten über den Straniger Graben hinaus fortsetzen. Der Gesteinsbestand in diesem Zug ist sehr konstant, darüberhinaus ist er ein ausgezeichnete Leithorizont in stratigraphisch-tektonischer Hinsicht, der über das Kartenblatt und die Nachbarblätter bis nach Thörl an die Ostgrenze der Karnischen Alpen verfolgt werden kann. Seine Grenzen sind stets tektonischer Art.

An den Südhängen des Mooskofels oberhalb der Unteren Valentinalm treten lichtgraue, zuckerkörnige Dolomite auf, die hier erstmals als Mooskofel-Dolomit benannt werden. Vermutlich stehen sie in einem noch nicht geklärten Zusammenhang mit den Feldkogel-Kalke.

Literatur: K. BANDEL (1969, 1972, 1974); F. EBNER (1973a,b,c); H. W. FLÜGEL et al. (1977); H. R. v. GAERTNER (1931); H. JAEGER (1968, 1975); S. POHLER (1982); P. PÖLSLER (1967, 1969); H. P. SCHÖNLAUB (1969a,b, 1971, 1981, 1983); H. P. SCHÖNLAUB & G. FLAJS (1975); H. P. SCHÖNLAUB et al. (1980); G. B. VAI (1963, 1967, 1971).

KARBON

a) Kronhof-Kalk

In den Karnischen Alpen wurde Unterkarbon erstmals durch H. R. v. GAERTNER (1931) nachgewiesen. Nach den von ihm auf der Grünen Schneid zwischen Cellongipfel und Kollinkofel gefundenen Goniatiten stufte er die obersten Kalke des Cellonprofils in das älteste Unterkarbon ein. Nach H. W. FLÜGEL et al. (1959) sind in der Fauna Oberdevon- und Unterkarbon-Elemente vertreten. K. J. MÜLLER (1959) und I. GEDIK (1974) wiesen durch Neuaufsammlungen von Cephalopoden, Trilobiten und Conodonten eine durchgehende kalkige Sedimentation bis in die Pericyclus-Stufe, d. h. bis in das jüngste Tournai der belgischen Gliederung nach (*Scalio-gnathus anchoralis*-Conodontenzone). Die Mächtigkeit dieser Ablagerungen beträgt im Normalfall 1–2 m, an einigen Stellen wurden jedoch auch bis zu 10 m mächtige Kalke des Unterkarbons gefunden. Es sind stets gut gebankte, graue bis leicht rötliche Flaserkalke, die sich von den bunten Pal-Kalke des jüngsten Oberdevons kaum unterscheiden. Sie werden hier Kronhof-Kalke genannt. Neben dem Vorkommen auf der Grünen Schneid und der italienischen Seite des Plöckenpasses kennt man sie mittlerweile von der Südseite der Hohen Warte, vom Elferspitz, dem Kronhofgraben und von mehreren Punkten südlich der Bischofalm. Außerhalb des Kartenblattes wurden sie am Mt. Zermula, am Roßkofel und im Uggwatal gefunden.

Weit häufiger treten an der Devon/Karbon-Grenze allerdings Schichtlücken auf. Im Extremfall liegt die unterkarbonische Hochwipfel-Formation direkt auf den Kalke des älteren Oberdevons. An anderen Stellen wiederum fehlt der unterste Teil des Kronhof-Kalkes, so daß jüngstes Tournai mit einer Lücke konkordant dem jüngsten Oberdevon auflagert. Im Grenzbereich weisen dabei Resedimente, wie Kalkbrekzien und Mischfaunen auf Abtragung und Umlagerung während des Sedimentationsstillstandes hin. Diese Verhältnisse sind freilich nicht auf die Karnischen Alpen beschränkt.

b) Kirchbach-Kalk

Aus dem Stollen der Transalpinen Ölleitung durch die Karnischen Alpen wurden 1967 erstmals Kalke des Grenzbereiches Visé/Namur bekanntgemacht (P. PÖLSLER, 1967). An zwei Stellen sind hier bis zu 10 m mächtige Kalke und Kalkknollen der klastischen Hochwipfel-Formation offenbar sedimentär eingeschaltet. Häufiger sind derartige Kalke am Hochwipfel anzutreffen (H. P. SCHÖNLAUB, 1981, 1983). Die hier Kirchbach-Kalke genannten Vorkommen sind tonreiche, hellgraue, dichte, Crinoiden-führende Knollenkalke, die linsenförmig auftreten und seitlich in Siltschiefer übergehen. Darüber und darunter folgt die bekannte Gesteinsgesellschaft der Hochwipfel-Formation. Das Zurücktreten von gröberklastischen Partien deutet dabei ein zeitweises Nachlassen der Sandschüttung an, das aber offensichtlich nur von sehr kurzer Dauer.

Die Kirchbach-Kalke führen stets eine sehr charakteristische Conodontenfauna, u. a . mit

Paragnathodus nodosus
Paragnathodus monodosus (selten)
Paragnathodus multinodosus (selten)
Gnathodus b. bilineatus
Gnathodus c. commutatus
Gnathodus homopunctatus
Gnathodus girtyi
Mestognathus beckmanni
Spathognathodus campbelli

Nach E. GROESSENS (1975), A. C. HIGGINS (1975, 1981), A. C. HIGGINS & J. BOUCKAERT (1968), A. C. HIGGINS & C. H. T. WAGNER-GENTIS (1982), I. METCALFE (1981) u. a. ist diese Assoziation kennzeichnend für den Zeitraum vom jüngsten Visé (Bolland-Stufe) bis in das älteste Namur (Pendle-Stufe). Nach der russischen Karbongliederung entspricht dies einem Alter im Grenzbereich Visé/Sepukhov.

Literatur: K. BANDEL (1972); F. EBNER (1973a,b); H. FLÜGEL et al. (1959); F. FRANCAVILLA (1966); H. R. v. GAERTNER (1931); I. GEDIK (1974); F. HERITSCH (1936); G. HUNGER (1984); P. PÖLSLER (1967, 1969); W. SCHNABEL (1976); H. P. SCHÖNLAUB (1969a,b, 1971, 1981, 1983); H. P. SCHÖNLAUB et al. (1980); C. SPALLETTA et al. (1980); G. B. VAI (1963, 1975, 1976).

c) Zollner Formation

In der Bischofalm-Fazies ist Unterkarbon gleichfalls conodontenstratigraphisch nachgewiesen, so wahrscheinlich in den Lyditen zwischen Oberer Spielbodenalm und Elferspitz, sicher aber auf der Hochfläche des Collendiaul, wo an verschiedenen Punkten unterkarbonische Conodonten aus Lyditen und Radiolariten der Zollner Formation herausgelöst werden konnten (U. HERZOG).

Darüberhinaus kommt es an der Basis der Hochwipfel-Formation wiederholt zum Auftreten von mehrere Meter mächtigen schwarzen Lyditen (Hoher Trieb, Findenig, Elferspitz, Kronhof- und Nöblinggraben, Südseite der Hohen Warte und andere Punkte).

d) Hochwipfel-Formation

Die über 1000 m mächtige klastische Gesteinsfolge besteht aus einem Wechsel von Sandsteinen, Grauwacken und blaugrauen Siltschiefern, wobei der Anteil und die Mächtigkeit dieser Gesteine stark variieren kann. So ist insbesondere nördlich des Feldkogelzuges eine auffallende Mächtigkeitszunahme der Sandstein- und

Grauwackenbänke im Vergleich zum südlich gelegenen Raum zu beobachten, was sich im Auftreten von bis zu 6 m dicken Bänken zeigt. Sie führen an der Basis häufig Pflanzenreste.

Im Normalfall, d. h. im Hangenden der Devon- bis Unterkarbonkalke werden die Sandsteine und Grauwackenlagen kaum über einen halben Meter mächtig. Die zwischengeschalteten Siltschiefer sind blaugrau, scharfkantig, meistens fein laminiert und führen reichlich Streuglimmer. Sedimentstrukturen wie jede Art von Sohlmarken sind äußerst selten. Eine Ausnahme bildet auf österreichischer Seite das Vorkommen der Hochwipfel-Formation zwischen Valentintörl und Wolayer See, wo Schrägschichtung, Gradierung, convolute bedding und Sohlmarken auffallen. Andere Kennzeichen typischer Flyschablagerungen, z. B. Bioturbation und Ichnofossilien, fehlen auch hier.

In der Hochwipfel-Formation kommt es neben dem Auftreten von Sandstein-reicheren Partien zur Zwischenschaltung von Lyditbrekzien bis Lyditkonglomeraten. Ein mächtiger Zug solcher Konglomerate mit Lydit-, Quarzit- und Gneisgeröllen findet sich z. B. südöstlich der Enzianhütte auf der Mauthener Alm. Viel häufiger aber sind Lyditbrekzien. Ihre Hauptverbreitung liegt beiderseits des Kammes zwischen Köderhöhe und den Köderköpfen mit Mächtigkeiten zwischen 50 und 100 m. Die überwiegend gut gerundeten Komponenten sind in erster Linie schwarze, graue und grünliche Lydite bis Hornsteine, seltener Kieselschiefer und Quarzite, die Durchmesser bis 20 cm erreichen. Geröllanalysen fehlen bisher.

Meist über den Lyditbrekzien liegen eine Reihe von Pflanzenfundpunkten. Dies trifft auf das Vorkommen südlich der Hohen Warte bei der Marinelli-Hütte (H. W. J. v. AMEROM et al., 1984) ebenso zu wie für die Fundpunkte am Hohen Trieb (Mt. Skarnitz) und auf der Köderhöhe, die eine Flora der Visé-Stufe geliefert haben (H. W. J. v. AMEROM & H. P. SCHÖNLAUB, in Vorb.: *Calamites radiatus* (BRONGNIART), *Stigmara fcooides* BRONGNIART).

Neben dem Auftreten von Pflanzen sind für die Alterseinstufung der Hochwipfel-Formation Kalkgerölle von Bedeutung, die im basalen Teil der Formation am Großen Pal auftreten (I. GEDIK, 1974; K. BANDEL, 1972), weiters am Rauchkofel-Boden, östlich des Valentintörls und – außerhalb des Kartenblattes – am Hochwipfel. Nach Conodontenfunden haben die Brekzien ein Bildungsalter in post-Tournai-Zeit.

Wie W. SCHNABEL (1976) zeigen konnte, ist innerhalb der Hochwipfel-Formation ein deutlicher vertikaler Wechsel in der Zusammensetzung der Schwermineralassoziation festzustellen. An der Basis fällt die Chromspinellführung auf, im Mittelteil nimmt die Granatführung zu, die schließlich im oberen Teil dominiert. Daneben tritt vor allem im Unter- und Mittelabschnitt die Zirkon-Turmalin-Rutil-Apatit-Gruppe auf.

Das Alter der Hochwipfel-Formation kann heute relativ genau angegeben werden. Sowohl die unmittelbare Unterlage als auch die Basis der transgressiv auflagernden Waidegg-Formation ist biostratigraphisch gut erfaßt. Dazu kommen Fossilbelege innerhalb der Hochwipfel-Formation, die aus Kalkgeröllen stammen, von eingelagerten Floren und schließlich vom oben erwähnten Kirchbach-Kalk.

Der im Grenzbereich Visé-Namur bzw. im jüngsten Visé entstandene Kirchbach-Kalk teilt die Hochwipfel-Formation in zwei Abschnitte, nämlich einen älteren Ab-

schnitt mit Visé-Alter und in einen Abschnitt danach. Der ältere Teil folgt im Anschluß an die Kalke der Pericyclus-Stufe, d. h. er hat ein post-*Scaliognathus anchoralis*-Alter. In ihm kommt es zum Auftreten der oft reichen Floren, die allesamt dem Visé zuzurechnen sind.

Nach dem Kirchbach-Kalk wurde im jüngsten Visé oder im ältesten Namur der höhere Abschnitt der Hochwipfel-Formation gebildet. Diese zweite Periode war extrem kurz, da die transgressiv auflagernde, basale Waidegg-Formation ebenfalls ein Serpukhov-Alter haben dürfte (siehe unten).

Innerhalb der Hochwipfel-Formation kommt es an mehreren Stellen zum Auftreten saurer bis intermediärer Ganggesteine und ihres Tuffgefolges. Diese Vorkommen von Dazit liegen westlich des Wolayer Sees, bei der Oberen Wolayer Alm, am Ausgang des Angerbachtales, am Kronhottörl, östlich der Oberen Bischofalm und an der Ostflanke des inneren Nöblinggrabens. Altersmäßig sind sie zwischen Hochwipfel-Formation und Auernig-Formation einzuordnen, da sie örtlich in den Basispartien der postvariszischen Auflage bereits aufgearbeitet sind (z. B. bei der Waidegger Alm auf dem östlich anschließenden Kartenblatt).

e) Plenge-Formation

Im Gipfelbereich der Plenge, am Kamm zwischen Kreuzleitenjoch und Nostra Alm tritt eine Schieferfolge auf, die von den Gesteinen der Hochwipfel-Formation deutlich abweicht. Sie besteht in der Hauptsache aus grünlichen Tonschiefern, weiters Quarzsandsteinen, Grauwacken mit kleinen Gesteinsresten und viel detritischem Bindemittel sowie vulkanogenen Einlagerungen (J. LOESCHKE).

Im Graben südlich des Stallonkofels zum Wolayer Graben fand sich in einer Höhe von 1790 m ein sehr feinkörniger heller Vulkanit (devitrifiziertes Glas) mit kleinen Quarzeinsprenglingen und wenig Plagioklas. Wahrscheinlich handelt es sich um eine rhyolithische Glasasche (73/No 131).

Ein sehr grober Vulkanit tritt zwischen den Bänderkalken der Weiden- und Kanzlwände oberhalb der Hubertuskapelle im Wolayer Tal auf; er hat seine östliche Fortsetzung zwischen Grubenspitz und Plenge-Gipfel. U. d. M. handelt es sich wahrscheinlich um einen Kristalltuff mit Quarz und Albit, die in einer serizitischen Grundmasse liegen. Auch Chlorit-Pseudomorphosen nach einem dunklen Mineral (Augit?) sind vorhanden. Darin treten Titanit- und Zirkonkörnchen auf (J. LOESCHKE).

Am Kamm der Plenge kommt es zu mehrfachen Einschaltungen ähnlicher Vulkanite in die Schiefer-Grauwacken-Folge. Ein mächtiger Zug tritt wandbildend im mittleren Teil in Erscheinung.

In der Beteiligung von vulkanischem Material zeigt die Plenge-Formation Beziehungen zur Dimon-Fazies auf italienischem Gebiet, die dort im obersten Teil der Hochwipfel-Formation auftritt. Da sie stets im Hangenden der unterkarbonischen Kalke der Plenge folgt und zwischen den Weidenwänden und der Säbelspitze mit hellen Lyditen in Verbindung steht, vermuten wir ein karbonisches Alter. Eine vermittelnde Stellung zwischen Plenge- und Hochwipfel-Formation nimmt u. E. die Schiefer-Quarzit-Lydit-Entwicklung am Mahderkopf westlich des Rauchkofels ein, in der ebenfalls dm-dicke Lagen rhyolithischer Kristalltuffe gefunden wurden (Probe Ra6, Dünnschliff Nr. 72/661).

Literatur: K. BANDEL (1972); F. EBNER (1973a,b); H. FLÜGEL et al. (1959); F. FRANCAVILLA (1966); H. R. v. GAERTNER (1931); I. GEDIK (1974); F. HERITSCH (1936); G. HUNGER (1984); P. PÖLSLER (1967, 1969); W. SCHNABEL (1976); H. P. SCHÖNLAUB (1969a,b, 1971, 1981, 1983); H. P. SCHÖNLAUB et al. (1980); C. SPALLETTA et al. (1980); G. B. VAI (1963, 1975, 1976).

ALTERSUNSICHERE GESTEINE

a) Meerbach-Formation

Im Meerbachwald westlich der Ortschaft Nostra treten im Grenzbereich zur Gailtallinie schwarze, teilweise phyllitische, linsig und stengelig zerscherte, schwarze Schiefer auf, die größtenteils Ultramylonite sind, weiters Grauwacken und vereinzelt bis 1 m dicke Grünschieferlagen. U. d. M. handelt es sich um gebänderte Lagen grüner, basaltischer Aschentuffe-Tuffite mit viel Serizit und Chloritlagen. Vorkommen solcher Gesteine liegen im unteren Meerbachgraben, an der Forststraße von Nostra in den Meerbachwald und im Wolayergraben. Mangels Fossilien können keine Angaben über das Alter der mehr als 100 m mächtigen Gesteinszone gemacht werden.

b) Nostra-Formation

Mit fließendem Übergang folgt über den Gesteinen der Meerbach-Formation die Nostra-Formation. Sie besteht hauptsächlich aus grauen und grünlichen, häufig durch Siltlagen gebänderten Tonschiefern, phyllitischen Tonschiefern, Quarzphylliten und Grauwacken mit Vulkanitresten wie z. B. geplätteten ehemaligen Glasfetzen, konglomeratischen Grauwacken (mit Spilitresten, karbonatischem Sandstein und hellen Vulkanitresten), weiters Lagen von Keratophyrtuff, Serizitquarziten, mehreren Horizonten von über 5 m mächtigen schwarzen Lyditen und 2–3 m mächtigen Bänderkalklagen, die vereinzelt Stromatoporen führen. Im Hangenden erfolgt anscheinend ein kontinuierlicher Übergang in die Plenge-Formation.

Nach den Dünnschliffbefunden von J. LOESCHKE gleichen die in der Nostra-Formation auftretenden Grauwacken zwar jenen der ordovizischen Fleons-Fazies, doch spricht ihre Position und die Verbindung mit den erwähnten Lyditen und Kalken u. E. eher für eine Einstufung in das Silur oder Devon.

POSTVARISISCHE AUFLAGE

Waldegg- und Auernig-Formation

Auf der Verebnungsfläche des Collendiaul im Südosten des Kartenblattes liegen kleinräumige Erosionsrelikte der transgressiven post-variszischen Sedimentfolgen. Die Transgressionskontakte mit der älteren Unterlage sind an mehreren Stellen hervorragend aufgeschlossen.

Die Basisbildungen stellen entweder Lyditbrekzien bis Lyditkonglomerate dar oder – wenn diese fehlen – erfolgt die Auflage mit einer Winkeldiskordanz direkt auf dem älteren Untergrund. Dies ist hier immer die Gesteinsgesellschaft der Bischofalm-Fazies, d. h. entweder der ordovizische Bischofalm-Quarzit, die silurisch unterdevonischen Bischofalm-Schiefer oder die devonisch-unterkarbonische Zollner Formation.

Am Ausfluß des Zollner Sees, im Bereich des Wasserfalls, bilden die silurischen Bischofalm-Schiefer eine Antiklinalstruktur. An der Südseite fallen die dm-gebankten schwarzen Lydite mit 42° nach Südwesten ein, am Scheitel unter den transgressiv auflagernden Lyditbrekzien und Geröllschiefern wechselt die Lagerung zwischen 90/08 S und 20/20S, während auf der Nordseite die Kieselschiefer bei teilweise wechselnder Einfallrichtung infolge Schuppung überwiegend mittelsteil bis steil nach Norden einfallen. Das kleine isolierte Vorkommen dieser Transgressionsfolge erklärt sich durch die grabenartige Absenkung zweier Störungsfächen, die eine im Bereich des Gerinnes, die andere wenige Meter nördlich der Hauptstörung.

Die Transgressionssequenz am Wasserfall gliedert sich von oben nach unten:

1. 3 – 4 m Sandige, graue Schiefer und zuoberst hellgraue Sandsteine. Die glimmerreichen Basisschiefer sind reich an Pflanzenhäckseln, jedoch fanden sich bisher ausschließlich Stämmchen von Calamiten und keine Blätter.
2. 2,80 m Graue, kompakte Sandsteine mit Pflanzen, die in einer Lage 0,3 m über der Basis gehäuft auftreten.
3. 0,3 m Graue, horizontal geschichtete Silt-schiefer.
4. 1,45 m Graue, unreine, bituminöse Algen- und Crinoidenschuttkalke mit eingestreuten Phosphoritknollen und -geröll. Selten kommen hier Gastropoden und Brachiopoden vor.
5. 0,35 m Übergangsbereich mit Wechsellagerung von grauen Mergeln mit Fossil-schutt und 2–3 cm dicken Fossil-schuttkalklinsen sowie dunklen Silt-schiefern, die wie die Kalke eckige Lyditbrocken bis mehrere cm Größe einlagern.
6. 2,10 m Graue, geschieferte Feinsandsteine bis Sandsteine mit lagenweise eingestreutem Fossil-schutt, vor allem Crinoiden und Schalenbruch. Vereinzelt Gerölllagen oder arenitische, deutlich gradierte Partien, die 3–4 cm dick sind.
7. 0,3– 0,4 m Stark geschieferte Geröllschieferlage mit gerundeten, bis 5 cm Durchmesser großen Geröllern von hellen und dunklen Lyditen und Schieferen. Lagerung s_g 80/2S.
8. 1,80 m Dunkelgraue Tonschiefer mit boudinierten, 3–4 cm dicken Siltsteinlagen, die oberflächlich ein linsig-welliges Relief bilden. Die Grenze zu den unterlagernden Geröllschiefern ist scharf. In den Schieferen sind Crinoidenreste und Bellerophontiden (und andere Gastropoden) relativ häufig.
9. 19,50 m Unten dicht gepackte Lyditbrekzie, die obere Hälfte hingegen Geröll-schiefer mit Komponenten bis 0,5 m Durchmesser, eingelagert in graue Silt-schiefer bis sandige Schiefer vom Typus der Waldegg-Schiefer. Komponenten: Helle und dunkle Lydite, Hornsteine, schwarze Kieselschiefer, Quarzite, Sandsteine und

Schiefer. Schlechte Rundung, selten gut gerundete Gerölle.

Lagerung: s₁ 115/80N an der Basis. Fauna: Tiefste Fauna im obersten Teil der griffeligen Schiefer ohne Geröllführung mit vereinzelt Crinoiden.

Die Gerölllagen reichen örtlich bis an die Unterkante der folgenden Schicht. Lateral können sie aber auch fehlen. Das gesamte Paket ist stark geschiefert, wodurch es in der Überlagerung zur Transversalschieferung mit s₂ 80/55N kommt.

Ähnliche Verhältnisse, wenn auch nicht immer so anschaulich, finden sich an einer Anzahl weiterer Punkte am Collendiaul-Plateau.

- 1) Südwestlich des Zollner Sees nahe der Staatsgrenze liegen wenige Meter nördlich der unten erwähnten drei Kalkplatten am Mostrand auffallende Rundhöcker von Lyditbrekzien mit kinderkopfgroßen Geröllen. Das Nachbargestein sind Hornsteine und Radiolarite der devonisch–unterkarbonischen Zollner Formation.
- 2) Der nördliche wie der südliche Weg vom Zollnersee nach Westen quert Lyditkonglomerate. Sie bilden die Unterlage der hier verbreiteten sandigen Schiefer, ohne daß jedoch der direkte Kontakt mit der Unterlage aufgeschlossen ist.
- 3) Am Westrand der großen Gletschereiswanne südlich der Dr. Steinwender-Hütte liegen kleine Vorkommen von Lyditbrekzien, aber auch unreine tonige Kalke und Schiefer der Zollner-Formation auf. Von hier beschrieb F. KAHLER (1983, p. 11) die bisher ältesten Fusuliniden des karnischen Karbons, die ein Alter des Oberen Miatchkovo haben, d. h. nach der russischen Karbongliederung dem oberen Mittelkarbon angehören.
- 4) Eine über 10 m mächtige Härtlingsrippe von Lyditbrekzien bis -konglomeraten findet sich am östlichen Rand des Moores, wenige Meter südöstlich der Zollner Alm.
- 5) Knapp unter der Westkante des Collendiaul-Plateaus gegen den Bischofalmgraben liegen Lyditbrekzien an der Basis von graubraunen, fossilführenden Schiefen über silurischen Graptolithenschiefen; im Gegensatz zu diesen lagern die Transgressionskonglomerate flach und deutlich sichtbar diskordant den älteren Gesteinen auf.
- 6) Am Nordrand des Zollner Sees und an der nördlichen Grabenflanke von der Zollner Alm gegen den Nöblinggraben liegen zwei Vorkommen von Transgressionsbildungen in verkehrter Lagerung bzw. in einer Position, die eine Überschiebung durch den nördlichen Rahmen vermuten läßt. Die Wiederbelebung der älteren vertikalen Brüche und ihre Umgestaltung zu steilen Bewegungsbahnen ist ein häufiges Erscheinungsbild am Rande der postvariszischen Ablagerungen in den Karnischen Alpen. Im Gegensatz zur internen Deckentektonik im Karbon und Perm kommt ihnen jedoch nicht die Bedeutung von Deckenbahnen zu.

Neben den Vorkommen von Transgressionskonglomeraten, die die Transgression im Anschluß an die variszische Hauptphase einleiten, ist am Collendiaul seit langem ein Vorkommen bekannt (entdeckt von E. HABERFELNER ca. 1933), in dem die diskordante Auflage-

rung von mittelsteil geneigten, nach Osten einfallenden, sandigen Basisschiefen über steil gestellten, fast vertikalen, hellen, gebankten Givet-Lyditen der Zollner Formation ohne Zwischenschaltung von Aufarbeitungsprodukten erfolgt. Die basalen Deckschichten greifen am Kontakt in ein materialbedingt cm-tief zerhacktes und zerbrochenes Kleinrelief des Untergrundes ein (vgl. A. FENNINGER et al., 1976).

Vergleichbare Verhältnisse wie hier am Collendiaul finden sich an zahlreichen Stellen im Raum der Straniger Alm, etwa 10 km östlich des Zollner Sees. Auch dort liegt das Deckgebirge sowohl mit als auch ohne Einschaltung von Brekzien bzw. Geröllschiefern mit einer Erosions- oder Winkeldiskordanz auf der älteren Unterlage. Wie am Collendiaul ist die Zusammensetzung der Transgressionskonglomerate stets untergrundbezogen.

Die wenige Meter mächtigen Transgressionsbildungen, die zur Waidegg-Formation zusammengefaßt werden, gehen hangend in sandig-siltige Schiefer über. Südwestlich des Zollner Sees folgt darüber eine, nach P. LEDITZKY (1973) bis 6,5 m mächtige, in sich zerbrochene Kalkplatte, die aus mehreren Teilbänken besteht, die sehr fossilreich sind (F. HERITSCH et al., 1934; W. HOMANN, 1972; P. LEDITZKY, 1973; F. KAHLER, 1983). Neben zahlreichen Algen, großen Crinoidenresten, Trilobiten, Korallen, sandschaligen Kleinforaminiferen, Gastropoden, Brachiopoden, Sphinctozoa, Fischzähnen und einigen Conodonten sind vor allem Fusuliniden wichtig, die nach F. KAHLER eine „typische *Protriticites*-Fauna“ ist, Leitfossil somit für das unterste Kasimov A₁. Diese Kalke schließen damit ohne große zeitliche Lücke an die Fusulinen-führenden Kalke des oberen Miatchkovo am Karrand an.

Nach Neufunden von Trilobiten (*Linguaphillipsia, Cummingella austriaca*) an einem durch den Neubau der Straße geschaffenen Fundpunkt südlich der Zollner Alm vermutet neuerdings Prof. G. HAHN (Marburg) gleiches Alter von Teilen der Waidegg-Formation mit jenen Schichten der Nötsch-Formation (= Karbon von Nötsch), die die gleichen Arten beinhalten (G. HAHN, in Vorber.). Sollte diese Vermutung zutreffen, beginnt die Karbontransgression in den Karnischen Alpen wesentlich früher als bisher angenommen (Serpukhov-Stufe?). Dementsprechend älter wäre auch die variszische Hauptprägung der Karnischen Alpen erfolgt und der zeitliche Abstand zu den vorangegangenen Sedimenten der Hochwipfel-Formation auf ein Minimum reduziert. Literatur: A. FENNINGER et al. (1976); F. HERITSCH et al. (1934); F. HERITSCH (1936); F. KAHLER (1983); W. HOMANN (1972); P. LEDITZKY (1973).

Tektonik

Der heutige tektonische Bau der Karnischen Alpen ist das Ergebnis einer variszischen und – in viel stärkerem Maße – alpidischen Tektonik. Im Folgenden geben wir einen Überblick über die tektonische Gliederung und den Verformungsstil, ohne jedoch auf eine Detailanalyse des Flächen- und Achsengefüges einzugehen, die einer späteren Arbeit vorbehalten bleibt. Dazu kommt, daß die Frage der Baugeschichte des zentralen Teils der Karnischen Alpen nicht isoliert gesehen werden kann und darf, sondern nur unter Berücksichtigung der Tektonik der Nachbarblätter zu sinnvollen Ergebnissen führt.

In älteren tektonischen Konzepten, basierend auf den Untersuchungen von H. R. v. GAERTNER (1931) und F. HERITSCH (1936) wurde für die Karnischen Alpen ein Deckenbau erkannt, und dabei insgesamt 9 Decken unterschieden. Nach diesen Vorstellungen kam der Hochwipfel-Formation die Bedeutung eines Deckenscheiders zu. Aufgrund der transgressiven, im Vergleich zur Unterlage geringer deformierten postvariszischen Auflage wurde die Intensität der variszischen Tektonik wesentlich stärker eingeschätzt als die alpidische Tektonik, die sich lediglich in einer Bruch- und allenfalls Schuppentektonik geäußert haben sollte.

Der italienische Forscher M. GORTANI erklärte die Tektonik des Altpaläozoikums in Form von Brachyantiklinalen („ellissoidi“) mit wechselndem Achsengefälle, wogegen auf österreichischem Gebiet ein nordvergenter, variszischer Deckenbau den vorgefundenen Verhältnissen eher gerecht zu werden schien. Kaum Berücksichtigung fand damals der Bau des Deckgebirges, der wesentlich komplizierter ist als früher angenommen worden war; ebensowenig war die Beziehung der Interntektonik der Karnischen Alpen zu Bewegungen längs der Gailtallinie bekannt, und schließlich fehlte eine systematische Kartenaufnahme für das gesamte Alt- und Jungpaläozoikum mit entsprechend abgesicherten Fossildaten, die als Grundlage für eine befriedigende Auflösung der Tektonik aber unerlässlich sind.

In den Karnischen Alpen existiert ein Deckenbau, daneben ist aber noch der ursprüngliche Faltenbau teilweise erhalten geblieben. Beide Verformungselemente sind von einer intensiven Bruch- und Schuppentektonik betroffen worden, die sich örtlich bis in den Kleinbereich von wenigen Metern auswirkte. Die zeitliche Einordnung dieser mehrphasigen Tektonik ist überaus schwierig: Eine Vorstellung über diese Problematik gibt am besten der Blick auf das Deckgebirge, das

- 1) selbst von einem großräumigen alpidischen Deckenbau erfaßt wurde,
- 2) dessen Ränder ihrerseits tektonisch überprägt sind, das
- 3) ebenfalls von Schuppung betroffen ist und das
- 4) im Naßfeldgebiet Höhenverstellungen der Transgressionsbasis von fast 1500 m zwischen dem Karbon im Oselitzengraben und jenem am Gipfel des Roßkofels aufweist!

Diesen Schwierigkeiten der zeitlichen Zuordnung der tektonischen Ereignisse stehen auf der anderen Seite einige klare tektonische Leitlinien gegenüber, dazu kommen eine Vielzahl gut abgesicherter, neuer stratigraphischer und fazieller Daten, die die Grundlage für neue Überlegungen zur Tektonik dieses Raumes bilden. In diese Vorstellungen sind Lateralbewegungen längs der Gailtallinie miteinzubeziehen, die heute unumstritten sind. Dies soll an mehreren Beispielen kurz erläutert werden:

- 1) In den nordvergent deformierten Karnischen Alpen ist in den höchsten tektonischen Einheiten örtlich ein Sattel- und Muldenbau erhalten, so etwa im Kellerwand – Cellon – Pal – Piz Timau-Zug oder am Hohen Trieb und der Bischofalm. Nord- und Südschenkel können aber faziell stark unterschiedlich entwickelt sein, eine Tatsache, die heute nach der erkannten, auf kürzeste Distanz wechselnden Fazies nicht überrascht. Dieser in Resten noch erhaltene Faltenbau hat zweifellos variszisches Alter. Nach den Ausführungen über das mögliche Alter der Transgressionsbasis des postvariszischen Karbons kommt hierfür in erster Linie die sudetische Phase in Frage.
- 2) Auf italienischem Gebiet ist der Zug vom Mt. Zermula zum Roßkofel nach Fossildaten invers gelagert. Lokal liegen darauf postvariszische Transgressions-

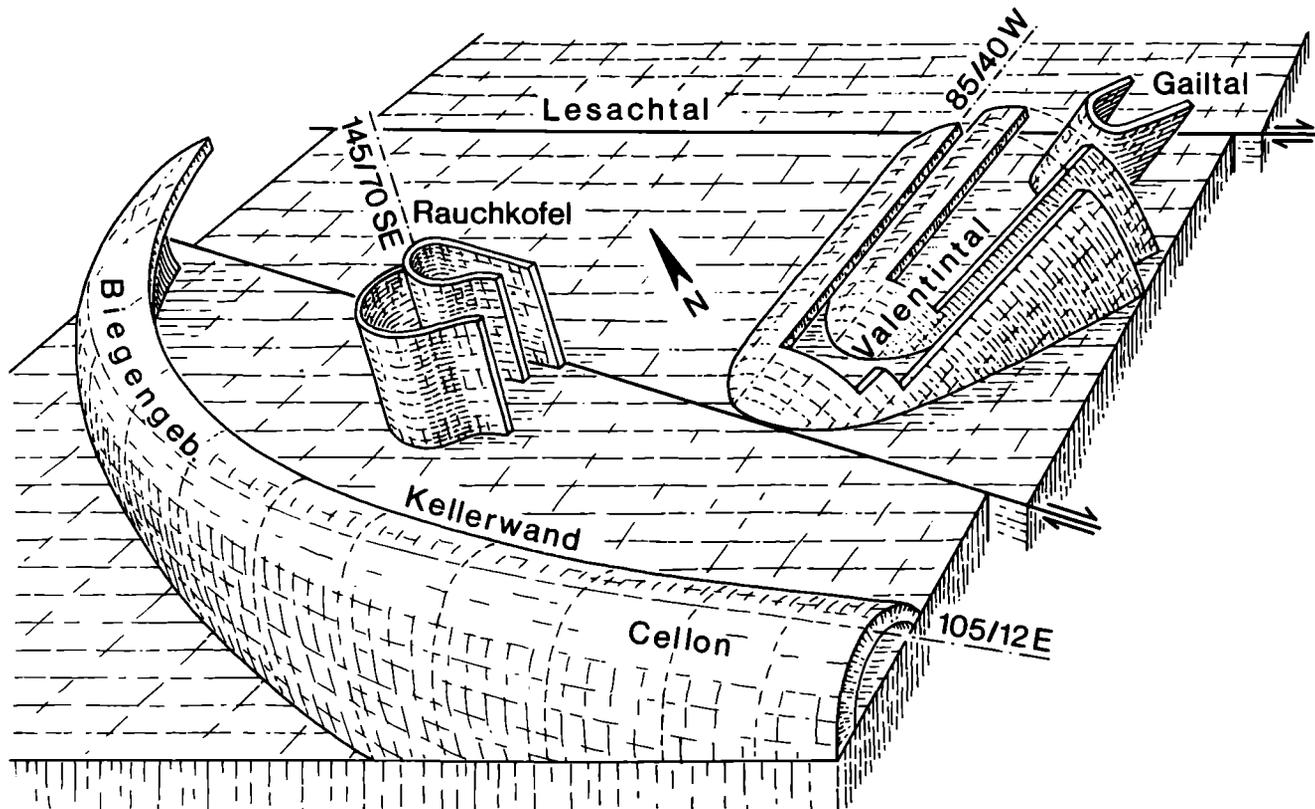


Abb. 15: Mechanisches Modell des Zentralkarnischen Bogens (H. P. SCHÖNLAUB, 1979).

schichten, die eindeutig die Intensität einer älteren Tektonik beweisen.

- 3) Als das tektonische Leitelement für die Karnischen Alpen gilt der Feldkogelzug, der mit seiner charakteristischen Lithologie vom Mooskofel über eine Entfernung von 60 km bis an das Ostende der Karnischen Alpen bei Thörl verfolgt werden kann. Die Verformung dieses Leitgesteins ist ein Spiegelbild für die Gesamttektonik der Karnischen Alpen.
- 4) Der Zentralkarnische Bogen ist eine flexurartige Verbiegung des Altpaläozoikums der Karnischen Alpen mit steilachsiger Tektonik, die durch die Einbeziehung von Perm und Trias klarerweise alpidisch sein muß (H. P. SCHÖNLAUB, 1979).
- 5) Die nördlichen Gesteinszonen in den Karnischen Alpen stoßen mehrfach spitzwinkelig an die Gailtallinie, von der sie abgeschnitten werden. Nach wenigen Kilometern Unterbrechung können sie erneut erscheinen. Da keine begründeten Argumente für die Existenz und Wirksamkeit der Gailtallinie in variszischer Zeit vorhanden sind, kann der tektonische Zugschnitt des Nordrahmens der Karnischen Alpen nur während der alpidischen Tektogenese erfolgt sein.
- 6) Die Fleons-Fazies mit ihrer charakteristischen Gesteinsgesellschaft des Ordoviz verbindet tektonisch isolierte Einheiten, obwohl diese im Silur und Devon faziell sehr unterschiedlich entwickelt sein können. So etwa gehören das Biegengebirge, der Gamskofel, Mooskofel und die oberste Einheit der Mauthener Alm zu ein und derselben tektonischen Zone.

Die tektonische Gliederung

- 1) Im Untersuchungsgebiet bildet die Ederdecke die tiefste tektonische Einheit. Ihre Verbreitung ist auf die Mauthener Klamm und den Nordrand des Gebirges bis östlich von Würmlach beschränkt. Sie besteht aus meist grauen Bänderkalken, die nach Conodontenfunden in den höchsten Partien oberhalb von Würmlach und am Römerweg in der Mauthener Klamm bis in das Unterkarbon (Obertournai) reichen. Wir vermuten daher, daß die im Hangenden folgende Hochwipfel-Formation ursprünglich im stratigraphischen Verband zu den Kalken stand. Die Gesteine der Ederdecke lagern steil, sie sind in der Mauthener Klamm um eine steil nach Nordwesten abtauchende Achse verfault. Schuppung tritt am Ausgang der Mauthener Klamm im Nahbereich zur Gailtallinie auf. Die nördlichsten Bänderkalke sind auch in ihrer metamorphen Ausbildung klar als unterdevonische Findenigkalke abzutrennen, die von der Hauptmasse des Ederkalkes getrennt sind.
- 2) Über der Ederdecke folgt die in zwei Schuppen zerlegte Mauthener Alm-Decke. Auf der Nordseite besteht sie aus einer zweifachen Wiederholung von Unter- bis teilweise oberdevonischen Kalken in Rauchkofel-Fazies s. l. An der Ostseite der Mauthener Alm ist sie allerdings nur in kleinen Resten und Schuppen erhalten, da sie hier von der höheren Einheit (Cellon-Kellerwand-Decke) größtenteils überfahren wurde. Am Polinik trennt ein schmaler Streifen von Hochwipfel-Formation die Mauthener Alm-Decke von der darüber folgenden Feldkogeldecke. Wie die darunterliegende Ederdecke ist auch die Mauthener Alm-Decke in den Zentralkarnischen Bogen miteinbezogen.

- 3) Die Feldkogeldecke folgt über der Mauthener Alm-Decke. Durch die Zwischenschaltung von Ordoviz in Himmelberg-Fazies ist sie am Polinik zweigeteilt. Sie besteht aus dem dunklen Feldkogel-Amphiporen-Kalk und Birdseye-Dolomiten des Unter- bis Mitteldevons, die eine sehr charakteristische, meist im Meterbereich wechselnde Abfolge zeigen, die durch die gesamten Karnischen Alpen bis an deren Ostende gleich bleibt. Während östlich des Polinik der Feldkogelzug stets tektonisch begrenzt ist und die daran angrenzenden Gesteine der Hochwipfel-Formation bzw. die im Süden benachbarten Kalke intensivst durchbewegt bzw. verschuppt sind, kann bei der Himmelberger Alm und der Unteren Valentinalm begründet vermutet werden, daß sowohl der Mooskofel-Dolomit wie auch der ordovizische Wolayer Kalk und der Himmelberg-Sandstein die ursprüngliche stratigraphische Basis des Devons darstellen. Über die Ausbildung des Silurs lassen sich derzeit aber keine sicheren Angaben machen.
- 4) Während östlich des Valentingrabens die Rauchkofel-Schuppen-Decke die in eine Vielzahl von Schuppen zerlegte nächst höhere tektonische Einheit bildet, folgt auf der Mauthener Alm die durch die Fleons-Fazies plombierte Cellon-Kellerwand-Decke. Um die in diesem Raum überaus komplizierte Tektonik aufzulösen, ist es notwendig, den Zentralkarnischen Bogen in seine Ausgangsposition zu bringen. Dabei zeigt sich, daß das Biegengebirge westlich des Wolayersees, die Plenge, der Mahder- und Judenkopf, Gamskofel und der Mooskofel die ursprünglich westliche Fortsetzung des Cellon-Kellerwand-Zuges bildeten, also Teile dieser höchsten tektonischen Einheit sind. Faziell handelt es sich um verschiedene Flachwasserkarbonate des Silurs und Devons mit einer ordovizischen Basis, die, wie am Cellon ersichtlich, nach Norden in pelagische Folgen überleiteten. Infolge von West-Ost gerichteten Teilbewegungen, die der Zentralkarnische Bogen ausführte, sind die primären Zusammenhänge verloren gegangen bzw. lokal, wie an der Ostseite des Mooskofels oder zwischen Gams- und Mooskofel kam es zu Überschiebungen.

Der Rauchkofel ist gleichsam die „Drehscheibe“ des Zentralkarnischen Bogens, die hier eine zweifache Wiederholung von Ordoviz- bis Devonabfolgen bewirkt hat und die zusätzlich zwei ursprünglich getrennte Fazies (Uggwa/Himmelberg-Fazies im Ordoviz bzw. Plöcken/Wolayer Fazies im Silur) in engste Nachbarschaft gebracht hat.

- 5) Im Raum zwischen Mauthener Alm und Mooskofel fehlt also ein breiter Streifen jener Ablagerungen, die im Osten zwischen der Feldkogeldecke und der Cellon-Kellerwand-Decke liegen. Es sind die hier zu höheren tektonischen Einheiten (Rauchkofel-Schuppen-Decke, Bischofalm-Schuppen-Decke) umgestalteten, ehemals nördlich des Cellon-Kellerwand-Zuges beheimateten pelagischen Ablagerungen, die variszisch zu einem Faltengebirge geformt wurden, heute aber infolge späterer nordvergenger Bewegungen in Schuppendecken zerlegt sind.

Diese tektonischen Ereignisse teilen wir auf die variszische und alpidische Orogenesen gleichermaßen auf, da das postvariszische Deckgebirge diesem Schuppengebilde aufliegt, andererseits aber selbst von einer kompressiven Tektonik mit Deckenbau und Schuppung betroffen ist.

- ⑥ Im Norden der Plenge folgt ein nach Osten zu auskeilender Schieferstreifen, der hier als „Nordzone“ ausgedehnt wurde. Seine tektonische Beziehung zum hier vorgelegten Bauschema kann u. E. erst nach Beendigung der Aufnahmearbeiten auf den westlichen Kartenblättern befriedigend geklärt werden.

Literatur

- ALBERTI, G. K. B.: Neue oberilurische sowie unter- und mittel-devonische Trilobiten aus Marokko, Deutschland und einigen anderen europäischen Gebieten. – *Senck. leth.*, **48**, 481–509, Frankfurt 1967.
- ALBERTI, G. K. B.: Zur Tentakulitenführung im Unter- und Mitteldevon der Zentralen Karnischen Alpen (Österreich). – *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg* (in Druck).
- AMEROM, VAN, H. W. J., FLAJS, G. & HUNGER, G.: Die „Flora der Marinelli-Hütte“ (mittleres Visé) aus dem Hochwipfelflysch der Karnischen Alpen (Italien). – *Mémoires. Rijks Geol. Dienst*, **37-3**, 1–41, Heerlen 1984.
- BANDEL, K.: Feinstratigraphische und biofazielle Untersuchungen unterdevonischer Kalke am Fuß der Seewarte (Wolayer See, Zentrale Karnische Alpen). – *Jb. Geol. B.-A.*, **112**, 197–234, Wien 1969.
- BANDEL, K.: Paläökologie und Paläogeographie im Devon und Unterkarbon der Zentralen Karnischen Alpen. – *Palaeontographica*, **141**, Abt. A, 1–117, Stuttgart 1972.
- BANDEL, K.: Deep-water limestones from the Devonian–Carboniferous of the Carnic Alps, Austria. – *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, **1974/1**, 93–115, Oxford 1974.
- BANDEL, K. & BECKER, G.: Ostracoden aus paläozoischen pelagischen Kalken der Karnischen Alpen (Silurium bis Unterkarbon). – *Senck. leth.*, **56**, 1–83, Frankfurt 1975.
- BOUCOT, A. J.: The Eospiriferidae. – *Palaeontology*, **5**, 682–711, London 1963.
- BUCH, L. v.: Über die Karnischen Alpen. – *Leonhards Miner. Taschenb.*, **18**, 2. Abt., 396–437, Frankfurt/Main 1824.
- CANTELLI, C., MANZONI, M. & VAI, G. B.: Ricerche geologiche preliminari sui terreni paleozoici attraversati dalla galleria del Passo di M. Croce Carnico (Plöcken). Nota I-Dalla progressiva O alla progressiva 1000 del tratto Italiano. – *Boll. Soc. Ital.*, **84**, 27–36, Roma 1965.
- CANTELLI, C., MANZONI, M. & VAI, G. B.: Ricerche geologiche preliminari sui terreni paleozoici attraversati dalla galleria del Passo di M. Croce Carnico (Plöcken). Nota II-Dalla progressiva 1000 alla progressiva 2920 del tratto Italiano. – *Boll. Soc. Ital.*, **87**, 183–193, Roma 1968.
- DEROO, G., GAUTHIER, J. & SCHMERBER, G.: Etudes d'environnements carbonates a propos du Devonien des Alpes Carniques. – In: OSWALD, D. H. (Ed.), *Internat. Symp. Devonian System*, **II**, 307–323, Calgary (Alberta Soc. Petrol. Geol.) 1967.
- EBNER, F.: Das Paläozoikum des Eiferspitz (Ashgill bis Unterkarbon; Karnische Alpen, Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1973**, 155–193, Wien 1973a.
- EBNER, F.: Die Conodontenfauna des Devon/Karbon-Grenzbereichs am Eiferspitz (Karnische Alpen, Österreich). – *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum*, **33**, 36–49, Graz 1973b.
- EBNER, F.: Foraminiferen aus dem Paläozoikum der Karnischen Alpen. – *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum*, **34**, 3–24, Graz 1973c.
- ERBEN, H. K.: Über die Tropicocoryphinae (Tril.) – *Liefg. 1*. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **125**, 170–211, Stuttgart 1966.
- ERBEN, H. K.: Faunenprovinzielle Beziehungen zwischen unterdevonischen Trilobiten der Karnischen Alpen und Zentralasiens. – *Carinthia II*, **27**, Sh., 17–18, Klagenfurt 1969.
- ERBEN, H. K., FLÜGEL, H. & WALLISER, O. H.: Zum Alter der Hercynellen führenden Gastropoden-Kalke der Zentralen Karnischen Alpen. – *2. Intern. Silur/Devon-Symposium*, 71–79, Stuttgart 1962.
- FENNINGER, A., SCHÖNLAUB, H. P., HOLZER, H.-L. & FLAJS, G.: Zu den Basisbildungen der Auernigsschichten in den Karnischen Alpen (Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1976**, 243–255, Wien 1976.
- FERRARI, A. & VAI, G. B.: Revision of the Famennian Rhynchonellid Genus *Plectorhynchella*. – *Giorn. Geol. Ann. Mus. Geol. Bologna*, Ser. 2a, **39**, 1971, 163–220, Bologna 1973.
- FLAJS, G. & PÖLSLER, P.: Vorbericht über conodontenstratigraphische Untersuchungen im Süd-Abschnitt des Pipoline-Stollens Plöcken (Karnische Alpen). – *Anz. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, **1965**, 305–308, Wien 1965.
- FLÜGEL, E.: Revision der devonischen Hydrozoen der Karnischen Alpen. – *Carinthia II*, **66**, 41–60, Klagenfurt 1956.
- FLÜGEL, E.: Eine mitteldevonische Korallen-Stromatoporen-Fauna vom Plöcken-Paß (Kleiner Pal-Westflanke, Karnische Alpen). – *Carinthia II*, **68**, 49–61, Klagenfurt 1958.
- FLÜGEL, E. & GRÄF, W.: Aufnahmen 1958 auf Kartenblatt Köttschach (197). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1959**, A 17–A19, Wien 1959.
- FLÜGEL, E. & GRÄF, W.: Ein neuer Fund von *Asterocalamites scrobiculatus* (SCHLOTH.) ZEILLER im Hochwipfelkarbon der Karnischen Alpen. – *Carinthia II*, **69**, 41–42, Klagenfurt 1959.
- FLÜGEL, H.: Neue Graptolithen aus dem Gollandium der Karnischen Alpen. – *Carinthia II*, **63**, 22–26, Klagenfurt 1953.
- FLÜGEL, H.: Revision der ostalpinen Heliolitina. – *Mitt. Museum Bergb., Geol., Techn.*, **17**, 55–101, Graz 1956.
- FLÜGEL, H.: Vorbericht über mikrofazielle Untersuchung des Silurs des Cellon-Lawinenrisses (Karnische Alpen). – *Anz. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, **1965**, 289–297, Wien 1965.
- FLÜGEL, H., GRÄF, W. & ZIEGLER, W.: Bemerkungen zum Alter der „Hochwipfelschichten“ (Karnische Alpen). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1959**, 153–167, Stuttgart 1959.
- FLÜGEL, H. W. & KROPFITSCH-FLÜGEL, M.: ammonioidea palaeozoica. – *Cat. Foss. Austriae*, **Vle1**, 31 S., Wien 1965.
- FLÜGEL, H. W., JAEGER, H., SCHÖNLAUB, H. P. & VAI, G. B.: Carnic Alps. In: *The Silurian-Devonian Boundary*. – *IUGS Series A*, No. **5**, 126–142, Stuttgart 1977.
- FRANKAVILLA, F.: Spore nel Flysch Hochwipfel. – *Giorn. Geol.*, (2), **33**–1965, 493–526, Bologna 1966.
- FRECH, F.: Über das Devon der Ostalpen nebst Bemerkungen über das Silur und einem paläontologischen Anhang. – *Zt. Dt. Geol. Ges.*, **43**, 659–737, Berlin 1887.
- FRECH, F.: Die Karnischen Alpen. – 514 S., Halle (Verl. Max Niemeyer) 1894.
- FRITZ, A.: Beitrag zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte der Karnischen Alpen [Kärnten]. – *Carinthia II*, **166/66**, 175–196, Klagenfurt 1976.
- GAERTNER, H. R. von: Vorläufige Mitteilung zur Geologie der Karnischen Alpen. – *Mitt. Naturw. Ver. Steiermark*, **63**, 111–118, Graz 1927.
- GAERTNER, H. R. von: Geologie der Zentralkarnischen Alpen. – *Denkschr. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl.*, **102**, 113–199, Wien 1931.
- GAERTNER, H. R. von: Silurische und tiefunterdevonische Trilobiten und Brachiopoden aus den Zentralkarnischen Alpen. – *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **51**, 188–252, Berlin 1931.
- GEDIK, I.: Conodonten aus dem Unterkarbon der Karnischen Alpen. – *Abh. Geol. B.-A.*, **31**, 43 S., Wien 1974.
- GEYER, G.: Zur Stratigraphie der palaeozoischen Schichtserie in den Karnischen Alpen. – *Verh. Geol. R.-A.*, **1894**, 102–119, Wien 1894.
- GEYER, G.: Aus dem palaeozoischen Gebiete der Karnischen Alpen. – *Verh. Geol. R.-A.*, **1895**, 60–90, Wien 1895.
- GEYER, G.: Geologische Spezialkarte der Österr.-Ungar. Monarchie 1 : 75.000, Blatt Ob. Drauburg und Mauthen mit Erläuterungen. – 85 S., *Geol. R.-A.*, Wien 1901.
- GÖDDERTZ, B.: Zur Geologie und Conodontenstratigraphie der Rauchkofelböden und des Rauchkofel in den Zentralen Karnischen Alpen. – *Unveröff. Dipl.-Arb.*, Rhein. Friedr.-Wilh. Univ. Bonn, 88 S., Bonn 1982.
- GORTANI, M.: Sopra alcuni fossili neocarboniferi delle Alpi Carniche. – *Boll. Soc. geol. Ital.*, **25**, 257–276, Roma 1906.

- GROESSENS, E.: Hypotheses concernant l'Evolution de Conodontes utiles à la Biostratigraphie du Dinantien. – Intern. Symp. on Namur 1974, Publ. no. 16, 16 S., Bruxelles 1975.
- HAAS, W.: Trilobiten aus dem Silur der Karnischen Alpen. – Carinthia II, 27. Sh., S. 23, Klagenfurt 1969.
- HAUER, F. von: Geologische Übersichtskarte der österreichischen Monarchie. – Jb. Geol. R.-A., 18, 1–44, Wien 1868.
- HERITSCH, F.: Tektonische Fragen im Karbon der Karnischen Alpen. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, 137, 303–338, Wien 1928.
- HERITSCH, F.: Die tektonische Stellung von Hochwipfelfazies und Naßfeldfazies des Karbons der Karnischen Alpen. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, 138, 413–423, Wien 1929.
- HERITSCH, F.: Die Karnischen Alpen. Monographie einer Gebirgsgruppe der Ostalpen mit variszischem und alpidischem Bau. – 205 S., Geol. Inst. Univ. Graz, Graz 1936.
- HERITSCH, F., KAHLER, F. & METZ, K.: Die Schichtfolge von Oberkarbon und Unterperm. In: HERITSCH, F.: Die Stratigraphie von Oberkarbon und Perm in den Karnischen Alpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 26 (1933), 163–180, Wien 1934.
- HIGGINS, A. C.: Conodont zonation of the late Viséan–early Westphalian strata of the south and central Pennines of northern England. – Bull. Geol. Surv. Great Britain, 53, 90 S., London 1975.
- HIGGINS, A. C.: The distribution of conodonts in relation to the palaeogeography of late Viséan–Namurian time. – In (NEALE & BRASIER, Eds.): Microfossils from recent and fossil shelf seas. – 37–51, Chichester (Ellis Horwood) 1981.
- HIGGINS, A. C. & BOUCKAERT, J.: Conodont Stratigraphy and Palaeontology of the Namurian of Belgium. – Mém. Expl. Cartes Géol. et Minières de la Belgique, 1968, 10, 64 S., Bruxelles 1968.
- HIGGINS, A. C. & WAGNER-GENTIS, C. H. T.: Conodonts, goniatites and biostratigraphy of the earlier Carboniferous from the Cantabrian Mountains, Spain. – Palaeontology, 25, 313–350, London 1982.
- HOMANN, W.: Unter- und tief-mittelpermische Kalkalgen aus den Rattendorfer Schichten, dem Trogkofel-Kalk und dem Treßdorfer-Kalk der Karnischen Alpen (Österreich). – Senck. leth., 53, 135–313, Frankfurt 1972.
- HOUSE, M. R. & PRICE, J. D.: Devonian ammonoid faunas of the Carnic Alps. In: Field Trip A - Carnic Alps, 14–15. – Abh. Geol. B.-A., 35, Wien 1980.
- HUNGER, G.: Zur Geologie des Hochwipfelflysches zwischen Collina und dem Plöckenpaß in den Zentralen Karnischen Alpen. – Unveröff. Dipl.-Arb. Rhein. Friedr.-Wilh. Univ. Bonn, 67 S., Bonn 1984.
- JAEGER, H.: Vorbericht über graptolithenstratigraphische Untersuchungen in den Karnischen Alpen, insbesondere an der Bischofalm. – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 1968, 155–159, Wien 1968.
- JAEGER, H.: Kritische Bemerkungen zu einigen Angaben über Graptolithenfunde in den Ostalpen. – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 1969, 173–177, Wien 1969.
- JAEGER, H.: Die Graptolithenführung im Silur/Devon des Cellon-Profiles (Karnische Alpen). – Carinthia II, 165/85, 111–126, Klagenfurt 1975.
- JAEGER, H. & PÖLSLER, P.: Bericht über die geologische Aufnahme des Findenigkofels (Monte Lodin) in den Karnischen Alpen (Kärnten). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 1968, 149–155, 1 Abb., Wien 1968.
- JAEGER, H. & SCHÖNLAUB, H. P.: Ein Beitrag zum Verhältnis Conodonten-Parachronologie/Graptolithen-Orthochronologie im älteren Silur. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 1970, 85–90, Wien 1970.
- JAEGER, H. & SCHÖNLAUB, H. P.: Das Ordoviz/Silur-Profil im Nöblinggraben (Karnische Alpen, Österreich). – Verh. Geol. B.-A., 1977, 349–359, Wien 1977.
- JAEGER, H., HAVLÍČEK, V. & SCHÖNLAUB, H. P.: Biostratigraphie der Ordovizium/Silur-Grenze in den Südalpen – Ein Beitrag zur Diskussion um die Hirnantia-Fauna. – Verh. Geol. B.-A., 1975, 271–289, Wien 1975.
- JAEGER, H. & SCHÖNLAUB, H. P.: Silur und Devon nördlich der Gundersheimer Alm in den Karnischen Alpen (Österreich). – Carinthia II, 170/90, 403–444, Klagenfurt 1980.
- JHAVERI, R. B.: Unterdevonische Gastropoden aus den Karnischen Alpen. – Palaeontographica Abt. A, 133, 146–176, Stuttgart 1969.
- KAHLER, F.: Fusuliniden aus Karbon und Perm der Karnischen Alpen und der Karawanken. – Carinthia II, 41. Sh., 107 S., Klagenfurt 1983.
- KODSI, M. G.: Korallen aus dem Unterdevon der Karnischen Alpen. – Verh. Geol. B.-A., 1971, 576–607, Wien 1971.
- KRAUSE, P. G.: Über das Vorkommen von Kulm in der Karnischen Hauptkette. – Verh. Geol. R.-A., 1906, 64–68, Wien 1906.
- KRISTAN-TOLLMANN, E.: Revision der altpaläozoischen Sorosphaeren (Foram.). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1971, 171–180, Stuttgart 1971.
- KRIZ, J.: New genera of Cardiolidae (Bivalvia) from the Silurian of the Carnic Alps. – Vest. Ustred. Ustav Geol., 49, 171–176, Prague 1974.
- KRIZ, J.: Silurian Cardiolidae (Bivalvia). – Sbornik geol. ved. (J. Geol. Sciences), Paleontologie, 22, Prague 1979.
- KÜPPER, H.: Jungpaläozoische Sedimentation und Orogenese im Bereiche der Karnischen Alpen. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beilagenbd. 57, Abt. B, 43–86, Stuttgart 1927.
- LEDITZKY, H. P.: Die stratigraphische Gliederung des Gebietes zwischen Zollnerhöhe und Zollnersee in den Karnischen Alpen (Österreich). – Carinthia II, 163/83, 169–177, Klagenfurt 1973.
- LANGER, W.: Foraminiferen aus dem Alt-Paläozoikum der Karnischen Alpen. – Carinthia II, 159/79, 34–60, Klagenfurt 1969.
- MANARA, C. & VAI, G. B.: La Sezione e i conodonti del Costone Sud del M. Rauchkofel (Paleozoico, Alpi Carniche). – Giorn. Geologia Ann. del Mus. Geol. di Bologna, 36 (1968), 441–514, Bologna 1970.
- MANZONI, M.: Conodonti neodevonici e eocarboniferi al Monte Zermula (Alpi Carniche). – Giorn. Geol., 33-1965, 461–488, Bologna 1966.
- MANZONI, M.: Il Devoniano superiore e il Carbonifero inferiore nelle serie pelagiche di Val Uqua. – Giorn. Geol., 34-1966, 641–684, Bologna 1968.
- MARTIN, F.: Sur quelques Acritarches Llandoveriens de Cellon (Alpes Carniques Centrales, Autriche). – Verh. Geol. B.-A., 1978, 35–42, Wien 1978.
- MÜLLER, K. J.: Die Gattung *Palmatolepis*. – Abh. senck. naturf. Ges., 494, 1–70, Frankfurt 1956.
- MÜLLER, K. J.: Nachweis der Pericyclus-Stufe (Unterkarbon) in den Karnischen Alpen. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1959, 90–94, Stuttgart 1959.
- MÜLLER, K. J.: Bürstenbildung bei Conodonten. – Paläont. Z., 43, 64–71, Stuttgart 1969.
- METCALFE, I.: Conodont zonation and correlation of the Dinantian and early Namurian strata of the Craven Lowlands of northern England. – Inst. Geol. Sciences, Rept. 80/10, 70 S., London 1980.
- PAPP, A.: Beobachtungen am Profil des Seekopfssockels am Wolayersee in den zentralen Karnischen Alpen. – Carinthia II, 152/72, 79–90, 3 Abb., Klagenfurt 1962.
- PERRI, M. C. & SPALLETTA, C.: Conodonti e biozonatura del Frasniano (Devoniano sup.) di Pramasio, Alpi Carniche. – Boll. Soc. Paleont. Ital., 19/1980, 281–310, Modena 1980.
- PERRI, M. C. & SPALLETTA, C.: *Ancyrodella pramosica* n. sp. from the Lower Frasnian of the Carnic Alps. – Boll. Soc. Paleont. Ital., 20/1981, 93–98, Modena 1981.
- PŁODOWSKI, G.: Glattschalige Atrypacea aus den Zentralkarnischen Alpen und aus Böhmen. – Senck. leth., 52, 285–313, Frankfurt 1971.
- PŁODOWSKI, G.: Rhynchonellacea aus den Zentralkarnischen Alpen. – Senck. leth., 54, 65–103, Frankfurt 1973.
- POHLER, S.: Die Entwicklung der Flachwasserkarbonate im Mittel- und Oberdevon der Zentralen Karnischen Alpen (Seewartesockel zum S-Abfall der Hohen Warte). – Unveröff. Di-

- plomarb., Rhein. Friedr.-Wilh. Univ. Bonn, 134 S., Bonn 1982.
- PÖLSLER, P.: Geologie des Plöckentunnels der Ölleitung Triest-Ingolstadt (Karnische Alpen, Österreich/Italien). – *Carinthia II*, 157/77, 37–58, Klagenfurt 1967.
- PÖLSLER, P.: Stratigraphie und Tektonik im Nordabfall des Findenigkofels (Silur bis Karbon; Karnische Alpen, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, 112, 355–398, Wien 1969a.
- PÖLSLER, P.: Conodonten aus dem Devon der Karnischen Alpen (Findenigkofel, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, 112, 399–440, Wien 1969b.
- RISTEDT, H.: Zur Revision der Orthoceratidae. – *Abh. math.-naturw. Kl., Akad. Wiss.*, 1968, 213–287, Mainz 1968.
- SCHNABEL, W.: Schwermineraluntersuchungen im Variszikum der Karnischen Alpen (Österreich und Italien). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1976, 191–206, Wien 1976.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Das Paläozoikum zwischen Bischofalm und Hohem Trieb (Zentrale Karnische Alpen). – *Jb. Geol. B.-A.*, 112, 265–320, Wien 1969a.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Conodonten aus dem Oberdevon und Unterkarbon des Kronhofgrabens (Karnische Alpen, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, 112, 321–354, Wien 1969b.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Vorläufige Mitteilung über die Neuaufnahme der silurischen Karbonatfazies der zentralen Karnischen Alpen (Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1970, 306–315, Wien 1970.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Zur Problematik der Conodonten-Chronologie an der Wende Ordoviz/Silur mit besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse im Llandovery. – *Geologica et Palaeontologica*, 5, 35–57, Marburg 1971a.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Palaeo-Environmental Studies at the Ordovician/Silurian Boundary in the Carnic Alps. – *Mem. B.R.G.M.*, 73, 367–376, Paris 1971b.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Die fazielle Entwicklung im Altpaläozoikum und Unterkarbon der Karnischen Alpen. – *Z. Dt. Geol. Ges.*, 122, 97–111, Hannover 1971c.
- SCHÖNLAUB, H. P.: New Data on the Ordovician/Silurian Boundary in the Carnic Alps. – In: *Third Intern. Symp. Ordov. System, Program & Abstracts*, S. 11, Columbus, Ohio (The Ohio State University) 1977.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Paläozoikum in Österreich. – *Abh. Geol. B.-A.*, 33, 124 S., Wien (Geol. B.-A.) 1979.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Carnic Alps. Field trip A. – *Guidebook Second European Conodont Symposium*. – *Abh. Geol. B.-A.*, 35, 5–57, Wien (Geol. B.-A.) 1980.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Bericht 1978 über Aufnahmen im Paläozoikum auf Blatt 198, Weißbriach. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1979, A154–A155, Wien 1981.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Bericht 1979 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Karnischen Alpen auf Blatt 198, Weißbriach. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1980, A131–A134, Wien 1983.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Devonian Conodonts from section Oberbuchach II in the Carnic Alps (Austria). – *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg* (in Druck).
- SCHÖNLAUB, H. P. & FLAJS, G.: Die Schichtfolge der Nordwand der Hohen Warte (Mt. Coglians) in den Karnischen Alpen (Österreich). – *Carinthia II*, 165/85, 83–96, Klagenfurt 1975.
- SCHOUPPE, A.: Korallen und Stromatoporen aus dem ef der Karnischen Alpen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 99, 379–450, Stuttgart 1954.
- SCHWINNER, R.: Profile durch die Schuppenzone des Wolaier Gebietes. – In: *Geologie der Karnischen Alpen* (von F. HERITSCH & R. SCHWINNER). – *Jb. Geol. B.-A.*, 75, 249–270, Wien 1925.
- SPALLETTA, C., VAI, G. B. & VENTURINI, C.: Il Flysch ercinico nella geologia dei Monti Paularo e Dimon (Alpi Carniche). – *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 20, 243–265, Bologna 1980.
- SPALLETTA, C., PERRI, M. C. & VAI, G. B.: Pattern of conodont reworking in the Upper Devonian of the Alps: palaeoenvironmental and palaeotectonic implications. – *Lethaia*, 16, 51–66, Oslo 1983.
- SPALLETTA, C. & VAI, G. B.: Upper Devonian Intraclast Breccias interpreted as seismites. – *Marine Geology*, 55, 133–144, Amsterdam 1984.
- SPITZ, A.: Geologische Studien in den zentralkarnischen Alpen. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 2, 278–334, Wien 1909.
- STACHE, G.: Entdeckung von Graptolithenschiefer in den Südalpen. – *Verh. Geol. R.-A.*, 1872, 234–235, Wien 1872.
- STACHE, G.: Der Graptolithenschiefer am Osternig-Berge in Kärnten und seine Bedeutung für die Kenntnis des Gailthaler Gebirges und für die Gliederung der paläozoischen Schichtreihe der Alpen. – *Jb. Geol. R.-A.*, 23, 175–248, Wien 1873.
- STACHE, G.: Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. – *Jb. Geol. R.-A.*, 24, 135–272, Wien 1874.
- STACHE, G.: Über die Verbreitung silurischer Schichten in den Ostalpen. – *Verh. Geol. R.-A.*, 1879, 216–223, Wien 1879.
- STACHE, G.: Aus dem Westabschnitt der Karnischen Hauptkette. – Die Silurformation des Wolayer Gebirges und des Peralba-Silvella-Rückens. – *Verh. Geol. R.-A.*, 1883, 210–216, Wien 1883.
- STACHE, G.: Über die Silurbildungen der Ostalpen, nebst Bemerkungen über die Devon-Karbon- und Permschichten dieses Gebietes. – *Z. Dt. Geol. Ges.*, 36, 277–378, Berlin 1884.
- STUR, D.: Fossile Pflanzenreste aus dem Schiefergebirge von Tergove in Croatien. – *Jb. Geol. R.-A.*, 18, 131–138, Wien 1886.
- SUOSS, E.: Über die Äquivalente des Rothliegenden in den Alpen. – *Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I*, 57, 230–277, 763–806, Wien 1868.
- SUOSS, E.: Über ein Vorkommen von Fusulinen in den Alpen. – *Verh. Geol. R.-A.*, 1870, 4–5, Wien 1870.
- TARAMELLI, T.: Osservazione stratigraphiche sulle valli del Degano e della Vinadia in Carnia. – *Ann. R. Istituto tecnico di Udine, II*, Udine 1869.
- TIETZ, G. F.: Petrographische und geochemische Untersuchungen an einer kondensierten Kalkbank des unteren Silurs der Karnischen Alpen (Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1976, 207–242, Wien 1976.
- TIETZE, E.: Beiträge zur Kenntnis der älteren Schichtgebilde Kärntens. – *Jb. Geol. R.-A.*, 20, 259–272, Wien 1870.
- UNGER, F.: Anthrazitlager in Kärnten. – *Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl.*, 60, 18 S., Wien 1869.
- VAI, G. B.: Ricerche geologiche nel gruppo del M. Coglians e nella zona di Volaja (Alpi Carniche). – *Giorn. Geol.* (2), 30, 137–198, Bologna 1963.
- VAI, G. B.: Il problema del limite Siluriano-Devoniano e di risultati di tre Convegni Internazionali. – *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 84 (n. 4), 192–212, Roma 1965.
- VAI, G. B.: Le Dévonien inférieur biohermal des Alpes Carniques Centrales. – *Colloque sur le Dévonien inférieur* (Rennes 1964), paru 1967. – *Mem. B.R.G.M.*, 33, 285–300, Paris 1967.
- VAI, G. B.: Formazione del paleozoico antico. – In: *Note illustrative F 4c-13 „Monte Cavallino-Ampezzo“*. – *Serv. Geol. d'Italia*, 108 S., Roma 1971.
- VAI, G. B.: Distribution of *Karpinskia* in the Lower Devonian of Mount Coglians (Carnic Alps). – *Trudy III Me. Simp. Silura/Devona*, 2, 75–79, russisch, Leningrad 1973.
- VAI, G. B.: Stratigrafia e paleogeografia ercinica delle Alpi. – *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 13/1 (1974), 7–37, Bologna 1976.
- VAI, G. B.: Sedimentary environment of Devonian pelagic limestones in the Southern Alps. – *Lethaia*, 13, 79–91, Oslo 1980.
- WALLISER, O. H.: Conodonten aus dem oberen Gotlandium Deutschlands und der Karnischen Alpen. – *Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch.*, 85, 28–52, Wiesbaden 1957.
- WALLISER, O. H.: Conodonten des Silurs. – *Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch.*, 41, 106 S., Wiesbaden 1964.

II. Exkursionen

Exkursion „Wolayersee“

Route: Kötschach-Mauthen – Plöckenstraße – Ederwirt – Übeltalgraben – Kreuztratten – Untere Valentinalm – Obere Valentinalm – Valentintörl – Rauchkofelboden – Wolayersee – Seekopfsöckel – Seewartesöckel – Valentintörl – Plöckenpaß – Cellonettarinne – Kötschach-Mauthen.

● Übeltalgraben (D. v. HUSEN)

An der Straßenböschung und am neuen Forstweg ist hoch verdichtete Grundmoräne aufgeschlossen. Die Korngrößenzusammensetzung ist durch einen sehr hohen Anteil an Feinkorn bestimmt, der in diesem Fall 49 % ausmacht (Ton und Schluff). Durch die hohe Vorbelastung (Überkonsolidierung) durch ca. 1000 m Eisüberlagerung ist das Material im bergfeuchten Zustand ein standfestes, kompaktes Gestein, das aber nach Austrocknung sehr empfindlich gegen Wiederbefeuchtung ist (veränderlich festes Gestein).

Die Geschiebezusammensetzung entspricht dem Einzugsgebiet des Eises im Valentintal. Die Feinanteile sind hauptsächlich Quarzkörner, Bruchstücke von Tonschiefern und Phylliten und feinerriebener Glimmer. In den größeren Anteilen zeigen die Quarzite und Sandsteine noch keine Bearbeitung (kurzer Transport), während Tonschiefer, Phyllite und die Karbonate bereits kantengerundet sind. Letztere zeigen auch bereits deutliche Kritzung und Politur.

● Kreuztratten (D. v. HUSEN)

In der Kreuztratten sind entlang des Valentin Baches Blockfelder entwickelt, die aus grobem Blockwerk mit hausgroßen Blöcken bestehen. Das Material entstammt dem Bereich der Kellerwand und stellt einen Bergsturz dar, der auf dem Gletscher bis in diese Position gelangte.

● Obere Valentinalm (1540 m), Geologischer Überblick (H. P. SCHÖNLAUB)

Der Blick nach Norden und Osten schweift über Rauchkofel (2436 m), Gamskofel (2526 m), Mooskofel (2359 m) zum Polinik (2332 m). Durch das breite Angerbachtal getrennt, schließt im Süden der Cellon (2241 m) an, der, durch die Grüne Schneid unterbrochen, in die Kellerwand fortsetzt. Hier sind die höchsten Gipfel der Kollinkofel (2742 m), die Kellerspitzen (2774 m) und schließlich die Hohe Warte (2780 m) als höchster Berg in den Karnischen Alpen.

Die Geologie dieser Berge ist so großartig wie das Panorama. Auf engstem Raum zusammengedrängt, treten Flachwasserkarbonate mit kleineren oder größeren Riffkörpern auf, finden sich am gegenüberliegenden Berg Lagunensedimente und knapp daneben pelagi-

sche Kalke des offenen Meeres; die Schichtfolgen reichen, vielfach gegliedert, meistens vom Ordoviz bis an das Ende des Unterkarbons ... der Puls des Paläontologen schlägt ob der vielen Fossilien rascher, der Tektoniker freut sich, der Kletterer ebenso – nur der kartierende Geologe muß Ordnung schaffen in diesem scheinbaren Wirrwarr:

Wie im tektonischen Teil ausgeführt, gehört der Rauchkofel zu einem primär (weit) im Norden der Kellerwand liegenden Ablagerungsraum. In fazieller Hinsicht vertritt die Schichtfolge die Uggwa-Fazies des Ordoviz, die Plöcken-Fazies im Silur und die Rauchkofel-Fazies s. l. im Devon. Die Ostwand, die wir erblicken, besteht aus Unter- und älterem Mitteldevon.

Die Fortsetzung der Gesteine des Rauchkofels ist am Fuß des Gamskofels, allerdings sehr tektonisch reduziert. Wir sehen von der Alm Mittel- und Oberdevon.

Die mächtige Südwand des Gamskofels besteht aus Lagunensedimenten des Devons, das sind Algenrhythmite, Crinoidenkalke, hellbräunliche Dolomite, Birds-eyedolomite und Laminite. Ursprünglich lagen diese weiter im Westen und bildeten die Fortsetzung der Kellerwand; die Mechanik des Zentralkarnischen Bogens brachte sie aber an ihren heutigen Platz.

Das grüne Schieferband, das den Mooskofel vom Gamskofel trennt, ist wohl größtenteils Hochwipfel-Formation; das Vorkommen von Quarziten im Gipfelbereich läßt aber auch an eine Beteiligung von Ordoviz denken (Vorsicht beim Anstieg: Schlangengefahr).

Der Mooskofel besteht aus Fossilschuttkalken, in erster Linie aus Crinoiden, Stromatoporen und rugosen wie tabulaten Korallen zusammengesetzt. Ihm vorgelagert und tektonisch getrennt sind Schiefer, die hellgrauen Mooskofel-Dolomite und zuunterst eine Rippe von unter- bis mitteldevonischen Flaserkalken, die die Fortsetzung des Rauchkofels bilden; eingeklemmt finden sich bei der Quelle der Unteren Valentinalm kleine Vorkommen von Wolayer Kalken und Himmelberg-Quarziten zwischen den Kalken. Im Osten überschiebt der Mooskofel-Kalk die Hochwipfel-Formation am Hinterjoch.

Der Blick nach Osten zeigt den zweigeteilten Feldkogel-Kalk des Polinik. Im Gebiet der Grünzone zwischen den schroffen Felsen liegt die verfallene Himmelberger Alm, die klassische Lokalität für Oberordoviz in Himmelberg-Fazies.

Bei guten Wetterverhältnissen ist die Auflage der Feldkogeldecke des Polinik auf den unterlagernden Gesteinen der Mautheneralmdecke gut sichtbar. Teile dieser Decke übersetzen das Valentintal und streichen in die Mauthener Alm.

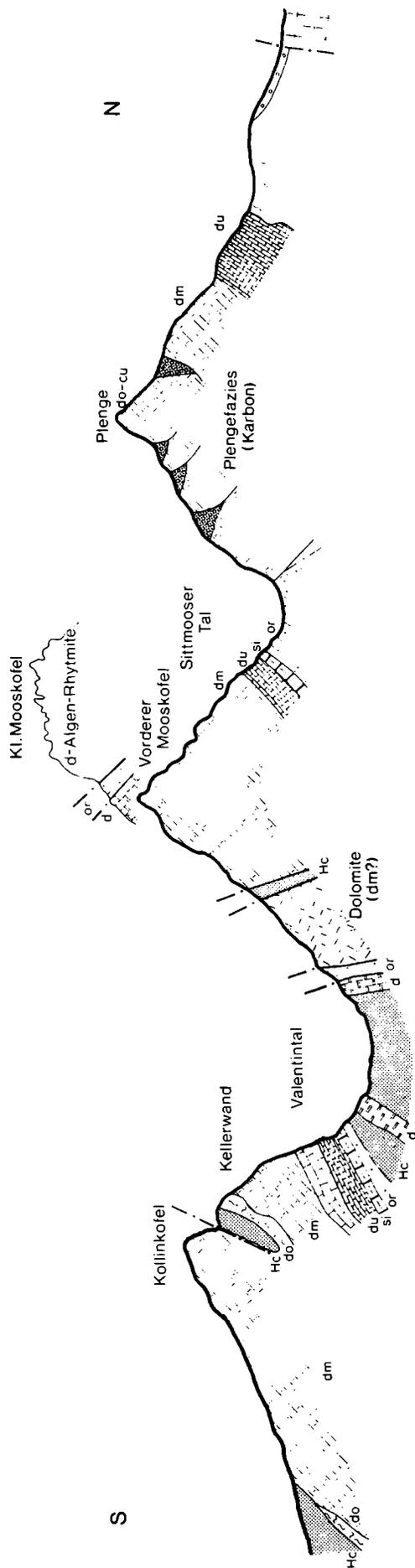


Abb. 16: Nord-Süd-Schnitt durch die Karnischen Alpen vom Lesachtal über Plenge, Mooskofel, Kellerwand zum Kollinkofel. or = Ordoviz, si = Silur, d = Devon, ungegliedert; du = Unterdevon, dm = Mitteldevon, do = Oberdevon, hc = Hochwipfel-Formation (nach H. P. SCHÖNLAUB, 1979).

Das breite Angerbachtal ist schutterfüllt, am Ausgang zudem von Moränen überdeckt. Der Fels besteht aus Hochwipfel-Formation, in die sich wiederholt Lagen von grauen und hellen, auch grünlichen Lyditen, Radiolariten und Hornsteinen einschalten.

Nach Südosten folgt der Cellon-Kellerwand-Zug. Die steil aufgerichteten Kalke des Cellon bilden einen nordvergente Luftsattel und verbinden sich mit dem im Hochwald einen Absatz formenden nördlichen Schenkel. Die dazwischenliegende Cellonalm besteht tatsächlich ausschließlich aus ordovizischen Schiefen des Sattelkerns.

Durch die kühne Bearbeitung der Kellerwand im Bereich der Oberen Valentinalm – Eiskar – Kollinkofel durch L. KREUTZER (Aachen) kennen wir die Schichtfolge in diesem Teil der Wand heute recht genau (vgl. Beilage 2 zur Geol. Karte). Wichtig ist vor allem die schon lange bekannte Tatsache, daß in der Kellerwand von Ost nach West ein Fazieswechsel von fore-reef bzw. slope deposits zu Flach- und Riffwasserablagerungen stattfindet. Diesem Phänomen sollte beim Weitermarsch auf das Valentintörl besondere Beachtung geschenkt werden.

Der Weg auf das Valentintörl führt zwischen Rauchkofel und Kellerwand langsam bergan. Wir queren Blockhalden, von Schutt überrollte Blockmoränen und Schutthalden auf der Südseite des Rauchkofels. Während hier die Schichtfolge nach Westen hin in immer tiefere stratigraphische Niveaus bis in das Oberordoviz absteigt, herrscht in der Kellerwand, unterbrochen von einer flexurartigen Aufschiebung, meist flache Lagerung.

● Valentintörl (H. P. SCHÖNLAUB)

Kurz vor Erreichen des Valentintörls (2138 m) wird der anstehende Fels aus Hochwipfel-Formation erreicht. Das Nord-Süd-Profil über das Valentintörl, den Törlkopf und die Basis der Schichtfolge der Hohen Warte gibt die Abb. 17 wieder. Auf engstem Raum sind hier verschiedene Gesteinszonen in verschiedener Fazies zusammengedrängt:

In einer kleinen Depression am Törl verläuft die Grenze zwischen der Hochwipfel-Formation, die die normale Auflage auf die bunten Devonkalke des südlichen Rauchkofels bildet, und ordovizischen Schiefen, die die Basis des Törlkopf-Profiles darstellen. Daran schließt der graue Wolayer Kalk des Oberordoviz an, der vor sich ein grobes Blockfeld ausbreitet.

Wie in der Wolayer Fazies üblich, folgt über diesem Kalk nur eine lückenhaft entwickelte Schichtfolge des Silurs, in diesem Fall liegen wenige Meter Obersilur in einem Kalk-zu-Kalk-Kontakt direkt auf dem Ordoviz. Es schließt geringmächtiges Lochkov an und danach 20–30 m Findendig-Kalk, der die Prag- und teilweise Ems-Stufe des Unterdevons vertritt.

Das südliche Valentintörl ist stärkstens verschuppt; Fetzen von Hochwipfel-Formation, Findenig-Kalk, Uggwa-Schiefer und Unterdevon-Kalk in 2–3 m Mächtigkeit geben Zeugnis über die tektonische Basis der Hohen Warte in diesem Bereich. Auf kaum 100 m in westlicher oder östlicher Richtung scheint die Welt wieder in Ordnung: Im Profil der „Valentininsel“ sind die Basisanteile der Hohen Warte ungestört erhalten, ebenso wenige Meter westlich des südlichen Törls, in dem eine fossilreiche Abfolge aus dem Oberordoviz und Silur mehr-

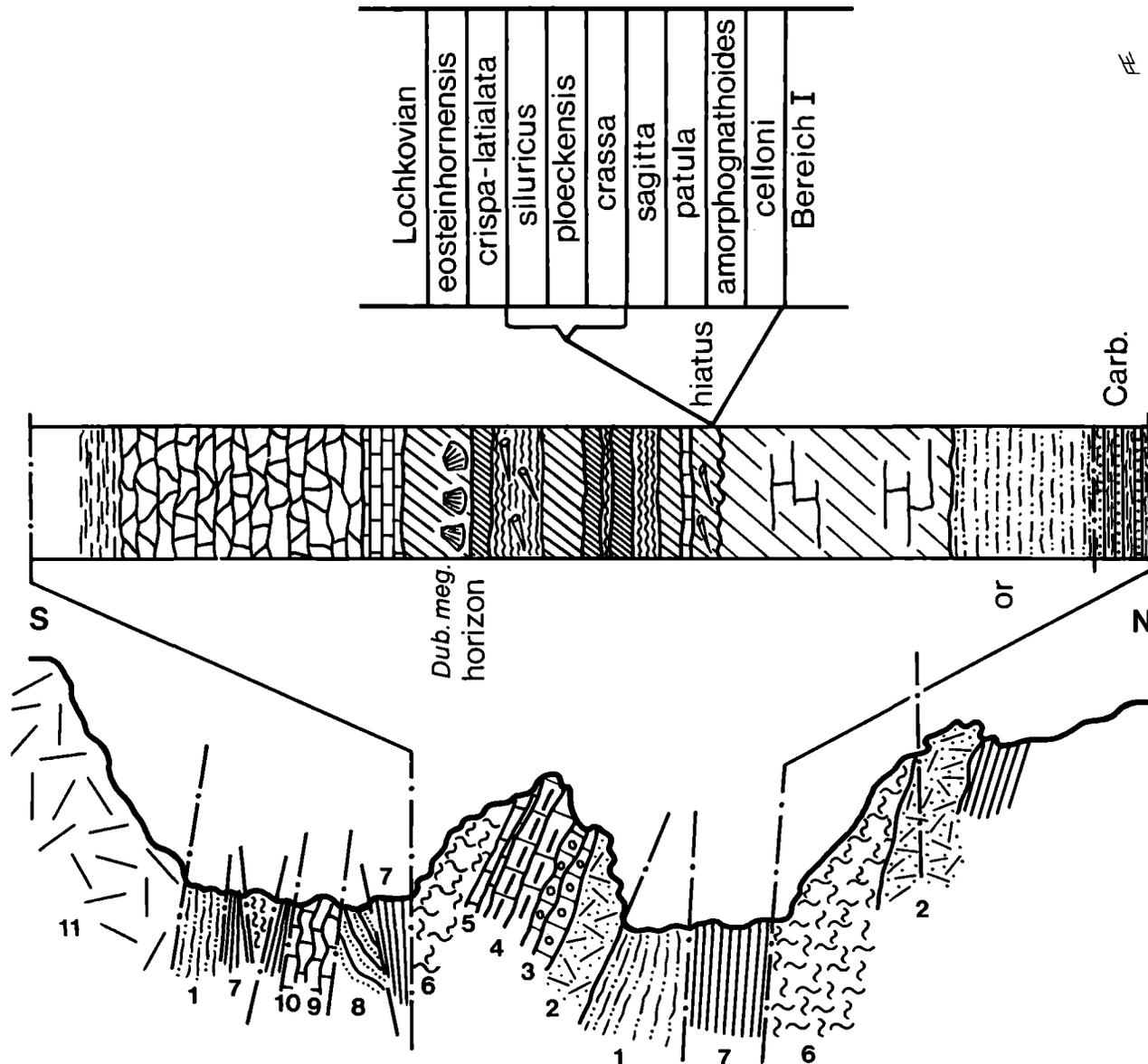


Abb. 17: Nord-Süd-Profil des Valentintörls (nach H. P. SCHÖNLAUB et al., 1980).

1 = Uggwa-Schiefer (Ordoviz); 2 = Wolayer Kalk (Ordoviz); 8 = Himmelberg-Sandstein (Ordoviz); 3,9 = Kok-Formation; 4 = Alticola- + Megaerella-Kalk; 5 = Rauchkofel-Kalk; 6 = Findenig-Kalk; 7 = Hochwipfel-Formation; 10 = Devonkalk, ungliedert; 11 = C

fach untersucht und beschrieben wurde (H. R. v. GAERTNER, 1931; H. P. SCHÖNLAUB, 1970, 1971; H. P. SCHÖNLAUB et al., 1980; G. F. TIETZ, 1976). Der Aufschluß wird aber nicht besucht.

● **Wolayer Gletscher**
(H. P. SCHÖNLAUB)

Der Abstieg vom Valentintörl in Richtung Wolayersee führt anfangs durch die Gesteine der Hochwipfel-Formation, die das normale Hangende der rechts vom Steig anstehenden oberdevonischen Kalke bilden. Gegenüber jener Stelle, wo vom Hauptweg der Steig auf die Hohe Warte abzweigt, sind Goniatitenkalke mit reichen Faunen gefunden worden. H. R. v. GAERTNER (1931), wahrscheinlich aber bereits F. FRECH (1897) kannten dieses Vorkommen, das in den vergangenen Jahren von J. PRICE (Univ. Hull/England) neu untersucht wurde.

Dieses Kurzprofil ist aus verschiedenen Gründen sehr interessant: Hier ist nämlich die einzige Stelle auf der Südseite des Rauchkofels, an der die kalkige Schichtfolge bis in die *Platyclymenia*-Zone, d. h. bis in das Famenne reicht; in der Regel enden die Kalke im Oberdevon I (obere *Palmatolepis triangularis*-Zone), wie z. B. 50 m weiter westlich im Detail untersucht ist (B. GÖDDERTZ, 1982). Der Grund für die nur an dieser Stelle überlieferten, jüngeren Kalke ist in einer intrakarbonen Bruchtektonik zu sehen, die eine grabenartige Einsenkung der Kalke vor der Sedimentation der Hochwipfel-Formation bewirkt hat. Dadurch wurden die Kalke an dieser Stelle vor der erosiven Abtragung bewahrt, die in der Nachbarschaft jedoch sehr wirksam war und nahezu die gesamte oberdevonische Schichtfolge entfernte. Die Störungsbegrenzung des Vorkommens ist gut zu sehen.

Der weitere Weg führt hinab auf die Verebnungsfläche, auf der noch in den 30-er Jahren ein Gletscher

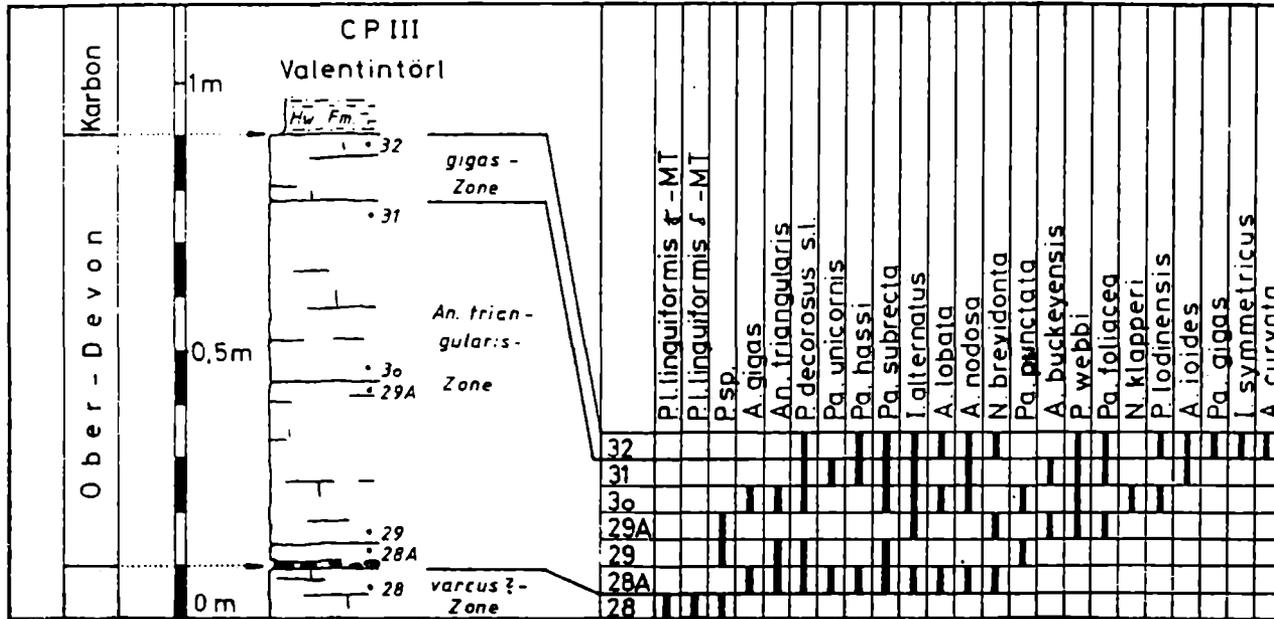


Abb. 18: Die Mittel-/Oberdevon-Grenze 100 m westlich des Valentintörls (nach B. GÖDDERTZ, 1982).

lag; deshalb wählten wir für die hier verbreiteten, geologisch interessanten Vorkommen die Ortsbezeichnung „Wolayer Gletscher“.

Kurz bevor der Steig die Verebnungsfläche erreicht, kommen wir ganz nahe an die Grenze Kalk/Hochwipfel-Formation. Hier ist eine mehrere m² große Kalkschichtfläche entblößt, auf der, makroskopisch erkennbar, große Conodonten des ältesten Oberdevons liegen. Es ist zugleich eine Diskontinuitätsfläche, an der ein Teil der Schichtfolge im Grenzbereich Mittel-/Oberdevon fehlt. Neben großen Conodonten finden sich hier Phosphoritknollen, Fischzähne, Flossenstachel, andere Skeletteile und Schalenbruch, die einen bone-bed-Horizont bezeugen.

Das gesamte Oberdevon ist an dieser Stelle 90 cm mächtig (vgl. Abb. 18). An der Basis fehlen die Ablagerungen, die einer Conodontenzone entsprechen (*Polygnathus asymmetricus*-Zone). Dieses Phänomen ist in den Karnischen Alpen weit verbreitet.

Im August, wenn der Lawinenschnee abgeschmolzen ist, sieht man links des Weges einen nahezu hausgroßen Kalkblock, der aus der Wand der Hohen Warte stammt. Es sind Crinoidenkalke mit fast vollständig erhaltener Wurzel, Stamm, Krone und Armen.

Der Steig führt mitten durch die Gesteine der Hochwipfel-Formation. Es sind hier scharfkantige, graue Tonschiefer mit Siltlagen, schräggeschichtete und gradierte Sandsteine sowie Lyditbrekzien mit nicht zu großen Komponenten. Lokal finden sich in den Sandsteinen Pflanzenhäcksel; Sohlmarken sind sehr selten, Wurm Spuren wurden bisher nicht beobachtet, hingegen ist convolute bedding (Gekrümmung) ein häufiges Merkmal dieser Gesteine. An Schwermineralen fand W. SCHNABEL (1976) hier eine Zirkon-, Turmalin-, Rutil- und Apatit-Dominanz, wobei noch etwas Chromspinell und Granat hinzutritt.

⑥ **Rauchkofel-Boden**
(H. P. SCHÖNLAUB)

Der Fußweg verläßt den Steig und führt in nördlicher Richtung, die Luftmeßapparatur rechts umgehend, über

eine Blockhalde zu den Kriegsstellungen (Laufgraben) am Rauchkofel-Boden in eine Höhe von 2175 m. Hier liegt das Typus-Profil der silurischen Wolayer Fazies mit einer durchgehend aufgeschlossenen Schichtfolge vom Oberordoviz bis in das Unterdevon (Prag-Stufe). Die Schichtfolge enthält eine Reihe von Makrofossilfundpunkten, die Kalke führen außerdem reichlich Conodonten. Detailbeschreibungen gaben H. R. v. GAERTNER (1931), H. P. SCHÖNLAUB (1970) und H. P. SCHÖNLAUB et al. (1980). Die Nautiloideen bearbeitete H. RISTEDT (1968), die Trilobiten W. HAAS, die Bivalven J. KRIZ (1979).

Das Profil gliedert sich wie folgt (Abb. 19, 20):

- 8,60 m Wolayer Kalk: Grauer Cystoideen-führender Spatkalk mit Conodonten des Ashgills (*A. ordovicicus*-Zone);
- 3,90 m Kok-Kalk in der Varietät eines grauen Nautiloideenkalks mit reicher Führung von Nautiloideen und Trilobiten sowie Bivalven. Bekannt sind:

- Michelinoceras* (?) sp.
- Sphaerorthoceras* n. sp.
- Merocycloceras declivis* RISTEDT
- Parasphaerorthoceras* sp.
- Isiola lyra* KRIZ
- Slava fibrosa*
- Slava* sp.
- Cardiola aff. signata* BARR.
- Cardiola contrastans*
- Spanilla* sp.

In den unteren 1,5 m des Kok-Kalks fand W. HAAS, Bonn, folgende Trilobiten:

- Aulacopleura haueri* FRECH
- Kielania* n. sp.
- „*Odontopleura*“ *ovata* (EMMR.)
- Eodrevermannia* n. sp.
- Otarion* sp.
- Sharya* n. sp.
- Leonaspis* cf. *minuta*
- Xanionurus* n. sp.
- Koneprusia* n. sp.

Im Mittelteil kommen vor:

- Kosovopeltis* n. sp.
- Eodrevermannia* n. sp.
- Leonaspis* cf. *minuta*
- Raphiophorus* *rouaulti*

Dazu tritt im obersten Teil des Orthocerenkalkes
Prionopeltis striatus.

Nach Conodonten gehören diese Kalke in die *Ozarkodina sagitta*-Zone des Obersilurs. Dies zeigt, daß ein beträchtlicher Zeitraum nicht durch entsprechende Sedimente repräsentiert wird, sondern zwischen dem Oberordoviz des Wolayer Kalkes und der Basis des Kok-Kalkes eine Schichtlücke herrscht.

Die Auflagerung des Silurs auf dem Ordoviz erfolgt dennoch konkordant; sie kann als Bankfuge ausgebildet sein, die Grenzfläche kann aber auch durch einen Rückstandston angezeigt werden bzw. überhaupt nur als Farbwechsel in den Kalken in Erscheinung treten. So wird verständlich, daß vor Einsatz der Conodonten das Alter des Wolayer Kalkes umstritten war.

- 0,10 m schwarzer Kalk der *Cardiola*-Formation im Laufgraben, der aber heute schlecht sichtbar ist und neu aufgegraben werden muß.

- Cardiola docens* BARR.
- Cardiola consanguis* BARR.
- Cardiola* cf. *signata* BARR.
- Mila complexa* BARR.
- Spanila aspirans* BARR.
- Aulacopleura* cf. *münsteri*

Nach Conodonten gehört dieser Teil in die *Polygnathus siluricus*-Zone des oberen Ludlows.

- 15,00 m im unteren Teil rötlich geflammte, gut gebankte *Alticola*-Kalke, die nach wenigen Metern in graue, undeutlich gebankte, auch knollige Äquivalente der *Megaerella*-Kalke übergehen.

Aus dem unteren Teil führen H. R. v. GAERTNER und F. HERITSCH an:

- Spirigera canaliculata* BARR.
- Spirigera obovata* SOW.
- Retzia ? umbra* BARR.
- Maminca italica* GORTANI
- Dualina plicata* MSTR.
- Dualina* cf. *sedens* BARR.
- Tenka* cf. *bohémica* BARR.
- Loxonema commutatum* PERN.
- Holopella compressa* MSTR.
- Holopella trochleata* MSTR.
- Platyceras otiosum* BARR.
- Platyceras praepiscum* BARR.

Im oberen Teil, d. h. im steil abfallenden Wiesengang, kommen vor:

- Encrinurus transiens* BARR.
- Proetus romanicus* GAERTNER
- Petraia laevis* POCTA
- Holopella subcompressa* MSTR.
- Orthoceras tiro* BARR.
- Scyphocrinus* sp.

W. HAAS fand an der oberen Geländekante folgende Trilobiten:

- Goldillaenus nilssoni*
- Cornuproetus* (C.) cf. *vertumnus*
- Bohemoharpes* n. sp.
- Bohemoharpes* cf. *crassifrons*
- Cerauroides* cf. *propinquus*

- Encrinurus subvariolaris*
- Encrinurus ploeckensis*
- Phacopidella* n. sp.
- Ananaspis grimburgi*
- Ceratonurus* sp.

Nach Conodonten gehören die obersten, gut gebankten Kalke in die *eosteinhornensis*-Zone des jüngsten Silurs. Die Silur/Devon-Grenze liegt etwa 1 m über der *Scyphocrinites*-führenden Bank in den Kalken mit der Probennummer 201. In diesem Niveau ist das Erstauftreten des Leitconodonten für die Basis des Devons, *Icriodus woschmidti* ZIEGLER.

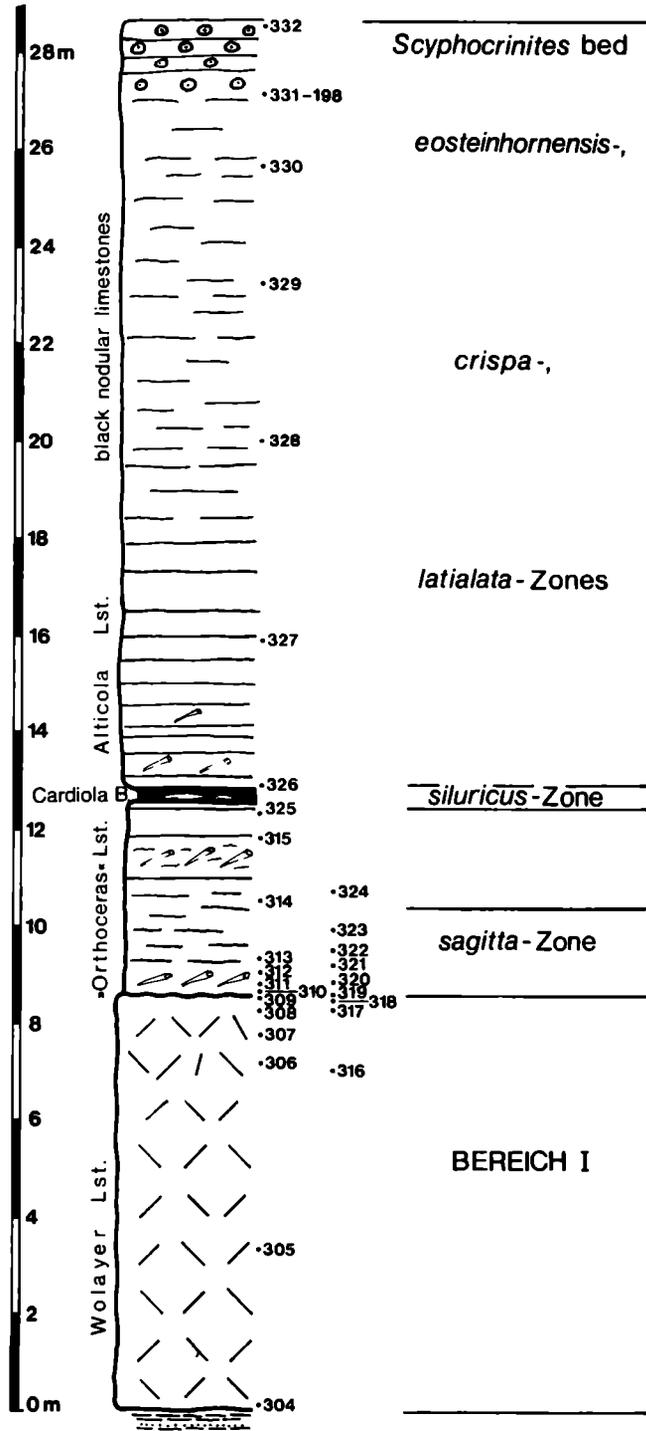


Abb. 19: Das Profil beim Laufgraben am Rauchkofelboden (Ordoviz- und Silur-Anteil) nach H. P. SCHÖNLAUB et al., 1980.

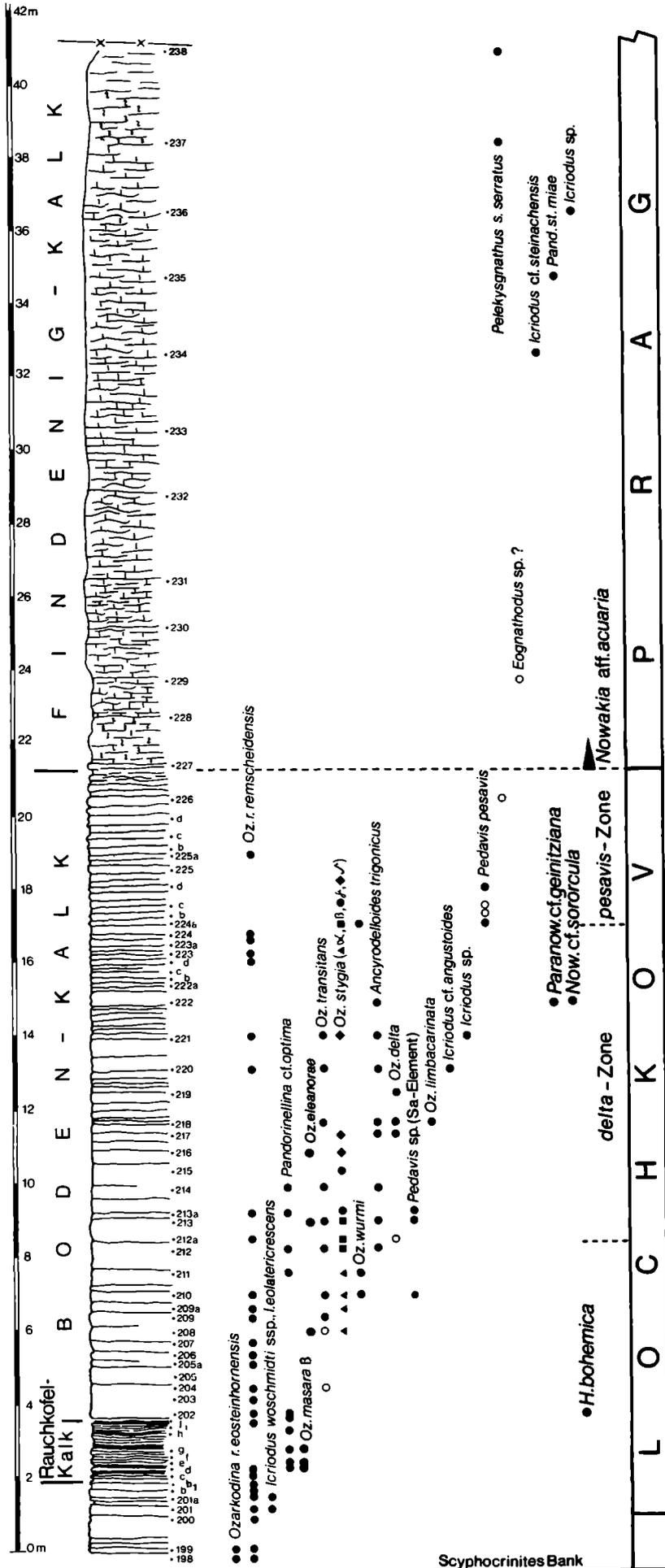


Abb. 20: Profil Rauchkofelboden, Unterdevon-Anteil mit basalem, 1,80 m mächtigem Rauchkofel-Kalk, darüber Boden-Kalk und Findenig-Kalk (nach H. P. SCHÖNLAUB et al., 1980, - verändert).

- 1,80 m dünngebankte, schwarze Kalke mit schwarzen Schieferzwischenlagen. Dieser Bereich entspricht in der Wolayer Fazies dem älteren Lochkov. Es handelt sich um Äquivalente des Rauchkofel-Kalkes, der hier extrem unterdrückt ist und dessen oberer Teil von den darüberfolgenden Boden-Kalken vertreten wird. In der devonischen Rauchkofel-Fazies s. l. wird der Rauchkofel-Kalk bis 120 m mächtig und vertritt das gesamte Lochkov.
- 15,50 m Bodenkalk:
Zwischen den Conodontenproben 201 und 202 wurde von G. K. B. ALBERTI die Dacryoconariden-Art *Homoctenowakia bohemica* gefunden. Damit beginnt das Oberlochkov. Etwa 10 m darüber, d. h. im Niveau von Probe 222 treten erstmals charakteristische Tentakuliten des jüngsten Lochkovs auf, wie *Paranowakia intermedia*, *Nowakia sororcula* und *Paranowakia geinitziana*. Sie zeigen an, daß der Boden-Kalk ebenfalls der Lochkov-Stufe angehört und die Grenzschichten mit der Prag-Stufe darüber folgen. Dieser Teil des Boden-Kalkes ist tonreicher, wellig gebankt und weniger „massig“ als der darunterliegende Kalk. Hier tritt eine charakteristische Conodonten-Assoziation des jüngsten Lochkovs auf.
- 20 m rote, knollige Flaserkalke bis Kalkschiefer, die als Findenig-Kalke bezeichnet werden. Die Lochkov/Prag-Grenze wird mit dem ersten reichen Auftreten der Dacryoconariden-Art *Nowakia acuaria* gezogen. In diesem Niveau vollzieht sich auch der lithologische Wechsel zwischen den grauen und den rötlichen Kalken.

Im Hangenden schneidet eine Störung das Profil nach oben ab. Nach Conodonten hat dieser Teil ein Mittel- bis Oberprag-Alter.

● Wolayer-See – E. Pichl-Hütte (H. P. SCHÖNLAUB)

Es wird angenommen, daß zur Würmzeit ein 70–100 m dicker Eispanzer über dem Wolayer See lag und nur die über 2000 m aufragenden Berggipfel die Gletscherkappe durchstießen.

E. SCHULTZE (1979) fand in den Seesedimenten die ältesten Pollen, die er der jüngeren Dryas-Zeit vor 10.900–10.000 J. v. h. zuordnete. Danach folgten die Föhren-, Birken- und Fichten-Floregemeinschaften. Geringere Bedeutung hatten Linden-, Ulmen- und Eichen-Pollen. Im Boreal (vor 8000 J. v. h.) dominierten Fichten-Pollen.

Im Atlantikum (7000–5000 J. v. h.) folgten Erlen-Pollen, zusammen mit Rotbuche und Tanne.

Zu Beginn der letzten 1000 Jahre (jüngeres Subatlantikum) dominieren Fichten.

Der Blick von der Hütte über den See auf die gegenüber liegende Felswand der Seewarte (2595 m), von Kletterern auch „Schlittenbahn“ genannt, zeigt den untersten Teil einer über 1000 m mächtigen Flachwasserabfolge, die vom Obersilur (bzw. Oberordoviz) durch das gesamte Devon bis an das Ende der Tournai-Stufe des Unterkarbons reicht; darüber folgt die Hochwipfel-Formation als normale Auflage.

Der hier erkennbare Profilabschnitt (Abb. 21) wurde in den vergangenen Jahren mikrofaziell, palökologisch und paläontologisch genau untersucht (K. BANDEL, 1969; G. B. VAI, 1967, 1971, 1973, 1977). Danach liegt

die Silur/Devon-Grenze am äußersten nördlichen Profilabschnitt knapp unterhalb des Wandfußes. Die darüberfolgenden dunklen Kalke im Wechsel mit den groben, grauen Kalkbänken sind Äquivalente des Rauchkofel-Kalkes und gehören in die Lochkov-Stufe des Unterdevons. Dieser Abschnitt ist ungefähr 150 m mächtig.

Die überlagernden, lichtgrauen, massigen Kalke sind etwa 300 m mächtig. Es sind vorwiegend Crinoidenschuttkalke mit teilweise reichen Faunen von vor allem Stromatoporen, rugosen und tabulaten Korallen, Brachiopoden, Gastropoden und seltener Trilobiten und Bivalven. Conodonten und Tentakuliten sind zwar nicht sehr häufig, aber biostratigraphisch sehr wertvoll.

Im obersten Teil des Profils, unter dem 60 m dicken schwarzen Band des Seewarte-Kalkes sind gerüstbildende grobe Riffkalke von 10–20 m Mächtigkeit ausgebildet. Dieser sehenswerte Teil des Profils ist allerdings etwas schwierig zu erreichen.

Das Riff ist altersmäßig dem Übergang von der Prag in die Zlichov-Stufe nach der böhmischen Gliederung des Unterdevons gleichzusetzen. Die hangenden Seewarte-Kalke gehören demnach in die Ems-Stufe.

Die Gliederung des restlichen Profilabschnitts ist im stratigraphischen Teil erläutert. Sie basiert auf Untersuchungen von S. POHLER (1982).

● Seekopfsöckel (H. P. SCHÖNLAUB)

Das Seekopfsöckel-Profil gleicht faziell den Profilen am Rauchkofelboden und am Valentintörl. Es gehört zur Himmelberg-Fazies des Ordoviz und zur Wolayer Fazies des Silurs. Dementsprechend lückenhaft ist das Silur entwickelt, das in der Regel überhaupt fehlt. Wenn dies der Fall ist, liegen Lochkov-Kalke direkt auf den 15 m mächtigen ordovizischen Wolayer Kalken (vgl. Abb. 22).

An der Ostseite ist ein kleines, von Hobbysammlern schon nahezu ausgebeutetes reiches Vorkommen von Trilobitenkalken des Obersilurs, die hier in Taschen und Vertiefungen der erosiv zerfurchten Oberfläche des hellgrauen, grobspätigen Wolayer Kalkes aufliegen. Das etwa 1 m mächtige Vorkommen lieferte:

Otarion burmeisteri BARR.
Aulacopleura (A.) konincki haueri FRECH
Ceratocephala ovata EMMRICH
Harpes sp.

Nach Conodonten (*Kockelella variabilis*) und Trilobiten handelt es sich demnach um Äquivalente des Kok-Kalkes des Oberludlows.

Je nach verfügbarer Zeit sollte das etwas höher gelegene Gesamtprofil des Seekopfsöckels besucht werden. Die Mächtigkeit dieser unteren Kalkschupe am Seekopf beträgt zwischen 50 und 60 m. Stratigraphisch hat es einen Umfang vom Oberordoviz bis in das ältere Oberdevon (letzteres ist nur auf der Westseite erhalten).

Von besonderem Interesse ist der unterdevonische Anteil des Profils, der stratigraphisch wichtige Conodonten und Tentakuliten führt (H. P. SCHÖNLAUB, 1970; G. B., VAI, 1971; A. FENNINGER & H. P. SCHÖNLAUB, 1972; H. P. SCHÖNLAUB et al., 1980; G. K. B. ALBERTI, 1985).

Über den Devonkalken folgt im tieferen Teil des wiesenbedeckten Grates die normale Auflage der Hochwipfel-Formation. Mit tektonischer Grenze setzen darüber

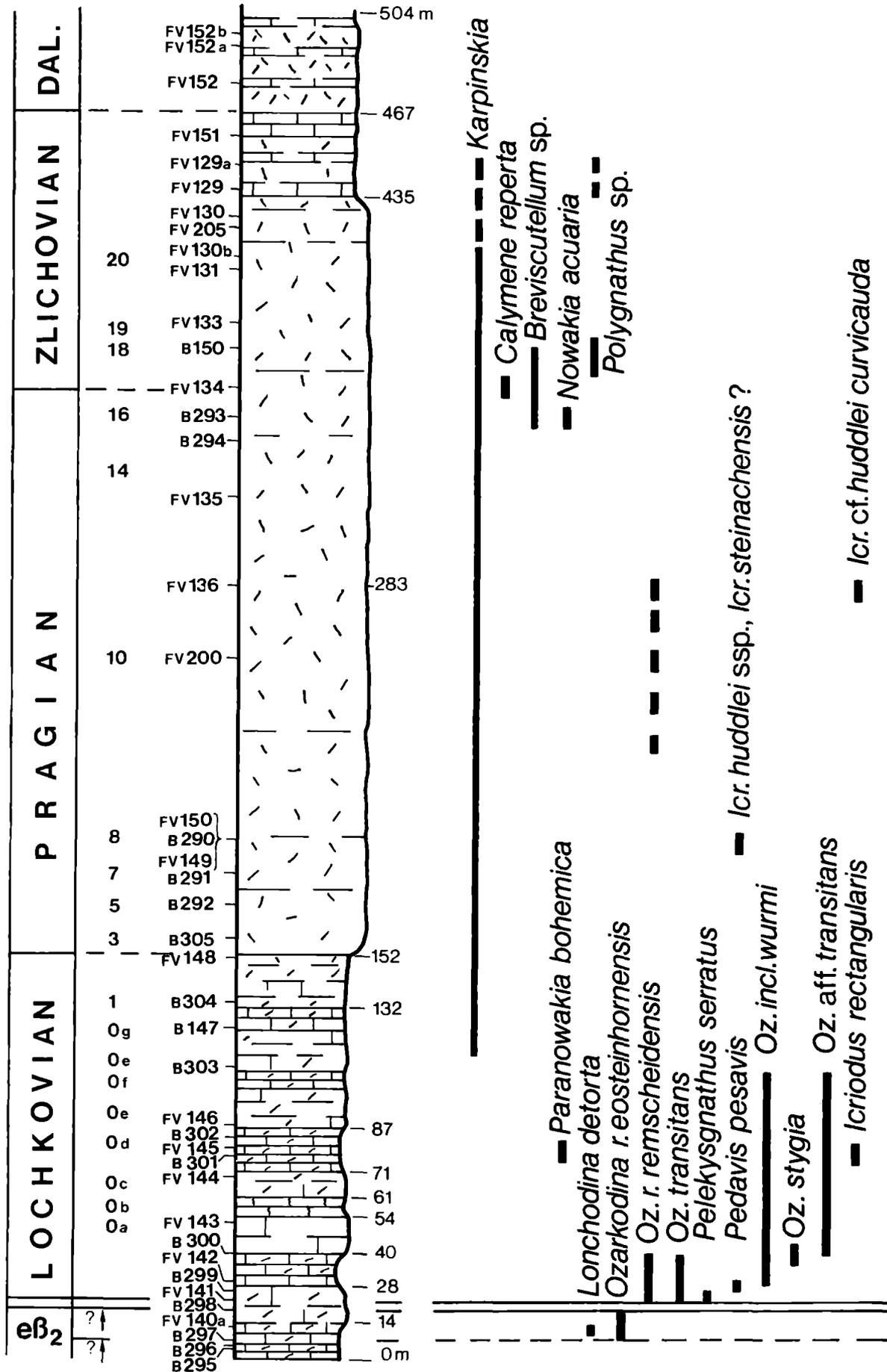


Abb. 21: Das Unterdevon am Fuß der Seewarte (nach G. B. Vai, 1973, verändert).

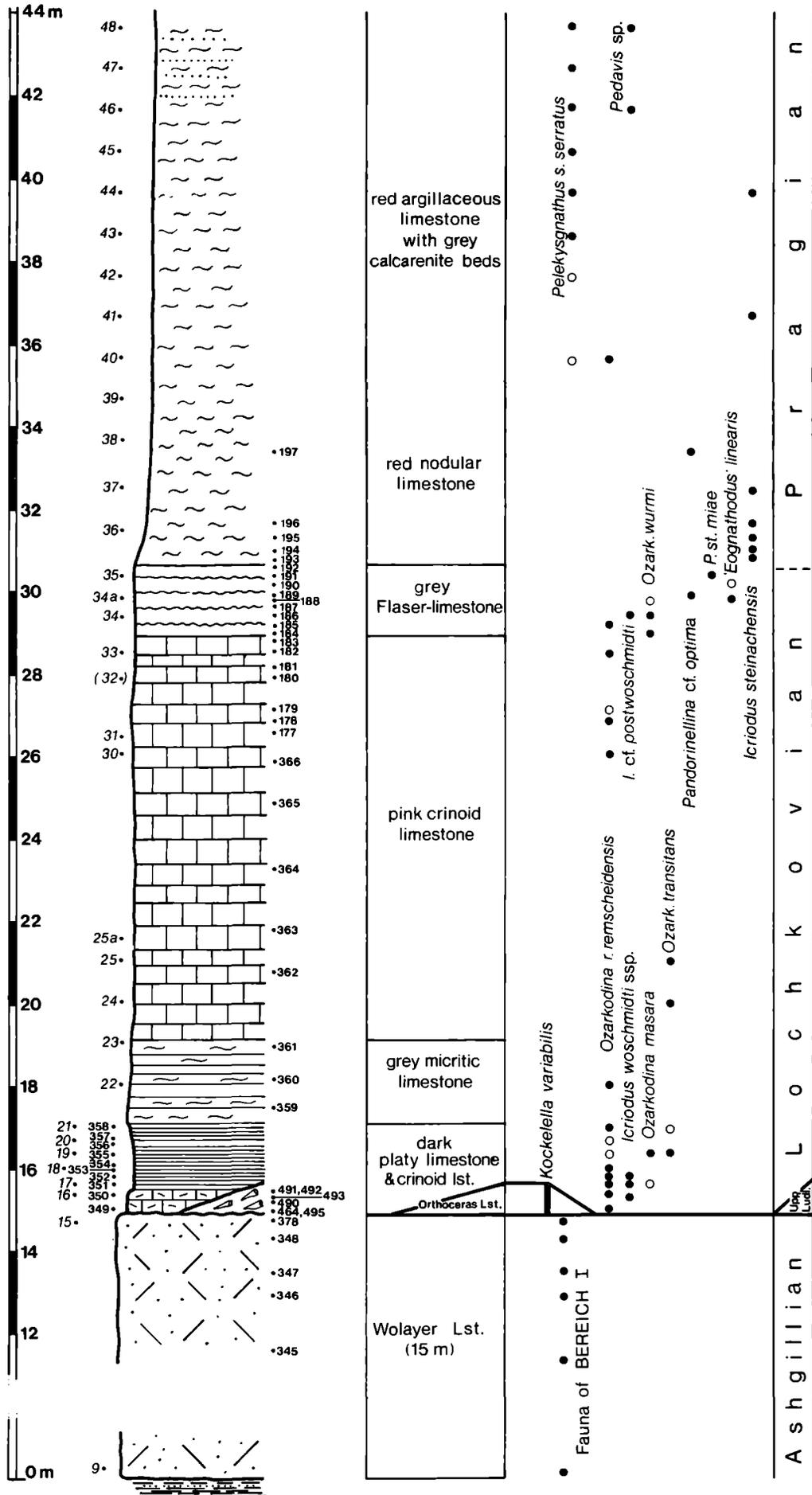


Abb. 22: Das Oberordoviz- bis Unterdevon-Profil in der tieferen Einheit am Seekopfsockel (nach H. P. SCHÖNLAUB et al., 1980).

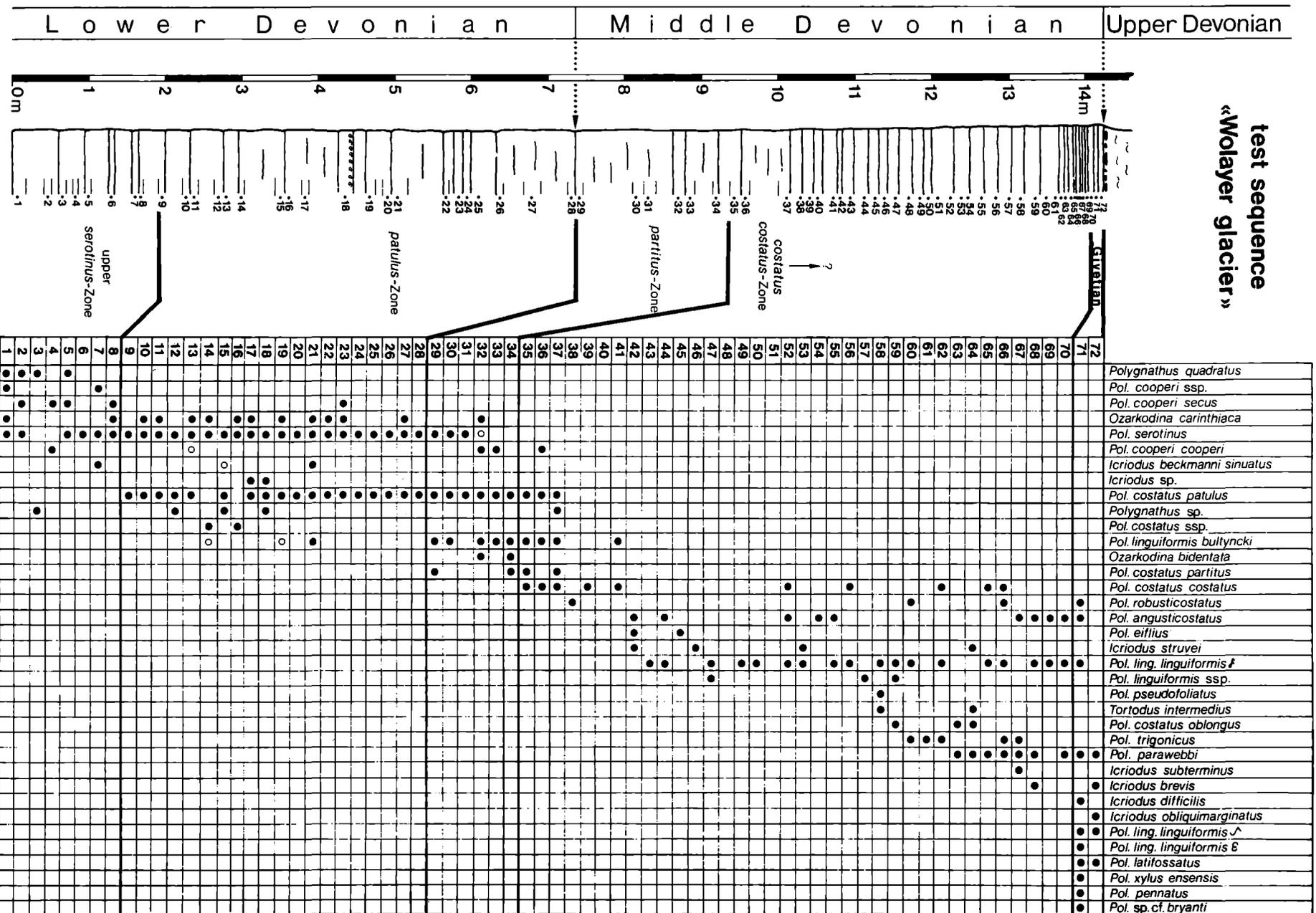


Abb. 23: Profil „Wolayer Gletscher“. Verteilung von Conodonten im Oberem und Mitteldevon (nach H. P. SCHÖNLAUB et al., 1980; Analyse der Conodonten ab Probe 38 von B. GÖDDERTZ).

fossilreiche, stark sandige Schiefer der Uggwa-Fazies ein, die ihrerseits in rotviolette Grauwacken und den Wolayer Kalk übergehen. Er führt reichlich ästige Bryozoen und komplett erhaltene Cystoideen-Theken.

Nach einer Störung folgen die wandbildenden devonischen Flachwasserkalke des Seekopfs (2554 m).

● Das Profil „Wolayer Gletscher“ (H. P. SCHÖNLAUB)

Das Profil, auf halbem Weg zwischen See und Valentintörl auf der Rauchkofel-Seite gelegen, diente in den letzten Jahren gleichsam als Pilotprojekt für den Einsatz von Conodonten für stratigraphische Zwecke, wenn andere Fossilien fehlen (Abb. 23, 24).

Die mehr oder weniger einheitlich ausgebildeten, rötlich-grauen Flaserkalke sind sehr fossilarm und dementsprechend unsicher datierbar. Durch Conodonten schien sich daher hier die Möglichkeit zu bieten, einzelne Abschnitte bestimmten Zonen, Serien oder Stufen zuzuweisen. Dazu kam, daß die Frage der Grenzziehung zwischen Unter- und Mitteldevon in den letzten Jahren auch für die Karnischen Alpen aktuell wurde, jenem klassischen Gebiet der Altpaläozoikums-Stratigraphie, von dem in der Vergangenheit schon viele wertvolle Beiträge für die Biostratigraphie des Paläozoikums kamen.

Zwei Fragen standen bei der Untersuchung dieses Profils im Vordergrund:

- 1) Ist die Conodontenleitform für den Beginn des Mitteldevons (*Polygnathus costatus partitus*) auch in den Karnischen Alpen vorhanden und wenn ja, tritt sie in der gleichen Gesellschaft wie andernorts auf und
- 2) wie ist die Grenze zwischen dem Mittel- und Oberdevon ausgebildet?

Beide Fragen sind heute beantwortet, der ersten widmete sich der Autor, die zweite wurde durch die Arbeiten von B. GÖDDERTZ gelöst (Abb. 24).

Der insgesamt 17 m mächtige, obere Profilabschnitt unter den auflagernden Gesteinen der Hochwipfel-Formation (mit einer Kollapsbrekzie an der Basis) beginnt in den höchsten Partien des Findenig-Kalkes, die allmählich in graue Flaserkalke, den sogenannten Valentin-Kalk, übergehen. Er vertritt das jüngste Unterdevon (*Polygnathus serotinus*- und *P. costatus patulus*-Conodontenzonen) und das Mitteldevon. Nach dem ersten Auftreten von *Polygnathus costatus partitus* wird die Grenze Unter-/Mitteldevon in der Bankfuge zwischen den Probennummern 28 und 29 gezogen (Abb. 23). Das ist zugleich die Grenze zwischen der Ems- und Eifel-Stufe der rheinischen Gliederung des Devons, die heute international verbindlich ist. Basierend auf diesem Zonenfossil können weltweite Parallelisierungen mit gleich alten Ablagerungen durchgeführt werden, deren Genauigkeit früher nicht für möglich gehalten wurde. In diesem Fall beträgt die Fehlergrenze etwa 1 m Schichtsäule!

Nach B. GÖDDERTZ (1982) ist die Mittel-/Oberdevon-Grenze extrem kondensiert. Sie wird in die Phosphoritlage zwischen den Proben 72 und 73 gelegt (Abb. 24). Die unterste Oberdevon-Bank 73 ist selbst stark kondensiert, denn sie enthält in einer Bank Zonenconodonten, die anderswo, z. B. in der Montagne Noire, sukzessive hintereinander erscheinen und über mehrerer Meter verteilt sind.

Nach den jüngsten Conodonten endet das Kalkprofil in der oberen *Palmatolepis triangularis*-Zone. In der Goniati-

ten-Chronologie entspricht dies dem obersten Teil der oberen Manticoceras-Stufe. Wir haben allerdings Grund zur Annahme, daß die Sedimentation ursprünglich im Devon länger andauerte, als in den Kalken überliefert ist. Die Entfernung dieser Ablagerungen erfolgte erosiv vor Beginn der Hochwipfel-Formation.

● Das Cellonprofil (H. P. SCHÖNLAUB)

Die Schichtfolge in der Cellonetta-Lawinnenrinne an der Ostseite des Cellons liegt in einer Höhe zwischen 1480 und 1560 m. Über einen mittelsteilen Steig ist es entweder von der Bundesstraße oder vom Plöckenpaß in einem 15-minütigen Fußmarsch zu erreichen.

Die erste Gliederung erfolgte durch G. GEYER (1894: 108); seit dem IX. Internationalen Geologen-Kongress in Wien 1903 hat es weltweit Berühmtheit und Aufmerksamkeit erlangt. Seither ist es Studienobjekt von vielen Schülern der Geologie und – bedauerlicherweise – auch unbedachter Sammler.

Nach der Pionierarbeit von H. R. v. GAERTNER (1931) gliedert sich die etwa 60 m mächtige Kalkfolge des Oberordoviz und Silurs in folgende Abschnitte (Abb. 25a–d):

Oben

- 80 m Rauchkofel-Kalk
(frühere Bezeichnung: e-gamma Plattenkalk)
- 8 m Megaerella-Kalk
(früher: *Rhynchonella megaera* Schichten)
- 20 m Alticola-Kalk
- 3,5 m Cardiola-Formation
(früher: Cardiola-Niveau)
- 13 m Kok-Formation
(früher: Kokkalk, Aulacopleuraschicht und Trilobitenschiefer)
- 5,5 m Plöcken-Formation
(früher: Untere Schichten)
- 7 m Uggwa-Kalk
(früher: Tonflaserkalk)

Unten

Das Profil wird von etwa 40 m mächtigen, bräunlichen Uggwa-Schiefeln unterlagert; im Hangenden folgt über dem Rauchkofel-Kalk eine vollständige Devonentwicklung, die auf der Grünen Schneid in das Unterkarbon fortsetzt (vgl. Ausführungen zur Stratigraphie des Devons).

Die von O. H. WALLISER (1964) durchgeführte Neugliederung und Neuvermessung des vom Oberordoviz bis zum untersten Devon reichenden Profilabschnitts ist in den folgenden Abbildungen durch die bekannten Funde von Makro- und Mikrofossilien ergänzt. Gegenüber der Darstellung von H. P. SCHÖNLAUB et al. (1980) ergeben sich Änderungen in Bezug auf die Lage der Ordoviz/Silur-Grenze, die heute an der Oberkante der Plöcken-Formation angenommen wird. Hierfür waren die internationale Festlegung des Alters der Hirnantia-Faunengemeinschaft maßgebend, Neufunde typischer oberordovizischer Ostracoden in der Plöcken-Formation und die Erkenntnis, daß die in der Lage 5 beobachteten Erosionsdiskordanzen nicht auf dieses Niveau beschränkt sind. Es dürfte sich hierbei um Kolke und Rinnenfüllungen eines sich verflachenden Ablagerungsraumes handeln, wie er an vielen anderen Stellen der Erde zur selben Zeit auftritt. Ebenso greift die Unterfläche der Bank 6 gleichmäßig in ihre Unterlage ein.

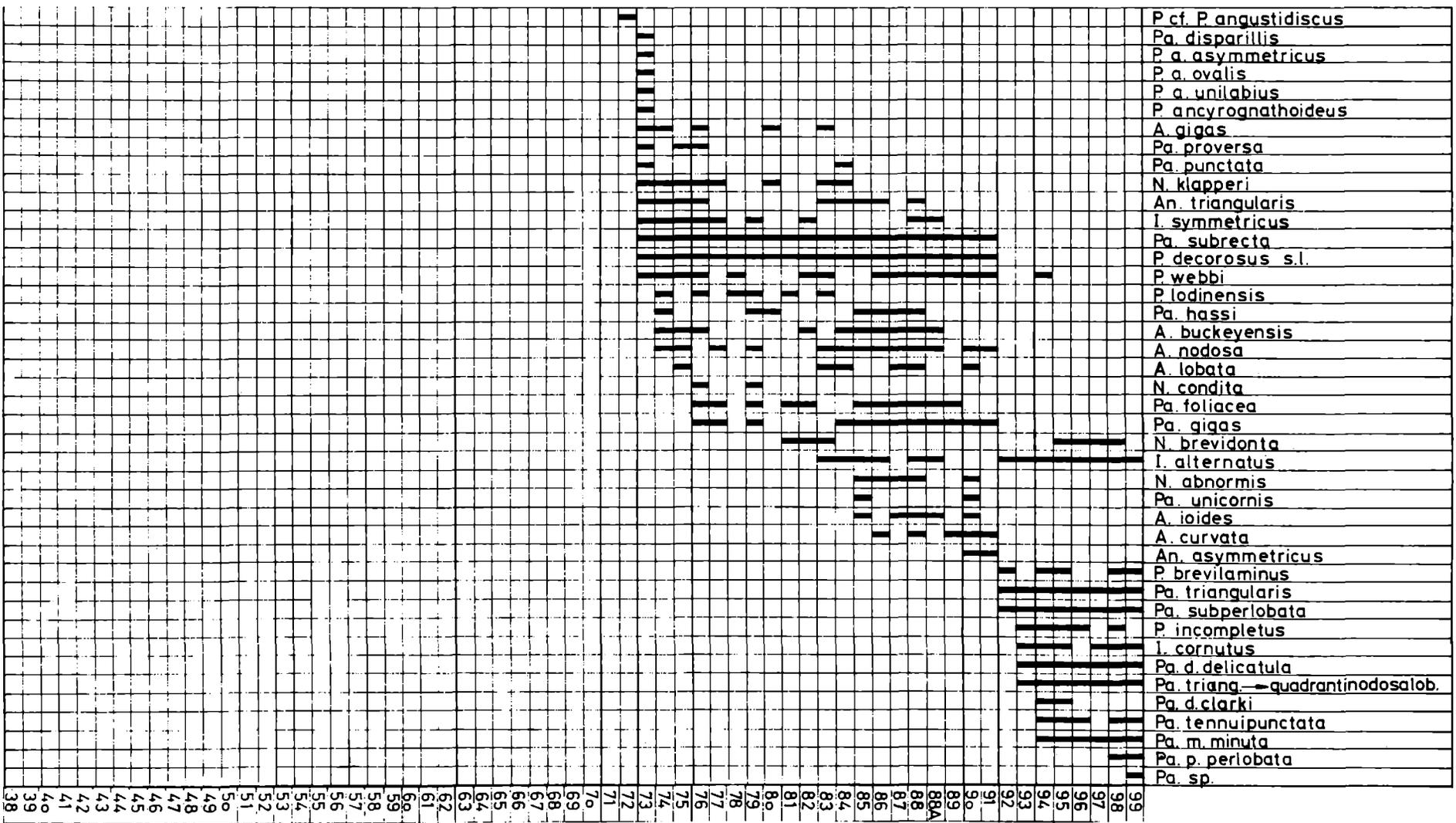


Abb. 24: Profil „Walayer Gletscher“. Verteilung von Conodonten im Mittel- und Oberdevon (Valentin-Kalk und Pal-Kalk; nach B. GÖDDERTZ, 1982).

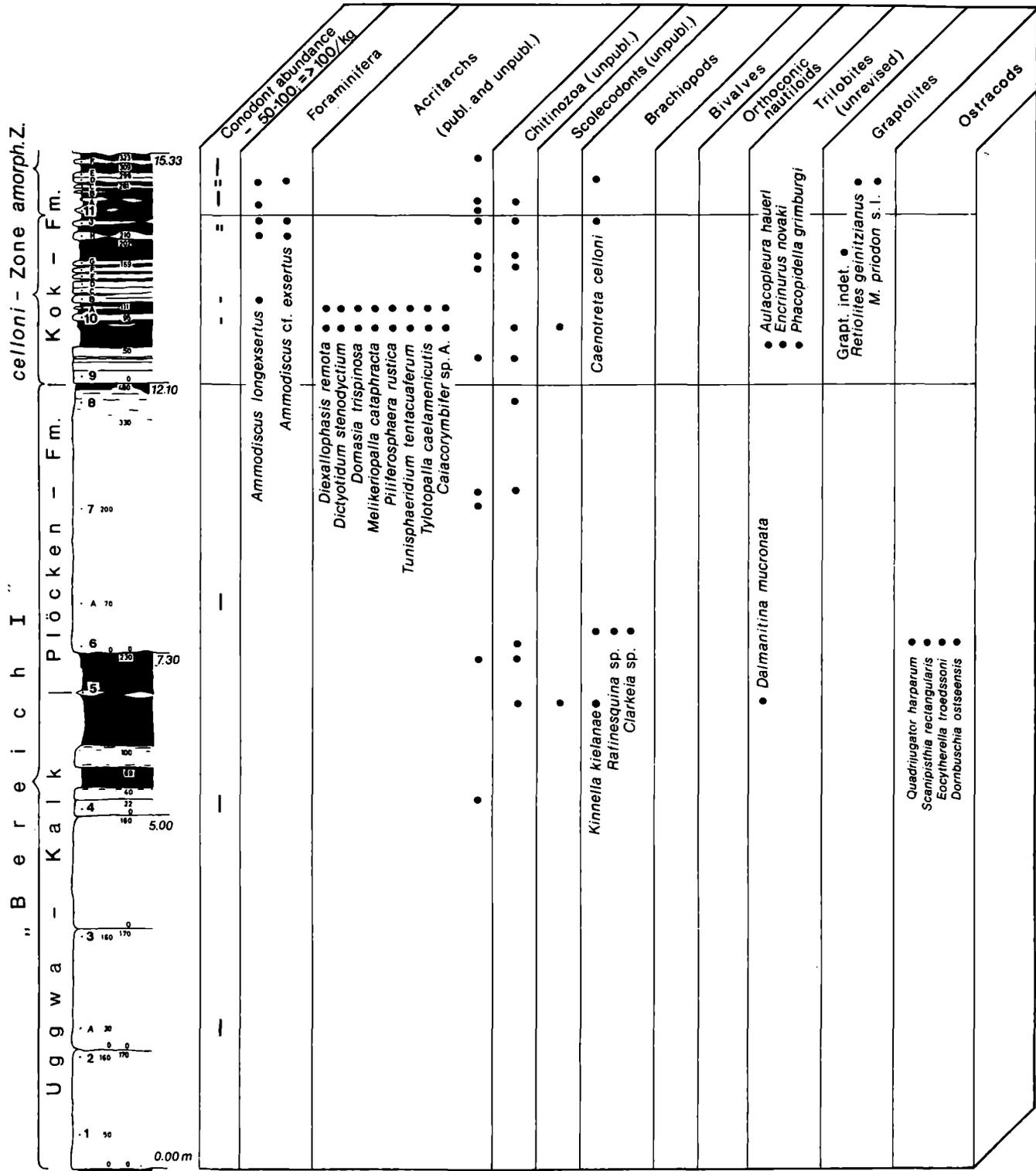
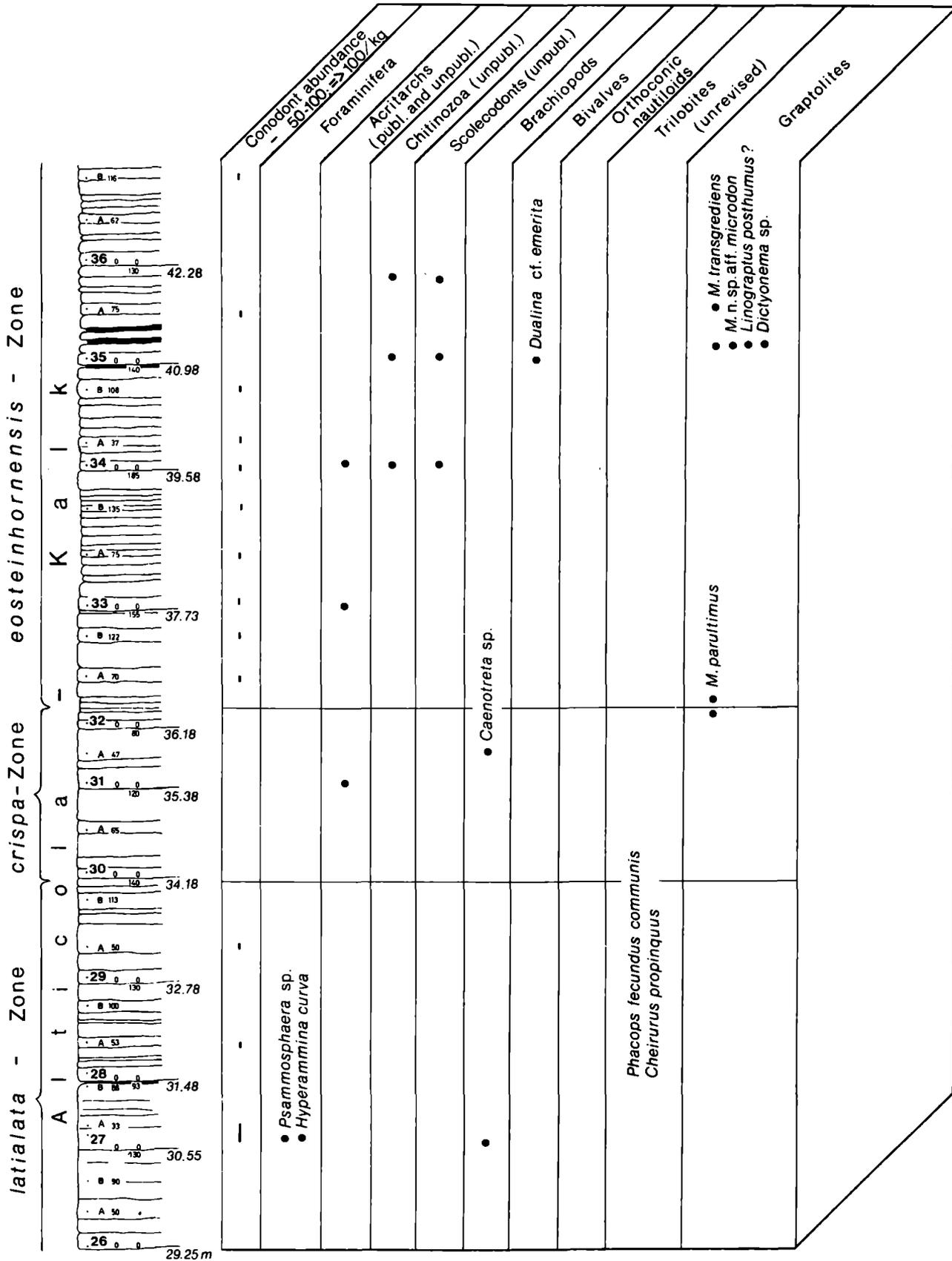
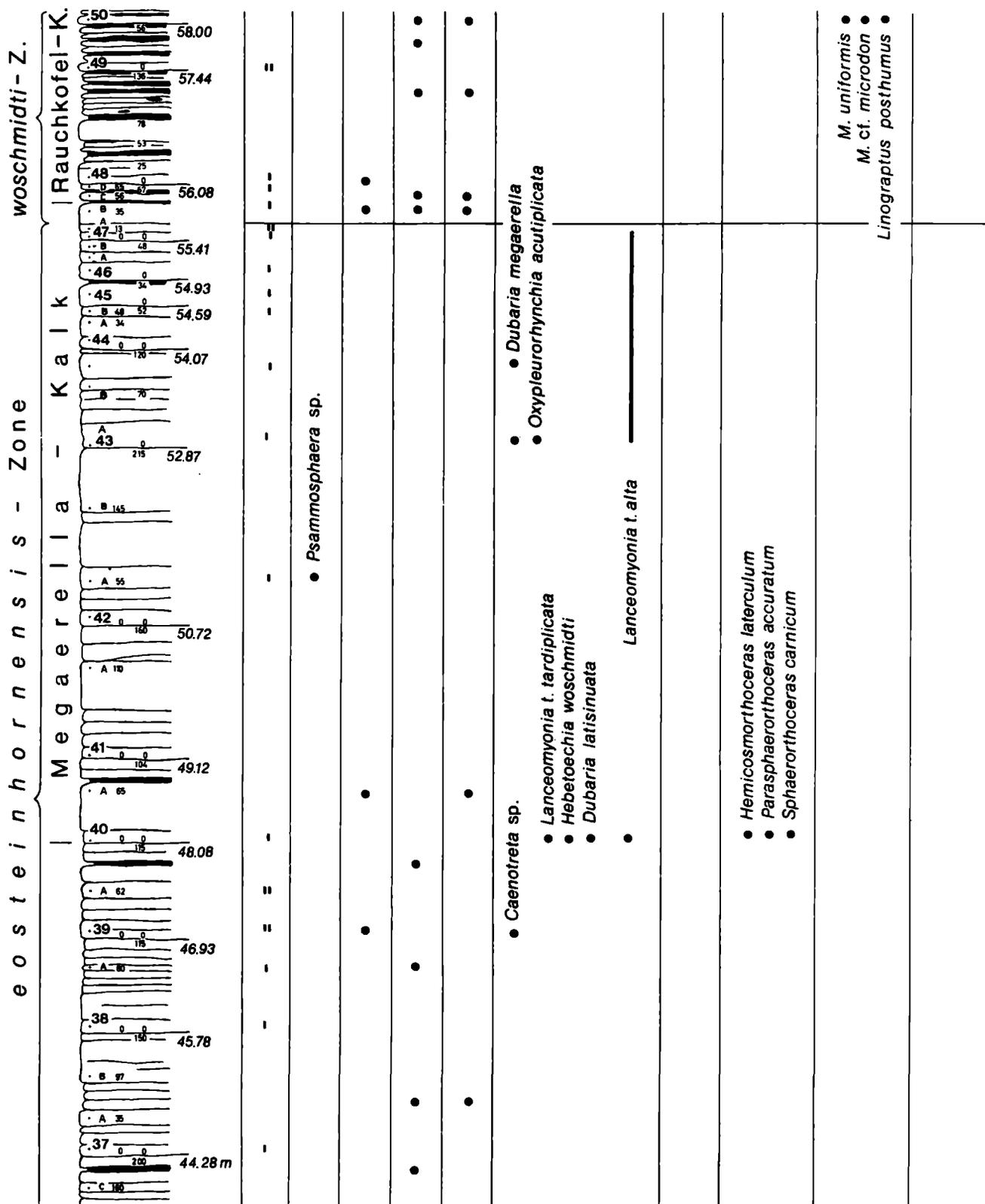


Abb. 25a-d: Das Profil in der Cellonetta-Lawinrinne (Oberordoviz bis ältestes Lochkov), Stratigraphie und Fossilinhalt. Nach publizierten und nichtpublizierten Mitteilungen von H. R. v. GAERTNER, 1931; H. RISTEDT, 1968; G. PLODOWSKI, 1971, 1973; H. JAEGER, 1975; E. KRISTAN-TOLLMANN, 1971; W. LANGER, 1969; F. MARTIN, 1978; J. KRIZ, 1979; H. PRIEWALDER, R. SCHALLREUTER & H. P. SCHÖNLAUB (nach H. P. SCHÖNLAUB et al., 1980, verändert und ergänzt).





Im Vergleich mit dem Typusgebiet für die Grenze Llandovery/Wenlock liegt diese Grenze im Cellonprofil zwischen den Proben 11 und 12.

Die Wenlock/Ludlow-Grenze liegt im tieferen Kokkalk, vermutlich in den Schiefen über der Probe 15.

Die Ludlow/Pridoli-Grenze liegt im Vergleich mit böhmischen Profilen etwa 8 m über der Basis des Alticola-Kalkes, knapp über der Conodontenprobe 32.

Die Silur/Devon-Grenze ist die Schichtfläche zwischen den Proben 47A und 47B. In diesem Niveau erscheint zum ersten Mal der Index-Conodont *Icriodus woschmidti* ZIEGLER. Etwas darüber in der Probe 50 tritt zum ersten Mal der Zonengraptolith für das älteste Devon auf: H. JAEGER fand in dieser Lage *M. uniformis*, *M. cf. microdon* und *Linograptus posthumus*.

Exkursion „Lesachtal“

Route: Kötschach-Mauthen – Wetzmann – Gentschach – Strajacher Graben – St. Jakob – Podlanig – Gailbrücke Podlanig/Wodmaier – Birnbaum – Nostra – Meerbach – Birnbaum – Mattlinggraben – Kornat – Podlaniggraben – Schartenalm – Kötschach-Mauthen.

1 Gailschlucht bei Wetzmann (H. HEINISCH)

Im Nordhang oberhalb des Sägewerks Wetzmann, einem verwachsenen Forstweg folgend, erreicht man über der Gailschlucht Aufschlüsse in der Staurolith-Granatglimmerschieferzone (südliche tektonische Einheit des Kristallins). Hier und entlang der Gailschlucht selbst erreichen die Staurolithe aus den Staurolith-Granatgneisen und -Glimmerschiefern bis 2 cm Kantenlänge. Die Gesteine sind grobkristallin und erscheinen undeformiert. Staurolith, Granat und Biotit wachsen postkinematisch, zum Teil quer über die Hauptschieferung hinweg. Die Kristalle sind frisch und zeigen im Gegensatz zu großen Bereichen des übrigen Kristallins kaum Spuren von Diaphthorose.

2 Straßenkehre E Gentschach (H. HEINISCH)

Die von Kötschach-Mauthen kommend erste enge Straßenkehre der Bundesstraße (schlechte Parkmöglichkeiten) legt Aufschlüsse der Staurolith-Granatglimmerschieferzone frei. Hier sind gut erkennbare Augengneise eingelagert. Als Besonderheit läßt sich ein cm-mächtiges Augengneisbändchen verfolgen, welches im m-Bereich eng mit einer dünnen Amphibolitlage verfal- tet ist. Die hier sichtbaren Gefüge und Faltenachsen gehören der prograden Deformations- und Metamorphosephase des Kristallins an. Sie sind variszisch oder älter und wurden von der später folgenden retrograden Umbildung, Zerschierung und Mylonitisierung verschont.

3 Strajacher Graben (H. HEINISCH)

Wenig westlich Kosta wendet sich die Lesachtal-Bundesstraße nach N und erschließt in der E-Flanke des Strajacher Grabens (früher Röthenbach genannt) eine saiger stehende, durchgehend aufgeschlossene Profilfolge durch das Gailtalkristallin. Im Süden stehen silbrig glänzende Phyllonite an, welche nach N kontinuierlich in stark diaphthoritische Granatglimmerschiefer und

diaphthoritische Granatglimmerschiefer übergehen. Ein Dünnschliff-Detailprofil (SCHUH, 1982) belegt durch den zunehmend besseren Erhaltungsgrad der chloritisierten Granate und den Anstieg der Helglimmerkorngrößen diesen Übergang. Als Besonderheit sind 4 Augengneiszüge lagig eingeschaltet, welche ebenfalls einen unterschiedlich starken Deformationsgrad zeigen. Mylonitische Augengneisvarianten (z. B. S-Rand des nördlichsten Augengneis-Zuges) zeigen eine pseudosedimentäre, bankige Absonderung. Andere Partien können erst durch mikroskopische Untersuchung als Augengneis-Derivat identifiziert werden. Das rund 350 m lange Profil belegt die extreme Zerschierung des Gailtalkristallins (Abb. 26).

4 Kalvarienberg St. Jakob (D. v. HUSEN)

Überblick über die Stauablagerungen des Eiszerfalls im unteren Lesachtal. Der Kalvarienberg wird von Kies- sen aufgebaut. Sie sind Teil einer Eisrandbildung zwischen Strajacher und Stampfer Graben, die eine mächtige Verbauung der Flanke darstellt. Ihre Oberfläche ist in verschiedenen Niveaus terrassiert, was durch die rasch wechselnden Abflußverhältnisse am Rande des abschmelzenden Eiskörpers verursacht wurde. Dadurch sind auch die Trockentäler (ehemalige, kurzlebige Bachläufe) entstanden. Diese hoch über dem Talboden liegenden Staukörper sind materialmäßig stark durch die örtlichen Gerinne ihres Einzugsgebietes geprägt.

Ebenso während der Abbauphase der Eismassen sind die Sedimente des gegenüberliegenden Hanges entstanden. Die hoch über dem Tal ausstreichenden Kegelformen – durch die rezenten Anrisse zerschnitten – werden von verschwemmtem Moränenmaterial und Hangschutt aufgebaut. Sie wurden vom Hang her gegen den Eiskörper geschüttet und markieren kurzfristige Eishöhen.

Im Gegensatz dazu sind die tieferliegenden Terrassenflächen (Aigen) von den Schmelzwässern im Talbodenbereich abgelagert worden (vgl. Podlanig B).

5 Podlanig A (D. v. HUSEN)

Die im Graben SW Podlanig in ca. 860–870 m Höhe aufgeschlossenen Ablagerungen stellen Hang- und Wildbachschutt dar, der lagenweise Holzreste führt. Der Schutt und seine feinkörnigen Zwischenlagen zeigen eine sehr starke Konsolidierung, während die Holzreste stark gepreßt sind. Diese Erscheinung deutet auf eine ehemalige bedeutende Überlagerung hin. Das Alter VRI 618 28.300 ± 700 BP (alnus) der Holzreste in der stratigraphisch höchsten Position legen nahe, daß diese Konsolidierung durch die Eismassen des Würm Hochglazials verursacht wurde. Pollenanalytische Untersuchungen an den Schluffen zeigen an, daß zur Zeit der Ablagerung eine Gehölzvegetation im Gailtal vorhanden war, die von Fichte und Erle dominiert wurde (A. FRITZ, 1970).

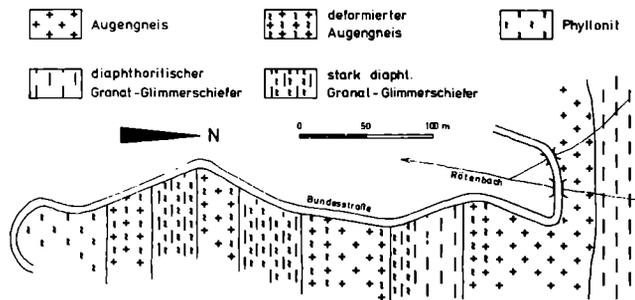


Abb. 26: Aufschlußprofil entlang der Bundesstraße im Lesachtal zwischen Gentschach und Strajach. Grenzbereich zwischen nördlicher Granatglimmerschiefer-Einheit und Phyllonit-Zone. Hinweise auf eine kaledonische Diskordanz bzw. klastische Transgressionsbildungen sind nicht vorhanden (nach H. HEINISCH et al., 1983).

④ **Podlanig B**
(D. v. HUSEN)

Am Prallufer der Gail sind mächtige Kiesablagerungen aufgeschlossen, die eine Terrasse mit zwei Niveaus bilden. Diese mächtigen Kiese gehören zu dem System der Staukörper, die zwischen den abschmelzenden Eismassen im Spätglazial zur Ablagerung kamen. Diese im Talbodenbereich abgelagerten Körper wurden von der Gail geschüttet und enthalten die Gesteine des Einzugsgebietes der Gail. Sie zeigen durch die rasch wechselnden Bildungsbedingungen einen sehr wechselhaften Aufbau, wobei mächtige Schluff- und Sandlagen immer wieder die groben Kiese unterbrechen. Durch die starke Erosion der Gail sind in diesen heterogenen Ablagerungen die Hänge sehr instabil (Wegebau).

⑤ **Brücke zwischen Podlanig und Wodmaier**
(H. HEINISCH)

Die Erschließungsstraße nach Wodmaier zweigt bei Podlanig von der Lesachtal-Bundesstraße ab und führt über Terrassenschotter schließlich steil in die Gail-schlucht hinunter. Am nördlichen Brückenkopf der Gailbrücke ist der interne Lagenbau eines größeren Augengneis-Zuges gut aufgeschlossen (frische Bruchwand). Die Feldspat-Augen sind streng in der Schieferung eingeregelt und in einzelnen Lagen angereichert. Dazwischen liegen Partien, die nur wenige oder keine Augen aufweisen. Das Gestein ist im frischen Bruch grau mit weißen Kalifeldspat- bzw. Plagioklas-Einsprenglingen. Südlich ist der Augengneiszug deformiert und geht in die Phyllonitzone über.

⑥ **Nostra – Blick auf die Talverbaue an der Mündung des Wolayer Baches**
(D. v. HUSEN, M. MOSER)

In dem riesigen Anriß unterhalb Tannerwald sind horizontal geschichtete Sedimente eines Staukörpers erhalten. Es sind dies umgelagerte Moränenmaterialien und Wildbachschutt. In diesem Staukörper ist bei Wodmaier ein tiefes Trockental (ehemaliger Abfluß des Wolayer Baches) erhalten. Bei Nostra ist ein ebensolcher Staukörper entwickelt. Die Form der Staukörper deutet auf ihre Bildung nach der Trennung des Wolayer Gletschers vom Gaileis hin, als dessen Ende gerade noch den Talboden des Gailtales erreichte.

Dies ist der richtige Ort, um kurz das Thema „Glaziale Sedimente als Geschiebeherde“ zu diskutieren (M. MOSER). Folgende Punkte sollen erörtert werden:

- geotechnische Ausbildung
- morphologische Entwicklung
- Form und Vorgang der Ausbruchsbildung
- Beziehung zum Gefahrenzonenplan Lesachtal.

⑦ **Meerbach-Wald**
(H. HEINISCH)

Im Meerbach-Graben W Nostra, gegenüber von Birnbaum auf der südlichen Talflanke im Lesachtal gelegen, ist ein Querprofil durch das Periadriatische Lineament aufgeschlossen. Man folgt von Nostra aus der Forststraße nach W bis in den Graben. Auf Höhe 1020 m kreuzt das Periadriatische Lineament den Bach. Unterhalb stehen Mylonite an, die noch aus Kristallinmaterial bestehen (Granatglimmerschiefer), oberhalb stehen Gesteine der Meerbach-Formation an (dunkle, teils graphi-

tische Tonschiefer mit Tuff- und Kalkeinschaltungen). Diese Gesteine sind über größere Mächtigkeiten in Ultramyonite umgewandelt, da sich die Deformationsenergie des Periadriatischen Lineaments hier verstärkt in den weicherer, südalpinen Tonschiefern auswirkte.

⑧ **Birnbaum**
(M. MOSER)

Grundlage für die Gefahrenzonenplanung in Siedlungsgebieten wie z. B. im Gebiet Birnbaum – Kornat sind ingenieurgeologische Aufnahmen und Karten. Wie kann durch eine möglichst lückenlose, geologische und ingenieurgeologische Aufnahme eine detaillierte Gefahrenzonenplanung für dieses Gebiet erreicht werden?

Für die Darstellung der komplexen Zusammenhänge sind verschiedene großmaßstäbliche thematische Karten notwendig. Neben einer geomorphologischen Grundlagenkarte, einer umfassenden ingenieurgeologischen Vielzweckkarte sollten in einer weiteren Karte mögliche Hangbewegungen und Anbruchszonen dargestellt werden. Sie ist die Grundlage für eine Gefahrenstufenkarte.

⑨ **Mattlinggraben**
(M. MOSER)

Im Bereich eines Talzuschubes wurden ingenieurgeologische Untersuchungen durchgeführt. Anhand von Karten und geotechnischen Längsschnitten werden diskutiert:

- Ausbildung der Talzuschubsstirn
- Charakter der Bewegung
- Geschiebepotential
- Sanierungsmöglichkeiten
- Vergleich mit anderen aktiven Talzuschubsgebieten.

⑩ **Straßenaufschluß am Forstweg
Birnbaum – Schartenalm, W Rautalm.**
(G. NIEDERMAYR)

Das Profil im Podlaniggraben stellt eines der vollständigsten Profile durch die permo-skythischen Serien des westlichen Drauzuges dar. Straßenaufschlüsse am Forstweg Birnbaum – Schartenalm und Aufschlüsse entlang des Podlanigbaches zeigen eine fast lückenlose Abfolge der Gröden-Formation, des Alpinen Buntsandsteins und der Werfen-Formation.

Die Konglomerat- und Sandsteinfoolge der Gröden Formation setzt am Forstweg bei ca. 1120 m SH ein. Die Unterlage bildet mesozonal metamorphes Gailtalkristallin (HERITSCH & PAULITSCH, 1958). Ein direkter Transgressionskontakt der Gröden-Formation auf Gailtalkristallin ist aber nicht zu beobachten; die Grenze ist tektonisch überprägt.

Die Gröden-Formation ist im Podlaniggraben etwa 250 m mächtig und besteht aus rotbraunen, mehr oder weniger massigen Konglomeratbänken, die mit Sandsteinen wechsellagern. Im feinkörniger entwickelten Mittelteil der Folge sind Karbonatbänke teils in knolligen Lagen bzw. karbonatisch zementierte Sand- und Siltsteine festzustellen. Die Karbonatführung umfaßt im wesentlichen Magnesit und Dolomit. Magnesit, in Bänken, Knollen und als Zement, ist charakteristisch für den feinklastisch ausgebildeten Mittelteil der Gröden-Formation des Drauzuges und auch an anderen Stellen (z. B. Dobratsch, Reißkofel und Trutschwald) zu beobachten.

Über der Gröden Formation liegen dünn- bis dickgebauerte, hellrote bis rotbraune, quarzitisches Sandsteine des Alpen Buntsandsteins (im Profil etwa 70 m mächtig). An der Basis der Folge, im Hangenden der Gröden-Formation, sind typische Quarzkonglomeratbänke zu beobachten.

Auf den Alpen Buntsandstein folgen die Sedimente der Werfen-Formation in typischer Entwicklung. Es sind Sand- und Siltsteine bis bunte Schiefer, die teilweise stärker karbonatisch zementiert sind. Auch hier ist Ma-

gnesit, neben Dolomit (und Calcit), in manchen Bänken eine wichtige Komponente. Die Werfen-Formation erreicht im Podlaniggraben etwa 1100 m Mächtigkeit. Im obersten Drittel sind charakteristisch ausgebildete Rauhdeckenlagen zu beobachten, die ebenfalls sehr reich an feinkristallinem Magnesit sind, und evaporitisches Milieu anzeigen. Gips – an einigen Stellen der Drauzug-Südseite (Dobratsch, Reißkofel, Laas, Ochsenarten) mit dieser Magnesit führenden Serie vergesellschaftet – konnte im Profil allerdings nicht festgestellt werden.

Exkursion „Zollnersee“

Route: Kötschach-Mauthen – Gundersheim – Grimnitzer – Oberbuchach – Gundersheimer Alm – Gundersheim – Dellach/Gail – Weidenburg – Adria-Wien-Pipeline-Tanklager – Gratzhof – Dellacher Alm/Zollner – Zollner Alm – Dr. Steinwender-Hütte – Zollner See – Kötschach-Mauthen.

Wir folgen von Kötschach-Mauthen der Gailtal-Bundesstraße bis Gundersheim und zweigen hier nach Süden ab. Nach der Fahrt über die Verebnungsfläche von Oberbuchach beginnt die Almstraße auf die Oberbuchach- und Gundersheimer Alm. Etwa in halber Höhe zweigt davon die im Jahre 1984 gebaute Straße auf die Nölblinger Alm ab. Durch die neuen Wirtschaftswege wurden hervorragende Aufschlüsse im Altpaläozoikum geschaffen.

① Gundersheimer Almstraße, Höhe 1130 m (H. P. SCHÖNLAUB)

Der kurze Stop dient der Besichtigung des Feldkogel-Kalkes und der Tektonik in seiner unmittelbaren Umgebung. Der Feldkogel-Kalk, der zusammen mit Dolomiten die Feldkogeldecke bildet, läßt sich von der Unteren Valentinalm über eine Strecke von etwa 60 km bis an das Ostende der Karnischen Alpen verfolgen. An dieser tektonischen Leitlinie läßt sich die Tektonik der angrenzenden Gesteinszonen gleichsam „messen“. Freilich ist diese Decke selbst von intensiver Tektonik betroffen: einmal schwillt die Mächtigkeit auf mehrere 100 Meter an, das andere Mal sind, wie am Beispiel des hier gezeigten Vorkommens, nur kleinste Reste vorhanden. Am Polinik wiederum ist die Schichtfolge tektonisch unter Zwischenschaltung von Ordoviz verdoppelt. In östlicher Richtung, z. B. am Hochwipfel, kommt diese Zone obertags nur lokal zum Ausstrich, die Hauptmasse dürfte tief im Berginneren durchziehen, wie wir dies in ähnlicher Form schon früher durch die Aufnahmen von P. PÖLSLER (1967) im TAL-Stollen durch die Karnischen Alpen kennengelernt haben.

Der Aufschluß zeigt deutliche Spuren der intensiven tektonischen Beanspruchung, wie Harnische, Strömung, tektonische Spiegel und Durchäderung mit Kalzit. Rinnen zeichnen die Tektonik im Randbereich nach. Die angrenzenden Gesteine, im Norden die Hochwipfel-Formation, im Süden die ordovizischen Uggwa-Schiefer, sind ebenfalls stärkstens deformiert.

② Gundersheimer Almstraße, Höhe 1150 m (H. P. SCHÖNLAUB)

Der vom vorigen Haltepunkt nur etwa 100 m entfernte Aufschluß beginnt an der Kehre der Straße. Es ist das von H. JAEGER & H. P. SCHÖNLAUB (1980) im Detail beschriebene Profil Oberbuchach I, das in charakteristischer Findenig-Mischfazies des Silurs ausgebildet ist (Abb. 27). Neben zahlreichen Niveaus mit reichen Vorkommen von Graptolithen kommen im tieferen Teil auch wichtige Conodonten vor, die dadurch in die Chronologie der Graptolithen eingehängt werden können.

An der Profilbasis tritt ein Quarzit auf, der sogenannte Bischofalm-Quarzit. Er reicht in das Llandovery, wobei es basal zu einer Wechsellagerung von sandigen Schiefen mit Lyditlagen, Quarziten, Graphitquarziten und pyritführenden Schiefen kommt. Die etwa 46 m mächtige, praktisch ungestörte Folge wird im Ludlow von hellen, durch die Verwitterung von Pyritnestern löcherigen Kalken überlagert. Wir halten sie für ein Äquivalent des Alticola-Kalkes des Obersilurs, obwohl der biostratigraphische Beweis für diese Annahme fehlt.

③ Gundersheimer Almstraße, SW Pkt. 1294 (H. P. SCHÖNLAUB)

An der Südflanke der Almstraße ist ein Profil aufgeschlossen, das vom Ordoviz bis in das Karbon reicht. In der Literatur wird es als Profil Oberbuchach II bezeichnet; es wurde in den vergangenen Jahren im Detail von H. JAEGER, G. K. B. ALBERTI und H. P. SCHÖNLAUB untersucht. Aufgrund dieser Studien ist die vertikale Verbreitung von Graptolithen, Dacryoconariden und Conodonten bestens dokumentiert (H. JAEGER & H. P. SCHÖNLAUB, 1980; H. P. SCHÖNLAUB et al., 1980; G. K. B. ALBERTI, 1985; H. P. SCHÖNLAUB, 1985, in Druck).

Von besonderem Interesse ist der Devonabschnitt des Profils (Abb. 28, 29). Faziell ist dieser Teil in Rauchkofel-Fazies i. w. S. entwickelt. Durch das ge-

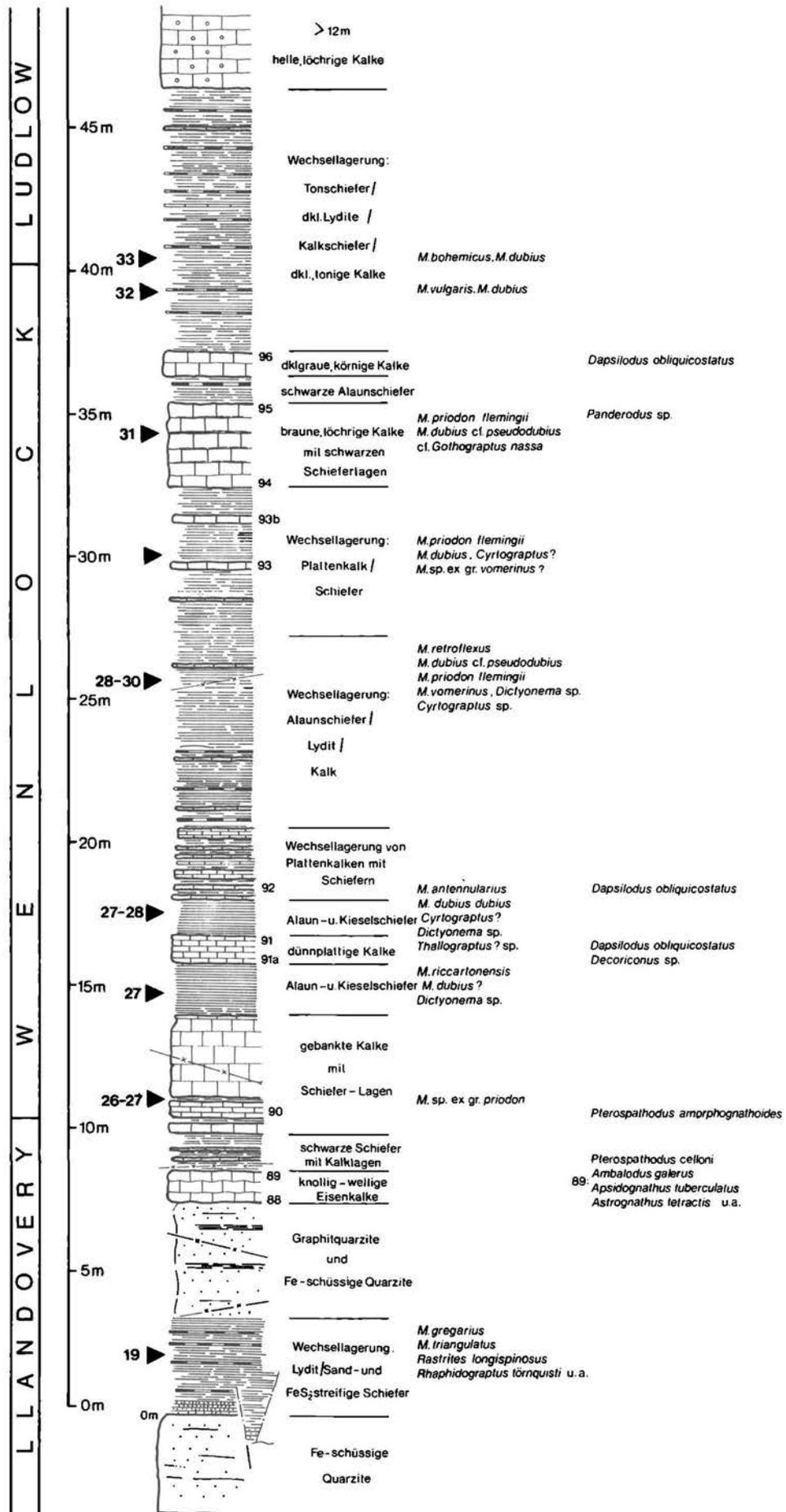


Abb. 27: Das Profil Oberbuchach I an der Gundersheimer Almstraße (nach H. JAEGER & H. P. SCHÖNLAUB, 1980).

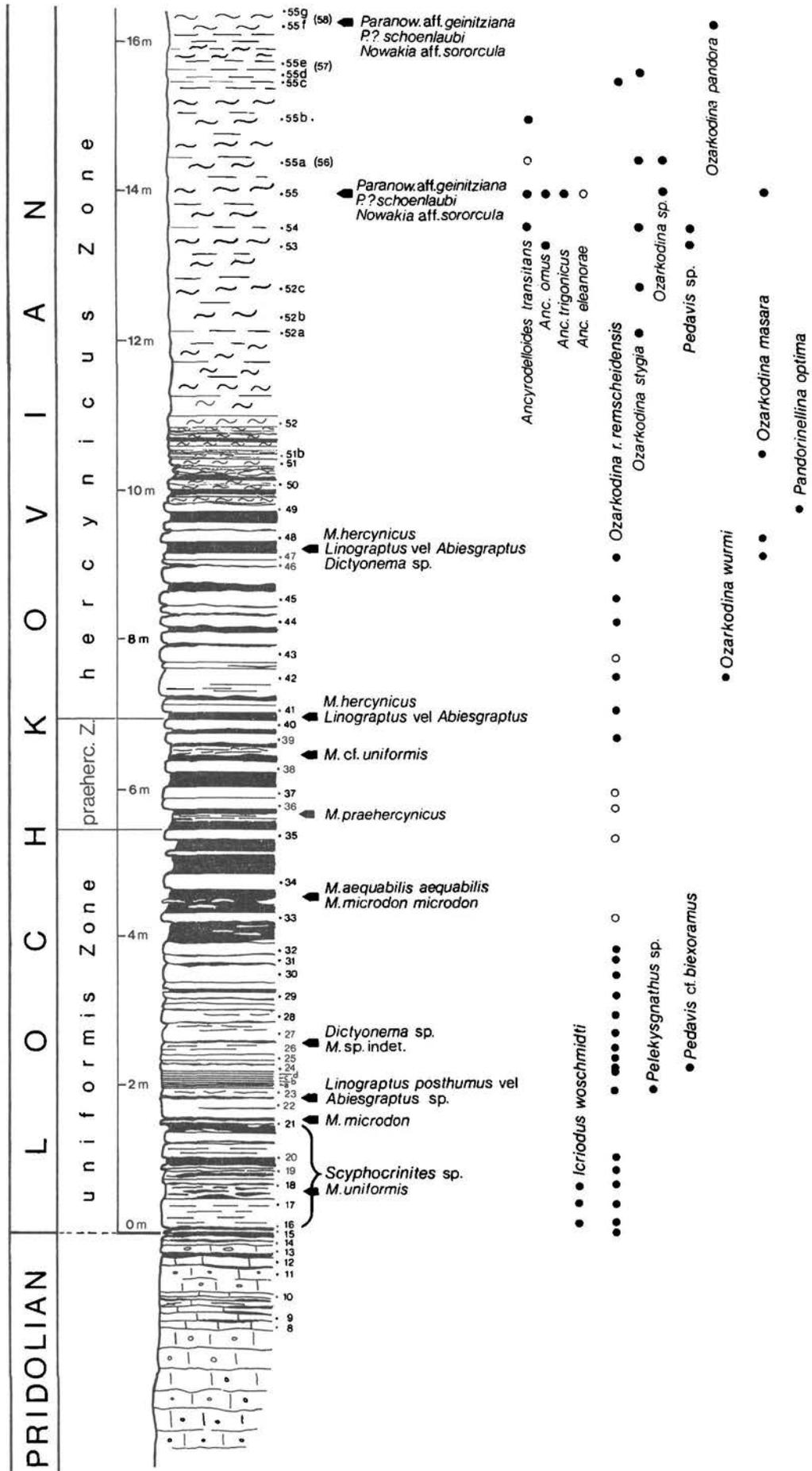


Abb. 28: Das Profil Oberbuchach II an der Gundersheimer Almstraße, Lochkov-Abschnitt (nach H. P. SCHÖNLAUB, 1985).

meinsame Vorkommen von Graptolithen (beschränkt auf den Lochkov-Abschnitt), Dacryoconariden und Conodonten bietet sich hier – als eine der ganz wenigen Stellen auf der Erde – die Möglichkeit, die Vertreter aller drei Tiergruppen miteinander in ihrer vertikalen Reichweite vergleichen zu können. Die heutige gute Kenntnis der Faunenhorizonte in diesem Profil ist das Ergebnis einer sehr intensiven Geländearbeit und langwieriger Fossiliensuche, sei es durch Spalten dünnster Gesteinsplatten auf der Suche nach Graptolithen (H. JAEGER) oder durch Absuchen der Kalkoberflächen mit der Lupe nach den mikroskopisch kleinen Dacryoconariden (G. K. B. ALBERTI); dazu kommen etwa 180 Conodontenproben, die sich in unterschiedlichem Abstand auf das 123 m mächtige Profil verteilen.

Die hochpelagische Abfolge besteht größtenteils aus verschiedenfarbigen, dichten Flaserkalken, in die sich wiederholt Lagen aus Organodetritus und Bioklastkalle einschalten. An der Grenze Eifel/Givet tritt zudem ein schwarzer Lydithorizont auf, charakteristisch für die Hohe Trieb-Formation.

In der Lochkov-Stufe, die durch schwarze Plattenkalk und zwischengeschaltete Schiefer repräsentiert wird (Rauchkofel-Kalk), kommen Conodonten gemeinsam mit Index-Graptolithen aller drei Zonen vor; darüber nehmen Dacryoconariden die Stelle der Graptolithen ein und sind besonders an der Lochkov/Prag-Grenze, im Prag und im Ems stellenweise sehr häufig.

Eine Zuordnung von Conodonten zu bekannten Conodontenzonen unterblieb für das Lochkov und das älteste Prag, da die auf nordamerikanischen Verhältnissen basierende Zonenfolge in Mitteleuropa nicht anwendbar ist. Die Abfolge stimmt hier aber bestens mit den Verhältnissen in Böhmen überein.

Von der *P. pyreneae*-Zone des Oberprags an (etwa bei Probe 85, 30 m über der Basis der roten Findenig-Kalk) konnten alle bekannten und derzeit in Gebrauch stehenden Conodontenzonen erstmals geschlossen in den Karnischen Alpen bis ans Ende des Mitteldevons nachgewiesen werden. Damit wurde das Zonenschema auch in diesem Gebiet bestätigt; mögliche stratigraphische Lücken im Profil können damit ausgeschlossen werden.

Beachtung sollte den in der pelagischen Folge eingeschalteten Klastbänken geschenkt werden. Neben dünnen Bänken treten vor allem im Mitteldevon mehrere Meter dicke Lagen von Kalkbrekzien auf; auch auf verkieselte Horizonte mit Korallen sollte geachtet werden.

Die Abfolge reicht zwar conodontenstratigraphisch bis in das ältere Oberdevon, doch ist dieses durch eine kleine Störung vom jüngsten Mitteldevon getrennt. Über dem Oberdevon folgt in normaler Auflage die Hochwipfel-Formation.

④ Gundersheimer Almstraße, Höhe 1500 m (H. P. SCHÖNLAUB)

Das an der Basis gestörte Schieferprofil an der obersten Straßenkehre in ca. 1500 m Höhe knapp unter der Gundersheimer Alm ist in reiner Graptolithenschieferfazies, der Bischofalm-Fazies, entwickelt. Es wurde von H. JAEGER detailliert untersucht (H. JAEGER & H. P. SCHÖNLAUB, 1980).

In dem etwas gestörten Profil sind große Teile des Silurs und das gesamte Lochkov (Zone 22/23 des Oberillandoverly bis *M. hercynicus*-Zone des Oberlochkov) zusammenhängend aufgeschlossen. Es ist dasjenige

Einzelprofil, in dem die Schieferfazies der Karnischen Alpen den bisher größten stratigraphischen Umfang hat. Tektonisch fällt aber leider das Wenlock aus, dazu kommt, daß die einzelnen Schichten meist verruscht und etwas verschuppt sind.

Dennoch besteht gute Übereinstimmung mit dem von H. JAEGER bei der Bischofalm untersuchten Typus-Profil für diese Fazies. Auch hier konnte die Dreigliederung in Untere Bischofalm-Schiefer (= Wechsellagerung von Graptolithen-führenden Lyditen und Alaunschiefern), Mittlere Bischofalm-Schiefer (früher: grüne eß-Schiefer) und etwa 10 m mächtige Obere Bischofalm-Schiefer (überwiegend Graptolithen-führende Alaunschiefer mit untergeordnet Lyditen und vereinzelt Tonschieferlagen) wiedergefunden werden.

Im Hangenden stehen die Oberen Bischofalm-Schiefer wahrscheinlich in gestörtem Verband mit hellen und grünlichen, gebänderten Hornsteinen. Wir schließen dies aus oberdevonischen Conodonten, die nahe der Basis gefunden wurden. Sie wurden mit der Flußsäuremethode aus den Kieselgesteinen herausgelöst.

Besichtigt wird der Teil nach der Straßenkehre, wo der von H. JAEGER untersuchte Profilabschnitt 2–3 m unter den grünen Mittleren Bischofalm-Schiefern beginnt. Dieser Teil ist tektonisch unter Ausfall des gesamten Wenlocks und großen Teilen des Ludlows vom Rest des Obersilurs und Unterdevons getrennt. Die Mittleren Bischofalm-Schiefer sind hier etwa 2,90 m mächtig, sie lagern Kieselkalkknollen ein. Darüber folgen die etwas 10 m mächtigen schwarzen Oberen Bischofalm-Schiefer.

* * * * *

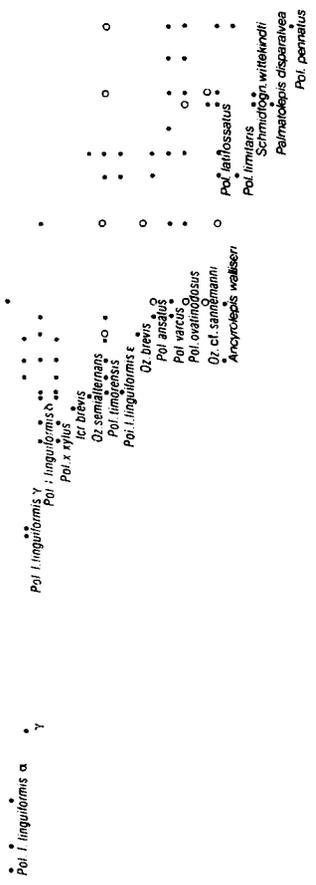
Nach dem Besuch der Gundersheimer Alm erfolgt die Rückfahrt nach Gundersheim und die Weiterfahrt nach Dellach. Anschließend wird ein Haltepunkt im Tanklager der Adria-Wien-Pipeline eingelegt.

Die Exkursion setzt fort mit der Fahrt über den Gratzhof und die Dellacher Alm zur Zollner Alm am Collendiaul (Abb. 30).

Die Hochfläche des Collendiaul und die Umgebung des Zollner Sees (1766 m) sind jene Gebiete, in dem das Verhältnis des Grundgebirges zum Deckgebirge bestens studiert werden kann. Hier befindet sich die zuerst gefundene, klassische Winkeldiskordanz wie im Lehrbuch beschrieben und abgebildet; dazu kommen Transgressionssedimente, wie Konglomerate und Brekzien am Beginn der Transgression; vollständige Profile, die den Übergang dieser Einleitungsphase zur Normal-sedimentation zeigen und schließlich Fossilien, die diese Vorgänge zeitlich festhielten.

Die Wirksamkeit der variszischen Orogenese kann in den Karnischen Alpen an keiner Stelle besser demonstriert werden als in diesem Gebiet. Hier liegt die post-variszische Schichtfolge flach über dem verschuppten Altpaläozoikum in Bischofalm-Fazies. In diesen Decken- und Schuppenbau sind ebenfalls die Ablagerungen der Rauchkofel-Fazies miteinbezogen. Doch auch die autochthone Auflage ist disloziert: Ein Blick auf die Beilagenkarte 3 zeigt sehr deutlich die unterschiedlichen Höhenverhältnisse der Deckschichten. Randbrüche begrenzen seitlich diese Ablagerungen.

Ein Blick von der Zollner Alm nach Osten in Richtung Waidegger Alm und – falls das Wetter es möglich macht – zum Hochwipfel und der Schulter zeigt denn auch deutlich die Verbreitung des postvariszischen Kar-



bons und Perms in einer grabenartigen Einsenkung. An Störungen abgesenkt, wurde das Deckgebirge vor der Erosion besser bewahrt.

Wir glauben heute, daß diese Randbrüche, so der von F. FRECH (1894) erkannte „Hochwipfel-Bruch“ im Norden, bereits in der Spätphase der Sedimentation und Deformation der Hochwipfel-Formation angelegt wurden und Vorzeichnungen dafür in erster Linie die hochteillbeweglichen Kieselschiefer und verwandte Gesteine der Bischofalm-Schiefer und der Zollner Formation bildeten. Mächtige, bis über 100 m mächtige Geröllschieferlagen und Lyditbrekzien sind stets an diese randlichen Bruchzonen, aber auch an interne Schuppengrenzen gebunden, stellen also vermutlich Flankensedimente und Rutschkörper an Bruchzonen infolge plötzlicher Übersteilung dar. Auf jenen Bereichen der Unterlage, die von derartigen Schuttfächern nicht erreicht wurden, liegen die normalen Deckschichten direkt transgressiv auf. Die Transgression erfolgte also in Abhängigkeit vom variszisch geschaffenen Paläorelief, das morphologisch stark gegliedert gewesen sein muß.

④ Collendlau, Station 5 des Lehrpfades (H. P. SCHÖNLAUB)

An dieser klassischen, von E. HABERFELNER gefundenen Lokalität liegen sandige Schiefer der postvariszischen Basisschichten mit mittelsteilem (50°) Einfallen nach Osten diskordant über steil gestellten, mit 75° nach Osten geneigten, hellen, gebankten Lyditen der Zollner Formation. Nach Conodontenfunden von Dr. U. HERZOG (Univ. Graz) haben sie ein Givet-Alter. Beachten Sie den direkten Kontakt beider Gesteine !

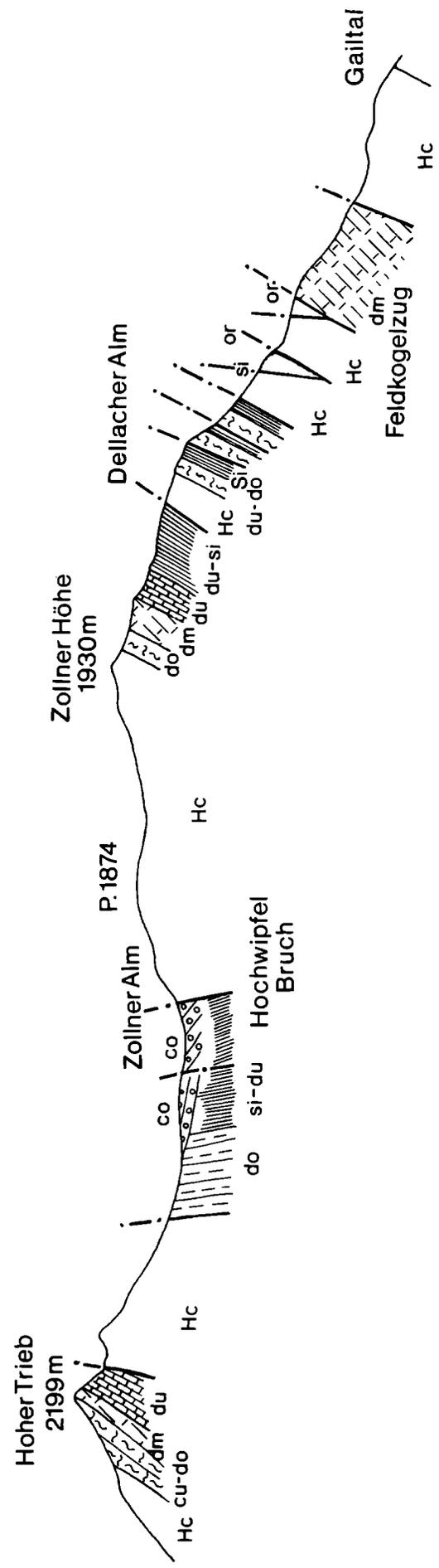


Abb. 30: Decken- und Schuppenbau im Profil Weidenburg – Zollner – Hoher Trieb (nach H. P. SCHÖNLAUB, 1979). Legende siehe Abb. 16.

6 **Zollner Alm**
(H. P. SCHÖNLAUB)

Kurz nach der Abzweigung zwischen der Straße zur Oberen Bischofalm und jener zur Dr. Steinwender-Hütte befindet sich an der Südseite der Straße ein 2-3 m hoher Aufschluß aus grauen sandigen Schiefen. Lageweise kommen hier limonitische Abdrücke von Brachiopoden, Bryozoen, Gastropoden (Bellerophontiden), Crinoiden, Bivalven und auch Trilobiten vor. Vorläufig bestimmt wurden von Prof. G. HAHN (Univ. Marburg) *Cummingella austriaca* und *Linguaphillipsia*. Sie beweisen anscheinend Altersgleichheit mit einem Teil der Nötscher Karbon (Namur).

7 **Dr. Steinwender-Hütte, Profil Moorabfluß-Wasserfall**
(H. P. SCHÖNLAUB)

Die Wirtschaftsstraße von der Zollner Alm zur Gundersheimer Ochsenalm quert nördlich der Hütte ein kleines Gerinne, das vom Moor in den Nöblingbach fließt. Unter der Straße stürzt der Bach in Form eines Wasserfalls in die Tiefe.

Im Profil des Wasserfalls und im Graben über der Straße kommen Graptolithen-führende Gesteine der Bischofalm-Fazies zur Ausbildung, die von H. JAEGER im Detail untersucht worden sind.

Am Boden des unteren Wasserfalls fand H. JAEGER in überkippter Lagerung das Zonenfossil für den Beginn

des Silurs, *Akidograptus acuminatus* (NICHOLSON) etwa 1 m unter dem Quarzit, der als Bischofalm-Quarzit bezeichnet wird. Etwa 30 m höher und noch unter dem Straßenniveau beginnen - nun in normaler Lagerung - die Mittleren Bischofalm-Schiefer. Störungsbedingt treten sie jedoch auch an der Straße östlich der Rinne auf.

Es ist vorgesehen, den über der Straße gelegenen Profilabschnitt durch die Oberen Bischofalm-Schiefer als Station 7 in den geologischen Lehrpfad in diesem Raum aufzunehmen. Die folgenden Ausführungen und die Geländeskizze (Abb. 31) wurden freundlicherweise von Doz. Dr. H. JAEGER, Berlin, zur Verfügung gestellt. Ergänzt durch Bildmaterial und Text auf Tafeln (siehe folgendes Beispiel) sowie einer Erläuterung in Buchform soll dieser Lehrpfad bis 1986 realisiert sein.

„Die Graptolithen sind bereits vor 300 Mill. Jahren ausgestorbene, koloniebildende Meerestiere. Überliefert sind uns nur ihre gekammerten, mannigfaltig gestalteten Wohnröhren. Diese bestehen aus kompliziert zusammengesetzten Gerüstteilen, die an Chitin erinnern. Diese Substanzen wurden in den Karnischen Alpen infolge der gebirgsbildenden Vorgänge in kohlige Substanz (z. B. Anthrazit) umgewandelt und oft von mineralischen Neubildungen ausgekleidet (z. B. weißem Gümbelet). Infolge ihrer sehr raschen Artenumbildung (Evolution) und ihrer oft weltweiten Verbreitung bilden die Graptolithen über einen Zeitraum von rund 100 Mill. Jahren (Beginn Ordoviz bis Unterdevon) für die Geologen das wichtigste und genaueste Werkzeug zum weltweiten Schichtenvergleich, d. h. zur sehr präzisen Datierung der Gesteine.“

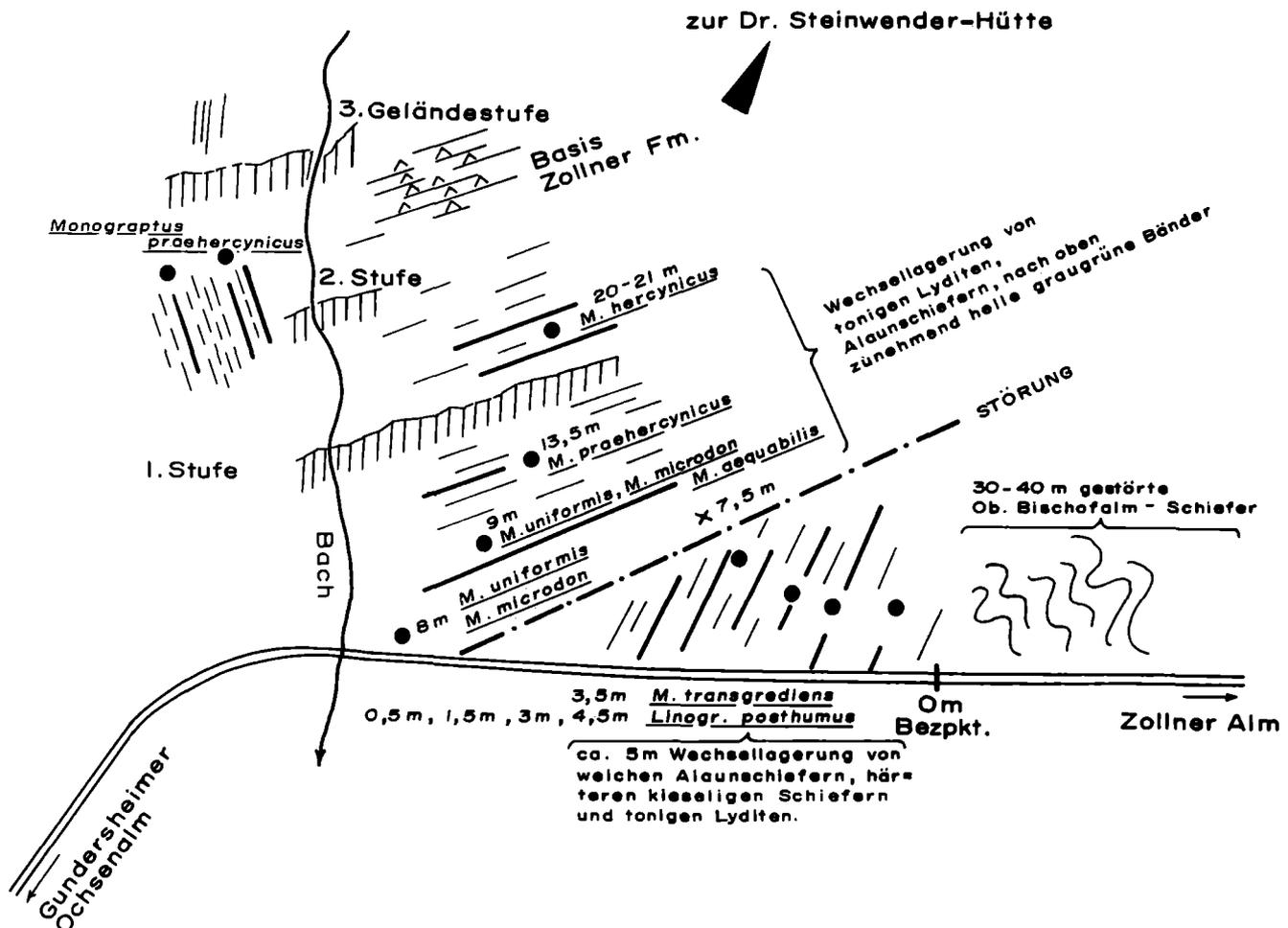


Abb. 31: Der obere Teil des „Wasserfall-Profiles“ in der Rinne zwischen Straße und Moor östlich der Dr. Steinwender-Hütte. Nichtmaßstäbliche Geländeskizze von H. JAEGER.

⑥ **Dr. Steinwender-Hütte, 1738 m**
(H. P. SCHÖNLAUB, I. DRAXLER)

Die Hütte gründet sich auf gebankte, graue und grünliche Lydite und kieselige Schiefer, die der devonischen Zollner Formation angehören und im stratigraphisch Hangenden des zuletzt besichtigten Vorkommens liegen. Auf Conodonten untersuchte Proben von der Hütte erbrachten bisher keine positiven Ergebnisse; die etwa 200 m westlich der Hütte liegende Rippe aus hellgrauen Lyditen lieferte hingegen Conodonten des älteren Famenne (U. HERZOG).

Wenige Meter südlich der Dr. Steinwender-Hütte befindet sich eine auffallende, schön geformte Gletschereiswanne, deren Abfluß durch einen Wall-artigen Vorbau und die erwähnten Gesteine der Bischofalm-Fazies in den Nölblinggraben führt. Bohrungen durch das Moor ergaben durchschnittliche Mächtigkeiten um 2 m. Im Verlauf des Bächleins ist allerdings eine rinnenartige Vertiefung der Schutt-Felsoberkante ausgebildet, die bis 4,20 m von der Oberfläche des Moores hinabreicht.

Zur Entwicklung des Spät- und Postglazials in den Karnischen Alpen sind folgende Bemerkungen angebracht (I. DRAXLER):

Spät- und Postglazial

In den Karnischen Alpen sind auf dem Naßfeld durch die glaziale Überformung und die hohen Niederschlagswerte besonders günstige Voraussetzungen für die Moorbildung gegeben. Die Vegetations- und Klimaentwicklung des Würmspätglazials und Postglazials der subalpinen Stufe der Karnischen Alpen ist durch pollenanalytische Untersuchungen von zwei Moorprofilen auf dem Naßfeld weitgehend bekannt (A. FRITZ, 1976).

Die Profile stammen aus zwei Niedermooren in walddgrenznaher Lage, in 1520 m Höhe. Eines davon liegt nahe der Staatsgrenze auf italienischer Seite (Naßfeld II) und ist aus einem spätglazialen See durch Verlandung im Subboreal etwa vor 2400–3000 Jahren entstanden. Das andere ist ein Versumpfungsmoor über sandigem Untergrund. Das Moorbewuchs setzte bei diesem Moor schon während des Jüngeren Dryas vor ca. 10.900 J. v. h. ein.

Die Seesedimente an der Basis von Profil Naßfeld II (Abb. 32) enthalten Krüuterpollenspektren mit niedrigen Gehölzpollenwerten und zeigen den Beginn der Vegetationsentwicklung im Spätglazial nach dem Eisfreiwerden des Gebietes mit einer typischen Pioniervegetation mit Artemisia, Chenopodiaceen und Poaceen an. Die Übergangsphase von der Krautvegetation zur weitgehend vollständigen Bedeckung mit Gehölzen im Alleröd fehlt in diesem Profil.

Die ersten Gehölze, die in der Jüngeren Dryas verbreitet waren, sind Latschen.

Der postglaziale Profilanteil von Naßfeld II (Abb. 32) läßt sich vorwiegend mit Hilfe der Baumpollenkurven in fünf Abschnitte untergliedern:

- 1) 750–560 cm: Tongyttja
Präboreal, Boreal, Älteres Atlantikum
Wiederbewaldung durch Lärche, Zirbe, zunehmende Ausbreitung der Fichte. An feuchten Stellen Verbreitung der Grünerle und frühe Einwanderung von *Wulfenia carinthiaca* (vor ca. 9500 J. v. h.) aus dem Süden.
- 2) 560 cm–450 cm: Tongyttja
Jüngeres Atlantikum
Zunehmende Klimabesserung
Ausbreitung der Rotbuche, Fichtenrückgang.

- 3) 450 cm–300 cm: Tongyttja
Jüngeres Atlantikum
Klimaoptimum: milde Winter, humid
Ausbreitung der Rotbuche, Hainbuche, Schwarzerle, deutlicher Rückgang der Fichte.
- 4) 300 cm–130 cm: Seggentorf, Grobdetritusgyttja
Subboreal und älteres Subatlantikum
Zunehmende Klimaverschlechterung
Fichtenausbreitung, Rückgang von Hainbuche, Rotbuche und Grünerle.
- 5) 130 cm–30 cm: Seggentorf
Subatlantikum
Menschlicher Einfluß auf die Vegetation
Neuerliche Zunahme der Krüuterpollen.

Auch das Moor bei der Dr. Steinwender-Hütte ist durch Verlandung eines Sees im jüngerem Postglazial entstanden.

Moor südlich der Dr. Steinwender-Hütte
(Tongyttja, Basis, 4,00–4,20 m)

Pollen und Sporen	Σ = 100 %			
<i>Abies</i>	6	18	–	6
<i>Picea</i>	36	20	37	40
<i>Pinus</i>	6	3	7	4
<i>Alnus viridis</i>	9	9	7	5
<i>Alnus glutinosa/incana</i>	1	1	x	x
<i>Betula</i>	–	–	x	–
<i>Corylus</i>	2	2	5	1
<i>Fagus</i>	6	7	–	3
<i>Tilia</i>	1	2	2	x
<i>Ulmus</i>	x	x	x	x
<i>Quercus</i>	–	x	–	–
<i>Acer</i>	x	x	–	x
<i>Carpinus</i>	x	x	–	–
Caryophyllaceae	1	x	x	x
Cichoriaceae	10	5	5	4
Asteraceae	2	x	–	2
Ericaceae	x	x	–	–
<i>Epilobium</i>	x	–	–	–
Apiaceae	–	x	–	x
Brassicaceae	–	x	–	–
Varia	x	x	x	x
monolete Farnspore ohne Perispor	18	30	25	–
<i>Dryopteris</i>	x	2	10	x
<i>Selaginella</i>	–	–	–	x
<i>Polypodium vulgare</i>	–	x	–	–
<i>Pediastrum</i>	–	–	x	–

⑦ **Zollner See-Wasserfall**
(H. P. SCHÖNLAUB)

Dieses Profil stellt eine vollständige Transgressionssequenz dar. Über einer Antiklinale aus silurischen Kiesel-schiefern und Alaunschiefern (= Bischofalm-Schiefer) lagern diskordant Lyditbrekzien, Geröllschiefer, grif-felige Siltschiefer, unreine Kalke und Sandsteine in einer Gesamtmächtigkeit von über 30 m. Guten Einblick in das Profil gewährt die Geländekante am südlichen Gegenhang (Station 8) oder der direkte Zugang entlang des Baches. Vorsicht ist beim Abstieg zum Kontakt Brekzie/Kiesel-schiefer-Lydit geboten.

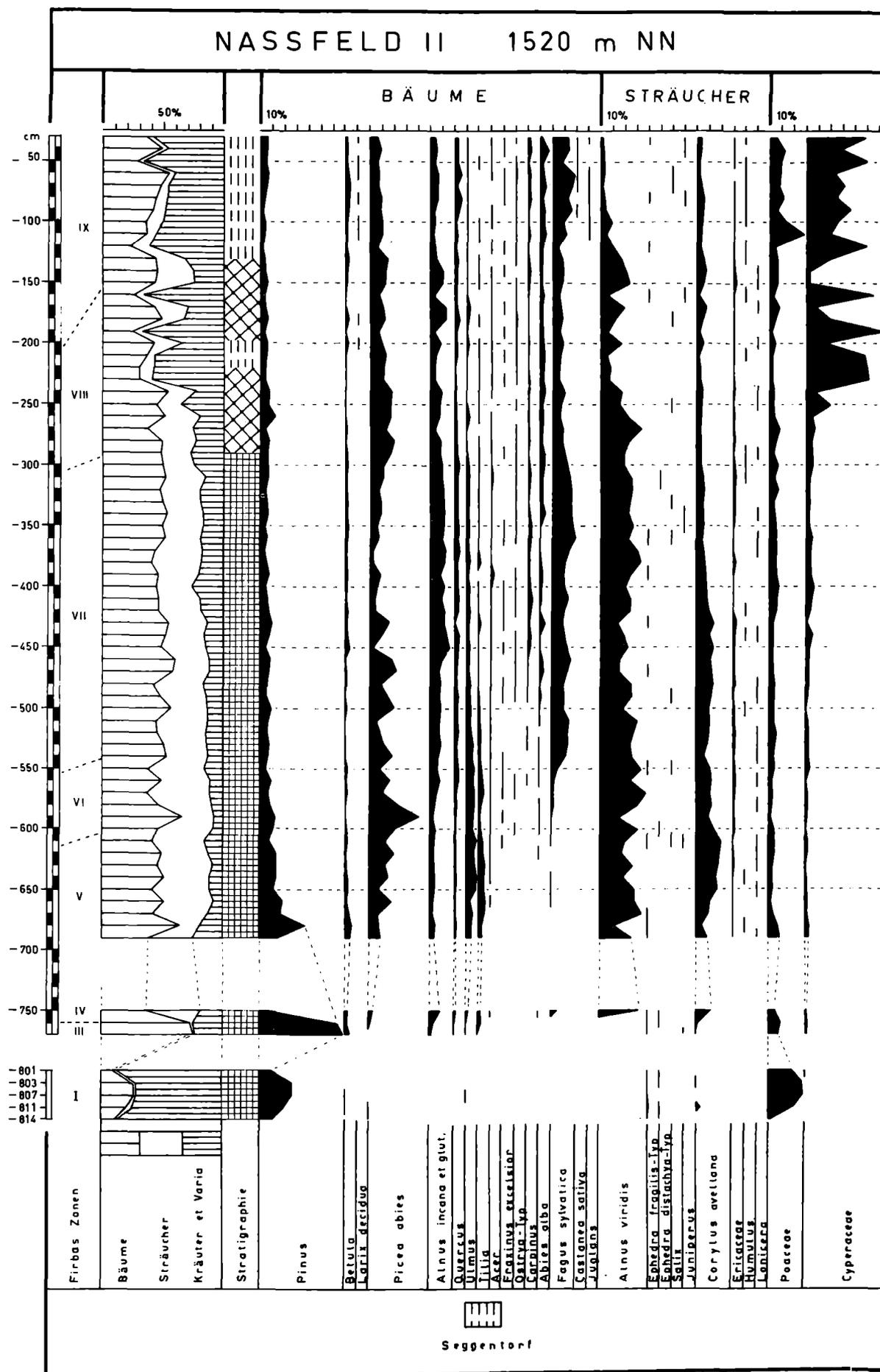


Abb. 32: Moorprofil Naßfeld II, Pollenanalyse (nach A. FRITZ, 1976).

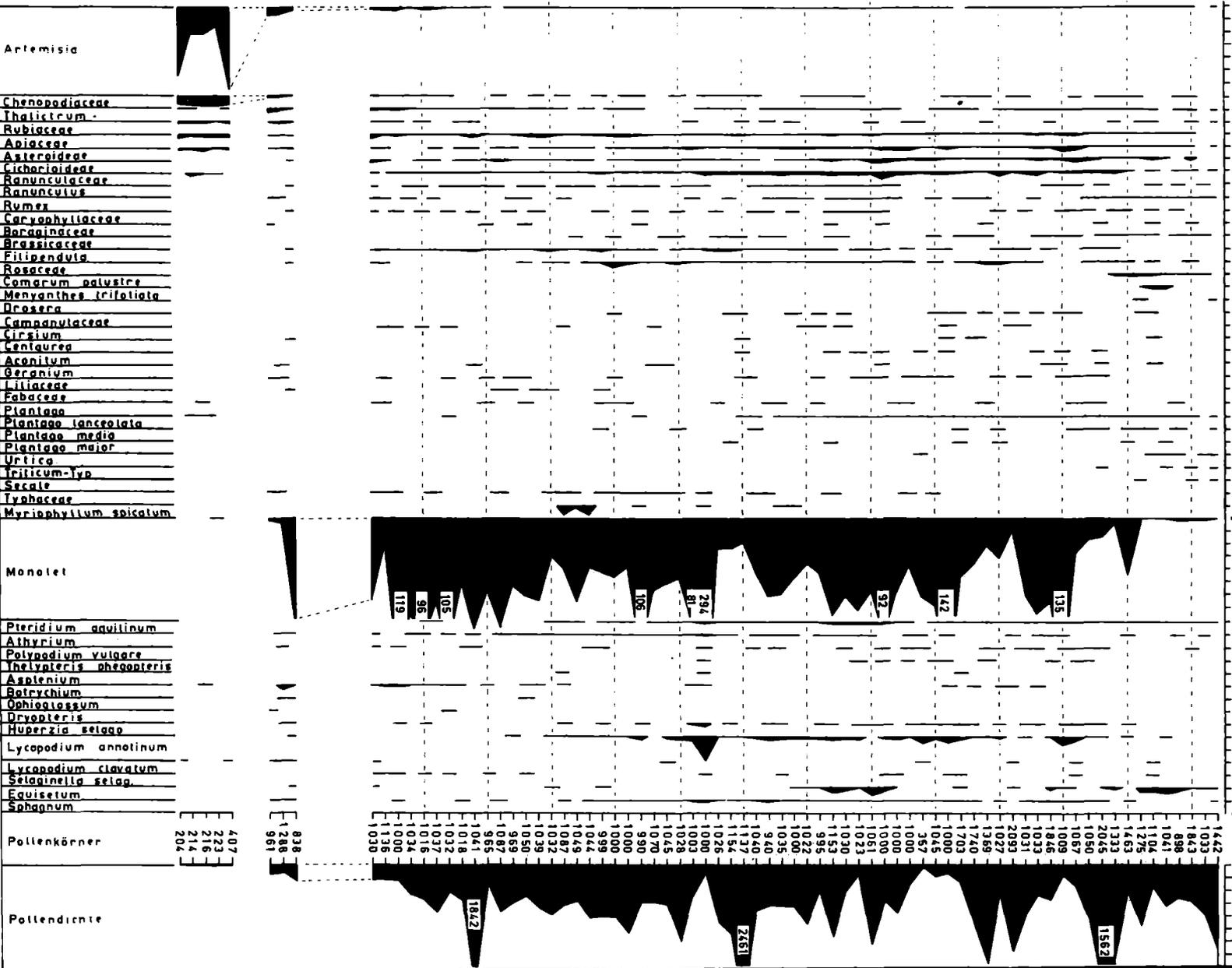
FRITZ 1976

K R Ä U T E R

S P O R E N

10%

200 Pk



407
223
216
214
204

838
288
961

1442
1033
1843
898
1041
1104
1275
1463
1333
2045
1050
1067
1009
1846
1033
1031
2083
1022
1358
1740
1703
1000
1045
357
1000
1000
1000
1061
1023
1030
1153
995
1022
1000
1035
940
1040
1137
1154
1026
1000
1003
1028
1045
1070
990
1000
999
1042
1049
1087
1032
1038
1050
959
1087
955
1041
1018
1032
1032
1016
1034
1000
1138
1030

1842

261

1562

Artemisia

Chenopodiaceae

Thalictrum

Rubiaceae

Apiaceae

Asteroidae

Cichoriaceae

Ranunculaceae

Ranunculus

Rumex

Caryophyllaceae

Boraginaceae

Brassicaceae

Filipendula

Rosaceae

Comarum palustre

Menyanthes trifoliata

Drosera

Campanulaceae

Cirsium

Centaurea

Aconitum

Geranium

Liliaceae

Fabaceae

Plantago

Plantago lanceolata

Plantago media

Plantago major

Urtica

Trifolium-lyp

Scabie

Typhaceae

Myriophyllum spicatum

Monoleit

Pteridium aquilinum

Athyrium

Polypodium vulgare

Thelypteris phegopteris

Asplenium

Botrychium

Ophioglossum

Dryopteris

Huperzia selago

Lycopodium annotinum

Lycopodium clavatum

Selaginella selag.

Equisetum

Sphagnum

Pollenkörner

Pollendichte

Grobdetritusgröße

Tongröße



Das Profil gliedert sich wie folgt (Abb. 33):

1. 3 - 4 m Sandige, graue Schiefer und zuoberst hellgraue Sandsteine. Die glimmerreichen Basisschiefer sind reich an Pflanzenhäckseln, jedoch fanden sich bisher ausschließlich Stämmchen von Calamiten und keine Blätter.
2. 2,80 m Graue, kompakte Sandsteine mit Pflanzen, die in einer Lage 0,3 m über der Basis gehäuft auftreten.
3. 0,3 m Graue, horizontal geschichtete Siltschiefer.
4. 1,45 m Graue, unreine, bituminöse Algen- und Crinoidenschuttkalke mit eingestreuten Phosphoritknollen und -geröll. Selten kommen hier Gastropoden und Brachiopoden vor.
5. 0,35 m Übergangsbereich mit Wechsellagerung von grauen Mergeln mit Fossilschutt und 2-3 cm dicken Fossilschuttkalklinsen sowie dunklen Siltschiefern, die wie die Kalke eckige Lyditbrocken bis mehrere cm Größe einlagern.
6. 2,10 m Graue, geschieferte Feinsandsteine bis Sandsteine mit lagenweise eingestreutem Fossilschutt, vor allem Crinoiden und Schalenbruch. Vereinzelt Gerölllagen oder arenitische, deutlich gradierte Partien, die 3-4 cm dick sind.
7. 0,3- 0,4 m Stark geschieferte Geröllschieferlage mit gerundeten, bis 5 cm Durchmesser großen Gerölln von hellen und dunklen Lyditen und Schiefer. Lagerung s₃ 80/2S.
8. 1,80 m Dunkelgraue Tonschiefer mit boudinierten, 3-4 cm dicken Siltsteinlagen, die oberflächlich ein linsig-welliges Relief bilden. Die Grenze zu den unterlagernden Geröllschiefern ist scharf. In den Schiefer sind Crinoidenreste und Bellerophontiden (und andere Gastropoden) relativ häufig.
9. 19,50 m Unten dicht gepackte Lyditbrekzie, die obere Hälfte hingegen Geröllschiefer mit Komponenten bis 0,5 m Durchmesser, eingelagert in graue Siltschiefer bis sandige Schiefer vom Typus der Waidegg-Schiefer. Komponenten: Helle und dunkle Lydite, Hornsteine, schwarze Kieselschiefer, Quarzite, Sandsteine und Schiefer. Schlechte Rundung, selten gut gerundete Gerölle. Lagerung: s₃ 115/80N an der Basis. Fauna: Tiefste Fauna im obersten Teil der griffeligen Schiefer ohne Geröllführung mit vereinzelt Crinoiden. Die Geröllagen reichen örtlich bis an die Unterkante der folgenden Schicht. Lateral können sie aber auch fehlen. Das gesamte Paket ist stark geschiefert, wodurch es in der Überlagerung zur Transversalschieferung mit s₄ 80/55N kommt.

10 Kalk SW Zollnersee
(H. P. SCHÖNLAUB, F. KAHLER)

Das Vorkommen ist zusammen mit der östlich benachbarten Kalkplatte als Station 11 und 12 des geologischen Lehrpfades geplant. Wie im allgemeinen Teil ausgeführt, liegen über den sandigen Basisschiefern der Waidegg-Formation etwa 6,5 m mächtige Kalke, die in sich zerbrochen sind, aus mehreren Teilbänken bestehen und sehr fossilreich sind. Neben zahlreichen Algen finden sich in erster Linie große Crinoiden-Stielglieder zusammen mit Teilen des Kelchs und der Arme (Wurzel ?), daneben treten auf Korallen, Brachiopoden, Gastropoden, Sphinctozoen, Trilobiten und an Mikrofossilien sandschalige Kleinforaminiferen, Fischzähne und Conodonten.

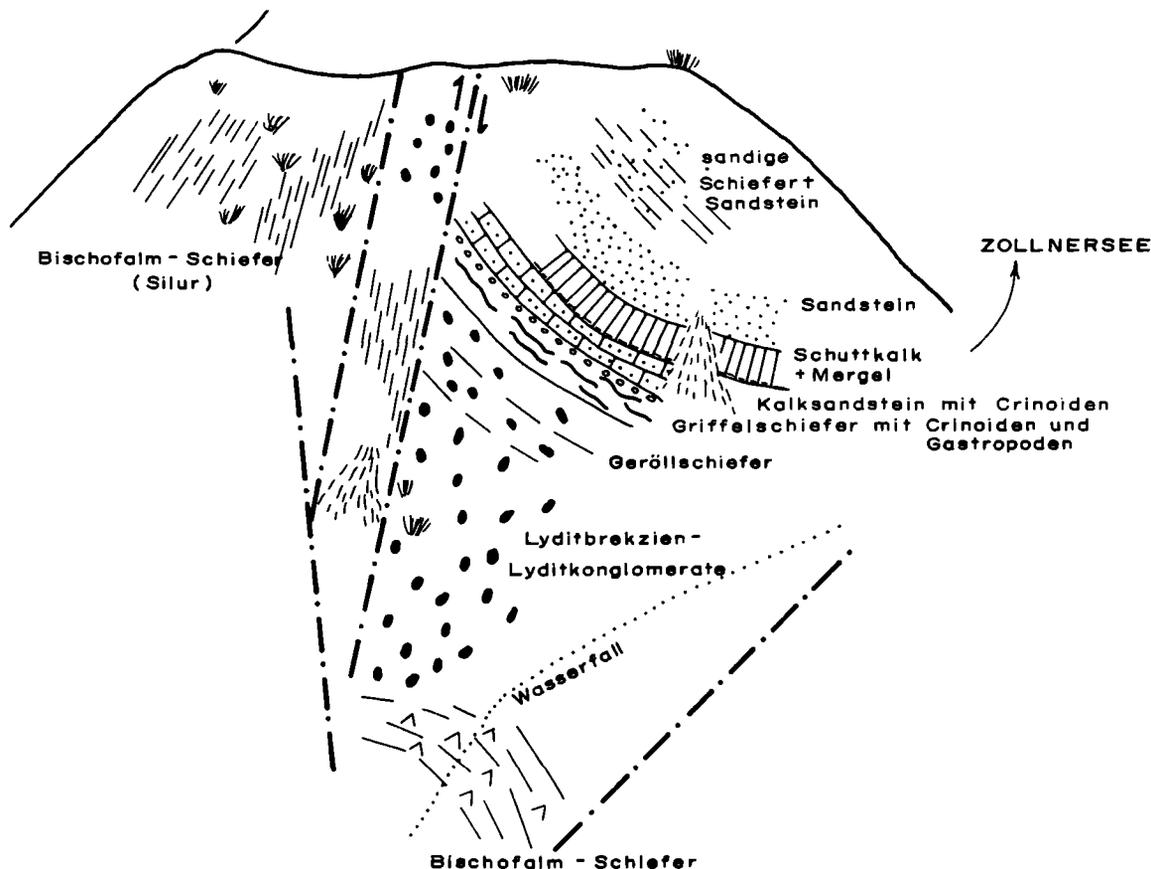


Abb. 33: Die Transgressionsfolge am Zollner See - Ausfluß - Wasserfall (nach einer Geländeskizze von H. P. SCHÖNLAUB).

Ins Auge fallend sind aber an allen Kalkvorkommen die häufigen Fusulinen. Allgemeinverständlich formuliert, beschreibt das Vorkommen Dr. F. KÄHLER, Klagenfurt, wie folgt:

Die erste stärkere Kalkbank liegt südwestlich des Zollnersees. Sie ist in einem ruhigen Meeresteil als Kalkschlamm aus schalenbildenden Organismen abgelagert worden, der auch größere Elemente enthält. Ganz besonders sind dies Kalkalgen, auch Korallen. Wesentlich kleiner sind die Schalen von Kammerlingen (Foraminiferen), die als Einzeller (Protozoen) bemerkenswert komplizierte Schalen bauten.

Am Ende des Erdaltertums war eine Gruppe von ihnen, die Fusuliniden, in den Weltmeeren verbreitet. Sie sind für den Geologen von großer Bedeutung, weil sie sich relativ rasch in ihren Formen und in ihrem Schalenbau veränderten. Ihre Arten, von denen etwa 3500 bekannt sind, waren teilweise auf große Entfernungen gleich. Man kann daher die Meeresablagerungen mit solchen gleichen Arten auf große Entfernungen zeitlich gleichsetzen und damit die Küstenzonen und deren räumliche Veränderung konstruieren.

Diese große Gruppe der Foraminiferen lebte ungefähr während der Steinkohlenzeit und ist noch vor dem Ende des Erdaltertums im oberen Teil der Permzeit ausgestorben.

Die Tiere hatten sich teils geschlechtlich, teils und zugleich ungeschlechtlich durch Teilung vermehrt. Wenn wir von heute lebenden größeren Foraminiferen, die in warmen Meeren leben, zurückschließen dürfen, nahmen sie in ihr Cytoplasma kleine Algen auf. Diese brauchten für ihren Stoffwechsel Licht und gaben dem Wirtstier als Abfall Kalk ab, der zum Schalenbau des Tieres verwendet wurde.

Die Kalkbank, die wir besuchen, enthält nur relativ kleine Fusuliniden. Sie sind etwa 4 mm lang und gleichen einem dicken Getreidekorn. Ihr Innenbau ist kompliziert. Die Schale vergrößert sich in Windungen, so daß der Querschnitt durch die Schale einer Spirale entspricht. Das Tier vergrößert die Schale in Rhythmen. Die ursprüngliche Anfangskammer ist etwa $\frac{1}{10}$ mm groß und rund, die ersten Windungen sind eng gerollt, der letzte Umgang relativ hoch - etwa 0,40 mm. Jeder Stillstand im Bauen endet mit einer Verschlusswand. Die hier abgebildete Schale ist in ungefähr 90 Lebensrhythmen gebaut worden.

Die Schalen in der Kalkbank, vor der wir stehen, sind für den Paläontologen besonders interessant, weil die Tiergattung, die wir *Protriticites* nennen, gerade vor einem Wechsel im Bauplan der Schale stand (Abb. 34). Diese wurde dadurch in ihrer Bruchfestigkeit verstärkt und ermöglichte erst dadurch die weitaus größeren Schalen der nachfolgenden Zeiten.

In den inneren Windungen besteht die Schale noch aus 4 Schichten, die übereinander liegen. Im letzten



Abb. 34: Längs- und Querschnitt von *Protriticites variabilis* BENSH. Länge 3,3 mm, Breite 1,32 mm. Kalke am Collendiaul (F. KÄHLER).

Umgang besteht sie bereits aus einer Außenlage, dem Dachblatt, das sehr dünn ist, unter dem das neue Konstruktionselement, eine Verstärkung angebaut ist, das einer Bienenwabe ähnlich ist, das „Wabenwerk“. Diese Konstruktion im Verein mit den früher erwähnten Verschlusswänden, den Septen, machen die Schale sehr steif und damit bruchstark.

Der Kontakt mit der Außenwelt, dem Meerwasser, war im wesentlichen auf die sog. Mündung beschränkt, die einen torartigen Bogen im Septum bildet, der seitlich sehr verstärkt ist. Trifft der Querschnitt, so wie es die Abbildung 2 zeigt, in den inneren Windungen diese Verstärkungen, wirkt er sehr dunkel, und der tatsächliche Lebensraum des Tieres ist größer als es das Bild zeigt.

Mit den gefundenen Arten in diesem Kalk kann man Vergleiche auf beträchtliche Entfernungen machen: artengleiche und damit ungefähr gleichzeitige Kalke findet man im Moskauer Becken, am Westrand des Uralgebirges, aber auch in Mittelasien (in Südfergana und im Hissargebirge südlich von Samarkand). Damals waren Amerika, Eurasien und Afrika noch eine Einheit (Pangaea) und wir befinden uns hier nahe dem Südufer des damaligen Eurasiens.

Exkursion „Gailtal“

Route: Kötschach-Mauthen – Lanz – Lammer Graben – Laas, E-Werk – Pittersberg – Gailbergsattel – Dellach/Gail – Gundersheim/Grimitzen – Waidegg – Kreuth – Jenig – Nieselach.

① Straßenaufschlüsse am Forstweg Lanz – Dellacher Alm, E Stelzling Jagdhütte (G. NIEDERMAYR)

Die permo-skythischen Serien an der Südseite von Jukbichl und Jauken sind intensiv mit Karbonatserien der Mitteltrias und mit Gailtalkristallin verschuppt. So ist noch auf 1660 m Höhe, wenig E der Dellacher Alm, ein schmaler Kristallinspan zwischen Mitteltrias und den permo-skythischen Serien aufgeschlossen.

Die Aufschlüsse am Forstweg Lanz – Dellacher Alm, unmittelbar E der Stelzling Jagdhütte, zeigen die Typusprofile durch die Laas-Formation (vgl. auch NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR, 1982). Die Laas-Formation besteht aus mittel- bis dickgebankten, teils massigen, überwiegend dunkelrotbraunen Sand- und Siltsteinen mit zwischengeschalteten Konglomerat- und Brekzienlagen (vgl. Abb. 8, 9). An der Basis ist lokal ein grober Regolith ausgebildet; darüber folgen graue Sand- und Siltsteine, die reich an Pflanzenresten sind (u. a. mit *Callipteris conferta*, *Sphenophyllum angustifolium*, *Taeniopteris cf. jejunata* und *Ernestiodendron* sp.). Aufgrund der bestimmbareren Pflanzenreste haben AMEROM et al. (1967) ein Unterrotliegend-Alter für die Laas-Formation postuliert.

Ein Charakteristikum der Sedimente der Laas-Formation ist deren starke Bioturbation, die bis zur Ausbildung von Ichniten führt. Lokal sind in den feinklastischen Sedimenten auch Karbonatlagen, teils knollig ausgebildet, charakteristische Karbonatkonkretionen und Dolomitzement festzustellen.

Im hangendsten Teil der Laas-Formation treten saure Vulkanite, teils mit ignimbritischer Textur, und Tuffite auf.

Bei einem Vergleich der verschiedenen Profile ist darauf zu achten, daß sich in dem mehrfach geschuppt vorliegenden Schichtpaket der postvariszischen Basisserie im tiefsten Anteil dieses Stapels (Laas-Formation) deutlich ein Paläorelief, gegliedert in grobklastischen Randbereich und feinklastisch entwickelte Beckenzone, durchpaust.

Über der Laas-Formation folgen Gröden-Formation, Alpiner Buntsandstein und Werfen-Formation in typischer Entwicklung; durchgehend aufgeschlossene Profile sind aber an der Südseite von Jukbichl und Jauken – vor allem aufgrund der intensiven Tektonik in diesem Bereich – praktisch nicht vorhanden.

② Ehemaliger Gipsbruch am Ausgang des Lammer Grabens E Laas, N der TAL-Pumpstation (G. NIEDERMAYR)

Die Werfen-Formation des westlichen Drauzuges wird von bunten, überwiegend grauen bis graugrünen, teils auch rotbraunen, in der Regel dünnebankten Sand- und Siltsteinen und Tonschieferlagen aufgebaut. Die Bänke sind oft durchwühlt, zeigen häufig Flaserschichtung und führen mehr oder weniger Karbonat und Pflanzenhäcksel. Kreuzschichtung, Rippelmarken und Trok-

kenrisse sind zusätzlich anzuführen. Für den höheren Anteil der Werfen-Formation sind Karbonatlagen und ein charakteristischer Rauhackenhorizont typisch; Gips tritt nur an einigen Stellen im westlichen Drauzug auf, so u. a. auch im Lammer Graben E Laas.

Im ehemaligen Gipsbruch am Ausgang des Lammer Grabens sind im Südteil des Aufschlusses typisch entwickelte Sedimente der Werfen-Formation zu beobachten. Gegen Norden zu schalten sich in diese Sandstein-Tonschiefer-Folge Gipsschiefer und mächtigere, reine Gipslagen, sowie graue Dolomitbänke ein. Die Gipse weisen eine z. T. bedeutende Magnesitführung auf; so wurden bis zu 20 cm mächtige, ziemlich reine Magnesitlagen beobachtet. Auffällig ist, daß im Bereich der Gipsvorkommen – und dies gilt für den gesamten Drauzug – der für die oberste Werfen-Formation charakteristische, mächtige und ebenfalls magnesitführende Rauhackenhorizont weitgehend fehlt.

Im Aufschluß im Lammer Graben kann die Magnesitführung der Gipse und Gipsschiefer bestens studiert werden. Im Schlift ist das kryptokristalline Magnesitgewebe meist völlig strukturlos. In einigen Fällen ist zu erkennen, daß es sich bei den ursprünglichen Ablagerungen um mehr oder weniger matrixreiche, und teils auch Biogene führende Pillenkalke gehandelt haben muß. Mächtige Magnesitlagen zeigen Boudinierung und Brekzierung und leiten damit zu den kryptokristallinen Komponenten der oberskythischen Rauhackenbänke über. Es ist somit anzunehmen, daß es sich bei diesen Rauhacken um „Kollapsbrekzien“ eines ehemaligen, sich über den gesamten Ablagerungsraum erstreckenden, Evaporithorizontes handelt.

Die bisher bestimmten Schwefelisotopen-Werte der Gipse aus dem Lammer Graben liegen zwischen $\delta^{34}\text{S} + 22,7\%$ bis $+27,7\%$ und belegen damit das oberskythische Alter des Salinars (PAK, 1974; NIEDERMAYR, 1983). Möglicherweise reicht der gipsführende, oberste Anteil der Werfen-Formation aber bis in das tiefe Anis (vgl. STREHL et al., 1980).

③ Aufschluß unmittelbar E des Elektrizitätswerkes von Laas (G. NIEDERMAYR)

Der „Baumstamm von Laas“ – in Wirklichkeit sind es mehrere mächtige Stämme, die hier in einem grobklastischen Sediment eingebettet sind – wurde von VAN BEMMELEN (1957) erstmals erwähnt, allerdings an die Basis der Werfen-Formation (Werfener Schichten) gestellt. Nach ANGER (1965) handelt es sich dabei um *Dadoxylon schrollianum*; der gleiche Autor gibt aus der unmittelbaren Umgebung des Baumstammes auch die Sporenform *Vittatina costabilis* WILSON an, die aber für eine biostratigraphische Einstufung der Sedimente nicht herangezogen werden kann. Nach der sedimentpetrologischen Auswertung sind die, die Pflanzenreste enthaltenden Sedimente an die Basis der Gröden-Formation zu stellen (NIEDERMAYR, 1974).

④ **Pittersberg**
(A. WARCH)

Der Pittersberg als Teil der eingeschuppten Permotrias S des Hauptgebirgszuges der westlichen Gailtaler Alpen ist fast zur Gänze vom Dolomit der liegenden Kalk-Dolomitfolge des Alpinen Muschelkalkes aufgebaut. Das ESE-Ende dieses Bergrückens weist allerdings auch noch die für das Liegende des Alpinen Muschelkalkes im S des Gailbergsattels kennzeichnende und vom Röttenkopf im W bis annähernd zum E-Ende des Kartenblattes reichende Brekzie bzw. Konglomerat auf.

⑤ **N des Gailbergsattels, 981 m**
(A. WARCH)

Ungefähr 1 km im N des Gailbergsattels steht der norische Hauptdolomit an, der dann rund 700 m bis zum Basis-Plattenkalk der Kössen-Formation anhält. Nach weiteren 300 m im schon gut geschichteten Bereich der Kössen-Formation treten die ersten eingestreuten Gerölle auf, die dann auf einer Wegstrecke von 380 m zu beobachten sind. Bald danach stellen sich die ersten Schieferlagen der typischen Kössen-Formation ein, die bis zur Einschuppung von Hauptdolomit häufiger und mächtiger werden. Der eingeschuppte Hauptdolomit mißt ungefähr 80 m und ist rund 300 m von der ersten Doppelkehre entfernt. – An den Hauptdolomit schließt unmittelbar der gut geschichtete Anteil des Basis-Plattenkalkes mit Gerölleinstreuungen an. Hier fehlt also der teils grob gebankte, liegende Übergang vom Hauptdolomit zur schieferreichen Kössen-Formation.

⑥ **Steinbruch Dellach/Gail – Dellacher Augengneis**
(H. HEINISCH)

Unmittelbar nördlich Dellach im Gailtal befindet sich ein aufgelassener Steinbruch, in dem die Dellacher Augengneise gut studiert werden können. Sie stellen das mächtigste Augengneis-Vorkommen im Gailtalkristallin dar. Insgesamt hat das Vorkommen die Gestalt eines linsig begrenzten Körpers, welcher nach E ausdünt und in einzelne, lateral lang verfolgbare Augengneiszüge auffingert. Im Steinbruch selbst lassen sich verschiedene petrographische Varianten der Augengneise studieren. Der Augengneis vom Typ Dellach ist grobkörnig und besitzt mehrere Zentimeter große Einsprenglinge, welche von der Schieferung umflossen werden. Es handelt sich um perthitisierte Kalifeldspäte mit komplexem Interngefügen, Plagioklase, sehr untergeordnet auch Quarzkörner und Mehrkornaggregate. Die Matrix der Augengneise besteht generell aus Quarz, Plagioklas, Mikroklin, Hellglimmer, Biotit, akzessorisch auch Chlorit, Klinozoisit, Titanit, Opakerz.

Der Steinbruch zeigt Bereiche mit starker Kaltdeformation. Dort sind die Augengneisgefüge nicht mehr gut erkennbar. Zur Genese der Augengneise existieren unterschiedliche Meinungen (TEICH, 1978, 1980; HEINISCH & SCHMIDT, 1982), als sicher kann gelten, daß es sich um orthogene Gneise handelt. Offen ist, ob Plutonite oder Vulkanite das als Ausgangsgestein waren und ebenso, welchem magmatischen Zyklus (kaledonisch oder älter?) die Platznahme der Gesteine zuzuordnen ist.

⑦ **Grimnitzen – Alter Tonabbau**
(D. v. HUSEN)

Die Rohstoffbasis des aufgelassenen Ziegelwerkes von Grimnitzen waren mächtige Bändertone, die eine größere Verbreitung (Hügel bei Unternöbling) am südlichen Rand des Talbodens aufweisen. Sie stellen das bottom set einer Eisrandbildung dar, deren Kieskörper mit einer Oberkante in ca. 900 m über eine längere Strecke am Hang verfolgbar ist. Der Pollengehalt in den Bänderschluften weist auf eine Ablagerung „unter kühlen, trockenen Klimabedingungen mit einer spärlichen Vegetation auf Rohböden in der Umgebung des Sees hin, wie sie für den frühen Abschnitt des Spätglazials (Pollenzone Ia, Älteste Dryas) typisch ist.“ (Bestimmung Dr. I. DRAXLER).

Rot oder schwarz gefärbte Sandlagen in den Bänderschluften zeigen starke Einschüttungen aus engbegrenzten Gebieten über den gesamten bottom set-Bereich an. Der Abbau verursachte eine Rutschung, die ca. 70 m am Hang zurückgreift.

⑧ **Kreuth ober Waldegg**
(G. ZEZULA)

Im Rahmen der Bund-/Bundesländerkooperation soll das Projekt mit dem Kurztitel „Rohstoffpotential Westliche Gailtaler Alpen“ (KA 33c) die Informationen der vorliegenden geowissenschaftlichen Basisaufnahmen zusammenführen und allfällige Lücken durch gezielte Detailprospektion unter Einbezug des sonstigen naturräumlichen Potentials schließen.

Konkret stellen sowohl die westliche Fortsetzung der Bleiberger Lagerstätte in den mesozoischen Serien, als auch erst jüngst bekanntgewordene Buntmetallvererzungen im kristallinen Anteil der Gailtaler Alpen Interessensgebiete für eine weiterführende Rohstoffsuche dar.

Die überregionale Bedeutung des Gailtales als potentielles Grundwasserliefergebiet war dabei schon von vorneherein bekannt.

Starke Konkurrenz würde eine eventuelle Nutzung mineralischer Rohstoffe im Gailtal von Seiten der dominanten Fremdenverkehrswirtschaft und der intensiven Forstwirtschaft erfahren.

⑨ **Jeniggraben**
(H. HEINISCH)

Der direkt nördlich Jenig in N–S-Richtung das Gailtalkristallin durchziehende Jeniggraben erschließt ein lückenloses Profil durch petrographisch vielfältige Gesteine. Die Abfolgen fallen mäßig steil gegen N ein und streichen in E–W-Richtung.

Am Talausgang stehen granatführende Staurolithgneise an. Dieses Vorkommen von Staurolith ist insofern bemerkenswert, als bis vor kurzem für das Gailtalkristallin eine von W nach E abnehmende Metamorphose angenommen wurde. Innerhalb dieser Staurolithgneise wurden von Herrn PHILLIPPITSCH unmittelbar an der ersten Bachverbauung unterhalb der Wasserleitung über 10 cm lange Andalusitprismen gefunden.

Nördlich folgen geringmächtige, konkordante Amphibolitlinsen; schließlich geht der Staurolithgneis in granatführende Glimmerschiefer über, wiederum konkordant lagern Glimmerquarzite und granatführende Graphitschiefer auf. Durch die geologische Kartierung konnte die beschriebene Abfolge lateral verfolgt und ein Verband mit dem Conodonten führenden Marmor von

Kühweg nachgewiesen werden. Für den Marmor von Kühweg wird von SCHÖNLAUB (1979) ein silurisch-unterdevonisches Alter angegeben. Damit kann hier belegt werden, daß im Gailtalkristallin mit hoher Wahrscheinlichkeit altpaläozoische Sedimentfolgen prograd amphibolitfaziell metamorph vorliegen. Nicht untersucht ist bisher, ob diese Metamorphose variszischen Alters oder eventuell sogar jünger (alpidisch?) ist.

⑩ **Nieselach**
(D. v. HUSEN)

Im Bereich des ehemaligen Kohlebergbauggebietes um Nieselach sind in einer ausgedehnten Massenbewegung die Liegend- und Hangendsedimente der Kohle aufgeschlossen (Abb. 35). Es ist dies im Liegenden eine mächtige, gleichförmige Abfolge von gebänderten Schluffen, die oft von Feinsandlagen unterbrochen sind. Darüber folgt über einer dünnen Kieslage ein Schluff, der Bruchstücke von Süßwassermuscheln führt. Nach weiteren Schluff- und Sandlagen wird die Schichtfolge von der ca. 1 m mächtigen Lignitlage (heute am fast verstürzten Mundloch des Josefi-Stollens noch sichtbar) abgeschlossen. Sie bildete früher die Basis des ehemaligen Bergbaues bei Nieselach. Bei diesem Flöz handelt es sich um einen stark komprimierten Niedermoortorf, der sehr viele Baumstämme und Holzreste führt, aber auch einen deutlichen Anteil anorganischer Substanz enthält. Es handelt sich somit am ehesten um die Ablagerung eines versumpften Stillwasserbereiches im Talboden, der aber immer wieder, wenn auch schwach, von Hochwässern beeinflusst wurde.

Darüber folgen wieder schluffige Sande und abschließend mächtige Vorstoßschotter. Der Polleninhalte zeigt eine Vegetationsentwicklung an, die von einer offenen Vegetation (*Pinus*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Helianthemum*) einer kühlen Phase mit hoher Sedimentationsrate zu einem Fichten-Rotbuchen-Tannenwald (A. FRITZ, 1971) reicht. Letzterer ist im Bereich des Kohleflözes entwickelt und weist nur eine kurze Übergangszone im Bereich des Kiesbandes zur offenen Vegetation des liegenden Bänderschluffes auf.



Abb. 35: Die Sedimentabfolge im Profil Nieselach (D. v. HUSEN & I. DRAXLER, 1980).

Die Bildungsbedingungen entsprechen den Phasen A und B auf Abb. 4.

Dank

Erzielte wissenschaftliche Ergebnisse müssen dokumentiert und weitergegeben werden. Dazu ist ebenso ein Team notwendig, wie für Arbeiten im Felde. Wenn die am Zustandekommen der Karte und des vorliegenden Exkursionsführers Beteiligten, abseits von vorgegebenen starren Organisationsformen, ein Beispiel erfolgreicher Zusammenarbeit liefern konnten, ist ihre Aufgabe zur Zufriedenheit aller erfüllt.

Unser Dank gebührt allen, die in verschiedenster Weise, zu verschiedenen Zeiten und in verschiedenem Umfang an diesem Werk beteiligt waren und mithalfen, dies in unkomplizierter Weise und mit viel Einsatz zu Ende zu führen. Nur ein Teil von ihnen scheint auf der Karte und im Exkursionsführer auf, die vielen „namenlosen Begleiter“ fehlen aber. Ohne ihre aktive Mithilfe wäre aber die Tagung nicht durchführbar gewesen.

Alle jene Personen, die Kartenunterlagen für das Blatt Kötschach bereitgestellt haben, sind im Kartenverteiler angeführt. Sie schrieben auch die dazugehörenden Erläuterungen, wofür bestens gedankt sei. Dazu kommen von Münchner Seite für das Kristallin die Herren H. SCHUH und A. BREUNINGER, für die Karnischen Alpen aus Aachen zuallererst G. FLAJS, weiters S. POHLER, B. GÖDDERTZ, G. HUNGER & L. KREUTZER, der im schwierigsten, hochalpinen Gelände der Kellerwand geologische Aufnahmen für die Karte in „letzter Sekunde“ machte.

Zahlreiche paläontologische Neuergebnisse gingen in die Karte und den Exkursionsführer ein. Sie stammen aus der Hand und der Feder von H. JAEGER, Berlin, G. K. B. ALBERTI, Hamburg, W. HAAS, Bonn, H. W. J. v. AMEROM, Heerlen, F. KAHLER, Klagenfurt, G. HAHN, Marburg, M. R. HOUSE und J. PRICE, Hull/England, U. HERZOG, Graz, J. KRIZ und V. HAVLICEK, Prag, I. DRAXLER und H. PRIEWALDER, Geol. B.-A., Wien, und R. SCHALLREUTER, Hamburg, J. LOESCHKE, Tübingen, führte dankenswerterweise Dünnschliffuntersuchungen an Vulkaniten durch, P. KLEIN, Geol. B.-A., Wien, und A. FENNINGER, Graz, beschäftigten sich mit der Geochemie des Cellonprofils.

Die Herstellung der Geologischen Karte besorgte in bewährter Weise die Zeichenabteilung der Geologischen Bundesanstalt unter der Leitung von Herrn O. BINDER. Allen Mitarbeitern, an vorderster Stelle Frau M. LEDOLTER und Herrn S. LASCHENKO, sei hier gedankt. Der Großteil der graphischen Beiträge wurde ebenfalls von der Zeichenabteilung ausgeführt.

Als Begleiter im schwierigen Gelände und beim Proben-transport half oftmals Herr Dir. A. PRIMAS aus Dellach im Gailtal. Ihm sei ebenso gedankt, wie Vertretern der Bergrettung Kötschach-Mauthen und allen Hüttenwirten bzw. Almbetreibern. Größtes Verständnis für geologische Belange brachten die Weggenossenschaften auf und die Besitzer von Privatstraßen, die stets die Befahrung erlaubten, so Herr Dipl.-Ing. H. KULTERER, Grafenstein, Herr J. WARMUTH, Würmlach, die Nachbarschaft Dellach/Gail, Herr PRÜNSTER, Kötschach und andere in den Gailtaler Alpen.

Die Organisatoren der Arbeitstagung danken darüberhinaus den Vortragenden und Führern sowie allen jenen Personen, die zum Gelingen der Tagung beigetragen haben bzw. beitragen und verschiedenste Beiträge zur Verfügung stellten. Materielle Hilfe bot wiederum die Fa. HUMANIC Schuh AG, Graz, wofür herzlichst gedankt sei. Die Gemeinde Kötschach, die Nachbarschaft Dellach/Gail, Herr PRÜNSTER, Kötschach und andere in den Gailtaler Alpen.

Die Organisatoren der Arbeitstagung danken darüberhinaus den Vortragenden und Führern sowie allen jenen Personen, die zum Gelingen der Tagung beigetragen haben bzw. beitragen und verschiedenste Beiträge zur Verfügung stellten. Materielle Hilfe bot wiederum die Fa. HUMANIC Schuh AG, Graz, wofür herzlichst gedankt sei. Die Gemeinde Kötschach, die Nachbarschaft Dellach/Gail, Herr PRÜNSTER, Kötschach und andere in den Gailtaler Alpen.

Redaktionelle Arbeiten unter Zeitdruck und ergänzende graphische Beiträge in letzter Minute besorgte das bestens eingespielte Team von A. DAURER, B. JILKA, D. MASSIMO, E. HÖFLINGER und Th. SPRITZENDORFER. Ohne deren Können und Verständnis wären der Führer und die für die Tagung notwendigen Unterlagen nicht in dieser Form realisierbar gewesen.

Nicht zuletzt sei den Damen und Herren der Tagungsorganisation gedankt, den Chauffeuren, Autobesitzern und sonstigen Helfern, die das Transportproblem für die große Zahl von Teilnehmern bestens lösten. Namentlich seien hier die Damen V. ZOLNARITSCH, A. LUKASSER und S. ORTH sowie die Herren W. SCHMID, K. DIMTER, F. STRAUSS und K. UHER, alle Geologische Bundesanstalt, genannt.

Die Direktion der Geologischen Bundesanstalt regte diese Tagung an und trägt die Hauptlast. Mit größtem Verständnis und Wohlwollen wurden alle Anliegen im Zusammenhang damit unterstützt und gefördert. Obwohl primär eine Veranstaltung der Hauptabteilung Geologie an der Geologischen Bundesanstalt, wurde die Vorbereitung und Durchführung auch ganz wesentlich von der Hauptabteilung Angewandte Geowissenschaften mitgetragen.

HANS PETER SCHÖNLAUB