

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.

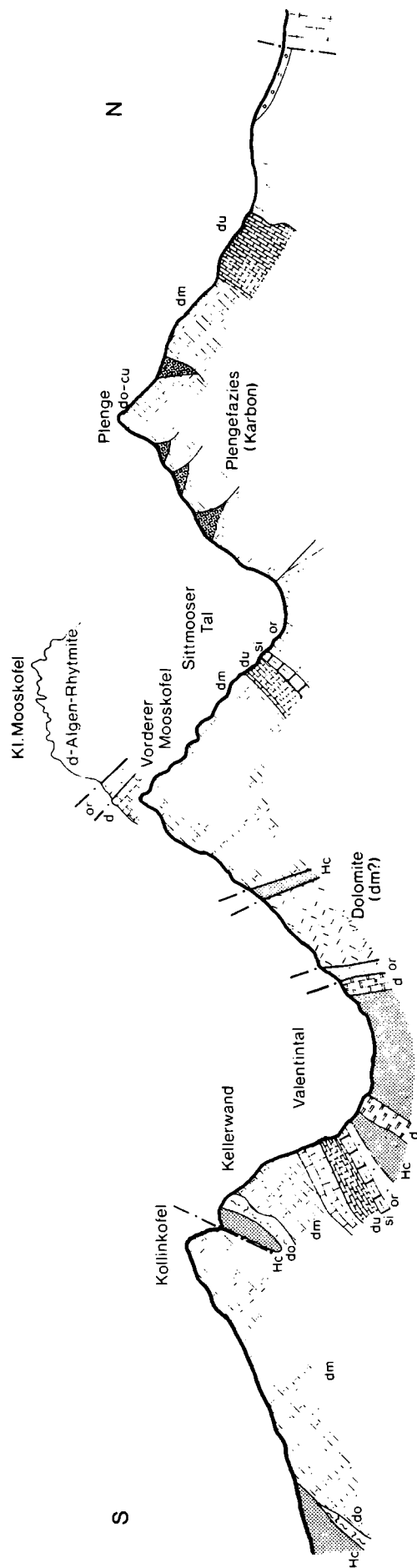


Abb. 16: Nord-Süd-Schnitt durch die Karnischen Alpen vom Lesachtal über Plenge, Mooskofel, Kellerwand zum Kollinkofel. or = Ordoviz, si = Silur, d = Devon, ungegliedert; du = Unterdevon, dm = Mitteldevon, do = Oberdevon, hc = Hochwipfel-Formation (nach H. P. SCHÖNLAUB, 1979).

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, Radiolaren und Hornsteinen einschalten.

Nach Südosten folgt der Cellon-Kellerwand-Zug. Die steil aufgerichteten Kalke des Cellon bilden einen nordvergenten 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, Findendig-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-

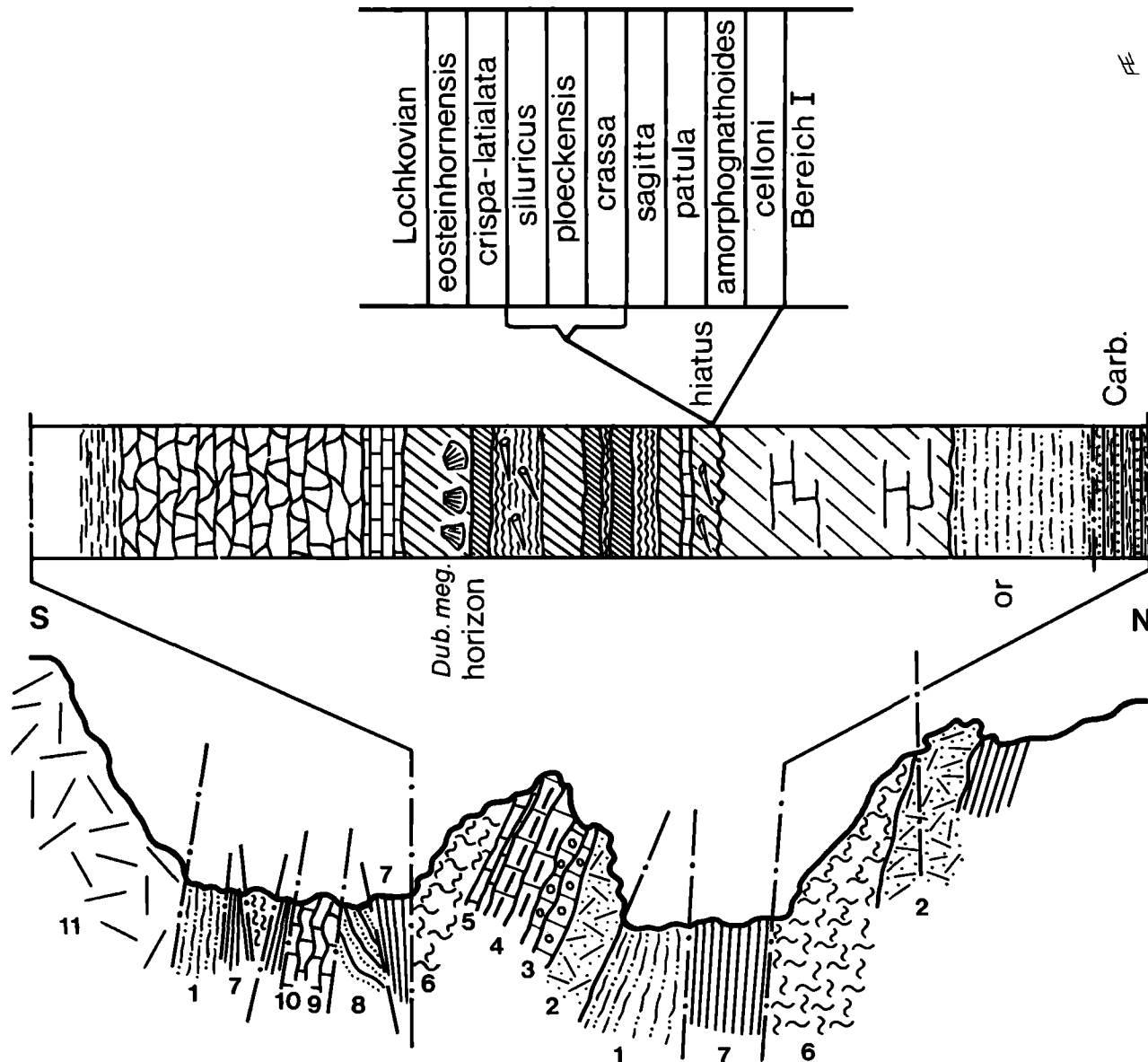


Abb. 17: Nord-Süd-Profil des Valentintörls (nach H. P. SCHÖNLAUB et al., 1980).

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, ungegliedert; 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 Famennien 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

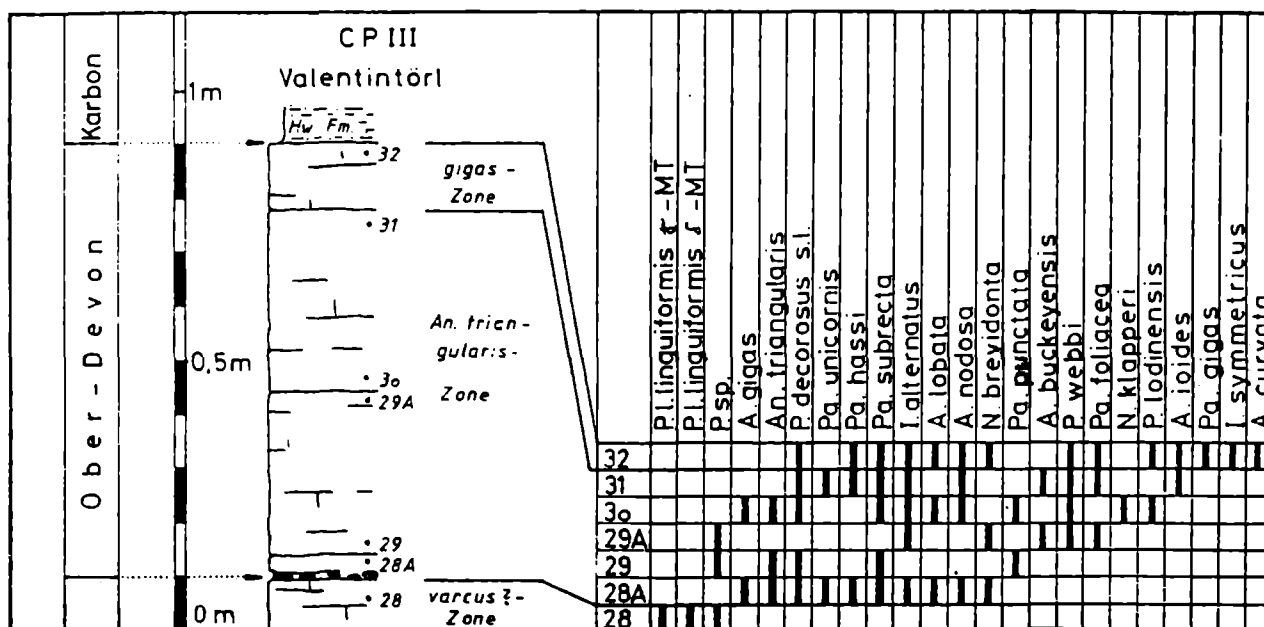


Abb. 18: Die Mittel-/Oberdevon-Grenze 100 m westlich des Valentintörls (nach B. GÖDDERTZ, 1982).

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
Spanila 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. *bohemica* 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.

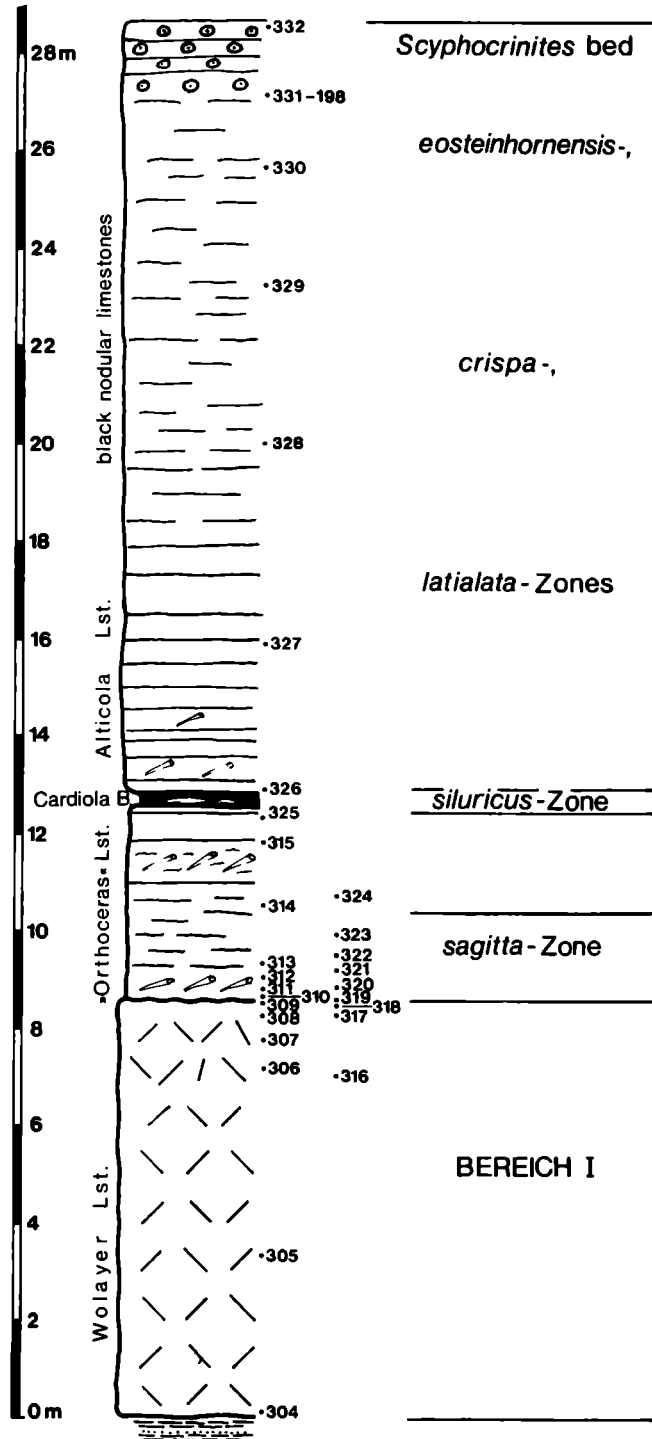


Abb. 19: Das Profil beim Laufgraben am Rauchkofelboden (Ordoviz- und Silur-Anteil) nach H. P. SCHÖNLAUB et al., 1980.

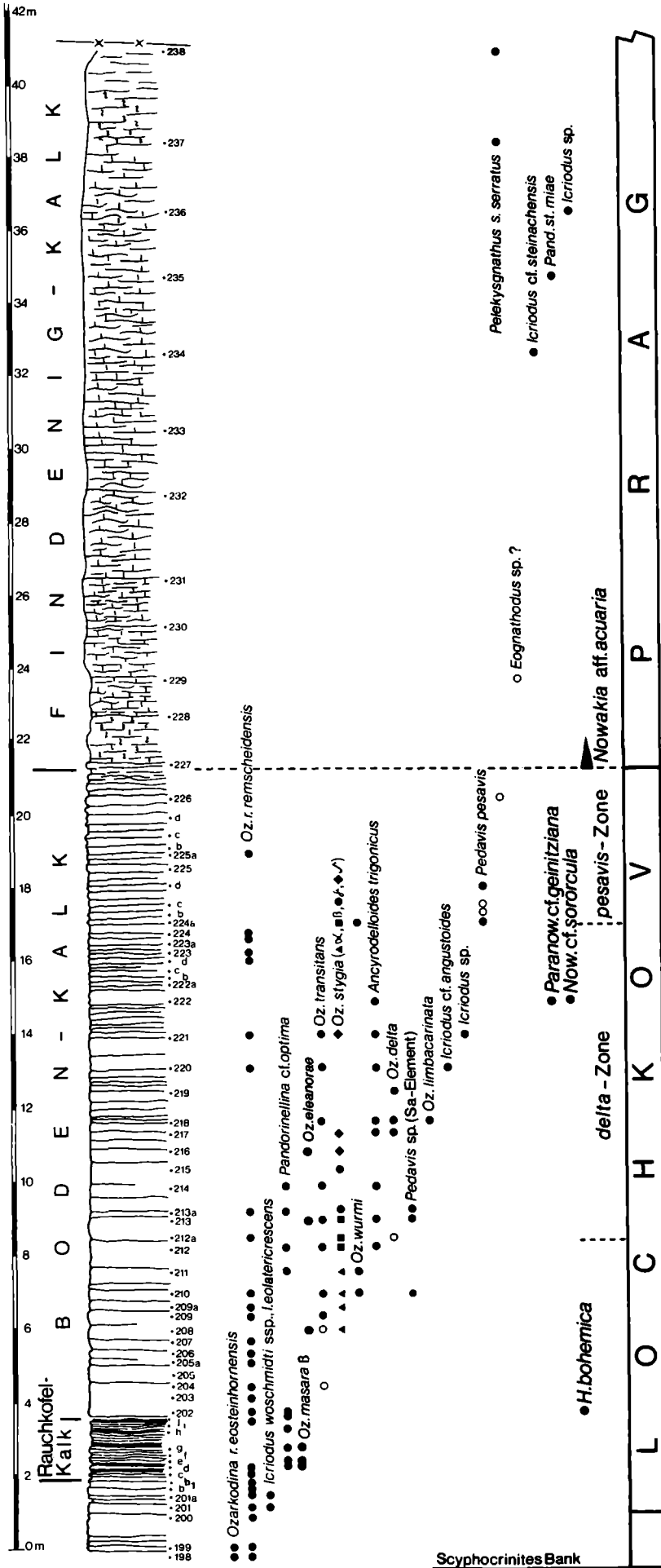


Abb. 20: Profil Rauchkofelboden, Unterdevon-Anteil mit basalem, 1,80 m mächtigem Rauchkofel-Kalk, darüber Boden-Kalk und Findenig-Kalk (nach H. P. SCHÖNLAUB et al., 1980, - verändert).

- 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

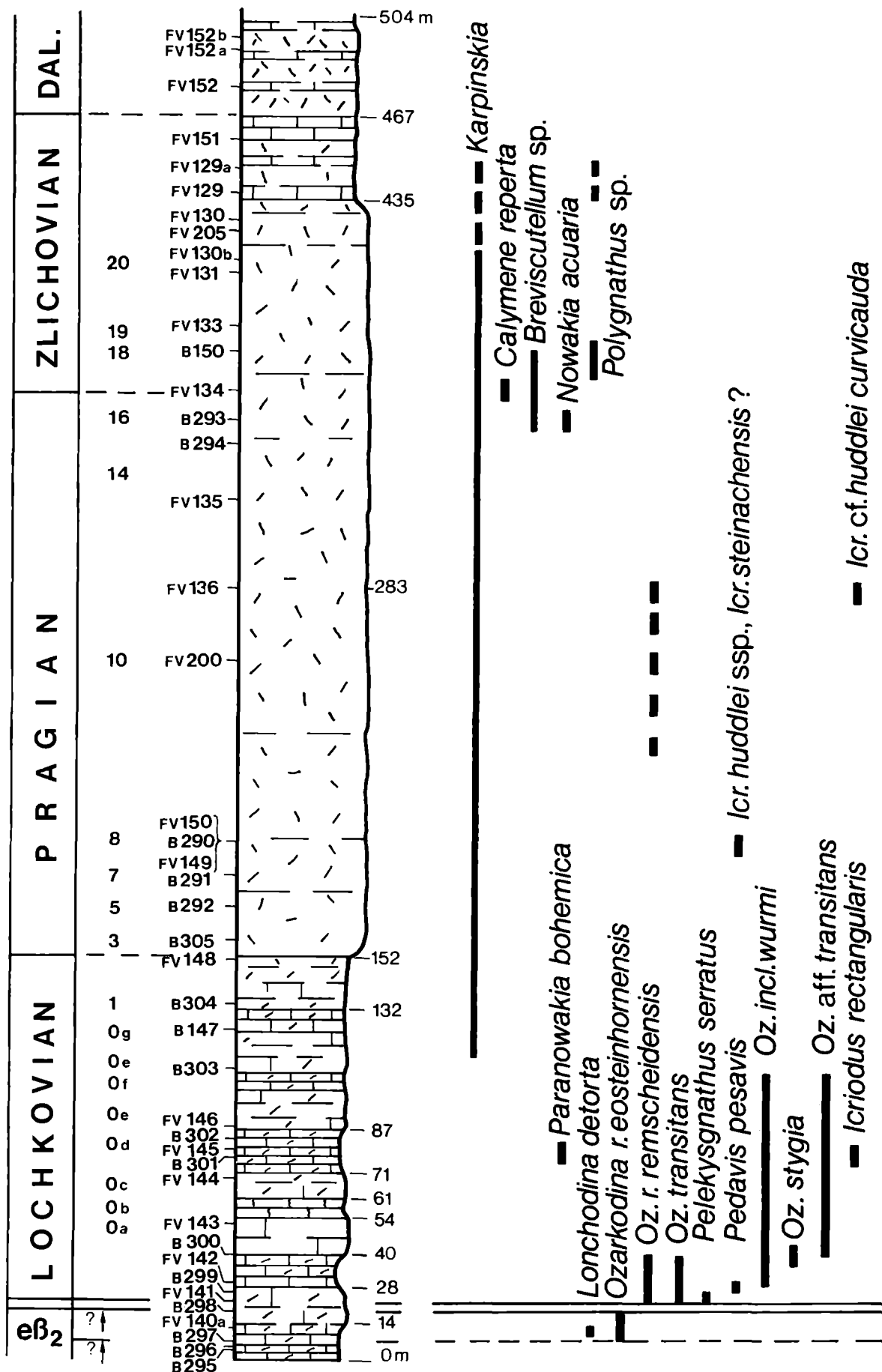


Abb. 21: Das Unterdevon am Fuß der Seewarte (nach G. B. Vai, 1973, verändert).

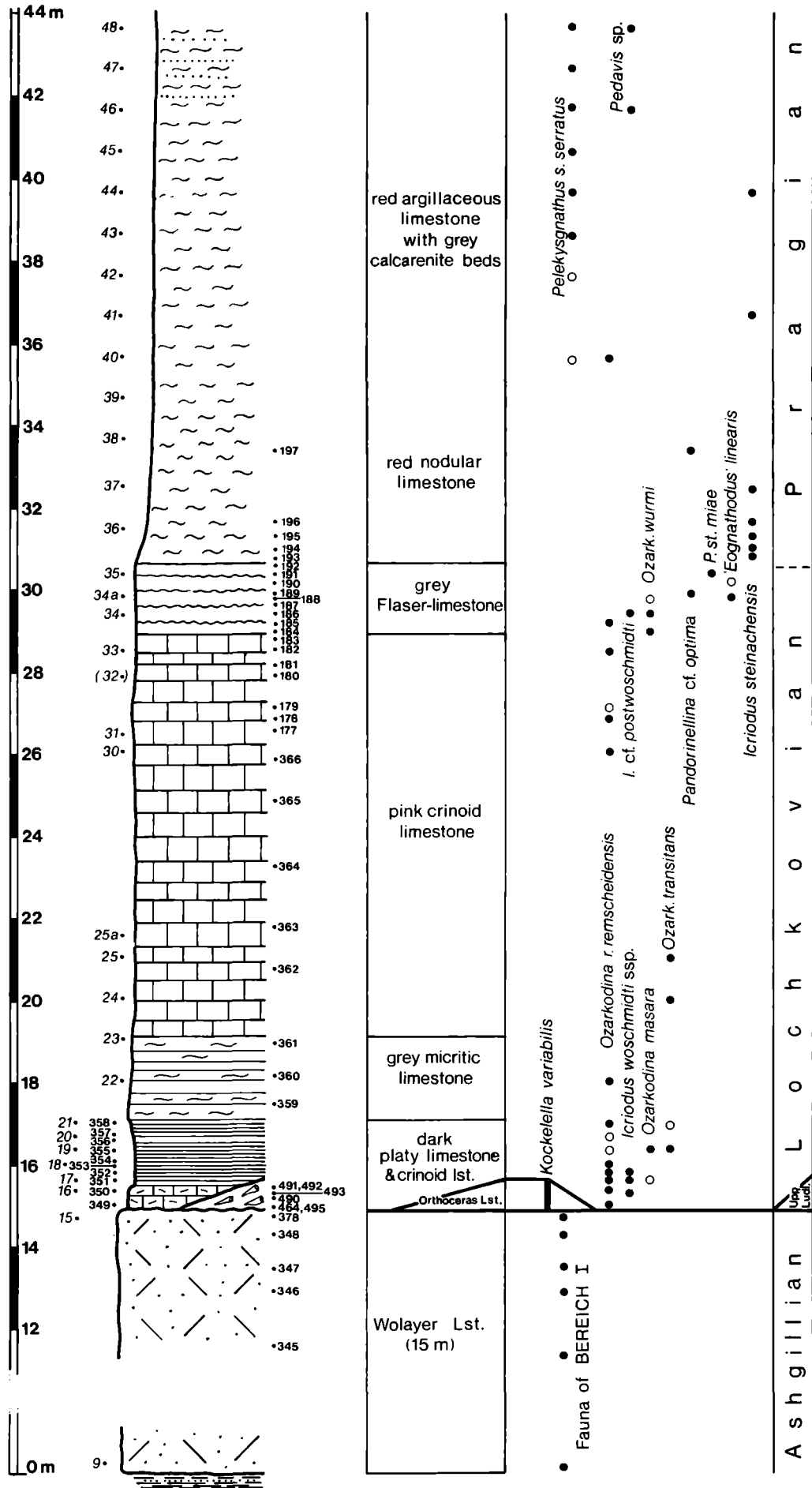


Abb. 22: Das Oberordoviz- bis Unterdevon-Profil in der tieferen Einheit am Seekopfsockel (nach H. P. SCHÖNLAUB et al., 1980).

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):

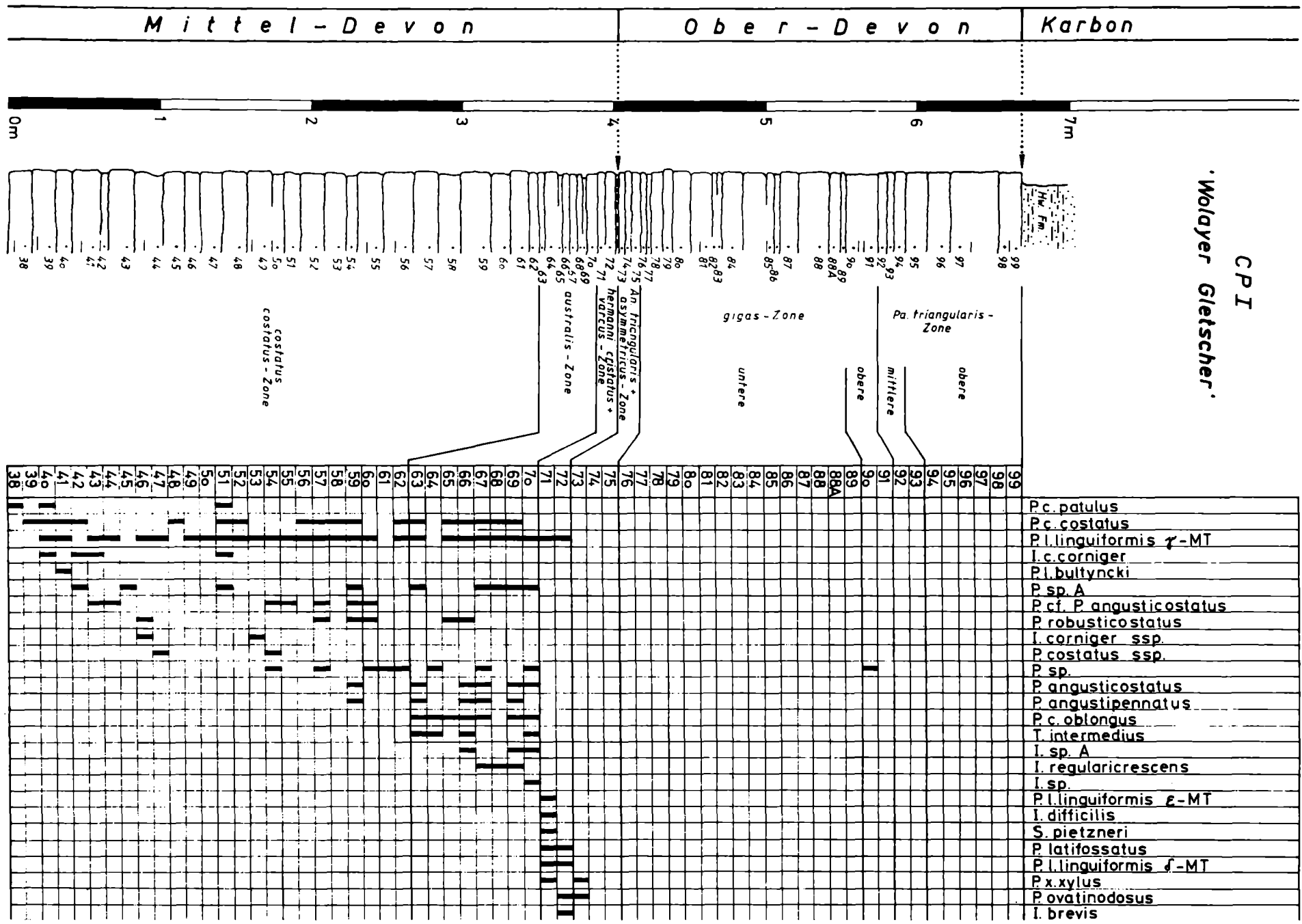
Oben

- | | |
|-------|--|
| 80 m | Rauchkofel-Kalk
(frühere Bezeichnung: e-gamma Plattenkalk) |
| 8 m | Megaerella-Kalk
(früher: <i>Rhynchonella megaera</i> 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 Rinnefüllungen 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.



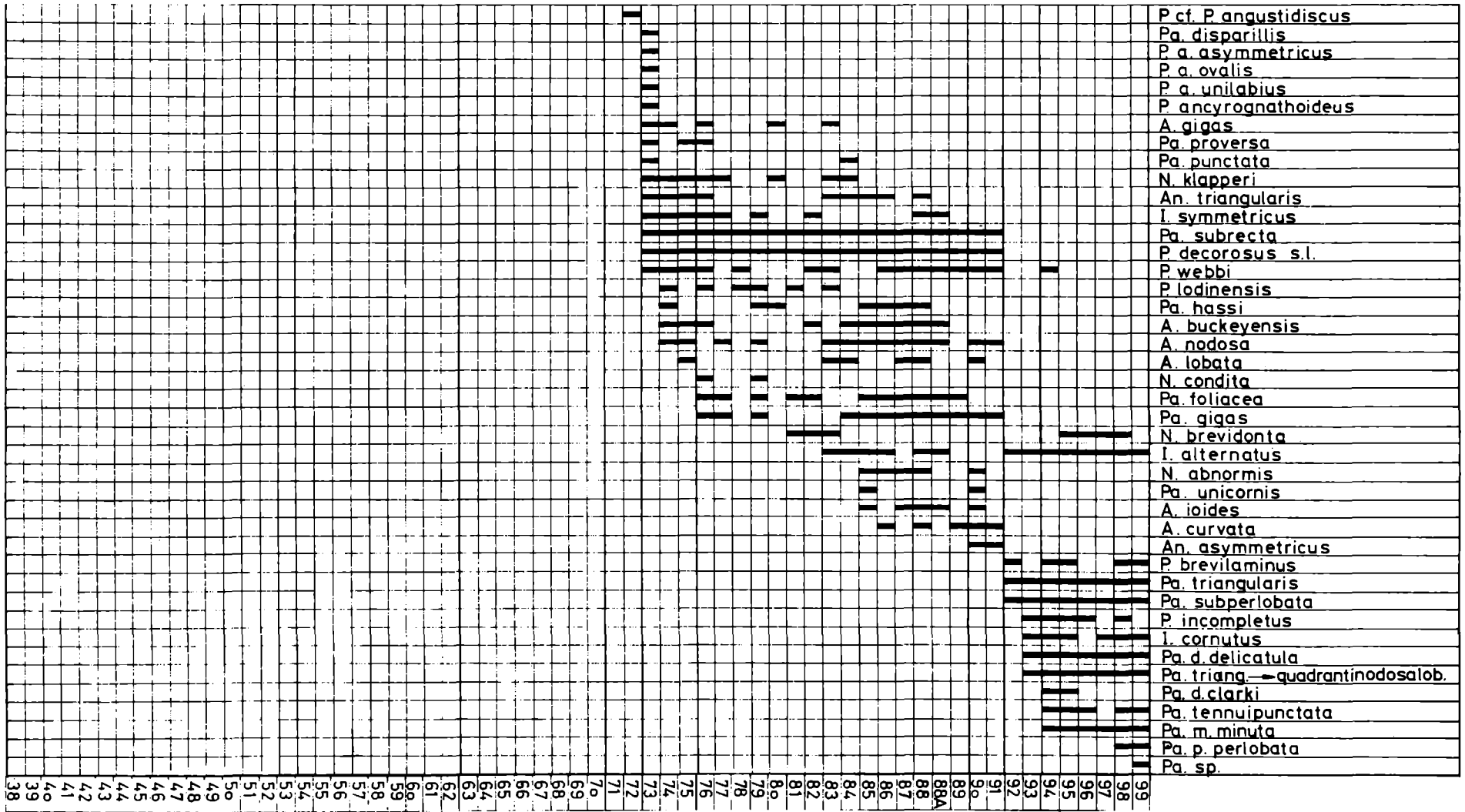


Abb. 24: Profil „Walayer Gletscher“. Verteilung von Conodonten im Mittel- und Oberdevon (Valentin-Kalk und Pal-Kalk; nach B. GODDERTZ, 1982).

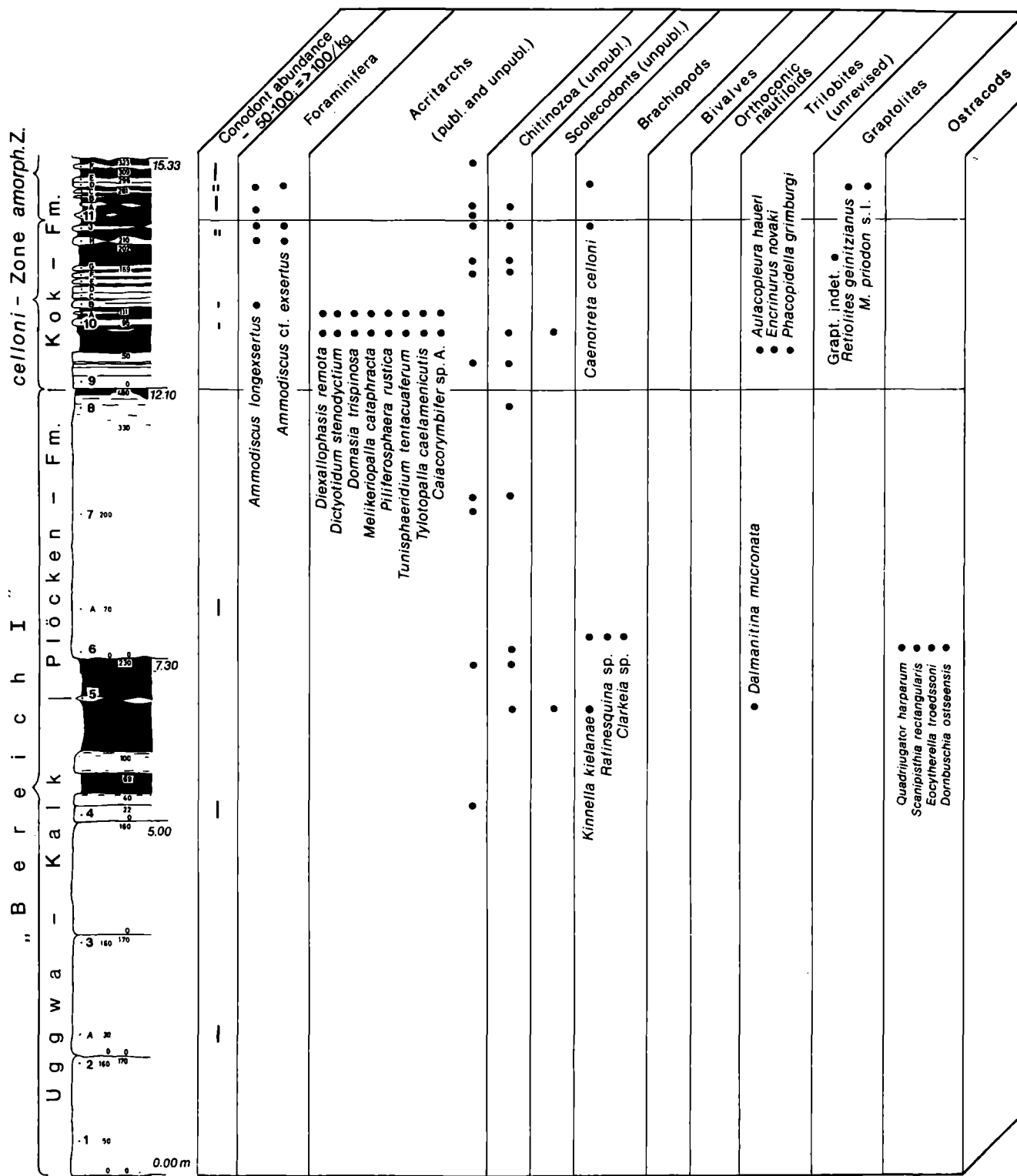
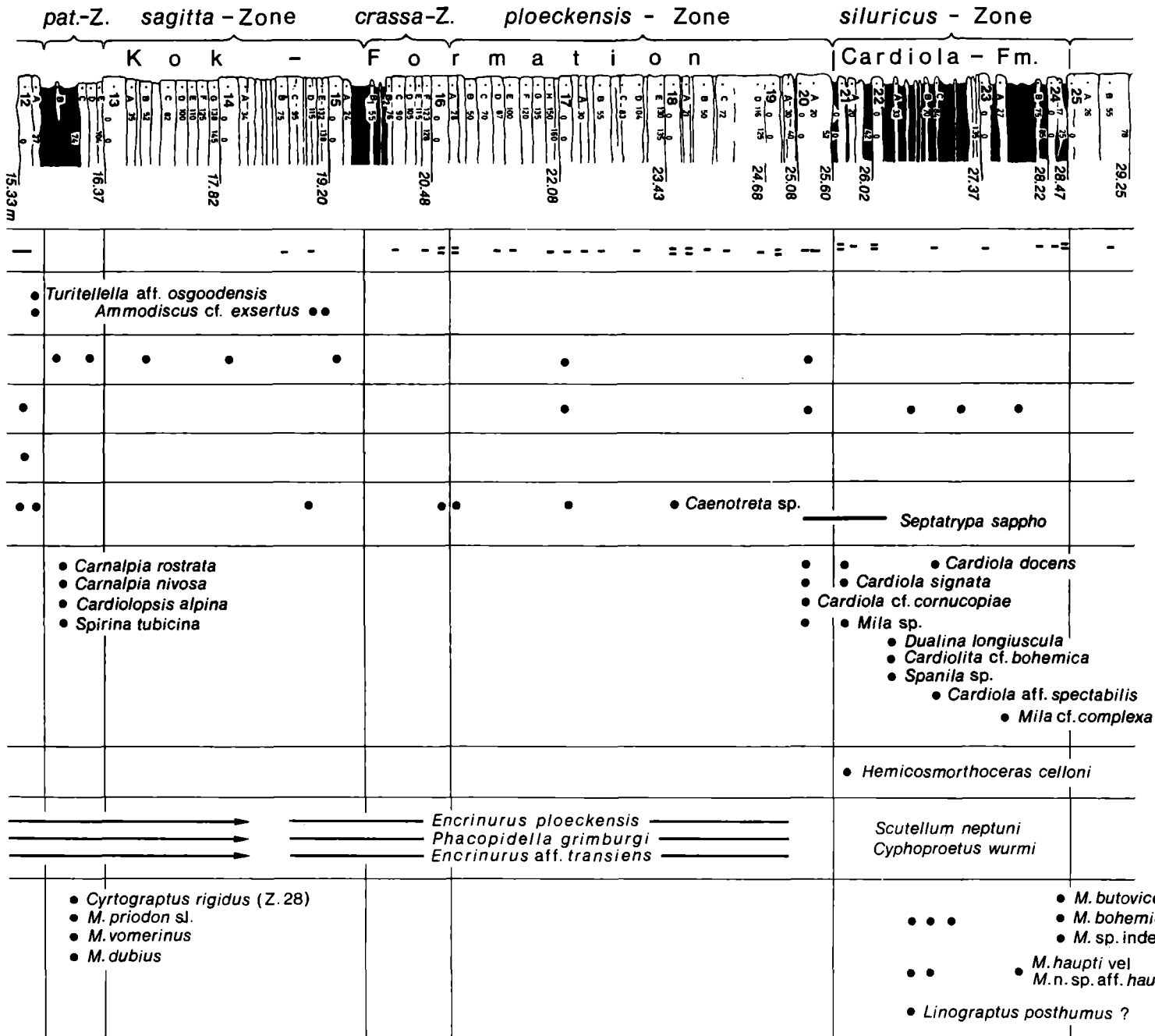
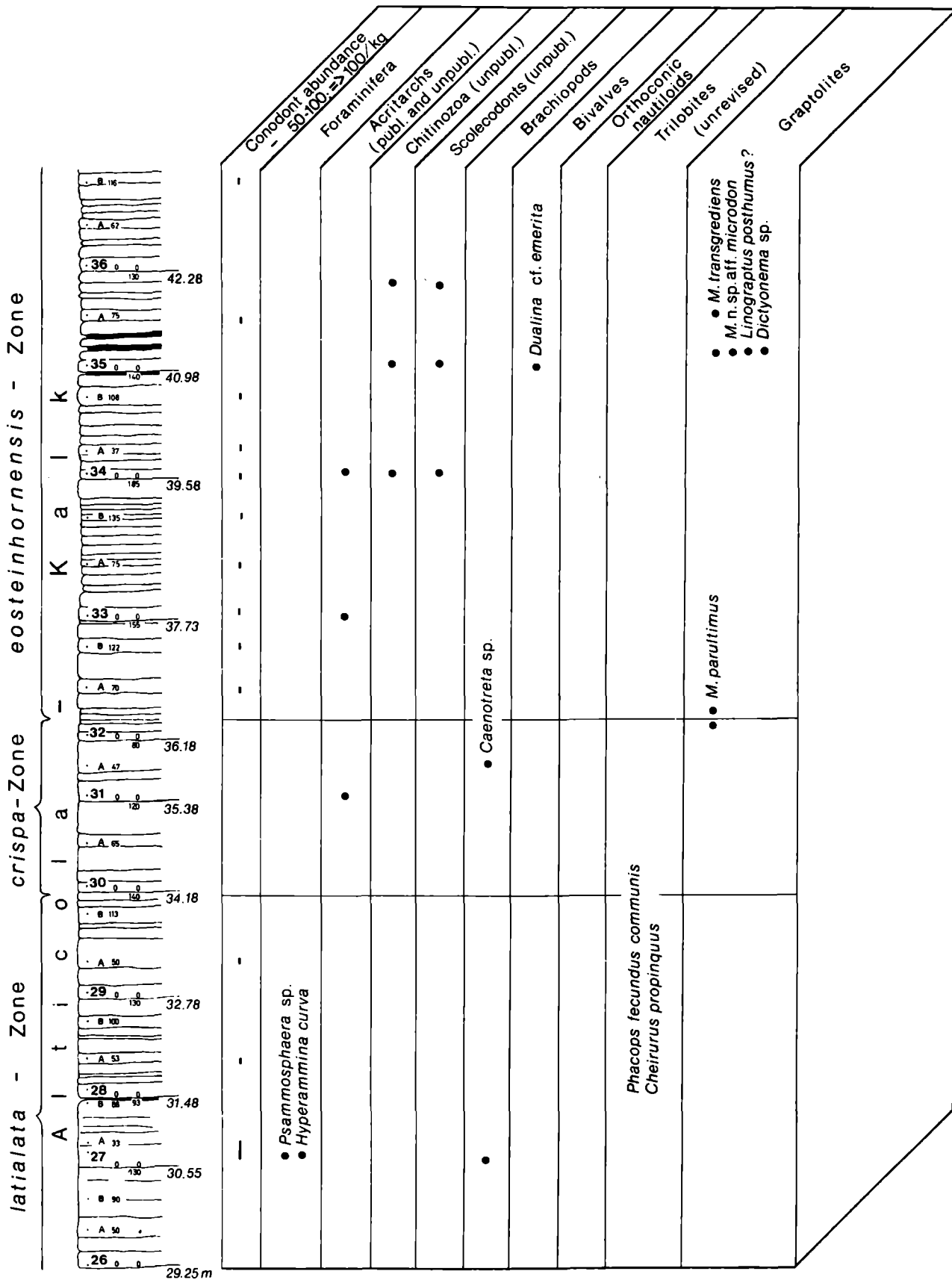
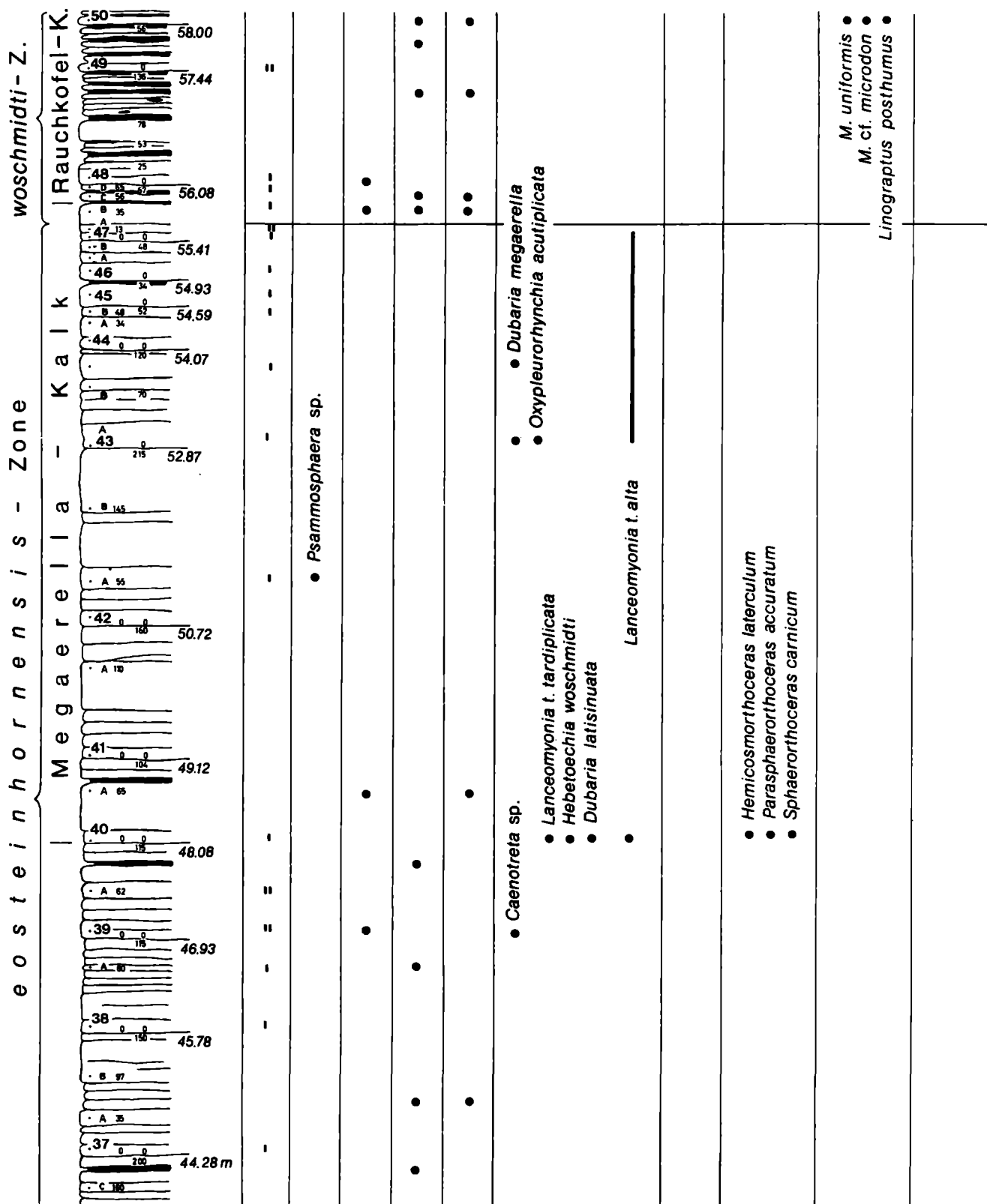


Abb. 25a-d: Das Profil in der Cellonetta-Lawinrinne (Oberordoviz bis ältestes Lochkov), Stratigraphie und Fossilinhalt. Nach publizierten und nichtpublizierten Mitteilungen von H. R. v. GAERTNER, 1931; H. RISTEDT, 1968; G. PLODOWSKI, 1971, 1973; H. JAEGER, 1975; E. KRISTAN-TOLLMANN, 1971; W. LANGER, 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 Kalk, 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 wooschmidti* 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 verfalten 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 Kiesen 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).

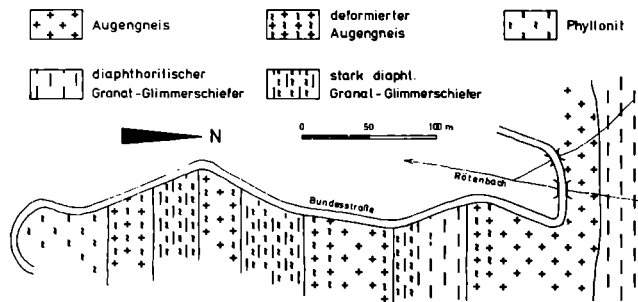


Abb. 26: Aufschlußprofil entlang der Bundesstraße im Lesachtal zwischen Gentschach und Strajach. Grenzbereich zwischen nördlicher Granatglimmerschiefer-Einheit und Phyllonit-Zone. Hinweise auf eine kaledonische Diskordanz bzw. klastische Transgressionsbildungen sind nicht vorhanden (nach H. HEINISCH 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 weicheren, 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 – Scharental, 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 – Scharental und Aufschlüsse entlang des Podlanigbaches zeigen eine fast lückenlose Abfolge der Gröden-Formation, des Alpinen Buntsandsteins und der Werfen-Formation.

Die Konglomerat- und Sandsteinfolge 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 dickgebantke, hellrote bis rotbraune, quarzitisches Sandsteine des Alpenen Buntsandsteins (im Profil etwa 70 m mächtig). An der Basis der Folge, im Hangenden der Gröden-Formation, sind typische Quarzkonglomeratbänke zu beobachten.

Auf den Alpenen 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 Rauhwickenlagen 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 – Grimnitzen – 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, Striemung, 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-

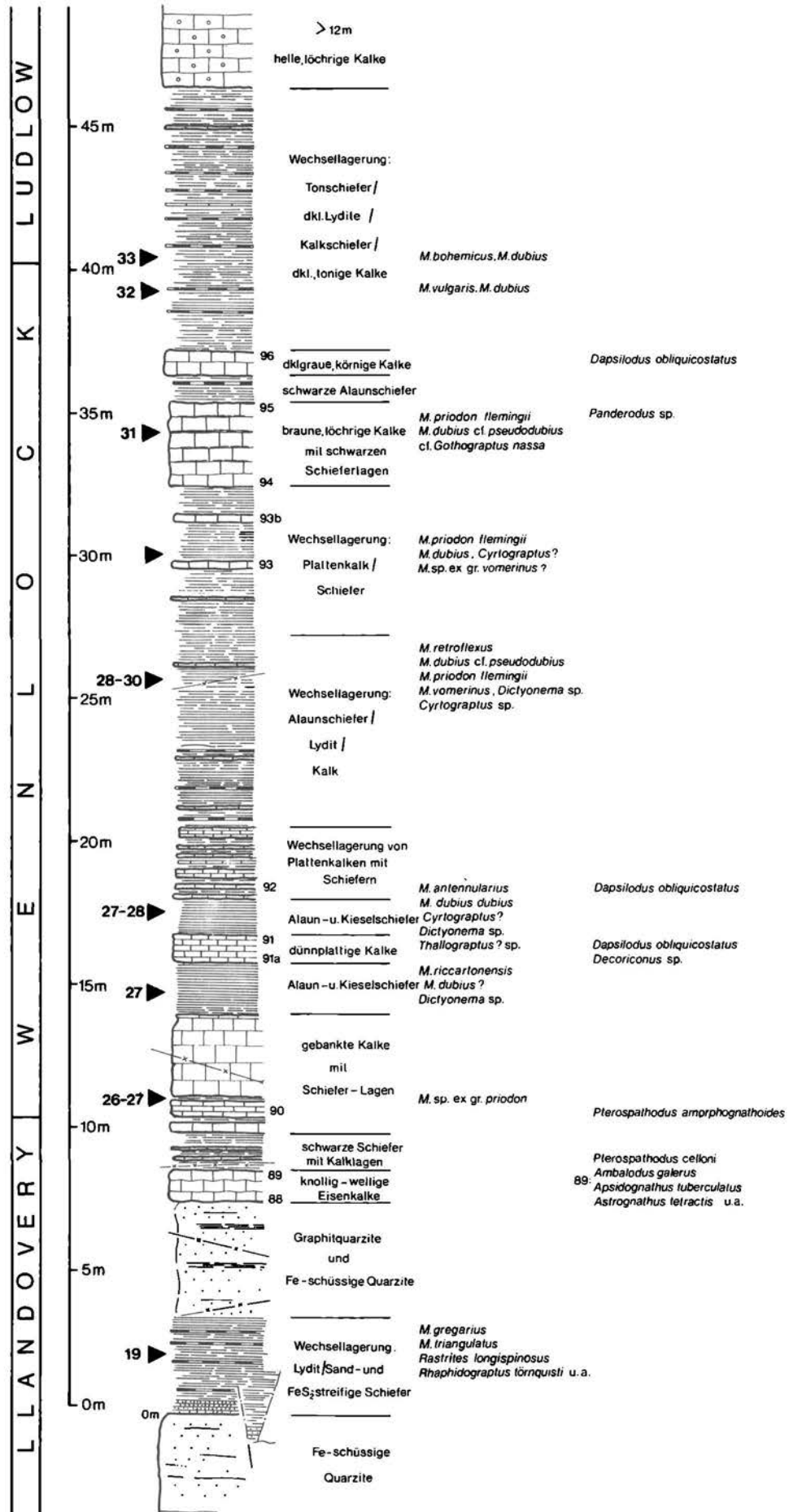


Abb. 27: Das Profil Oberbuchach I an der Gundersheimer Almstraße (nach H. JAEGER & H. P. SCHÖNLAUB, 1980).

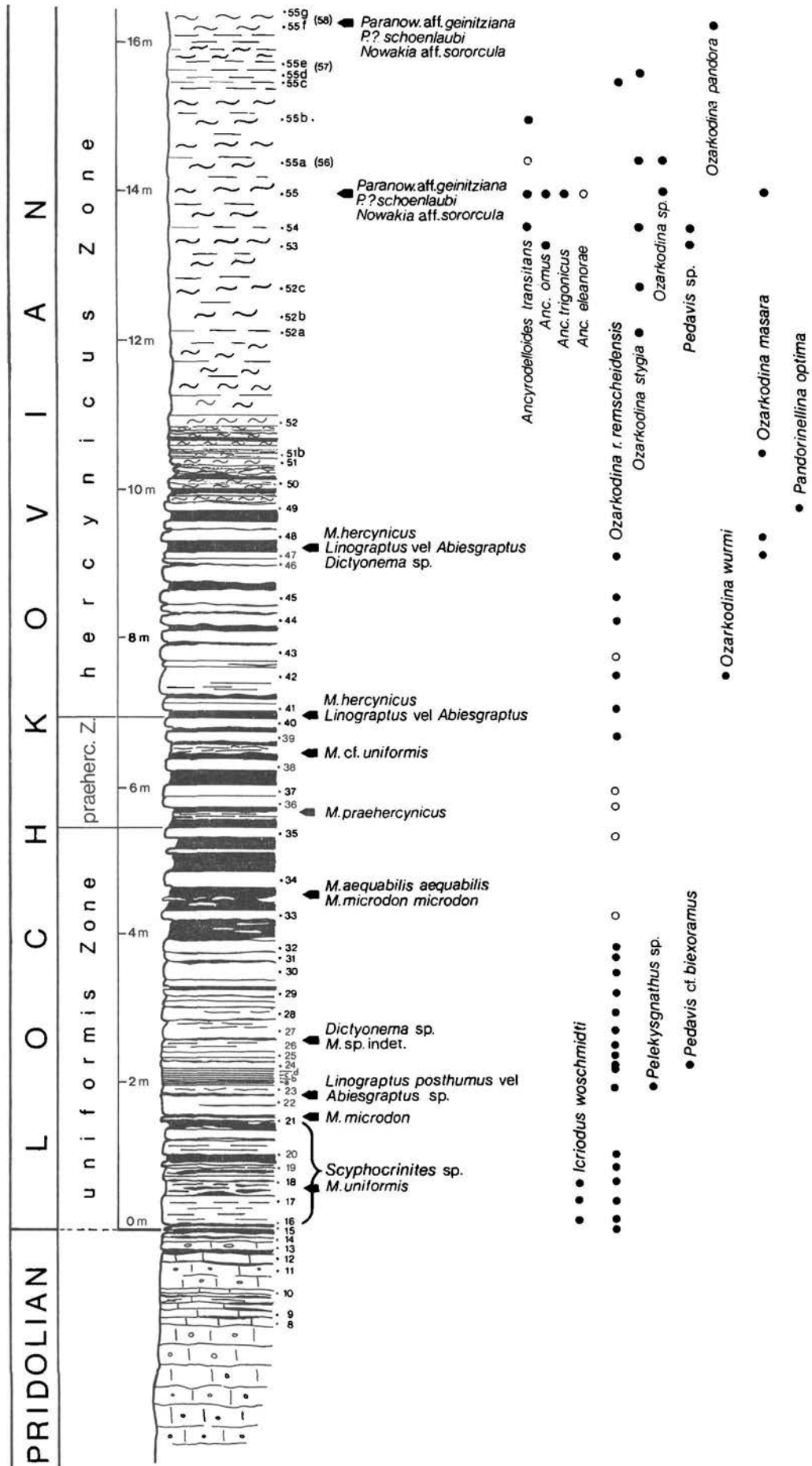


Abb. 28: Das Profil Oberbuchach II an der Gundersheimer Almstraße, Lochkov-Abschnitt (nach H. P. SCHÖNLAUB, 1985).

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 Bioklastkalke 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-

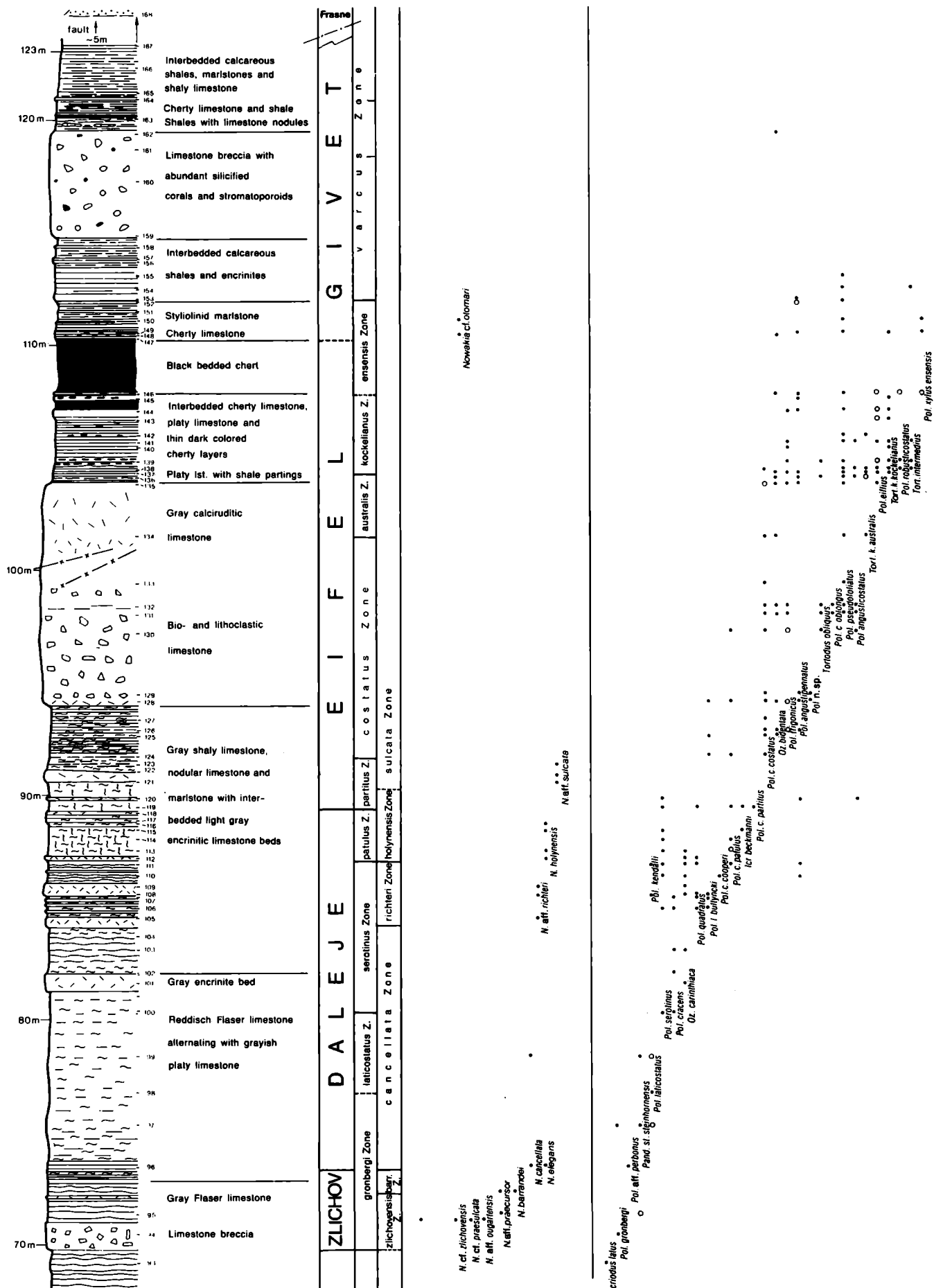
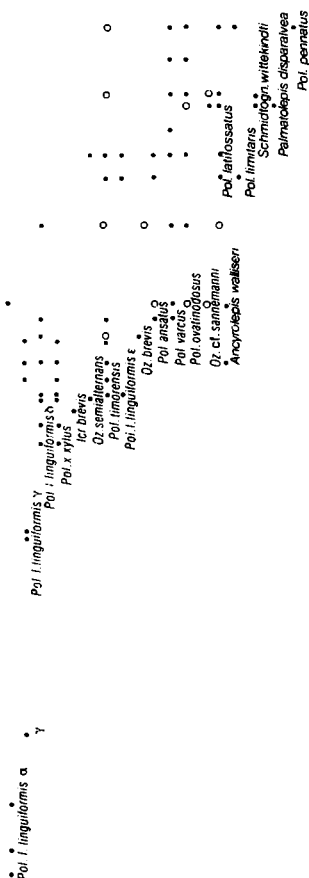


Abb. 29: Profil Oberbuchach II an der Gundersheimer Almstraße, Ausschnitt Zlichov/Ems bis Grenze Mittel-/Oberdevon (nach H. P. SCHÖNLAUB, 1985).



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 !

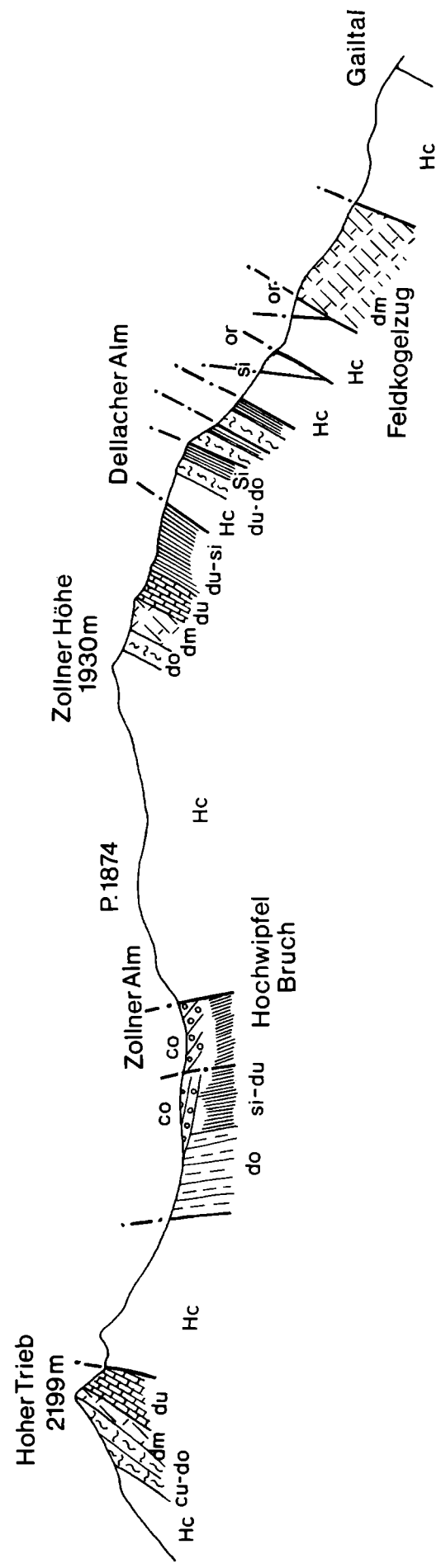


Abb. 30: Decken- und Schuppenbau im Profil Weidenburg – Zollner – Hoher Trieb (nach H. P. SCHÖNLAUB, 1979). Legende siehe Abb. 16.

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 Glimmer). 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.“

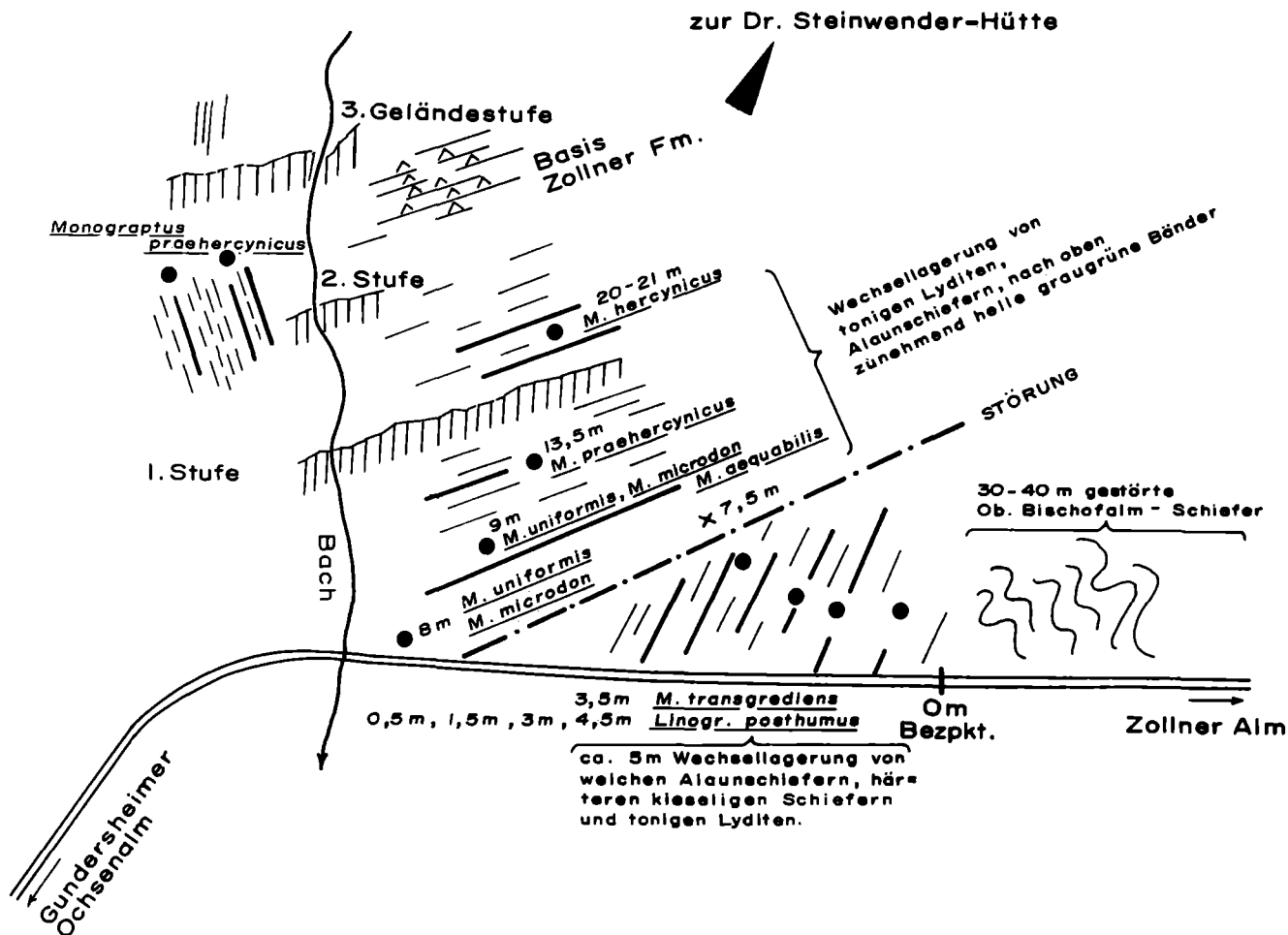


Abb. 31: Der obere Teil des „Wasserfall-Profiles“ in der Rinne zwischen Straße und Moor östlich der Dr. Steinwender-Hütte. Nichtmaßstäbliche Geländeskizze von H. JAEGER.

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 Nöblinggraben 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.

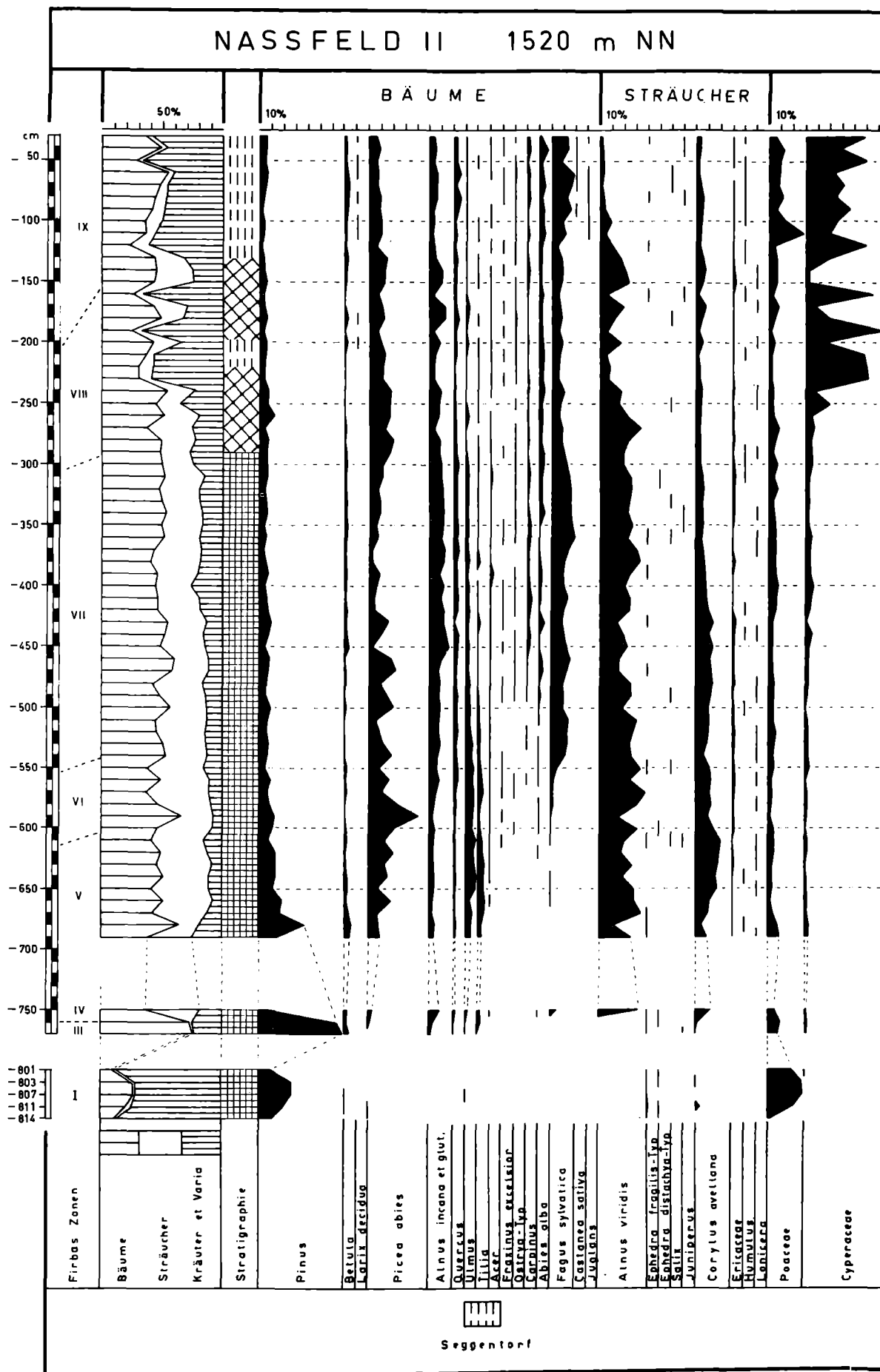


Abb. 32: Moorprofil Naßfeld II, Pollenanalyse (nach A. FRITZ, 1976).

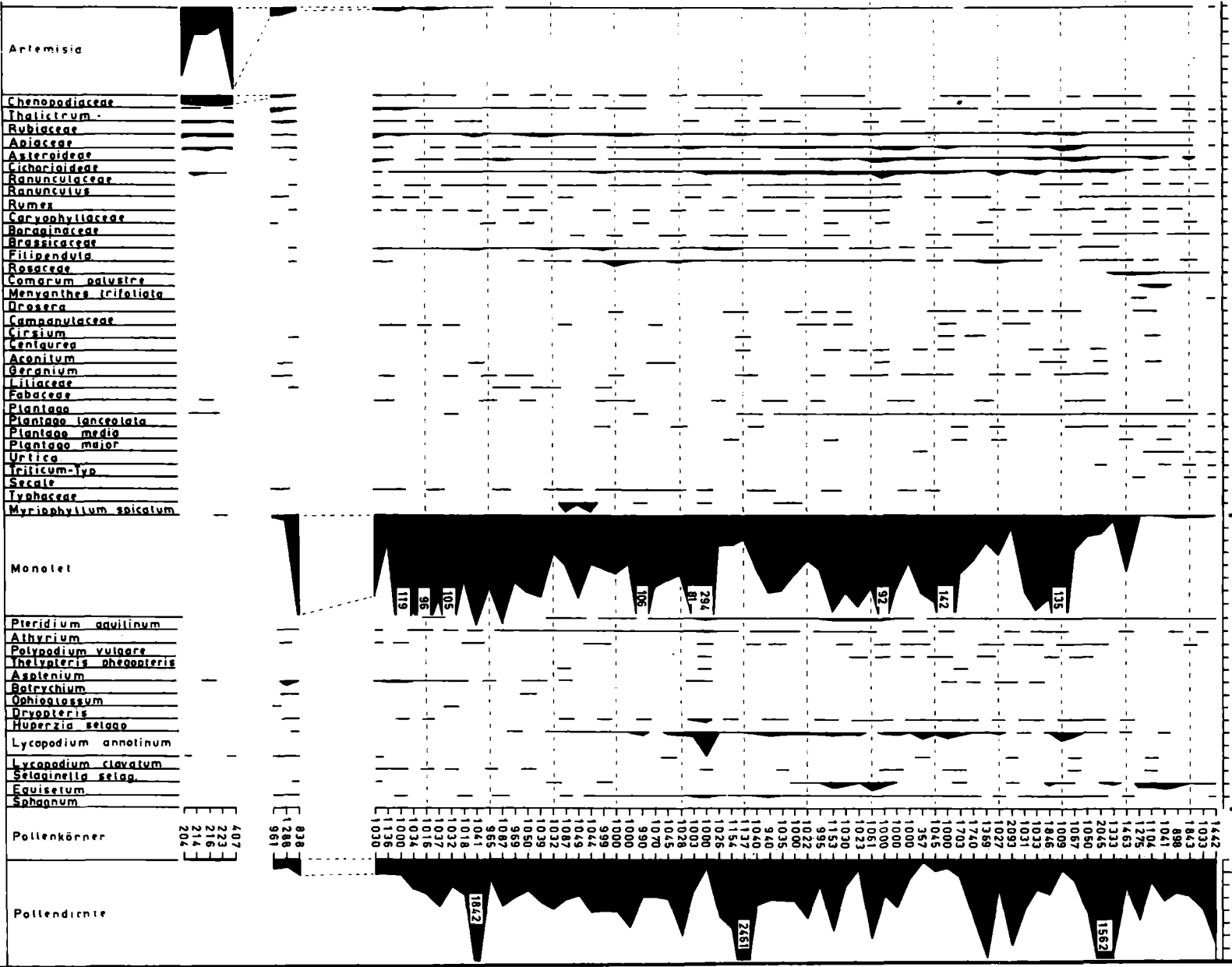
FRITZ 1976

K R Ä U T E R

S P O R E N

10%

200 Pk



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 ek-kige 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 Geröllern von hellen und dunklen Lyditen und Schieferen. Lagerung s_3 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 Bellerophonitiden (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: s_3 115/80N 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 s_4 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.

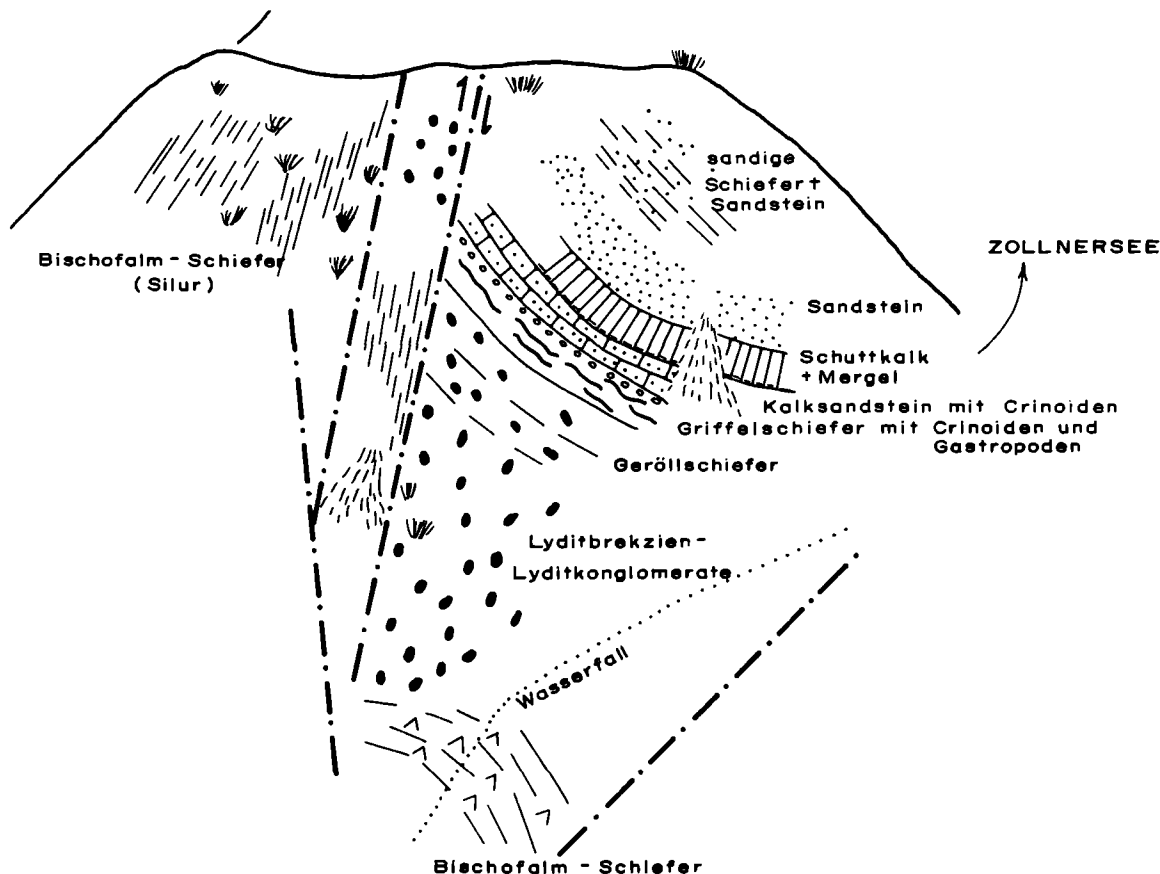


Abb. 33: Die Transgressionsfolge am Zollner See - Ausfluß - Wasserfall (nach einer Geländeskizze von H. P. SCHÖNLAUB).

Ins Auge fallend sind aber an allen Kalkvorkommen die häufigen Fusulinen. Allgemeinverständlich formuliert, beschreibt das Vorkommen Dr. F. KAHLER, 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

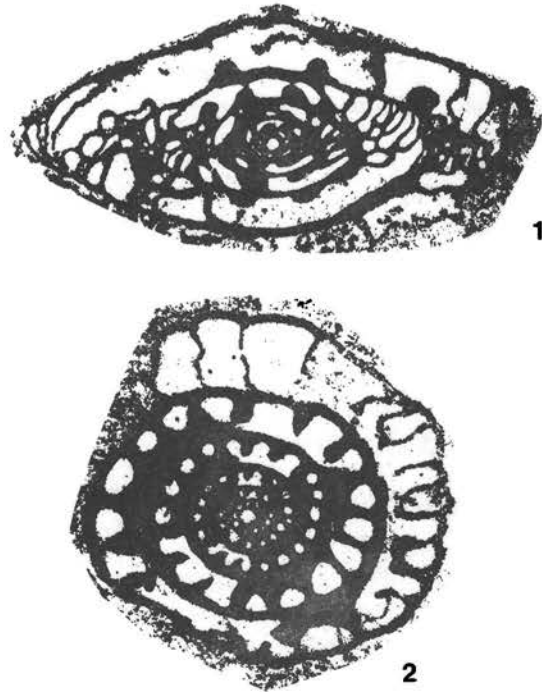


Abb. 34: Längs- und Querschnitt von *Protriticites variabilis* BENSH. Länge 3,3 mm, Breite 1,32 mm. Kalke am Collendiaul (F. KAHLER).

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 bruchstabil.

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/Griminitzen – 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 Beckenzonen, 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 dünngebankten 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 Schliiff 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 Rötenskopf 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 ausdünn 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 Grlinitzen – Alter Tonabbau
(D. v. HUSEN)

Die Rohstoffbasis des aufgelassenen Ziegelwerkes von Grlinitzen 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 Kohlebergbauebietes 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 verstorzten 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.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1985

Band/Volume: [1985](#)

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: [Exkursionen 53-86](#)