

Über der Gröden Formation liegen dünn- bis dickgebaukte, 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 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 – Gröden – 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 Nöblinger 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 Lydittagen, 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-

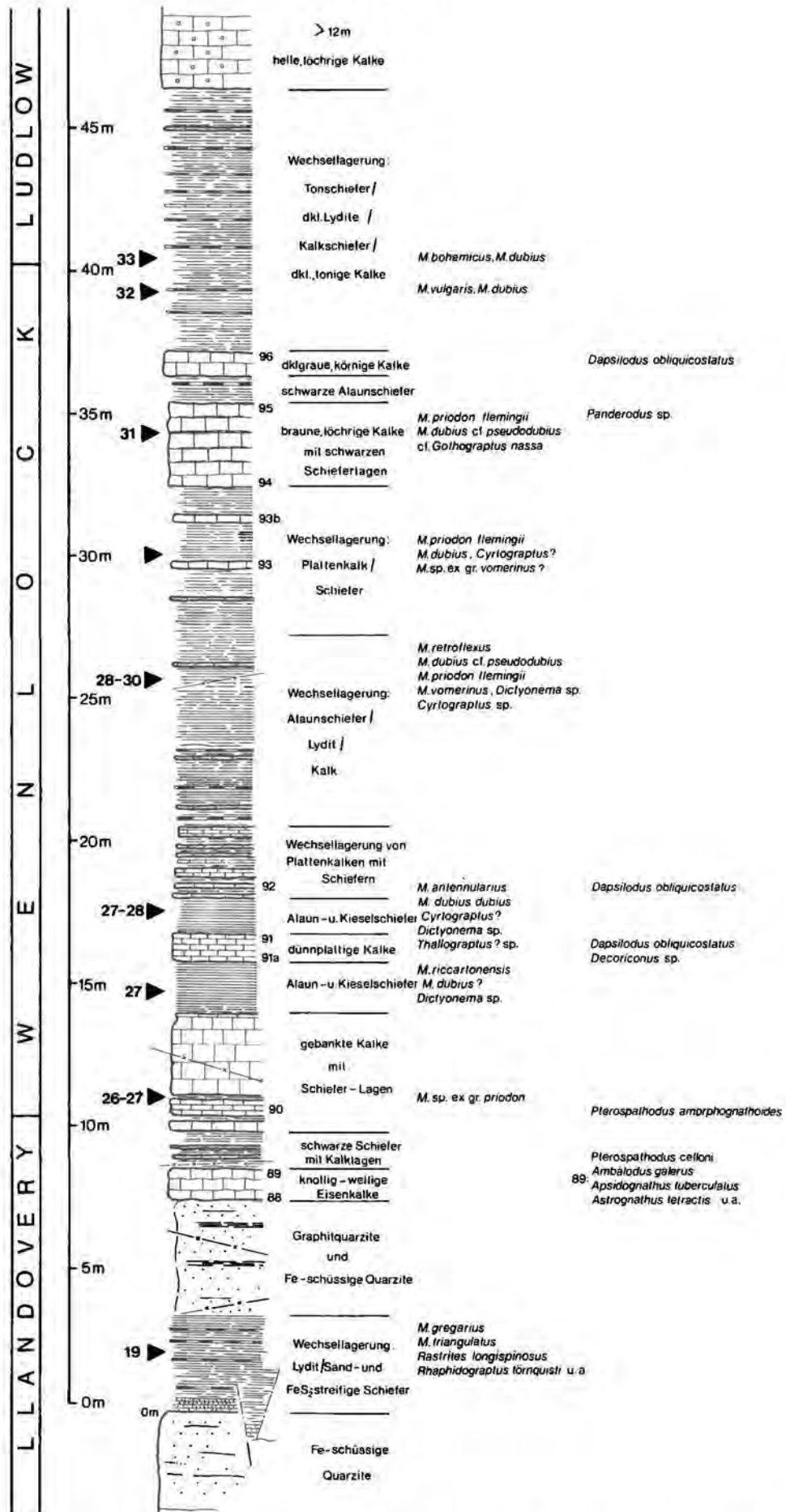


Abb. 27: Das Profil Oberbuchach I an der Gundersheimer Almstraße (nach H. JAEGER & H. P. SCHÖNLAUB, 1980).

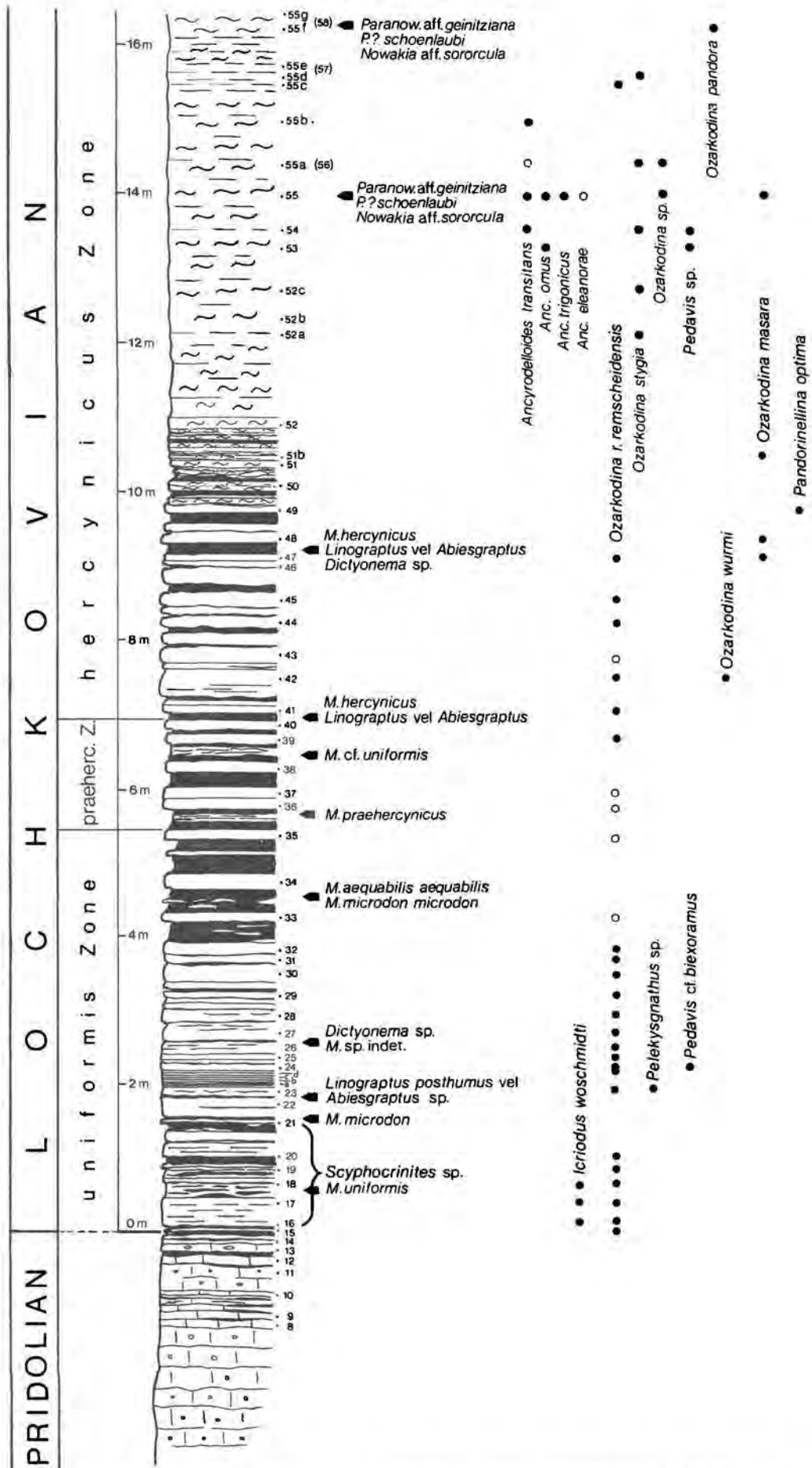


Abb. 28: Das Profil Oberbuchach II an der Gundersheimer Almstraße, Lochkov-Abschnitt (nach H. P. SCHÖNLAUB, 1985).

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 Fossilienuche, 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 Plattenkalke 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-Kalke) 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.

● 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 Oberllandoverly 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-

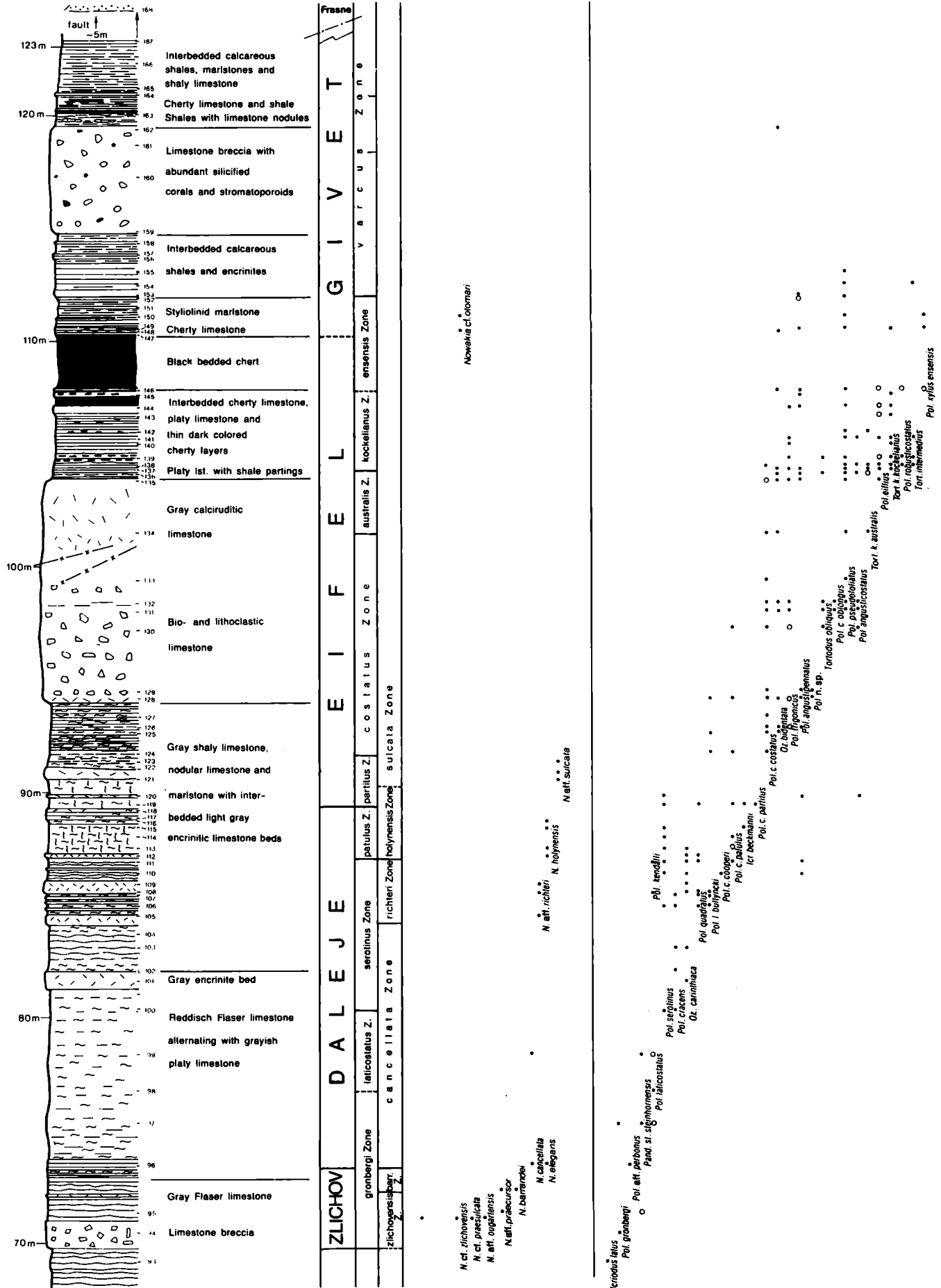
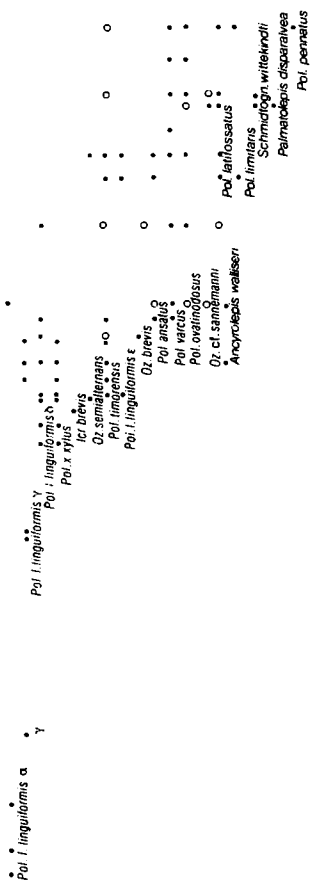


Abb. 29: Profil Oberbuchach II an der Gundersheimer Almstraße, Ausschnitt Zlichov/Ems bis Grenze Mittel-/Oberdevon (nach H. P. SCHÖNLAUB, 1985).



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 hochteilbeweglichen 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.

5 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 !

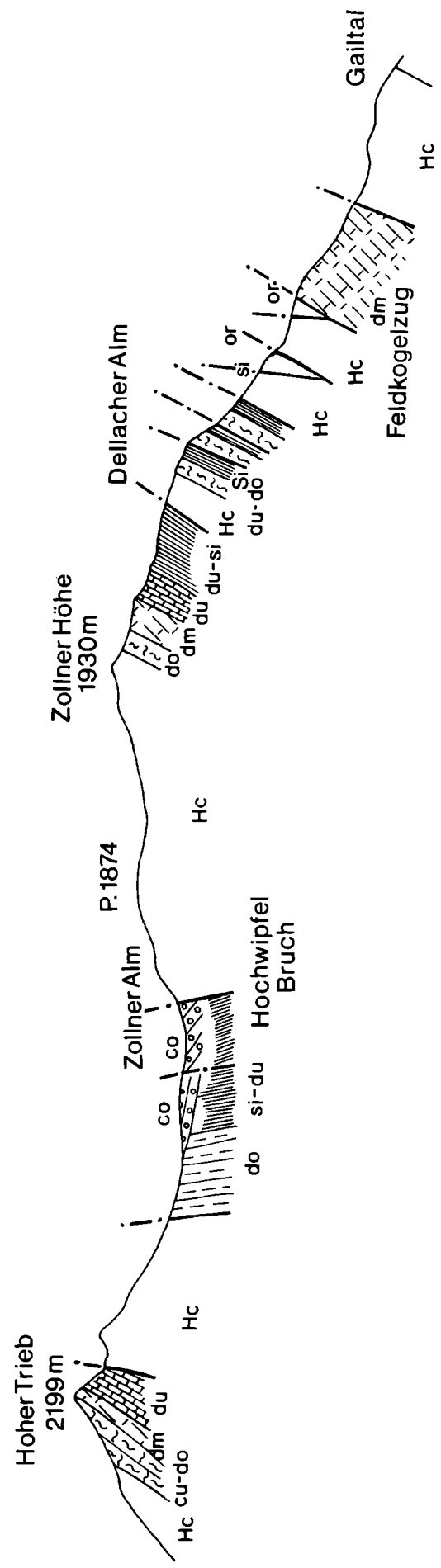


Abb. 30: Decken- und Schuppenbau im Profil Weidenburg – Zollner – Hoher Trieb (nach H. P. SCHÖNLAUB, 1979). Legende siehe Abb. 16.

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.“

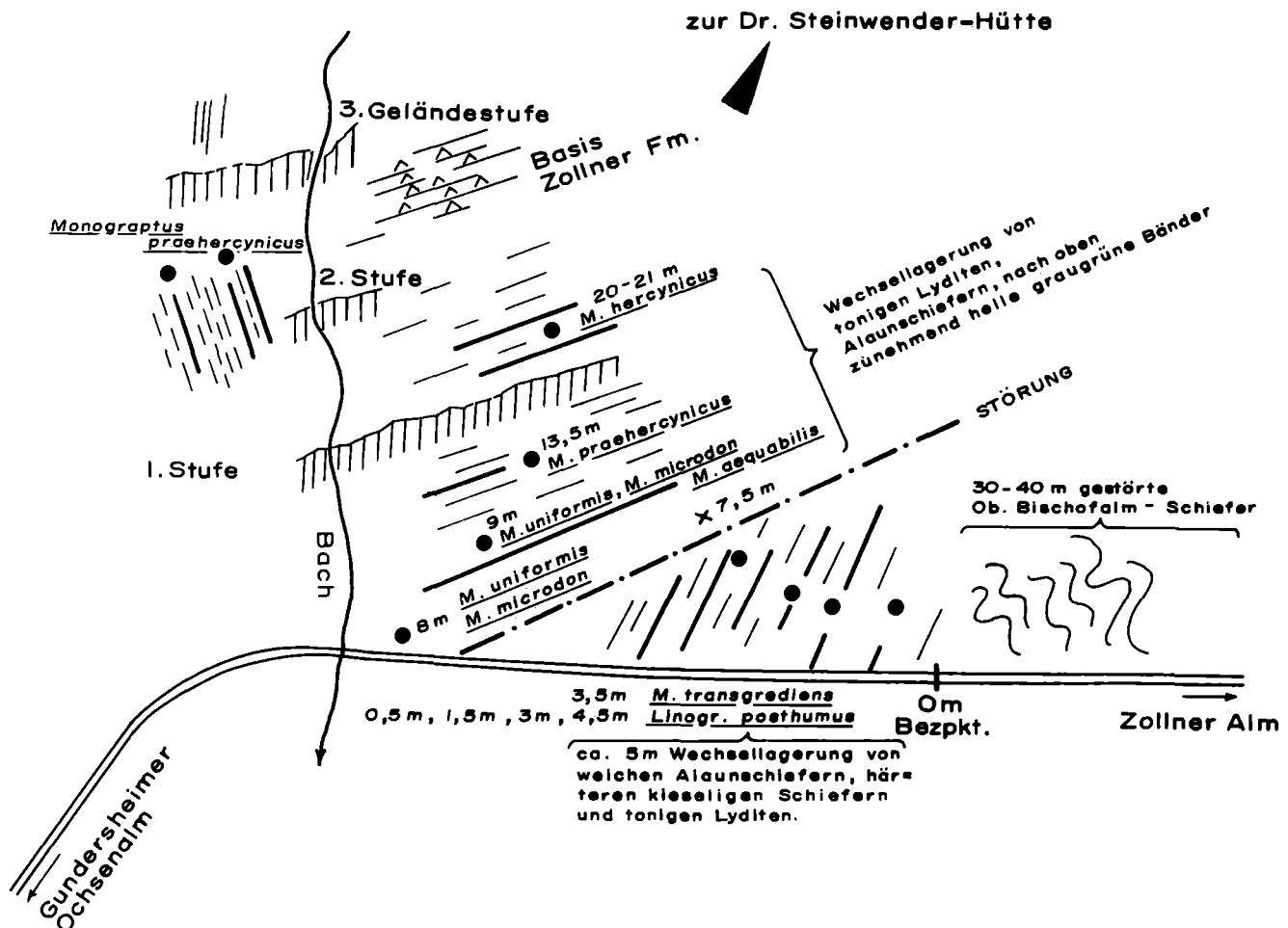


Abb. 31: Der obere Teil des „Wasserfall-Profiles“ in der Rinne zwischen Straße und Moor östlich der Dr. Steinwender-Hütte. Nichtmaßstäbliche Geländeskizze von H. JAEGER.

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 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 Moorwachstum 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 Kräuterpollenspektren 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 Kräuterpollen.

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

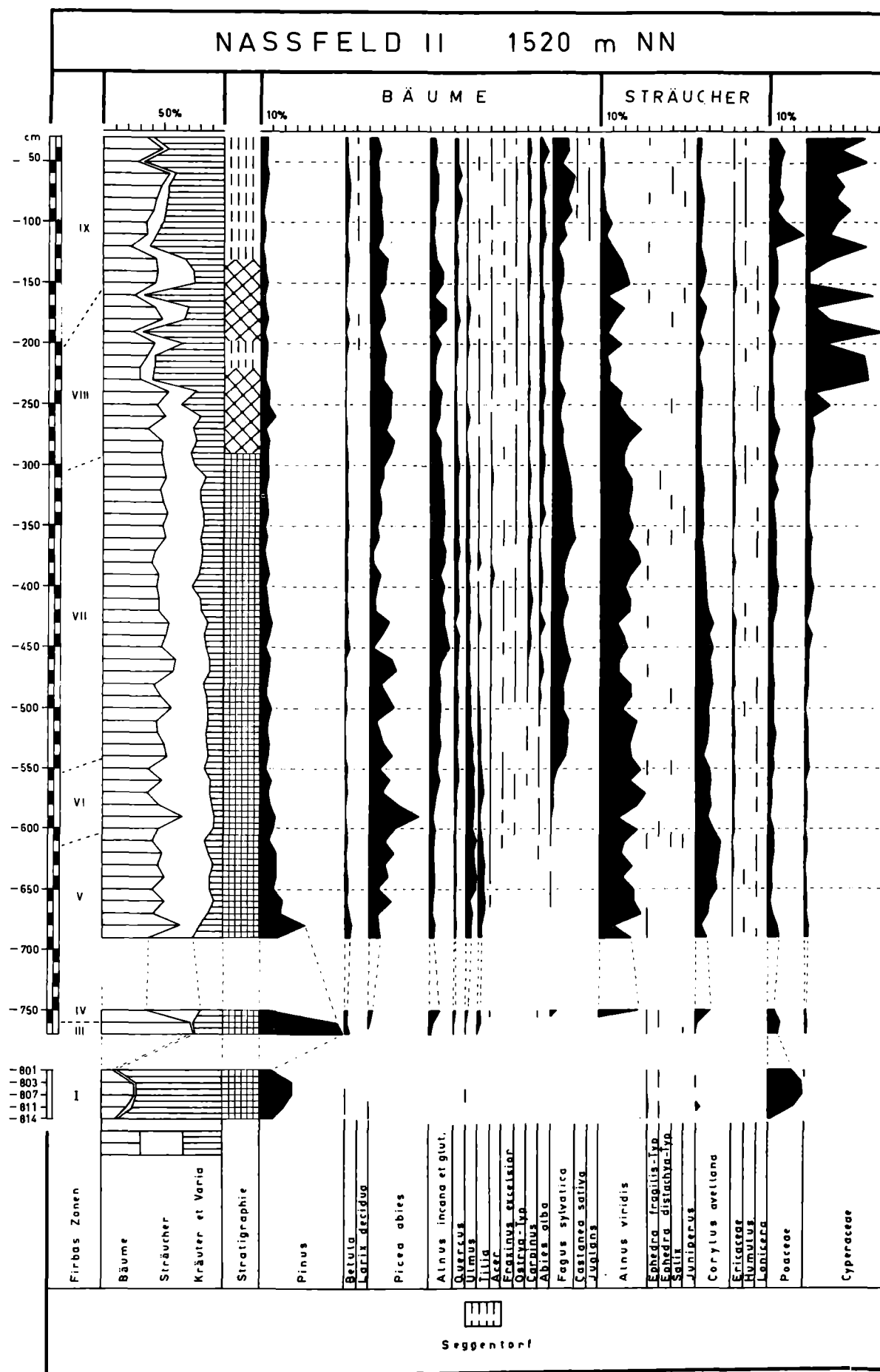


Abb. 32: Moorprofil Naßfeld II, Pollenanalyse (nach A. FRITZ, 1976).

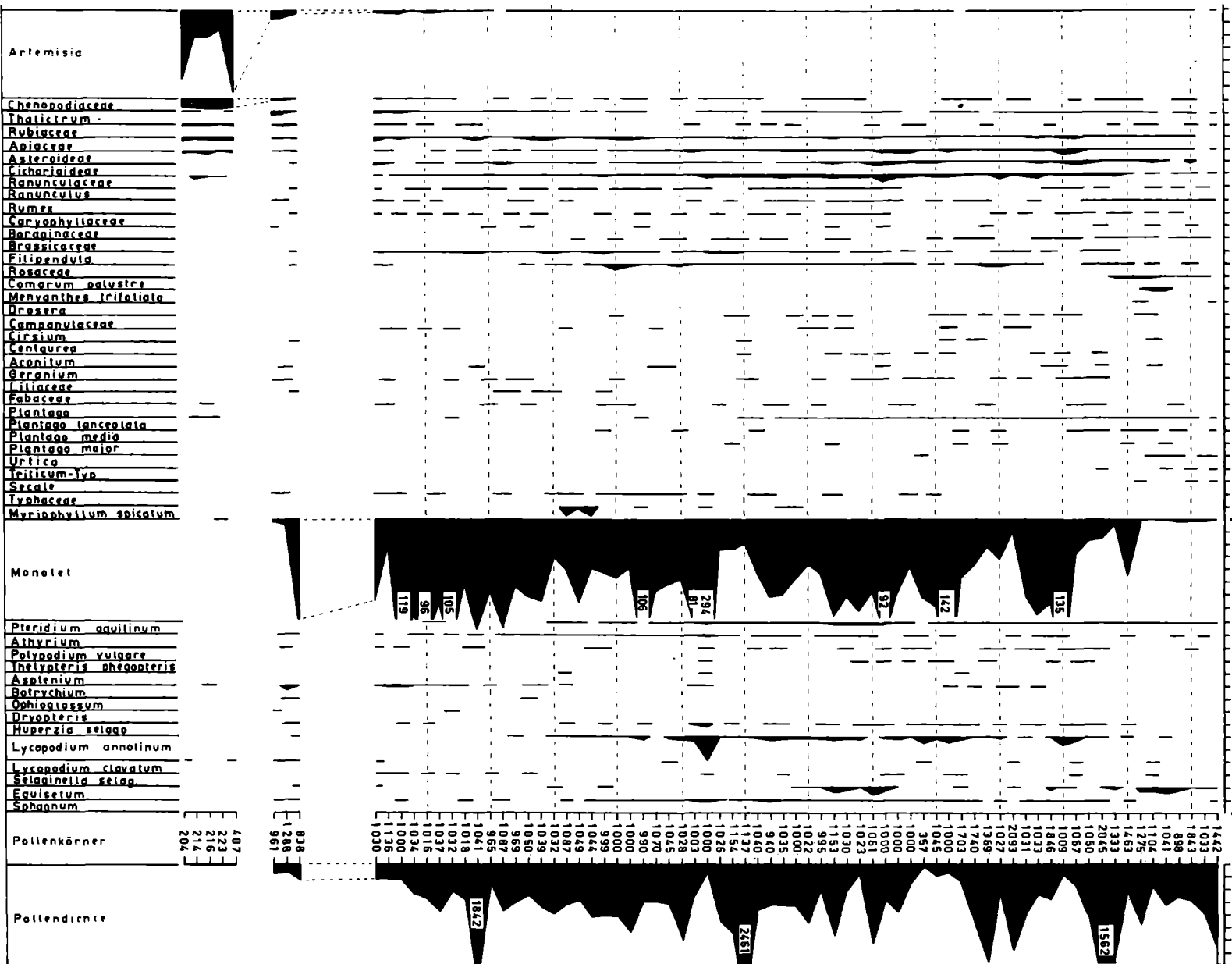
FRITZ 1976

K R Ä U T E R

S P O R E N

10%

200 Pk



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

407
223
216
214
204

Pollendichte

1872

261

1562

Grobdetritusgrube



Tonggrube



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 eklige 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 s₁ 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: s₂ 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 Mikrofossilen sandschalige Kleinforaminiferen, Fischzähne und Conodonten.

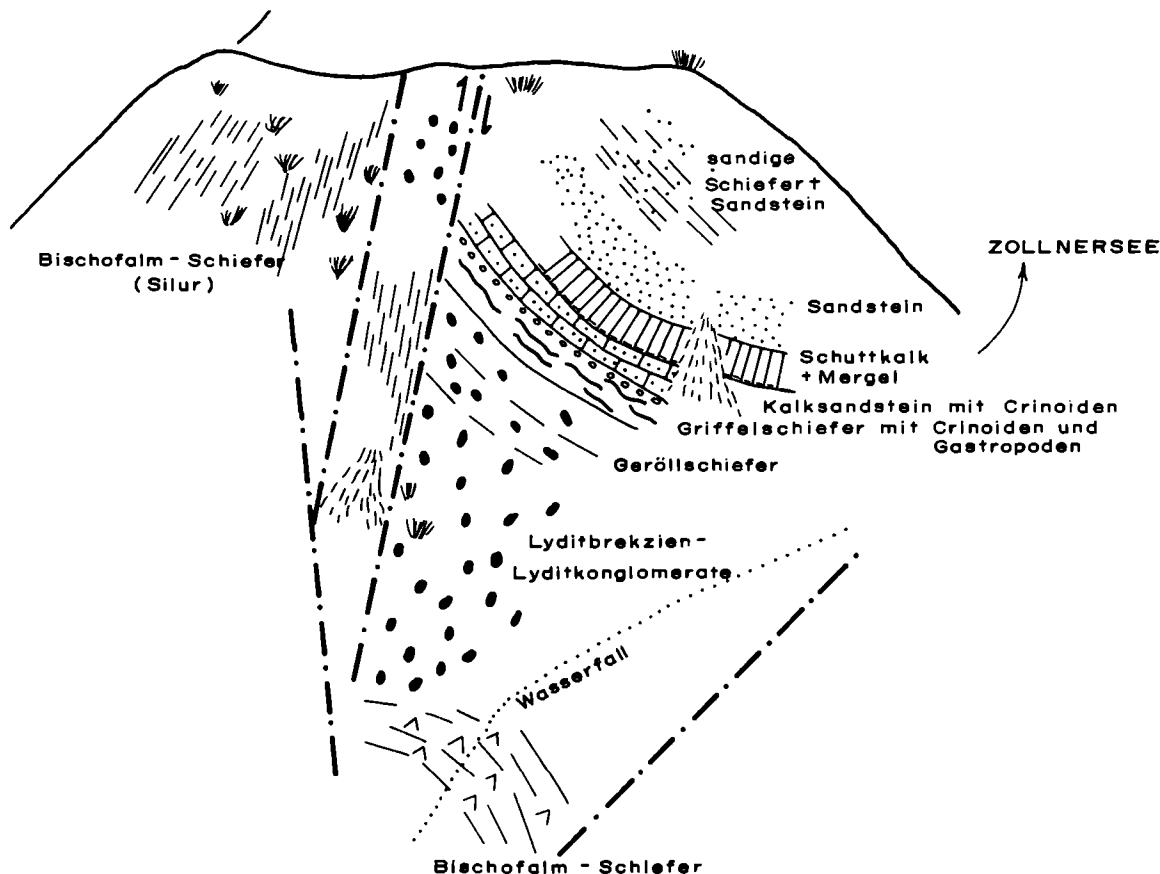


Abb. 33: Die Transgressionsfolge am Zollner See - Ausfluß - Wasserfall (nach einer Geländeskizze von H. P. SCHÖNLAUB).

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

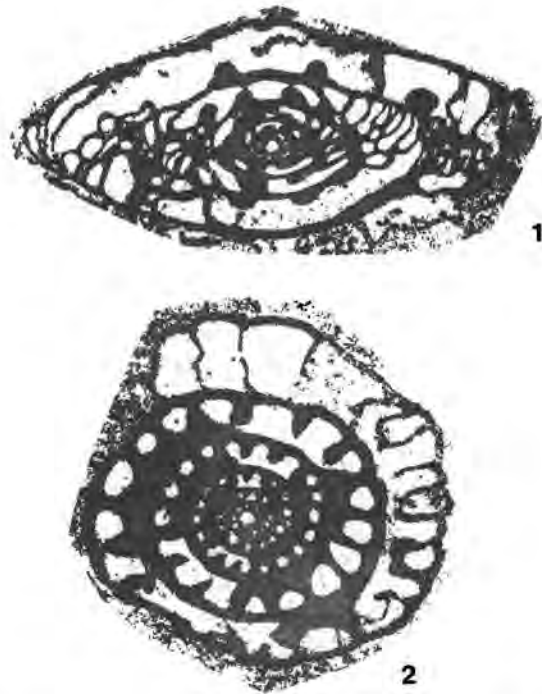


Abb. 34: Längs- und Querschnitt von *Protriticites variabilis* BENSCH. Länge 3,3 mm, Breite 1,32 mm. Kalke am Collendiaul (F. KÄHLER).

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 bruchsfest.

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.