Jahrb. Geol. B.-A.	Bd. 115	S. 103—186	Wien, September 1972

Studien in der Unterkreide des Wienerwaldes

Von der Arbeitsgruppe Wienerwaldflysch: W. Grün, G. Kittler, G. Lauer, A. Papp, W. Schnabel

mit Beiträgen von O. Čorna *)

Mit 11 Tabellen, 12 Abbildungen und 35 Tafeln (Tafeln 1—33 im Text, Tafeln 34 und 35 als Beilagen 3 und 4)

Schlüsselwörter

Wienerwald
Flyschzone
Wolfpassinger Schichten
Bartbergschichten
Kahlenberger Schichten
Nordzone
Schottenhofzone
Unterkreide
Campan
Sedimentpetrographie
Schwerminerale
Chemische Analysen
Foraminiferen
Nannoplankton
Palynologie
Mikroplankton

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung — Summary — Résumé 104
Vorwort 105
Einleitung 105

I. Die Unterkreide der Nordzone westlich des Tulbinger Kogels 107
Allgemeines (A. Papp) 107
Profil- und Aufschlußbeschreibung (W. Schnabel) 108
Sedimentpetrographie der Sandsteine (W. Schnabel) 110
Korngrößenanalysen 110
Schwermineralanalysen 112
Modalbestand und Gesteinskomponenten 114
Petrographische Untersuchungen der pelitischen Serien (G. Kittler) 116
Allgemeines 116
Durchführung der chemischen Analysen 116
Berechnung des Mineralbestandes 116
Rötgenographische Methoden 118
Ergebnisse 118

*) Adressen der Autoren: C. Sc. Olga Čorna — Geologicky Ustav SAV., Ul. M. R. Stefanika 41 Bratislava, ČSSR. Dr. Walter Grün — Geol. Inst. Univ. Bern, Sahlistraße 6, CH-3012 Bern. Dr. Günter Kittler — Rohöl-Gewinnungs-AG, A-1010 Wien. Dr. Gerhart Lauer — Shell Internationale Petroleum Maatschappij N. V., Den Haag P. B. 162, Niederlande. Prof. Dr. Adolf Papp — Paläont. Inst. Univ. Wien, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien. Dr. Wolfgang Schnabel. — Geologische Bundesanstalt Wien, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

Foraminiferen und Mikrofazies der Nordzone (A. Papp) 119
Isolierte Foraminiferen von Station A 28 119
Mikrofazies 120
Fossilführung 121
Bemerkungen zur Mikrofazies der Kalke im Steinbruch bei der Dopplerhütte 122
Agglutinierende Foraminiferen (W. Grün) 122
Die Nannofossilien aus der Nordzone (G. Lauer) 123
Ergebnisse der palynologischen Untersuchungen (O. Čorna) 125
II. Die Unterkreide im Halterbachtal bei der Rieglerhütte 125
Allgemeines (W. Grün) 125
Der Rahmen der Bartbergschichten im Halterbachtal (G. Lauer & W. Schnabel) 127
Die Kahlenbergerschichten (G. Lauer) 127
Die Sieveringerschichten (W. Schnabel) 130
Profil- und Aufschlußbeschreibung (W. Schnabel) 130
Sedimentpetrographie der Sandsteine (W. Schnabel) 131
Korngrößenanalysen 131
Schwermineralanalysen 132
Modalbestand 133
Petrographische Untersuchungen der Pelite (G. Kittler) 134
Agglutinierende Foraminiferen (W. Grün) 136
Nannofossilien aus den Bartbergschichten (G. Lauer) 141
Die Nannoflora 141
Vergleich zur Nannoflora aus der Unterkreide der Nordzone 142
Ergebnisse der palynologischen Untersuchungen (O. Čorna) 142
III. Palynologische Studien und Nannofossilien 143
Ergebnisse der palynologischen Untersuchungen von Schichten der Unterkreide in der Flyschzone des Wienerwaldes (O. Čorna) 143
Allgemeines 143
Arbeitsmethodik 143
Die palynologischen Ergebnisse 144
Nannofossilien aus dem Wienerwald (G. Lauer) 151
IV. Zusammenfassende Ergebnisse über Studien in der Flyschzone des Wienerwaldes 174
Ergebnisse stratigraphischer Untersuchungen in der Unterkreide (A. Papp & W. Schnabel) 174
Über die Entwicklung des Flyschtroges im Raum des östlichen Wienerwaldes (A. Papp) . 177
Literaturverzeichnis 179
Allgemeine regionale Literatur, mineralogisch-petrographische Spezialliteratur 179
Paläontologische Spezialliteratur 181
Foraminiferen 181
Palynologie 182
Nannofossilien 183

Zusammenfassung

Es wird eine stratigraphisch-petrographische Bearbeitung von 2 Profilen durch Unterkreidesedimente im nördlichen Wienerwald vorgelegt. Das Profil durch die Nordzone (Wolfpassinger Schichten) umfaßt höhere Teile des Barrême und das Apt, das Profil im Halterbachtal (Bartbergschichten) das Alb.

Der petrographische Befund ergab, daß diese Schichten küstennahe Flachseesedimente sind und nicht als Flysch (im Sinne von Kuenen und Seilacher) gelten können. Die sich ergebenden tektonischen Konsequenzen werden diskutiert.

Reiches Material von Nannoplankton, Sporen, Pollen und anderen Mikrofossilien wurde bearbeitet.

Summary

A stratigrafic-petrographical examination of 2 profiles through Lower-Cretaceous sediments in the northern part of the Vienna Woods is presented. The profile through the "Northern Zone" (Wimpassinger Schichten) includes higher parts of the Barrêmian, and the Aptian Age, the profile through the "Halterbachtal" (Bartbergschichten) the Albian.

The petrological results showed, that these beds are flat-sea-sediments close to the coast and can not regarded as "Flysch" (in the interpretation of Kuenen and Seilacher). The resulting tectonical consequences are discussed.

Rich material of Nannofossils, Spores, Pollen and other Microfossils have been examined.

Résumé

Nous présentons l'étude stratigraphique et pétrographique de 2 profils à travers des couches sédimentaires du crétacé inférieur de la forêt viennoise septentrionale. Le profil à travers la zone nord (couches «Wolfpassing») contient des parties supérieures du Barrêmien et de l'Aptien, le profil à travers le «Halterbachtal» (couches «Bartberg») l'Albien.

Le résultat des études pétrographiques montre qu'il s'agit en ce qui concerne ces couches de sédiments déposés dans la zone litorale d'une mer peu profonde et que ces couches ne peuvent être considérées comme du «flysch» (dans le sens du terme de KUENEN et de SEILACHER). On discute les conséquences qui en résultent sur le plan tectonique.

Du matériel riche en nannoplancton, spores, pollen et en d'autres microfossiles fut examiné.

Vorwort

Vorliegende Studien sind, nach der Bearbeitung der Sieveringer Schichten im Gspöttgraben (FAUPL et al. Jb. Geol. B. A. *113*, S. 73—158, Wien 1970), die zweite umfangreichere Arbeit der Arbeitsgemeinschaft Wienerwaldflysch. Diese Studien hatten das Ziel, die Kenntnisse über Schichtenfolgen der Unterkreide in der „Flyschzone" des Wienerwaldes zu vermehren, um weitere Grundlagen zur Lösung stratigraphischer und tektonischer Fragen zu erbringen.

Diese Arbeitsgruppe, welche aus Mitteln des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (Österreichischer Forschungsrat) und finanziellen Mitteln seitens der Hochschuljubiläumsstiftung der Stadt Wien sowie des Jubiläumsfonds zur Förderung der Forschungs- und Lehraufgaben der Wissenschaft der Oesterreichischen Nationalbank unterstützt wurde, dankt diesen fördernden Institutionen für die finanzielle Hilfe.

Ebenso wie bisher standen an den Instituten für Geologie und Petrographie der Universität Wien Arbeitsplätze zur Verfügung. Die Vorstände Prof. Dr. E. CLAR und Prof. DDr. Dipl.-Ing. H. WIESENEDER haben uns neben den vielen, für die Arbeiten abzuwickelnden administrativen Arbeiten auch fachlich beraten, wofür ihnen aufrichtig gedankt sei.

Herr L. LEITNER hat die Zeichenarbeiten ausgeführt. Für die besondere Sorgfalt, die er dabei aufwendete und die Geduld, mit der er alle unsere diesbezüglichen Wünsche erfüllte, sei er herzlich bedankt.

Den Druck der Arbeit hat der Fachverband der Erdölindustrie (Kammer der gewerblichen Wirtschaft) tatkräftig unterstützt.

Einleitung

Abb. 1

Die Flyschzone im Wienerwald ist eine tektonische Einheit, die aus verschiedenen Teildecken besteht. Die nördlichste ist die Greifensteiner Teildecke, südlich anschließend folgt die Kahlenberger Teildecke. In diesen Einheiten ist nur die Jüngere Oberkreide und Alttertiär entwickelt. An der Nordstirne der Greifensteiner Teildecke treten Sedimente der Unterkreide auf, die man als Nordzone der Flyschzone von der Greifensteiner Teildecke abgliedern kann. Sie hat gegenüber den anderen Flyschteildecken eine Eigenständigkeit.

Eine weitere schmale Zone von Unterkreide befindet sich südlich der Kahlenberger Teildecke in einem Streifen, der auf der Geologischen Karte von Wien 1954 1:75.000 als „Gablitzer Schichten" ausgeschieden ist. Diese Unterkreide wurde noch 1954 (Geologische Karte Umgebung Wien) nicht erkannt und mit den Gablitzer Schichten des Alttertiärs (Eozän) vereinigt.

Auch sie liegt an der Stirn einer tektonischen Einheit (Schottenhofzone).

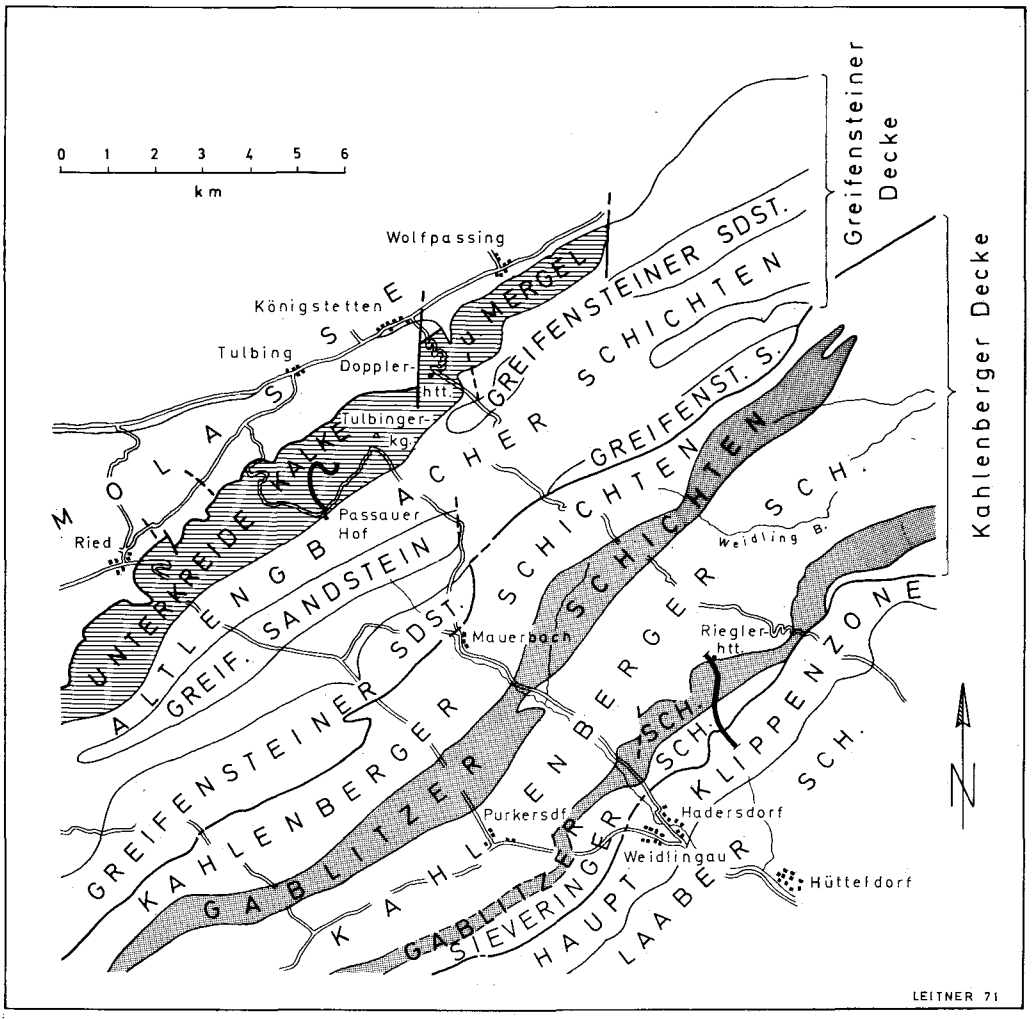


Abb. 1: Übersicht der Lage der Profile beim Passauerhof und im Halterbachtal. Grundlage Geologische Karte der Umgebung von Wien 1 : 75.000, 1954.

Obwohl die Kenntnis der Unterkreide für das Verständnis des Baues der Flyschzone eine nicht zu unterschätzende Rolle spielt, sind die paläontologischen und sedimentpetrographischen Unterlagen mangelhaft. Der Grund für dieses Mißverhältnis liegt z. T. in den besonders schlechten Aufschlußverhältnissen dieser Serien.

Während unserer Tätigkeit sind durch künstliche Aufschlüsse im Halterbachtal (Wildbachverbauung) und im Bereich des Tulbingerkogels (Forststraße) gute Einblicke in Unterkreideserien geschaffen worden. Die Vergänglichkeit dieser Aufschlüsse hat uns zu deren Bearbeitung bewogen.

Ziel dieser Untersuchungen war es, eine möglichst vollkommene Dokumentation des paläontologischen Materials und der petrographischen Ausbildung zu geben. Nach den im Gelände bearbeiteten Profilen gliedert sich die vorliegende Arbeit in zwei Teile (vgl. Abb. 1):

I. Die Unterkreide der Nordzone westlich des Tulbinger Kogels.
II. Die Unterkreide im Halterbachtal bei der Rieglerhütte.

Zwei weitere Kapitel runden die Studien der Arbeitsgruppe ab:

III. Palynologische Studien und Nannofossilien.

IV. Zusammenfassende Ergebnisse über Studien in der Flyschzone des Wienerwaldes.

I. Die Unterkreide der Nordzone westlich des Tulbinger Kogels

Allgemeines

A. Papp

Die nördlichste Einheit der Flyschzone findet im Schrifttum verschiedentlich Erwähnung: Paul, C. 1898, Friedl, K. 1921, Götzinger, G. 1929. Durch Götzinger wird ihr eine Sonderstellung zugebilligt (vgl. Götzinger & Becker 1932, S. 345) und als „Nördliche Randzone" bezeichnet, später (Götzinger 1951, S. 224) als „Nordzone". Sie ist von Höflein bzw. St. Andrä über Anzbach, Ochsenburg an der Traisen bis Schloß Ollersbach zu verfolgen. Wir übernehmen den von Götzinger 1951 verwendeten Terminus „Nordzone" im gleichen Sinn, ihr Schichtbestand entspricht den „Wolfpassinger Schichten" Stur 1894.

Im Gesteinsbestand der Nordzone sind helle Kalke, Kalkmergel und Kalksteine, gebänderte kieselige Sandsteine bzw. Quarzitsandsteine und Tonschiefer beteiligt. Durch diesen Bestand unterscheidet sich die Nordzone wesentlich von den Gesteinen der nach Süden anschließenden „Greifensteiner Teildecke".

Die Nordzone wurde seit Jäger 1914 in die Unterkreide eingestuft. Auf der geologischen Karte der Umgebung von Wien 1952 werden folgende Gesteine ausgeschieden: „Unterkreide im allgemeinen, Kalksandsteine und Schiefer des Neokom", „Neokomkalke" und „Gault, bunte Schiefer, Quarzite und Bändersandsteine". Die Zahl der Fossilfundpunkte blieb allerdings gering. Jaeger 1914 erwähnt Aptychen (und Fischschuppen) von St. Andrä und Wolfpassing, Götzinger 1932 einige Punkte mit untypischen Lebensspuren. Götzinger 1954 erwähnt nach Bestimmungen von R. Noth, von zwei Fundorten Foraminiferen: *Ammodiscus*, *Glomospira*, *Hormosina*, *Recurvoides* u. a. Auf das Fehlen planktonischer Foraminiferen bzw. Globotruncanen wird hingewiesen. Prey 1968 nennt von der „Dopplerhütte" *Globigerinae*, *Trocholinae* und Radiolarien.

Mit der Bearbeitung des Nannoplanktons durch H. Stradner konnte erstmals eine breitere Dokumentation erfolgen (vgl. Brix 1961; Miles 1962, 1963 interne Berichte der ÖMV. AG.). Durch diese Daten wurde die Zahl der bisher bekannten Fossilfundpunkte vermehrt. Trotzdem blieb die Nordzone ein Bereich, wo die intensive Bearbeitung weitere Ergebnisse versprechen mußte.

Von Götzinger wurde auch die tektonische Stellung der Nordzone in dem Sinne interpretiert, daß es sich um eine durch den Flysch hochgeschobene Serie handelt, die ursprünglich „auf dem damaligen kristallinen Untergrund zur Entwicklung kam. Letztere Erscheinung machen die mehrfachen Neufunde von kristallinen Trümmern und Blöcke (meist Granite) im Bereich der Aufschiebung ... wahrscheinlich". (Vgl. Götzinger 1932, S. 345, 346.)

Als konkretes Thema boten sich die Aufschlüsse einer in den Jahren 1967, 1968 angelegten Forststraße an, die nördlich vom „Passauerhof" westlich vom Tulbinger Kogel von der Landstraße abzweigt und in ausladender Schleife gegen Katzelsdorf bei Tulbing (etwa 6·5 *km* SO von Tulln a. d. Donau) führt. Die Folge frischer Aufschlüsse bot ein Profil durch die Nordzone, welches für diesen Bereich repräsentativ war (vgl. Lageplan Abb. 2).

Die Arbeiten umfaßten folgende Schwerpunkte:

1. Petrographische Bearbeitung der Gesteine.
2. Bearbeitung der Mikrofazies bzw. der in Schliffen erkennbaren Fossilien.
3. Auswertung des Nannoplanktons.
4. Palynologische Studien.

Als Ergebnisse wurden angestrebt:

Vertiefung der Kenntnisse der lithologischen Beschaffenheit der Gesteinsserien und Vermehrung des paläontologischen Tatsachenmaterials. Auf Grund der Daten sollte der Versuch einer Beurteilung der primären Sedimentationsbedingungen und eine Interpretation der tektonischen Vorgänge, sowie eine möglichst genaue chronologische Aussage angestrebt werden.

Profil- und Aufschlußbeschreibung

W. Schnabel

Abb. 2—4, Beil. 3 (Taf. 34).

Der Forstweg, bei dessen Bau die Aufschlüsse entstanden, zweigt bei Kote 416 der Straße Passauerhof—Hotel Tulbingerkogel—Tulbing gegen N ab und durchschneidet in seinem Kurvenverlauf einige Male dieselben Schichtfolgen, wobei die Lage der tieferen Einschnitte aus Abb. 2 ersehen werden kann. Aus den vielen kleinen Ausschnitten mußte das Gesamtprofil (Beilage 1) rekonstruiert werden. Dies war zwar nicht lückenlos möglich, doch kann angenommen werden, daß alle Faziestypen vom Barrême bis U-Alb erfaßt sind.

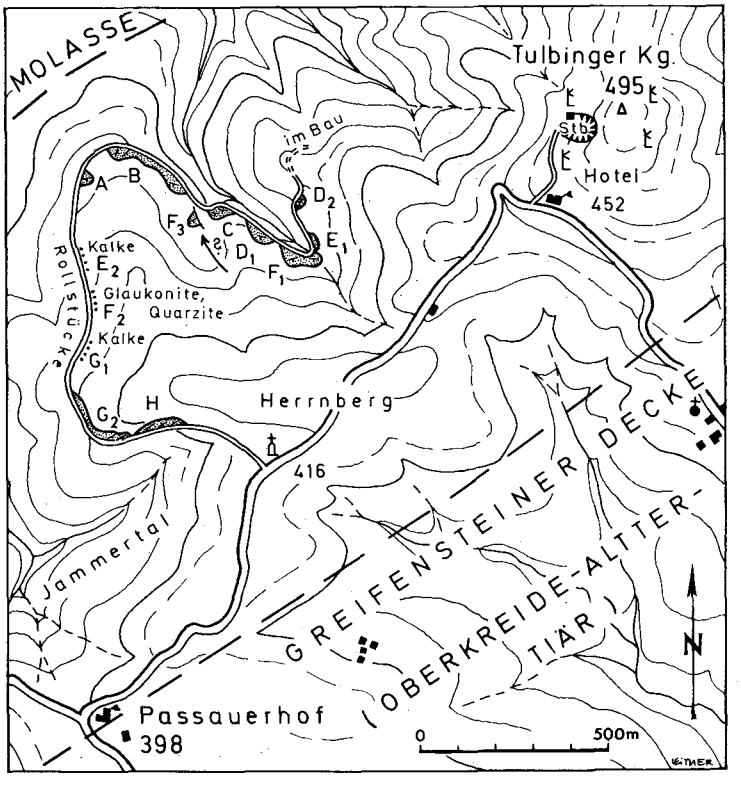


Abb. 2: Die Lage der wichtigsten Aufschlüsse an der Forststraße nördlich vom Passauerhof.

Nicht völlig geklärt wurde das Lagerungsverhältnis der hier beschriebenen Folge zu den Kalken der Steinbrüche Dopplerhütte und Tulbingerkogel. Sicher aber bildet die hier beschriebene Serie die Hülle dieser „Klippen" und an der bisherigen Annahme, die „Wolfpassinger Schichten" bilden deren stratigraphisch Hangendes, braucht nicht gezweifelt zu werden.

Die bekannten Kalk — Kalksandsteinfolgen der Steinbrüche Dopplerhütte und Tulbingerkogel bieten ein Bild intensiver Verfaltung, was erst jüngst wieder von BERTLE (1970) genauer beschrieben wurde. Es ist auffallend, daß die hier beschriebenen Aufschlüsse von Sandstein-, Quarzit- und weichen Pelitserien an der Forststraße diese intensive Verformung nicht zeigen. Eine diskordant-transgressive Überlagerung der hier beschriebenen Serie über den Neokomkalken vom Typ Dopplerhütte braucht aber nicht angenommen zu werden, denn auch die jüngere 3. Kalkserie zeigt in Aufschlußgruppe G Kleinfaltungen, sodaß dieses Phänomen eher durch das unterschiedliche Verhalten der verschiedenen Faziesfolgen tektonischer Beanspruchung gegenüber erklärt werden kann. Daß dabei die Kalkpartien die inkompetenteren Schichten darstellen, ist auffallend.

Die folgende Profilbeschreibung faßt die Geländebeobachtungen zum Gesamtprofil zusammen, wobei Einzelheiten der petrographischen und paläontologischen Bearbeitung nur dann vorgegriffen wird, wenn diese für das Verständnis der Gesamtfolge wichtig sind.

Aus Beilage 3 können neben petrographischen Details die Probenentnahmestellen ersehen werden, wodurch die Verbindung zu den Einzeluntersuchungen geschaffen ist. Abb. 3 und 4, welche die am besten erschlossenen Stellen zeigen, mögen ein Bild von den Verhältnissen im Herbst 1969 vermitteln.

Als Liegendstes dieser Folge erscheinen bei Aufschluß A Kalkarenite (Dm der Komponenten bis über 2 *mm*) in Bänken bis 80 *cm* mit Zwischenlagen von grauen Tonen und Mergeln des Barrême. Es ist auffallend, daß hier im Liegendsten der Serie die größten Korndurchmesser auftreten (Transgression?). Dieser Schichtbestand geht unter Zurücktreten der Sandsteinpartien zugunsten der Pelite, welche hier untergeordnet auch Rotfärbung zeigen, ins höhere Barrême (? tiefes Apt) über (Aufschlußgruppe B) und bei neuerlicher Zunahme der Sandschüttungen ins tiefe Apt (Aufschlußgruppe C und D, Abb. 3). Im Hangendbereich von Aufschlußgruppe D fallen Einschaltungen von Kalkbänken (bis einige *cm* Durchmesser) auf. In diesem Bereich endet die Untere Ton-Sandsteinserie, die Kalkeinschaltungen deuten möglicherweise den Übergang zur 2. Kalkserie (dichte, gebankte Kalke) an, welche in Aufschlußgruppe E leider ohne Verknüpfung mit Hangend- und Liegendpartien zu sehen ist. Ihre Apt-Flora hebt sie aber deutlich von der 1. Kalkserie (Niveau der Kalke vom Steinbruch Dopplerhütte) ab. Das unmittelbar Hangende dieser 2. Kalkserie konnte nicht angetroffen werden, doch dürften sich in kurzer Zeit die Sedimentationsverhältnisse grundlegend geändert haben, denn mit der nun darauffolgenden Quarzitserie (Aufschlußgruppe F, Abb. 4), bestehend aus dunklen — schwarzen Peliten mit Einschaltungen von glaukonitführenden Quarziten in Bänken bis 30 *cm* tritt vom mittleren bis ins höchste Apt ein wahrscheinlich in geringeren Tiefen abgelagertes Sediment auf. Als nächstjüngere Partie konnte nun die 3. Kalkserie eingestuft werden, deren Liegendes wieder nicht erschlossen ist. Der Schichtbestand mit mikritischen und sparitischen Kalkbänken von 10 bis 50 *cm* Mächtigkeit, z. T. mit Foraminiferenführung (Biosparit) und Intraklasten reicht bereits ins Alb (Aufschlußgruppe G). Im Hangendteil dieser Kalkserie sind weichere Pelitlagen eingeschaltet, welche zur Oberen Ton-Sandsteinserie (Aufschlußgruppe H) überleiten, deren Schichtband der Unteren weitgehend gleicht, doch mit ihrer Florenführung ein Alter von jünger als höchstes Apt ausweist. Es ist möglich, daß sich diese Folge strati-

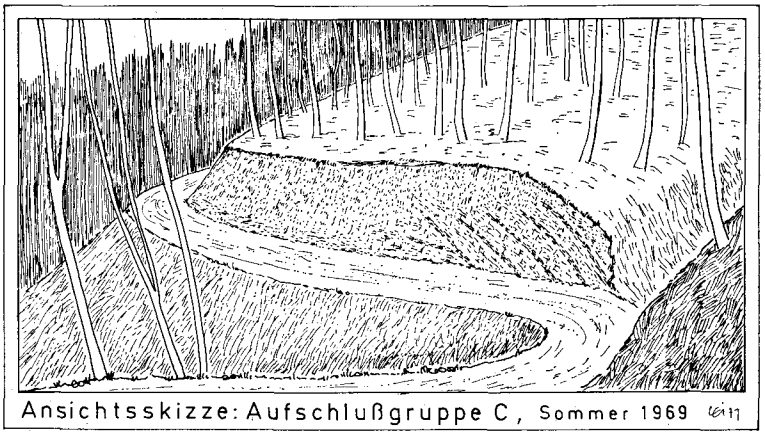


Abb. 3

graphisch höher fortsetzt, doch fehlen bis zur Überschiebung der Greifensteiner Decke, welche etwa 250—300 *m* südlich von Aufschlußgruppe H anzunehmen ist, weitere Aufschlüsse.

Trotz der sichtbaren tektonischen Beanspruchung (Falten und Zerscherungen) ist diese Abfolge ± aufrecht erhalten geblieben, bei vorherrschendem S-Fallen werden gegen die Überschiebung der Greifensteiner Teildecke immer höhere Schichtglieder angetroffen.

Die Mächtigkeit der nicht erschlossenen Schichtbestände mußte abgeschätzt werden, für die Abfolge vom Top der 1. Kalkserie bis Top Obere Sandsteinserie können etwa 230 *m* veranschlagt werden (Profil, Beilage 3).

Die Konstruktion des Gesamtprofiles aus den Einzelaufschlüssen und die Abschätzung der Mächtigkeit der unaufgeschlossenen Profilstrecken ist durch eine geodätische Einmessung der Aufschlüsse möglich gewesen. Herr Hofrat Dipl.-Ing. R. Maurer (Niederösterreichische Agrarbezirksbehörde) hat uns diese ermöglicht, wofür wir unseren herzlichsten Dank aussprechen.

Sedimentpetrographie der Sandsteine

W. Schnabel

Tab. 1—3, Abb. 5, Beil. 3 (Taf. 34).

Korngrößenanalysen

(Tab. 1, Abb. 5):

Methodik

Bei den durchwegs unaufbereitbaren verkitteten Hartgesteinen mußten Korngrößenanalysen auf Sandsteine beschränkt bleiben. Mit wenigen Ausnahmen wurden solche ausgewählt, bei denen die durch das Sehnenschnittverfahren (Münzer & Schneiderhöhn 1953) erfaßbaren Komponenten ab etwa 0·011 *mm* ∅ über 75% des Gesteinsmaterials (ermittelt aus den Integrationsanalysen) ausmachten. Die so erfaßten Komponenten sind zu über 90% Quarze. Aus den erwähnten technischen Gründen beschränken sich die Analysen auf die Untere und die Obere Sandsteinserie.

Der Hauptgrund für die Durchführung der Korngrößenanalyse war die Fragestellung, ob gradierte Schichtung, welche mit freiem Auge nirgends eindeutig zu sehen war, eventuell bei genauen Messungen nachweisbar wäre. Es wurden daher von einigen

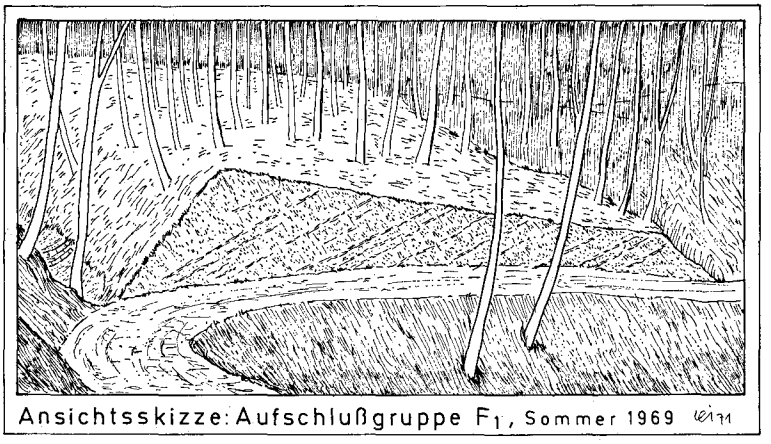


Abb. 4

Sandsteinbänken Unter- und Oberseite getrennt beprobt. In den Sandsteinen waren häufig dünne Lagen durch wechselnde Korngrößenanteile unterschieden, welche aber durchwegs azyklisch auftraten (u. d. M. erkennbar). Bei den Messungen wurde getrachtet, nur homogene Partien zu messen.

Die Umrechnung der Sehnenmessungen auf wahre Korndurchmesser und die Ermittlung von Maßen und sedimentologischen Parametern wurde elektronisch vorgenommen (Programm FAUPL, FISCHER, SCHNABEL 1971).

Ergebnisse

Die Ergebnisse können aus Abb. 5 ersehen werden, die Quartilwerte und sedimentologischen Parameter aus Tab. 1.

Ein wesentliches Ergebnis ist die Tatsache, daß gradierte Schichtung nicht nachweisbar war und daher eine Entstehung der Sandkörper aus Trübungsströmen im Sinne von KUENEN (KUENEN & MIGLIORINI 1950) auszuschließen ist. Es liegen also keine Flyschsedimente vor. Bei der genaueren Ausdeutung der Ergebnisse muß in Betracht gezogen werden, daß sie nicht auf Grund von Sieb- bzw. Schlämmanalysen, sondern mittels der Sehnenschnittmethode gewonnen wurden, welche einerseits nur ein Näherungsverfahren darstellt, andererseits die Korngröße unter 0·011 *mm* überhaupt unberücksichtigt läßt. Die letztere Ungenauigkeit ist hier insofern abgeschwächt, als die Analysen nur aus Sandsteinen stammen, deren Korngrößenbereich (über 0·02 *mm* ⌀) meist über 75% des Gesamtmaterials erfaßt.

Die Ausdeutungsmöglichkeiten älterer Sandsteine in genetischer Hinsicht sind problematisch, Unterscheidungen verschiedener Sandkörper auf Grund der Kornverteilungen sind in erster Linie zwischen fluviatilen, Dünen-, Küsten- und Flachseesanden möglich (SINDOWSKI 1957, MASON & FOLK 1958, FRIEDMANN 1961, 1967 u. v. a.). Für den Flachseebereich gibt zusammenfassend FÜCHTBAUER (FÜCHTBAUER & MÜLLER 1970, S. 55) etwas schlechtere Sortierung wie im Strandbereich an (< 1). Die hier vorliegenden Ergebnisse aus der Unteren und Oberen Ton-Sandsteinserie lassen sich am ehesten mit den aus der Flachsee bekannten Daten vergleichen (Innerer Schelfbereich unter dem Gezeiten- und Welleneinflußbereich, FRIEDMANN 1962).

Tab. 1: Quartilmaße, Meanwerte und Parameter der Schiefe und Sortierung aus Unterer und Oberer Ton-Sandsteinserie der Wolfpassinger Schichten.

Proben-nummer H....	Korngrößenangaben in *mm*				Sortierung		Schiefe			
	Q_1	Q_2 = Md	Q_3	Mean-Wert	So = Sortierungskoeff. n. TRASK	Sortierungsgrad n. FÜCHTBAUER *)	Sk = Schiefekoeff. n. TRASK	Momentkoeff. Schiefe FOLK/WARD	Verbalklassif. FOLK/WARD **)	%-Ant. d. gemessenen Körner am Gesamtgestein
51	0·15	0·21	0·31	0·22	1·45	m	1·03	0·59	++	76
11	0·07	0·11	0·18	0·11	1·61	m	0·94	0·71	++	78
16	0·08	0·12	0·16	0·12	1·43	m	0·90	0·82	++	76
18o	0·09	0·17	0·27	0·17	1·72	m	0·80	—0·19	—	75
18u	0·11	0·17	0·30	0·17	1·64	m	1·15	0·40	++	75
19	0·13	0·19	0·27	0·19	1·14	++	0·56	0·80	++	53
26	0·06	0·10	0·12	0·10	1·45	m	0·73	0·64	++	75
27o	0·14	0·23	0·35	0·21	1·60	m	0·91	0·72	++	79
27u	0·06	0·10	0·18	0·11	1·71	m	1·00	0·40	++	77
29	0·12	0·27	0·51	0·27	2·04	——	0·84	0·04	—	74

*) m = mittelmäßig
++ = sehr gut
—— = sehr schlecht

**) ++ = very positive skewed
— = negative skewed

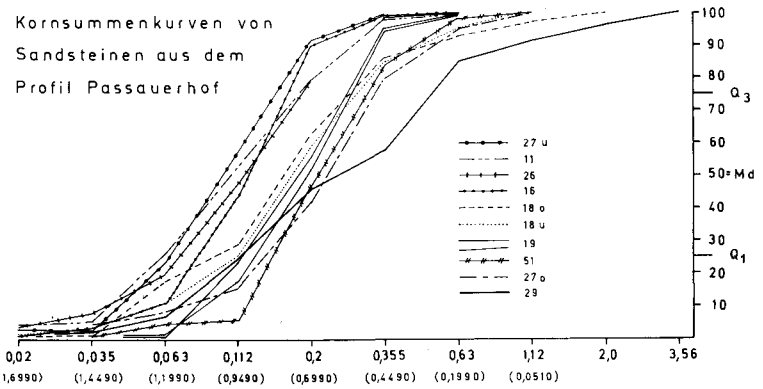


Abb. 5: Kornsummenkurven der Sandsteine aus der Nordzone.

Schwermineralanalysen

(Tab. 2):

Methodik, Auszählung und Berechnung der Schwerminerale müssen hier nicht gesondert besprochen werden, dies ist in der Arbeit über die Sieveringer Schichten (W. SCHNABEL in FAUPL et al., 1970, S. 130) ausführlich geschehen. Die Darstellung der Prozentverhältnisse erfolgt wie dort nach der Methode von WOLETZ (1950, S. 170).

Tab. 2 gibt die Ergebnisse an, die durchsichtigen Minerale (dM) sind darüber hinaus neben dem Profil Beilage 3 graphisch dargestellt. Die ausgezählten Minerale brauchen hier nicht vollständig besprochen werden, nur einzelne über die üblichen Trachten und optischen Eigenschaften hinausgehende Fakten seien angeführt.

Es wurden erfaßt:

a) Opake Körner (Erze) (Op) wurden nicht weiter differenziert.
b) Biotit (Bi).
c) Chlorit (Cl).

d) Glaukonit (Gl). Darüber siehe auch die Kapitel „Modalbestand" bzw. „Ergebnisse der petrographischen Untersuchungen ...". (S. 175).
e) Baryt (Ba). Der nur in einzelnen Analysen, dann aber meist massenhaft vorhandene Baryt ist an feine Kalzitklüfte gebunden. Daraus gravitativ isolierter Baryt hat sich bei Röntgenuntersuchungen als ein Baryt-Strontianit-Mineral erwiesen, ist also nicht als detritär, sondern als hydrisch mobilisiert zu betrachten.
f) Granat (Gr). Farblose Individuen.
g) Zirkon (Zi). Neben Turmalin das häufigste Mineral, die Tracht wurde nicht näher untersucht.
h) Turmalin (Tu). Das häufigste Schwermineral.
i) Rutil (Ru).
k) Apatit (Ap). Nur an der Basis häufig (H 29), sonst unter 10%.
l) Weiter sehr selten:

Epidot (Ep) — Hornblende (Hb)
Zoisit (Zo) — Sillimanit (Si)
Chromit (Cr) — Staurolith (St)
Anatas (An) — Titanit (Ti)

Tab. 2: Schwermineralführung der Wolfpassinger Schichten.

strat. Horiz.	H. Nr.	% S. M.	Op	Bi	Cl	Gl	Ba	dM	Gr	Zi	Tu	Ru	Ap	Ep	Zo	Cr	div.
			100%						100%								
Hangende Sandsteinserie	51	0·12	70	1	×	4		25	7	26	54	12	×	×			
	50	0·40	87	×		×		13	3	39	50	7	1				
	49	0·18	93	×	×	×		7	4	38	51	6	1		×		
	48	0·24	89		×			11	6	33	47	11	3			×	
	53	0·15	31			×	65	4	×	××	××	×					
	52	0·18	78	×	×	1		20	7	19	66	5	3				An
3. Kalks.	45	0·24	93	3	×	×		3	××	××	××	×	××		×	×	
	42	0·27	98	××	×	×		1	××	×	××	×	×				
Quarzitserie	7	0·57	90	××	1	1		8	16	40	27	11	3	×	×	2	An
	1	0·39	26	×			70	4		×	××	×					
	2	0·06	98	1		×		1	×	×	×	×					
	4	0·09	97	1	×	×		1	×	×	×	×					
	5	0·03	91	1			1	7	×	××	×	×	×	×	×	×	An
	6	1·10	99	×				1				×	×				An
Liegende Sandsteinserie	10	0·17	82	2	1	1	3	11	7	12	68	3	6	3		×	Hb
	11	0·14	62	1	×	1		36	5	21	62	10	1	×		×	
	12	0·61	96	××		×		3	×	×	×		×	×	×	×	
	13	0·43	98	××	×	×		1	×	×	×		×			×	
	16	0·31	74	3		3		20	10	19	60	7	3	1			Si
	15	0·04	87	×		××		12	15	20	55	7	2		×		St
	17	0·07	79	1	×	1		39	10	38	33	13	4	×	1	×	
	18	0·15	54	6	1	8		31	6	26	58	8	1			×	St
	21	0·29	47	2		12	7	32	9	33	43	13	×	1		×	
	20o	2·08	98	×	×	1	×	×		×	×		×			×	Hb
	20m	0·14	49	1	1	3	37	9	19	11	45	12	10		1		An
	20u	0·06	61	3	1	5	16	14	16	18	50	10	6	×			St
	19	1·10	53	1	×	××	41	4	9	20	66	5				×	
	26	0·10	65	2	×	1		32	8	26	51	9	1				
	25	0·13	69	××		2		29	6	22	62	9	1			×	
	27o	0·88	73	4	2	11	×	10	24	10	45	6	14				St
	27u	0·37	71	1	×	12		16	13	26	49	9	3		×		
	28	0·02	98					2	×	××	××	×			×		
	29	0·82	73	2		7		18	18	16	27	3	36				

×× = selten (unter 1%) × = sehr selten (Einzelminerale) Abkürzungen siehe Text

Als wesentliche Beobachtung ist das fast ausschließliche Vorhandensein stabiler Minerale bemerkenswert, was in Flyschsedimenten üblich, hier aber hervorzuheben ist, da es sich um durchgehend flyschfremde Sedimente handelt. Es besteht eine starke Dominanz von Turmalin und Zirkon bei weitgehendem Zurücktreten von Rutil und Apatit und vor allem Granat, welcher nur in der liegenden Serie Werte über 10% erreicht. Die so erhaltenen Resultate stimmen genau mit den aus der Nordzone bekannten Werten von WOLETZ (1950, 1954) überein, z. T. bis in Einzelheiten (u. a. hoher opaker Gehalt in den kieseligen Sandsteinen und Quarziten, hier Quarzitserie, und hoher Gehalt an Apatit in der Nähe der Neokomkalkklippen nach WOLETZ in GÖTZINGER et al. 1954, Probe B 222, SW Sulz, S. 47). Es fiel auf, daß Epidot, welcher bei H 29 in Dünnschliffen festzustellen war, im Schwermineralspektrum nicht aufschien!

Eine Herkunft des Materials aus vorwiegend granitischem Kristallin und pegmatitischen Gesteinen (Turmalindominanz) ist auf Grund der Analysen generell feststellbar. Die Genese des Detritus wird, u. a. gestützt auf die SM-Befunde, im Kapitel „Ergebnisse der petrographischen Untersuchungen der Sandsteine" diskutiert. (S. 175).

Modalbestand und Gesteinskomponenten

(Tab. 3):

Die Ermittlung des Modalbestandes der gröberklastischen Lagen von Korngrößen von etwa 0·02 *mm* ∅ aufwärts wurde durch Integrationszählung in derselben Weise vorgenommen, wie bereits in FAUPL et al. (1970, S. 123) beschrieben wurde. Kalifeldspate wurden wie dort in Schliffen selektiv angefärbt, ebenso z. T. Karbonate in Anschliffen mit salzsaurer Alizarinrot-S-Lösung und p-Nitrobenzolazoresorcin-Lösung (MANN 1955 in G. MÜLLER, Teil I, S. 20).

Eine Übersicht des gesamten Mineralbestandes gröberklastischer Gesteine, aufgeschlüsselt in Matrix und Komponenten, findet sich in Tab. 3. Die Komponenten sind nach kristallinen und sedimentären Abkömmlingen aufgeteilt, wobei auch metamorphe Paragesteinsabkömmlinge unter „kristalline Komponenten" gereiht sind. Authigene (diagenetische) Bildungen, Biogene u. Ä. sind gesondert unter „restliche Komponenten" gezählt. Im Folgenden eine kurze Erläuterung:

1. Bindemittel

a) Kalkig (ka): Meist rekristallisiert, sparitisch, seltener dicht.

b) Tonig (to): Mikroskopisch nicht weiter auflösbarer Tonfilz.

c) Kieselig (ki): Quarzitische Matrix, sehr häufig mit Chalzedon-Sphaerolithen, füllt die Räume zwischen den Komponenten.

d) Glaukonitisch (gl): Nicht scharf vom restlichen Bindemittel abgrenzbare und dieses vertretende, grüne, kryptokristalline Masse (von detritären Glaukonitkörnern deutlich unterscheidbar).

e) Rest (Re): Nicht als Einzelkomponenten ansprechbare Partien von Glimmerzügen, opaker Substanz u. Ä.

2. Detritus

2 A. Kristalline Komponenten:

a) Quarz (Qu): Überwiegend Einzelquarze mit glatter, untergeordnet undulöser Auslöschung, daneben Quarzaggregate und gelängt metamorphe Quarze, selten Individuen mit Resorptionsschläuchen.

b) Kalknatronfeldspäte (Kf): Meist Mikrolin, selten pertitisch. Nicht häufig vorhanden und in erster Linie durch die Anfärbung erkennbar.

c) Plagioklas (Pl): Zwillingslammelierte Individuen und untergeordnet Albite mit echter Fülle. Da ein selektives Anfärben der Plagioklase nicht möglich war, ist mit etwas höheren als den angegebenen Prozentsätzen zu rechnen. Eher niedrige An-Gehalte bis etwa 30% können angenommen werden.

d) Schwermineralien (SM): In der Tabelle sind nur durchsichtige Schwerminerale ohne opake Körner berücksichtigt. Näheres siehe Kapitel: Schwerminerale.

e) Gesteinsbruchstücke kristalliner Herkunft (GB): Nur sehr untergeordnet sind in den vorherrschend feinkörnigen Sandsteinen Gesteinsbruchstücke erhalten u. zw. Quarzite in 26, 21, 18, 11 und 51, Quarzphyllite in 27o und 27u, Phyllitische Gesteine im Allg. in 27o, Glimmerschiefer in 19, daneben einige nicht näher einzustufende Komponenten.
Nur H 29 hat mit 5·3% am Gesamtgestein einen etwas höheren Anteil an kristallinen Gesteinsbruchstücken enthalten, wobei neben den bereits angeführten Quarziten und Phylliten Bruchstücke granitischer Gesteine vorherrschen.

f) Weitere kristalline Komponenten: Hauptsächlich Biotit (Bi) und Muskovit (Mu), Biotit in H 29 mit starken Erzausscheidungen und untergeordnet Chlorit (Cl).

Tab. 3: Integrationsanalysen der Klastika (Profil Passauerhof).
(Prozentsätze aufgerundet auf ganze Zahlen.)

Stratigr. Horizont.	H. Nr.	Bindemittel I.					kristalline Komponenten II.								Sedim. Komp. III.				restl. Komp. IV.					Summe			
		ka	to	ki	gl	Re	Qu	Kf	Pl	Bi	Mu	Cl	SM	GB	Ka	fK	TS	Ho	Gl	Op	Bg	?	iK	I	II	III	IV
Hangende Sst.-Serie	51	18	4	·	2		59	2	·				·	·	10	·	·	·	2	·	·	·		24	61	12	3
	50	42	1	9	·		25	·	·		·		·		13	·	·	3	2	·	1	·		52	27	17	4
	49	39	·	1	2	·	36	1	1		·		·	·	10			·	3	·	1	·	1	44	39	11	6
	48	34	·	1	3	1	37	·	·				·		14		·	·	4	·	·	·	·	40	39	15	6
	52	40				4	28	·		1			·		19			·	2	·	2	·		45	30	19	6
3. Kalk-serie	45	57					4		·				·		17		·		·	1	20	·		57	4	17	22
	42	71		·			5		·		·		·		14			·	·	2	5	·		71	6	15	8
Quarzit-Serie	1			59			16	1	·		·		·		1		18		·	·		1	2	59	17	19	5
	4		30	32			34	1					·						1	·		1		62	35	—	3
	5		13	52			26	2	·				·		5				1	·			·	64	29	5	2
Liegende Sandsteinserie	10	29	16	25			12	·		·	·		·		13	1	·		1	·	·	·		70	13	15	2
	11	6	16	·			52	2	·	·	·		·	·	13		4	·	4	·		·		22	55	18	5
	13	42		31			4		·		·		·		20					1	1	·		73	4	21	2
	16	2		21	1	·	65	·	·				·	·	2		·	·	4	·	·	2	·	24	66	3	7
	15	9	46	3	·		32	4	1				·						3	·	·	2		59	36	—	5
	17	26	5	23			26	2	·				·		12		3	·	2		·	·		54	29	15	2
	18	25					58	1	·				·	·	8	2	2		3		·	·		25	59	12	4
	21	44	5	·			34	2	·			·	·	·	5		3	1	3	·		·		50	37	9	4
	20o	45	22	1	·	1	12						·		8		·		2	1	6	·		70	13	8	9
	20m	61	10		·	·	11						·		8		·		2	·	5	·		72	12	8	8
	20u	62	1		·	·	14	·	·				·		12		1		3	·	4	1		64	15	13	8
	19	41		4		1	40	2	·				·	·	7			·	2	1	·	1		47	42	7	4
	26	21	2		·	·	49	2	·		·		·	·	15		·	·	4	2		2		25	52	16	7
	27o	8	10	·	3	·	60	2	·		1	·	·	2		1	3	·	7	·		·	·	21	65	5	9
	27u		13	1	8	·	60	1	·		·	·	·	·			·	·	12	·		·		23	63	1	13
	29	26					47	3	5	·	·		·	5	2	1	1	·	5	1	·			26	60	7	7

· = vorhanden (unter 0·5%)
Abkürzungen siehe Text

2 B. Sedimentäre Abkömmlinge:

a) Karbonatgesteine (Ka): Im Wesentlichen dichte oder sparitische Kalke, fossilführende Kalke (fK) sind auch in Kap. „Foraminiferen und Mikrofazies" näher erwähnt. Dolomit konnte untergeordnet in H 29 und 27 durch Anfärbung (siehe oben) ermittelt werden. Karbonatgesteine können z. T. auch als Resedimente der drei Kalkserien gedeutet werden.

b) Tone und Sandsteine (TS): Hier sind alle Feinklastika zusammengefaßt, sie können z. T. als Intraklaste gedeutet werden.

c) Hornsteine (Ho): Hier sind alle kieseligen Gesteine (+ Radiolarite) zusammengefaßt.

2 C. Restliche Komponenten:

a) Glaukonit (Gl): Hier sind die Glaukonit*körner* erfaßt zum Unterschied vom glaukonitisch beeinflußten Bindemittel.

b) Biogene (Bg): Ihnen ist Kapitel „Foraminiferen und Mikrofazies der Nordzone" gewidmet.

c) Kalkrhomboeder (iK): Idiomorphe Einzelkristalle (mit deutlichem Dichroismus-ähnlichem Effekt in polarisiertem Licht ohne Analysator), eventuell autigene Neubildung.

d) Erze, opakes Material (Op).

Petrographische Untersuchung der pelitischen Serien

G. Kittler

Tab. 4 a—d.

1. Allgemeines

Da die Mineralien der Mergel und Tone wegen ihrer geringen Korngröße nicht mehr optisch untersucht werden konnten, wurden diese Serien mit Hilfe der Röntgenographie und chemischer Analysen charakterisiert.

Der qualitative Mineralbestand wurde mit Hilfe der Röntgendiffraktometrie festgestellt, während der quantitative Mineralbestand aus den chemischen Analysen berechnet wurde.

2. Durchführung der Chemischen Analysen

Aus einem Salzsäureauszug wurde das Kalzium und Magnesium bestimmt. Es zeigte sich, daß dieser Ca-Wert mit dem Gesamtkalzium übereinstimmt. CO_2 wurde gasvolumetrisch bestimmt. Außerdem wurde in vielen Fällen eine Gesamtanalyse durchgeführt. Die Kieselsäure wurde als SiO_2 gravimetriert.

Aluminium, Eisen, Kalzium und Magnesium wurden komplexometrisch bestimmt. Titan und Mangan wurden colorimetriert. Die Alkalien wurden flammenphotometrisch bestimmt. Teilweise wurden auch Phosphor und der Gesamtschwefel bestimmt.

3. Berechnung des Mineralbestandes

Das Gesamtkalzium wurde auf Kalzit verrechnet; für Kalzit wurde fast das gesamte CO_2 verbraucht. Im Kalzit dürfte etwas Magnesium eingebaut sein, das mit dem Rest CO_2 verrechnet wird. Dolomit und Magnesit konnten röntgenographisch nicht gefunden werden. Der Na-Anteil wurde auf Albit verrechnet. Der meist sehr geringe Feldspatanteil stimmt mit dem röntgenographischen Bild überein.

In Spuren vorkommender Kali-Feldspat muß bei dieser Methode vernachlässigt werden. Das gesamte Kalium wurde auf Muskovit bzw. Illit verrechnet. Es war nicht möglich, den Biotit zu berücksichtigen.

Magnesium und Eisen wurden auf Chlorit verrechnet. Der Rest des Aluminiums brachte den Kaolinit. Der Kieselsäurerest ergab den Quarz.

Der errechnete Mineralbestand ist natürlich mit einem gewissen Fehler behaftet, da bestimmte Mineralien nicht, oder nur teilweise berücksichtigt werden konnten. Man kann aber aus diesen berechneten Werten eine Aussage über den kalkigen Anteil,

Tab. 4: Chemische Analysen aus Peliten der Wolfpassinger Schichten

4 a) Vollanalysen:

Probe Nr.	204	205
SiO_2	72·5	73·2
TiO_2	0·3	0·4
Al_2O_3	6·3	11·2
Fe_2O_3	2·4	3·8
MnO	0·1	0·1
MgO	0·3	0·9
CaO	5·5	0·4
Na_2O	0·1	0·2
K_2O	1·4	2·0
P_2O_5	Sp.	0·3
H_2O	6·7	8·1
CO_2	4·1	—
	99·7	99·6

4 b) Quantitativer Mineralbestand in Mol.-Gew.-%:

Probe	204	205
Albit	0·7	1·9
Illit	15·6	20·0
Chlorit	2·4	6·5
Kaolinit	6·9	16·6
Ilmenit	0·5	0·8
Hämatit	1·3	2·1
Quarz	61·0	52·1
Kalzit	11·6	—
	100·0	100·0

4 c) Kalzitgehalte:

Probe Nr.	$CaCO_3$
200	3·6%
204	11·6%
206	6·1%

4 d) Röntgenographisch ermittelter Mineralbestand:

Probe Nr.	Qu	Il	Ka	Chlo	Kalz	Fsp	Glau	Hybio	Sid
200	HM	HM	NM	—	NM	+	—	+	—
201	HM	HM	NM	+	—	+	+	—	—
202	HM	HM	NM	+	—	+	+	+	—
203	HM	HM	NM	—	—	+	+	—	—
204	HM	HM	+	+	NM	+	+	—	—
205	HM	NM	NM	+	—	+	+	—	—
206	HM	NM	+	+	NM	+	+	+	—

Proben 204, 205: Untere Ton-Sandsteinserie
Proben 201, 202, 203: Quarzitführende Serie
Proben 200, 206: Obere Ton-Sandsteinserie

den kieseligen Anteil und den tonigen Anteil machen. Der, bei einigen Proben auftretende, relativ hohe Phosphorgehalt ist eventuell auf kleine Fischgrätenteile zurückzuführen.

Temperversuche und Differenzialthermoanalysen ergaben Wasserabgaben zwischen 120 und 150 . Dieses Wasser kann weder als Probenfeuchtigkeit, noch als im Kristallgitter gebundenes Wasser bezeichnet werden. Es handelt sich um locker an Tonmineralien und Eisengeele gebundenes Wasser. Das 3-wertige Eisen ist nicht in Hämatit, sondern in schwer definierbaren Eisengeelen und Eisenhydroxiden enthalten. Bei der Verrechnung der Analysen mußte daher das von der Norm abweichende Wasser unberücksichtigt bleiben.

4. Röntgenographische Methoden

Alle Ton- und Mergelproben wurden röntgenographisch untersucht. Mit Hilfe der Diffraktometeraufnahmen konnte nachgewiesen werden, daß die Mergel praktisch dolimitfrei sind. Das im Salzsäureauszug bestimmte Magnesium stammt daher aus einem durch Salzsäure spaltbaren Chlorit. Etwas Magnesium ist auch im Kalzit eingebaut. Die Röntgendiffraktometrie ist die beste Methode zur Bestimmung von Tonmineralien. Eine Bestimmung der Schwermineralien war wegen der geringen Korngröße nicht möglich.

5. Ergebnisse

Die Ergebnisse sind in Tab. 4 zusammenfassend dargestellt. Es handelt sich im Wesentlichen um mergelige Tone (Untere und Obere Ton-Sandsteinserie) mit bis 10% Kalzit und um reine Tone (völlig kalkfreie Proben in der quarzitführenden Serie).

Der Kaolinit dürfte detritär eingeschwemmt worden sein. Die Tone und die leicht mergeligen Tone konnten mineralogisch gut erfaßt werden, über ihre Entstehung und über die Entstehungsbedingungen können aber mit den heutigen Methoden keine genauen Angaben gemacht werden.

Vergleiche mit den von W. Schnabel durchgeführten Untersuchungen in den Sandsteinen ergaben einen Zusammenhang zwischen dem Bindemittel dieser gröberen Anteile und den Tonen. Wird das Bindemittel toniger, so konnte auch in der benachbarten Tonschicht ein Ansteigen des Tonmineralgehaltes festgestellt werden.

Foraminiferen und Mikrofazies der Nordzone

A. Papp

Taf. 1—4

Isolierte Foraminiferen von Station A 28

(Taf. 1, Fig. 1—14, Taf. 2, Fig. 1, 2):

Ähnlich wie in den Gesteinsschliffen der Arenite, besteht der Rückstand der Probe von Station A 28 aus feinem Material mit Korngrößen bis 0·2 *mm*. Dem entsprechend sind die Fossilien sehr kleinwüchsig und nur im Rückstand des Siebes von 0·06 *mm* enthalten. Die Foraminiferen sind stark rekristallisiert, in den meisten Fällen wurde die gesamte Schalensubstanz umgewandelt.

Der Erhaltungszustand und die Kleinwüchsigkeit der Fauna erschwert jede artliche Bestimmung. In manchen Fällen bleibt auch die generische Zuordnung diskutabel. Eine Beschreibung dieser Fauna ist durch die besonderen Verhältnisse der Fossilführung in der Nordzone vertretbar.

1. Die Foraminiferenfauna von Station A 28 ist das reichste Vorkommen isolierter Foraminiferen, das bisher aus der Nordzone bekannt wurde.

2. Das Material isolierter Foraminiferen bildet die Grundlage für die Beurteilung der nur in Schnittebenen beobachtbaren Foraminiferen aus Gesteinsschliffen.

Ammodiscus sp. aff. *siliceus* Terquem
Textulariidae indet.
Gaudryina sp.
Marssonella sp.
Miliolidae indet ? *Quinqueloculina* sp. (rekristallisierte Internteile)
Dentalina sp. ex gr. *Dentalina communis* d'Orb.
Dentalina linearis Roemer
Lagena sp.
Bolivina sp.
Valvulineria sp. ? *Valvulineria loetterlei* Tappan
Gavelinella sp. ? *Gavelinella reussi* Khan
Trocholina paucigranulata Moullade
Spirillina minima Schacko
Patellina sp.
Patellina subcretacea Cushm. & Alex.
Conorotalites aptiensis Bettenst.
Globigerina sp.
Hedbergella aff. *infracretacea* (Glaessner)
Hedbergella aff. *planispira* Loeblich & Tappan
Discorbis sp.
Spiculae von *Alcyonaria*
Skelettelemente von *Asterozoa*.

Bemerkungen zu den einzelnen Arten

Unter *Textulariidae* indet. werden kleine rekristallisierte Gehäuse mit zweizeiliger Anordnung der Kammern zusammengefaßt.

Die *Lagenidae* bzw. *Nodosariacea* sind nur durch wenige Typen vertreten. Die in der Unterkreide dominierenden Arten von *Astacolus*, *Lenticulina* u. a. wurden nicht beobachtet. *Dentalina*, ähnlich der zeitlich weit verbreiteten Art *D. communis* D'Orb. sind sehr klein, ebenso eine zweite Art mit schlankeren und längeren Kammern ähnlich *Dentalina linearis* Roemer. Lagena ist durch eine kleine schlanke, schmale Art vertreten.

Bolivina sp. hat gewisse Ähnlichkeit mit *B. textularoides* Reuss.

Valvulineria sp. kann vielleicht mit *V. loetterlei* Tappan in Verbindung gebracht werden.

Trocholina paucigranulata MOULLADE und *Spirillina minima* SCHACKO sind kleinwüchsig, aber typisch.

Patellinen sind mit zwei Formen vertreten, wobei die größere am ehesten der *P. subcretacea* CUSHM. & ALEX. entspricht.

Bemerkenswert ist das Vorkommen planktonischer Foraminiferen. Globigerinen sind durch Formen vertreten, die im letzten Umgang 4 Kammern zeigen und eine gewisse Ähnlichkeit mit *Hedbergella sigali* MOULLADE haben.

Typische kleine Hedbergellen sind im Material der Probe A 28 die häufigsten Fossilien. Die Gehäuse sind klein (selten über 0·2 *mm*), wobei zwei Formen unterscheidbar sind. Kleinere zierliche Formen mit rundlichen Kammern, die deutlich voneinander getrennt sind. Die Gehäuse sind sehr niedrig. Wir bezeichnen derartige Formen als *Hedbergella* cf. *planispira* (LOEBLICH & TAPPAN).

Die zweite Form hat etwas enger stehende Kammern, die Gehäuse sind in der Seitenansicht höher als jene von *H. planispira*. Wir rechnen derartige Gehäuse in die Gruppe der *Hedbergella* cf. *infracretacea* (GLAESSNER).

Das Plankton aus Probe A 28 ist zwar keine repräsentative Vollfauna, doch das massive Auftreten von Hedbergellen vom Typus der *H. infracretacea* und *H. planispira* spricht für den Zeitbereich von Apt — unteres Alb.

Bemerkenswert im Material der Probe A 28 ist das häufige Vorkommen von *Spiculae*, die auf *Alcyonaria* bezogen werden können.

Mikrofazies

Bei der Beschreibung und biostratigraphischen Auswertung der Gesteinsschliffe aus dem Profil Nordzone Passauerhof wurden folgende Gesteinstypen unterschieden:

1. Mikrite mit rekristallisierten Radiolarien.

Die Radiolarien sind nicht mehr in ihrer Primärstruktur erhalten, sondern vollständig durch spatigen Calzit ersetzt. Nur selten sind Spuren der primären Sphäre erkennbar. Verschiedentlich sind Reste, die als Sklerite von Spongien gedeutet werden, erkennbar. Andere Organismenreste wurden nicht beobachtet.

Zu diesen Vorkommen werden Schliffe folgender Handstücke gerechnet (H-Proben): 35, 36, wahrscheinlich Rollstücke aus dem Bereich der Proben 37, 38, Probe 40, 41, 46, 47, 51 und aus dem am weitesten NO gelegenen Profilabschnitt Probe 57.

2. Kalkarenite, teilweise rekristallisiert mit organogenen Strukturen.

Als Arenit bezeichnen wir hier Kalksandsteine, deren Komponenten gerundet sind und deren Bindemittel mehr oder weniger rekristallisiert ist. Diese Arenite zeigen im ganzen Profil eine relativ große Ähnlichkeit, die Komponenten haben einen Durchmesser von $\pm 0{\cdot}2$ *mm*. Die erkennbaren Fossilien sind relativ klein, organogene Strukturen sind aber häufig.

Zu diesem Vorkommen werden die Schliffe folgender Handstücke gerechnet (H-Proben): 6, 9, 10, 30, 31, 37, 42, 45, 47, 52 und aus dem am weitesten im NO gelegenen Profilabschnitt Probe 55.

3. Sandsteine mit Glaukonit.

Als Sandsteine bezeichnen wir Gesteine mit einem hohen Gehalt von Quarz, die Komponenten sind kantig, in den meisten Fällen sind Glaukonitkörner beobachtbar. Das Bindemittel hat oft die Tendenz zur Rekristallisation, Fossilien sind in einzelnen Vorkommen beobachtbar.

Derartige Vorkommen überwiegen im NO Teil des Profils unter den Probennummern (H-Proben) 1—29 (= Sandsteinserie und Quarzitserie), sie treten im übrigen Teil des Profils etwas zurück.

Die Fazies erlaubt folgende Interpretation.

1. Die Mikrite stellen die ruhigste Sedimentation dar, die gleichzeitig den geringsten Einfluß terrigener Komponenten erkennen läßt.

2. Die Kalkarenite zeigen durch die Fraktionierung der Komponenten einen Transport.

3. Die Sandsteine mit Glaukonit lassen auf Transport des Materials schließen, wobei die Resistenz des Materials dieser Sandsteine größer ist als jenes der Kalkarenite.

Fossilführung

(Taf. 2, Fig. 3—5, Taf. 4, Fig. 4):

Obwohl organische Strukturen im Schliffmaterial häufiger zu beobachten sind, ist ihre Determination nicht mit der für systematische Belange erforderlichen Präzision durchführbar. Die Bearbeitung isolierten Materials aus der Probe A 28 gibt einige Hinweise, in anderen Fällen kann nur eine gewisse Typisierung erfolgen. Trotzdem bleibt die Auswertung von Gesteinsschliffen eine Arbeitstechnik zur Bereicherung der Dokumentation.

Das wesentlichste Faunenelement, das auch eine stratigraphische Aussage ermöglicht, sind planktonische Foraminiferen. Neben Formen, die den Habitus von Globigerinen zeigen, hohe rundliche Kammergefüge in senkrechten Schnitten, sind die planspiral angeordneten Kammern von Hedbergellen sowohl in senkrechten wie auch in waagrechten Schnitten sehr bezeichnend. Sie wurden in zwei Probengruppen beobachtet:

1. Im nordöstlichen Teil des Profils: H-Proben Nr. 56, 10, 20, 22.

2. Im südlichen Profilabschnitt: H-Proben Nr. 49, 50, 52. In diesem Bereich liegt auch die Probe A 28 mit isoliertem Material. Die Probe 49 zeigt neben Hedbergellen einfache Formen von *Ticinella* sp. und dürfte jünger sein als die unter 1 genannte Gruppe von Proben.

Besonders in Areniten sind Fossilien nicht selten. Hier ist zu bemerken, daß in einzelnen Proben planktonische Foraminiferen nicht beobachtet wurden. Der Formenbestand der Proben 30 und 31 zeigt z. B. folgendes Bild:

Glomospira sp.
Ammodiscus sp.
Textulariidae indet.
Ammobaculoides sp.
Trochammina sp.
Bigenerina sp.
Discorbis sp.
Gavellinella sp.
Nodosaria sp.

Der Nord—Süd verlaufende Profilabschnitt würde nach diesen Daten in 3 Faziesbereiche gliederbar sein:

1. Sandsteine und Kalkarenite ohne planktonische Foraminiferen.

2. Kalkarenite, Mikrite mit Radiolarien, untergeordnet Sandsteine.

3. Planktonische Foraminiferen.

Nach Interpretation dieser Daten dürfte einiges dafür sprechen, daß der nördlichste Teil des Profils auch der älteste ist und den Grenzbereich Barrêmien-Aptien umfaßt. Der Mittelteil würde das Apt mit Hedbergellen umfassen, der oberste Teil bereits den Zeitbereich Aptien-Albien.

Bemerkungen zur Mikrofazies der Kalke im Steinbruch bei der „Dopplerhütte"

(Taf. 3, Fig. 1—7, Taf. 4, Fig. 1—3, 5):

Ein aufgelassener Steinbruch knapp unterhalb der „Dopplerhütte" an der Straße Königstetten—Hainbach etwa 12 *km* westlich Stift Klosterneuburg kann als einer der bekanntesten Aufschlüsse in der Nordzone gelten. In diesem Aufschluß sind gebankte Kalke in mehrere enge Spitzfalten gelegt, die einen deutlichen Eindruck tektonischer Beanspruchung geben (vgl. PREY 1968, BERTLE 1970).

Die Schliffe aus diesem Steinbruch zeigen feinkörnige Arenite (Korngröße im Durchschnitt 0·2 *mm*), das Zwischenmittel ist mehr oder weniger rekristallisiert, wodurch stellenweise Sparite vorherrschen. Organische Strukturen sind nicht selten. In den Schliffen sind folgende Genera deutlicher erkennbar:

Ammodiscus sp. cf. *siliceus* TERQUEM
Glomospira div. sp.
Textulariidae indet.
Gaudryinella sp.
Bigenerina sp.
Marssonella sp.
? Goesella sp.
? Coscinolina sp
Ammobaculoides sp.
Bolivina sp.
Epistomina sp.
? Discorbis sp.

Bemerkenswert ist das Fehlen von *Hedbergella* bzw. planktonischer Foraminiferen. Die Fauna hat somit die größte Ähnlichkeit zu jenen Proben, die im nördlichsten Teil des Profiles vom Passauerhof beobachtet werden.

Das Fehlen von *Hedbergella* spricht nach unserem Ermessen für eine Altersstellung im unmittelbar Liegenden des Aptien.

Agglutinierende Foraminiferen

W. GRÜN

Die Untersuchung der agglutinierenden Foraminiferen erbrachte keine zufriedenstellenden Ergebnisse. Von den 33 Proben waren nur 11 fossilführend, wobei auch diese meist nur uncharakteristische Radiolarien enthielten. Lediglich in 2 Proben konnte eine nennenswerte Sandschalerfauna gefunden werden. Und zwar:

Probe A 9:

Tubulare Formen sh
Saccammina placenta (GRZYB.) s
Hippocrepina depressa VASICEK s
Ammodiscus injimus BORNEMANN ss
Glomospira irregularis (GRZYB.) ss
Recurvoides imperfectus HANZLIKOVA s
Recurvoides aff. *contortus* EARLAND h
Plectorecurvoides sp. ss
Trochammina vocontiana MOULLADE s

Probe A 4:

Tubulare Formen s
Saccammina placenta (GRZYB) ss
Glomospira charoides (J. & P.) ss
Recurvoides aff. *contortus* EARLAND s
Plectorecurvoides irregularis GEROCH s
Plectorecurvoides cf. *alternans* NOTH ss
Trochammina vocontiana MOULLADE s
Trochammina ? sp. 1 GEROCH 1960 h

Eine stratigraphische Auswertung dieser beiden Faunen ist problematisch. So kann auch die von S. GEROCH (1966) aufgestellte Zonengliederung hier nur mit gewissem Vorbehalt angewendet werden, weil unsere beiden Faunen in ihrer Zusammensetzung und Ausbildung wesentliche Charakteristika der von GEROCH aus den polnischen Karpaten beschriebenen Faunen vermissen lassen. Dennoch ist eine ungefähre Einstufung in die obere Unterkreide möglich, wenn auch eine Einstufung in das Albien (nach *Recurvoides imperfectus*, GEROCH 1966, S. 428) auf Grund anderer Untersuchungen (Nannofossilien, Palynologie) kaum in Frage kommt. Sehr wahrscheinlich dürfte demnach oberes Aptien sein.

Die Nannofossilien aus der Nordzone

G. LAUER

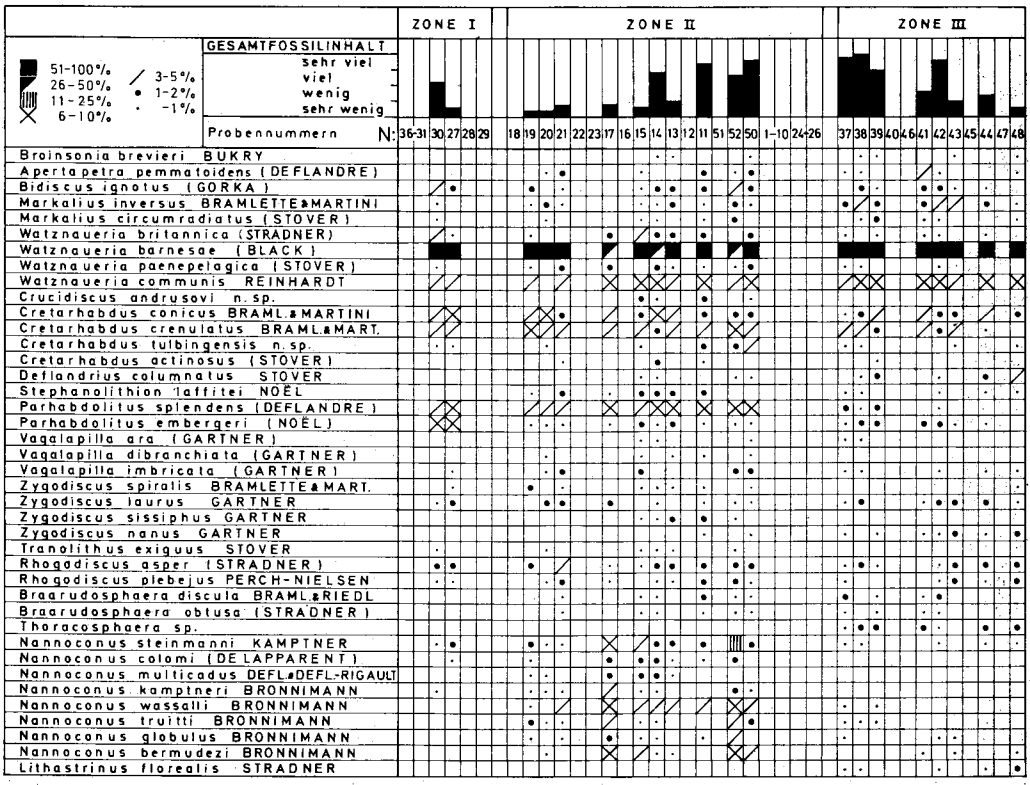
Tab. 5

Aus einer Gesamtzahl von 52 aus Straßenaufschlüssen entnommenen Proben, erwiesen sich 21 als nannofossilführend. Wie ein Test am Raster-Elektronenmikroskop zeigte, ist das Material stark rekristallisiert und so für elektronenmikroskopische Untersuchungen nicht geeignet. Im Lichtmikroskop ist der Erhaltungszustand jedoch absolut ausreichend, sodaß keine Schwierigkeit für eine detaillierte Bearbeitung besteht. Die Aufbereitung und Präparation wurde nach STRADNER & PAPP (1961), unter Anwendung von Ultraschallreinigung durchgeführt. Für die Untersuchung und Dokumentation kamen Methoden und Geräte zur Anwendung, wie sie anläßlich der Schrift über die Nannofossilien vom Steinbruch Sievering (FAUPL et al. 1970) beschrieben wurden. Zur Auffindung repräsentativer Werte der quantitativen Florenzusammensetzung wurden jeweils 1000 Exemplare ausgezählt, mit Ausnahme der Proben 19 und 20, wo nur die Erfassung von 200 möglich war. Die Ergebnisse wurden dann in Prozent des Gesamtinhaltes zur Darstellung gebracht (siehe Tab.5).

Für die Erwägung der Alterseinstufung sind in erster Linie die Nannoconen von augenfälliger Bedeutung. Insbesondere *Nannoconus wasalli* BRÖNNIMANN und *Nannoconus truitti* BRÖNNIMANN deuten nach BRÖNNIMANN (1955) auf den Zeitraum Apt-Alb, wozu auch der zusätzliche Artenreichtum dieses Genus als charakteristisch für diesen Zeitraum betrachtet werden darf. Auf Grund der quantitativen Auswertung der Einzelfloren zeigt sich jedoch in der Schichtfolge eine deutliche Veränderung, die sich auch in 3 deutliche Gruppen gliedern läßt. Damit ist es auch erwiesen, daß zwischen die höchste und die tiefste Probe des untersuchten Profils ein geologisch erkennbarer Zeitraum zu legen ist, der zweifellos auch gewisse Milieuänderungen eingeschlossen hat.

Zone I, der tiefste Anteil, ist besonders durch den Reichtum an *Parhabdolithus embergeri* (NOEL) und die Absenz aller höher entwickelten Nannoconen charakterisiert. Inwieweit dieser negative Aspekt einen Altershinweis ermöglicht, ist nicht ganz sicher, da hier immer auch marinökologische Faktoren von Einfluß sein können. Da jedoch *Nannoconus steinmanni* KAMPTNER und *Nannoconus colomi* (DE LAPPARENT) die entsprechenden Verhältnisse durch ihre Existenz anzeigen, liegt die Annahme immerhin nahe, daß wir uns hier tiefer als Apt, also naheliegender Weise im höchsten Neokom befinden.

Zone II zeigt neben einem besonders deutlichen Schwerpunkt in den Nannoconen — nunmehr mit den höheren Arten — auch einen erheblichen Zuwachs des Artenreichtums der Coccolithen. Hervorzuheben ist das Einsetzen der Form *Deflandrius columnatus* STOVER im mittleren Teil der Einheit, ein Typ, der bisher vielerorts erst ab dem Alb beschrieben wurde. Weiterhin ist die Zone noch durch das Auftreten der charakteristischen Formen *Zygodiscus sisiphus* BUKRY und *Crucidiscus andrusovi* n. sp. zu definieren und von den höheren und tieferen Assoziationen unterscheidbar.



Tab. 5: Die artliche Verbreitung von Nannofossilien in den Sedimenten der „Nordzone".

Altersmäßig könnten die Sedimente dieser Zone somit wohl in das Alb hineinreichen, sie dürften jedoch zumindest größtenteils noch den Zeitraum des Apt repräsentieren.

In Zone III ist wiederum ein Rückgang des Artenreichtums zu bemerken, der ganz besonders die Nannoconen betrifft. Auch das Verschwinden, der vorher mengenmäßig sehr starken Form *Parhabdolithus splendens* (DEFLANDRE) gegen das Hangende hin kann als Charakteristikum erwähnt werden. Das Schwergewicht der Flora liegt hier stärker als zuvor im Genus *Watznaueria* REINHARDT. Für die Altersbestimmung könnte neben der zunehmenden Bedeutung von *Deflandrius columnatus* STOVER noch das Einsetzen von *Lithastrinus florealis* STRADNER und der fraglichen Fragmente von *Thoracosphaera* sp. von Bedeutung sein. Zumindest deutet dies auf eine deutliche Differenz zur Zone II, sodaß dieser höchste Anteil der aufgeschlossenen Schichtfolge mit hoher Wahrscheinlichkeit schon in das Alb zu stellen ist.

Wir sehen somit ein Profil der Wolfpassinger Schichten vor uns, das vom höchsten Neokom bis ins untere Alb (?) zu reichen scheint. Leider war es nicht möglich, den gesamten Schichtumfang dieser Strate zu erfassen, wie auch die Zonengliederung offensichtlich durch die Aufschlußlücken zwischen ihnen betont erscheint. Unter Voraussetzung gewisser milieubedingter Veränderungen, scheint hier jedoch mit Hilfe der Nannofossilien ein Anhaltspunkt für einen Stratotyp der Wolfpassinger Schichten gegeben. Über die Bedeutung dieser nur lokal verbreiteten Schichtglieder hinaus, ist ein relativ geschlossenes Profil durch den Zeitraum Neokom — ? Alb gegeben, der für die Evolution der kalkigen Nannofossilien sehr bedeutend ist. Somit kann das Profil vom Tulbingerkogel auch als Beitrag zur Nannostratigraphie der Unterkreide gelten.

Ergebnisse der palynologischen Untersuchungen

O. Čorna

Abb. 9—11, Taf. 7—22

Eine ausführlichere Darlegung der Palynologischen Untersuchungen befindet sich mit der erforderlichen Bilddokumentation im Abschnitt 3. An dieser Stelle mögen nur die stratigraphischen Ergebnisse kurz zusammengefaßt werden.

Für das Profil an der Forststraße nördlich des Passauerhofes im Westen des Tulbinger Kogels sind folgende Punkte für die Altersbestimmung von Bedeutung:

1. Sporen: Ähnlich wie in anderen Gebieten Europas (Bolchovitina 1953, 1956 und 1968, Couper 1958, Baltes 1967, Brelie 1964) halten wir das Vorkommen von *Gleicheniaceae* typisch für das Apt. Die Sporen von *Trubasporites* spielen im Apt eine bedeutende Rolle und nehmen im Unteralb ab (Couper 1958).

2. Pollen:

a) Die Pollen *Parvisaceites* und *Phyllocladidites* sind ebenfalls ein außergewöhnlich wichtiger Bestandteil des palynologischen Komplexes in den Apt-Sedimenten Englands (Couper 1958) und Kanadas (Pocock 1962).

b) *Eucommiidites minor* kommt ebenfalls in großer Menge in Apt-Sedimenten Portugals (Groot & Groot 1962) und Englands (Couper 1958) vor.

3. Mikroplankton:

a) *Gonyaulacysta orthoceras, Apteodinium granulatum, Ascodinium* sp. sind im Apt Westdeutschlands ebenfalls außergewöhnlich wichtig (Eisenack 1958).

b) *Odontochitina perculata, Fromea amphora* sind im Unterapt bis Mittelalb Englands reichlich vertreten (Cookson & Hughes 1964).

II. Die Unterkreide im Halterbachtal bei der Rieglerhütte

Allgemeines

W. Grün

Abb. 6

Die vorliegende Arbeit stellt die Fortsetzung der in meiner Dissertation (1967) begonnenen Bearbeitung des bisher ins Eozän eingestuften südlichen Streifens Gablitzer Schichten im Wienerwald dar (siehe Abb. 1). Im Zuge der Erdarbeiten an der Autobahn—Westeinfahrt Wien wurde diese Zone in ihrer Gänze durch einen tiefen Einschnitt südlich des Bartberges (S-Wienerwald-Stausee) freigelegt (Abb. 6). Vom Süden aus der Hauptklippenzone kommend, quert die Trasse im Bereich des Talüberganges Wolfsgraben Sieveringer Schichten. Unmittelbar darauf folgt eine Serie tektonisch stark gestörter, meist dünn gebankter Schichten, bestehend aus dunklen, feinkörnigen Kalksandsteinen, dunkelgrauen Kalkmergeln und schwarzen, grauen, rötlichen sowie grünlichen Tonschiefern bis Mergeln. Daneben treten noch dichte, weiße bis mittelgraue Mergelkalke bis Kalkmergel, hellgraue bis hellgelbliche mikritische Kalke mit runden bis länglichen Flecken auf, die bisweilen an Aptychenkalke erinnern. Vereinzelte, durch die Tektonik in 10—15 *m* lange Linsen zerscherte, über 2 *m* mächtige, mittel- bis grobkörnige, helle Sandsteinbänke runden das lithologische Bild ab.

Nach den bisherigen Erkenntnissen (vgl. Geologische Karte der Umgebung von Wien, 1952) wären hier eozäne Gablitzer Schichten zu erwarten gewesen. Die aus 14 Proben erschlämmten Mikrofaunen erbrachten jedoch keinen Hinweis auf eozänes Alter. Sie sprachen vielmehr durch ihre charakteristischen Sandschalerassoziationen, durch ihre geringe Arten- und Individuenzahl, sowie durch das Dominieren pyritisierter Radiolarien für höhere Unterkreide. Die Untersuchung auf Nannofossilien verlief in allen 14 Proben negativ.

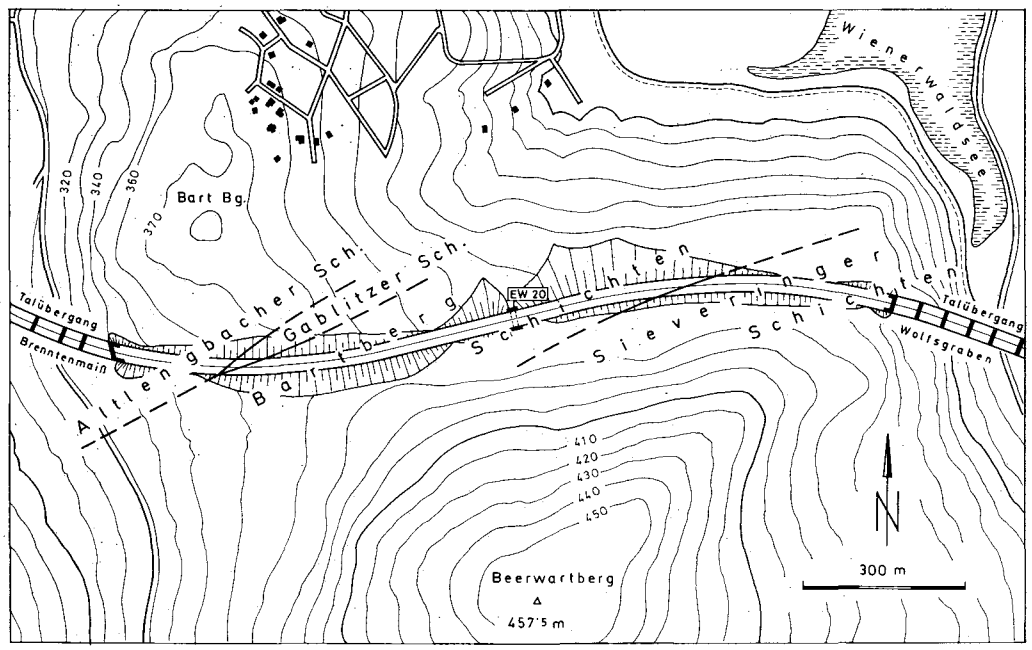


Abb. 6: Die Lage des Autobahneinschnittes südlich des Bartberges.

Bereits 1961 berichtete F. Brix (S. 92) über den Fund einer „neokomen" Nannoflora mit *Nannoconus steinmanni* Kamptner, *Nannoconus* cf. *bucheri* Bramlette, *Discolithus rugosus* Noel und *Braarudosphaera discula* Bram. & Riedel. Die Proben wurden aus dem Ufer des Halterbaches, SW Dahaberg, zirka 150 *m* SE Rieglerhütte (Brix Aufschluß Nr. 140) entnommen — nach der Geologischen Karte der Umgebung von Wien ebenfalls im Bereich der Gablitzer Schichten bzw. Bunten Schiefer des Eozäns gelegen.

Von H. Stradner erhielt ich 1967 Mitteilung von einem weiteren Fund unterkretazischer Nannofossilien aus den, die Fortsetzung des südlichen Gablitzer Zuges nördlich der Donau bildenden Bunten Schiefern des Magdalenengrabens (Bisamberg).

Alle diese Beobachtungen zeigten, daß der südliche Gablitzer Zug in Wirklichkeit eine Aufbruchs- oder Aufschiebungszone darstellt, in der die unterkretazische Basis der oberkretazischen Flyschschichtfolgen zu Tage tritt. Demnach wäre die auf der Geologischen Karte der Umgebung von Wien eingetragene Alttertiärmulde des südlichen Gablitzer Zuges zu streichen, wie das S. Prey bereits 1965 (S. 109), auf Grund eigener Unterkreide-Funde in dieser Zone, forderte. Einige Nummulitenfunde in diesem Bereich (G. Götzinger 1954, S. 62) geben jedoch zu der Vermutung Anlaß, daß sporadisch auf den Nordrand des südlichen „Gablitzer Zuges" beschränkt, paläogene Sedimente auftreten können. Auch in dem Autobahn-Einschnitt südlich Bartberg konnten diese Paläogen-Anteile mit *Marthasterites tribrachiatus*, *Discoaster binodosus*, *Discoaster diastypus* und *Coccolithus macellus* nachgewiesen werden.

Deshalb sei vorgeschlagen, die paläogenen Sedimente des nördlichen Gablitzer Zuges und die sporadisch am Nordrand des südlichen Gablitzer Zuges auftretenden Sedimente weiterhin Gablitzer Schichten zu benennen. Für die Sedimente der höheren Unterkreide im Bereich des südlichen Gablitzer Zuges (inklusive Bunte Schiefer) führen wir die Bezeichnung Bartbergschichten ein, wobei uns bewußt ist, daß eine verbindliche Benennung von der Geologischen Bundesanstalt durch Festlegung einer „Typlokalität" erfolgen muß.

Die Bearbeitung der Bartbergschichten im Rahmen meiner Dissertation hat zwangsläufig mehr Fragen aufgeworfen als beantwortet. So war die stratigraphische Einstufung, die lediglich auf agglutinierenden Foraminiferen und Radiolarien, sowie auf lithologischen Ähnlichkeiten mit den bayerischen Tristelschichten basierte, unbefriedigend. Auch konnte die tektonische Stellung nur insoweit geklärt werden, als die Bartbergschichten tektonisch getrennt zwischen wesentlich jüngeren Sedimenten liegen — Sieveringer Schichten im Süden und Gablitzer Schichten im Norden. Lithofazielle und sedimentologische Untersuchungen waren geplant, konnten aber nicht mehr durchgeführt werden. Paläogeographische Aussagen konnten gleichwohl nicht gemacht werden.

Es lag daher nahe, diese Fragestellungen in der Arbeitsgemeinschaft Wienerwaldflysch erneut aufzugreifen und die Bartbergschichten an Hand eines geeigneten Profiles — die Autobahn-Aufschlüsse waren zu diesem Zeitpunkt nicht mehr zugänglich — einer eingehenderen stratigraphisch-sedimentologischen Bearbeitung zuzuführen.

Auf Grund von Übersichtsbegehungen wurde das Profil im Halterbachtal gewählt, weil es die vergleichsweise besten Aufschlüsse in den Bartbergschichten, sowie in den nördlich angrenzenden Kahlenberger Schichten und den im Süden folgenden Sieveringer Schichten aufwies.

Der Rahmen der Bartbergschichten im Halterbachtal

G. Lauer und W. Schnabel

Abb. 7, Tab. 6

Zum Unterschied von dem beschriebenen Barrême-Apt Profil aus der Umgebung Tulbingerkogel, dessen tektonisch Liegendes und Hangendes in den untersuchten Aufschlüssen nicht aufscheint, boten die Aufgrabungen der Wildbachverbauung und einer Forststraße bzw. die bekannten Steinbrüche im Haltertal gute Einblicke in den tektonischen Rahmen des Alb-Profiles der Bartbergschichten. Es kam uns in erster Linie darauf an, mit den gefundenen Altersangaben eine Zugehörigkeit zum Alb-Profil auszuschließen, da aber dabei viel Informationsmaterial anfiel, sei dies hier in einem gesonderten Kapitel festgehalten.

1. Die Kahlenberger Schichten

(Aufschlußgruppe I), G. Lauer

(Tab. 6):

50 *m* N der Rieglerhütte führt am Waldrand ein neuerbauter Forstweg entlang, an welchem dünnbankige Kalke und Kalksandsteine mit Mergelzwischenlagen in gestörter Lagerung mit angedeuteten Faltungen zu sehen waren. Die uneinheitliche Lagerung ist als Folge der nahen Überschiebung im S anzusehen.

Zwischen dieser Aufschlußgruppe I zur Aufschlußgruppe K, die den stratigraphisch tiefsten sichtbaren Teil der Bartbergschichten darstellt, liegen etwa 170 *m* Luftlinie ± normal zur Streichrichtung. Theoretisch könnten wohl neben tieferen Partien der Bartbergschichten und Kahlenberger Schichten noch andere Straten an der Überschiebung vorhanden sein (Götzinger 1954, S. 62: Nummulitenfunde!). Der Halterbach war zur Zeit der Aufnahme hier leider schon verbaut.

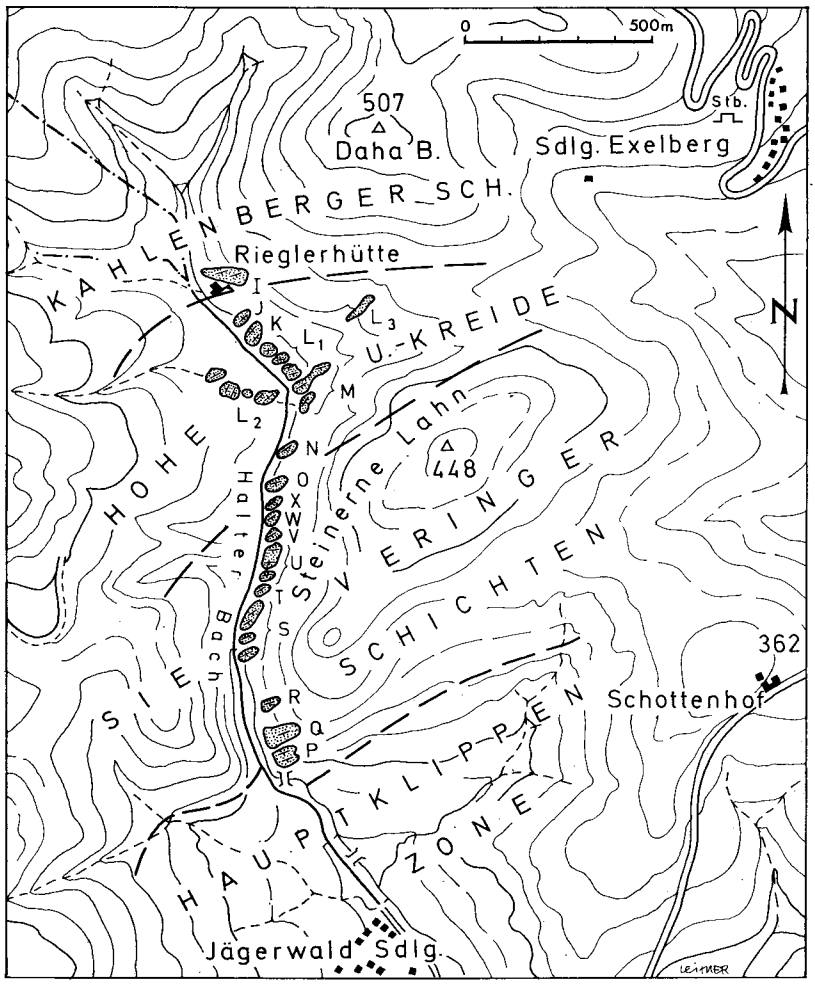


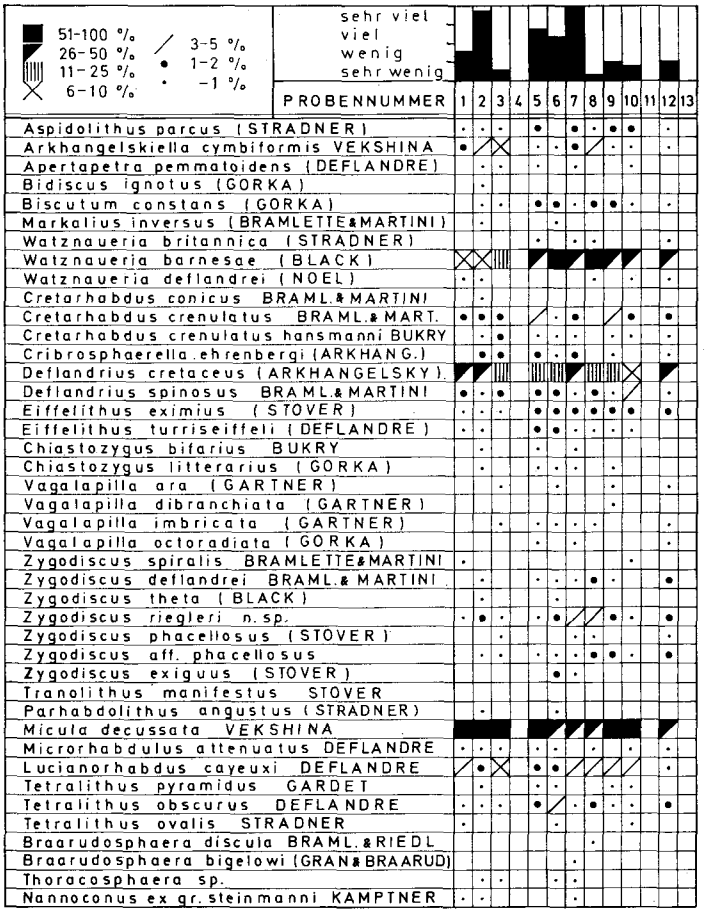
Abb. 7: Die Lage der wichtigsten Aufschlüsse im Halterbachtal.

Eine in einem Kalksandstein der Aufschlußgruppe I vorgenommene Schwermineralanalyse erbrachte nach W. SCHNABEL ein Resultat, welches sich deutlich von den Analysen der Bartbergschichten unterscheidet:

74%		Opak		
1%	{	Biotit		
	{	Chlorit		
1%		Glaukonit		
24%		Granat	18%	durchsichtige Minerale 100%
		Zirkon	34%	
		Turmalin	34%	
		Rutil	2%	
		Apatit	12%	

Den Beweis der Zugehörigkeit dieser Serie zu den Kahlenberger Schichten hat die reiche Nannoflora geliefert. Der Erhaltungszustand des Materials ist zwar nicht ausgezeichnet, jedoch als ausreichend zu bezeichnen, sodaß eine monographische Be-

Die NANNOFOSSILIEN von der RIEGLERHÜTTE



Tab. 6: Die artliche Verbreitung von Nannofossilien in Aufschlußgruppe I (Kahlenberger Schichten) hinter der Rieglerhütte.

arbeitung im Lichtmikroskop durchgeführt werden konnte. Ein Test mit dem Raster-Elektronenmikroskop ergab die Existenz von starker Rekristallisation, die eine elektronenmikroskopische Untersuchung ausschließt. Die Aufbereitung, Präparation und Ausarbeitung wurde in derselben Weise durchgeführt, die bereits anläßlich der Dokumentation des Materials vom Sieveringer Steinbruch beschrieben wurde (FAUPL et al. 1970).

In der aufgefundenen Flora befinden sich sämtliche signifikanten Formen der höheren Oberkreide. Besonders seien die folgenden Typen hervorgehoben, deren Auftreten nach allen vorhandenen Daten aus der Literatur erst im Campan anzunehmen ist:

Aspidolithus parcus (STRADNER)
Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA
Cretarhabdus crenulatus hausmanni BUKRY
Microrhabdulus attenuatus DEFLANDRE
Tetralithus pyramidus GARDET
„Tetralithus" obscurus DEFLANDRE

Besonders die charakteristische Form *Aspidolithus parcus* weist eindeutig auf campanes Alter, da sie schon im Maastricht nicht mehr bekannt ist. Die Angaben von „*Arkhangelskiella parca*" aus älteren Schichten als Campan (z. B. STOVER 1966) resultieren zweifellos aus einer falschen Definition dieser Paraspecies. Die Definition von *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA ist trotz einiger detaillierter elektronenmikroskopischer Untersuchungen in jüngster Zeit (NOEL 1969, BUKRY 1969) noch nicht völlig geklärt. Trotzdem ist mit gewisser Sicherheit anzunehmen, daß diese Form in vorliegender Fassung erst im höheren Teil des Campan auftritt. Ihre eigentliche Hauptverbreitung erreicht sie zweifellos erst im Maastricht, wie z. B. dem des Steinbruches Sievering bei Wien. Es bestehen jedoch ohne Zweifel noch gewisse Differenzen in der Struktur von *Arkhangelskiella cymbiformis* beim Vergleich mit den Typen aus den Sieveringer Schichten, die jedoch zur Zeit noch nicht eindeutig zu diagnostizieren sind.

Somit bleibt für den Aufschluß nördlich der Rieglerhütte campanes — wahrscheinlich obercampanes Alter anzunehmen. Wie die Darstellung der Florenzusammensetzung (Tab. 6) zeigt, bestehen keine wägbaren Unterschiede zwischen den einzelnen Proben. Es liegt demnach ein relativ kurzer Zeitabschnitt vor, der auch keine Veränderung ökologischer Natur beinhaltet, die für das Nannoplankton von Bedeutung wäre. Eine Tatsache, die auch aus der gleichmäßigen Lithologie und der verhältnismäßig geringen Mächtigkeit verständlich ist.

2. Die Sieveringer Schichten

(Aufschlußgruppe P—X), W. SCHNABEL.

Dem hangendsten sichtbaren Teil des Alb-Profiles (Aufschlußgruppe O) gegen S folgend, treffen wir nach etwa 30 *m* unaufgeschlossenen Bereiches im westlichen (orographisch rechten) Bachufer eine stark tektonisch gestörte Folge von feinkörnigen Kalksandsteinen und Kalken an (Aufschlußgruppe X) und nach weiteren 12 *m* eine Serie von größtenteils mächtigen, gebankten feinkörnigen Quarzsandsteinen (Aufschlußgruppe W). Alterseinstufungen, vor allem durch Nannofloren, ergeben Maastrichtalter, die weitere Verfolgung der Bachausbisse zeigt, daß wir uns bereits in den Sieveringer Schichten befinden, welche im Steinbruch am Taleingang des Haltertales klassisch schön erschlossen sind. Das Studium der ganzen Serie hat z. T. neue Ergebnisse sedimentologischer Natur über die Sieveringer Schichten erbracht. Es ist beabsichtigt, diese gesondert bekannt zu machen.

Profil- und Aufschlußbeschreibung

W. SCHNABEL

Abb. 7, Beil. 4 (Taf. 35).

Die relativ guten Aufschlüsse des Profiles „Halterbach" sind einerseits den in den Jahren 1968—1970 vorgenommenen Arbeiten im Zuge der Wildbachverbauung zu danken, andererseits der Ausräumung des Bachbettes anläßlich der Hochwasserführung im Herbst 1970.

Der Bereich unmittelbar vor der Rieglerhütte war zur Zeit der Aufnahme bereits verbaut, sodaß der Kontakt der Kahlenberger Schichten, welche in Aufschlußgruppe I aufgeschlossen sind, mit dem Profil der Bartbergschichten nicht zu sehen war. Es kann aber angenommen werden, daß an diesem tektonischen Kontakt noch jüngere Schichten emporgeschuppt sind, welche die aus diesem Bereich beschriebenen Nummuliten geliefert haben (GÖTZINGER 1954, S. 62), was in der Einleitung dieser Arbeit von W. GRÜN bereits diskutiert wurde.

Der erste Aufschluß von Unterkreidesedimenten lag in Aufschlußgruppe J vor, etwa 10 *m* einer Folge von hauptsächlich dunklen pelitischen Sedimenten mit vereinzelt Sandsteinlagen bis 10 *cm* und einer Sandsteinbank von etwa 60 *cm* Mächtigkeit (das erste Wehr etwa 50 *m* S der Rieglerhütte). Es folgen etwa 30 *m* (Luftlinie) unaufgeschlossenen Bereiches bis Wehr 2. Der Aushub zeigt eine Folge von über 20 *m* Schichtbestand w. o. (Aufschlußgruppe K). Auffallend darin waren die zahlreichen Dolomitbänkchen und das Auftreten vererzter Partien. Nach kurzer Unterbrechung folgt Aufschlußgruppe L, (durch Hochwasser freigelegte Schichten unmittelbar hinter der Siedlung) und zeigten bunte Tone (rot, grün, schwarz) und sehr untergeordnet Sandsteinbänke bis 1 *m* Mächtigkeit. Im Bereich des südlichen Teiles der Siedlung ändert sich dieses Bild durch das Auftreten von mächtigen Sandsteinbänken, welche bis 2 *m* mächtig werden. Obwohl hier keine lückenlosen Aufschlüsse vorhanden sind, können die Sandsteinbänke als überwiegend vorherrschend bezeichnet werden, erst im hangenden Teil schalten sich wieder rote und grüne Pelite ein. (Aufschlußgruppe M.) Es folgt eine Profilunterbrechung von etwa 40 *m* errechneter absoluter Mächtigkeit, die Bauarbeiten an einem weiteren Wehr schlossen erst wieder bei Aufschlußgruppe N grüne und dunkle Mergel und sehr untergeordnete Kalk- und Sandsteinbänkchen auf. Wieder folgt eine Unterbrechung von etwa 40 *m*, worauf bei einem weiteren Wehraushub Aufschlußgruppe O mit dem gleichen Gesteinsbestand auftritt. Wir befinden uns hier im hangendsten Teil des Alb-Profiles, die folgenden Aufschlüsse liegen bereits in den Sieveringer Schichten (siehe Kapitel: „Der Rahmen der Bartbergschichten im Halterbachtal").

Die stratigraphischen Untersuchungen haben gezeigt, daß diese Folge ohne erkennbare Störungen das ganze Alb umfaßt. Das in Beilage 4 vorgelegte Profil umfaßt nach Ausglättung sichtbarer tektonischer Strukturen etwa 300 *m* Mächtigkeit, welche eher zu hoch veranschlagt ist, da die im westlichen (orographisch rechten) Gehänge des Halterbachtales laufende Störung die im Bachbett sichtbaren Schichten bereits deutlich in eine SW—NE-Richtung einschwenken läßt und interne Zerscherungen vorhanden sein könnten, welche aber nicht gesehen und bei der Profilkonstruktion nicht berücksichtigt werden konnten.

Sedimentpetrographie der Sandsteine

W. Schnabel

Tab. 7—9, Abb. 8

Korngrößenanalysen

(Tab. 7, Abb. 8):

Die im Profil „Halterbach" auftretenden Serien des Alb sind für Korngrößenanalysen größtenteils nicht geeignet. Die Festigkeit erlaubt einerseits keine Sieb- oder Schlämmanalyse, andererseits treten die Sandsteine weitgehend zurück und der Anteil der meßbaren Komponenten (etwa über 0·011 *mm*) überschreitet nur selten 50% am Gesamtgestein.

Die Ergebnisse einiger Analysen sind in Tab. 7 und Abb. 8 angeführt. Die angewandte Methodik ist im Kapitel „Korngrößenanalysen" der Wolfpassinger Schichten beschrieben.

Aus den angeführten Gründen ist eine Auswertung problematisch, sicher ist nur, daß von gradierten Schichten ebenfalls nicht gesprochen werden kann. Durch den hohen Anteil am Feinstmaterial (Silt- und Tonkorngrößen) könnte auf einen Ablagerungsbereich geschlossen werden, welcher küstenferner lag als derjenige der Ton-Sandsteinserien der Wolfpassinger Schichten (eventuell äußerer Schelf).

Tab. 7: Quartilmaße, Meanwerte und Parameter der Schiefe und Sortierung aus Sandsteinen der Bartbergschichten des Profiles Halterbachtal.

Probenummer H ...	Korngrößenangaben in *mm*				Sortierung		Schiefe			
	Q_1	Q_2 = Md	Q_3	Mean-Wert	So = Sortierungs-koeff. n. TRASK	Sortierungsgrad nach FÜCHTBAUER *)	Sk = Schiefekoeff. nach TRASK	Momentkoeff. Schiefe FOLK/WARD	Verbalklassif. FOLK/WARD **)	%-Ant. d. gemessenen Körner am Gesamtgestein
28	0·07	0·11	0·18	0·11	1·62	m	0·01	0·28	+	76
57	0·09	0·15	0·25	0·15	1·67	m	1·05	0·28	+	65
54	0·08	0·14	0·25	0·15	1·75	—	1·11	—0·19	—	46
51	0·11	0·15	0·17	0·17	1·21	++	0·87	0·23	+	65
50	0·10	0·15	0·26	0·16	1·62	m	1·10	0·10	+	59
52	0·12	0·21	0·32	0·22	1·64	m	0·83	—0·36	——	81
48	0·08	0·14	0·20	0·15	1·56	m	0·89	—0·03	+—	
46	0·10	0·14	0·22	0·16	1·48	m	1·09	0·39	++	68
47	0·08	0·13	0·18	0·13	1·46	m	0·89	0·60	++	

*) m = mittelmäßig
++ = sehr gut
— = schlecht

**) ++ = very positive skewed
+ = positive skewed
+— = nearly symmetrical
— = negative skewed
—— = very negative skewed

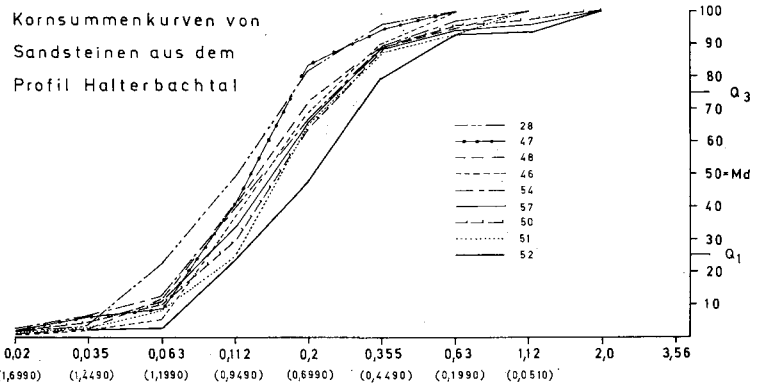


Abb. 8: Kornsummenkurven der Sandsteine aus den Bartbergschichten.

Schwermineralanalysen

(Tab. 8):

Die Schwermineralbefunde des Profiles durch die Bartbergschichten im Halterbachtal können weitgehend mit denen des Profiles durch die Wolfpassinger Schichten verglichen werden (siehe dort). Die Ergebnisse sind in Tab. 8 zusammengestellt, die graphische Darstellung der durchsichtigen Minerale findet sich im Profil auf Beilage 4. Einzelbeobachtungen an den Mineralen decken sich weitgehend mit denen des Profiles durch die „Wolfpassinger Schichten" (siehe dort).

Hier besonders hervorzuheben ist der hohe Gehalt an Erzen (Fe_2O_3) in den Proben 44 und 45 a, welcher 41—76% des Gesamtgesteins umfaßt, doch nicht als detritär zu deuten ist *) sowie das fast völlige Fehlen des Apatits. Die Zirkone, welche neben

*) Dazu siehe KITTLER, S. 136.

Turmalin und untergeordnet Rutil das häufigste Mineral darstellen, sind besonders im Mittelabschnitt des Profiles (P 60—63) auffallend frisch und idiomorph. Granat tritt weitgehend zurück.

Wie im Profil Tulbingerkogel ist ein Vorwiegen von hellen, sauren Magmatiten (Graniten) mit häufig pegmatitischen Begleitgesteinen (hoher Turmalingehalt) bei weitgehendem Zurücktreten von metamorphen Gesteinen im Herkunftsgebiet anzunehmen (siehe auch Kapitel: Ergebnisse der petrographischen Untersuchungen der Sandsteine ... in Teil IV).

Tab. 8: Schwermineralführung der Bartbergschichten im Halterbachtal.

H. Nr.	% SM	Op	Bi	Cl	Gl	Ba	$\overrightarrow{dM}$	Gr	Zi	Tu	Ru	Ap	div.
		100%						100%					
28	0·09	75	1	×	1		23	9	54	29	8		
30	0·42	33			2	64	1		×	×			
57	0·09	64	×	×	13		33	9	32	50	9		
54	0·06	57	××	×	×		42	4	33	48	15		
55	0·06	55	2		3		40	9	45	33	13		
38	0·12	56	×		4		40	4	38	45	13		
39	0·06	71	1		1		27	6	39	41	14		
51	0·12	55	×	×	3		42	3	54	33	10		
50	0·13	46	××	×	10		43	3	39	41	16	×	Ti
60	0·06	57	×	×	1		42	5	44	35	16		
52	1·63	97	×		1		2	3	45	34	18		
53	0·15	47	×	×	11		42	7	24	53	16		
49	0·56	100					×	×					
48	0·07	49	×	×	5		45	8	45	32	15		
46	0·13	57	1		4	11	27	5	39	38	18		
47	0·17	59	1	1	×		38	3	36	46	15		
63	0·07	61	×		1		38	5	31	46	18	×	St
61	0·05	52	1		2		45	13	39	31	16	1	
45a	75·66	100											
44	41·21	100											
42	0·52	94	×	×	××		5	9	39	45	5	2	
41	0·39	98	×		×		1	×	××	××	××		
40	0·09	98			×		2	×	×	×	×		
59	0·09	57	×		10		33	3	41	7	9		
58	0·10	58	×	×	6		35	9	41	44	6		

×× = selten (unter 1%)
× = sehr selten (Einzelminerale)
Abkürzungen siehe Kap. „Schwermineralanalysen" der Unterkreide der Nordzone.

Modalbestand

(Tab. 9):

Die Methodik der Auszählung bzw. die Charakteristik der Komponenten kann aus dem Kapitel „Modalbestand und Gesteinskomponenten" des Abschnittes über das Profil Passauerhof entnommen werden. Die Zusammensetzung der gröberen Komponenten zeigt Tab. 9. Zusätzlich gilt für das Profil „Halterbach" das Folgende:

1. Bindemittel

Es fiel auf, daß sich beim Anfärben der Schliffe mit Natrium-Kobaltnitrit (Baley & Stevens 1960) neben den sehr seltenen Kalifeldspäten auch das Bindemittel stellenweise gelb verfärbte. Dieser dadurch erwiesene höhere Kaligehalt könnte von zer-

setzten Kalknatronfeldspäten stammen, welche im Detritus kaum nachweisbar waren. Diese Beobachtung stimmt mit dem aus den Tonanalysen (G. KITTLER in dieser Arbeit) nachgewiesenen hohen Kaolinitgehalt gut überein. Das häufige Vorkommen limonitischer und glimmriger Schlieren im Bindemittel ist auffallend (Diagenetische Neubildung ?).

Tab. 9: Integrationsanalysen der Klastika (Profil Halterbachtal).

H. Nr.	Bindemittel I.					kristalline Komponenten II.								Sed. Komp. III.			restl. Komp. IV.				Summe			
	Ka	to	ki	gl	Re	Qu	Kf	Pl	Bi	Mu	Cl	SM	GB	Ka	TS	Ho	Gl	Op	Bg	?	I	II	III	IV
28		22			2	66			1	·		·	·		1		5	·		1	24	68	1	7
30	18	1	7		5	64				·		·		1			2	·		1	31	65	1	3
57	·	32			2	56	·		·	1	·	·	1	·	4		2	·		·	35	59	4	2
54	4	28	18	2	2	41	·		·	·		·		·	·		2	1			54	43	·	3
55		33				58			·	·	·	·			4		2	·	·	1	33	60	4	3
51	·	33	1	·		57	·	1		·	·	·	1	·	1		2	·		·	35	60	2	3
50	·	37	2		1	53	·	·	·	·	·	·		1			2	·		·	41	55	1	3
52		16	2	·	1	77	·		·	·	·	·		·	·	·	1	·		·	19	79	·	2
46		32				57	·		·	·	·	·	·		4		2	·		·	32	61	4	3

· = vorhanden (unter 0·5%)
Abkürzungen siehe Kap. „Modalbestand ....." in Teil I. (Unterkreide der Nordzone)

2. Detritus

Er ist ähnlich wie schon im Profil Tulbingerkogel beschrieben, wobei Feldspäte noch mehr zurücktreten, was entweder auf deren diagenetisch bedingte Auflösung zurückzuführen ist oder auf einen etwas höheren Reifegrad der Sandpartien. Im Liefergestein waren sie sicherlich reichlich vorhanden, was aus dem hohen Kaolinitgehalt geschlossen werden kann. Eine weitere Differenz zum Profil „Tulbingerkogel" dürfte der Chemismus der Glaukonite aufweisen, deren höherer Kaliumgehalt im Halterbachprofil ebenfalls durch die auffallende Gelbfärbung nach Natrium-Kobaltnitritätzung erwiesen ist. Ein weiterer Unterschied liegt im fast völligen Verschwinden der Sedimentabkömmlinge, insbesondere des Kalkdetritus vor, was entweder dem höheren Reifegrad des Sedimentes oder aber dem Fehlen im Einzugsbereich zugeschrieben werden kann.

Petrographische Untersuchung der Pelite

G. KITTLER

Tab. 10 a—d.

Hinsichtlich der Methodik gilt das bereits im analogen Kapitel über die Wolfpassinger Schichten Gesagte.

Die Ergebnisse sind tabellarisch in Tab. 9 zusammengestellt. Die Analysen zeigen, daß im Profil Halterbachtal der Bartbergschichten Kalzit nur in einigen Proben in geringen Mengen vorhanden ist. Da der Kalzitgehalt unter der 1%-Grenze bleibt, kann man die Pelite dieses Profils durchwegs als reine Tone ansprechen. (Kalzitspuren waren nur in den Proben 105, 107, 112 und 113 zu beobachten.) Es handelt sich um Tone, die aus 25—40% Illit, 15—30% Kaolinit, 3—8% Chlorit und 30—50% Quarz bestehen. Der Rest sind Eisengeele, Feldspat und Hydrobiotit. Die Änderung des Illitgehaltes kann am K_2O-Gehalt festgestellt werden.

Die Proben der Bartbergschichten des Halterbachtales unterscheiden sich von den Proben der Wolfpassinger Schichten lithologisch im Kalzit- und Kaolinitgehalt. Während in den Bartbergschichten die Karbonatgehalte zwischen 0 und 1% liegen, finden wir in den Peliten der Ton-Sandsteinserien der Wolfpassinger Schichten Kalzitgehalte bis 10%. Der Kaolinitgehalt ist dagegen viel geringer.

Eine Ausnahme bilden Analysen von H 45 a aus der Zone mit Dolomitbänkchen und Fe-vererzten Partien.

Tab. 10. Chemische Analysen in den Bartbergschichten im Halterbachtal.

10 a) Vollanalysen: *)

Probe Nr.	101	104	105	108	112	109
SiO_2	67·6	67·2	67·9	67·4	n. b.	n. b.
TiO_2	0·4	0·3	0·3	0·4	n. b.	n. b.
Al_2O_3	14·5	17·9	14·3	14·8	n. b.	n. b.
Fe_2O_3	4·4	3·8	2·5	4·1	n. b.	n. b.
MnO	Sp.	0·1	Sp.	Sp.	n. b.	n. b.
MgO	1·2	0·9	0·1	1·1	n. b.	n. b.
CaO	0·4	0·5	0·6	0·3	0·6	0·3
Na_2O	0·2	0·1	0·2	0·1	0·2	0·2
K_2O	2·2	1·8	3·5	3·0	3·4	3·6
P_2O_5	0·1	Sp.	—	Sp.	—	n. b.
CO_2	—	—	0·2	—	0·2	—
H_2O	8·6	7·2	10·2	8·9	n. b.	n. b.
	99·6	99·8	99·8	100·1		

*) Vollanalysen wurden von den Proben 101, 104, 105 und 108 gemacht, während von den Proben 112 und 109 nur das CaO und die Alkalien bestimmt wurden. Bei den letzten zwei Proben interessierte nur der Kalk und der Illitanteil.

10 b) Quantitativer Mineralbestand in Mol.-Gew.-%

Probe	101	104	105	108
Albit	2·1	0·5	2·1	0·7
Illit	22·2	15·4	37·2	31·5
Chlorit	9·3	5·8	—	8·9
Kaolinit	21·9	40·8	12·4	10·3
Ilmenit	0·5	0·4	0·6	0·5
Hämatit	2·1	1·7	1·4	2·8
Quarz	41·9	35·4	45·9	45·3
Kalzit	—	—	0·4	—
		100·0	100·0	100·0

10 c) Kalzitgehalte

Probe Nr.	Kalzit %
105	0·4
107	0·8
113	0·3
112	0·4

10 d) Röntgenographisch ermittelter Mineralbestand

Probe Nr.	Qu	Il	Ka	Chlo	Kalz	Fsp	Glau	Hybio	Sid
101	HM	HM	HM	NM	—	+	+	+	—
102	HM	HM	HM	NM	—	+	+	+	—
103	HM	HM	HM	NM	—	+	—	+	—
104	HM	HM	HM	NM	—	+	+	—	—
105	HM	HM	HM	+	+	+	—	—	—
106	HM	HM	HM	—	—	+	+	—	—
107	HM	HM	HM	—	+	+	+	+	—
108	HM	HM	HM	+	—	+	+	+	—
113	HM	NM	HM	NM	+	+	—	—	+
112	HM	HM	HM	NM	+	+	—	—	—
111	HM	HM	HM	+	—	+	+	—	—
110	HM	HM	HM	+	—	+	+	—	—
109	HM	HM	HM	+	—	+	+	+	—

Die dichten Dolomitbänkchen (Dolosparit) bestehen aus Dolomit und Kieselsubstanz (röntgenographisch nachgewiesen). Eine Analyse der vererzten Partien ergab folgendes Resultat:

Chemische Analyse:	
SiO_2	43·7
Fe_2O_3	21·7
Al_2O_3	5·4
TiO_2	0·2
MnO	12·5
CaO	3·5
MgO	2·0
K_2O	0·6
Na_2O	1·3
Glühv.	9·4
	100·4%

Röntgenanalyse: Hämatit
Quarz
Muskovit

Agglutinierende Foraminiferen

W. Grün

Taf. 5, 6, Tab. 11

Mit Recht wird agglutinierenden Foraminiferen nur ein geringer stratigraphischer Leitwert zugeschrieben. Soweit planktonische Foraminiferen oder andere, weltweit korrelierbare Fossilien vorliegen, werden Sandschaler nur mehr der Vollständigkeit wegen angeführt. Für Flyschsedimente ist es jedoch charakteristisch, daß gerade weltweit korrelierbare Leitformen fehlen und nur agglutinierende Foraminiferen eine bescheidene Möglichkeit bieten, diese lithologisch meist einheitlichen Turbiditserien stratigraphisch zu gliedern.

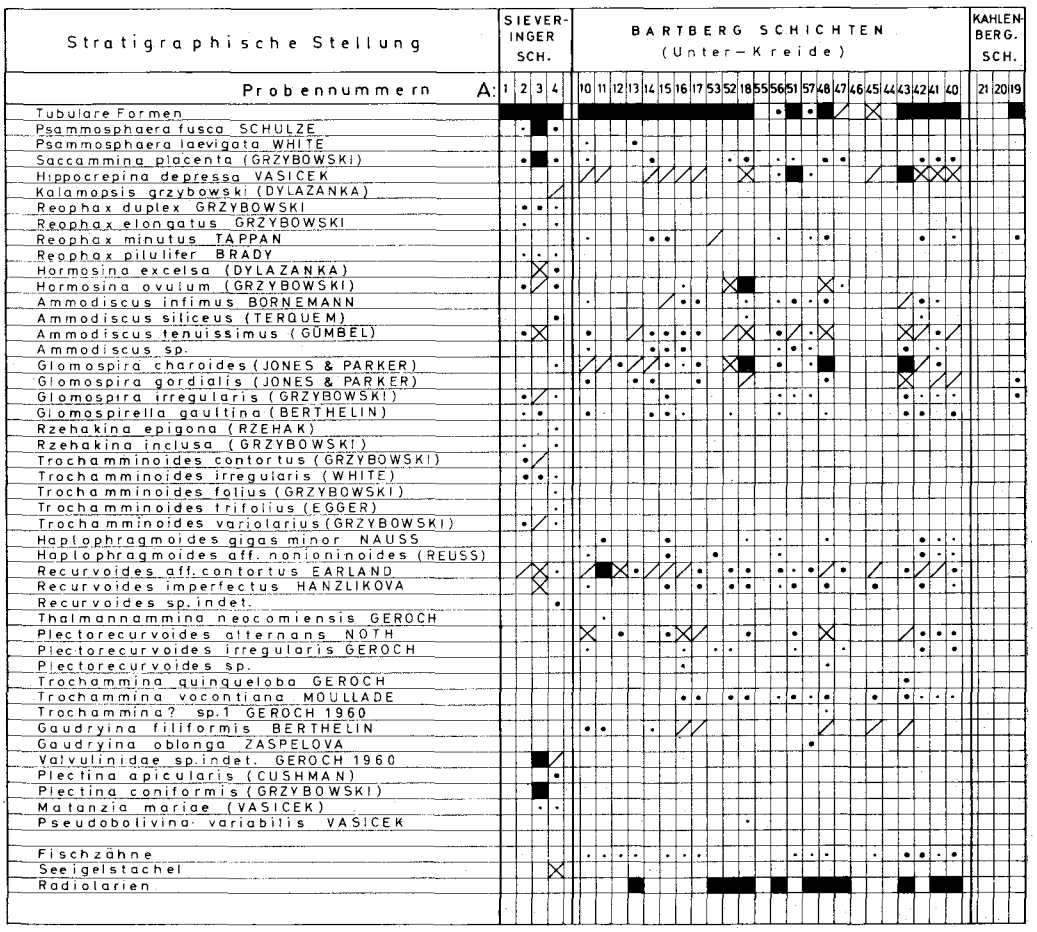
So ist es unter der Annahme, daß bestimmte Biofazieszonen in einem einheitlichen Flyschbecken von stratigraphischer Beständigkeit sein können, wahrscheinlich, daß auch bestimmte Sandschaler-Assoziationen horizontbeständig und somit stratigraphisch leitend sind. Dies kann selbstverständlich nur für einen eng begrenzten Bereich gelten, wie etwa für gewisse Anteile der alpin-karpatischen Flyschzone. Auf dieser Basis wurden große Teile oberkretazisch-alttertiärer Sedimente der polnischen und auch tschechoslowakischen Flyschzone bis heute mit Erfolg zeitlich eingestuft.

Der Bearbeitung von agglutinierenden Foraminiferen aus Flyschsedimenten wird daher auch weiterhin wesentliche Bedeutung zukommen. Sie werden umsomehr in den Mittelpunkt des Interesses treten, wenn ihr ökologischer Aussagewert auf Grund

von Untersuchungen an rezenten Faunen voll erkannt sein wird. Erste Schritte wurden in dieser Hinsicht bereits vor längerer Zeit gemacht (RZEHAK 1887, 1895; NOTH 1912; GLAESSNER 1937; HILTERMANN 1943; POKORNY 1949).

Im Gegensatz zu den Bartbergschichten beim Bartberg selbst führen die Sedimente des Halterbachtales arten- und individuenreichere Sandschalerfaunen (Tab. 11). Sie enthalten neben den üblichen Durchläuferformen auch einige Arten, deren Einsetzen zumindest im Bereich des alpin-karpatischen Flysches ungefähre stratigraphische Einstufungen zulassen. Nach S. GEROCH (1966) können die Unterkreidesedimente der polnischen Flyschgebiete durch typische Mikrofaunen in 6 Zonen unterteilt werden. So sind die Teschener Kalke des Berriasien durch das Erstauftreten von *Pseudoreophax cisnovnicensis* GEROCH und *Trochammina quinqueloba* GEROCH charakterisiert. Es folgen die Oberen Teschener Schiefer des Valanginien mit *Verneuilinoides neocomiensis* (MJATLIUK) sowie die Grodischter Schichten (Hauterivien) mit *Marssonella hauteriviana* MOULLADE, *Gaudryina oblonga* ZASPELOVA und *Hippocrepina depressa* VASICEK. Mit dem Barrêmien der Wernsdorfer Schichten setzen eine Reihe von Arten ein. Unter

Die AGGLUTINIERENDEN FORAMINIFEREN vom Halterbachtal westl. von Wien



Tab. 11: Die artliche Verbreitung agglutinierender Foraminiferen im Profil durch das Halterbachtal.

anderem *Reophax minutus* TAPPAN, *Pseudobolivina variabilis* (VASICEK), *Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS) und *Gaudryina filiformis* BERTHELIN. Innerhalb des unteren Albien, mit Beginn der Elgoter Schichten treten auch die beiden wichtigen Arten *Recurvoides imperfectus* HANZLIKOVA und *Plectorecurvoides alternans* NOTH erstmals auf. *Haplophragmoides gigas minor* NAUSS wird in Polen erst im oberen Albien der obersten Elgother Schichten gefunden.

Demnach müßten die Unterkreideschichten des Halterbachtales durchwegs ins obere Albien eingestuft werden, da *Haplophragmoides gigas minor* NAUSS bereits in den stratigraphisch tiefsten Proben auftritt. Die Ergebnisse der Nannoplankton- und Pollenuntersuchungen zeigen jedoch, daß zumindest der nördlichste Teil des Profils unteres Albien sein muß.

Völlig anders sind natürlich die Faunen aus den südlich angrenzenden Sieveringer Schichten. Zahlreiche Arten treten hier auf, die aus der Unterkreide nicht bekannt sind. Mit *Hormosina excelsa* (DYLAZANKA) und *Matanzia mariae* (VASICEK) sind sogar 2 Arten vertreten, die für oberes Maastricht sprechen.

Die Proben aus den Kahlenberger Schichten erwiesen sich leider als nahezu fossilleer.

Es folgt eine kurze Beschreibung einiger typischer Unterkreide-Arten. Ansonsten sei auf die Arbeiten S. GEROCH (1966), P. FAUPL, W. GRÜN et al. (1970) und W. GRÜN (1970) verwiesen.

Tubulare Formen

Dazu zähle ich im vorliegenden Material alle röhrenförmigen Gehäuse ob verzweigt oder unverzweigt, gerade oder gebogen, grob oder fein agglutiniert, mit oder ohne Verdickungen oder Einschnürungen, mit ein- oder mehrschichtiger Gehäusewand, unabhängig von der Art und Anordnung des Agglutinationsmaterials, sowie unabhängig von Länge, Durchmesser und Art des Querschnittes, soweit sie nicht eindeutig zu den Arten *Hippocrepina depressa* VASICEK und *Kalamopsis grzybowskii* DYLAZANKA gezählt werden können und sofern sie nicht durch das Vorhandensein anderer charakteristischer Merkmale eindeutig auf Art oder Gattung bestimmbar sind.

Überfamilie: Ammodiscacea REUSS 1862

Familie: Astrorhizidae BRADY 1881

Unterfamilie: Hippocrepininae RHUMBLER 1895

Genus: *Hippocrepina* PARKER 1870

Hippocrepina depressa VASICEK 1947

(Taf. 5, Fig. 1—5)

1947 *Hippocrepina depressa* n. sp. — VASICEK, Vestnik UUG., *22*, S. 243, Taf. 1, Fig. 1, 2, Kreide, Karpaten.
1950 *Hippocrepina depressa* VASICEK — VASICEK, Sbornik UUG., *17*, Taf. 1, Fig. 5; Taf. 2, Fig. 2, Kreide, Karpaten.
1957 *Hippocrepina depressa* VASICEK — HUSS, Acta geol. Pol., *7*, Taf. 1, Fig. 2 (3), Aptien, Karpaten.
1959 *Hippocrepina depressa* VASICEK — GEROCH, Pal. Zeitschr., *33*, Taf. 12, Fig. 15, 16, Barrêmien — Albien, Karpaten.
1960 *Hippocrepina depressa* VASICEK — GEROCH, Biul. Inst. Geol., *153*, Taf. 6, Fig. 1, Barrêmien — Albien, Karpaten.

Die röhrenförmige Kammer ist seitlich stark abgeflacht, gerade oder leicht gebogen. Der Durchmesser der Röhre nimmt anfänglich stark zu, sodaß die beiden Seiten einen Winkel bis zu 25° einschließen können. Im adulten Stadium ist kein wesentlicher

Größenzuwachs mehr zu erkennen. Einschnürungen in unregelmäßigen Abständen dürften auf postmortale Verdrückung zurückzuführen sein. Die Gehäusewand ist dünn, durchscheinend und besteht aus feinem, kieseligem Zement. Die Oberfläche ist glatt und glänzend.

Länge: 0·5—0·9 *mm*; Breite: 0·2—0·5 *mm*; Dicke: 0·07—0·15 *mm*.

Familie: Ammodiscidae Reuss 1862

Unterfamilie: Ammodiscinae Reuss 1862

Genus: *Ammodiscus* Reuss 1862

Ammodiscus sp. cf. *infimus* Bornemann 1874

(Taf. 5, Fig. 8—12)

Das freie Gehäuse besteht aus einer ungeteilten, planspiral aufgerollten Röhre, wobei die letzte Windung die vorhergehenden bisweilen stark übergreifen kann. Der Umriß in der Windungsebene ist immer langgestreckt elliptisch. Die Schale ist grob agglutiniert, die Oberfläche ist rauh. Das weite offene Ende der Röhre bildet die Apertur.

Diese Form stellt im vorliegenden Material ein charakteristisches und leicht erkennbares Faunenelement dar. Durch den flach elliptischen Querschnitt unterscheidet sie sich von der Art *Ammodiscus infimus* (Bornemann 1874, S. 725, Taf. 18, Fig. 4—7; Taf. 19, Fig. 8). Da aber nicht eindeutig geklärt werden kann, ob diese Gestalt postmortal entstanden ist, erscheint eine artliche Abtrennung problematisch.

Größter Durchmesser: 0·7—1·2 *mm*; kleinster Durchmesser: 0·4—0·7 *mm*; Durchmesser des Röhrenendes: 0·2—0·35 *mm*.

Überfamilie: Lituolacea De Blainville 1825

Familie: Lituolidae De Blainville 1825

Unterfamilie: Haplophragmoidinae Maync 1952

Genus: *Haplophragmoides* Cushman 1910

Haplophragmoides gigas minor Nauss 1947

(Taf. 6, Fig. 1—3)

1947 *Haplophragmoides gigas minor* n. var. — Nauss, J. Paleont., *21*, S. 338, Taf. 39, Fig. 10, Cenomanien, Alberta, Kanada.

1959 *Haplophragmoides* cf. *gigas minor* Nauss — Geroch, Pal. Zeitschr., *33*, 1/2, S. 117, Taf. 12, Fig. 19, Albien, Karpaten.

1966 *Haplophragmoides gigas minor* Nauss — Geroch, Rocz. Polsk. Tow. Geol., *36*, S. 441 (465), Fig. 10 (1—3), Albien — Cenomanien, Karpaten.

Gehäuse frei, involut, von linsenförmiger Gestalt. Die letzte Windung besteht aus 7—8 Kammern, deren sichelförmig geschwungene Suturen leicht vertieft sind. Der Umbilicus ist sehr eng und meist tief. Die Peripherie zeigt bisweilen einen stumpfen, abgerundeten Kiel. Die Wand ist mittelkörnig agglutiniert, vereinzelt sind Schwamm-Spiculae eingebaut. Die Oberfläche ist glatt bis leicht rauh. Diagenetische Vorgänge führten zu postmortaler Deformation der meisten Gehäuse. Apertur konnte an keinem Gehäuse eindeutig bestimmt werden, doch sprechen alle anderen Merkmale für die Zuordnung zu *H. gigas minor*.

Durchmesser: 0·6—0·8 *mm*.

Haplophragmoides aff. *nonioninoides* (REUSS 1863)

1960 *Haplophragmoides* cf. *chapmani* CRESPIN — GEROCH, Biul. Inst. Geol., *153*, S. 50 (95, 127), Taf. 5, Fig. 9, Barrêmien — Albien, Karpaten.
1965 *Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS) — HANZLIKOVA, Sbornik Geol. Ved., Pal., *5*, S. 38, Fig. 7, Albien, Karpaten.
1966 *Haplophragmoides* aff. *nonioninoides* (REUSS) — GEROCH, Rocz. Polsk. Tow. Geol., *36*, 4, S. 440, (464), Fig. 9 (1—19); Fig. 11 (1 a—e), Barrêmien — Albien, Karpaten.

Das freie Gehäuse ist mehr oder weniger planspiral aufgerollt. Querschnitt in der Windungsebene rund, elliptisch, z. T. auch unregelmäßig deformiert, Querschnitt in der Windungsachse nahezu rechteckig, Peripherie breit, gerundet. 6—8 Kammern in der letzten Windung mit meist deutlichen, eingesenkten Suturen. Größe der einzelnen Kammern leicht zunehmend, bisweilen auch leicht unregelmäßig. Kammern immer mehr breit als lang. Umbilicus weit und meist tief. Die einfache Apertur ist an der Basis der letzten Kammer oder knapp darüber. Die Wand ist mittelkörnig agglutiniert, die Oberfläche feinrauh.

Diese Form wurde in ihrer ganzen Variationsbreite von S. GEROCH (1966) beschrieben und abgebildet.

Durchmesser: 0·4—0·7 *mm*; Breite: 0·25—0·35 *m*.

Familie: Trochamminidae SCHWAGER 1877

Unterfamilie: Trochammininae SCHWAGER 1877

Genus: *Trochammina* PARKER & JONES 1859

Trochammina vocontiana MOULLADE 1960

(Taf. 6, Fig. 7—11)

1960 a *Trochammina concava* CHAPMAN, 1892 var. *vocontiana*, n. var. — MOULLADE, Rev. Micropal., *2*, 4, S. 200, Taf. 1, Fig. 1, 2, 3, Aptien — Albien, Frankreich.
1960 b *Trochammina vocontiana* MOULLADE nom. nov. — MOULLADE, Rev. Micropal., *3*, 2, S. 134, Taf. 1, Fig. 6, 7, 10, 11, 12, 15, 16, Unterkreide, Frankreich.
1966 *Trochammina vocontiana* MOULLADE — GEROCH, Rocz. Polsk. Tow. Geol., *36*, S. 450, Fig. 14 (5—12), Unterkreide, Karpaten.

Das mehr oder weniger feinsandige Gehäuse ist planspiral, symmetrisch und flachgepreßt. Beide Seiten sind involut, wobei die Dorsalseite etwas mehr evolut erscheinen kann. Nur der letzte Umgang ist sichtbar und zeigt 5 deutlich an Größe zunehmende Kammern. Die letzte Kammer ist deutlich die größte. Nabel ist nicht oder nur sehr undeutlich ausgebildet. Suturen gut sichtbar und oft vertieft. Mündung ist kaum zu erkennen.

Abweichend von dieser Beschreibung können nach MOULLADE (1960 a) noch Formen auftreten, die mehr asymmetrisch sind und somit einen deutlicheren Umbilicus zeigen. Weiters können bei mehr juvenilen Formen nur 4 Kammern in der letzten Windung sichtbar sein. Ganz selten sind Exemplare mit 6 Kammern.

Familie: Ataxophragmiidae SCHWAGER 1877

Unterfamilie: Verneuilininae CUSHMAN 1911

Genus: *Gaudryina* d'ORBIGNY 1839

Gaudryina filiformis BERTHELIN 1880

(Taf. 6, Fig. 4—6)

1880 *Gaudryina filiformis* n. sp. — BERTHELIN, Mém. Soc. Géol. France, Ser. 3, *1*, No. 5, Albien, Frankreich.
1966 *Gaudryina filiformis* BERTHELIN — GEROCH, Rocz. Polsk. Tow. Geol., *36*, Fig. 12 (11, 12), Apt — Turon, Karpaten.

Das triseriale Stadium dieser Art ist relativ kurz und wird von einem deutlichen Übergangsstadium gefolgt. Der biseriale Teil nimmt meist mehr als die halbe Länge des schlanken Gehäuses ein. Die Suturen sind zumindest im biserialen Abschnitt tief und gut zu erkennen. Die Gehäusewand ist mittelkörnig agglutiniert und läßt bisweilen die letzte Kammerlumina durchscheinen. Die Oberfläche ist rauh. Die Apertur liegt knapp an der Basis der letzten Kammer.

Länge: 0·6—0·8 *mm*; Durchmesser: 0·12—0·20 *mm*.

Nannofossilien aus den Bartbergschichten

G. Lauer

Die Nannoflora

Aus dem Schichtkomplex, der sich im Halterbachtale zwischen den Aufschlüssen der Sieveringer Schichten und den tektonisch überlagernden Kahlenberger Schichten befindet, wurden 48 Proben auf Nannofossilien untersucht (siehe Detailprofil, Beilage 4). Alle waren bedauerlicherweise völlig steril. Der Grund für diese Tatsache kann nun sowohl in sekundären Faktoren, wie kalklösende Zirkulationen, metallischer Oxydation oder anderen chemischen Prozessen zu suchen, oder primärer Natur sein. Obwohl auch gewisse Indikatoren für chemische, postdiagenetische Vorgänge, wie die stellenweise Anreicherung von oxydischen Erzen vorhanden sind, lassen doch die Ergebnisse der petrographischen Untersuchungen eine primäre Absenz des Nannoplanktons wahrscheinlich erscheinen. Es dürfte ein relativ küstennahes Sediment mit stark klastischem Einfluß vorliegen, wo auch eine intensivere Verunreinigung durch Süßwasser keineswegs auszuschließen ist. Kalkflagellaten sind vollmarines Plankton und daher in derartigem Milieu primär schwer zu erwarten.

Nichtsdestoweniger existiert doch aus dem nunmehr verbauten Teil des Halterbaches, etwa 100 *m* südöstlich der Rieglerhütte eine von Brix (1961) beschriebene Probe (150/5, siehe Beilage 4). Durch das freundliche Entgegenkommen von Herrn Ing. F. Brix und Herrn Dr. H. Stradner, der die Probe seinerzeit untersuchte, konnte das Originalmaterial einer Neubearbeitung unterzogen werden. Sie enthält Nannofossilien in nicht übermäßig hohem Reichtum und eher geringer Erhaltungsqualität. Es konnten jedoch 1000 Exemplare ausgezählt werden, woraus sich die folgende Verteilung der Formtypen ergab:

Apertapetra pemmatoides (Deflandre)	12
Markalius inversus Bramlette & Martini	2
Watznaueria barnesae (Black)	381
Watznaueria communis Reinhardt	132
Cretarhabdus conicus Bramlette & Martini	14
Cretarhabdus crenulatus Bramlette & Martini	77
Deflandrius columnatus Stover	8
Parhabdolithus embergeri (Noel)	48
Parhabdolithus angustus Stradner	6
Vagalapilla imbricata (Gartner)	32
Zygodiscus elegans Bukry	17
Rhagodiscus asper (Stradner)	19
Rhagodiscus plebejus Perch Nielsen	21
Braarudosphaera discula Bramlette & Martini	20
Braarudosphaera obtusa (Stradner)	7
Thoracosphaera sp.	26
Nannoconus steinmanni Kamptner	91
Nannoconus wassalli Bronnimann	32
Nannoconus colomi De Lapparent	4
Nannoconus bucheri Bronnimann	16
Nannoconus truitti Bronnimann	24
Lithastrinus floralis Stradner	11
Ausgezählte Gesamtzahl	1000

Die Flora ist charakteristisch gekennzeichnet durch einen hohen Prozentsatz an Nannoconen. Die Formen *Nannoconus wassalli*, *Nannoconus truitti* und *Nannoconus bucheri* geben besonders durch ihr reichliches Auftreten einen deutlichen Altershinweis auf Apt-Alb (BRONNIMANN 1955). Darüber hinaus ist aus allen bestehenden Angaben das Auftreten des Genus *Deflandrius* BRAMLETTE & MARTINI erst ab dem Alb bekannt. In ähnlicher Weise ist das Erstauftreten der Form *Parhabdolithus angustus* STRADNER nicht älter als Alb zu erwarten. Durch diese Faktoren wird die Alterseinstufung der Flora auf Alb eingeengt. Die Möglichkeit von jüngerer Stellung ist mit hoher Wahrscheinlichkeit auszuschließen, da im Cenoman eine Reihe von sehr charakteristischen Formen, wie besonders die *Eiffelithaceae* hinzutreten. Derartige Typen würden in einer Nannoflora von vorliegendem Individuenreichtum unbedingt enthalten sein. So ist mit ziemlicher Sicherheit ein Alter von Alb, vielleicht sogar höherem Alb, anzunehmen.

Vergleich zur Nannoflora aus der Unterkreide der Nordzone

Auf der Verteilungstabelle der Floren vom Tulbingerkogel (siehe Tab. 5) fällt sofort die Zone II mit dem reichlichen Auftreten von Nannoconen als augenfällige Parallele auf. Nun ist zwar über die Natur des Genus *Nannoconus* KAMPTNER noch nichts Endgültiges bekannt, eine gewisse Faziesabhängigkeit scheint jedoch weitgehend erwiesen zu sein (BRONNIMANN 1955). So ist, wie auch an betreffender Stelle erwähnt, die Massenverteilung der Nannoconen nur lokal, in demselben Schichtglied mit gewisser Sicherheit anzuwenden. Allerdings ist nun ein Hinweis gegeben, daß die allgemeinen Milieuverhältnisse, die in Zone II der Wolfpassinger Schichten geherrscht haben, auch für die Probe (BRIX 150/5) aus dem Halterbachtale anzunehmen ist, wobei die altersmäßige Relation zunächst noch nicht ganz genau festgelegt werden kann.

Im übrigen Fossilinhalt können wir dem Vorhandensein von *Deflandrius columnatus* STOVER zunächst entnehmen, daß die Probe erst ab dem oberen Teil der Zone II des Profiles vom Tulbingerkogel zuordenbar wäre. *Lithastrinus floralis* STRADNER und die eigenartigen Fragmente von *Thoracosphaera* sp. sind jedoch am Tulbingerkogel erst ab Zone III zu finden. Weiterhin ist die Ablöse der charakteristischen Zygodiscus-Formen vom Tulbingerkogel durch *Zygodiscus elegans* BUKRY — ein in der Oberkreide häufiger Typ — sowie das Auftreten von *Parhabdolithus angustus* STRADNER als erwägbarer Indikator dafür aufzufassen, daß wir uns hier vielleicht um weniges höher als das aufgenommene Profil in der Nordzone befinden.

Da nun die höchsten Proben vom Tulbingerkogel auf Grund der palynologischen Ergebnisse auf unteres Alb weisen, ergibt sich ein weiterer Anhaltspunkt für die Annahme von höherem Alb in der Probe (BRIX 150/5) aus dem Halterbachtale.

Ergebnisse der palynologischen Untersuchungen

Von O. ČORNA

Abb. 9—11, Taf. 7—22

Die ausführlichere Darlegung der palynologischen Untersuchungen mit erforderlicher Bilddokumentation erfolgt im Abschnitt 3. Hier sollen nur die stratigraphischen Ergebnisse kurz dargelegt werden.

Für eine Einstufung der untersuchten Proben in das Albien sprechen folgende Kriterien:

1. Sporen

Stetiges Absinken der ausgesprochenen Apt-Formen *(Trubasporites, Clavifera)* und ständiges Ansteigen der typischen Formen des Alb *(Corrugatisporites toratus, Welwitchiapites pseudodorogensis*, Sporen *Polypodiaceae*, *Appendicisporites stylosus)*.

2. Pollen

Kein Vorkommen von *Eucommiidites minor*, stetiges Absinken von *Phyllocladidites* und *Parvisaccites* bis zu deren völligem Verschwinden.

3. Mikroplankton

Vom Apt zum Cenoman stetige Zunahme neuer Arten, die charakteristisch für jüngere Gesteine sind (*Litosphaeridium siphoniphorum, Callaiosphaeridium asymmetricum, Systematophora shindewolfi, Hystrichosphaeridium stellatum, H. deanei, Apteodinium grande* u. a. m.).

III. Palynologische Studien und Nannofossilien

Ergebnisse der palynologischen Untersuchungen von Schichten der Unterkreide in der Flyschzone des Wienerwaldes

O. Čorna

Abb. 9—11, Taf. 7—22

Allgemeines

Zur Gewinnung palynologischen Materials wurden insgesamt 45 Proben mazeriert. Von 30 positiven Proben wurde für das Studium reiches Material gewonnen, aus dem im ganzen 270 Arten an Mikrofossilien (Sporen, Pollen und Mikroplankton) bestimmt wurden. Solch ein an beiden palynologischen Mikrofossilien reiches Material ist selten. Auf Grund der gewonnenen Mikrofossilien konnten klare Schlüsse über die Stratigraphie der Sedimente gezogen werden. Die Ergebnisse der auf Grund des Sporen-Pollenkomplexes (150 Arten) und der bestimmten 60 Arten von Mikroplankton festgestellten Abänderung werden in diesem vorläufigen kurzen Bericht wiedergegeben.

Die Koordinierung der Sedimente auf Grund palynologischer Studien wird verhältnismäßig häufig für Gesteine jeden Alters erfolgreich angewandt. Insbesondere gilt dies für das Paläozoikum. In Europa vermehren sich in letzter Zeit Studien im Mesozoikum.

Die Verarbeitung der Kreidesedimente durch Mazeration von den im Wienerwald entnommenen Proben bot reiches und vielfältiges Material von Mikrofossiliengruppen, die sich dank einer einheitlichen chemischen Struktur in einem gemeinsamen Präparat befinden. Es sind dies Sporen und Pollen von Pflanzen sowie Gruppen von Meeresorganismen (*Dinoflagellata*).

In diesem Bericht wird bloß eine Zusammenfassung der erzielten Ergebnisse, insbesondere in stratigraphischer Hinsicht, wiedergegeben, da der Reichtum des beobachteten Materials ein separates Studium mit eingehender Beschreibung des gesamten palynologischen Komplexes an Mikrofossilien erfordert. Es ist beabsichtigt, sich mit dieser Frage in einer künftigen Publikation zu befassen, welche eine systematische Bearbeitung einschließen soll.

An dieser Stelle möchte ich Herrn Univ.-Prof. Dr. Andrusov für dessen wertvolle Ratschläge danken sowie der Arbeitsgruppe Wienerwaldflysch. Weiters bin ich meiner Mitarbeiterin, E. Kalicakova, welche mir in ihrer Freizeit half, das Material technisch zu verarbeiten, großen Dank schuldig.

Arbeitsmethodik

Dem Terrain frisch entnommenes Material aus Aufschlüssen der beiden Profile, die in Abb. 1 angeführt sind, wurde möglichst bald, und dies auf mehrere Arten mazeriert: Das gewaschene, nicht zerkleinerte Material wurde mit 10—15%iger HCl unter Zugabe einiger Tropfen H_2O_2 versetzt; sandiges Material hingegen in 44%iger HF

(kalt) ebenfalls unter Zugabe einiger Tropfen H_2O_2. Der weitere Arbeitsverlauf war wie folgt: Karbonat-Material wurde nach dem Waschen dem Einfluß einer kalten Sodalösung ausgesetzt (das Sieden in einer Na_2CO_3-Lösung erwies sich als zu drastisch).

Das sandige (Silikat)-Material wurde drei- bis viermal mit einer 5—10%igen heißen Salzsäurelösung gewaschen und ebenfalls dem Einfluß einer kalten und heißen Sodalösung ausgesetzt. Nach dem drei- bis viertägigen Dekantieren (alle 2½ Stunden) waren viele Proben bereits derart aufgeschlossen, daß Schwereflüssigkeit angewendet werden konnte. Versucht wurde auch die Anwendung anderer geläufiger Methoden, die häufig appliziert werden, wie z. B. das Kochen in HF, Azetolyse, kräftige Oxydation, langes Mazerieren in kalter Flußsäure u. a. m. Es zeigte sich bei allen Proben, daß die erfolgreichste Methode die des vorsichtigen Einflusses verschiedener Reagenzien in kaltem Zustand war.

Die besten Ergebnisse wurden bei folgendem Arbeitsverlauf erzielt: Die Anwendung von kalter 10—20%iger HCl unter ständigem Dekantieren des gelösten Materials in einen Ersatzbecher, die Anwendung von HF, kalt (ebenfalls mit Dekantieren des aufgelösten Materials), Waschen in heißer 10%iger HCl, Einfluß von pulverförmiger Soda (15 g auf 100 g Rückstand) und drei- bis viertägiges Dekantieren der feinen Tonteilchen.

Sodann wurde das Material 3—4 Tage kalt in schwachem Oxydationsmilieu ($KClO_3$+wenige Tropfen HCl+30%ige HNO_3) oxydiert.

Schwereflüssigkeit wurde in jedem Falle verwendet. Angewendet wurde CdJ_2 der Dichte 2·2—2·6.

Das Material wurde in Glyzerin gebracht; ständige Präparate wurden in Glyzerin-Gelatine eingegossen. Von jeder Probe wurden zwecks statistischer Auswertung drei Präparate angefertigt. Das Material befindet sich im Palynologischen Laboratorium des Geologischen Instituts der Slowakischen Akademie der Wissenschaften (SAV).

Die palynologischen Ergebnisse

Die Erhaltung des Materials: Obzwar in den Präparaten gewöhnlich viele Reststücke vorhanden waren, waren viele von ihnen korrodiert oder zeigten nicht unterscheidbare morphologische Merkmale. Deshalb war es notwendig, von jeder Probe mindestens 10—15 Präparate mikroskopisch zu studieren, um eine möglichst große Anzahl an Arten zu gewinnen.

System der Materialbestimmung: Die Sporen und Pollen der Pflanzen wurden nach dem System Potonie & Kremp (1954) sowie nach der Synopse Potonie (1956, 1958, 1960) und nach dem revidierten System Dettmann (1963) bestimmt und beschrieben. *Acritarcha* und *Dinoflagellata* wurden nach dem Internationalen Kode der botanischen Nomenklatur, wie dies Downie, Williams & Sarjeant (1961) vorschlagen, bestimmt. Alle weiteren Regelungen von Klassifikation und Nomenklatur, die in der Arbeit von Downie, Evitt & Sarjeant (1963), Davey, Williams, Sarjeant & Downie (1966) angeführt wurden, mußten bei der Bestimmung der Mikroplanktonarten in Erwägung gezogen werden.

Die palynologische Charakteristik des studierten Materials

Von den 45 Proben, die im Laboratorium mazeriert wurden, sind 30 überaus reich an Sporen, Pollen und Mikroplankton sowie an Mikroforaminiferen und Tasmanites. Überall waren als Hauptbestandteil des gewonnenen Materials Farnsporen, Pollen von Coniferae und im Anteil des Mikroplanktons hauptsächlich Dinoflagellata vorhanden; einen überaus hohen prozentuellen Anteil bilden *Oligosphaeridium complex* und verschiedene Arten der Gattung *Gonyaulacysta*. Fast in jeder Probe sind verschiedenartige Formen von *Tasmanites* und chitinozoer Mikroforaminifera vorhanden.

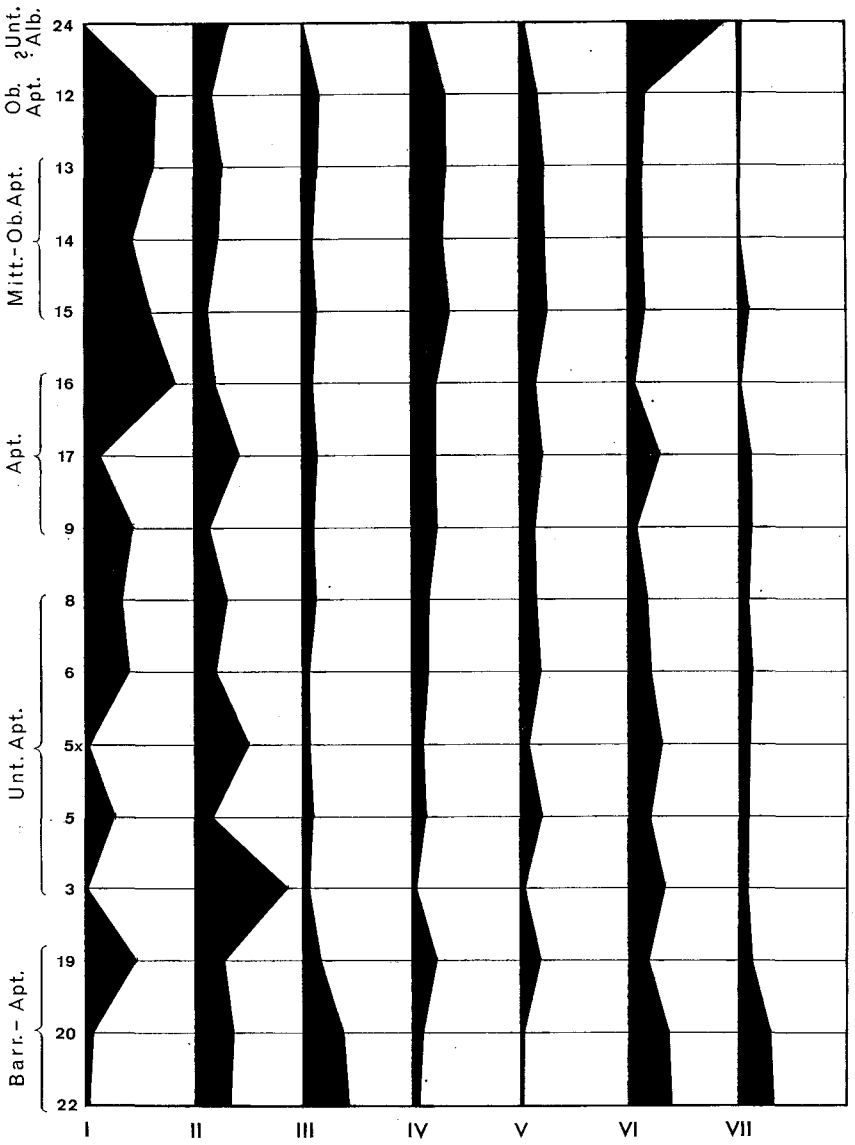


Abb. 9: Diagramm der Prozentverhältnisse verschiedener Gruppen von Mikrofossilien im Profil „Passauerhof":

I: Mikroplankton.
II: Laevigate Sporen.
III: Schizaeaceen.
IV: Gleicheniaceen.
V: Parvisaccites.
VI: Gewöhnliche Koniferen.
VII: Tsugaepollenites.

Auf Grund des gewonnenen reichen Materials ist es gelungen, die Sedimente in Subzonen zu gliedern, und es scheint, daß die Schichtenfolge den Zeitraum vom Barrême bis zum Alb-Cenoman umfaßt.

Das Klima war im Apt tropisch feuchtwarm und im Verlaufe des Alb weniger feucht und weniger warm. Auf Grund des Vorkommens von Mikroplankton sowie auch anderer Mikrofossilien kann geschlossen werden, daß die Meerestiefe und die Küstenstriche in ständiger Bewegung waren.

Die wichtigsten stratigraphischen und faziellen Schlußfolgerungen werden in den Abb. 9—11 wiedergegeben. (Abb. 11 zeigt die stratigraphische Verbreitung der Mikrofossilien); in 16 Tafeln gelangen 150 Arten der wichtigsten Mikrofossilien zur Abbildung.

Beschreibung der einzelnen Subzonen

1. Subzone *Tsugaepollenites* (Barrême-Apt). Probe 19, 20, 22.

Sporen und Pollen: In dieser Subzone herrschen Pollen *Tsugaepollenites* (verschiedene Unterarten) vor, in den Proben 22 und 20 bis zu 30%, in Probe 19 bis 15%. Außerdem sind viele große, grobskulpturierte Sporen der Gruppe *Cicatricosisporites* (wahrscheinlich *Cicatricosisporites* cf. *potomacensis, C. sternum, C. magnus*) vorhanden. Die Sporen des Farns *Lygodium (Pilosisporites* und *Verrucosisporites)* sind stets in größerer Anzahl vorhanden; *Gleicheniidites* sind in geringer Menge, 4—5%, zugegen.

Mikroplankton: Die Proben 20 und 22 haben fast keine Mikrofossilien der Gruppe *Dinoflagellata*, außer einzelnen Formen schwachentwickelter und schlechterhaltener *Gonyaulacysta*. Probe 19 wird durch das Vorherrschen von Mikroplankton, hauptsächlich verschiedener *Hystrichosphaerides (Oligosphaeridium complex)* charakterisiert. In großer Menge kommen *Callaiosphaeridium assymetricum* (kleine, schwach entwickelte Formen) vor.

2. Subzone laevigater Sporen. (? Unter-Apt), Probe 3, 3×, 5, 5×, 6, 8.

Diese Subzone sollte vom faziellen Standpunkt in zwei Gruppen geteilt werden. Die Proben 3, 3×, 5 haben nur laevigate Sporen, wobei Deltoidosporen vorherrschen. Die Proben 5×, 6 und 8 sind reich an Mikroplankton.

Sporen und Pollen. Eine große Anzahl laevigater Sporen ist durch folgende Arten vertreten: *Biretisporites potoniaei, Deltoidospora* (verschiedene Arten), *Todisporites minor, Dictyophyllidites harrisii; Gleicheniidites* sind selten in den Proben 3, 3×, 5 (vereinzelte Arten) und häufig in Probe 8 (hier beginnt ein häufiges Vorkommen von *Clavifera triplex*). Insgesamt kommen in diesem Material Sporen, ähnlich jenen der *Triplanisporites*, in großer Anzahl vor.

Mikroplankton: Vereinzelt kommt *Gonyaulacysta*, häufig *Cligospaeridium complex* vor.

3. Subzone der *Mikroforaminifera* (Apt). Probe 9.

Gänzlich vereinzelte Erscheinung; Hauptbestandteil der Mikrofossilien sind Mikroforaminifera (zirka 80%).

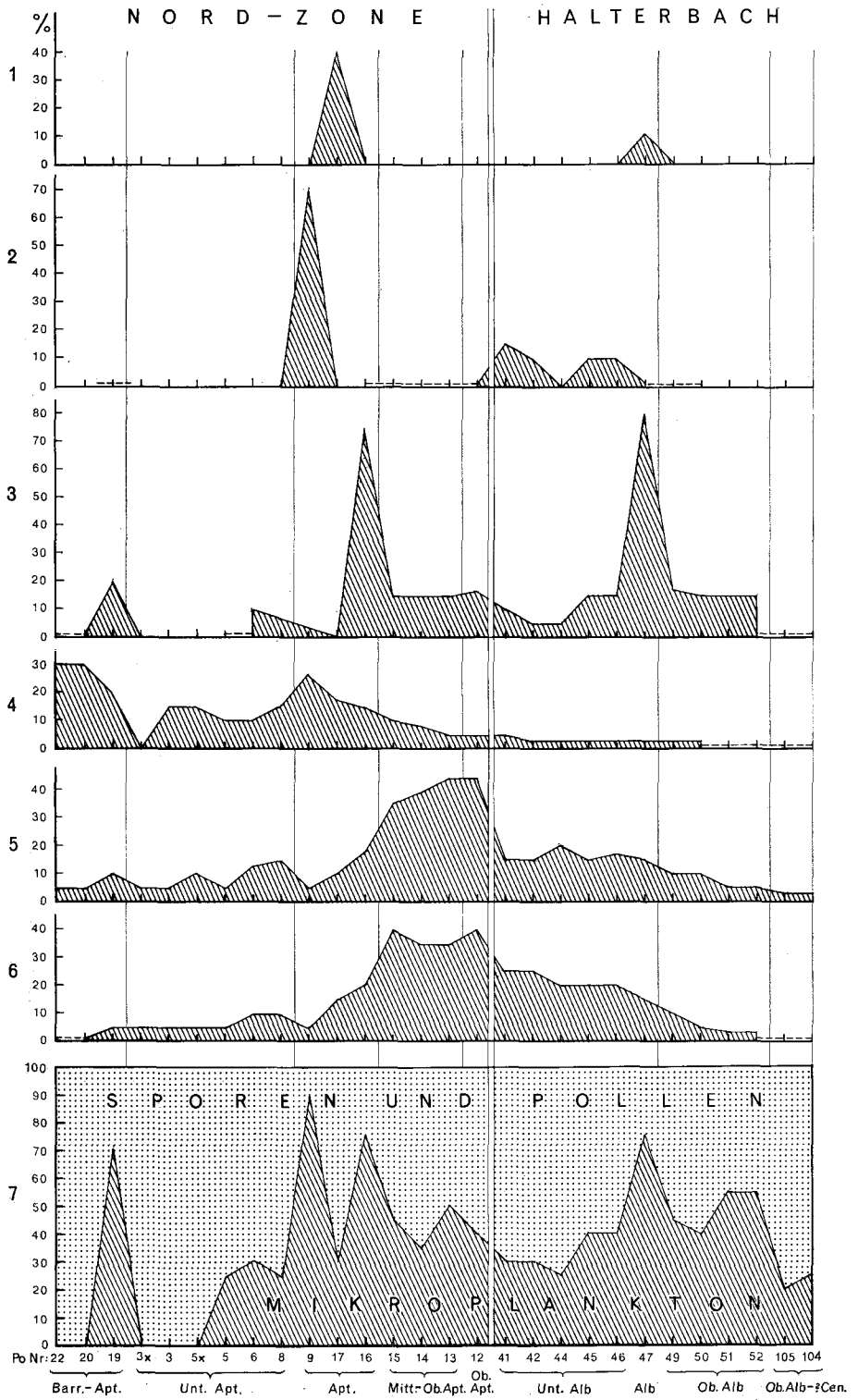
Sporen sehr wenig, Pollen hauptsächlich *Tsugaepollenites trilobatus*. Kleiner prozentueller Anteil an Mikroplankton.

4. Subzone der Megasporen (Apt). Probe 17.

Sporen und Pollen: Eine Probe mit ungewöhnlicher Menge an Megasporen, *Sporangia, Tasmanites* (große, grobe Formen). Pollen sind reich vertreten durch große Formen von *Coniferae*. In der Gruppe der Sporen scheinen erstmals *Trubasporites foveolatus* (speziell charakteristisch für Apt) auf.

Abb. 10: Diagramme der Prozentverhältnisse verschiedener Gruppen von Mikrofossilien in den Profilen „Passauerhof" und „Halterbachtal"

1: Megasporen+Sporangium: restl. Sporen, Pollen und Mikroplankton.
2: Mikroforaminiferen: Sporen, Pollen und restl. Mikroplankton.
3: Gonyaulacysta: gesamtes restl. Mikroplankton.
4: Tsugaepollenites: gesamte restl. Sporen und Pollen.
5: Gleichenia Sporen: gesamte restl. Sporen und Pollen.
6: Parvisaccites Sporen: gesamte restl. Sporen und Pollen.
7: Sporen und Pollen: Mikroplankton.


NORD-ZONE
HALTERBACH
%
1
2
3
4
5
6
7
SPOREN UND POLLEN
MIKROPLANKTON
Po Nr: 22 20 19 3x 3 5x 5 6 8 9 17 16 15 14 13 12 41 42 44 45 46 47 49 50 51 52 105 104
Barr.-Apt.
Unt. Apt.
Apt.
Mittl.-Ob.Apt.
Ob. Apt.
Unt. Alb
Alb
Ob. Alb
Ob. Alb-?Cen.

Mikroplankton: Hier beginnen „*Formae amphora*“ eine bedeutende Rolle zu spielen.

5. Subzone der *Gonyaulacysta orthoceras* (Apt). Probe 16.

Faziell ebenfalls äußerst charakteristische Probe mit 60%iger Vorherrschaft einer Art *Gonyaulacysta orthoceras*. Die übrigen Mikroplanktonarten sind ebenfalls reich vertreten und dies hauptsächlich durch *Odontochitina operculata* und *Oligosphaeridium complex*.

Von der kleinen Anzahl an Sporen und Pollen kommen hier *Clavifera rugosa, Cl. triplex, Biretisporites potoniaei, Sestrosporites pseudoalveolatus* vor.

6. *Gleicheniidites*-Subzone (Mittel- bis Oberapt). Probe 13, 14, 15.

Sporen und Pollen: 30—40% verschiedener Sporen der *Gleicheniidites*-Gruppe: *Gleicheniidites* (13 Abarten). *Ornamentifera* (3 Abarten), *Clavifera* (5 Abarten), *Trubasporites* (4 Abarten); dies zeugt von einem ausgesprochenen Aufschwung dieser Gruppe. *Sestrosporites foveolatus* hat hier sein reichstes Vorkommen.

Eine Nebenerscheinung ist ebenso die reichliche Vertretung des Pollens *Coniferae* — hauptsächlich der Arten *Parvisaccites* und *Phylocladitites*.

Mikroplankton: Außergewöhnlich reiche Entwicklung verschiedener Formen, hauptsächlich *Apteodinium granulatum, Ascidinium pontis-maria* ?, *Oligosphaeridium complex*. Vereinzelt kommen *Mikroforaminifera* vor. In der leichten Fraktion ist eine große Menge kleiner Sporen *Gleicheniidites* sowie verschiedener Arten *Microhystridium* und *Baltisphaeridium*.

7. Subzone verruköser Sporen (Oberapt). Probe 12.

Sporen und Pollen: Grundsätzlich unterscheidet sich diese wenig von der Gleicheniidites-Subzone, der sie ähnlich ist, sie unterscheidet sich jedoch durch eine größere Menge kleiner verruköser Sporen sowie durch das Vorkommen von *Leptoleptidites* Couper.

In der Gruppe des Mikroplanktons kommt erstmals *Litosphaeridium siphoniphorum* vor, dessen Hauptvorkommen im Oberalb bis Cenoman liegt.

8. Subzone der *Laricoidites* (Unteralb). Probe 41—44.

Sporen und Pollen: Das Material ist reich an leichter Fraktion (feiner Detritus, kleine glatte Sporen, *Micrhystridium* u. a. m.). In der großen Fraktion bildet den größten Prozentsatz der Pollen vom Typ *Laricoidites* (große inaperturate Formen).

Der Charakter der Farnsporen weicht ein wenig von dem des gesamten Profils ab; bedeutend sinkt der Prozentsatz an Gleicheniaceen-Sporen, zumal jener der Gattung *Clavifera, Trubasporites* und *Gleicheniidites* ist hauptsächlich durch die Art *Gl. delicatus* vertreten.

Mikroplankton: Zahlreich ist *Micrhystridium, Baltisphaeridium* und *Oligosphaeridium complex*.

9. Subzone der *Oligosphaeridium complex* (Unteralb). Probe 45—46.

Sporen und Pollen: Insgesamt kommen hier dieselben Arten wie im Apt vor, jedoch in sehr geringen Mengen. Es erlöschen hier die Arten *Trubasporites foveolatus* und *Clavifera triplex, Cl. rugosa*, welche in der Probengruppe 12—15 so reichhaltig vertreten waren. *Concavisporites juriensis* ist demgegenüber in größerer Menge vorhanden.

Mikroplankton: Ziemlich reichhaltig, hauptsächlich durch verschiedene Arten von Hystrichosphaeren vertreten, außerdem einige Arten der *Gonyaulacysta, Odontochitinia operculata* ist in reicher Menge beobachtbar, außerdem *Formae amphora, Apteodinium granulatum* und *Ascondinium* cf. *maria-pontis*.

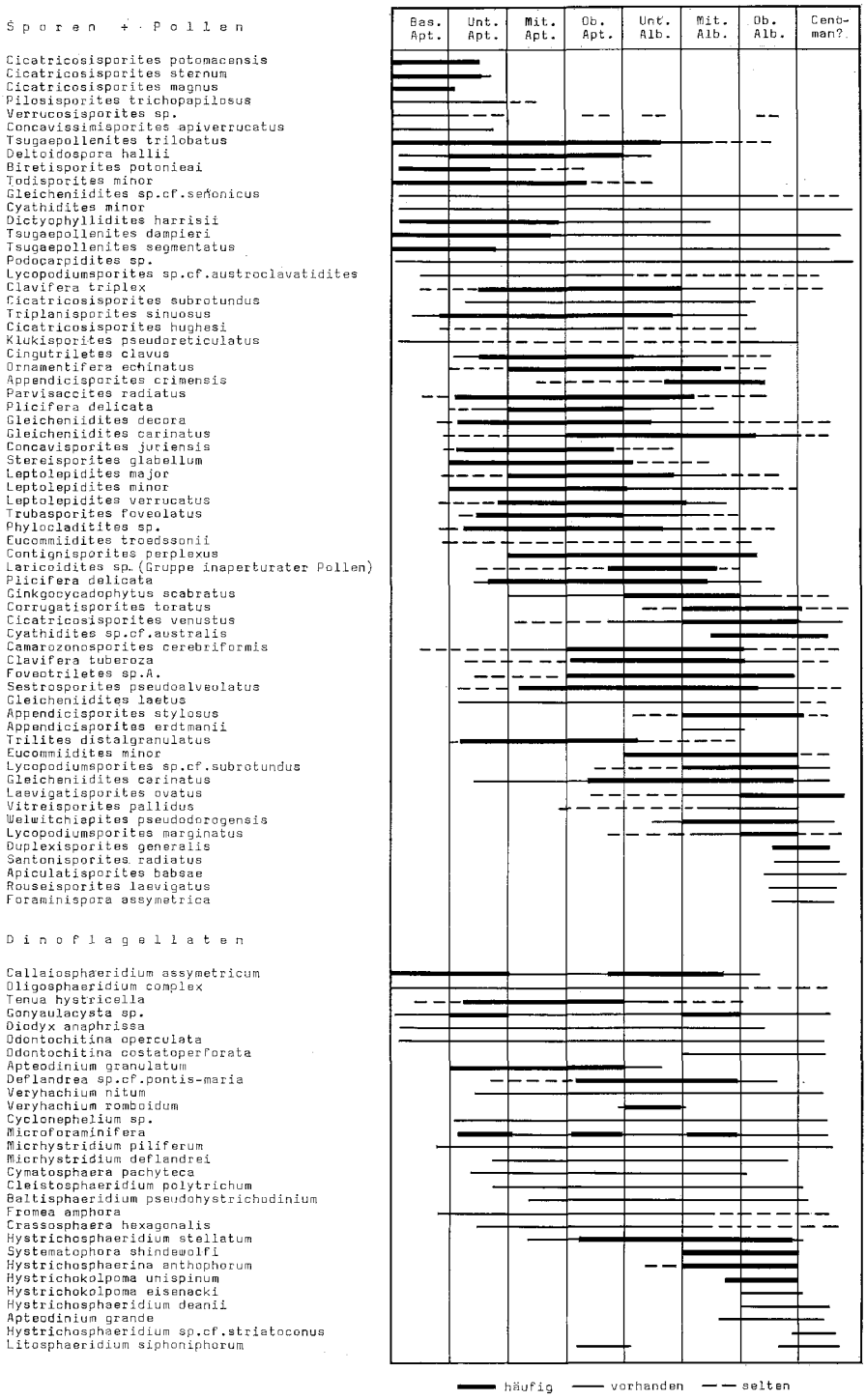


Abb. 11: Stratigraphische Verbreitung von Sporen, Pollen und Mikroplankton in den untersuchten Unterkreideprofilen des Wienerwaldes.

Die Mikroforaminiferen sind verschiedenartig und ziemlich reichhaltig vertreten. In der Probe 46 beginnen *Hystrichosphaeridium stellatum* und große Formen von *Callaiosphaeridium assymetricum* in Erscheinung zu treten. Ebenso charakteristisch für das Alb ist die Form *Corrugatisporites toratus*, die reichlich in Probe 45 vertreten ist. In diesem Material kommt erstmals *Welwitchiapites pseudodorogensis* vor; die Menge dieser Art wächst ständig an und erreicht in Probe 51 das Maximum.

10. Subzone der *Gonyaulacysta hadra* (Alb). Probe 47.

Sporen und Pollen: Immer noch kommen hier *Clavifera triplex* und *Sestrosporites pseudofoveolatus* vor. Es steigert sich der Prozentsatz an *Welwitchiapites pseudodorogensis*.

Mikroplankton: Größtes Vorkommen an *Gonyaulacysta hadra*, welche hier bis zu 60% des gesamten Mikroplanktons erreichen. In diesem Material treten einige Exemplare *Systematophora shindewolfi* und *Hystrichosphaeridium anthophorum* in Erscheinung.

11. Subzone der *Laevigatisporites ovatus* (Ober-Alb). Probe 50 und 49.

Sporen und Pollen: Reichhaltig ist ebenfalls *Welwitchiapites pseudodorogensis* vertreten, von den Gleicheniaceen folgen noch in geringen Mengen *Clavifera triplex* und *Clavifera delicata*. Erstmals treten im gesamten Mikrofossilien-Komplex des studierten Profils *Laevigatisporites ovatus*, Sporen wahrscheinlich zur Gattung *Polypodiaceae* gehörig, in Erscheinung, deren Existenz im Apt-Alb-Zeitalter beginnt. Es wurden einigemale ganze Sporangien mit Sporen gefunden.

Mikroplankton: Vorkommen einer größeren Menge *Callaiosphaeridium assymetricum* (große Formen, etwa zweimal größer als dieselben Arten des Barrêmes), *Hystrichosphaeridium stellatum*, *Hystrichokolpoma unispinus*, *Hystrichosphaeridium deanei*.

12. Subzone der *Apteodinium grandis* (Oberalb). Probe 51, 52.

Sporen und Pollen: Es treten größere Mengen an *Lycopodiumsporites marginatus* in Erscheinung (in den älteren Proben wurde häufiger *Lycopodiumsporites rotundus* gefunden), kleine Formen um etwa 30 µ. Ein reichliches Auftreten haben *Duplexisporites*, *Staplinisporites* und *Santonisporites*, *Foveotriletes*; in großer Menge tritt *Welwitchiapites pseudodorogensis* auf.

Mikroplankton: Erstmaliges Auftreten von *Apteodinium grande* ? (10—15%), *Hystrichokolpoma eisenacki*.

In keinem der Präparate wurden Sporen von *Trubasporites*, *Clavifera* sowie keine Pollen von *Parvisaccites* und *Phyllocladidites* gefunden.

Recht häufig ist resedimentiertes bzw. umgelagertes Material der Trias mit *Ovalipollis* u. a. vorhanden.

13. Subzone der *Hystrichosphaeridium stratoconus* (Oberalb-Cenoman). Probe 105—104.

Im allgemeinen ist der Charakter des Materials sehr verschieden von jenem aller vorhergehenden Komplexe. *Coniferae* sind durch jüngere Formen vertreten, das Mikroplankton ist durch gänzlich andere Arten repräsentiert als in den früher angeführten Gemeinschaften. Häufig ist die Art *Hystrichosphaeridium striatoconus*, die hauptsächlich in der Oberkreide und im Tertiär vorkommt.

Resedimentiertes Material

In einigen Fällen wurde auch resedimentiertes bzw. umgelagertes Material gefunden, wie z. B. in Probe 51 eine Menge Pollen *Ovalipollis*, die bestimmt von Triasgesteinen stammen; in den Proben 15 und 14 wurden einige Karbon-Sporen gefunden

wie *Alatisporites varius*, *Reinschapora magnifica*. Eine Menge von Exemplaren der Gattungen *Baltisphaeridium* und *Micrhystridium* einiger Proben (12—15, 41—44, 51) entstammen möglicherweise Jura-Gesteinen, jedoch kann dies ohne die Anwendung der Fluoreszenzmethode nicht eindeutig behauptet werden. Bisher ist es dem Verfasser dieses Beitrages nicht gelungen, Angiospermen zu bestimmen. Die gesamte Apt-Pflanzen-Gemeinschaft ist hauptsächlich durch feuchtigkeitsliebende Arten charakterisiert. Diese gehören wahrscheinlich den rezenten Gattungen *Sphagnum*, *Lycopodium*, *Caytonia*, *Gleichenis*, *Schizaea*, *Cyathea*, *Dicksonia*, und anderen an. In höheren Regionen kamen wahrscheinlich viele Nadelholzgewächse vor, die wahrscheinlich den rezenten Gattungen *Phyllocladus* und *Dacrydium* angehören.

Übersetzt von E. WALZEL (S. A. V. Bratislava).
Manuskript eingegangen am 20. 12. 1970.
Stratigraphische Ergebnisse vgl. S. 125 u. S. 142.

Nannofossilien aus dem Wienerwald

G. LAUER

Taf. 23—33

Genus: *Lithastrinus* STRADNER 1962

Lithastrinus floralis STRADNER 1962

Taf. 33, Fig. 10, 11.

Lithastrinus floralis n. sp., STRADNER 1962, S. 370, T. 2, f. 5—11.
Lithastrinus floralis STRADNER — MANIVIT 1968, S. 194, T. 2, f. 5a—c.
Lithastrinus floralis STRADNER — GARTNER 1968, S. 47, T. 21, f. 13a—d, T. 22, f. 28—29, T. 24, f. 12a—d.
Lithastrinus floralis STRADNER — STRADNER 1968, S. 42, T. 42, f. 1—7.
Lithastrinus floralis STRADNER — BUKRY 1969, S. 43, T. 21, f. 1—2.

Beschreibung: Es liegt eine runde Form vor, die sich in 9 gleiche Segmente gliedert. Der Außenrand ist beiderseitig wesentlich dicker als die zentrale Scheibe. Im Zentrum befindet sich eine runde Öffnung.

Größter Durchmesser: 6 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Mittelalb der Bohrung Delft 2, Niederlande (STRADNER 1968).

Genus: *Aspidolithus* NOEL 1969

Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA emend. REINHARDT 1964

Arkhangelskiella parca n. sp., STRADNER 1963, S. 10, T. 1, f. 3—3a.
Arkhangelskiella parca STRADNER — BRAMLETTE & MARTINI 1964, S. 298, T. 1, f. 1—2.
Arkhangelskiella parca STRADNER — GARTNER 1968, S. 38, T. 8, f. 4—5, T. 11, f. 2a—c.
Arkhangelskiella parca STRADNER — PERCH NIELSEN 1968, S. 61, T. 21, f. 1—4, txf. 27.
Arkhangelskiella parca STRADNER — MANIVIT 1968, S. 279, T. 1, f. 1a—b.
Aspidolithus parcus (STRADNER) — NOEL 1969, S. 196, T. 1, f. 3—4.
Broinsonia parca (STRADNER) — BUKRY 1969, S. 23, T. 3, f. 3—7.

Beschreibung: Die große elliptische Form zeigt zwei Zyklen von Randelementen. Der Außenrand besteht aus mehreren Limbi. Das Zentralfeld ist durch eine in den Ellipsenachsen verlaufende Struktur in 4 Teile geteilt, die von Perforationen durchbrochen sein können. Bei gekreuzten Nicols zeigt sich, daß diese 4 Segmente diagonal nochmals geteilt sind.

Bemerkungen: Die Definition und Abgrenzung dieser Form ist derzeit noch unklar, daher sei der Typ vorläufig sehr weit und allgemein gefaßt. Ob der Genus *Aspidolithus* NOEL oder *Broinsonia* BUKRY zu verwenden ist, kann schwer entschieden werden, da beide im März 1969 aufgestellt wurden.

Größter Durchmesser: 12 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Unter Campan des unteren Taylor Marl von Ellis County, Texas, USA (BUKRY 1969).

Genus: *Arkhangelskiella* VEKSHINA 1959, em. NOEL 1969

Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA emend. REINHARDT 1964

Arkhangelskiella cymbiformis n. sp., VEKSHINA 1959, S. 66, T. 1, f. 1, T. 2, f. 3 a—c.
Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA — REINHARDT 1964, S. 752, T. 1, f. 1—2, txf. 3.
Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA — REINHARDT 1966, S. 31. T. 6, f. 1—2, 3 a—b, T. 22, f. 14—19.
Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA — PERCH NIELSEN 1968, S. 57, T. 19, f. 1, T. 20, f. 3—8, txf. 24—25.
Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA — GARTNER 1968, T. 1, f. 1—6, T. 4, f. 1—4, T. 6, f. 1 a—c, T. 27, f. 2 a—b.
Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA — NOEL 1969, S. 195, txf. 1 a—b.
Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA — BUKRY 1969, S. 21, T. 1, f. 1—3.

Beschreibung: Die elliptische Form zeigt nur einen Randring. Im Querschnitt jedoch zeigt sich, daß der Rand recht dick ist und aus mehreren Limbi besteht. Das Zentralfeld ist längs der Ellipsenachsen durch ein Kreuz in 4 Felder geteilt, die zumeist von Poren durchbrochen sind. Zwischen gekreuzten Nicols wird eine weitere diagonale Teilung deutlich, sodaß insgesamt 8 Felder aus Granulae die area centralis erfüllen.

Unterschiede: *Aspidolithus parcus* (STRADNER) zeigt zwei Zyklen von Randelementen und eine im Verhältnis zum Gesamtdurchmesser kleinere area centralis.

Größter Durchmesser: 8 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Mittel Campan der Craie de Meudon (Zone der *Belemnitella mucronata*) Meudon, Frankreich (BUKRY 1969).

Genus: *Bidiscus* BUKRY 1969

Bidiscus ignotus (GORKA 1957)

Tremalithus ignotus n. sp., GORKA 1957, S. 248, T. 2, f. 9.
Biscutum tredenale n. sp., REINHARDT 1965, S. 32, T. 1, f. 3, txf. 2.
Biscutum tredenale REINHARDT — REINHARDT 1966, S. 31, T. 2, f. 3, Bild 13.
Biscutum ignotum (GORKA) — REINHARDT & GORKA 1967, S. 245, T. 31, f. 9, 13.
Discorhabdus ignotus (GORKA) — PERCH NIELSEN 1968, S. 81, T. 28, f. 6—9, txf. 41—42.
Bidiscus cruciatus cruciatus BUKRY — BUKRY 1969, S. 27, T. 6, f. 10—11.

Beschreibung: Es liegt eine kleine kreisrunde Form vor, bestehend aus 2 annähernd gleichgroßen, breiten Limbi. Diese bestehen aus je einer Reihe von 13 bis 14 elementa petala. Das sehr kleine Zentralfeld ist von wenigen Granulae erfüllt, die sich zuweilen auch kreuzförmig zusammenfügen.

Bemerkungen: Es wird für günstig gehalten, diese Form dem präzis definierten Genus *Bidiscus* BUKRY zuzuordnen. Die kreuzförmige Zentralstruktur sei hier im Gegensatz zu BUKRY 1969 nicht unbedingt als bindend für die Species angenommen.

Größter Durchmesser: 4 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Unteres Turon von Beaumont de Roger, NW Frankreich (REINHARDT 1966).

Genus: *Biscutum* BLACK 1959

Biscutum constans (GORKA 1957)

Discolithus constans n. sp., GORKA 1957, S. 279, T. 4, f. 7.
Biscutum testudinarium n. sp., BLACK & BARNES 1959, S. 325, T. 10, f. 1.
Coccolithus oregus n. sp., STOVER 1966, S. 139, T. 1, f. 8—9, T. 8, f. 4.
Biscutum constans (GORKA) — PERCH NIELSEN 1968, S. 78, T. 27, f. 1—11.
Biscutum testudinarium (BLACK) — BUKRY 1969, S. 28, T. 8, f. 7—12.

Beschreibung: Der elliptische Kalkkörper besteht aus 2 distal gewölbten Randscheiben, deren basale wesentlich kleiner ist. Die elementa petala sind radiär orientiert. Das relativ kleine Zentrum besteht ebenfalls aus radiären Einzelbausteinen. Charakteristisch ist, daß sich die beiden Randscheiben unter gekreuzten Nicols gegenseitig nahezu optisch auslöschen.

Größter Durchmesser: 4—6 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Burwell Rock des oberen Cenoman, Cambridgeshire, England (BLACK & BARNES 1959).

Genus: *Apertapetra* HAY, MOHLER & WADE 1966

Apertapetra pemmatoides (DEFLANDRE in MANIVIT 1965)

Cricolithus pemmatoides DEFLANDRE — MANIVIT 1965, S. 192, T. 2, f. 8.
Cyclolithus gronosus n. sp., STOVER 1966, S. 140, T. 1, f. 1—3, T. 8, f. 1.
Cyclolithus gronosus STOVER — GARTNER 1968, S. 19, T. 22, f. 22.
Cricolithus cf. *pemmatoides* DEFLANDRE — FORCHHEIMER 1968, S. 46, T. 4, f. 1, 6, 7, txf. 2/7.
Cricolithus pemmatoides DEFLANDRE — MANIVIT 1968, S. 279, T. 2, f. 12 a—b.
Apertapetra gronosa (STOVER) — BUKRY 1969, S. 26, T. 6, f. 6—9.

Beschreibung: Der Kalkkörper zeigt 2 Limbi, deren distaler etwas größer ist. Beide werden aus schrägliegenden elementa petala aufgebaut, die in den beiden Scheiben gegensätzlich orientiert sind. Das große freie Zentrum wird von einer weiteren, recht schmalen Reihe von Einzelelementen eingerahmt.

Bemerkungen: Die Genera *Cyclolithus* KAMPTNER 1948 und *Cricolithus* KAMPTNER 1956 sind nicht entsprechend präzise gefaßt, um sie hier direkt anwenden oder ausschließen zu können. Es sei daher, in Anlehnung an BUKRY 1969, der Genus *Apertapetra* HAY, MOHLER & WADE verwendet.

Größter Durchmesser: 8—13 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Alb von Saint Florentin, NW Frankreich (STOVER 1966).

Genus: *Markalius* BRAMLETTE & MARTINI em. PERCH NIELSEN 1968

Markalius inversus (DEFLANDRE) BRAMLETTE & MARTINI 1964

Taf. 25, Fig. 3, 4

Cyclococcolithus leptoporus MURRAY & BLACKMAN *var. inversus* DEFL. — DEFLANDRE & FERT 1954, S. 150, T. 9, f. 4—5.
Markalius inversus (DEFLANDRE) — BRAMLETTE & MARTINI 1964, S. 302, T. 2, f. 4—9.
Markalius inversus (DEFLANDRE) — PERCH NIELSEN 1968, S. 72, T. 24, f. 1—8, T. 25, f. 1, txf. 35

Beschreibung: Die große runde Form zeigt 2 direkt aufeinanderliegende Limbi, die proximal konkav sind. Der distale Limbus ist etwas größer. Die verhältnismäßig kleine area centralis wird von 2 Zyklen radiär orientierter Einzelelemente gefüllt. Charakteristisch sind 4 kreuzförmig angeordnete Körner, die der innersten Scheibe aufliegen.

Größter Durchmesser: 9—11 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Maastricht von Møn, Dänemark (PERCH NIELSEN 1968).

Markalius circumradiatus (STOVER) n. comb. PERCH NIELSEN 1968

Taf. 25, Fig. 5, 6

Coccolithus circumradiatus n. sp., STOVER 1966, S. 138, T. 5, f. 2—4, T. 9, f. 10.
Markalius circumradiatus (STOVER) n. comb. — PERCH NIELSEN 1968, S. 73, T. 25, f. 2—7, T. 26, f. 1—7, txf. 36—37.
Coccolithus circumradiatus STOVER — FORCHHEIMER 1968, S. 32, T. 8, f. 6.

Beschreibung: Der meist auffallend große Coccolith besteht aus 2 dicht aneinander liegenden Randscheiben und einem recht unregelmäßig aufgebauten Zentrum. Nur selten sind in der area centralis noch weitere Radialzyklen erkennbar. Hingegen entsteht zwischen gekreuzten Nicols ein eigenartiges, wenig differenziertes Bild, das für den Typ als charakteristisch angenommen wird.

Größter Durchmesser: 9—13 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Alb der Bohrung Delft 2, Niederlande (STOVER 1966).

Genus: *Watznaueria* REINHARDT 1964

Bemerkungen: In der Frage der Abgrenzung dieses Genus bestehen sehr viele Uneinigkeiten und Schwierigkeiten. Vorläufig sei hier die Auffassung von PERCH NIELSEN 1968 und BUKRY 1969 angewendet.

Watznaueria barnesae (BLACK) n. comb. BUKRY 1969

Taf. 26, Fig. 1—5

Tremalithus barnesae n. sp., BLACK & BARNES 1959, S. 325, T. 9, f. 1—2.
Tergestiella barnesae (BLACK) — REINHARDT 1964, S. 753.
Watznaueria angustoralis n. sp., REINHARDT 1964, S. 753, T. 2, f. 2, txf. 4.
Watznaueria barnesae (BLACK) — PERCH NIELSEN 1968, S. 69, T. 22, f. 1—7, T. 23, f. 1, 4, 5, 16, txf. 32.
Coccolithus barnesae (BLACK) — STRADNER, ADAMIKER & MARESCH 1968, S. 24, T. 1—2, txf. 8.
Coccolithus barnesae (BLACK) — GARTNER 1968, S. 16, T. 1, f. 12, T. 4, f. 6—7, T. 8, f. 18—22, T. 11, f. 11, T. 14, f. 4—5, T. 15, f. 8, T. 16, f. 15—16, T. 19, f. 12, T. 20, f. 12—13, T. 22, f. 16—17, T. 24, f. 8, T. 25, f. 1—2.
Watznaueria barnesae (BLACK) n. comb. — BUKRY 1969, S. 31, T. 10, f. 1—7.

Beschreibung: Die Form kann sowohl in der Größe, als auch in der Exzentrizität stark schwanken. Es sind 2 distal gewölbte Limbi aus schrägstehenden, sich gegenseitig überlappenden Elementen vorhanden, deren proximaler etwas kleiner ist. Die area centralis ist distal eingesenkt und zeigt einen Granulaering um radial orientierte Elemente. Im Zentrum kann auch eine Öffnung vorhanden sein.

Bemerkungen: Es ist offensichtlich, daß unter diesem Formtyp noch recht verschiedene Kalkkörper vereinigt sind. Zunächst erscheint es jedoch richtig, keine engeren Differenzierungen vorzunehmen.

Größter Durchmesser: 5—14 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Malm der Bohrung Potsdam S 11, DDR (REINHARDT 1966).

Watznaueria paenepelagica (Stover 1966)

Taf. 26, Fig. 8

Coccolithus paenepelagicus n. sp., Stover 1966, S. 139, T. 1, f. 10—11.
Watznaueria paenepelagica (Stover) — Bukry 1969, S. 33, T. 12, f. 1—4.

Beschreibung: Die Form besteht aus 2 Randringen, deren distaler der größere ist. Daran schließt innen ein schmaler Ring kleiner Elemente an. Das Zentralfeld erscheint relativ unregelmäßig, jedoch radiär mit größeren Granulae erfüllt. Im Zentrum ist zumeist ein kleiner Porus erkennbar.

Unterschiede: Die Form zeigt augenfällig eine größere Exzentrizität als *Watznaueria barnesae* (Black) und hat eine gröber aufgebaute area centralis. Im ganzen scheint *Watznaueria paenepelagica* (Stover) eine etwas primitivere Form zu sein.

Größter Durchmesser: 5—8 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Santon der Niobrara Formation von Knox County, Nebraska, USA (Bukry 1969).

Watznaueria communis Reinhardt 1966

Taf. 26, Fig. 6, 7

Watznaueria communis n. sp., Reinhardt 1966, S. 17, T. 4, f. 2, 5, 6, Taf. 23, f. 5.
Watznaueria ovata n. sp., Bukry 1969, S. 33, T. 11, f. 11—12.

Beschreibung: Es handelt sich um eine kleine Species von Watznaueria, mit einem auffallenden zentralen Porus. Am Außenrand sind 2 Limbi vorhanden, deren proximaler etwas kleiner ist. Innen schließt ein schmaler Zyklus ebenfalls radiär orientierter Elemente an.

Größter Durchmesser: 5—6 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Kimmeridge der Bohrung Potsdam S 11, DDR (Reinhardt 1966).

Watznaueria deflandrei (Noel 1965)

Taf. 26, Fig. 9

Actinosphaera deflandrei n. sp., Noel 1965, S. 133, T. 18, f. 4—8, T. 19, f. 2, 6, 7, 8.

Unterschiede: Die Form unterscheidet sich prinzipiell nur sehr wenig von *Watznaueria barnesae* (Black). Allein die an den distalen Limbus innen anschließende Granulaereihe ist wesentlich schmäler, wodurch die aus den bis ins Zentrum reichenden Elementen des basalen Limbus bestehende area centralis, bedeutend größer erscheint.

Bemerkungen: Auf Grund des geringen Unterschiedes zu *Watznaueria barnesae* (Black) und der Definition von Bukry 1969, wird diese Form in den Genus *Watznaueria* gestellt. Ob der Typ *Watznaueria coronata* Gartner 1968 n. comb. Bukry 1969 hiezu synonym ist, sei noch unentschieden.

Größter Durchmesser: 7 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Portland von Kef Talrempt, Algerien (Noel 1965).

Watznaueria britannica (Stradner) Reinhardt 1964

Taf. 26, Fig. 10, 11

Coccolithus britannicus n. sp., Stradner 1963, S. 17, T. 1, f. 7, 7 a.
Watznaueria britannica (Stradner) — Reinhardt 1966, S. 17, T. 4, f. 7 a, b, Bild 4 a, b.

Beschreibung: Die Form zeigt 2 Limbi, deren proximaler kleiner ist. Diese umschließen einen aus radiär orientierten Micellen aufgebauten Innenring sowie einen auffallend großen Porus im Zentrum. Charakteristisch ist der in der kleinen Ellipsenachse liegende Steg, der den Zentralporus überspannt.

Größter Durchmesser: 7 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Unter Oxford von Bedcliff Point bei Dorset, England (STRADNER 1963).

Genus: *Crucidiscus* nov. gen.

Bemerkungen: Die Genusdefinition sei zunächst durch den Formtyp *Crucidiscus andrusovi* nov. spec. determiniert.

Crucidiscus andrusovi nov. spec.

Taf. 25, Fig. 1, 2

Derivatio nominis: Zu Ehren Herrn Prof. Dr. Dimitrij Andrusov (Bratislava).

Holotypus: Taf. 25, Fig. 1 a, b

Locus typicus: Anriß an der Forststraße der österreichischen Bundesforste SW Tulbingerkogel.

Stratum typicum: Wolfpassinger Schichten (mit Einlagen von Dopplerhüttenkalk) Apt-Alb.

Diagnose: Es handelt sich um eine Art von *Crucidiscus*, die in ihrer Größe auffällt und deren area centralis eine in den Ellipsenachsen liegende kreuzförmige Struktur zeigt.

Beschreibung: Die Randregion des elliptischen Kalkkörpers besteht in 2 Limbi, deren distaler etwas größer ist als der basale. Die Anzahl der radialstrahligen Micellen an jedem Limbus liegt zwischen 28 und 35. An diesen äußeren Kranz schließt innen ein wesentlich schmälerer Zyklus ebenfalls radiär orientierter Elemente an. Das relativ kleine Zentralfeld wird von einem Kreuz überspannt, dessen Balken in den Ellipsenachsen des Coccolithen liegen. Dieses Kreuz scheint aus mehreren Einzelelementen aufgebaut zu sein.

Unterschiede: Die Form *Watznaueria quadriradiata* BUKRY 1969 ist in vielen Punkten der hier beschriebenen Form ähnlich. Sie ist jedoch wesentlich kleiner (8·4 μ) und zeigt vor allem einen nahezu runden Umriß. *Crucidiscus andrusovi* ist aber eindeutig elliptisch. Der aus dem Valanginien von Carnas (Frankreich) beschriebene *Coccolithus cuvillieri* MANIVIT 1966 scheint einen primitiveren Aufbau der Randelemente zu haben. Die gegebene Dokumentation läßt jedoch keine präzisen Rückschlüsse zu.

Größter Durchmesser: 12 μ an allen aufgefundenen Exemplaren.

Genus: *Cretarhabdus* BRAMLETTE & MARTINI 1964 em. BUKRY 1969

Cretarhabdus conicus BRAMLETTE & MARTINI 1964

Taf. 24, Fig. 1, 2

Cretarhabdus conicus n. sp., BRAMLETTE & MARTINI 1964, S. 299, T. 2, f. 21—24.
Cretarhabdus conicus BRAM. & MART. — MANIVIT 1965, S. 193, T. 1, f. 2 a—d.
Cretarhabdus conicus BRAM. & MART. — STOVER 1966, S. 140, T. 1, f. 19—20, T. 8, f. 9.
Cretarhabdus conicus BRAM. & MART. — REINHARDT 1967, S. 169, txf. 5.
Cretarhabdus conicus BRAM. & MART. — PERCH NIELSEN 1968, S. 51, T. 12, f. 1—4.
Cretarhabdus conicus BRAM. & MART. — GARTNER 1968, S. 21, T. 6, f. 3—4, T. 11, f. 12, T. 22, f. 20—21, T. 24, f. 11.
Cretarhabdus conicus BRAM. & MART. — BUKRY 1969, S. 35, T. 13, f. 7—12.

Beschreibung: Die breitelliptische Form zeigt 2 Randscheiben, deren distale größer ist. Die ziemlich große area centralis ist von Granulae erfüllt, die öfters leere Zwischenräume freilassen und regelmäßig angeordnet sind. Das Charakteristikum ist ein aus vielen feinen Elementen aufgebautes Zentralkreuz, welches nach den Ellipsenachsen orientiert ist. Der Schnittpunkt desselben ist der Ansatzpunkt eines distalen Fortsatzes, der jedoch meistens abgebrochen ist.

Größter Durchmesser: 7—10 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Unter Alb bei der Aube-Brücke in Dienville, Frankreich (BUKRY 1969).

Cretarhabdus crenulatus crenulatus BUKRY 1969

Taf. 24, Fig. 3—5

Cretarhabdus crenulatus n. sp., BRAMLETTE & MARTINI 1964, S. 300, T. 2, f. 21—24.
Cretarhabdus crenulatus BRAM. & MART. — MANIVIT 1965, S. 193, T. 1, f. 3 a—d.
Cretarhabdus crenulatus BRAM. & MART. — REINHARDT 1967, S. 170.
Polypodorhabdus crenulatus (BRAM. & MART.) — PERCH NIELSEN 1968, S. 48, T. 11, f. 2—5.
Cretarhabdus crenulatus crenulatus n. ssp., BUKRY 1969, S. 35, T. 14, f. 1—6, 12.

Beschreibung: Der Rand besteht aus 2 Randscheiben, deren proximale nur unwesentlich kleiner ist. Das Zentralfeld ist relativ unregelmäßig von Granulae erfüllt, welche sich im Zentrum zur Basis eines Stieles verdichten. Eine kreuzförmige Struktur ist nur selten und undeutlich erkennbar.

Unterschiede: Die Form ist kleiner als *Cretarhabdus conicus* BRAM. & MART., zeigt ein verhältnismäßig kleineres Zentralfeld und einen runderen Umriß. Charakteristisch ist das Fehlen einer deutlichen kreuzförmigen Zentralstruktur.

Größter Durchmesser: 6—7 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Unter Alb bei der Aube-Brücke in Dienville, Frankreich (BUKRY 1969).

Cretarhabdus crenulatus hansmanni BUKRY 1969

Taf. 24, Fig. 6, 7

Cretarhabdus crenulatus hansmanni n. ssp., BUKRY 1969, S. 35, T. 14, f. 7—9.

Beschreibung: Die Form zeigt 2 Limbi, deren distaler größer ist. Das Zentralfeld nimmt etwa die Hälfte des Gesamtdurchmessers ein und ist von groben radiär angeordneten Stegen überspannt. Die in den Ellipsenachsen liegenden Stege sind häufig zu einer kreuzförmigen Struktur besonders kräftig ausgebildet. Im Zentrum setzt distal ein Stabfortsatz an.

Unterschiede: Der Unterschied zu *Cretarhabdus crenulatus crenulatus* BUKRY besteht nur in der Ausbildung der area centralis. Beim vorliegenden Typ sind wesentlich gröbere und geregeltere Granulaerippen vorhanden, die auch deutliche Zwischenräume freilassen.

Größter Durchmesser: 6—8 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Campan des oberen Austin Chalk und unteren Taylor Marl, Ellis County, Texas, USA (BUKRY 1969).

Cretarhabdus tulbingensis nov. spec.

Taf. 24, Fig. 8—10

Derivatio nominis: Nach dem Tulbinger Kogel NW von Wien.

Holotypus: Taf. 24, Fig. 10 a, b

Locus typicus: Anriß an der Forststraße der Österreichischen Bundesforste SW Tulbinger Kogel.

Stratum typicum: Wolfpassinger Schichten (Apt-Alb).

Diagnose: Hier liegt eine Art von *Cretarhabdus* vor, die durch ein gemäß den Ellipsenachsen liegendes Kreuz im sonst offenen Zentralfeld charakterisiert ist.

Beschreibung: Der Coccolith zeigt 2 Randscheiben, deren distale deutlich größer ist und einen sehr breitelliptischen Umriß. Das Zentralfeld ist offen und wird von einem aus zahlreichen Elementen aufgebauten Kreuz überspannt, dessen Balken in den Ellipsenhauptachsen liegen. Der Schnittpunkt im Zentrum ist deutlich verdichtet und bildet den Ansatzpunkt eines Fortsatzes.

Unterschiede: Im Gegensatz zu *Cretarhabdus conicus* Braml. & Mart. zeigt die area centralis keine Granulae außerhalb des Zentralkreuzes, sodaß zwischen diesem und den Randelementen 4 Hohlräume freibleiben.

Größter Durchmesser: 6—8 μ.

Cretarhabdus actinosus (Stover 1966)

Taf. 24, Fig. 11

Coccolithus actinosus n. sp., Stover 1966, S. 138, T. 1, f. 15—16, T. 8, f. 7.
Polypodorhabdus actinosus (Stover) — Perch Nielsen 1968, S. 50, T. 10, f. 1—6, txf. 19.
Watznaueria actinosa (Stover) — Bukry 1969, S. 31, T. 9, f. 12.

Beschreibung: Die normalelliptische Form zeigt 2 Randscheiben, deren proximale kleiner und konkav ist. Die area centralis ist regelmäßig mit Granulae erfüllt, die jedoch leere Zwischenräume freilassen. Im Zentrum befindet sich die Basis für einen distalen Stab.

Bemerkungen: Nach der Genus-Definition von Bramlette & Martini 1964 wäre diese Form zu Cretarhabdus zu stellen. Der Genus *Watznaueria* Reinhardt 1964 erscheint auf Grund der Originaldiagnose hier nicht anwendbar.

Größter Durchmesser: 6 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Albien von St. Florentin, N Frankreich (Stover 1966).

Genus: *Cribrosphaerella* Deflandre 1952 em. Reinhardt 1964

Cribrosphaerella ehrenbergi (Arkhangelsky 1912)

Taf. 25, Fig. 7—9

Cribrosphaera ehrenbergi n. sp., Arkhangelsky 1912, S. 412, T. 6, f. 19—20.
Cribrosphaerella ehrenbergi (Arkh.) — Deflandre (in Piveteau 1952), S. 111, txf. 54 a, b.
Discolithus numerosus n. sp., Gorka 1957, S. 257, T. 4, f. 5.
Discolithina? cf. *Discolithus numerosus* (Gorka) — Bramlette & Martini 1964, S. 301, T. 1, f. 23 bis 24.
Discolithus venatus n. sp., Stover 1966, S. 144, T. 3, f. 12—13, T. 8, f. 21.
Cribrosphaerella ehrenbergi (Arkh.) — Reinhardt 1966, T. 22, f. 13, 26, txf. 8.
Cribrosphaerella mathewsi (Black) — Reinhardt 1966, S. 28, T. 5, f. 1—2, T. 12, f. 5.
Cribrosphaerella ehrenbergi (Arkh.) — Perch Nielsen 1968, S. 54, T. 17, f. 1—8, txf. 21.
Cribrosphaerella ehrenbergi (Arkh.) — Gartner 1968, S. 40, T. 1, f. 14—15, T. 3, f. 2 a—d, T. 6, f. 7 a—c, T. 14, f. 2 a—d, T. 15, f. 11 a—d.
Cribrosphaera ehrenbergi (Arkh.) — Bukry 1969, S. 44, T. 22, f. 7—12.

Beschreibung: Den Rand bilden 2 Limbi, deren distaler kleiner ist und auch weiter in das Zentralfeld hineinragt. Dadurch ist die area centralis auf der basalen Seite kleiner. Die elementa petala der Randscheiben sind breit und nebeneinander angeordnet. Das distal leicht gewölbte Zentralfeld ist von zahlreichen, regelmäßig verteilten Poren durchbrochen.

Bemerkungen: Für die Orientierung sei hier, in Anlehnung an REINHARDT 1966, der Vorschlag von ARKHANGELSKY 1912 vorausgesetzt, wonach die Seite mit der konvexen Wölbung des Zentralfeldes und dem kleineren Limbus die distale sei. Eine genaue Abgrenzung dieser Form ist bisher noch nicht gelungen, und es bleibt fraglich, ob die Typen mit abgeflachtem Seitenrand längs der langen Achse nicht von den normalelliptischen Formen abgetrennt werden können.

Größter Durchmesser: 6—7 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Coniac der Niobrara Formation, Knox County, Nebraska, USA (BUKRY 1969).

Genus: *Deflandrius* BRAMLETTE & MARTINI 1964

Deflandrius cretaceus (ARKHANGELSKY)

Taf. 50, Fig. 4—6

Coccolithophora cretacea n. sp., ARKHANGELSKY 1912, S. 410, T. 6, f. 12—? 13.
Rhabdolithus intercisus DEFLANDRE — DEFLANDRE & FERT 1954, S. 159, T. 13, f. 12—13.
Prediscosphaera decorata n. sp., VEKSHINA 1959, S. 73, T. 1, f. 8—9, T. 2, f. 13 a.
Deflandrius cretaceus (ARKHANGELSKY) — BRAMLETTE & MARTINI 1964, S. 301, T. 2, f. 11—12.
Deflandrius intercisus (DEFLANDRE) — BRAMLETTE & MARTINI 1964, S. 301, T. 2, f. 13—16.
Deflandrius cretaceus cretaceus (ARKH.) — REINHARDT 1966, S. 35, T. 15, f. 4, non: T. 10, f. 1—2, Bild 14, 20 a, b.
Deflandrius cretaceus intercisus (DEFL.) — REINHARDT 1966, S. 35, T. 19, f. 3, T. 22, f. 2, non: Bild 20 a, b.
Deflandrius cretaceus (ARKHANGELSKY) — PERCH NIELSEN 1968, S. 63, T. 13, f. 1—6, T. 14, f. 1—2, T. 15, T. 16, f. 1—5, txf. 29—31.
Prediscophaera cretacea (ARKH.) — GARTNER 1968, S. 19, T. 2, f. 10—14, T. 3, f. 8, T. 4, f. 19—24, T. 5, f. 14—15, T. 9, f. 1—4, T. 12, f. 1, T. 14, f. 20—22, T. 18, f. 8, T. 22, f. 1—3, T. 25, f. 12—14, T. 26, f. 2.
Prediscosphaera cretacea (ARKH.) — BUKRY 1969, S. 38, T. 16, f. 12, T. 17, f. 1—6.

Beschreibung: Die Randscheibe besteht aus 2 Limbi, die je aus 16 elementa petala aufgebaut sind. Innen schließt daran ein schmaler Kranz von Granulae an. Der Umriß ist eher rundelliptisch. Der zentrale Hohlraum wird von einem aus langgestreckten Elementen aufgebauten Kreuz überspannt, das diagonal zu den Ellipsenachsen liegt. Im Zentrum, dem Schnittpunkt des Kreuzes, setzt distal ein Stab an, der in 2 Abschnitte zu gliedern ist. Der proximale Teil besteht aus 4 Einzelstäben, die auch leicht gedreht sein können. Im distalen Teil erweitern sich ebensolche Stäbe zu dreieckigen Platten, die in der Aufsicht einen vierstrahligen Stern ergeben.

Größter Durchmesser: 6—10 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Ober Cenoman der Lake Waco Formation, Texas (GARTNER 1968).

Deflandrius spinosus BRAMLETTE & MARTINI 1964

Taf. 30, Fig. 2, 3

Deflandrius spinosus n. sp., BRAMLETTE & MARTINI 1964, S. 301, T. 2, f. 17—20.
Deflandrius cretaceus cretaceus (ARKH.) — REINHARDT 1966, S. 35, T. 10, f. 1—2, Bild 14, 20 a—b, non: T. 15, f. 4.
Discolithus incohatus n. sp., STOVER 1966, S. 143, T. 2, f. 23—24, T. 8, f. 17.
Deflandrius spinosus BRAM. & MART. — PERCH NIELSEN 1968, S. 65, T. 11, f. 1, T. 14, f. 3—8, T. 15, f. 8—10.
Prediscosphaera spinosa (BRAM. & MART.) — GARTNER 1968, S. 20, T. 2, f. 15—16, T. 3, f. 9 a—b, 10 a—b, T. 5, f. 7—9, T. 6, f. 16 a—d, T. 11, f. 17 a—d.
Prediscosphaera spinosa (BRAM. & MART.) — BUKRY 1969, S. 40, T. 18, f. 7—9.

Beschreibung: Die beiden Limbi der Randscheibe haben jeweils immer 16 Einzelelemente. Im Inneren fügt sich noch eine schmale Reihe von Granulae an. Das zentrale Kreuz ist nach den Ellipsenachsen orientiert und trägt im Schnittpunkt einen Stab.

Unterschiede: *Deflandrius cretaceus* (ARKH.) ist rundlicher, hat eine breitere Randscheibe und ebenso wie *Deflandrius columnatus* STOVER ein diagonal liegendes Zentralkreuz.

Größter Durchmesser: 7 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Coniac der Niobara Formation in Knox County, Nebraska, USA (BUKRY 1969).

Deflandrius columnatus STOVER 1966

Taf. 30, Fig. 1

Deflandrius intercisus (DEFL.) — MANIVIT 1965, S. 135, T. 1, f. 7 a–d.
Deflandrius columnatus n. sp., STOVER 1966, S. 141, T. 6, f. 6—10, T. 9, f. 16.
Deflandrius columnatus STOVER — STRADNER, ADAMIKER & MARESCH 1968, S. 31, T. 18—19.

Unterschiede: *Zygrhablithus intercisus* DEFLANDRE 1959 zeigt nach der gegebenen Fassung einen breiteren Randring und ist vor allem für die höhere Oberkreide charakteristisch. Auch die bei GARTNER 1968 und BUKRY 1969 unter dem Genus *Prediscosphaera* beschriebenen Formen zeigen durchwegs breitere Randringe.

Größter Durchmesser: 6 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Mittelalb von Audigmon Layerte, Niedere Pyrenäen (MANIVIT 1965).

Genus: *Zygodiscus* BRAMLETTE & MARTINI em. GARTNER 1968

Zygodiscus spiralis BRAMLETTE & MARTINI nov. comb.

Taf. 27, Fig. 10—12

Zygodiscus spiralis n. sp., BRAMLETTE & MARTINI 1964, S. 303, T. 4, f. 6—8.
Glaukolithus fibuliformis n. sp., REINHARDT 1964, S. 758, T. 1, f. 4.
Glaukolithus fibuliformis REINHARDT — REINHARDT 1966, S. 41, T. 9, f. 1—3, T. 22, f. 22.
Zygodiscus spiralis BRAM. & MART. — PERCH NIELSEN 1968, S. 89, T. 29, f. 7—13.
Zygodiscus spiralis BRAM. & MART. — GARTNER 1968, T. 5, f. 21—22, T. 7, f. 3.

Beschreibung: Die normalelliptische Scheibe zeigt eine proximal konkave Gestalt und zwei Kränze von Randelementen, deren distaler wesentlich schmaler ist. Es ist nicht leicht zu entscheiden, ob es sich hier um zwei getrennte Limbi handelt, jedenfalls steht der distale Zyklus über den proximalen hinaus. Das offene Zentrum ist von einem Steg in der kürzeren Ellipsenachse überspannt, der aus vier gegen das Zentrum konvergierenden Aggregaten sehr kleiner Einzelelemente besteht. Für das Vorhandensein eines Zentralfortsatzes sind nur sehr undeutliche Kriterien erkennbar. Das wesentliche Charakteristikum stellt jedoch die spiralförmige Auslöschungsfigur der Randscheibe zwischen gekreuzten Nicols dar.

Bemerkungen: Unter Einbeziehung der oben angeführten Synonymie ist die Spezies hier sehr weit gefaßt, besonders was die Ausbildung des zentralen Steges betrifft. Es erscheint jedoch vertretbar, die Ausbildung der Randscheibe, die zu der typischen Auslöschungsfigur im polarisierten Licht führt, zunächst als kennzeichnend zu betrachten.

Größter Durchmesser: 6—7 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Turon der Bohrung Blasewitz 1 61 (REINHARDT 1966).

Zygodiscus theta (Black 1959) n. comb. Bukry 1969

Taf. 28, Fig. 11

Discolithus theta n. sp., Black & Barnes 1959, S. 327, T. 12, f. 1.
Zygodiscus theta (Black) — Bukry 1969, S. 62, T. 36, f. 7—8.

Beschreibung: Diese sehr regelmäßig gebaute Art von Zygodiscus zeigt einen aus dachziegelartigen Lamellen aufgebauten Randring, dem distal noch ein schmaler weiterer Zyklus aufsitzt. Die offene, elliptische area centralis wird in der kleinen Ellipsenachse von einem schmalen Steg überspannt, der aus zwei Reihen von Granulae aufgebaut ist.

Bemerkungen: Der von Perch Nielsen (1968, S. 22) unter *Zygolithus bussoni* Noel beschriebene Formtyp, dem auch *Zygolithus fibulus* Gorka synonym gesetzt ist, zeigt nur einen nicht weiter differenzierten Randring und kann so nicht zu dem Genus *Zygodiscus* Bramlette & Martini gestellt werden.

Größter Durchmesser: 7—8 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Ober Cenoman von Burwell, Cambridgeshire, England (Black & Barnes 1959).

Zygodiscus laurus Gartner 1968

Taf. 28, Fig. 6

Zygodiscus laurus n. sp., Gartner 1968, S. 33, T. 2, f. 27—28, T. 3, f. 16.

Beschreibung: Der proximal konkave Körper zeigt einen deutlich gezackten Außenrand. Der Limbus zeigt zwei Reihen von elementa petala, deren innere distal leicht hervorragt. Der Zentralraum wird von einem gleichmäßig breiten Steg überspannt, der nach der kurzen Ellipsenachse orientiert ist. Zwischen gekreuzten Nicols ist dieser nur sehr undeutlich erkennbar. Die Existenz eines Zentralfortsatzes ist nicht anzunehmen.

Größter Durchmesser: 5—7 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Obermaastricht der Arkadephia Mergel, USA (Gartner 1968).

Zygodiscus sisiphus Gartner 1968

Taf. 28, Fig. 1, 2

Zygodiscus sisiphus n. sp., Gartner 1968, S. 34, T. 14, f. 19, T. 18, f. 17—19, T. 21, f. 6, T. 22, f. 5—6 T. 25, f. 19—22, T. 26, f. 6.
Zygodiscus sisiphus Gartner — Bukry 1969, S. 61, T. 36, f. 3—4.

Beschreibung: Der normalelliptische Umriß des Coccolithus ist außen gezackt und an den Enden der langen Achse auffallend zugespitzt. Es sind zwei Zyklen von Randelementen zu erkennen, deren innerer distal hervorragt. Das offene Zentrum wird von einer relativ breiten Doppelreihe von Bauelementen überspannt. Öfters ist in der Mitte desselben zumindest der Ansatz eines Stachels zu erkennen.

Unterschiede: Vor allem wegen der spitzen Endigungen kann eine Synonymie mit dem Originaltypus der Form *diplogrammus* von Deflandre & Fert 1952, nicht angenommen werden.

Größter Durchmesser: 7—8 μ.

Bekanntes Erstaufrreten: Oberconiac der Niobara Formation von Knox County, Nebraska, USA (Bukry 1969).

Zygodiscus riegleri n. sp.

Taf. 27, Fig. 1—4

Derivatio nominis: Nach der Lokalität Rieglerhütte westlich von Wien.

Holotypus: Taf. 27, Fig. 1 a, b

Locus typicus: Straßenaufschluß nordwestlich der Rieglerhütte.

Stratum typicum: Kahlenberger Schichten.

Beschreibung: Die Randscheibe besteht aus zwei Zyklen, deren schmälerer innerer den anderen distal überragt. Das Zentralfeld ist weitgehend von Granulae erfüllt und zeigt eine kreuzförmige Struktur, deren Einzelbalken in ungleichem Winkel zu den Ellipsenachsen liegen. Im Zentrum setzt ein kräftiger Fortsatz an.

Bemerkungen: Auf Grund des vorhandenen Dokumentationsmaterials kann nicht entschieden werden, ob nicht eine zumindest teilweise Synonymie mit *Zygodiscus biperforatus* GARTNER 1968 vorliegt.

Größter Durchmesser: 9 μ.

Zygodiscus phacellosus (STOVER 1966) n. comb. BUKRY 1969

Taf. 27, Fig. 7

Tranolithus phacellosus n. sp., STOVER 1966, S. 146, T. 4, f. 23, 25, T. 9, f. 7.
Discolithus orionatus n. sp., REINHARDT 1966, S. 42, T. 23, f. 22, 31—33.
Tranolithus orionatus (REINHARDT) — PERCH NIELSEN 1968, S. 35, T. 4, f. 15—19, txf. 9.
Zygolithus exiguus (STOVER) — MANIVIT 1968, S. 279, T. 1, f. 12 a, c.
Zygodiscus phacellosus (STOVER) — BUKRY 1969, S. 61, T. 35, f. 12.

Beschreibung: Der elliptische Coccolith zeigt einen Randring, zusammengesetzt aus dachziegelartigen Elementen, dem distal noch ein Kranz kleinerer Elemente aufsitzt. Das Zentralfeld wird, mehr oder weniger vollkommen, von vier nach den Ellipsenachsen zusammenstoßenden, annähernd quadratischen Kalkkörpern erfüllt. Zwischen gekreuzten Nicols zeigt sich ein unregelmäßig diffuses Auslöschungsbild.

Größter Durchmesser: 6—8 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Mittleres Alb der Bohrung Schlieven 102/61 bei Parchim, Mecklenburg, DDR (REINHARDT 1966).

Zygodiscus aff. *phacellosus* (STOVER 1966)

Taf. 27, Fig. 8, 9

Unterschiede: Dieser Typus zeigt als Besonderheit im Zentrum die stark ausgeprägte Basis für einen kräftigen Zentralfortsatz.

Größter Durchmesser: 7—9 μ.

Zygodiscus deflandrei BUKRY 1969

Taf. 28, Fig. 4, 5

Zygolithus diplogrammus DEFLANDRE — BRAMLETTE & MARTINI 1964, S. 304, T. 4, f. 11—12.
Glaukolithus cf. *diplogrammus* (DEFL.) — REINHARDT 1966, S. 41, T. 15, f. 6, T. 23, f. 25—28.
Glaucolithus diplogrammus (DEFL.) — PERCH NIELSEN 1968, S. 32, T. 4, f. 1—10.
Zygodiscus diplogrammus (DEFL.) — GARTNER 1968, S. 32, T. 14, f. 18, T. 17, f. 4 a—d, T. 19, f. 3 a—d, T. 21, f. 2 a—d, T. 22, f. 7, T. 23, f. 12—14, T. 24, f. 6 a—d, T. 25, f. 17—18.
Zygolithus ponticulus (DEFL.) — MANIVIT 1968, T. 1, f. 9 a, b.
Zygodiscus deflandrei n. sp., BUKRY 1969, S. 59, T. 34, f. 3—5.

Beschreibung: Es liegt eine relativ kleine und rundliche Art von *Zygodiscus* vor, deren offenes Zentralfeld von zwei parallelen, aus mehreren Granulae zusammengesetzten Balken überspannt wird. Die Breite dieser Balken ist variabel, sodaß das Zentralfeld manchmal völlig ausgefüllt ist.

Bemerkungen: Da die Synonymie zu *Zygolithus diplogrammus* DEFLANDRE (DEFLANDRE & FERT 1954) aus dem Miozän von Nordafrika noch nicht als geklärt betrachtet werden kann, sei vorläufig der gut gefaßte und dokumentierte Terminus von BUKRY (1969) verwendet.

Größter Durchmesser: 7—11 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Oberes Alb der Bohrung Camin 3/55, Mecklenburg, DDR (REINHARDT 1966).

Zygodiscus nanus GARTNER 1968

Taf. 28, Fig. 3

Zygodiscus nanus n. sp., GARTNER 1968, S. 33, T. 14, f. 17, T. 18, f. 12—14.

Beschreibung: Der elliptische Randring besteht aus zwei Zyklen, deren distaler vorspringt. Der Außenrand ist deutlich gezackt, und erscheint an den Enden der langen Achse leicht zugespitzt. Das offene Zentrum zeigt in der kurzen Achse eine aus zwei Reihen von Elementen bestehende Brücke, die zwischen gekreuzten Nicols fast verschwindet.

Unterschiede: Der Unterschied zu *Zygolithus sisiphus* GARTNER besteht nur in der Größe, und es bleibt weiteren Untersuchungen vorbehalten, ob hier eine Synonymie besteht.

Bemerkung: Bei der von BUKRY unter dem Terminus *Zygolithus fibuliformis* (REINHARDT) abgebildeten und synonym gesetzten Form handelt es sich sicherlich um eine andere Spezies.

Größter Durchmesser: 4 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Untercampan des Austin Chalk, NW Gulf coast, USA (GARTNER 1968).

Genus: *Tranolithus* STOVER 1966

Tranolithus exiquus STOVER 1966

Taf. 27, Fig. 5, 6

Tranolithus exiquus n. sp., STOVER 1966, S. 146, T. 4, f. 19—21, T. 9, f. 3—4
Tranolithus cf. *exiquus* STOVER — FORCHHEIMER 1968, S. 49, T. 5, f. 2.

Beschreibung: Die kleine elliptische Form besteht aus einem Außenring mit nur einer Reihe radial orientierter Elemente und einer offenen area centralis. In diese ragen entlang der kleinen Ellipsenachse von jeder Seite zwei kurze Fortsätze gegen das Zentrum, die optisch ebenfalls radial orientiert sind. Charakteristisch ist das stets offene Zentrum.

Bemerkungen: Die von STOVER 1966 aus dem Cenoman-Coniac Nordfrankreichs beschriebenen Formen sind wesentlich größer, als die aus dem Apt-Alb vom Tulbingerkogel. Auch FORCHHEIMER 1968 gibt aus dem Gault-Cenoman von Südschweden noch 6 μ als größten Durchmesser an. Es könnte hier demnach eine zunehmende Größe im Verlaufe der Oberkreide vorliegen, wie wir das auch bei mehreren anderen Spezies kennen.

Größter Durchmesser: 4 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Gault-Cenoman der Bohrung Höllviken, SW Schweden (FORCHHEIMER 1968).

Tranolithus manifestus STOVER 1966

Taf. 31, Fig. 7

Tranolithus manifestus n. sp., STOVER 1966, S. 146, T. 4, f. 26—27, T. 9, f. 6.
Zygolithus diplogrammus DEFLANDRE — STRADNER, ADAMIKER & MARESCH 1968, S. 35, T. 26, f. 3—7, T. 27.
Zygolithus diplogrammus DEFLANDRE — MANIVIT 1968, T. 1, f. 8 a, b.

Beschreibung: Der Randring besteht aus einem Zyklus gegenseitig schräg überlappender Elemente. Der Umriß wird öfters unregelmäßig und an den langen Enden abgestumpft. In den Innenraum stoßen vier nach der kurzen Ellipsenachse parallel orientierte Stäbe vor, und können auch mit dem jeweils gegenüberliegenden zusammenwachsen. Meist sind sie jedoch unvollständig ausgebildet und das Zentrum bleibt offen.

Größter Durchmesser: 7—9 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Mittelalb der Tiefbohrung Delft 2, Niederlande (STRADNER, ADAMIKER & MARESCH 1968).

Genus: *Chiastozygus* GARTNER 1968

Chiastozygus litterarius (GORKA 1957)

Taf. 25, Fig. 11, 12

Discolithus litterarius n. sp., GORKA 1957, S. 251, T. 3, f. 3.
Zygodiscus? amphipons n. sp., BRAMLETTE & MARTINI 1964, S. 302, T. 4, f. 9—10.
Discolithus fessus n. sp., STOVER 1966, S. 142, T. 2, f. 17—21, T. 8, f. 16.
Zygolithus literarius (GORKA) — STRADNER, ADAMIKER & MARESCH 1968, S. 39, T. 34.
non *Glaukolithus fessus* (STOVER) — PERCH NIELSEN 1968, S. 34, T. 4, f. 20—23.
Chiastozygus amphipons (BRAM. & MART.) — GARTNER 1968, S. 26, T. 8, f. 11—14, T. 11, f. 9, T. 22, f. 10—11.
Chiastozygus amphipons (BRAM. & MART.) — BUKRY 1969, S. 49, T. 26, f. 8—9.

Beschreibung: Der Randring der länglich elliptischen Form zeigt nur einen Limbus, der aus schrägstehenden, dachziegelartigen elementa petala aufgebaut ist. Der Innenraum wird von einem schräg zu den Ellipsenachsen liegenden Kreuz überspannt, dessen Balken an der kurzen Ellipsenachse spitzere Winkel einschließen als an der langen. Im Zentrum, am Schnittpunkt des Kreuzes, kann ein Fortsatz ansetzen.

Größter Durchmesser: 6 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Oberes Mittelalb der Bohrung Delft 2, Niederlande (STRADNER, ADAMIKER & MARESCH 1968).

Chiastozygus bifarius BUKRY 1969

Taf. 25, Fig. 10

Chiastozygus bifarius n. sp., BUKRY 1969, S. 49, T. 26, f. 10—12.

Beschreibung: Die eher rundelliptische Form zeigt nur einen Randring, der aus schrägliegenden Elementen aufgebaut ist. Dabei zeigt sich meistens ein auffallend gezackter Außenrand. Das offene Zentrum enthält ein Kreuz, dessen Balken diagonal zu den Ellipsenachsen liegen. Charakteristisch ist, daß sich jeder der vier Balken aus zwei Lamellen zusammensetzt. Der zentrale Kreuzungspunkt ist die Basis für einen kräftigen Zentralfortsatz.

Unterschiede: Von *Chiastozygus litterarius* (GORKA) unterscheidet sich der Typ durch seine rundlichere, kräftigere Ausbildung, durch seine Größe und vor allem durch die Zweiteilung der Balken des Zentralkreuzes.

Bemerkungen: Es kann leider nicht entschieden werden, ob eine Synonymie zu *Glaukolithus fessus* (STOVER — PERCH NIELSEN 1968) bzw. zu *Eiffelithus turriseiffeli inturratus* REINHARDT (1965) besteht. Wenn man annimmt, daß bei diesen Formen das Zentrum ausgebrochen ist, wäre eine solche sehr wahrscheinlich.

Größter Durchmesser: 7—8 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Unter Santon des Austin Chalk, South Dallas County, Texas (BUKRY 1969).

Genus: *Vagalapilla* BUKRY 1969

Bemerkungen: BUKRY 1969 zeigt auf, daß die Originalbeschreibungen sowohl des Genus *Vekshinella* LOEBLICH & TAPPAN 1963, als auch *Staurolithus* CARATINI 1960 auf die hier zusammengefaßten Formen zutreffen. Wegen ihrer präziseren Fassung sei jedoch die Genusbezeichnung von BUKRY 1969 vorgezogen.

Vagalapilla ara (GARTNER 1968)

Taf. 31, Fig. 5, 6

Vekshinella ara n. sp., GARTNER 1968, S. 29, T. 2, f. 24, T. 3, f. 15.

Beschreibung: Der elliptische Randring, der aus zwei Reihen von elementa petala besteht, zeigt außen einen zackigen Rand. Die Balken des zentralen Kreuzes liegen nicht genau in den Ellipsenachsen. Am Schnittpunkt desselben ist der Ansatz eines Stachels.

Größter Durchmesser: 5—6 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Ober Maastricht des Arkadelphia Mergels, USA (GARTNER 1968).

Vagalapilla dibranchiata (GARTNER 1968)

Taf. 31, Fig. 1, 2

Zygolithus crox (DEFLANDRE & FERT) — MANIVIT 1965, S. 191, T. 2, f. 13.
Vekshinella dibranchiata n. sp., GARTNER 1968, S. 30, T. 5, f. 23—24, T. 7, f. 8, T. 9, f. 15, T. 19, f. 8, T. 22, f. 8.

Beschreibung: Die recht breitelliptische Form besitzt einen relativ starken Randring, der aus zwei Reihen von Einzelelementen besteht. Die ebenfalls kräftigen Balken des Zentralkreuzes, liegen genau in den Ellipsenachsen und setzen sich aus zwei Reihen von Einzelelementen zusammen. Der Ansatz eines Zentralfortsatzes ist zumeist zu erkennen.

Unterschiede: Die Form ist besonders durch ihre gedrungene und rundliche Gestalt charakterisiert. Im Gegensatz zu *Vagalapilla ara* (GARTNER) liegt das Zentralkreuz immer genau in den Ellipsenachsen, und der Außenrand ist glatt. *Vagalapilla imbricata* (GARTNER) ist größer und wesentlich zarter gebaut, wobei der Umriß deutlich länglicher ist.

Bemerkungen: Zweifellos sind viele Formen, die als *Zygolithus crux* (DEFLANDRE & FERT), *Staurolithus bochotnicae* (GORKA) oder *Staurolithus cruciatus* (NOEL 1958) beschrieben wurden, hier synonym zu setzen. Es kann jedoch aus den vorhandenen Dokumentationen noch keine gesicherte Synonymie vorgenommen werden.

Größter Durchmesser: 4·5—5·5 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Mittelalb von Courcelles, Aube, Frankreich (MANIVIT 1968).

Vagalapilla imbricata (GARTNER 1968)

Taf. 31, Fig. 3, 4

Vekshinella imbricata n. sp., GARTNER 1968, S. 30, T. 9, f. 16—17, T. 13, f. 8—9.
Vagalapilla imbricata imbricata (GART) — BUKRY 1969, S. 57, T. 33, f. 1—2.

Beschreibung: Der schmale, sich aus zwei Reihen von Einzelkörnern zusammensetzende Randreifen zeigt eine normalelliptische Gestalt. Das zentrale Kreuz ist zart gebaut und steht genau in den Ellipsenachsen. Im Zentrum ist deutlich die Basis eines Stabes zu erkennen.

Größter Durchmesser: 6·5—7 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Unteralb Mergel von Dienville, unter der Aube-Brücke, Frankreich (BUKRY 1969).

Genus: *Ahmuellerella* REINHARDT 1964

Bemerkungen: In Übereinstimmung mit REINHARDT (1964) und PERCH NIELSEN (1968) sei dieser Genus für Formen mit achtstrahlig aufgespaltenem Zentralkreuz angewendet.

Ahmuellerella octoradiata (GORKA 1957)

Discolithus octoradiatus n. sp., GORKA 1957, S. 259, T. 4, f. 10.
Zygolithus octoradiatus (GORKA) — STRADNER 1963, S. 180, T. 5, f. 2—2 a.
Ahmuellerella limbitenuis n. sp., REINHARDT 1964, S. 751, T. 2, f. 6.
Ahmuellerella octoradiata (GORKA) — REINHARDT 1966, S. 24, T. 22, f. 3—4.
Ahmuellerella octoradiata (GORKA) — PERCH NIELSEN 1968, S. 23, T. 2, f. 1, 2, 12—15, txf. 3.
Vagalapilla octoradiata (GORKA) — BUKRY 1969, S. 58, T. 33, f. 5—7.

Beschreibung: Es ist nur ein elliptischer Randring sichtbar, der weitgehend dem der Formen von Vagalapilla entspricht. Ein zentrales Kreuz erscheint von außen her teilweise oder völlig gespalten, sodaß eine achtstrahlige Zentralstruktur entsteht. Im Zentrum befindet sich ein stabförmiger Fortsatz.

Größter Durchmesser: 7 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Untersanton des Austin Chalk von Dallas, Texas, USA (BUKRY 1969).

Genus: *Eiffelithus* REINHARDT 1965

Eiffelithus eximius (STOVER 1966)

Taf. 29, Fig. 1, 2

Clinorhabdus eximius n. sp., STOVER 1966, S. 138, T. 2, f. 15—16, T. 8, f. 15.
Eiffelithus eximius (STOVER) — PERCH NIELSEN 1968, S. 30, T. 3, f. 8—10.
Eiffelithus turriseiffeli (DEFL) — GARTNER 1968, S. 26, T. 18, f. 9—10, T. 19, f. 1 a—d, 2 a—d, T. 23, f. 8—11, T. 24, f. 2 a—c.
Eiffelithus augustus n. sp., BUKRY 1969, S. 51, T. 28, f. 10—12, T. 29, f. 1.

Beschreibung: Der Coccolith besteht aus zwei Randscheiben, einem äußeren, schmalen, aus zahlreichen schrägliegenden, dachziegelartig gelagerten elementa petala aufgebauten Kranz, und einer inneren Scheibe. Diese ist aus 8 etwa dreieckigen Platten zusammengesetzt. Hier liegt distal ein Kreuz auf, das zumindest nicht wesentlich

aus der Richtung der Ellipsenachsen verdreht ist. Die Balken des Kreuzes sind aus feinen Granulae aufgebaut, die je in zwei Reihen angeordnet sind. Das Zentrum, der Schnittpunkt des Kreuzes, trägt einen Stachel.

Bemerkungen: Es steht außer Zweifel, daß in der Lage des Zentralkreuzes relativ zu den Ellipsenachsen Übergänge zu *Eiffelithus turriseiffeli* (DEFLANDRE) vorhanden sind. Ebenso scheint die Ausbildung der Kreuzbalken nicht immer vollständig zu sein, sodaß die Länge desselben nicht unbedingt charakteristisch ist. Möglicherweise könnte hier auch ein Anhaltspunkt für die Aufstellung von phylogenetischen Reihen gegeben sein.

Größter Durchmesser: 7—11 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Unter Santon des Austin Chalk, South Dallas County, Texas, USA (BUKRY 1969).

Eiffelithus turriseiffeli (DEFLANDRE 1954)

Taf. 29, Fig. 3, 4

Zygolithus turriseiffeli n. sp., DEFLANDRE & FERT 1954, S. 149, T. 13, f. 15—16.
Zygrhablithus ? turriseiffeli (DEFL) — BRAMLETTE & MARTINI 1964, S. 304, T. 3, f. 18—21, T. 4, f. 1—2.
Eiffelithus turriseiffeli turriseiffeli (DEFL) — REINHARDT 1966, S. 38, T. 23, f. 1, 11, 12.
Clinorhabdus turriseiffeli (DEFL) — STOVER 1966, S. 138, T. 3, f. 7—9.
Eiffelithus turriseiffeli (DEFL) — PERCH NIELSEN 1968, S. 28, T. 3, f. 1—7, txf. 6
Eiffelithus turriseiffeli (DEFL) — GARTNER 1968, S. 26, T. 2, f. 22—23, T. 3, f. 13 a—c, T. 5, f. 19, T. 7, f. 5 a—c, T. 9, f. 5—9, T. 13, f. 1 a—c, f. 2 a—c, T. 16, f. 1—2, T. 17, f. 3 a—d, T. 18, f. 8, T. 22, f. 4, T. 23, f. 7, T. 24, f. 1 a—c, T. 25, f. 15—16, T. 26, f. 3 a—c, 4 a—c.
Eiffelithus turriseiffeli (DEFL) — BUKRY 1969, S. 52, T. 29, f. 2—5.

Unterschiede: Der wichtige Unterschied zu *Eiffelithus eximius* (STOVER) besteht in der Lage des Zentralkreuzes. Dieses ist hier diagonal orientiert. Außerdem ist *Eiffelithus turriseiffeli* (DEFLANDRE) im vorliegenden Material kleiner.

Größter Durchmesser: 4 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Mittleres Alb von Audignon-Layerte, Pyrenäen, Frankreich (MANIVIT 1965).

Genus: *Parhabdolithus* DEFLANDRE 1952

Parhabdolithus splendens (DEFLANDRE)

Taf. 30, Fig. 8, 9

Rhabdolithus splendens n. sp., DEFLANDRE & FERT 1954, S. 44, t. 13, f. 1—3.
Ahmuellerella splendens (DEFL) — REINHARDT 1965, S. 31.
Cretarhabdus splendens (DEFL) — MANIVIT 1965, S. 193, T. 1, f. 5.
Parhabdolithus granulatus n. sp., STOVER 1966, S. 144, T. 6, f. 11—15, T. 9, f. 17.
Ahmuellerella splendens (DEFL) — REINHARDT 1966, S. 25, T. 13, f. 1, T. 22, f. 7.
Parhabdolithus granulatus STOVER — BUKRY 1969, S. 53, T. 3, f. 4—7.
Parhabdolithus splendens (DEFL) — NOEL 1969, S. 476, T. 1, f. 1—4, txf. 1, 2.

Beschreibung: Die normalelliptische Form zeigt einen relativ schmalen Limbus, der nur einen Kiel erkennen läßt. Das Zentralfeld ist von Granulae erfüllt und zeigt im Zentrum einen kräftigen Stiel in charakteristischer Ausbildung.

Bemerkungen: REINHARDT 1967 macht eine derartige Form zum Generotypus seines Genus *Rhabdolithina* und sieht Unterschiede zu *Parhabdolithus*, die allerdings gering sind. BUKRY 1969 faßt diesen Genus offensichtlich etwas weiter, obwohl er keine Neufassung desselben besonders beschreibt.

Größter Durchmesser: 5—8 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Mittelalb der Bohrung Schlieven 102/61, bei Parchim, DDR (REINHARDT 1966).

Parhabdolithus embergeri (NOEL 1959)

Taf. 30, Fig. 10—12

Discolithus embergeri n. sp., NOEL 1959, S. 164, T. 1, f. 5—8.
Parhabdolithus embergeri (NOEL) — STRADNER 1963, T. 4, f. 1 a—b.
Discolithus embergeri NOEL — MANIVIT 1963, S. 190, T. 2, f. 6.
Discolithus embergeri NOEL — STOVER 1966, S. 142, T. 2, f. 13—14.
Discolithus embergeri NOEL — FORCHHEIMER 1968, S. 43, T. 7, f. 5, txf. 2, f. 13.

Beschreibung: Der seitlich auffallend dicke Randring besteht aus zwei elliptischen Zyklen. Der äußere wird aus schrägliegenden Mizellen aufgebaut, der innere setzt sich aus wesentlich feineren Elementen zusammen. Das ovale Zentrum wird längs der kurzen Achse von zwei gegeneinandergerichteten breiten Körpern überspannt, die schon innerhalb des inneren Randkranzes ansetzen. An der Verbindung der beiden im Zentrum befindet sich ein distaler Fortsatz.

Bemerkung: Nach STRADNER 1963 ist diese Form zu *Parhabdolithus* DEFLANDRE zu stellen.

Größter Durchmesser: 8—15 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Portland von Kef Talrempt, Algerien (NOEL 1959).

Parhabdolithus angustus STRADNER 1963

Rhabdolithus angustus n. sp., STRADNER 1963, S. 178, T. 5, f. 6—6 a.
Parhabdolithus angustus (STRADNER) — STOVER 1966, S. 144, T. 6, f. 16—19, T. 9, f. 18.
Ahmuellerella angusta (STRADNER) — REINHARDT 1966, S. 25, T. 22, f. 9—12.
Parhabdolithus angustus (STRADNER) — BUKRY 1969, S. 53, T. 29, f. 8—11.

Beschreibung: Der Umriß der Form ist stark in die Länge gezogen und an den Seiten abgeflacht. Es ist nur ein relativ schmaler Kranz von Randelementen vorhanden. Das Zentralfeld wird von unregelmäßigen Granulae erfüllt, die im Zentrum den Ansatz für einen Distalstab bilden.

Größter Durchmesser: 5 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Mittleres Alb der Bohrung Schlieven 102/61 bei Parchim, DDR (REINHARDT 1966).

Genus: *Rhagodiscus* REINHARDT 1967

Rhagodiscus asper (STRADNER) n. comb. REINHARDT 1967

Taf. 31, Fig. 8, 9

Discolithus asper n. sp., STRADNER 1963, S. 177, T. 2, f. 5.
Discolithus vagus n. sp., STOVER 1966, S. 144, T. 3, f. 10—11.
Ahmuellerella asper (STRADNER) — REINHARDT 1966, S. 24, T. 22, f. 5—6.
Rhagodiscus asper (STRADNER) — REINHARDT 1967, S. 166.

Beschreibung: Diese in der Größe auffallenden Discolithen zeigen einen einzigen, schmalen Kranz von Randelementen. Die Zentralscheibe ist vollständig von granulaten Elementen erfüllt und es ist kein Anzeichen für die Existenz eines Zentralfortsatzes vorhanden.

Größter Durchmesser: 9—10 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Oberalb der Bohrung Camin 3/55, Mecklenburg, DDR (REINHARDT 1966).

Rhagodiscus plebejus Perch Nielsen 1968

Taf. 31, Fig. 10

Rhagodiscus plebejus n. sp., Perch Nielsen 1968, S. 44, T. 7, f. 2—6.

Beschreibung: Der kleine, unscheinbare Kalkkörper zeigt einen schmalen, aus radiär orientierten Mizellen aufgebauten Randring. Das Zentralfeld ist unregelmäßig, teils dichter, teils loser mit Granulae gefüllt. Es ist kein Stachel vorhanden.

Unterschiede: Die Form *Rhagodiscus asper* (Stradner) ist nicht nur wesentlich größer, sondern zeigt auch eine höhere Exzentrizität im Umriß.

Größter Durchmesser: 4 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Untermaastricht von Møn, Dänemark (Perch Nielsen 1968).

Genus: *Stephanolithion* Deflandre 1939

Stephanolithion laffittei Noel 1956

Taf. 24, Fig. 12

Stephanolithion laffittei n. sp., Noel 1956, S. 318, T. 2, f. 5—6.
Stephanolithion sp., cf. *S. laffittei* Noel — Bramlette & Martini 1964, S. 320, T. 6, f. 12—15.
Stephanolithion laffittei Noel — Noel 1965, S. 83, T. 6, f. 3—5, txf. 15, 16.
Stephanolithion laffittei Noel — Manivit 1965, S. 191, T. 2, f. 21.
Stephanolithion crenulatus n. sp., Stover 1966, S. 160, T. 7, f. 25—27.
Stephanolithion laffittei Noel — Stradner, Adamiker & Maresch 1968, S. 41, T. 40, 41.
Corrolithion octoradiatum n. sp., Gartner 1968, S. 35, T. 6, f. 5, T. 10, f. 14—15, T. 11, f. 7, T. 22, f. 19.
Stephanolithion laffittei Noel — Bukry 1969, S. 43, T. 21, f. 7—11.

Beschreibung: Die runde Form zeigt einen dicken Randring, an welchem schräg, distal radiale Fortsätze angelagert sind. Das ebenfalls runde Zentralfeld zeigt 8, vom Zentrum radiär ausstrahlende Stege, die jedoch oft stark untereinander verwachsen sind und meist nur sehr undeutlich gesehen werden können.

Größter Durchmesser: 5 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Portland von Kef Talrempt, Algerien (Noel 1956).

Genus: *Micula* Vekshina 1959

Micula decussata Vekshina 1959

Taf. 33, Fig. 7—9

Micula decussata n. sp., Vekshina 1959, S. 71, T. 1, f. 11.
Trochoaster staurophorus (Gardet) — Stradner 1959, S. 480, txf. 49—50.
Nannotetraster staurophorus (Gardet) — Martini & Stradner 1960, S. 266, txf. 1.
Nannotetraster concavus Stradner — Martini & Stradner 1960, S. 269, txf. 18 a—d.
Micula staurophora (Gardet) — Bramlette & Martini 1964, S. 318, T. 6, f. 7—11.
Micula staurophora (Gardet) — Perch Nielsen 1968, S. 86, T. 31, f. 1—5, txf. 43.
Micula decussata Vekshina — Gartner 1968, S. 47, T. 2, f. 5—8, T. 4, f. 18, T. 9, f. 18—20, T. 14, f. 13—14, T. 18, f. 17, T. 20, f. 15.
Micula decussata decussata Vekshina — Bukry 1969, S. 67, T. 40, f. 5—6.
Micula decussata concava (Stradner) — Bukry 1969, S. 67, T. 40, f. 7—8.

Beschreibung: In dieser Form liegt ein Kubus vor, dessen Seitenkanten und Seitenflächen mehr oder weniger eingedällt sind. Die Diagonalen erscheinen daher im Durchlicht verstärkt und ergeben ein sternförmiges Bild.

Bemerkungen: Da die Möglichkeit nicht auszuschließen ist, daß verschiedene Stadien in der Ausbildung zum vollen Kubus erhalten geblieben sind, die seitliche Eindällung demnach verschieden ist, seien hier die Species *Nannotetraster staurophorus*

(GARDET) und *Nannotetraster concavus* STRADNER synonym gesetzt. *Discoaster staurophorus* GARDET 1955 kann nicht als Synonym betrachtet werden.

Größter Durchmesser: 5—10 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Coniac der Niobara Formation von Knox County, Nebraska, USA (BUKRY 1969).

Genus: *Braarudosphaera* DEFLANDRE 1947

Braarudosphaera discula BRAMLETTE & RIEDL 1954

Taf. 32, Fig. 7, 8

Braarudosphaera discula n. sp., BRAMLETTE & RIEDL 1954, S. 394, T. 38, f. 7.
Braarudosphaera discula BRAM & RIED — BRAMLETTE & SULLIVAN 1961, S. 152, T. 8, f. 6—7.
Braarudosphaera hoschulzi n. sp., REINHARDT 1966, T. 21, f. 3.
Braarudosphaera sp. aff. *B. discula* BRAM & RIED — BUKRY 1969, S. 62, T. 37, f. 4.

Beschreibung: Es liegt ein relativ kleiner Pentalith vor, bei welchem die Kanten der einzelnen Segmente am Außenrande prinzipiell gerade sind. Weitere Strukturmerkmale scheinen nicht vorhanden zu sein.

Größter Durchmesser: 6—7 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Oberhauterive der Bohrung Schlieven 102/61 bei Parchim, DDR (REINHARDT 1966).

Braarudosphaera obtusa (STRADNER 1963) nov. comb.

Taf. 32, Fig. 6

Micrantholithus obtusus n. sp., STRADNER 1963, T. 6, f. 11.
Micrantholithus obtusus STRADNER — REINHARDT 1966, T. 21, f. 1, 2, 4.

Beschreibung: Der auffallend große Pentalith ist vollständig symmetrisch aufgebaut, wobei die Einzelsegmente an der Außenkante etwas eingedällt sind.

Unterschiede: Die einzige Differenz zu *Braarudosphaera discula* BRAMLETTE & RIEDL besteht durch die Eindällungen im Umriß. Im vorliegenden Material ist *Braarudosphaera obtusa* (STRADNER) immer wesentlich größer.

Bemerkungen: Auf Grund des geringen Unterschiedes und der Beobachtung, daß Übergänge zwischen *Braarudosphaera discula* BRAMLETTE & RIEDL und *Braarudosphaera obtusa* (STRADNER) vorhanden sind, die sich bei fortschreitender Einkerbung der Außenkanten auch noch bis zu „*Micrantholithus*" *vesper* fortsetzen könnten, wird es für zweckmäßig erachtet, diesen Formtyp dem Genus *Braarudosphaera* DEFLANDRE zuzuordnen. Damit sei der Vorschlag gemacht, den Genus *Micrantholithus* DEFLANDRE 1950 einzuziehen.

Größter Durchmesser: 10 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Oberhauterive der Bohrung Nordhorn N. 11, DDR (STRADNER 1963).

Genus: *Microrhabdulus* DEFLANDRE 1959

Microrhabdulus attenuatus DEFLANDRE 1963

Taf. 29, Fig. 5

Microrhabdulus decoratus var. *attenuatus* n. var., DEFLANDRE 1959, S. 141, T. 4, f. 6—8.
Microrhabdulus attenuatus n. sp., DEFLANDRE 1963, S. 3486, txf. 11.
Microrhabdulus stradneri n. sp., BRAMLETTE & MARTINI 1964, S. 316, T. 6, f. 3—4.
Microrhabdulus attenuatus DEFLANDRE — REINHARDT 1966, S. 42, T. 16, f. 1.
Microrhabdulus stradneri BRAM & MART — GARTNER 1968, S. 44, T. 12, f. 14.

Beschreibung: Es handelt sich um nadelförmige, an beiden Enden zugespitzte Kalkkörper, die sich aus reihenförmig übereinander angeordneten Einzelelementen zusammensetzen. Im Querschnitt ist die Form rund, und es zeigt sich, daß sie in vier Reihen gegliedert ist.

Größte Länge: 20—30 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Campan des oberen Taylor Marl von Kaufman-County, Texas, USA (GARTNER 1968).

Genus: *Lucianorhabdus* DEFLANDRE 1959

Lucianorhabdus cayeuxi DEFLANDRE 1959

Taf. 28, Fig. 7, 8

Lucianorhabdus cayeuxi n. sp., DEFLANDRE 1959, S. 142, T. 4, f. 11—24.
Lucianorhabdus cayeuxi DEFLANDRE — GARTNER 1968, S. 45, T. 10, f. 18—20, T. 12, f. 7 a—c, T. 16, f. 3—4, T. 18, f. 3—4, T. 20, f. 14.
Lucianorhabdus cayeuxi DEFLANDRE — BUKRY 1969, S. 66, T. 40, f. 4.

Beschreibung: Diese in Größe und Gestalt sehr unterschiedliche Form zeigt im Querschnitt ein tetralithisches Bild. Die Oberfläche ist meistens sehr unregelmäßig ausgebildet. Im Zentrum verläuft ein Kanal.

Größte Länge: 8—15 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Coniac-Santon des mittleren Austin Chalk von Dallas County, Texas, USA (GARTNER 1968).

Genus: *Tetralithus* GARDET 1955

Tetralithus pyramidus GARDET 1955

Taf. 29, Fig. 6

Tetralithus pyramidus n. sp., GARDET 1955, S. 521, T. 7, f. 66.
Tetralithus pyramidus GARDET — STRADNER & PAPP 1961, S. 123, T. 40, f. 12 a—b.
Tetralithus pyramidus GARDET — BUKRY 1969, S. 64, T. 38, f. 1.

Beschreibung: Der Tetralith besteht aus vier gleichen Teilen, die jeweils rhomboedrische Gestalt haben.

Größter Durchmesser: 6 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Campan der Craie Meudon (Zone der Belemnitella mucronata), Meudon, Frankreich (BUKRY 1969).

„*Tetralithus*" *obscurus* DEFLANDRE 1959

Taf. 29, Fig. 7

Tetralithus obscurus n. sp., DEFLANDRE 1959, S. 138, txf. 26—29.
Tetralithus obscurus DEFLANDRE — BRAMLETTE & MARTINI 1964, S. 320, T. 4, f. 26—28.
Tetralithus obscurus DEFLANDRE — BUKRY 1969, S. 63, T. 37, f. 11—12.

Beschreibung: Der elliptische Kalkkörper besteht aus 4 großflächigen Kalkkörpern, die folgend den Ellipsenachsen symmetrisch sind. Am Außenrand befindet sich ein Limbus aus granularen elementa petala, der jedoch nicht immer deutlich sichtbar ist.

Bemerkungen: Die Existenz eines echten Limbus macht es notwendig, diesen Typ aus dem Genus *Tetralithus* GARDET herauszustellen. Das Aufstellen eines neuen, hier zuzuordnenden Genus sei jedoch späteren Bearbeitungen vorbehalten.

Größter Durchmesser: 6 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Campan der Craie Meudon von Meudon, Frankreich (BUKRY 1969).

Genus: *Thoracosphaera* KAMPTNER 1927

Thoracosphaera sp.

Taf. 32, Fig. 9

Beschreibung: Es handelt sich zweifellos um Bruchstücke eines größeren Körpers, der sich aus unregelmäßig gestalteten Kalzitelementen zusammensetzt.

Bemerkungen: Ob es sich um Bruchstücke von *Thoracosphaera imperforata* KAMPTNER 1956 handelt, wie sie MANIVIT 1965 abbildet, kann nicht mit Sicherheit entschieden werden.

Größter Durchschnitt: Bruchstücke von 5—18 µ.

Genus: *Nannoconus* KAMPTNER 1931

Nannoconus steinmanni KAMPTNER 1931

Taf. 32, Fig. 1—3

Nannoconus steinmanni n. sp., KAMPTNER 1931, S. 288, txf. 2—3.
Nannoconus steinmanni KAMPTNER — BRONNIMANN 1955, S. 36, T. 1, f. 16, T. 2, f. 10, 15, txf. 2 a—c.

Beschreibung: Die Form zeigt eine nur schwach gerundete Basis am breiteren Ende und ebenfalls nur schwach gewölbte Seitenwände. Der Querschnitt ist rund. Der zentrale Kanal ist sehr eng und verläuft ohne Differenzierung in gerader Linie durch den Kalkkörper.

Größte Länge: 10—13 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Portland von Kef Talrempt, Algerien (NOEL 1965).

Nannoconus bermudezi BRONNIMANN 1955

Taf. 32, Fig. 5

Nannoconus bermudezi n. sp., BRONNIMANN 1955, S. 37, T. 2, f. 1, 24, txf. 2 d—e.

Beschreibung: Diese besonders große Art ist durch einen schlanken und gegen den Apex hin spitz zulaufenden Umriß charakterisiert. Der zentrale Kanal ist eng, es sind keine deutlichen Erweiterungen vorhanden. Die Basis ist stark abgerundet.

Unterschiede: Die Form unterscheidet sich von *Nannoconus steinmanni* KAMPTNER vor allem durch ihre Größe sowie auch durch den schlankeren Bau.

Größte Länge: 21—25 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Höheres Neokom von Cuba (BRONNIMANN 1955).

Nannoconus colomi (DE LAPPARENT 1931)

Taf. 32, Fig. 4

Lagena colomi n. sp., DE LAPPARENT 1931, S. 222.
Nannoconus colomi (DE LAPPARENT) — COLOM 1945, S. 123, txf. 2.
Nannoconus colomi (DE LAPPARENT) — BRONNIMANN 1955, S. 35, T. 2, f. 9, 17, txf. 3 n—r.

Beschreibung: Der zentrale Kanal ist gegen die Basis hin kugelig ausgeweitet. Die Einzelkeile stehen radial um diese Erweiterung. Im weiteren Verlauf gegen den Apex ist nur ein dünner Kanal vorhanden.

Größte Länge: Die Spitze scheint meist abgebrochen, daher kann keine genaue Angabe gemacht werden (ungefähr 10 μ).

Bekanntes Erstauftreten: Tieferes Neokom von Cuba (BRONNIMANN 1955).

Nannoconus multicadus DEFLANDRE & DEFLANDRE-RIGAULT 1960

Taf. 33, Fig. 3

Nannoconus multicadus n. sp., DEFLANDRE & DEFLANDRE-RIGAULT 1960, S. 177, T. 1, f. 10—13.

Beschreibung: Die Form zeigt einen weiten zylindrischen Hohlraum, der in der Mitte des Längsschnittes eingedällt ist. Im übrigen erscheinen beide Enden relativ symmetrisch zueinander aufgebaut, wobei die Einzelsegmente senkrecht zur Außenfläche stehen.

Größte Länge: 11—14 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Senon von Frankreich (DEFLANDRE & DEFLANDRE-RIGAULT 1960).

Nannoconus kamptneri BRONNIMANN 1955

Taf. 31, Fig. 11

Nannoconus kamptneri n. sp., BRONNIMANN 1955, S. 37, T. 2, f. 14, 16, 20, 21, txf. 2 i—m.

Beschreibung: Im Zentrum des spitzkegelförmigen Körpers befindet sich ein weiter, ebenfalls spitzkegeliger Hohlraum. Dieser kann sich gegen den Apex hin weitgehend verengen, es ist jedoch nie ein längerer geradliniger Kanal vorhanden. An der Basis schwenken die Einzelkeile senkrecht zur Außenwand um.

Unterschiede: *Nannoconus colomi* (DE LAPPARENT) ist meist kürzer und zeigt eine wesentlich dickere Wand. Vor allem jedoch hat er gegen den Apex hin einen deutlich ausgebildeten engen Kanal.

Größte Länge: Da die Spitze meist abgebrochen ist, kann keine genaue Angabe gemacht werden (ungefähr 15 *m*).

Bekanntes Erstauftreten: Tieferes Neokom von Kuba (BRONNIMANN 1955).

Nannoconus wasali BRONNIMANN 1955

Taf. 33, Fig. 1, 2

Nannoconus wasali n. sp., BRONNIMANN 1955, S. 39, T. 1, f. 4, 8, 9, 15, 17, 21, T. 2, f. 22, txf. 2 o—s.

Beschreibung: Diese besonders auffallende Form ist durch ihre breite, fast rundliche Bauweise, und ihre dicken, kräftigen Wände charakterisiert. Im Inneren befindet sich ein großer Hohlraum. Das basale Ende ist breiter und abgerundet. Die Wandelemente stehen senkrecht zur Außenwand.

Größte Länge: Es kann nicht entschieden werden, wieviel vom Apex abgebrochen ist (ungefähr 12 μ).

Bekanntes Erstauftreten: Apt-Alb von Cuba (BRONNIMANN 1955).

Nannoconus truitti BRONNIMANN 1955

Taf. 33, Fig. 4

Nannoconus truitti n. sp., BRONNIMANN 1955, S. 38, T. 2, f. 2, 5, 7, txf. 2 f—j.
Nannoconus truitti BRONNIMANN — MANIVIT 1965, S. 196, T. 2, f. 18.

Beschreibung: Die Art zeigt verhältnismäßig dicke Wände und einen stumpfkegeligen Innenraum, der gegen die Basis hin breiter wird, diese selbst ist abgerundet. Die Baukeile sind senkrecht zur Außenwand orientiert. Im allgemeinen ist der Längsschnitt breiter als lang.

Unterschiede: Die Form ist wesentlich kleiner als *Nannoconus wassali* BRONNIMANN. Die Außenwände sind im Verhältnis dicker und schwächer konkav.

Größte Breite: 9—11 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Apt-Alb von Cuba (BRONNIMANN 1955).

Nannoconus globulus BRONNIMANN 1955

Taf. 33, Fig. 5

Nannoconus globulus n. sp., BRONNIMANN 1955, S. 37, T. 2, f. 13, 18, 23, txf. 3 a—h.

Beschreibung: Charakteristisch ist der rundliche Umriß und der kugelförmige Innenraum. Trotzdem ist zumeist zu erkennen, daß der Hohlraum am basalen Ende breiter ist. Die Außenwände sind verhältnismäßig dünn gebaut.

Größte Breite: 7—9 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Tieferes Neokom von Cuba (BRONNIMANN 1955).

IV. Zusammenfassende Ergebnisse über Studien in der Flyschzone des Wienerwaldes

Ergebnisse stratigraphischer Untersuchungen in der Unterkreide

A. PAPP und W. SCHNABEL

1. Die Untersuchungen in der Unterkreide der Nordzone westlich vom Tulbingerkogel ergaben reiches Fossilmaterial, das die bisherige lückenhafte Kenntnis bedeutend erweitert. Das Vorkommen von kleinen Hedbergellen spricht für Apt, die höchsten Partien mit *Ticinella* ergeben eine Alterseinstufung Ober Apt—Alb bzw. Unter Alb. In den tiefsten Proben im Profil fehlen Hedbergellen ebenso wie in den Proben von der Dopplerhütte, für die eine Altersstellung im unmittelbar Liegenden des Apt angenommen wird.

Die Untersuchung des Nannoplanktons ergab eine Gliederung des Profils in drei Bereiche (Zonen). Der unterste Bereich befindet sich im Liegenden des Apt, der Mittelbereich repräsentiert den größten Teil des Apt, der dritte und oberste Bereich umfaßt schon das Alb bzw. Unteralb.

Durch palynologische Untersuchungen konnte das Apt nachgewiesen werden.

Daraus ergibt sich der Schluß, daß in dem bearbeiteten Profil in der Unterkreide der Nordzone der Zeitraum oberstes Neokom bzw. Barrême bis Alb bzw. Unteralb erfaßt wurde. Das bearbeitete Profil umfaßt einen repräsentativen Teil der in der Nordzone entwickelten Unterkreide.

2. Die Unterkreide im Halterbachtal (Bartbergschichten) brachte ebenfalls reiches Fossilmaterial, das gewisse Unterschiede zur Nordzone zeigte.

Planktonische Foraminiferen konnten nicht beobachtet werden, dagegen war der Bestand an agglutinierenden Foraminiferen bedeutend größer. Ihre Bearbeitung ergab eine Altersstellung im oberen Albien.

In den südlich anschließenden Sieveringer Schichten treten Formen der Oberkreide auf, wobei *Matanzia mariae* und *Hormosina excelsa* schon für oberes Maastricht sprechen.

Die Auswertung von Nannofossilien führt zu dem Ergebnis, daß die Probe Brix 150/5 etwas jünger sein dürfte als die jüngsten Ablagerungen im Profil der Nordzone.

Palynologische Untersuchungen ergaben ein reiches und gut auswertbares Material und eine Alterseinstufung in das Alb einschließlich des oberen Alb.

Ein Vergleich der Daten aus der Nordzone mit jenen aus dem Profil im Halterbachtal führt zu dem Schluß, daß die letzteren jüngere Schichten beinhalten, einschließlich des oberen Alb.

Ergebnisse der petrographischen Untersuchungen der Sandsteine und Tone in der Nordzone und in den Bartbergschichten

1. Allgemeine Erkenntnisse über den Seriencharakter

Die wichtigste Erkenntnis der petrographischen Untersuchungen ist der zwingende Nachweis, daß die Wolfpassinger- wie die Bartbergschichten lithologisch kein Flyschsediment sind. Dies beweisen die Beobachtungen im Gelände wie auch unter dem Mikroskop. Flyschdefinitionen wie die von Seilacher (1967) und auch von Wiesender (1962) treffen in keinem Punkt zu.

Im Gelände fällt das völlige Fehlen von Strömungsmarken und Basismarken jeder Art auf. Gradierung ist auch im Kleinbereich nicht feststellbar, wie die aus verschiedenen Sandbänken durchgeführten Korngrößenanalysen beweisen. Die Verteilung der Schwermineralien folgt nicht den Gesetzen einer Absetzung aus suspendiertem Material (v. Rad 1968, Schnabel in Faupl et al. 1970).

Für den Bereich der „Nordzone" ist der Nachweis verschieden alter Kalkhorizonte wichtig. Neben den als Basis angenommenen Neokomkalken (Typ Dopplerhütte) ist einwandfrei der Nachweis von 2 jüngeren Partien, eine des (? Unter-)Apt und eine des Oberapt—Unteralb, gelungen. Dadurch erhalten die Kalke der Unterkreide der Nordzone den Charakter von 3 Großzyklen der Flachsee:

3 Obere Ton-Sandsteinserie
3. Kalkhorizont

2 Quarzitserie
2. Kalkhorizont

1 Untere Ton-Sandsteinserie
Dopplerhüttenkalk (= 1. Kalkserie)

Eine geringe Bildungstiefe der Kalke bei hoher Sedimentationsrate kann angenommen werden. So beschränkt sich die 3. Kalkserie mit Biokalkareniten (H 45) und Mächtigkeit von über 20 *m* auf ein Oberstes Apt — Unterstes Alb. Daß die zunehmende Verflachung der See z. T. Teilbecken verursachte, ist an der Basis der Glaukonitquarzitserie und dem Top der 3. Kalkserie deutlich, wo die besondere Größe der Sporen und Pollen (siehe Čorna) Landnähe anzeigen. An der Basis der Unteren Sandsteinserie zeigt die gröbere Sandschüttung wieder Küstennähe an.

Die Sedimentationsraten der Sandsteinserien dürften geringer sein, ebenso die der Quarzitserie, deren Alter vom Mittleren bis ins höchste Apt reicht.

Im Halterbachprofil des Alb ist diese Großzyklenfolge nicht feststellbar. Die Verhältnisse ähneln hier teils den Sandsteinserien der Nordzone, teils ist mit den bunten Schiefern ein anderer Sedimenttyp vorhanden.

Wenn auch die hier beschriebenen Serien der Unterkreide der Nordzone und der Bartbergschichten gewisse fazielle Ähnlichkeiten mit den Wernsdorfer Schichten und den Buntschiefern der Godula-Entwicklung des Krosnoflysches der Karpaten zeigen (ANDRUSOV 1965, Band II) und durch die Lage am Nordrand des Alpen-Karpatenorogens auch gewisse tektonische Parallelen bestehen, so muß doch von einer Identifizierung beider Serien Abstand genommen werden. Es zeigen z. B. die Wernsdorfer- und Bunten Godulaschichten ausgeprägten Flyschcharakter, der den hier beschriebenen Serien abgesprochen werden muß.

Abschließend sollen noch die Fe-Inkrustierungen erwähnt sein (KITTLER, S. 136) und ebenfalls auf die Karpaten hingewiesen werden, wo Fe-Anreicherungen (allerdings als Siderite) in Sedimenten der höheren Unterkreide der Krosnoschichten als Pelosiderite bekannt sind (ROTH & MATEJKA 1953).

2. Ablagerungsmilieu

Diese Daten lassen auf relativ flache Meeresbereiche schließen. Dies wird durch den Nachweis von authigenem (nicht detritärem) Glaukonit im Bindemittel der Sandsteinserien in der Nordzone gestützt. Für die Glaukonitkörner kann dies zwar ebenfalls angenommen, aber nicht bewiesen werden. Authigener Glaukonit als verläßlicher Indikator geringer Meerestiefen kann als erwiesen gelten (u. a. SEIBOLD 1964). Zugleich ist der Nachweis vollmariner Milieus erbracht. Geringe Sedimentationsrate als Voraussetzung der Glaukonitbildung wurde durch rezente Untersuchungen im Persischen Golf von LANGE u. SARNTHEIN (1970) nachgewiesen. Gestützt werden diese Erkenntnisse durch Korngrößenanalysen, deren Ergebnisse auf Flachmeerbereiche (rezenter Schelf) hinweisen.

Einheitlichere Verhältnisse weisen die Bartbergschichten auf, die vielleicht küstenferner in etwas größerer Tiefe entstanden sein könnten, was aus dem Zurücktreten der Sandsteinpartien und der Vorherrschaft der siltig-tonigen Serien geschlossen werden kann (rezent tieferer Schelf). Das Auftreten von dünnen Dolomitbänkchen ist bemerkenswert, die am ehesten diagenetisch erklärt werden können. Der hohe Tongehalt könnte die Dolomitisierung gefördert haben (z. B. FAIRBRIDGE 1967).

3. Einzugsbereich

Über die Richtung des Materialtransportes lassen sich keine Aussagen machen, da Strömungsmarken fehlen. Richtungsorientierte Interngefüge sind undeutlich und selten und wegen der intensiven tektonischen Verformung auch nicht verläßlich auszuglätten.

Wesentlich ist die Beobachtung, daß die Mineralanalysen nur stabile Assoziationen zeigen. Der hohe Kaolinitgehalt, insbesondere im Profil Halterbachtal, legt die Vermutung nahe, daß diese stabile Auslese eher verwitterungs- als transportbedingt ist.

Es kommt als Hinterland ein granitoides Tiefengestein (Zirkon, Kaolinit aus zersetzten Feldspäten) mit seinen pegmatitschen Begleitgesteinen (Turmalin) bei weitgehendem Fehlen metamorpher Serien (Granatarmut) in Frage, welches besonders im Alb tiefgreifender Verwitterung unterlag (Kaolinitbildung). Auf die Anzeichen von umgelagertem, nichtmetamorphem Karbon (Umlagerung von Sporen) im höheren Apt und spärliche Hinweise auf umgelagerte Trias (umgelagerte Sporen) im Mittelalb sei hier ergänzend hingewiesen.

Der Kalkdetritus ist im Apt (Nordzone) etwas höher und tritt im Alb (Bartbergschichten) völlig zurück. Resedimentation dieser Kalke aus den begleitenden Kalkhorizonten kann nicht ausgeschlossen werden, z. T. bestand möglicherweise noch im Apt eine geringmächtige Auflage von Jura- und Unterkreidekalken auf dem Kristallin.

Die Sedimente der Nordzone sind in den Bereich Oberes Neokom, Apt—Alb einzuordnen. Dieser Bereich ist im Autochthon des Kristallin-Sockels und in der Bohrung Mauerbach 1 a nicht belegbar. Wir deuten die Nordzone als eine parautochthone Einheit, deren Sedimente ursprünglich auf dem Kristallin zur Ablagerung kamen. Daraus ergibt sich die Vorstellung, daß sich die obere Unterkreide der Nordzone südlich an die Unterkreide des Kristallinsockels anschloß. Sie wurde bei Verengung der Flyschsynklinale aus dem Untergrund aufgeschert und in die heutige Position gebracht, eine Interpretation, die mit den bisherigen Anschauungen in Einklang steht (GÖTZINGER 1932 und 1954), nur scheint es uns zweckmäßig, die Nordzone als eigene tektonische Einheit zu betrachten und von der Greifensteiner Decke oder Teildecke zu trennen.

Über die Entwicklung des Flyschtroges im Raum des östlichen Wienerwaldes

(Ergebnisse der Arbeitsgemeinschaft Wienerwaldflysch)

A. PAPP

Abb. 12

Das Studium der Flyschzone wurde längere Zeit gegenüber den attraktiveren Schichtenfolgen in Kalk- und Zentralalpen weniger intensiv betrieben. Erst durch die Anwendung moderner sedimentpetrographischer und mikropaläontologischer Methoden konnten neue Impulse gebracht werden, die Spezialstudien in der Flyschzone attraktiv machten. Die von der Arbeitsgemeinschaft Wienerwaldflysch in den Jahren 1969 und 1970 durchgeführten Studien zeigen den methodischen Weg, der zu einem besseren Verständnis der Schichtenfolgen im Flysch des Wienerwaldes führen könnte. Es steht außerhalb jeder Diskussion, daß diese Studien durch weitere ähnliche Arbeiten an vielen Stellen des Wienerwaldes zu ergänzen wären, bevor ein abschließendes Bild gewonnen werden kann. Immerhin steht heute schon fest, daß die Verengung des ursprünglichen Flyschtroges und die tektonischen Vorgänge, welche seine Sedimente in ihre heutige Position brachten, ein Phänomen alpiner Tektonik ersten Ranges sind, das in seinen Konsequenzen noch nicht völlig überschaubar ist.

Die Arbeitsgruppe Wienerwaldflysch mußte sich mit ihren Studien auf wenige Spezialthemen beschränken. Trotzdem halten wir es für zweckmäßig, den Rahmen aufzuzeigen, in dem diese Studien gesehen werden sollen. Dabei wollen wir betonen, daß die räumliche Begrenzung sehr eng gezogen wurde. Diese Ausführungen beziehen sich nur auf den Raum des östlichen Wienerwaldes auf die Serien der Schottenhofzone mit den Sieveringer Schichten, Kahlenberger und Greifensteiner Teildecke bis zur Nordzone. Die Abfolge dieser Einheiten und ihre mögliche tektonische Interpretation kann am ehesten durch ein N—S-Profil durch die Bohrung Mauerbach 1 a interpretiert werden (Abb. 12).

Die Bohrung Chorherrn 1 traf das Kristallin bei 1771 *m*, die 7 *km* SO gelegene Bohrung Mauerbach 1 a erst bei 3457 *m*. Daraus ergibt sich im Bereich der Stirne der Flyschzone ein Absinken des Kristallins um fast 1600 *m*. Es bleibt zur Diskussion, ob diese Niveaudifferenz schon bei dem Aufschub der Flyschzone vorhanden war und den Bewegungsvorgang zum Stillstand brachte, oder ob die Auflast der Flyschgesteine ein Absinken des Kristallins bewirkte.

Die Bohrung Mauerbach 1 a traf im Bereich von 3457 bis 3038 *m* autochthones Mesozoikum am Kristallinsockel, welches in oberen, mittleren und unteren Jura gegliedert wurde. Diese Sedimente wurden bei der Bohrung Chorherrn 1 nicht angetroffen. Dies spricht für eine Niveaudifferenz des Kristallins auch vor Aufschub des Flyschs in einer Größenordnung von mindestens 400 *m*. Autochthones Mesozoikum am Kristallinsockel wurde erst bei weiter nördlich gelegenen Bohrungen erreicht; vgl. KAPOUNEK & Mitarb. 1967.

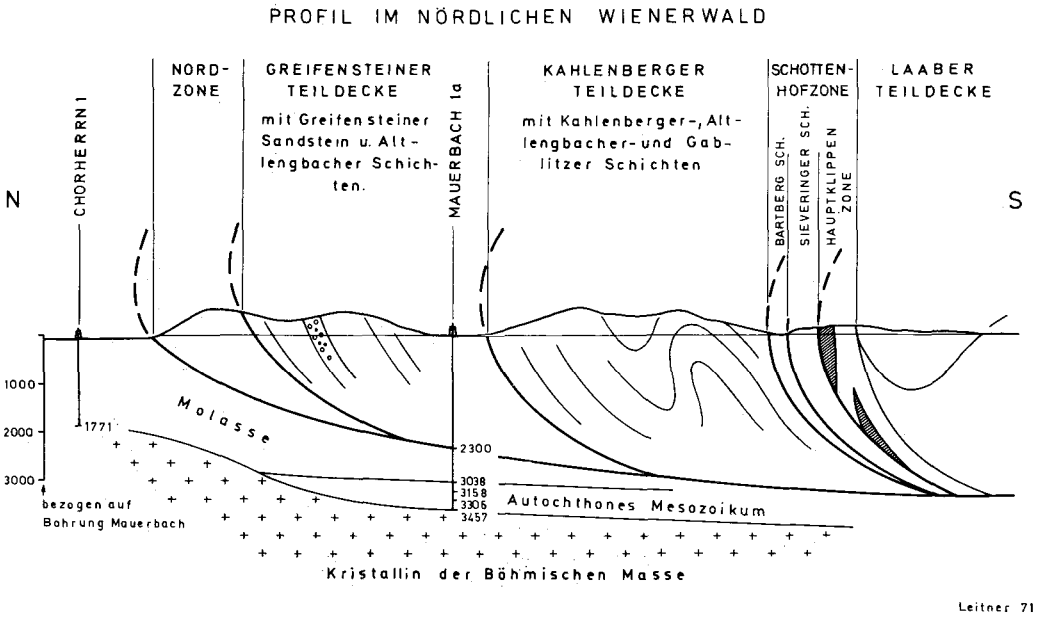


Abb. 12: Sammelprofil durch den nördlichen Wienerwald.

Bei Mauerbach 1 a wurde von 3038 bis 2300 *m* Molasse durchörtert, die z. T. flach gelagert, z. T. tektonisch gestört ist. Es steht außer Diskussion, daß die Molasse auch im Wienerwald weiter nach Süden reichte. Wo sich der ursprüngliche Südrand des Molassemeeres befunden hat, kann nur interpoliert werden. Nach den Erfahrungen der Bohrung Urmannsau (vgl. KRÖLL & WESSELY 1967) dürfte ein Betrag von 15 bis 20 *km* nicht zu hoch veranschlagt sein.

Aus einem Gebiet südlich der Molasse können die mesozoischen Gesteine der Nordzone stammen. Sie wurden vom Untergrund abgeschert und an der Stirn der Greifensteiner Teildecke nach Norden geschoben. Primär wurden sie als Sedimente am Kristallinsockel (PAPP et al. 1970, S. 7) abgelagert, sind also gegenüber dem Flysch parautochthon. Die Fazies der Nordzone konnte in dem autochthonen Mesozoikum im nördlichen Niederösterreich (vgl. KAPOUNEK & Mitarb. 1967) nicht beobachtet werden. Wegen Herkunft und tektonischer Beanspruchung bzw. Transport, der Fazies und dem Alter der Gesteine schlagen wir vor, die Nordzone als eigene tektonische Einheit zu betrachten und von der Greifensteiner Teildecke abzugliedern.

An die Greifensteiner Teildecke schließt nach Süden die Kahlenberger Teildecke an, mit den eozänen Gablitzer Schichten. Die nächste Zone, Schottenhofzone nach BRIX 1964, 1972, hat an ihrem Nordrand Unterkreide vom Typus des autochthonen Mesozoikums, wenn auch die Unterkreide der Bartbergschichten jener der Nordzone nicht vollständig homolog ist.

Auf die Unterschiede wurde bereits hingewiesen. Ähnlich interpretieren wir allerdings den tektonischen Vorgang. Auch die Bartbergschichten waren ursprünglich als autochthones Mesozoikum am Kristallinsockel zur Ablagerung gekommen und wurden post Eozän abgeschert und in ihre heutige Position gebracht. Sie befinden sich an der Stirn der Sieveringer Schichten. Somit hatten auch die Bartbergschichten gegenüber den Sieveringer Schichten eine tektonische Sonderstellung.

In der Hauptklippenzone sind bereits Sedimente der Buntmergelserie und der Kaumberger Schichten vorhanden. Der Ablagerungsraum der Buntmergelserie nach S. PREY

(1957) soll primär im Norden des eigentlichen Flyschtroges gelegen sein, während die Kaumberger Schichten einem südlichen Bereich des Flyschtroges entstammen (vgl. FAUPL et al. 1970, Abb. 12). Die Sedimente der Hauptklippenzone mit Buntmergelhülle könnten daher schon aus dem Bereich der nördlichen Randzone des Flyschtroges stammen. Diese Interpretation kann aber, solange keine weiteren Analysen erfolgt sind, noch nicht als gesichert gelten.

Mit dem Versuch, die Abfolge der Schichten im Profil mit ihrer ursprünglichen Lage zueinander in Beziehung zu setzen, stellen sich die Fragen nach den Schubweiten der einzelnen Schichtenverbände. Mit Annahme einer Südgrenze der Molasse bei 20 *km* südlich des heutigen Nordrandes der Flyschzone ergäben sich für den Transport der Unterkreide in der Nordzone und der Bartbergschichten Distanzen von mehr als 20 *km*. Bei einer angemessenen Breite des Ablagerungsraumes der Buntmergelserie stammen die typischen Sedimente der Flyschteildecken (Altlengbacher, Kahlenberger, Sieveringer Schichten usw.) aus der eigentlichen Flyschsynklinale, wo mit größeren Transportweiten zu rechnen ist.

Die zeitliche Fixierung der tektonischen Vorgänge läßt sich in unserem Raum nur mit wenigen Daten belegen. Die jüngsten Sedimente der eigentlichen Flyschzone im Wienerwald sind in das Mitteleozän zu stellen. Post Mitteleozän dürfte die Verengung des Flyschtroges einsetzen. Die letzte wirkungsvolle Phase erfolgt mit der Überschiebung des Untermiozäns (Bohrung Mauerbach 1 a) im älteren Eggenburgien. In dieser Zeitspanne verschwindet der primäre Sedimentationsraum des Flyschs und derjenige der Buntmergelserie, der Bereich zwischen Ablagerungsraum der Buntmergelserie und Molasse (Herkunftsgebiet der Unterkreide in der Nordzone und den Bartbergschichten) und der Südflügel des Oligozän-Untermiozänen Molassetroges, um von Deckensystemen alpiner Prägung eingenommen zu werden.

Literaturverzeichnis

1. Allgemeine regionale Literatur, mineralogisch-petrographische Spezialliteratur:

ANDRUSOV, D., 1964, 1965: Geologie der tschechoslowakischen Karpaten. I. Teil 1964, II. Teil 1965. — Akademie-Verlag Berlin, Verlag der Akademie der Wissenschaften Bratislava.

BAILEY, E. H. & STEVENS, R. E., 1960: Selective straining of K-Feldspar and Plagioclase on rock slabs and thin-sections. — Amer. Miner. *45*, 1020—1025, Menasha.

BERTLE, H., 1970: Steinbruch Dopplerhütte. Ein Beispiel der Verformung geologischer Körper vor den Toren Wiens. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. *19*, 189—194, Wien.

BRIX, F., 1961: Beiträge zur Stratigraphie des Wienerwaldflysches auf Grund von Nannofossilfunden. — Erdöl-Zeitschr. *77/3*, 89—99, Wien—Hamburg.

—, 1964: Neue Beiträge zur Geologie der Flyschzone bei Wien. — Vortrag 10. Jänner 1964, Geol Ges. Wien, Wien.

—, 1972: Geologische Karte der Stadt Wien 1 : 50.000. — Naturgeschichte Wiens, Bd. 3 (Kartenteil), Verlag für Jugend und Volk G. m. b. H., Wien—München.

BRIX, F. & GÖTZINGER, K., 1964: Die Ergebnisse der Beckenfüllung, des Rahmens und des Untergrundes. In: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV-AG. ... Teil I. — Erdöl-Zeitschr. 1964/2, 3—22, Wien—Hamburg.

FAIRBRIDGE, R. W., 1967: Phases of diagenesis and autigenesis. In: G. LARSEN & G. V. CHILLINGAR (Ed); Diagenesis in Sediments. — Elsevier, 19—89, Amsterdam.

FAUPL, P., FISCHER, R. & SCHNABEL, W., 1971: Programm zur Berechnung sedimentologischer Parameter aus verfestigten klastischen Sedimenten. — Verh. Geol. B. A. 1971/3, 648—654, Wien.

FAUPL, P., GRÜN, W., LAUER, G., MAURER, R., PAPP, A., SCHNABEL, W. & STURM, M., 1970: Zur Typisierung der Sieveringer Schichten im Flysch des Wienerwaldes. — Jahrb. Geol. B. A. *113*, 73—158, Wien.

FRIEDL, K., 1921: Stratigraphie und Tektonik der Flyschzone des östlichen Wienerwaldes. — Mitt. Geol. Ges. Wien. *13*, 1—80, Wien.

FRIEDMAN, G. M., 1961: Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. — J. Sed. Petr. *31*, 514—529.

—, 1962: On sorting, sorting-coefficients and the lognormality of the grain-size distinction of sandstones. — J. Geol. *70*, 737—753, Chicago.

—, 1967: Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. — J. Sed. Petr. *37*, 327—254.

FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G., 1970: Sedimente und Sedimentgesteine. Sediment-Petrologie Teil II. — E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchh. 726 S. Stuttgart.

GÖTZINGER, G., 1929: Aufnahmsbericht über die Blätter Baden—Neulengbach (4756) und Tulln (4656). — Verh. Geol. B. A. 1929, 45—54, Wien.

—, 1951: Neue Funde von Fossilien und Lebensspuren und die zonare Gliederung des Wienerwaldflysches. — Jb. Geol. B. A., Festb. 1951, 223—272, Wien.

GÖTZINGER, G. & BECKER, H., 1932: Zur geologischen Gliederung des Wienerwaldflysches (Neue Fossilfunde). — Jb. Geol. B. A., *82*/3,4, 343—396, Wien.

GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H. & VETTERS, H., 1952: Geologische Karte der Umgebung von Wien 1 : 75.000. — Geol. B. A., Wien.

GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H., LICHTENBERGER, E. & ROSENBERG, G., 1954: Erläuterungen der Geologischen Karte der Umgebung von Wien 1 : 75.000. — Geol. B. A., Wien.

GRÜN, W., 1968: Die Autobahnaufschlüsse im Bereich der Westeinfahrt Wien. Geologisch-Mikropaläontologische Untersuchungen in der Kahlenberger Teildecke und der Hauptklippenzone zwischen Dürrwien und Auhof. — Unveröff. Diss. Geol. Inst. Univ. Wien, Wien.

JAEGER, R., 1914: Grundzüge einer stratigraphischen Gliederung der Flyschbildungen des Wienerwaldes. — Mitt. Geol. Ges., Wien *7*, 122—172, Wien.

KAPOUNEK, K., KRÖLL, A., PAPP, A. & TURNOVSKY, K., 1967: Der mesozoische Sedimentanteil des Festlandsockels der Böhmischen Masse. — Jb. Geol. B. A. *110*, 73—91, Wien.

KRÖLL, A. & WESSELY, G., 1967: Neue Erkenntnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Urmannsau 1. — Erdöl-Erdgas-Zeitschr. *83*/10, 342—353, Wien—Hamburg.

KUENEN, Ph. H. & MIGLIORINI, C. I., 1950: Turbidity currents as a cause of graded bedding. — J. Geol. *58*, 91—127. Chicago.

LANGE, H. & SARNTHEIN, M., 1970: Glaukonitkörner in rezenten Sedimenten des Persischen Golfs. — Geol. Rundsch., *60*/1, 256—264, Stuttgart.

MASON C. C. & FOLK, R. L., 1958: Differentiation of beach, dune and aeolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas. — J. Sed. Petrol., *28*, 211—226.

MÜLLER, G., 1964: Methoden der Sedimentuntersuchung. Sediment-Petrologie Teil II. — E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchh. 303 S. Stuttgart.

MÜNZER, H. & SCHNEIDERHÖHN, P., 1953: Das Sehnenschnittverfahren. — Heidelb. Beitr. Min. Petr. *3*, 456—471, Heidelberg.

PAPP, A. & TURNOVSKY, K., 1970: Anleitung zur biostratigraphischen Auswertung von Gesteinsschliffen (Microfazies Austriaca). — Jb. Geol. B. A. Sb. *16*, Wien.

PAUL, C. M., 1898: Der Wienerwald. Ein Beitrag zur Kenntnis der nordalpinen Flyschbildungen. — Jb. Geol. R. A., *48*, 53—178, Wien.

PREY, S., 1965: Neue Gesichtspunkte zur Gliederung des Wienerwaldflysches (1. Fortsetzung). — Verh. Geol. B. A., 1965, 107—118, Wien.

—, 1968: Flysch-Zone and Northern Limestone Alps hear Vienna. In: Neogene Basins and Sedimentary Units of the Eastern Alps near Vienna. — Guide to Exc. 33 C, Austria. Int. Geol. Congr. Prague, 30—42, Geol. B. A., Wien.

RAD, U. v., 1968: Comparison of sedimentation in the Bavarian Flysch (Cretaceous) and recent San Diego Trough (California). — J. Sed. Petrol. *38*/4, 1120—1154.

ROTH, Z. & MATEJKA, A., 1953: The Pelosiderites of the Moravosilesian Beskydy. — Geotechnica *16*, Praha.

SEIBOLD, E., 1964: Chemische Bestandteile der marinen Sedimente. In: R. BRINKMANN (Red.), Lehrbuch der Allgemeinen Geologie. — Enke Verlag, 467 S. Stuttgart.

SEILACHER, A., 1967: Tektonischer, sedimentologischer oder biologischer Flysch ?. — Geol. Rundsch., *56*, 189—200, Stuttgart.

SINDOWSKI, K. H.; 1957: Die synoptische Methode des Kornkurvenvergleiches zur Ausdeutung fossiler Sedimentationsräume. — Geol. Jb. *73*, 235—275, Hannover.

STRADNER, H. & PAPP, A., 1961: Tertiäre Discoasteriden aus Österreich und deren stratigraphische Bedeutung. — Jb. Geol. B. A. Sonderb. *7*, 1—160. Wien.

STUR, D., 1894: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Umgebung von Wien. — Geol. B. A., Wien.

WIESENEDER, H., 1962: Zur Deutung sedimentärer Strukturen in klastischen Sedimenten. — Mitt. Geol. Ges. Wien. *54*, 249—260, Wien.

WOLETZ, G., 1950: Schwermineralien von klastischen Gesteinen aus dem Bereich des Wienerwaldes. — Jb. Geol. B. A. *94*, 167—194, Wien.

2. Paläontologische Spezialliteratur:

2 a) Foraminiferen:

BERTHELIN, M., 1880: Mémoire sur les Foraminifères fossiles de l'étage Albien de Montcley (Doubs.). — Mém. Soc. Géol. France, ser. 3, 1, no. 5, S. 1—84, Taf. 1—4, 5 Tab., Paris.

BORNEMANN, L. G., 1874: Über die Foraminiferengattung Involutina. — Z. Dtsch. Geol. Ges., *26*, S. 702—740, Taf. 18, 19, Berlin.

BRADY, H. B., 1881: Über einige arktische Tiefsee-Foraminiferen gesammelt während der österreichisch-ungarischen Nordpol-Expedition in den Jahren 1872—74. — K. Akad. Wiss. Wien, Denkschr., *43*, S. 9—110, Wien.

CUSHMAN, J. A., 1910: A Monograph of the Foraminifera of the North Pacific Ocean. Part I: Astrorhizidae and Lituolidae. — U. S. Nat. Mus. Bull., *71*, S. 1—134, Textfig. 1—203, Washington.

—, 1911: A Monograph of the Foraminifera of the North Pacific Ocean. Part II: Textulariidae. — U. S. Nat. Mus. Bull., *71*, 108 Seiten, 156 Textabb., Washington.

DAWSON, G. M., 1870: On Foraminifera from the Gulf and River St. Lawrence. — Canadian Nat., new ser., *5*, S. 172—177, Montreal.

FAUPL, P., GRÜN, W., LAUER, G., MAURER, R., PAPP, A., SCHNABEL, W. & STURM, M., 1970: Zur Typisierung der Sieveringer Schichten im Flysch des Wienerwaldes. — Jb. geol. Bundesanst., *113*, S. 73—158, 9 Tab., 12 Textabb., 15 Taf., 8 Beil., Wien.

GEROCH, S., 1959: Stratigraphic significance of arenaceous Foraminifera in the Carpathian Flysch. — Paläont. Zeitschr., *33*, S. 113—122, Taf. 12, 13, 1 Tab., 2 Textabb., Stuttgart.

—, 1960: Microfaunal assemblages from the Cretaceous and Paleogene Silesian Unit in the Beskid Slaski Mts. (Western Carpathians). — Biul. Inst. Geol. Pol., *153*, Warszawa.

—, 1966: Male otwornice dolnej kredy serii slaskiej w Polskich Karpatach. (Lower Cretaceous Small Foraminifera of the Silesian Series, Polish Carpathians). — Rocz. Polsk. Tow. Geol., *36*, S. 413—480, Fig. 1—14, Tab. 1—6, Krakow.

GLAESSNER, M. F., 1937: Studien über Foraminiferen aus der Kreide und dem Tertiär des Kaukasus. L. Die Foraminiferen der ältesten Tertiärschichten des Nordwestkaukasus. — Probl. Paleontol., *2—3*, S. 349—408, 5 Taf., Moskau.

GRÜN, W., 1968: Die Autobahnaufschlüsse im Bereich der Westeinfahrt Wien. Geologisch-Mikropaläontologische Untersuchungen in der Kahlenberger Teildecke und der Hauptklippenzone zwischen Dürrwien und Auhof. — Unveröff. Diss. Geol. Inst. Univ. Wien, 14 Taf., 2 Tab., 8 Textfig., 21 Prof., 30 Fossilabb. Wien.

—, 1970: Flysch Microfauna of the Hagenbach Valley (Northern Vienna Woods), Austria. — Rocz. Polsk. Tow. Geol., *39*, S. 305—334, Taf. 39—49, Krakow.

HANZLIKOVA, E.: 1965: Stratigraphie der Kreide und des Paläogens der Flyschzone der Westkarpaten. — Geol. Sbornik., *16*, S. 33—64, Textfig. 1—6, Bratislava.

HILTERMANN, H., 1943: Zur Stratigraphie und Mikrofossilführung der Mittelkarpaten. — Öl und Kohle, *39*, S. 745—755, 9 Abb., 1 Taf., Berlin.

Huss, F., 1957: Stratygrafia jednostki Weglowki na podstawie mikrofauny. — Acta Geol. Pol., *7*, S. 29—63, Warszawa.

Maync, W., 1952: Critical taxonomic study and nomenclatural revision of the Lituolidae based upon the prototype of the family, Lituola nautiloidea Lamarck, 1804. — Cushman Found. Foram. Res., Contrib., *3*, 2, S. 35—56, Taf. 9—12. Washington.

Moullade, M., 1960 a: Sur l'attribution spécifique de Foraminifères appartenant au Genre Trochammina, découverts dans l'Aptien et l'Albien des Baronnies (Drôme, Hautes-Alpes). — Rev. Micropal., *2*, 4, S. 199—202, 1 Taf., Paris.

—, 1960 b: Sur quelques Foraminifères du Crétacé inférieur des Baronnies (Drôme). — Rev. Micropal. *3*, 2, S. 131—142, Taf. 1, 2, 2 Abb., Paris.

Nauss, A. W., 1947: Cretaceous Microfossils of the Vermilion Area, Alberta. — Jour. Paleont., *21*, 4, S. 329—343, Taf. 48, 49, Tulsa.

Noth, R., 1912: Die Foraminiferen der roten Tone von Barwinek und Komarnok. — Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ung. Orient., *25*, S. 1—24, 1 Abb., 1 Taf., Wien.

Parker, W. K., 1870: Siehe Dawson, G. M., 1870.

Parker, W. K. & Jones, T. R., 1859: On the nomenclature of the Foraminifera. Pt. 2, On the species enumerated by Walker and Montagu. — Ann. Mag. Nat. Hist., ser. 3, *4*, S. 333—351.

Pokorny, V., 1949: On the Microfauna of the Eocene Green Clay of Nikolcice (Moravia, Czechoslovakia). — Bull. Internat. Acad. tchèque Sci., *50*, (15), S. 1—16, 1 Taf., 17 Textabb., Praha.

Reuss, A. E., 1862: Entwurf einer systematischen Zusammenstellung der Foraminiferen. — K. Akad. Wiss. Wien, mat.-naturw. Cl., Sitzber., *44*, (1861), S. 355—396, Wien.

Rhumbler, L., 1895: Entwurf eines natürlichen Systems der Thalamophoren. — Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., Nachr., no. 1, S. 51—98, Göttingen.

Rzehak, A., 1887: Die Foraminiferenfauna des grünen Oligocänthones von Nikoltschitz in Mähren. — Vh. geol. Reichsanst., 1887, S. 87—88, Wien.

—, 1895: Über einige merkwürdige Foraminiferen aus dem österreichischen Tertiär. — Ann. Naturhist. Hofmus., *10*, S. 213—230, Taf. 6, 7, Wien.

Schwager, C., 1877: Quadro del proposto sistema de classificazione dei foraminiferi con guscio. — R. Comitato Geol. Italia, Bull., *7*, no. 11—12, S. 475—485.

Vašíček, M., 1947: Poznámky k microbiostratigrafiy magurského flyše na Moravě. (Remarks on the Microbiostratigraphy of the Magura Flysch in Moravia.) — Vestnik UUG., *22*, S. 235—256, Taf. 1—3, 3 Textabb., Praha.

—, 1950: Mikropaleontologicky doklad mladotretihorni horotvorne faze na vychodni Morave. (Micropaleontological Evidence of the Late-Tertiary Orogenesis in East Moravia.) — Sbornik UUG., *17*, S. 1—12, Taf. 1, 2, Praha.

2 b) Palynologie:

Baltes, N., 1967: Albian microplancton from the Moesic platform, Rumania. — Micropaleont. *13*/1, 327—336, New York.

Bolchovitina, N. A., 1953: Spores and pollen characteristic of Cretaceous deposits of central regions of USSR. — Trudy Geol. Inst. Nauka *145*, 1—184, Moskva (in Russisch).

—, 1956: Atlas of spores and pollen grains in Jurassic and Lower Cretaceous coals of the Viluj Basin. — Trudy Geol. Inst. *2*, 1—185, Leningrad (in Russisch).

—, 1968: The spores of the family Gleicheniaceae ferns and their importance for the stratigraphy. — Trudy Geol. Inst. Nauka *186*, Moskva (in Russisch).

Brelie, G. Van Der, 1964: Eine interkretazische Mikroflora aus dem nördlichen Sauerland. — Fortschr. Geol. Rheinl. Westf. *12*, 117—118, Krefeld.

Cookson, I. C. & Hughes, N. F., 1964: Microplancton from the Cambridge Greensand (Middle-Cretaceous). — Palaeontol. *7*, 37—59, London.

Couper, R. A., 1958: British Mesozoic and Cainozoic spores and pollen grains. — Palaeontograph. *103*, 75—179, Stuttgart.

Davey, R. J., Downie, C., Sarjeant, W. A. S. & Williams, G. L., 1966: Studies on Mesozoic and Cainozoic Dinoflagellate Cysts. — Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geol. *3*, London.

Dettmann, M. E., 1963: Upper Mesozoic microfloras from South Eastern Australia. — Proc. R. Soc Vict. *77*, 1—173, Melbourne.

DOWNIE, C., WILLIAMS, G. L. & SARJEANT, W. A. S., 1961: Classification of fossil microplancton. — Nature, *192*, 471, London.

DOWNIE, C., EVITT, W. R. & SARJAENT, W. A. S., 1963: Dinoflagellates, Hystrichosphéres and classification of the Acritarchs. — Stanf. Univ. Publ., Geol. Scie, *7*, 1—16, Stanford.

EISENACK, A., 1958: Mikroplankton aus dem norddeutschen Apt nebst einigen Bemerkungen über fossile Dinoflagellaten. — Abh. N. Jb. Geol. Paläont. *106*, 383—422, Stuttgart.

GROOT J. J. & GROOT, C. R. 1962: Plant microfossils of Aptian, Albian and Cenomanian deposits of Portugal. — Com. Serv. Geol. Port. *44*, 133—171, Lisboa.

POCOCK, S. A. S., 1962: Microfossils analysis and age determination of strata at the jurassic-cretaceous boundary in the Western Canada plains. — Palaeontogr. *111*, 1—95, Stuttgart.

POTONIÉ, R., 1956: Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. I. Teil: Sporites. — Beih. Geol. Jb. *23*, 1—103, Hannover.

—, 1958: Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. II. Teil: Sporites, Saccites, Aletes, Praecolpates, Polyplicates, Monocolpates. — Beih. Geol. Jb. *31*, 1—114, Hannover.

—, 1960: Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. III. Teil: Sporites, Pollenites. — Beih. Geol. Jb. *39*, 1—189, Hannover.

POTONIÉ, R. & KREMP, G. O. W., 1954: Die Gattungen der paläozoischen Sporae dispersae und ihre Stratigraphie. — Geol. Jb. *69*, 111—194, Hannover.

—, 1955: Die Sporae dispersae des Ruhrkarbons, ihre Morphographie und Stratigraphie mit Ausblicken auf Arten anderer Gebiete und Zeitabschnitte. Teil I. — Palaeontograph. *98*, 1—136, Stuttgart.

—, 1956: Idem Teil II. — Palaeontograph. *99*, 85—191, Stuttgart.

2 c) Nannofossilien: (Nach 1969 erschienene Literatur ist nicht berücksichtigt).

ARKHANGELSKY A. D., 1912: Oberkreide Ablagerungen des osteuropäischen Rußland (russ.). — Mater. Geol. Russl.: *25*, S. 402—415, 626—628, 2 T., Moskau—Leningrad.

BLACK M. & BARNES B., 1959: The structure of Coccoliths from the English Chalk. — Geol. Mag.: *96*, S. 321—328, T. 8—12, London.

BRAMLETTE M. N. & MARTINI E., 1964: The great change in the calcareous nannofossils between the Maastrichtian and Danien. — Micropal.: *10*, S. 291—322, 7 T., New York.

BRAMLETTE M. N. & RIEDL W. R., 1954: Stratigraphic value of Discoasters and some other microfossils, related to recent Coccolithophores. — Jour. Paleont.: *28*, S. 385—403, 2 T., 3 Txf., Menasha.

BRONNIMANN P., 1955: Microfossils incertae sedis from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Cuba. — Micropal.: *1*, S. 28—51, 2 T., 10 Txf., New York.

BUKRY D., 1969: Upper Cretaceous Coccoliths from Texas and Europe. — Univ. Kansas Paleont. Contr.: *51*, (Protista 2), S. 1—79, 40 T., Kansas.

COLOM C., 1945: Nannoconus steinmanni KAMPTNER y Lagena colomi LAPPARENT. — Inst. Geol, Publ.: *7*, S. 123—132, 1 T., Barcelona.

DEFLANDRE G., 1939: Stephanolithes représentants d'un type nouveau de coccolithes. — Soc. France Micros. Bull.: *8*, S. 48—50, 14 Txf., Paris.

—, 1947: Braarudosphaera nov. gen., type d'un famille nouvelle coccolithophoridés actuels à éléments composites. — Akad. Sci. C. R. Paris: *225*, S. 439—441, 5 Txf., Paris.

—, 1952: Sous embranchement des flagelles. — In: PIVETEAU J.: Traité de Paleontology *1*, S. 99—130, 150 Txf., Paris.

—, 1959: Sur les nannofossils calcaires et leur systematique. — Rev. Micropal.: *2*, S. 127—152, 4 T. Paris.

—, 1963: Sur les Microrhabdulidés, famille nouvelle de nannofossiles calcaires. — Acad. Sci. C. R. Paris: *256*, S. 2484—3486, 25 T., Paris.

DEFLANDRE G. & FERT C., 1954: Observations sur les coccolithophoridés actuels et fossiles en microscope ordinaire et électronique. Ann. Paleont.: *40*, S. 117—176, 5 T., Paris.

DEFLANDRE G. & DEFLANDRE RIGAULT M., 1960: Presénce de nannoconidés dans le Crétace supérieur du Bassin Parisienne. — Rev. Micropal.: *3*, S. 175—180, 1 T., Paris.

De Lapparent J., 1931: Sur les prétendus " embryons de Lagena ". — C. R. Somm. Soc. Geol.: 1931, *14/15*, S. 222—223, Paris.

Forchheimer S., 1968: Die Coccolithen des Gault-Cenoman, Cenoman und Turon in der Bohrung Höllviken I, Südwest Schweden. — Sver. Geol. Unders. Ser. C, Nr. 635, Afhandl. och Uppsatser *62/6*, S. 1—64, T. 1—9, Stockholm.

—, 1970: Scanning electron microscope studies of some Cenomanian Coccosphaeres and Coccoliths from Bornholm (Denmark) and Köpingsberg (Sweden). — Sver. Geol. Unders. Ser. C, Nr. 647, Afhandl. och Uppsatser *64/4*, S. 1—43, Txf. 1—44, Stockholm.

Gardet M., 1955: Contribution a l'étude des coccolithes des terrains néogénes de l'Algerie. — Publ. Serv. Carte Géol. Algerie: *5*, S. 447—550, 11 T., Alger.

Gartner S., 1968: Coccoliths and related calcareous nannofossils from the Upper Cretaceous deposits of Texas and Arkansas. — Univ. Kansas Paleont. Contr.: *48*, (Protista 1), S. 1—56, 28 T., Kansas.

Gorka H., 1957: Coccolithophoridés du Maestrichtien supérieur de Pologne. — Act. Paleont. Pol: *12*, S. 235—285, 5 T., Warszawa.

Hay W. W., Mohler H. & Wade M. E., 1966: Calcareous nannofossils from Nal'chik (North Kaukasus). — Ecl. Geol. Helv.: *59*, S. 379—399, 13 T., Bern.

Kamptner E., 1931: Nannoconus steinmanni nov. gen., nov. spec., ein merkwürdiges gesteinsbildendes Mikrofossil aus dem jüngeren Mesozoikum der Alpen. — Pal. Zeitschr.: *13*, S. 288—297.

—, 1948: Coccolithen aus dem Torton des inneralpinen Wiener Beckens. — Sitz. Ber. Österr. Akad, Wiss. math. nat. Kl., Abt. I: *157*, S. 1—16, 2 T., Wien.

—, 1956: Zur Systematik und Nomenclatur der Coccoliteen. — Anz. Österr. Akad. Wiss. math. nat. Kl.: *33*, S. 4—12, Wien.

Manivit H., 1965: Nannofossiles calcaires de l'Albo-Aptien. — Rev. Micropal.: *8*, S. 189—201, 2 T. Paris.

—, 1966: Sur quelques coccolithes nouveaux du Neocomien. — C. R. Somm. Soc. Geol. France: 1966, 7, S. 267—269, Paris.

—, 1968: Nannofossiles calcaires du Turonien et du Sénonien. — Rev. Micropal.: *10*, S. 277—286, 2 T., Paris.

Martini E. & Stradner H., 1960: Nannotetraster, eine stratigraphisch bedeutsame neue Discoasteridengattung. — Erdöl-Zeitschr.: *76*, S. 266—269, 19 Txf., Wien—Hamburg.

Murray J. & Blackman H., 1897: On the nature of the Coccosphaeres and Rhabdosphaeres. — Philos. Trans. Roy. Soc. London: *109*, Ser. B, S. 427—441, 2 T., London.

Noel D., 1957: Coccolithes des terrains Jurassiques de l'Algerie. — Publ. Serv. Carte Geol. Algerie, n. ser.: *8*, S. 303—345, Alger.

—, 1858: Etude des coccolithes du Jurassique et du Crétacé inférieur. — Publ. Serv. Carte Geol. Algerie, n. ser.: *20*, S. 155—196, Alger.

—, 1965: Sur les coccolithes du Jurassique europ)en et d'Afrique du Nord. — C. N. R. S. Paris, S. 1—209, 29 T.

—, 1969: Arkhangelskiella (Coccolithes crétacés) et formes affines du Bassin de Paris. — Rev. Micropal.: *11*, S. 191—204, 3 T., Paris.

Perch Nielsen K., 1968: Der Feinbau und die Klassifikation der Coccolithen aus dem Maastrichtien von Dänemark. — Kongel. Dan. Vidensk. Selsk., Biol. Skr.: *16*, S. 1—96, 32 T., København.

Reinhardt P., 1964: Einige Kalkflagellaten-Gattungen (Coccolithophoriden, Coccolithineen) aus dem Mesozoikum Deutschlands. — Monatsber. Akad. Wiss. Berlin: *6*, S. 749—759, 2 T., 8 Txf., Berlin.

—, 1965: Neue Familien für fossile Kalkflagellaten (Coccolithophoriden, Coccolithineen). — Monatsber. Akad. Wiss. Berlin: *7*, S. 30—40, 3 T., 8 Txf., Berlin.

—, 1966: Zur Taxionomie und Biostratigraphie des fossilen Nannoplanktons aus dem Malm, der Kreide und dem Alttertiär Mitteleuropas. — Freiberger Forschungsh.; *C 196*, S. 1—109, T. 1—23, Leipzig.

—, 1967: Fossile Coccolithen mit rhagoidem Zentralfeld (Familie: Ahmuellerellaceae, Sub. Ord.: Coccolithineae). — N. Jb. Geol. Paleont., Monatsh.: *3*, S. 163—178, 12 Txf., Stuttgart.

Reinhardt P. & Gorka H., 1967: Revision of some Upper Cretaceous coccoliths from Poland and Germany. — N. Jb. Geol. Paleont., Abh.: *129*, S. 240—256, 3 T., Stuttgart.

STOVER L. E., 1966: Cretaceous coccoliths and related nannofossils from France and the Netherlands. — Micropal.: *12*, S. 133—167, 9 T., New York.

STRADNER H., 1959: Die fossilen Discoasteriden Österreichs. — Erdöl-Zeitschr.: *75*, S. 472—488, 77 Txf., Wien—Hamburg.

—, 1962: Über neue und wenig bekannte Nannofossilien aus Kreide und Alttertiär. — Verh. Geol. B. A., Wien: 1962/2, S. 363—377, 3 T., Wien.

—, 1963: New contributions to Mesocoic stratigraphy by means of nannofossils. — 6. World Petr. Congr. Frankfurth Sec. 1, pap. 4, S. 167—183, 6 T., Frankfurt.

STRADNER H. & PAPP A., 1961: Tertiäre Discoasteriden aus Österreich und deren stratigraphische Bedeutung. — Jb. Geol. B. A., Wien, Sonderbd.: *7*, S. 1—160, 42 T., Wien.

STRADNER H., ADAMIKER D. & MARESCH O., 1968: Electron microscope studies on Albien calcareous nannoplancton from the Delft 2 and Leidschendam 1 deepwells, Holland. — Verh. koninkl. ned. Akad. Wetensch., Afd. natuurk., 1 reeks: *24*, nr. 4, S. 1—51, 48 T., 11 Txf., Amsterdam.

VEKSHINA V. N., 1959: Coccolithophoridae aus Maastricht Sedimenten Sibiriens. (russ.) — Trudy sibirscogo Naučno-issle-dovatel'kogo Instituta Geologii, Geofiziki i Mineral'nogo Cyra: *2*, S. 56—77, 2 T., Leningrad.

Tafel 1

Foraminiferen aus der Nordzone, Profil Passauerhof, Station A 28

Fig. 1, 2: *Hedbergella* cf. *infracretacea* (GLAESSNER).
Fig. 1 a, b: Unter- und Oberseite eines kleinen Exemplares.
Fig. 2: Unterseite eines größeren Exemplares.

Fig. 3, 4: *Hedbergella* cf. *planiformis* LOEBLICH & TAPPAN.
Fig. 3 a, b: Unter- und Oberseite eines Exemplares mit 5 Kammern im letzten Umgang.
Fig. 4: Oberseite eines Exemplares mit 6 Kammern im letzten Umgang.

Fig. 5: *Globigerina* sp. Unter- und Oberseite.

Fig. 6: *Bolivina* sp.

Fig. 7: *Discorbis* sp.

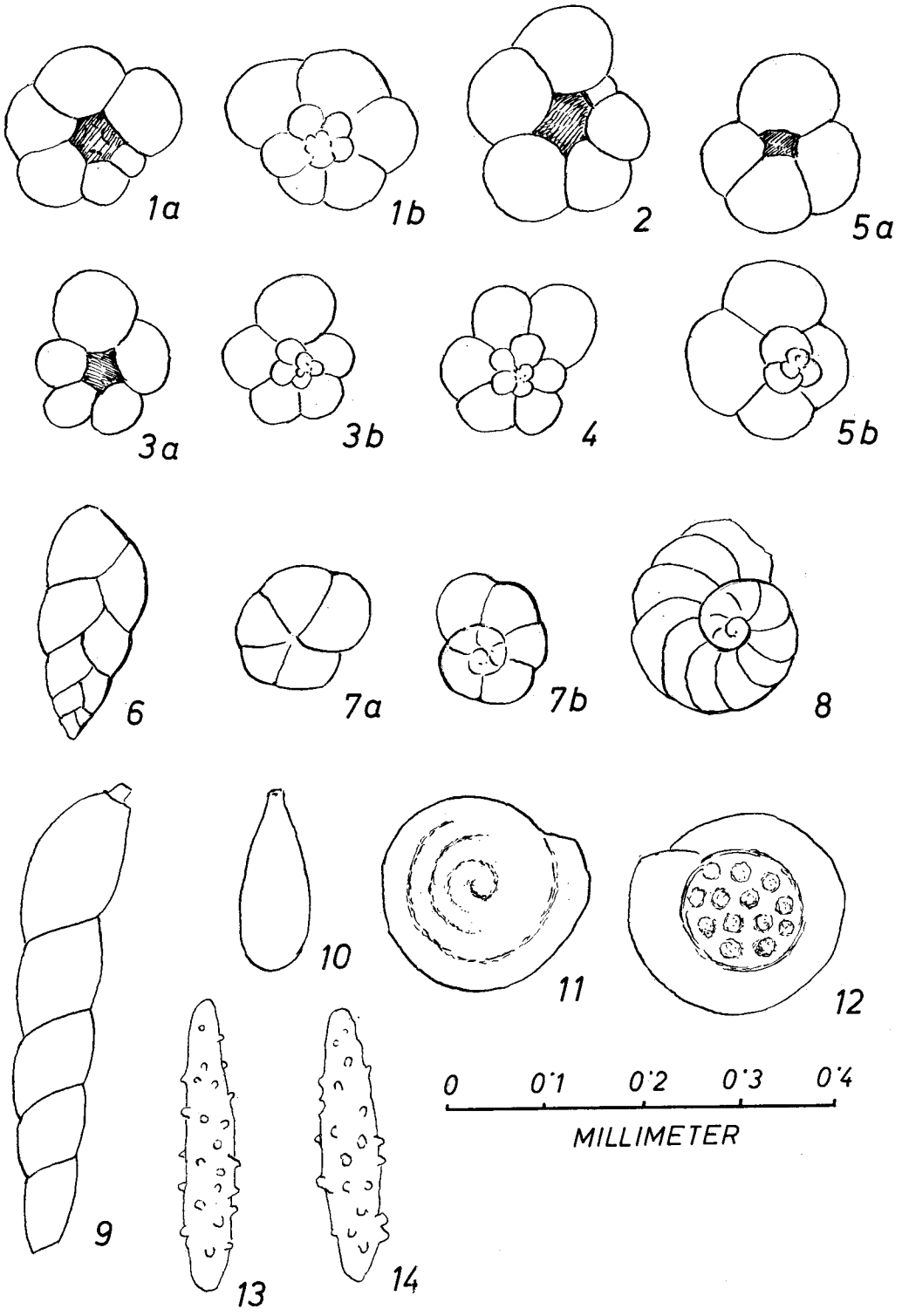
Fig. 8: *Gavelinella* sp. ? *Gavelinella reußi* KHAN

Fig. 9: *Dentalina* sp. ex gr. *Dentalina communis* d'ORB.

Fig. 10: *Lagena* sp.

Fig. 11, 12: *Trocholina paucigranulata* MOULLADE Ober- und Unterseite.

Fig. 13, 14: Spiculae von *Alcyonaria*.

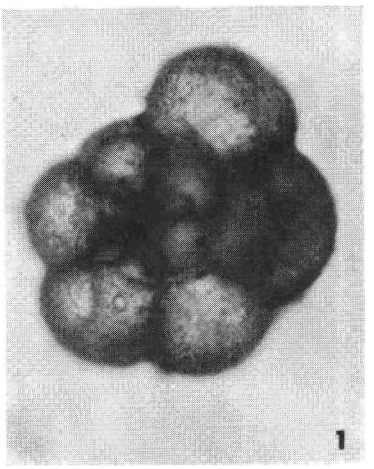

1a
1b
2
5a
3a
3b
4
5b
6
7a
7b
8
9
10
11
12
13
14
0
0·1
0·2
0·3
0·4
MILLIMETER

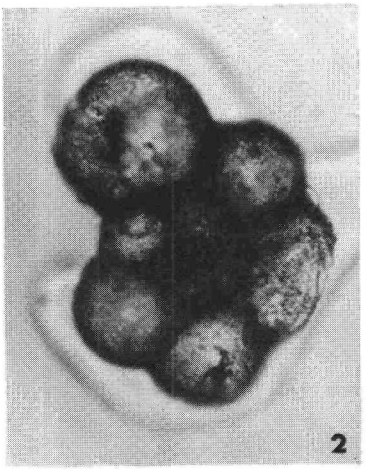
Tafel 2

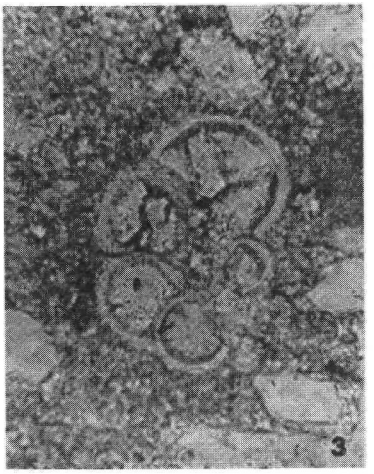
Fig. 1, 2: *Hedbergella* cf. *infracretacea* (GLAESSNER), größeres Exemplar. Profil Passauerhof, Station A 28, Vergr. 150×.

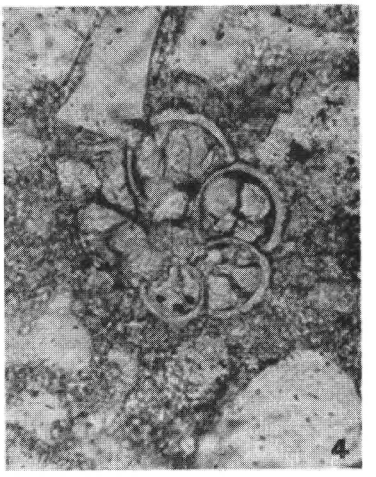
Fig. 3, 4: *Hedbergella* sp. waagrechte Schnitte. Forststraße Passauerhof Probe H 50 Vergr. 150×.

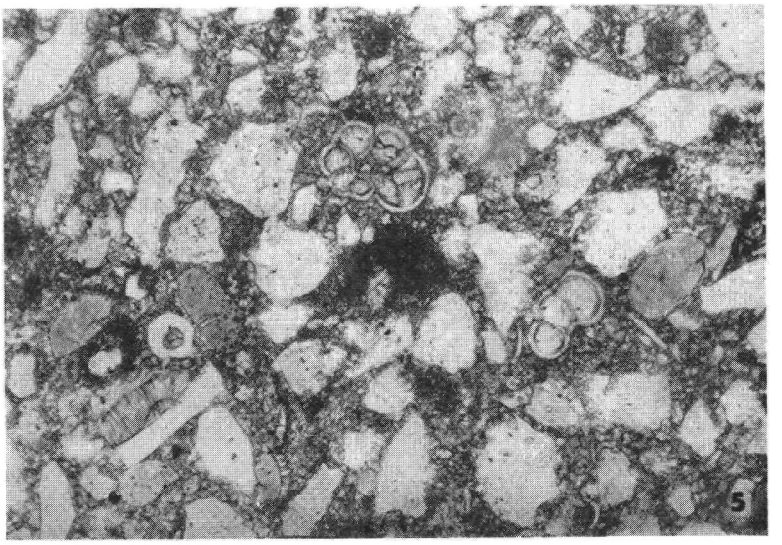
Fig. 5: Mikrofazies von Kalkareniten mit Planktonischen Foraminiferen. Forststraße Passauerhof Probe H 50, Vergr. 70×, Schliff Nr. 135.


1


2


3


4


5

Tafel 3

Fossilien aus dem Steinbruch Dopplerhütte

Fig. 1: *Glomospira* sp. aff. *G. glomerata* HÖGLUND.

Fig. 2: *Glomospira* sp. aff. *G. irregularis* (GRZYBOWSKI).

Fig. 3: *Ammodiscus siliceus* (TERQUEM).

Fig. 4, 5: *Textulariidae* indet.

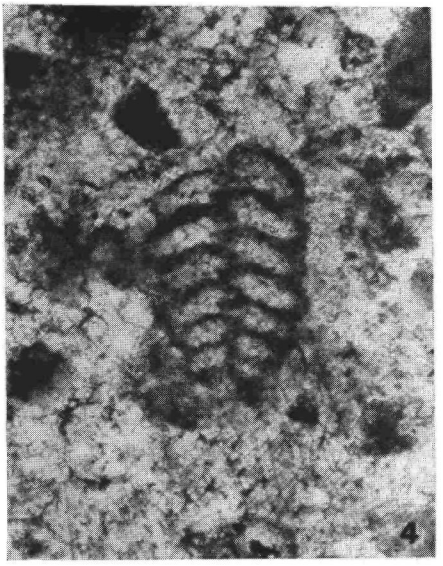
Fig. 6, 7: *Marssonella* sp.

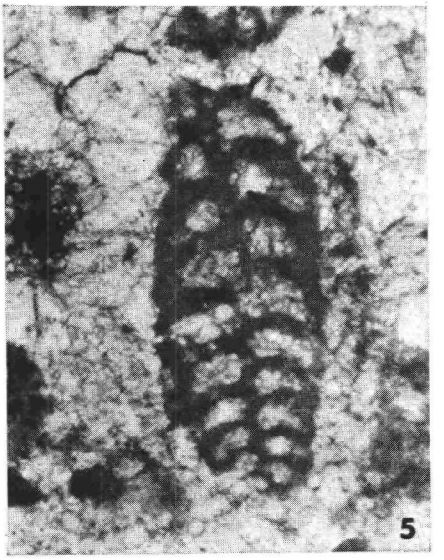
Vergrößerung aller Figuren 100×

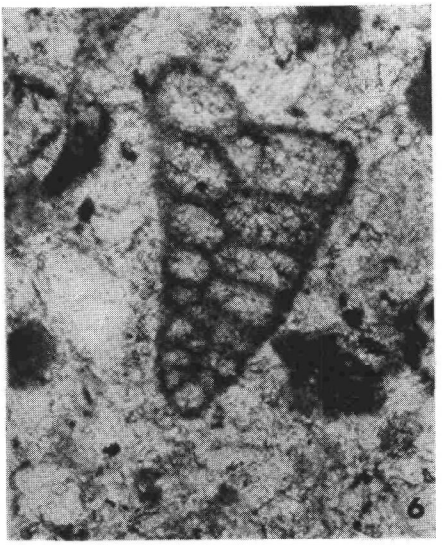
1

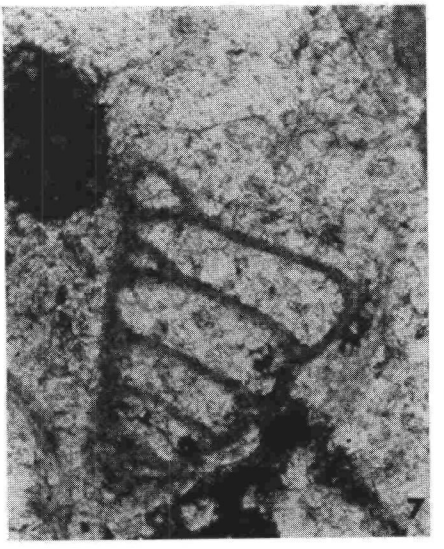
2

3


4


5


6


7

Tafel 4

Fig. 1: *Bigenerina* sp.
Steinbruch Dopplerhütte.

Fig. 2: ? *Discorbis* sp.
Steinbruch Dopplerhütte.

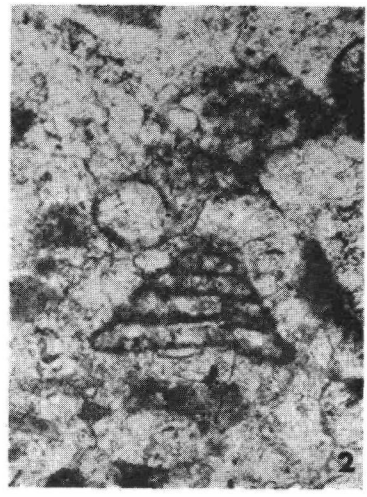
Fig. 3: *Gaudryinella* sp.
Steinbruch Dopplerhütte.

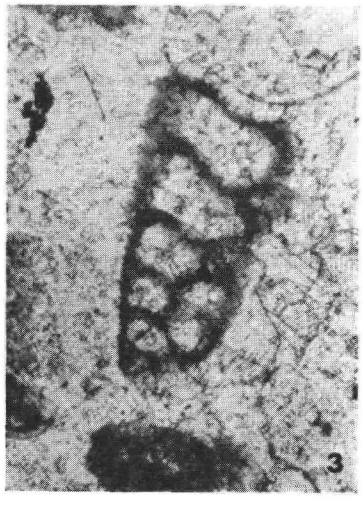
Fig. 4: *Ammobaculoides* sp.
Forststraße Passauerhof H 45/2, Schliff Nr. 132.

Fig. 5: Übersicht der Microfazies mit Foraminiferen. Größere Partien des Arenits sind rekristallisiert. Steinbruch Dopplerhütte.

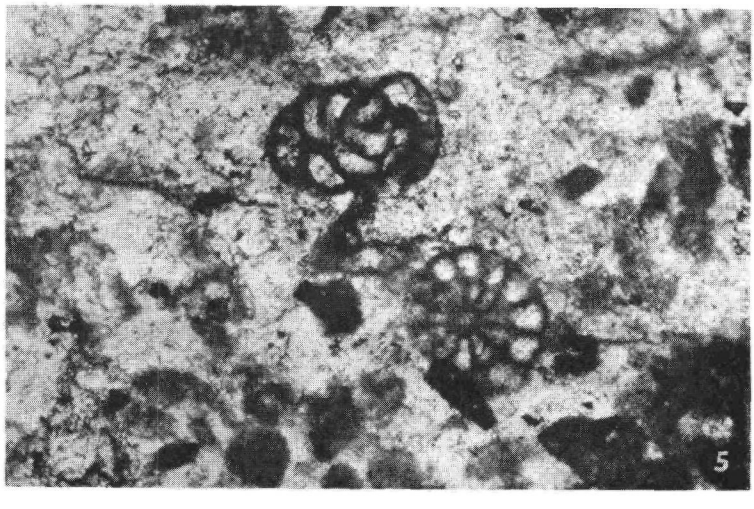
Vergrößerung aller Figuren 100×

1


2


3

4


5

Tafel 5

Agglutinierende Foraminiferen aus dem Halterbachtal

Fig. 1—5: *Hyppocrepina depressa* VASICEK, Seitenansicht und Ansicht von oben.
Vorkommen: Fig. 1, A 15; Fig. 2, A 40;
Fig. 3, A 42; Fig. 4, A 43;
Fig. 5, A 51.

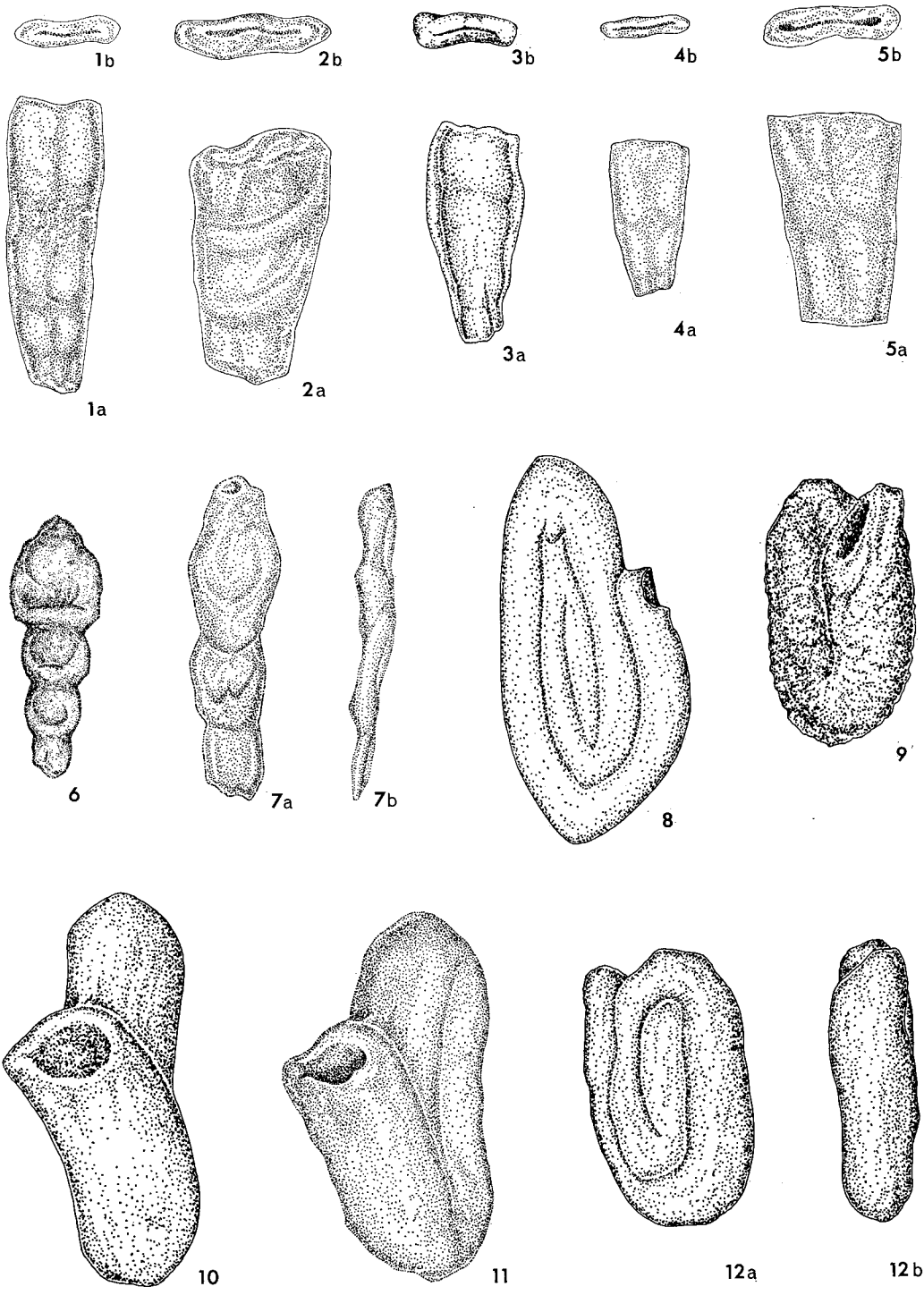
Fig. 6: *Reophax minutus* TAPPAN, Vorderansicht, A 48.

Fig. 7 a, b: *Reophax minutus* TAPPAN, Vorder- und Seitenansicht, A 40.

Fig. 8—12: *Ammodiscus* sp. aff. *infimus* BORNEMANN
Vorkommen: A 51.

Vergrößerung 50×

Tafel 5



Tafel 6

Agglutinierende Foraminiferen aus dem Halterbachtal

Fig. 1 a, b: *Haplophragmoides gigas minor* NAUSS, A 15.

Fig. 2 a, b: *Haplophragmoides gigas minor* NAUSS, A 42.

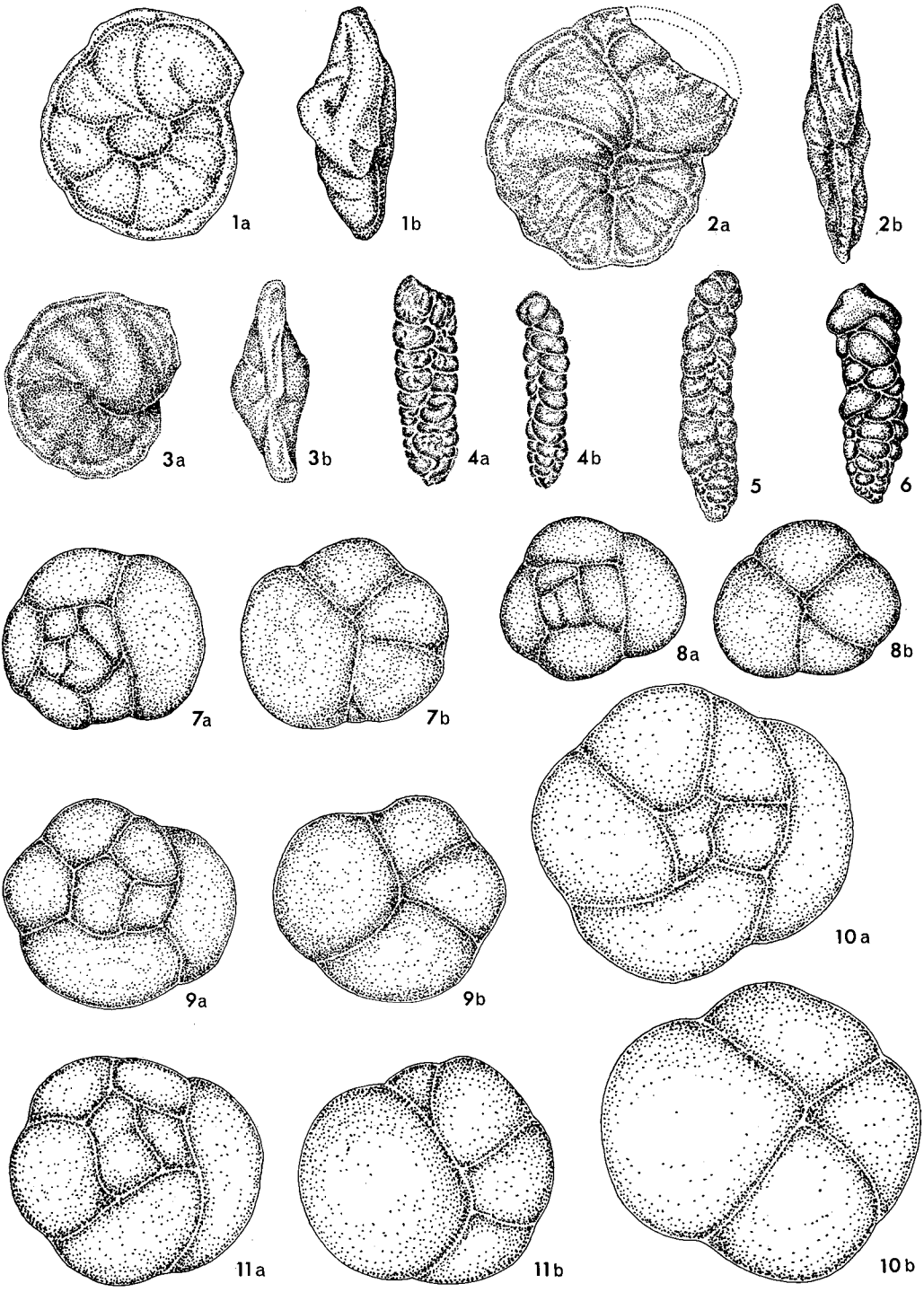
Fig. 3 a, b: *Haplophragmoides gigas minor* NAUSS, A 18.

Fig. 4—6: *Gaudryina filiformis* BERTHELIN, A 48.

Fig. 7—11: *Trochammina vocontiana* MOULLADE,
Fig. 7, A 18; Fig. 8, A 48; Fig. 9, 10, A 51.

Vergrößerung 50×

Tafel 6



Tafel 7

Sporen und Pollen

Fig. 1: *Cyathidites* cf. *australis* COUPER (Probe 46 — Tieferes Alb).

Fig. 2: *Dictyophyllidites harrisi* COUPER (Probe 3 — Tieferes Apt).

Fig. 3: *Cyathidites australis* COUPER (Probe 15 — Mittleres Apt).

Fig. 4: *Todisporites minor* COUPER (Probe 6 — Tieferes Apt).

Fig. 5: *Deltoidospora nana* COUPER (Probe 6 — Tieferes Apt).

Fig. 6: *Cyathidites minor* COUPER (Probe 6 — Tieferes Apt).

Fig. 7: *Deltoidospora hallii* MINER (Probe 15 — Mittleres Apt).

Fig. 8, 9: *Stereisporites europeum* (BOLCHOVITINA) (Probe 14 — Mittleres Apt).

Fig. 10: *Deltoidospora junctum* (KARA-MURZA) SINGH (Probe 46 — Tieferes Alb).

Fig. 11, 12: *Biretisporites potonieai* DELCOURT & SPRUMONT (Probe 3 — Tieferes Apt).

Fig. 13: *Calamaspora* sp. (Probe 45 — Tieferes Alb).

Fig. 14: *Undulatisporites* sp. A (Probe 14 — Mittleres Apt).

Fig. 15: *Triplanisporites sinuosus* PFLUG (Probe 8 — Tieferes Apt).

Fig. 16: *Leptolepidites major* COUPER (Probe 12 — Oberes Apt).

Fig. 17: *Clavatisporites* sp. (Probe 13 — Mittleres Apt).

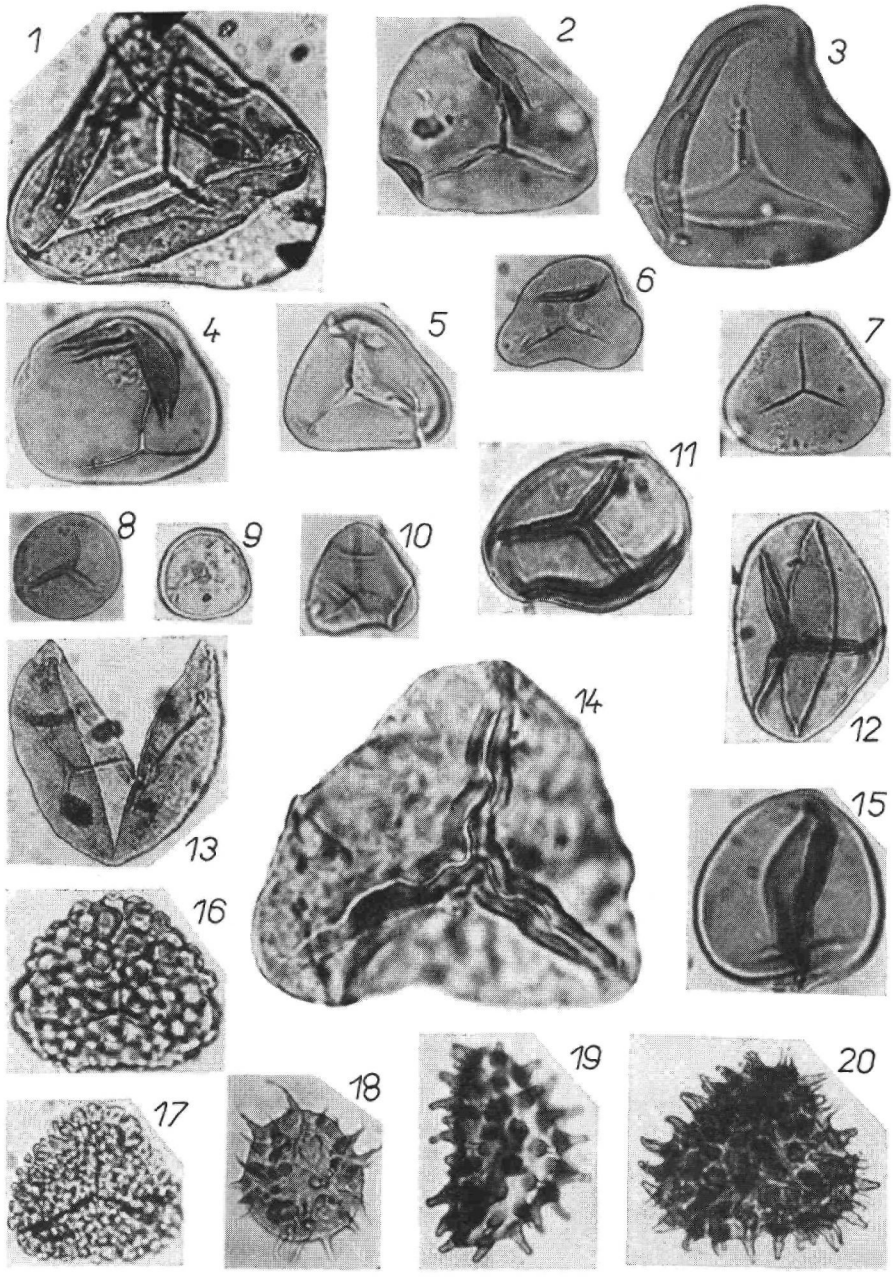
Fig. 18: *Acanthotriletes varispinosus* POCOCK (Probe 15 — Mittleres Apt).

Fig. 19, 20: *Apiculatisporites babsae* BRENNER (Probe 51 — Oberes Alb).

Proben 3, 6, 8, 12, 13, 14, 15: Profil Tulbingerkogel

Proben 45, 46, 51: Profil Halterbachtal

Vergrößerung: Fig. 1—13, 15—20: 500×; Fig. 14: 1000×
Aufnahmen von O. ČORNA, nicht retuschiert


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20

Tafel 8

Sporen und Pollen

Fig. 1: *Verrucosisporites* sp. A (Probe 19 — Barreme-Apt).

Fig. 2: *Pilosisporites trichopapilosus* (THIERGART) DELCOURT & SPRUMONT (Probe 22 — Barreme-Apt).

Fig. 3: *Leptolepidites* sp. A (Probe 13 — Mittleres Apt).

Fig. 4: *Pilosisporites notensis* COOKSON & DETTMANN (Probe 20 — Barreme-Apt).

Fig. 5: *Pilosisporites* sp. A (Probe 20 — Barreme-Apt).

Fig. 6: *Foraminisporis asymmetricus* COOKSON & DETTMANN (Probe 51 — Oberes Alb).

Fig. 7: *Concavissimisporites punctatus* (DELCOURT & SPRUMONT) BRENNER (Probe 20 — Barreme-Apt).

Fig. 8: *Osmundacidites wellmanii* COUPER (Probe 16 — Apt).

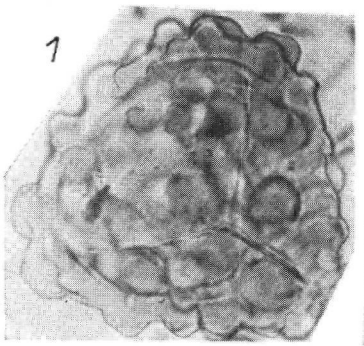
Fig. 9: *Concavissimisporites apiverrucatus* (DELCOURT & SPRUMONT) DÖRING (Probe 19 — Barreme-Apt).

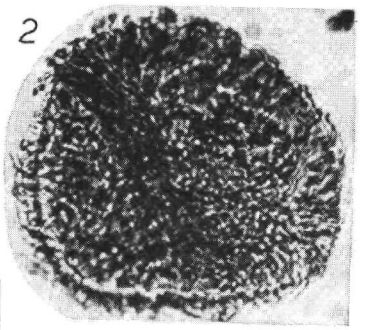
Fig. 10: *Concavissimisporites informis* DÖRING (Probe 19 — Barreme-Apt).

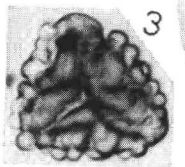
Proben 13, 16, 19, 20, 22: Profil Tulbingerkogel

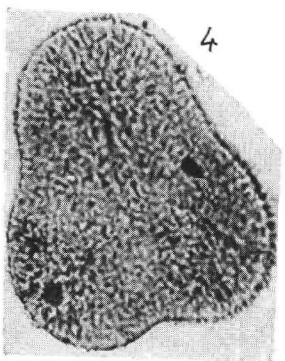
Probe 51: Profil Halterbachtal

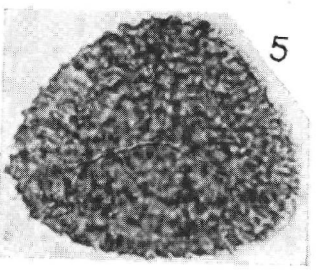
Vergrößerung: 500 ×
Aufnahmen von O. ČORNA, nicht retuschiert

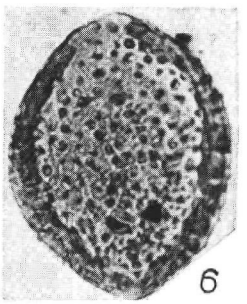

1

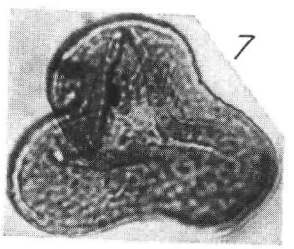

2

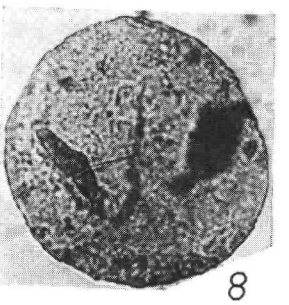

3

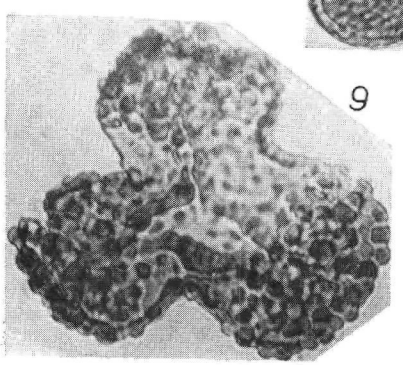

4

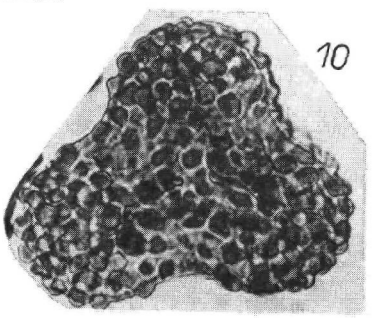

5


6


7


8


9


10

Tafel 9

Sporen und Pollen

Fig. 1: *Concavissimisporites purverulentus* (Verbitskaja) nov. comb. (Probe 46 — Tieferes Alb).

Fig. 2: *Trilobosporites* sp. A (Probe 19 — Barreme ?)

Fig. 3: *Zebrasporites kahleri* Klaus (Probe 51 — ? Umlagerung von Trias ins Obere Alb).

Fig. 4: *Lycopodiumsporites marginatus* Singh (Probe 50 — Oberes Alb).

Fig. 5: *Foveosporites* sp. (Probe 51 — Oberes Alb).

Fig. 6: *Camarozonosporites cerebriformis* (Naumova) (Probe 47 — Mittleres Alb).

Fig. 7: *Lycopodiumsporites subrotundus* (Verbitskaja) (Probe 13 — Mittleres Apt).

Fig. 8: *Klukisporites pseudoreticulatus* Couper (Probe 51 — Oberes Alb).

Fig. 9: *Lycopodiumsporites* sp. cf. *laevigatus* (Verbitskaja) nov. comb. (Probe 50 — Oberes Alb).

Fig. 10: *Foveosporites multifoveolatus* Döring (Probe 13 — Oberes Apt).

Fig. 11, 12: *Sestrosporites pseudoalveolatus* Dettmann (Probe 12 — Oberes Apt).

Fig. 13: *Foveotrilites canalis* Balme (Probe 13 — Oberes Apt).

Fig. 14: *Foveotrilites* sp. A (Probe 14 — Oberes Apt).

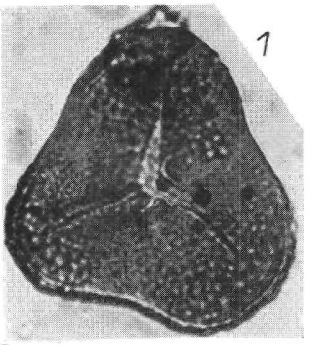
Fig. 15: *Cicatricosisporites stoveri* Pocock (Probe 14 — Oberes Apt).

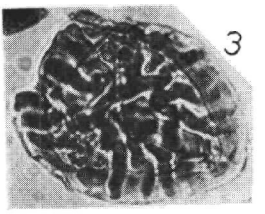
Fig. 16: *Cicatricosisporites subrotundus* Brenner (Probe 15 — Oberes Apt).

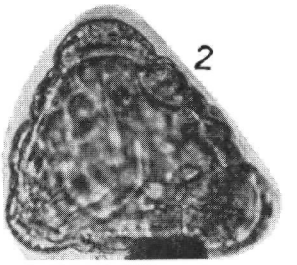
Proben 12, 13, 14, 15, 19: Profil Tulbingerkogel

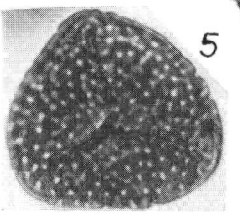
Proben 46, 47, 50, 51: Profil Halterbachtal

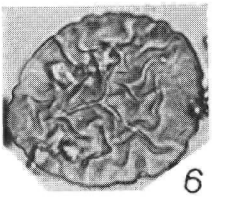
Vergrößerung: 500×
Aufnahmen von O. Čorna, nicht retuschiert

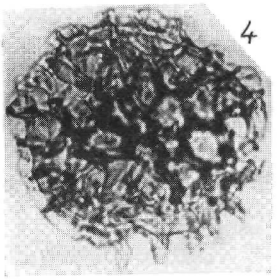

1

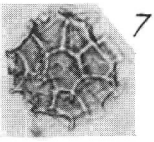

3

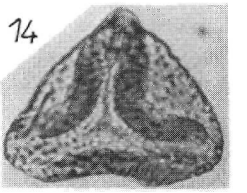

2

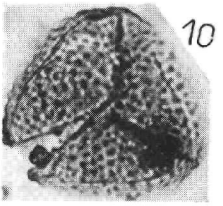

5

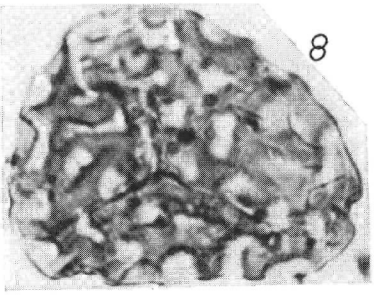

6

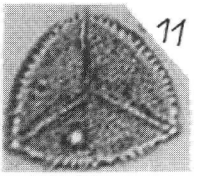

4

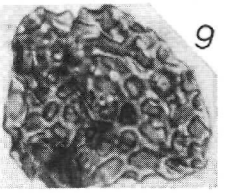

7

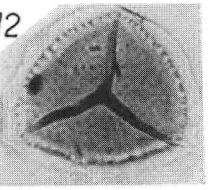

14

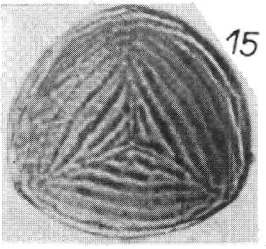

10

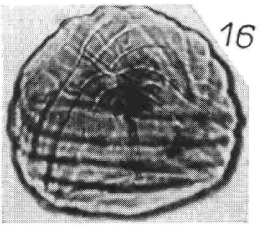

8

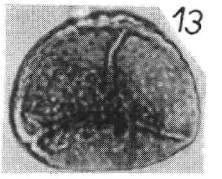

11


9


12


15


16


13

Tafel 10

Sporen und Pollen

Fig. 1: *Cicatricosisporites* sp. (Probe 14 — Mittleres Apt).

Fig. 2: *Cicatricosisporites venustus* DEAK (Probe 51 — Oberes Alb).

Fig. 3: *Cicatricosisporites rersa* (KARA-MURZA) POCOCK (Probe 13 — Mittleres Apt).

Fig. 4: *Cicatricosisporites* sp. (Probe 15 — Mittleres Apt).

Fig. 5: *Cicatricosisporites hughesi* DETTMANN (Probe 15 — Mittleres Apt).

Fig. 6—8: *Cicatricosisporites* sp. B (Proben 14, 15 — Mittleres Apt).

Fig. 9: *Cicatricosisporites* sp. cf. *potomacensis* BRENNER (Probe 20 — Barreme-Apt).

Fig. 10, 11: *Megaspores* ? ex fam. *Schizaeaceae*, Größe 185 Mikr. Durchm.

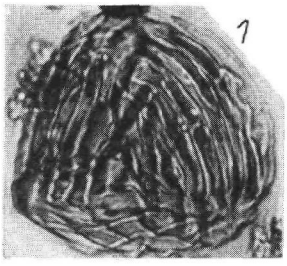
Fig. 12: *Cicatricosisporites australis* COUPER (Probe 22 — Barreme-Apt).

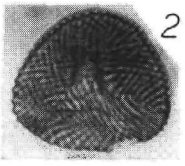
Fig. 13: *Cicatricosisporites sternum* AMERON (Probe 22 — Barreme-Apt).

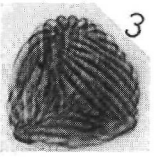
Proben 13, 14, 15, 20, 22: Profil Tulbingerkogel

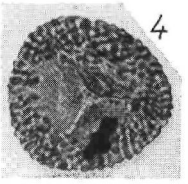
Probe 51: Profil Halterbachtal

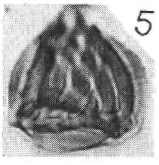
Vergrößerung: Fig. 1—7, 9, 11—13: 500×; Fig. 8: 1200×; Fig. 10: 125×
Aufnahmen von O. ČORNA, nicht retuschiert

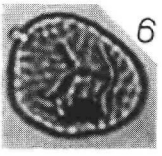

1

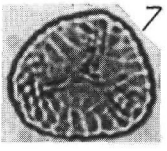

2

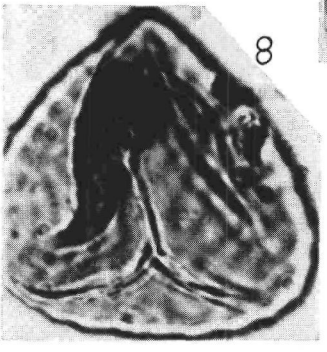

3

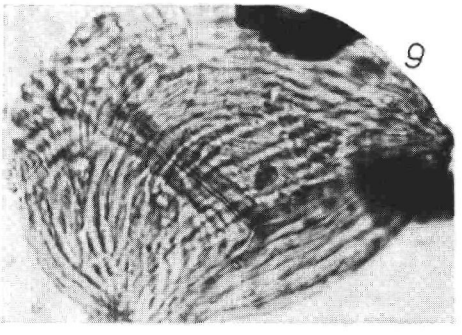

4


5


6

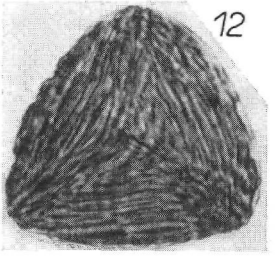

7

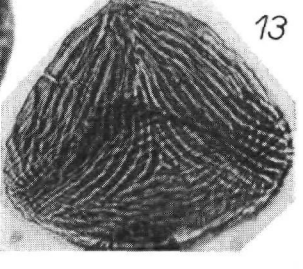

8


9

10

11


12


13

Tafel 11

Sporen und Pollen

Fig. 1, 2: *Appendicisporites stylosus* Norris (Probe 52 — Oberes Alb).

Fig. 3: *Costatoperforosporites fistulosus* Deak (Probe 12 — Oberes Apt).

Fig. 4, 5: *Appendicisporites crimensis* Bolchovitina (Probe 15 — Oberes Apt).

Fig. 6: *Appendicisporites jansonii* Pocock (Probe 14 — Oberes Apt).

Fig. 7: *Appendicisporites* sp. cf. *tricornitatus* Weyland & Greifeld (Probe 15 — Oberes Apt).

Fig. 8: *Chomotriletes fragilis* Pocock (Probe 15 — Oberes Apt).

Fig. 9: *Appendicisporites* sp. (Probe 9 — Apt).

Fig. 10: *Contignisporites perplexus* Norris (Probe 14 — Oberes Apt).

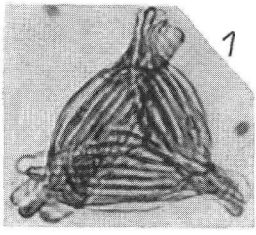
Fig. 11—13: *Contignisporites* sp. (Probe 14 — Oberes Apt).

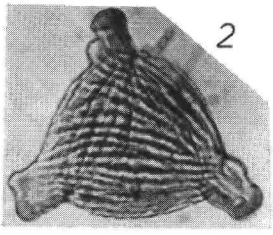
Fig. 14—15: *Duplexisporites generaeis* Deak (Probe 51 — Oberes Alb).

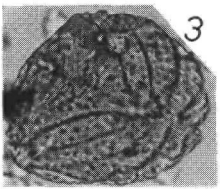
Proben 9, 12, 14, 15: Profil Tulbingerkogel

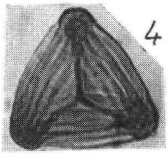
Proben 51, 52: Profil Halterbachtal

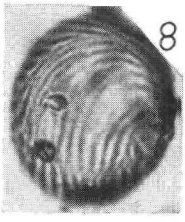
Vergrößerung: 500 ×
Aufnahmen von O. Čorna, nicht retuschiert

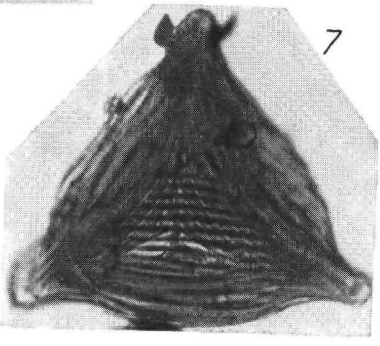

1

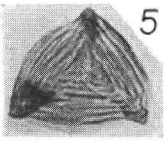

2

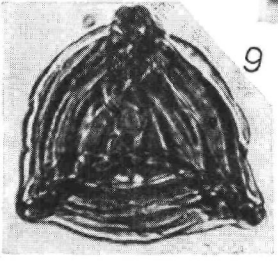

3

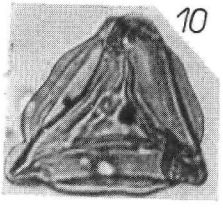

4

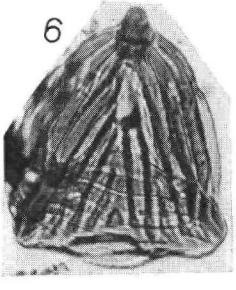

8

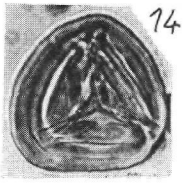

7

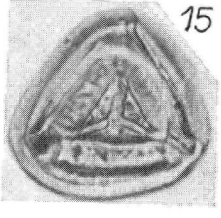

5

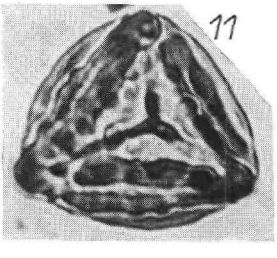

9

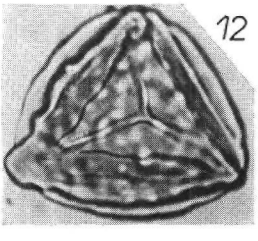

10

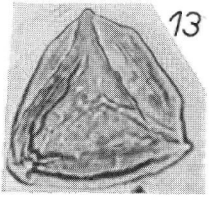

6


14


15


11


12


13

Tafel 12

Sporen und Pollen

Fig. 1, 2: *Plicifera delicata* BOLCHOVITINA (Probe 12 — Oberes Apt).

Fig. 3—5: *Gleicheniidites senonicus* ROSS (Probe 40 — Tieferes Alb).

Fig. 6, 7: *Gleicheniidites umbonatus* BOLCHOVITINA (Probe 14 — Oberes Apt).

Fig. 8: *Clavifera triplex* BOLCHOVITINA (Probe 47 — Alb).

Fig. 9: *Gleicheniidites* sp. (Probe 8 — Tieferes Apt).

Fig. 10, 11: *Gleicheniidites laetus* BOLCHOVITINA (Probe 13 — Oberes Apt).

Fig. 12: *Gleicheniidites* sp. (Probe 13 — Oberes Apt).

Fig. 13—16: *Gleicheniidites* sp. cf. *carinatus* BOLCHOVITINA (Probe 14 — Oberes Apt).

Fig. 17: *Gleicheniidites* sp. (Probe 15 — Oberes Apt).

Fig. 18: *Clavifera* sp. (Probe 15 — Oberes Apt).

Fig. 19, 20: *Alsophyllidites* sp. (Fig. 19: Probe 12 — Oberes Apt, Fig. 20: Probe 40 — Unteres Alb).

Fig. 21, 22: *Ornamentifera* sp. (Fig. 21: Probe 14 — Oberes Apt, Fig. 22: Probe 42 — Unteres Alb).

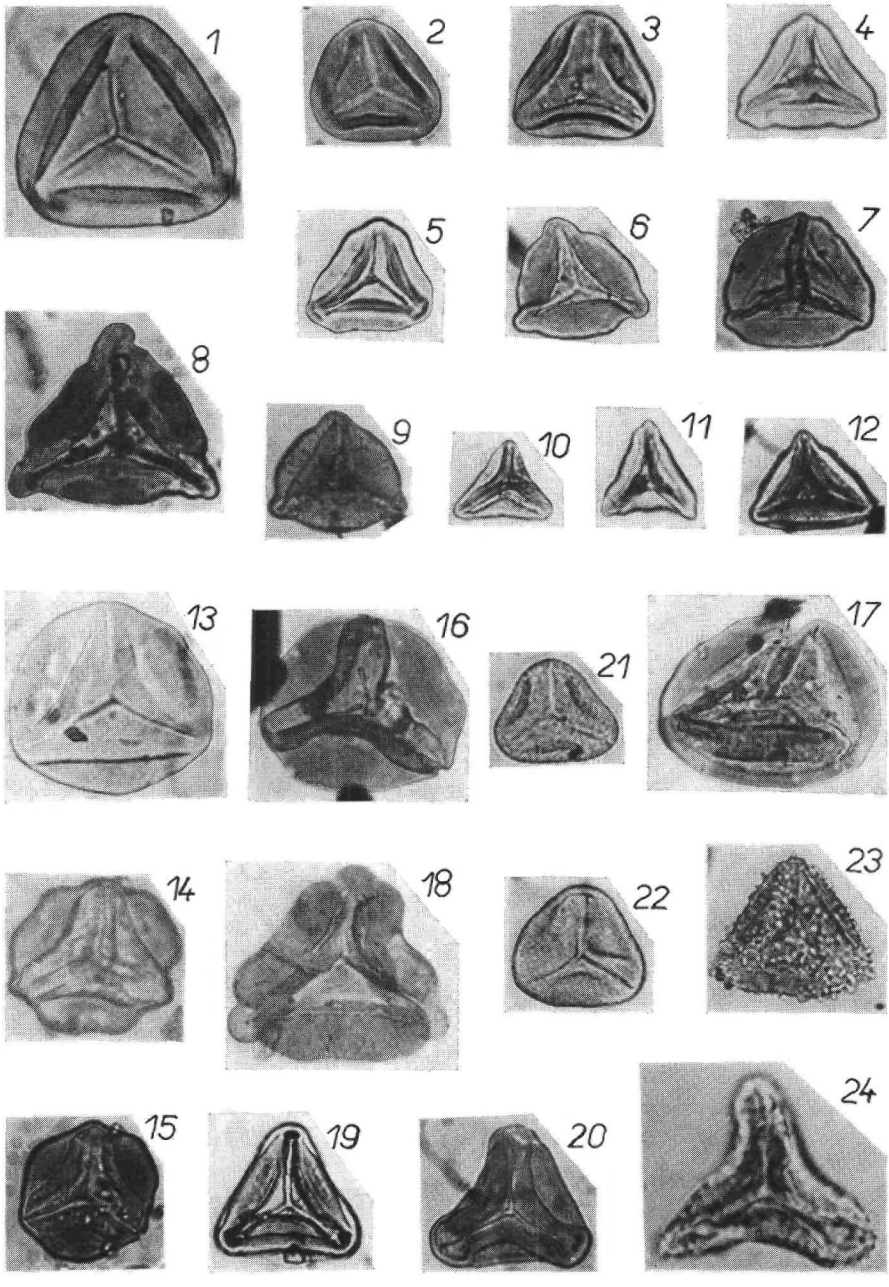
Fig. 23: *Ornamentifera echinatus* BOLCHOVITINA (Probe 15 — Oberes Apt).

Fig. 24: Triletes distalgranulatus COUPER (Probe 12 — Oberes Apt).

Proben 8, 12, 13, 14, 15: Profil Tulbingerkogel

Proben 40, 42, 47: Profil Halterbachtal

Vergrößerung: Fig. 1—23: 500×; Fig. 24: 1200×
Aufnahmen von O. ČORNA, nicht retuschiert


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
16
21
17
14
18
22
23
15
19
20
24

Tafel 13

Sporen und Pollen

Fig. 1—3: *Clavifera triplex* BOLCHOVITINA (Fig. 1: Probe 14, Fig. 2: Probe 47, Fig. 3: Probe 44 — Apt-Alb).

Fig. 4: *Clavifera* sp. (Probe 15 — Mittleres Apt).

Fig. 5, 9, 12: *Clavifera tuberosa* BOLCHOVITINA (Probe 13, 15 — Mittleres Apt).

Fig. 6, 8, 11: *Clavifera rudis* BOLCHOVITINA (Fig. 6: Probe 14, Fig. 8, 11: Probe 15 — Mittleres Apt).

Fig. 7: *Clavifera* sp. cf. *crassiuscula* BOLCHOVITINA (Probe 12 — Oberes Apt).

Fig. 10, 14: *Trubasporites* sp. (Fig. 10: Probe 13, Fig. 14: Probe 12 — Mittleres-Oberes Apt).

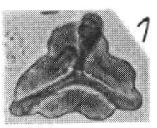
Fig. 13: *Trubasporites foveolatus* (COUPER) VAVRDOVA (Probe 14 — Mittleres Apt).

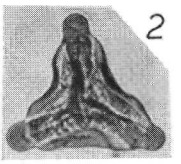
Fig. 15: *Trubasporites nudowensis* DÖRING (Probe 15 — Mittleres Apt).

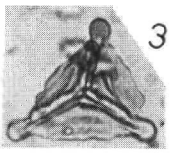
Proben 12, 13, 14, 15: Profil Tulbingerkogel

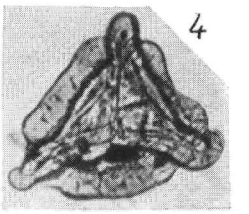
Proben 44, 47: Profil Halterbachtal

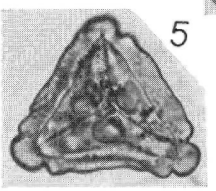
Vergrößerung: Fig. 1—10: 500×; Fig. 11, 12: 1200×; Fig. 13—15: 500×
Aufnahmen von O. ČORNA, nicht retuschiert

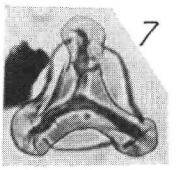

1

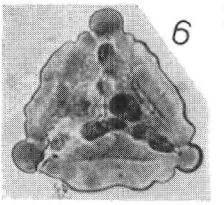

2

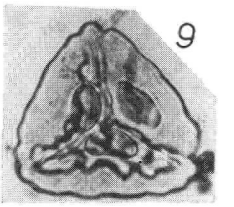

3

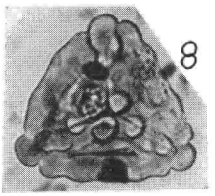

4

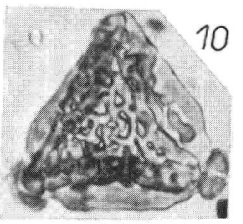

5


7

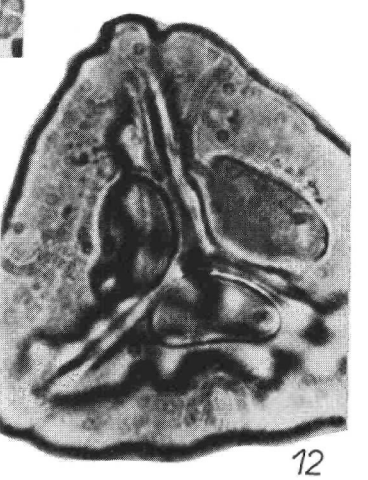

6

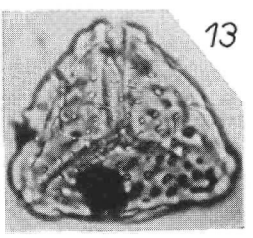

9

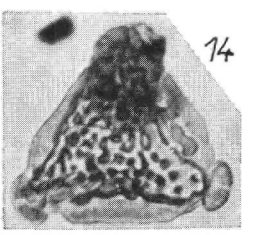

8

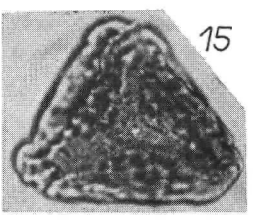

10

11


12


13


14


15

Tafel 14

Sporen und Pollen

Fig. 1: *Cingutriletes glabellum* (Bolchovitina) (Probe 12 — Oberes Apt).

Fig. 2: *Cingutriletes* sp. (Probe 14 — Oberes Apt).

Fig. 3, 6: *Cingutriletes regium* (Bolchovitina) (Probe 42 — Unteres Alb).

Fig. 4: *Cingutriletes clavus* Dettmann (Probe 12 — Oberes Apt).

Fig. 5: *Cingutriletes* sp. (Probe 47 — Alb).

Fig. 7: *Cooksonites variabilis* Pocock (Probe 50 — Oberes Alb).

Fig. 8: *Rouseisporites laevigatus* Pocock (Probe 51 — Oberes Alb).

Fig. 9: *Santonisporites radiatus* Deak (Probe 52 — Oberes Alb).

Fig. 10: *Reinschspora* sp. cf. *magnifica* (resedimentiert, Probe 15).

Fig. 11: *Alatisporites* sp. cf. *varius* ?

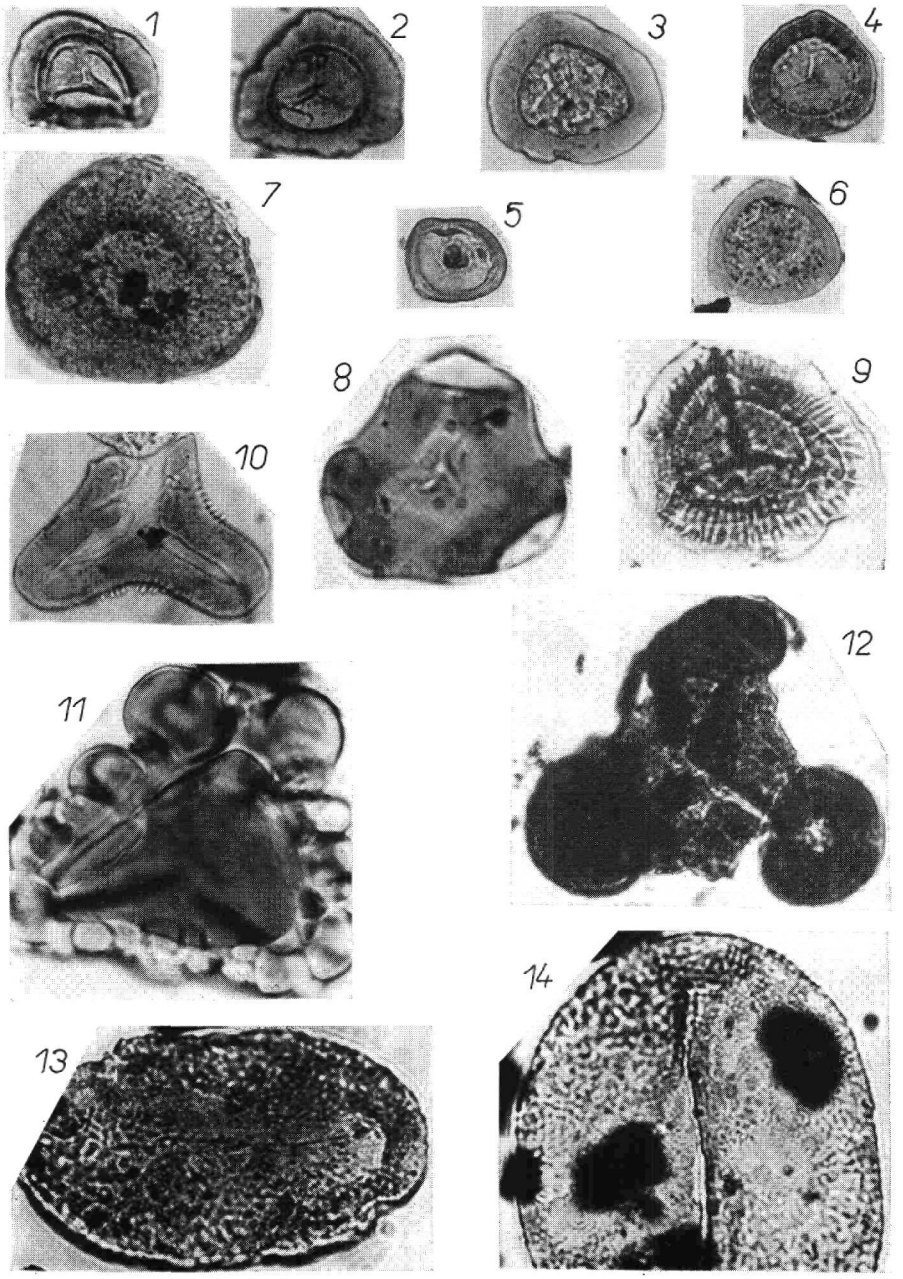
Fig. 12: *Sporites* sp. (resedimentiert, Probe 13).

Fig. 13, 14: *Ovalipollis* sp. (Probe 51 — resedimentiert aus der Trias ins Obere Alb).

Proben 12, 13, 14, 15: Profil Tulbingerkogel

Proben 42, 47, 50, 51, 52: Profil Halterbachtal.

Vergrößerung: 500 ×
Aufnahmen von O. Čorna, nicht retuschiert


1
2
3
4
7
5
6
8
9
10
12
11
14
13

Tafel 15

Sporen und Pollen

Fig. 1: *Foveosporites* sp. (Probe 13 — Mittleres Apt).

Fig. 2: *Tsugaepollenites* sp. (Probe 20 — Barreme-Apt).

Fig. 3: *Tsugaepollenites trilobatus* (BALME) DETTMANN (Probe 19 — Barreme-Apt).

Fig. 4: *Tsugaepollenites dampieri* (BALME) DETTMANN (Probe 22 — Barreme-Apt).

Fig. 5, 6: *Tsugaepollenites* sp. (Probe 9 — Apt).

Fig. 7: *Spheripollenites* sp. (Probe 41 — Tieferes Alb).

Fig. 8: *Laevigatisporites ovatus* WILSON & WEBSTER (Probe 12 — Oberes Apt).

Fig. 9: *Ginkocycadophytus scabratus* (STANLEY) (Probe 14 — Apt).

Fig. 10: *Eucommiidites minor* GROOT & GROOT (Probe 15 — Mittleres Apt).

Fig. 11, 12: *Tsugaepollenites trilobatus* (BALME) DETTMANN (Probe 22 — Barreme-Apt).

Fig. 13: *Ginkocycadophytus carpentieri* NILSSON (Probe 46 — Tieferes Alb).

Fig. 14, 15: *Eucommiidites minor* GROOT & GROOT (Probe 12 — Oberes Apt).

Fig. 16: *Circulina parva* BRENNER (Probe 51 — Oberes Alb).

Fig. 17: *Patellasporites* sp. (Probe 41 — Tieferes Alb).

Fig. 18: *Eucommiidites troedssonii* COUPER (Probe 49 — Oberes Alb).

Fig. 19: *Welwichiapites simplex* DEAK (Probe 15 — Mittleres Apt).

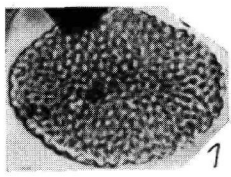
Fig. 20: *Welwitchiapites alekhinii* DEAK (Probe 16 — Mittleres Apt).

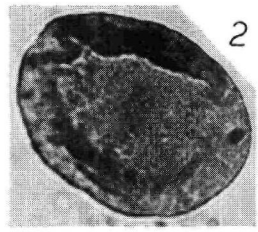
Fig. 21: *Welwitchiapites pseudodorogensis* (WEYL. & GREIFELD) n. comb. (Probe 51 — Oberes Alb).

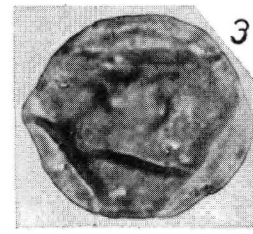
Proben 9, 12, 13, 14, 15, 16, 19, 20, 22: Profil Tulbingerkogel.

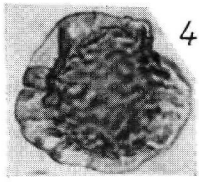
Proben 41, 46, 49, 51: Profil Halterbachtal.

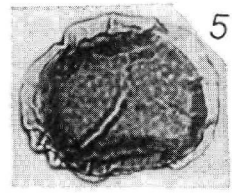
Vergrößerung: 500 ×
Aufnahmen von O. ČORNA, nicht retuschiert

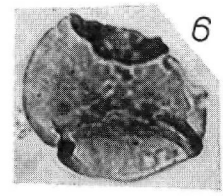

1


2

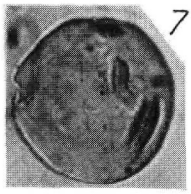

3


4

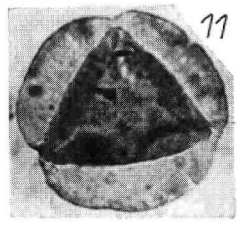

5

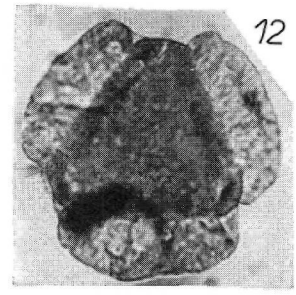

6

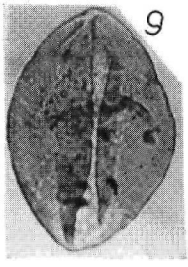
8


7

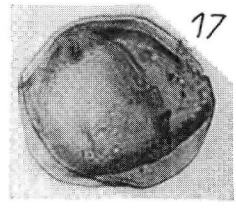
10

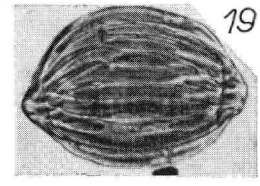

11

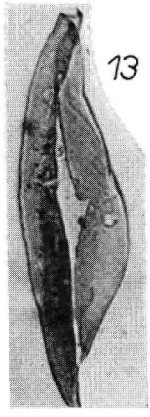

12


9

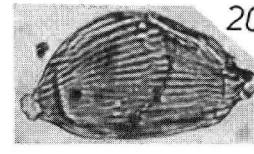
14

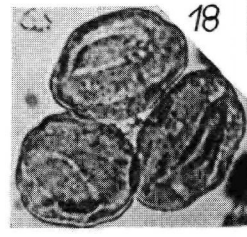

17

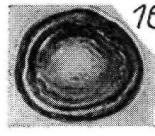

19

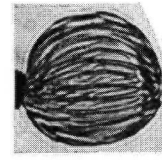

13

15


20


18


16


21

Tafel 16

Sporen und Pollen

Fig. 1, 2: *Parvisaccites radiatus* COUPER (Probe 47 — Mittleres Alb).

Fig. 3: *Alisporites* sp. (Probe 15 — Mittleres Apt).

Fig. 4, 5, 13: *Parvisaccites* sp. (Probe 15 — Mittleres Apt).

Fig. 6: *Vitreisporites pallidus* (REISINGER) DETTMANN (Probe 12 — Oberes Apt).

Fig. 7: *Podocarpidites naumovai* COUPER (Probe 13 — Mittleres Apt).

Fig. 8: *Podocarpidites* cf. *radiuatus* BRENNER (Probe 17 — Mittleres Apt).

Fig. 9, 10: *Podocarpidites multesimus* (BOLCH) POCOCK (Probe 15, 41 — Apt-Alb).

Fig. 11: *Phyllocladidites* sp. (Probe 14 — Mittleres Apt).

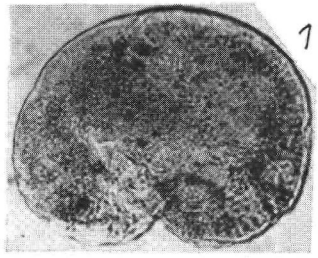
Fig. 12: *Parvisaccites radiatus* COUPER (Probe 46 — Tieferes Alb).

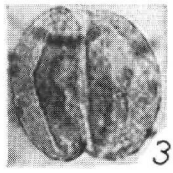
Fig. 13, 14: *Alisporites* cf. *bilateralis* ROUSE (Probe 17 — Mittleres Apt).

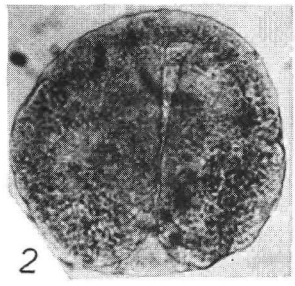
Proben 12, 13, 14, 15, 17: Profil Tulbingerkogel.

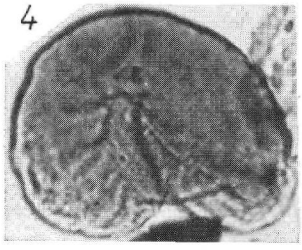
Proben 41, 46, 47: Profil Halterbachtal.

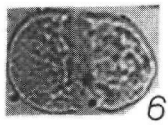
Vergrößerung: 500 ×
Aufnahmen von O. ČORNA, nicht retuschiert

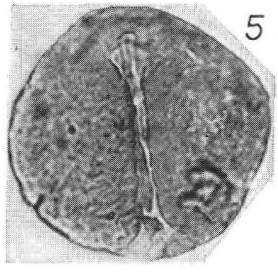

1

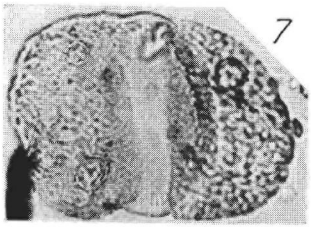

3

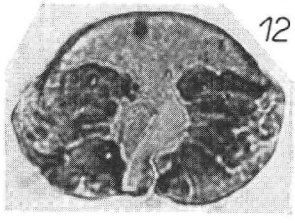

2

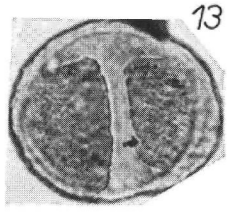

4

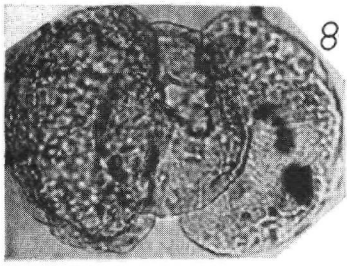

6

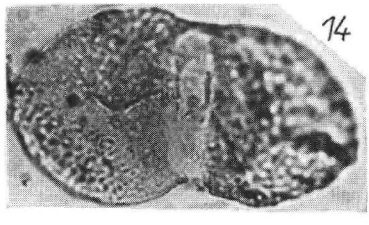

5

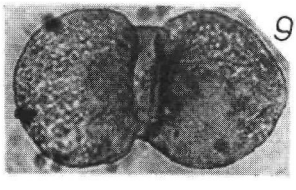

7

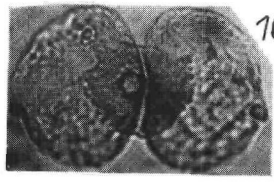

12

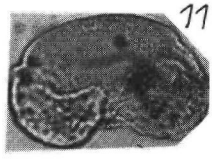

13


8


14


9


10


11

Tafel 17

Dinoflagellaten

Fig. 1, 2: *Gonyaulacysta* sp. cf. *orthoceras* EISENACK (Fig. 1: Probe 12 — Oberes Apt, Fig. 2: Probe 16 — Mittleres Apt).

Fig. 3: *Euscrinodinium campanula* (GOCHT) SARJEANT (Probe 19 — Barreme-Apt).

Fig. 4: *Apteodinium grande* HUGHES & COOKSON (Probe 51 — Oberes Alb).

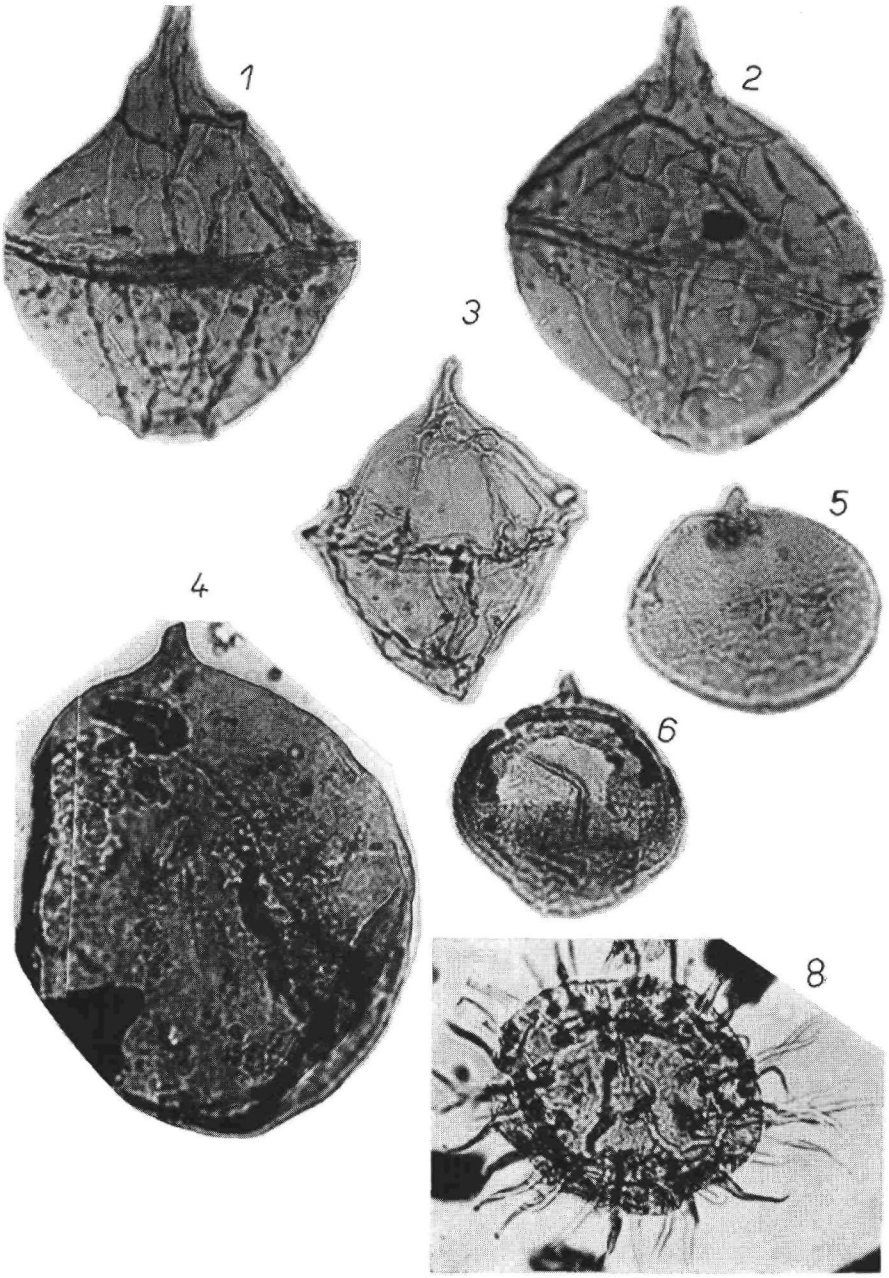
Fig. 5, 6: *Apteodinium granulatum* EISENACK (Proben 12, 14 — Mittleres-Oberes Apt).

Fig. 7, 8: *Baltispaeridium pseudohystrichodinium* (DEFLANDRE) DOWNIE & SARJEANT (Probe 15 — Oberes Apt).

Proben 12, 14, 16, 19: Profil Tulbingerkogel.

Probe 51: Profil Halterbachtal.

Vergrößerung: 500 ×
Aufnahmen von O. ČORNA, nicht retuschiert


1
2
3
4
5
6
8

Tafel 18

Dinoflagellaten

Fig. 1: *Oligosphaeridium complex* (White) Davey & Williams (Probe 47 — Mittleres Alb).

Fig. 2: *Oligosphaeridium complex* (White) Davey & Williams (Probe 19 — Tieferes Apt).

Fig. 3: *Hystrichosphaerina anthophorum* Alberti (Probe 50 — Oberes Alb).

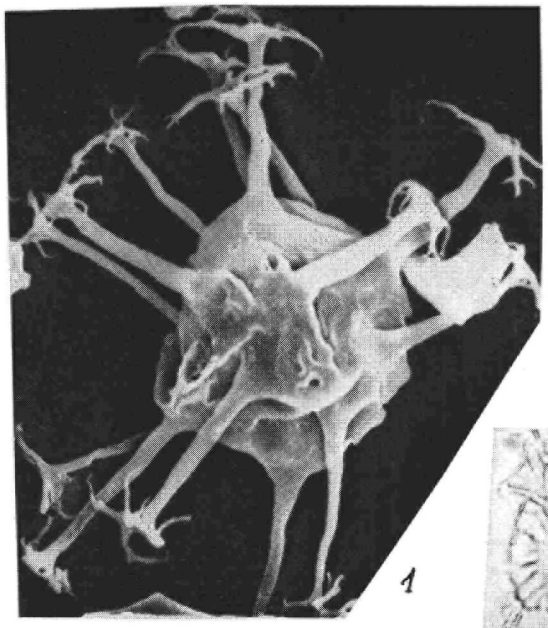
Fig. 4: *Hystrichosphaerina anthophorum* Alberti (Probe 50 — Oberes Alb).

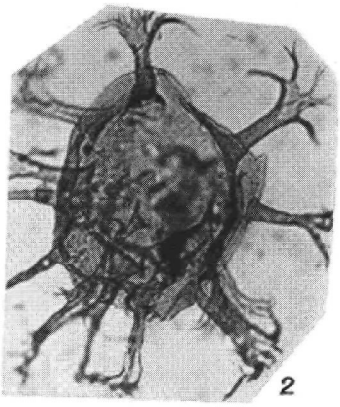
Fig. 5, 6: *Hystrichosphaeridium* sp. cf. *striatoconus* Cookson (Probe 105 — Oberes Alb-Cenoman).

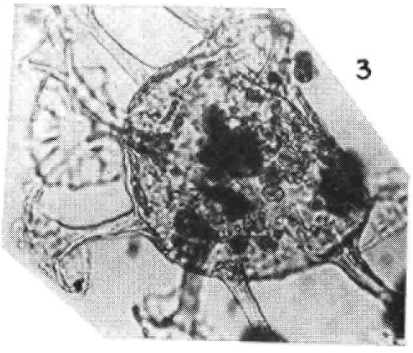
Probe 19: Profil Tulbingerkogel.

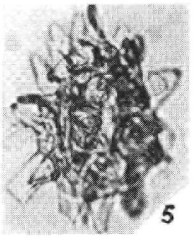
Proben 47, 50, 105: Profil Halterbachtal.

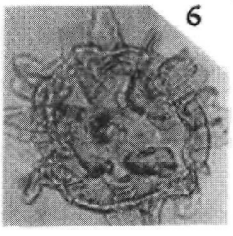
Vergrößerung: Fig. 2, 3, 5, 6: 500×; Fig. 1, 4: 1300×
Fig. 2, 3, 5, 6: Aufnahmen von O. Čorna, nicht retuschiert
Fig. 1, 4: Scanning-Aufnahmen von O. Čorna und U. Muir (Cambridge-Mikroskop)

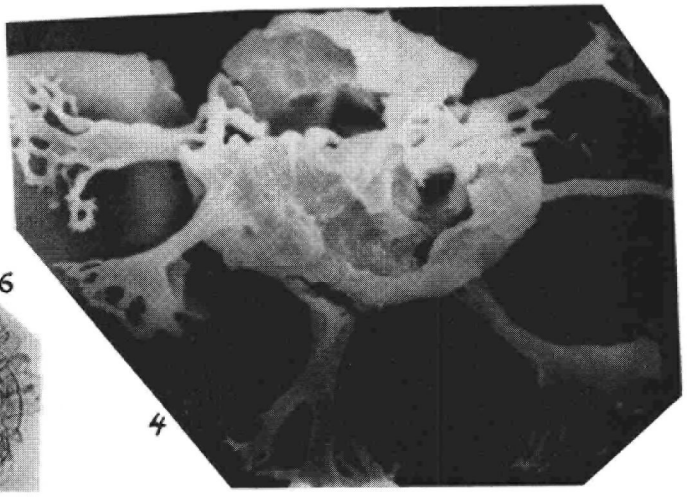

1


2


3


5


6


4

Tafel 19

Dinoflagellaten

Fig. 1: *Cyclonephelium* sp. (Probe 47 — Mittleres Alb).

Fig. 2: *Cyclonephelium* sp. (Probe 40 — Unteres Alb).

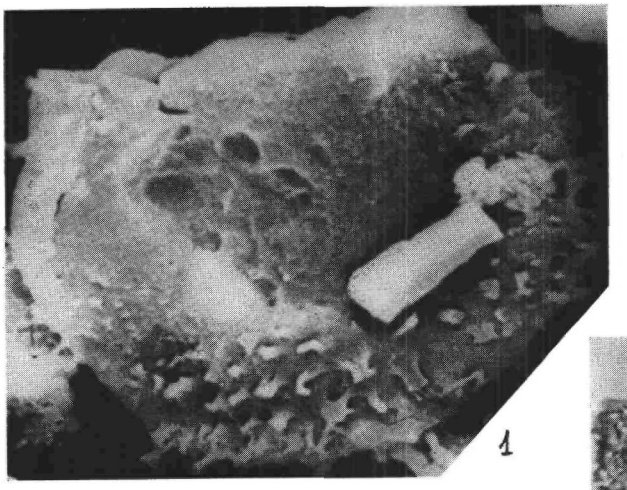
Fig. 3: *Cleistosphaeridium polytrichum* SARJEANT (Probe 15 — Mittleres Apt).

Fig. 4: *Cleistosphaeridium* sp. cf. *polytrichum* SARJEANT (Probe 47 — Mittleres Alb).

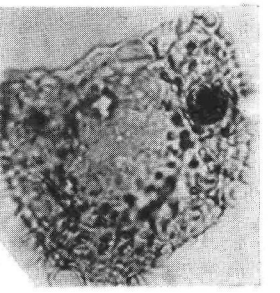
Probe 19: Profil Tulbingerkogel.

Proben 40, 47: Profil Halterbachtal.

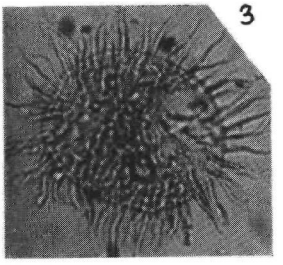
Vergrößerung: Fig. 1—4: 1300×; Fig. 2, 3: 500×
Fig. 1, 4: Scanning-Aufnahmen von O. ČORNA und U. MUIR
Fig. 2, 3: Aufnahmen von O. ČORNA, nicht retuschiert



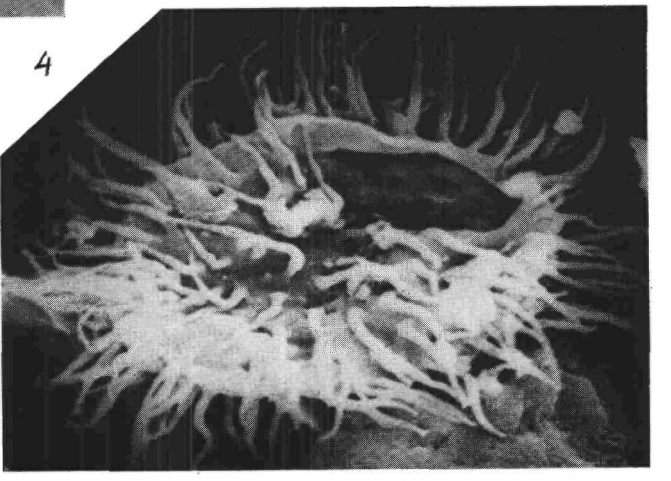
1



2



3



4

Tafel 20

Dinoflagellaten

Fig. 1: *Hystrichokolpoma eisenacki* var. *turgidum* WILLIAMS & DOWNIE (Probe 105 — Oberes Alb-Cenoman).

Fig. 2: *Hystrichokolpoma unispinum* WILLIAMS & DOWNIE (Probe 52 — Oberes Alb).

Fig. 3: *Hystrichosphaeridium deanei* DAVEY & WILLIAMS (Probe 49 — Mittleres Alb).

Fig. 4, 5: *Callaiospaeridium asymmethricum* (DEFLANDRE & COURTEVILLE) DAVEY & WILLIAMS (Fig. 4: Probe 47 — Mittleres Alb, Fig. 5: Probe 19 — Tieferes Apt).

Fig. 6: *Hystrichosphaeridium stellatum* (MAIER) COOKSON & EISENACK (Probe 47 — Mittleres Alb).

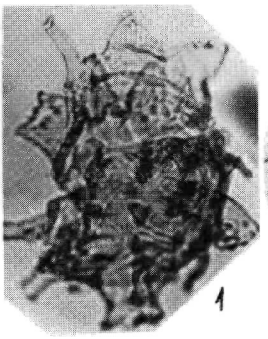
Fig. 7: *Systematophora schindewolfi* (ALBERTI) NEALE & SARJEANT (Probe 51 — Oberes Alb).

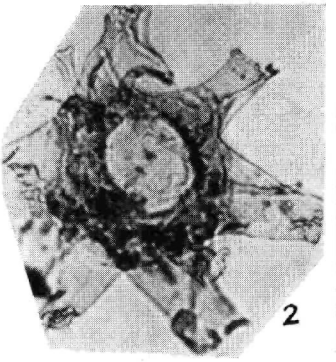
Fig. 8, 9: *Litosphaeridium siphoniphorum* (COOKSON & EISENACK) DAVEY & WILLIAMS (Probe 12 — Oberes Apt).

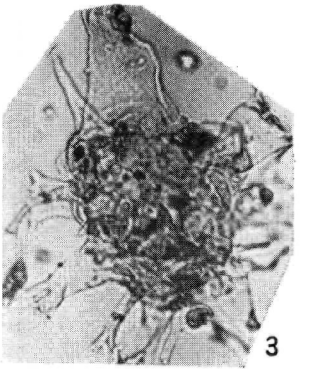
Proben 12, 19: Profil Tulbingerkogel.

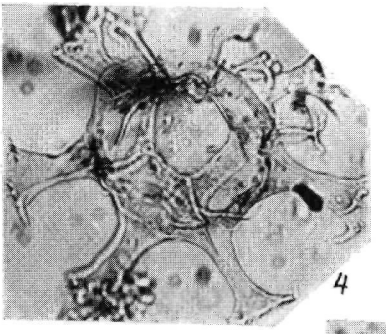
Proben 47, 49, 51, 52, 105: Profil Halterbachtal.

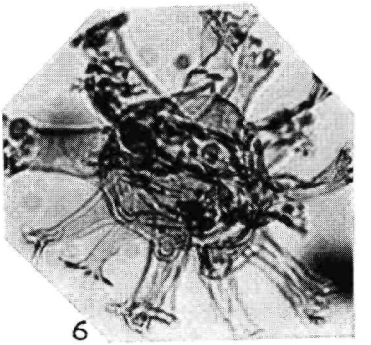
Vergrößerung: Fig. 1—8: 500×; Fig. 9: 1200×
Aufnahmen von O. ČORNA, nicht retouschiert

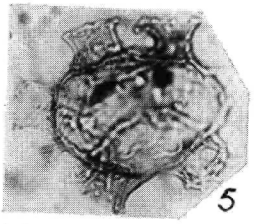

1


2

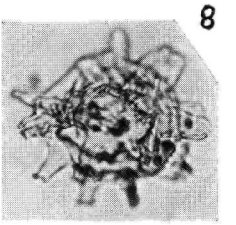

3


4

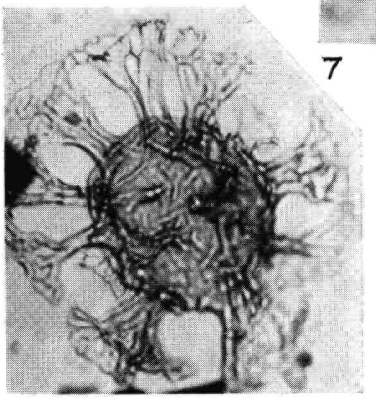

6

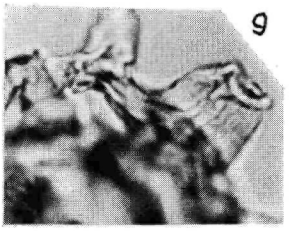

5

8



7




9

Tafel 21

Dinoflagellaten

Fig. 1: *Pterospermopsis* sp. (Probe 16 — Apt).

Fig. 2: *Pterospermopsis aureolata* Cookson & Eisenack (Probe 12 — Oberes Apt).

Fig. 3: *Fromea amphora* Cookson & Eisenack (Probe 15 — Mittleres Apt).

Fig. 4: *Tenua hystricella* Eisenack (Probe 6 — Tieferes Apt).

Fig. 5, 12: *Microhystridium inconspicuum* Deflandre (Probe 15 — Mittleres Apt).

Fig. 6: *Veryhachium romboidum* Downie (Probe 42 — Tieferes Alb).

Fig. 7: *Veryhachium nitum* Davey (Probe 15 — Mittleres Apt).

Fig. 8: *Microhystridium deflandrei* (Valensi) Davey (Probe 12 — Oberes Apt).

Fig. 9: *Microhystridium singulare* Firtion (Probe 12 — Oberes Apt).

Fig. 10: *Cymatiosphaera pachyteca* Eisenack (Probe 14 — Mittleres Apt).

Fig. 11: *Deflandrea* sp. cf. *pontis-maria* Deflandre (Probe 15 — Mittleres Apt).

Fig. 13: *Microhystridium piliferum* Deflandre (Probe 41 — Tieferes Alb).

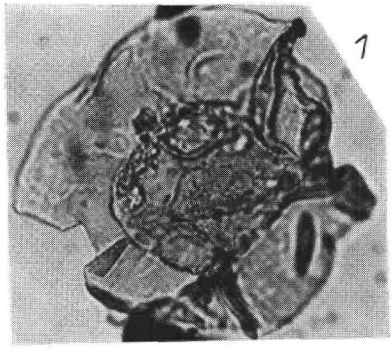
Fig. 14: *Diodyx anaphrissa* Sarjeant (Probe 19 — Barreme-Apt).

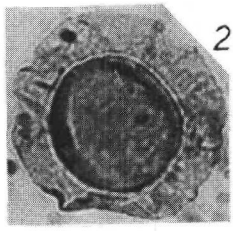
Fig. 15: *Tythodiscus* sp. (Probe 12 — Oberes Apt).

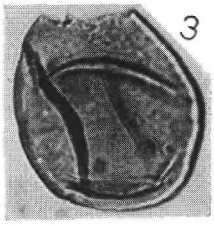
Proben 6, 12, 14, 16, 19: Profil Tulbingerkogel.

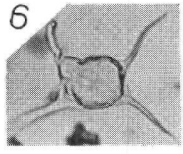
Proben 41, 42: Profil Halterbachtal.

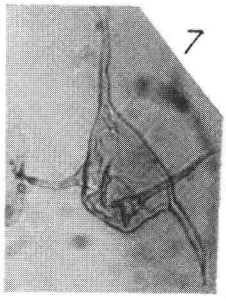
Vergrößerung: Fig. 1—7, 9—12, 14, 15: 500×; Fig. 8, 13: 1200×
Aufnahmen von O. Čorna, nicht retuschiert

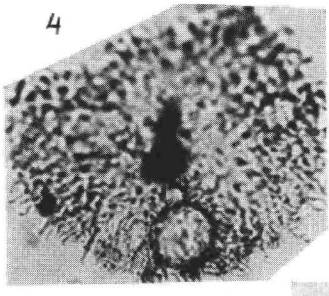

1

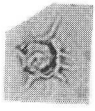

2

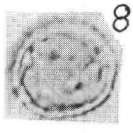

3

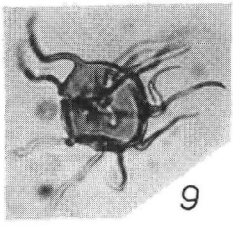

6

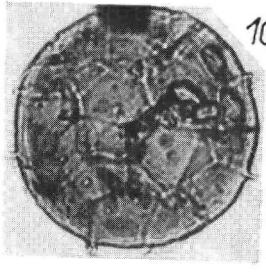

7


4

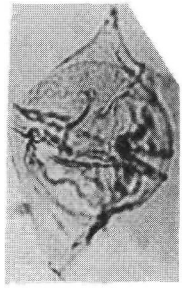

5

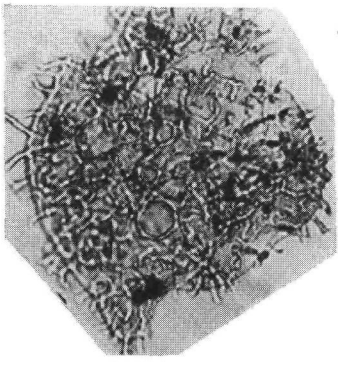

8


9


10

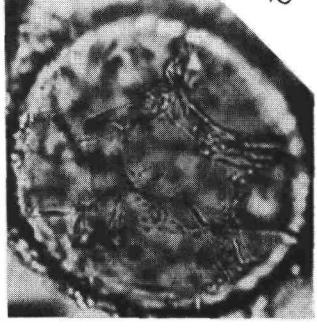
11




14

12

13


15

Tafel 22

Fig. 1: *Crassosphaera hexagonalis* WALL (Probe 45 — Mittleres Alb).

Fig. 2: *Odontochitina striatoperforata* COOKSON & EISENACK (Probe 52 — Oberes Alb).

Fig. 3, 4: *Crassosphaera* sp. (Probe 12, 15 — Mittleres und Oberes Apt).

Fig. 5: *Megaspore* (Probe 17 — Apt).

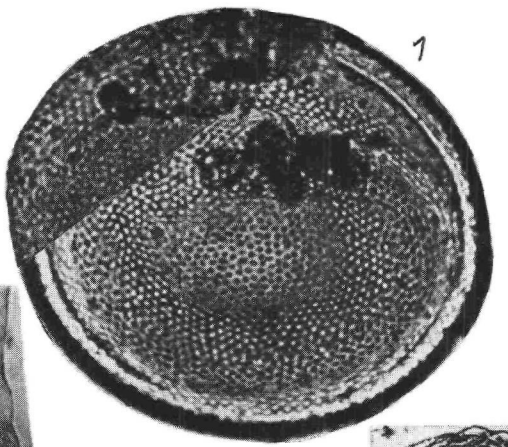
Fig. 6, 7: *Sporangium* ?

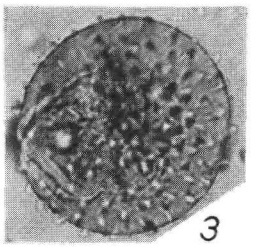
Fig. 8—10: *Microforaminifera* (Probe 9 — Apt).

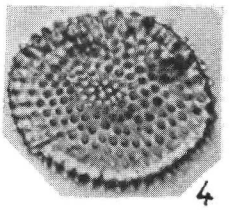
Proben 9, 12, 15, 17: Profil Tulbingerkogel.

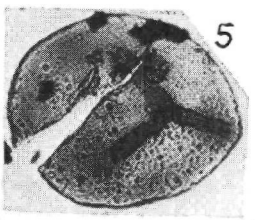
Proben 45, 52: Profil Halterbachtal.

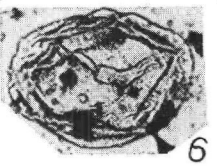
Vergrößerung: Fig. 1—4: 500×; Fig. 5—7: 125×; Fig. 8—10: 500×
Aufnahmen von O. ČORNA, nicht retuschiert

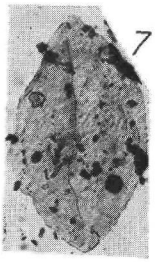

1

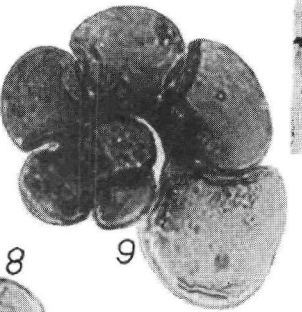

3

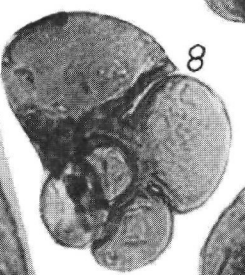

4

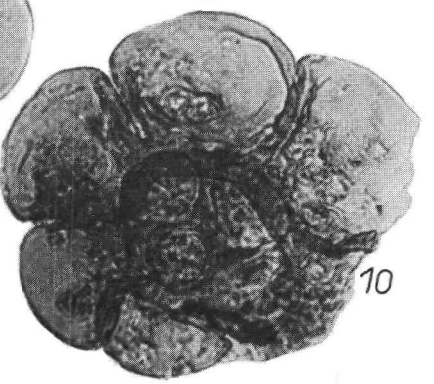

5

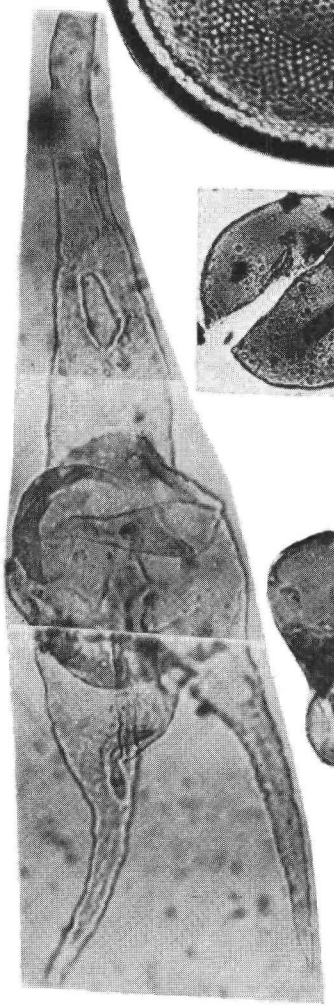

6


7


9


8

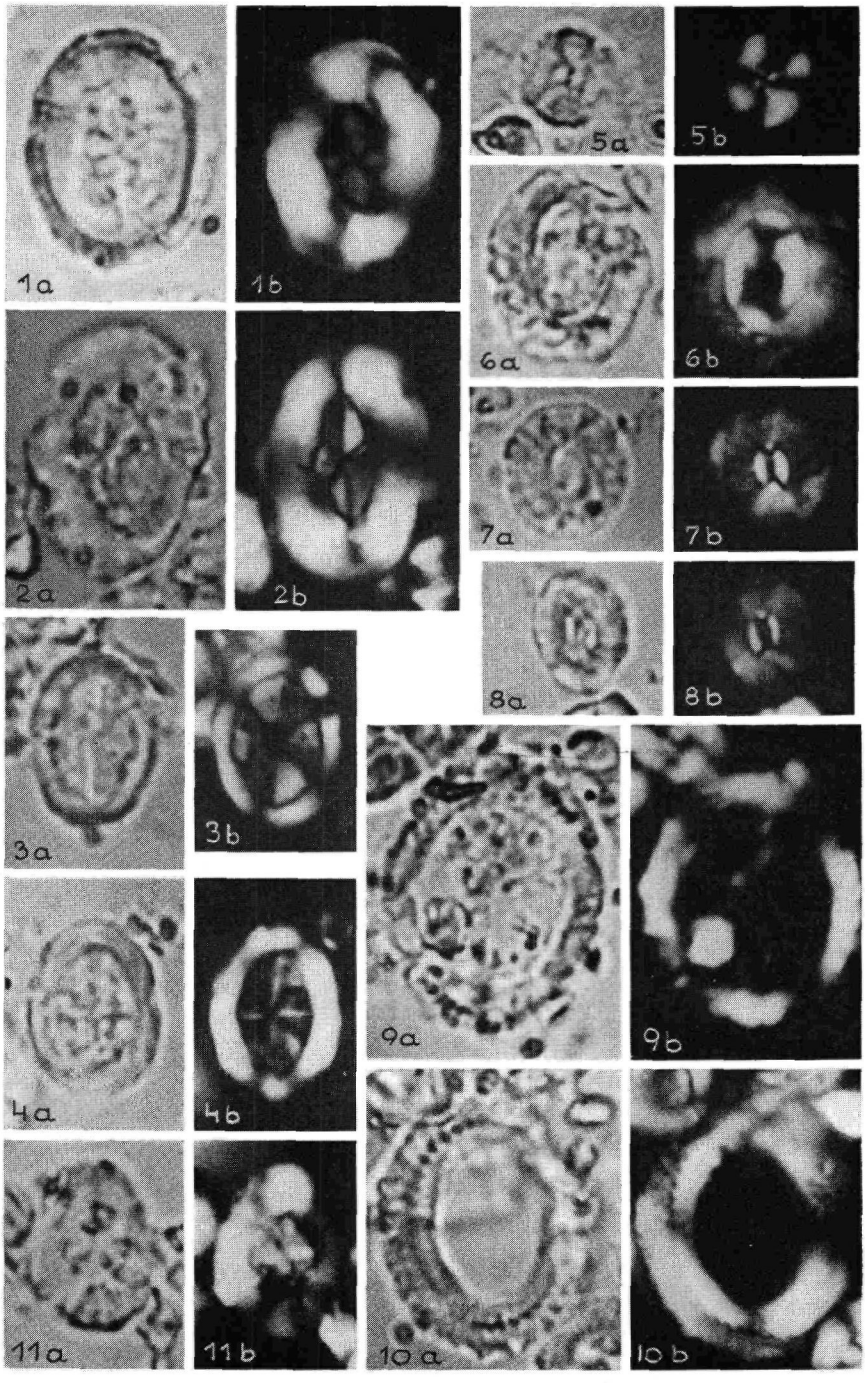

10


2

Tafel 23

a = normales Durchlicht, b = zwischen gekreuzten Nicols
T = Unterkreide der Wolfpassinger Schichten vom Tulbingerkogel
R = Campan der Kahlenberger Schichten bei der Rieglerhütte

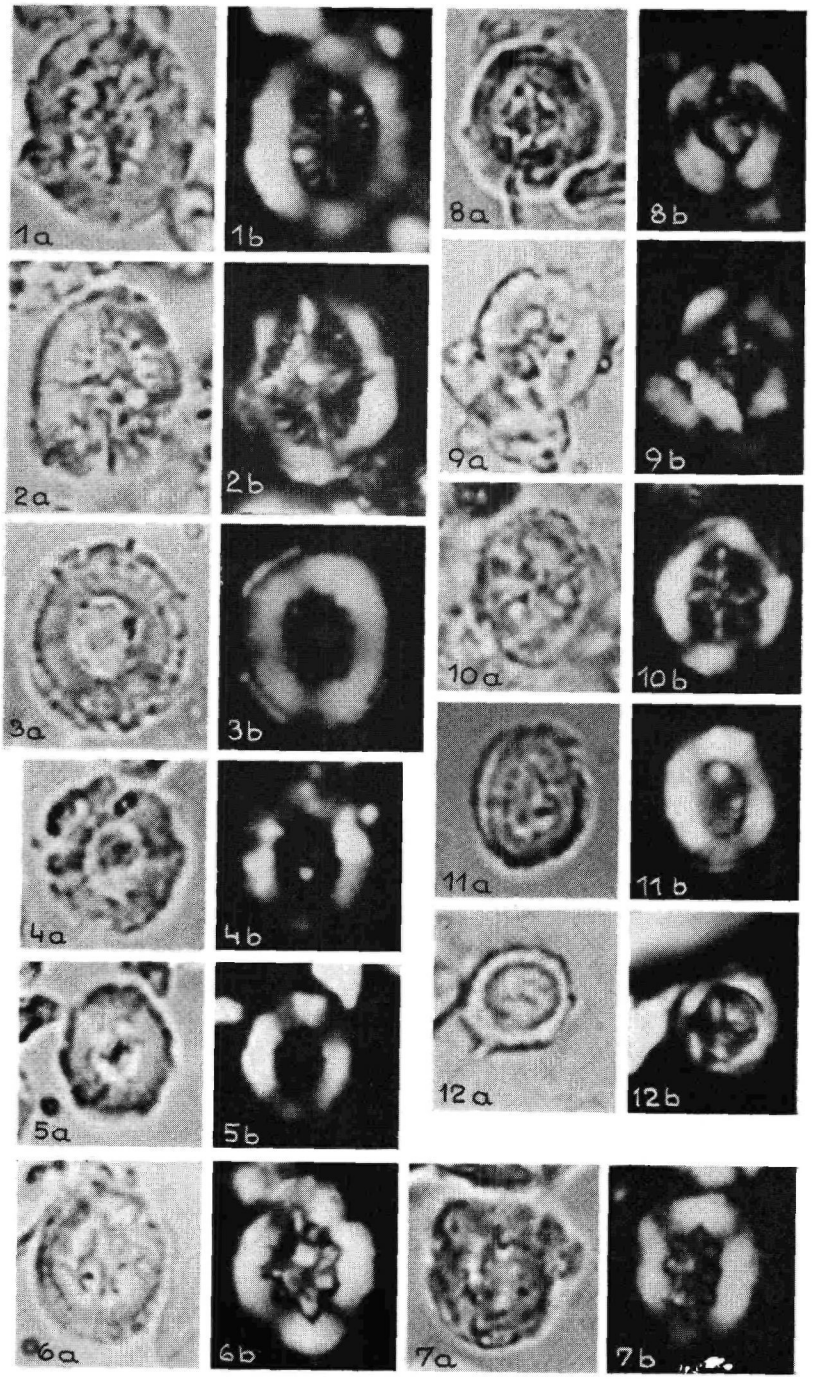
1. *Aspidolithus parcus* (STRADNER) R 7
2. *Aspidolithus parcus* (STRADNER) R 7
3. *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA R 2
4. *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA R 7
5. *Bidiscus ignotus* (GORKA) R 2
6. *Biscutum constans* (GORKA) R 6
7. *Biscutum constans* (GORKA) R 5
8. *Biscutum constans* (GORKA) R 7
9. *Apertapetra pemmatoides* DEFLANDRE T 37
10. *Apertapetra pemmatoides* DEFLANDRE R 2
11. *Broinsonia breveri* BUKRY T 14


1a
1b
2a
2b
3a
3b
4a
4b
5a
5b
6a
6b
7a
7b
8a
8b
9a
9b
10a
10b
11a
11b
10 µ

Tafel 24

a = normales Durchlicht, b = zwischen gekreuzten Nicols
T = Unterkreide der Wolfpassinger Schichten vom Tulbingerkogel
R = Campan der Kahlenberger Schichten bei der Rieglerhütte

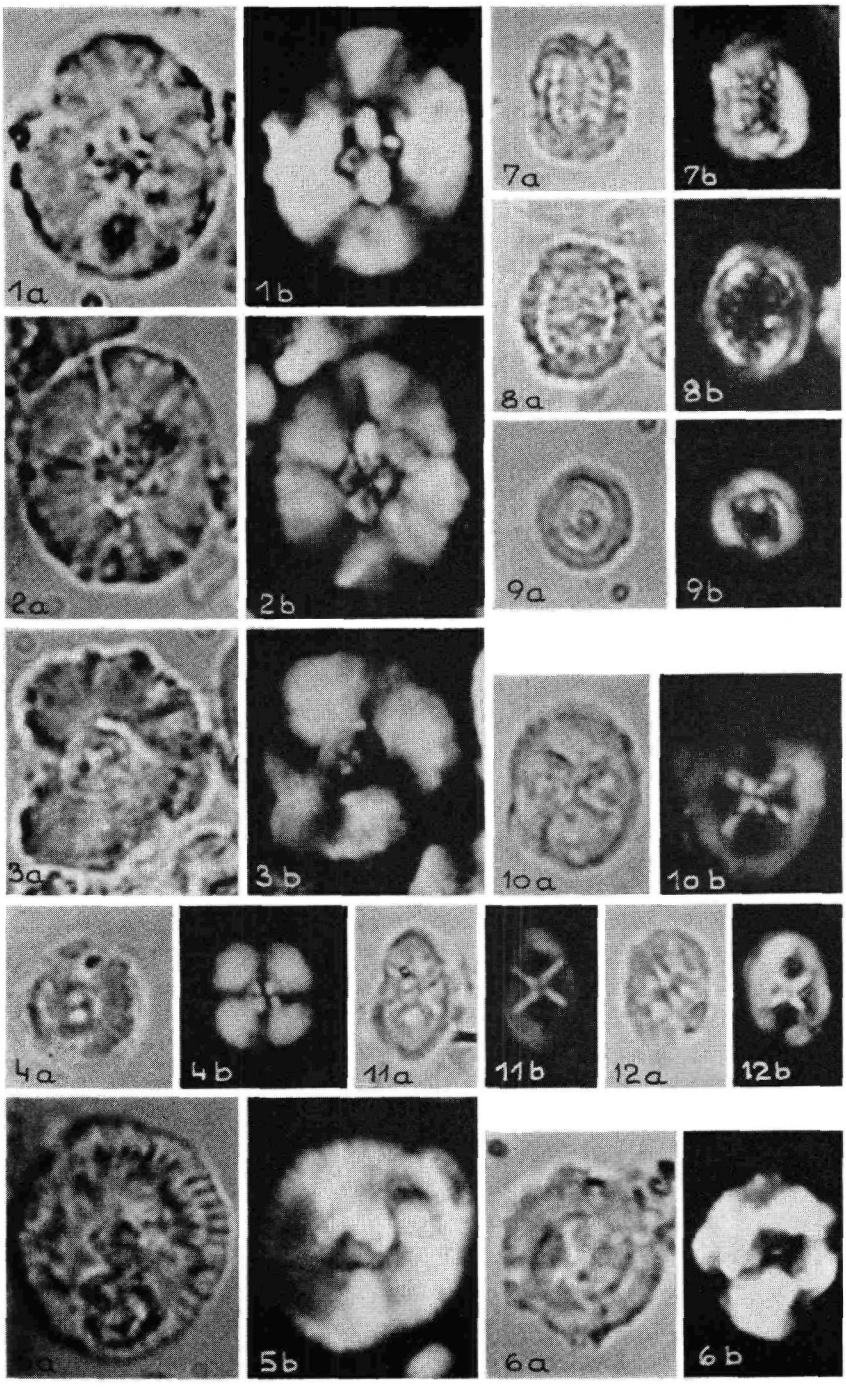
1.	*Cretarhabdus conicus* BRAMLETTE & MARTINI	T 11
2.	*Cretarhabdus conicus* BRAMLETTE & MARTINI	R 2
3.	*Cretarhabdus crenulatus crenulatus* BUKRY	R 2
4.	*Cretarhabdus crenulatus crenulatus* BUKRY	T 14
5.	*Cretarhabdus crenulatus crenulatus* BUKRY	T 37
6.	*Cretarhabdus crenulatus hansmanni* BUKRY	R 7
7.	*Cretarhabdus crenulatus hansmanni* BUKRY	R 2
8.	*Cretarhabdus tulbingensis* n. sp.	T 11
9.	*Cretarhabdus tulbingensis* n. sp.	T 30
10.	*Cretarhabdus tulbingensis* n. sp.	T 37
11.	*Cretarhabdus actinosus* (STOVER)	T 11
12.	*Stephanolithion laffittei* NOEL	T 37


1a
1b
8a
8b
2a
2b
9a
9b
3a
3b
10a
10b
4a
4b
11a
11b
5a
5b
12a
12b
6a
6b
7a
7b
10µ

Tafel 25

a = normales Durchlicht, b = zwischen gekreuzten Nicols
T = Unterkreide der Wolfpassinger Schichten vom Tulbingerkogel
R = Campan der Kahlenberger Schichten bei der Rieglerhütte

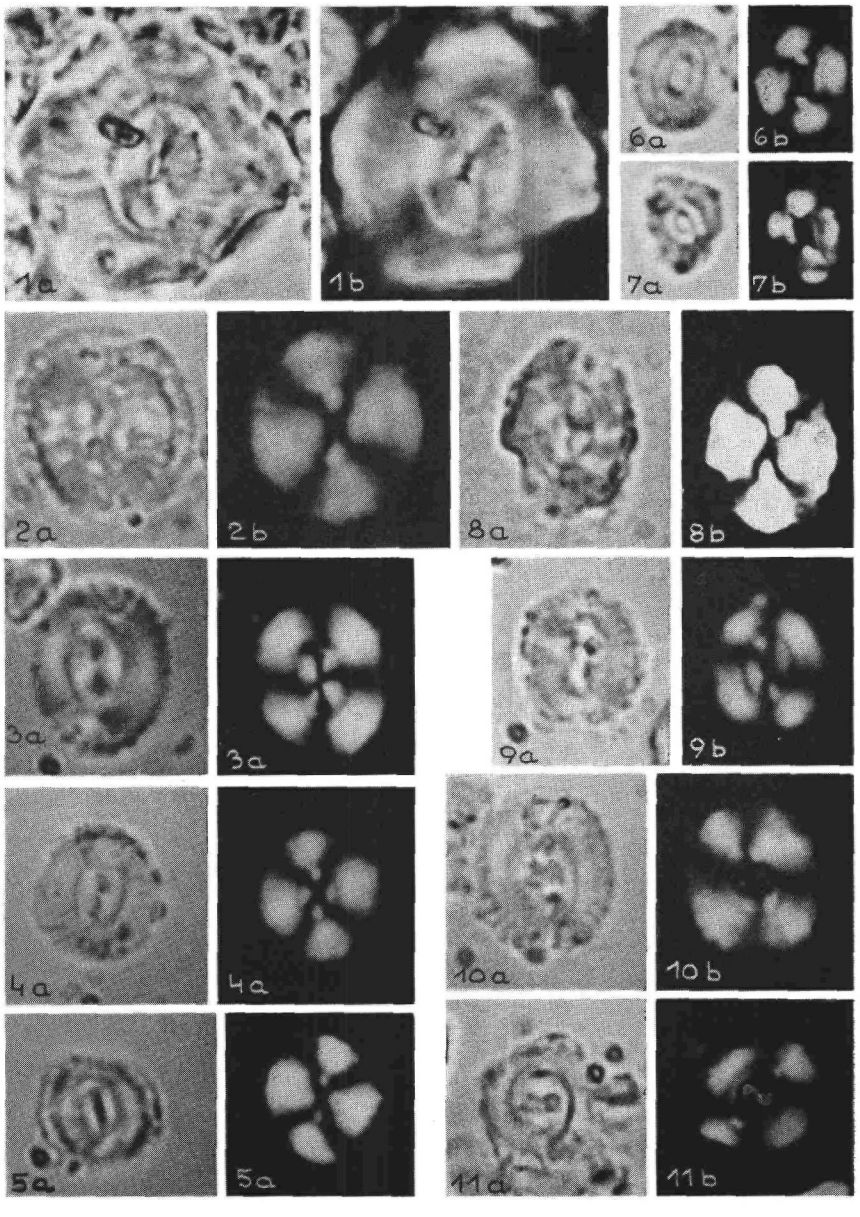
1. *Crucidiscus andrusovi* n. sp. T 14
2. *Crucidiscus andrusovi* n. sp. T 11
3. *Markalius inversus* (DEFLANDRE) T 37
4. *Markalius inversus* (DEFLANDRE) R 2
5. *Markalius circumradiatus* (STOVER) T 11
6. *Markalius circumradiatus* (STOVER) T 30
7. *Cribrosphaerella ehrenbergi* (ARKHANGELSKY) R 2
8. *Cribrosphaerella ehrenbergi* (ARKHANGELSKY) R 2
9. *Cribrosphaerella ehrenbergi* (ARKHANGELSKY) R 7
10. *Chiastozygus bifarius* BUKRY R 7
11. *Chiastozygus litterarius* (GORKA) R 7
12. *Chiastozygus litterarius* (GORKA) R 2


1a
1b
2a
2b
3a
3b
4a
4b
5a
5b
6a
6b
7a
7b
8a
8b
9a
9b
10a
10b
11a
11b
12a
12b
10 µ

Tafel 26

a = normales Durchlicht, b = zwischen gekreuzten Nicols
T = Unterkreide der Wolfpassinger Schichten vom Tulbingerkogel
R = Campan der Kahlenberger Schichten bei der Rieglerhütte

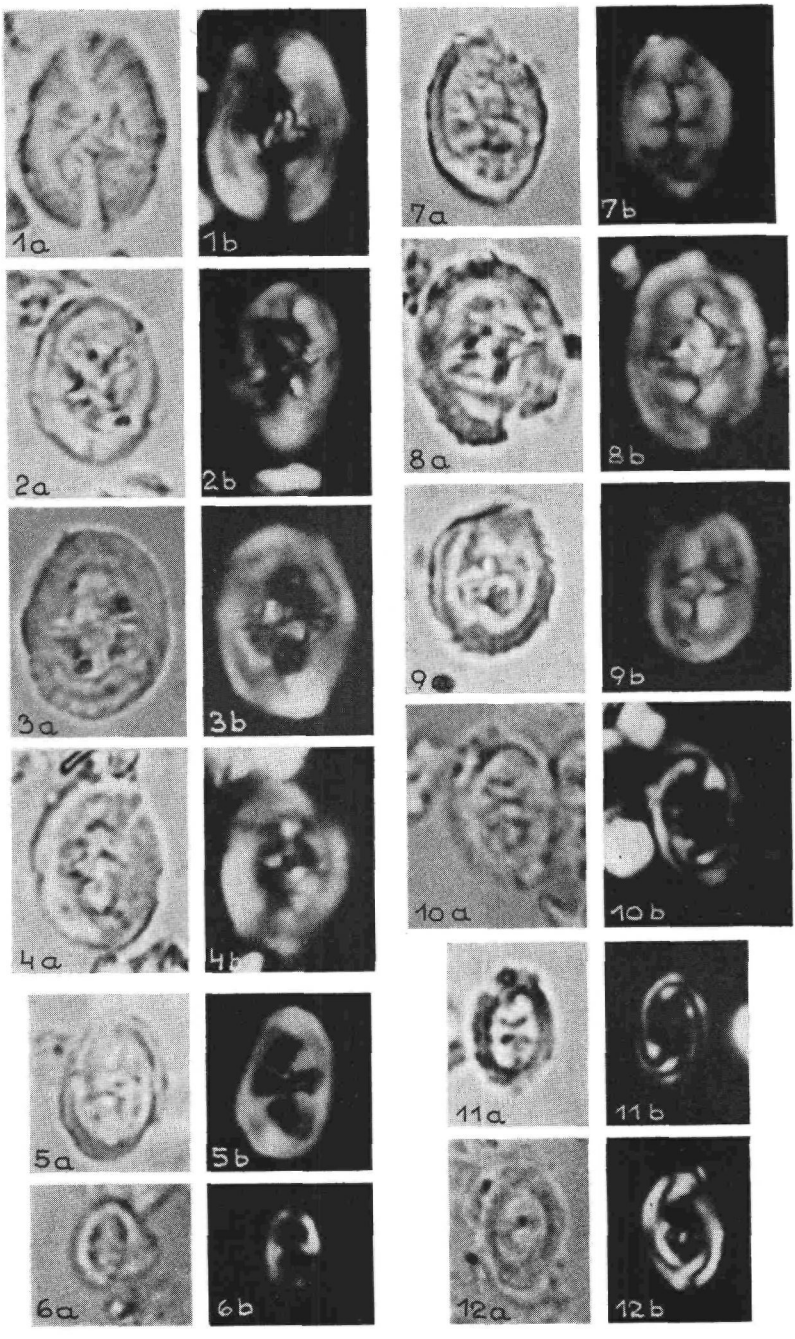
1.	*Watznaueria barnesae* (BLACK)	R 5
2.	*Watznaueria barnesae* (BLACK)	R 7
3.	*Watznaueria barnesae* (BLACK)	T 37
4.	*Watznaueria barnesae* (BLACK)	T 11
5.	*Watznaueria barnesae* (BLACK)	T 37
6.	*Watznaueria communis* REINHARDT	T 42
7.	*Watznaueria communis* REINHARDT	T 30
8.	*Watznaueria penepelagica* (STOVER)	T 30
9.	*Watznaueria deflandrei* (NOEL)	R 8
10.	*Watznaueria britannica* (STRADNER)	R 8
11.	*Watznaueria britannica* (STRADNER)	T 37


1a
1b
6a
6b
7a
7b
2a
2b
8a
8b
3a
3a
9a
9b
4a
4a
10a
10b
5a
5a
11a
11b
10 µ

Tafel 27

a = normales Durchlicht, b = zwischen gekreuzten Nicols
T = Unterkreide der Wolfpassinger Schichten vom Tulbingerkogel
R = Campan der Kahlenberger Schichten bei der Rieglerhütte

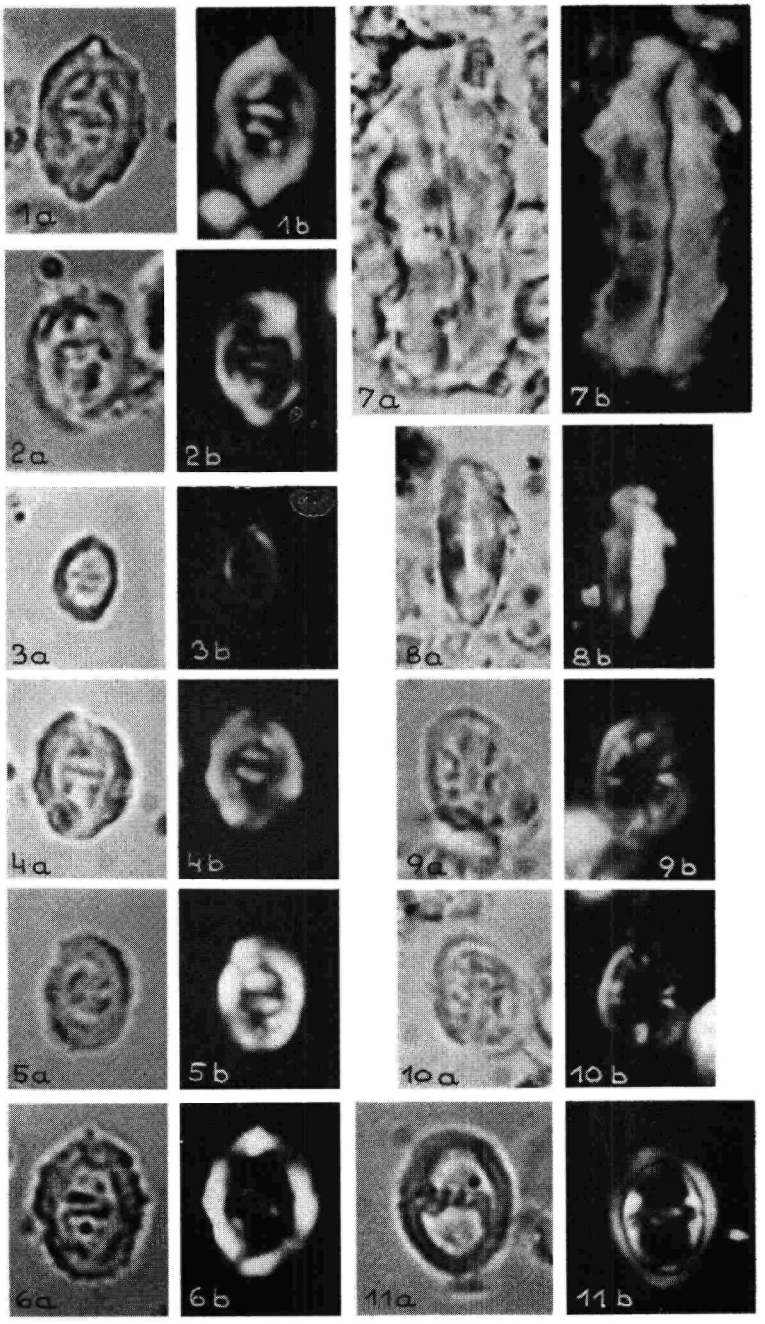
1. *Zygodiscus riegleri* n. sp.	R 8
2. *Zygodiscus riegleri* n. sp.	R 7
3. *Zygodiscus riegleri* n. sp.	R 7
4. *Zygodiscus riegleri* n. sp.	R 7
5. *Tranolithus exiquus* STOVER	R 2
6. *Tranolithus exiquus* STOVER	T 30
7. *Zygodiscus phacellosus* (STOVER)	R 7
8. *Zygodiscus* aff. *phacellosus* (STOVER)	R 5
9. *Zygodiscus* aff. *phacellosus* (STOVER)	R 5
10. *Zygodiscus spiralis* BRAMLETTE & MARTINI	T 14
11. *Zygodiscus spiralis* BRAMLETTE & MARTINI	T 50
12. *Zygodiscus spiralis* BRAMLETTE & MARTINI	R 1


1a
1b
2a
2b
3a
3b
4a
4b
5a
5b
6a
6b
7a
7b
8a
8b
9a
9b
10a
10b
11a
11b
12a
12b
10 µ

Tafel 28

a = normales Durchlicht, b = zwischen gekreuzten Nicols
T = Unterkreide der Wolfpassinger Schichten vom Tulbingerkogel
R = Campan der Kahlenberger Schichten bei der Rieglerhütte

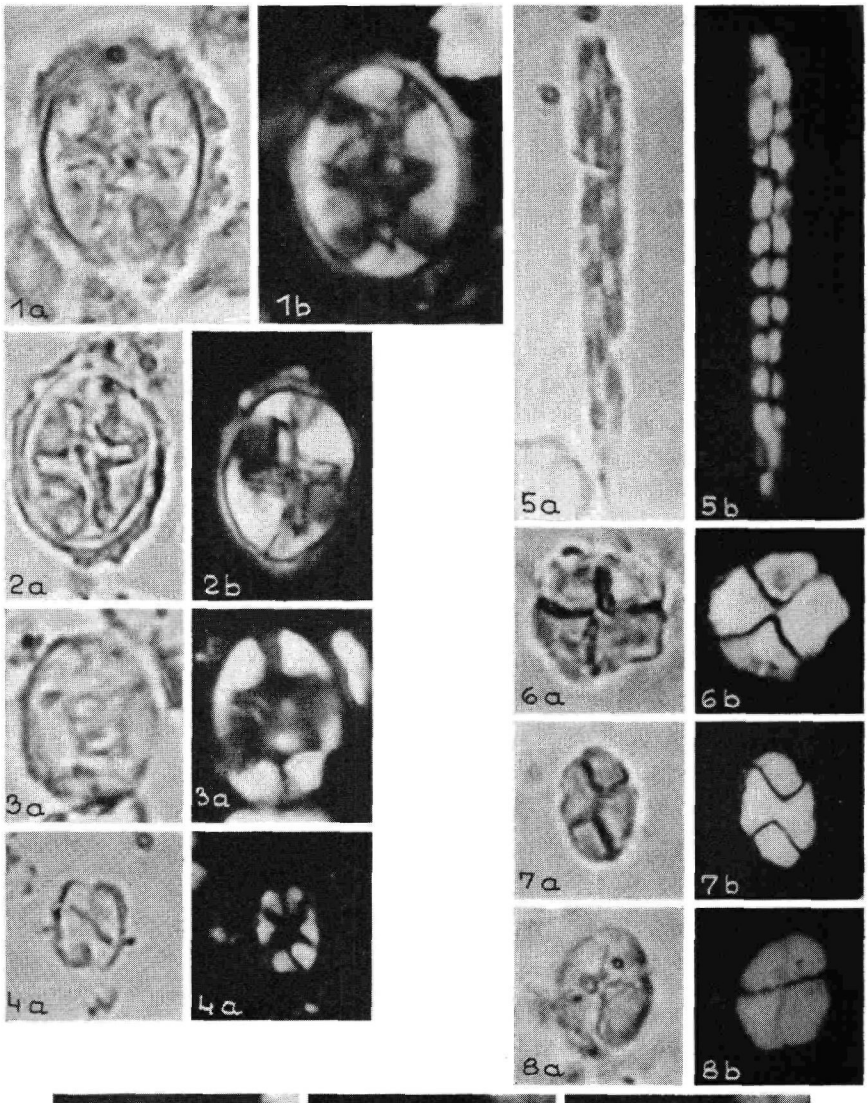
1.	*Zygodiscus sissiphus* GARTNER	T 14
2.	*Zygodiscus sissiphus* GARTNER	T 11
3.	*Zygodiscus nanus* GARTNER	T 37
4.	*Zygodiscus deflandrei* BUKRY	R 5
5.	*Zygodiscus deflandrei* BUKRY	R 7
6.	*Zygodiscus laurus* GARTNER	T 11
7.	*Lucianorhabdus cayeuxi* DEFLANDRE	R 5
8.	*Lucianorhabdus cayeuxi* DEFLANDRE	R 1
9.	*Vagalapilla octoradiata* (GORKA)	R 5
10.	*Vagalapilla octoradiata* (GORKA)	R 7
11.	*Zygolithus theta* (BLACK)	R 6


1a
1b
2a
2b
3a
3b
4a
4b
5a
5b
6a
6b
7a
7b
8a
8b
9a
9b
10a
10b
11a
11b
10 µ

Tafel 29

a = normales Durchlicht, b = zwischen gekreuzten Nicols
T = Unterkreide der Wolfpassinger Schichten vom Tulbingerkogel
R = Campan der Kahlenberger Schichten bei der Rieglerhütte

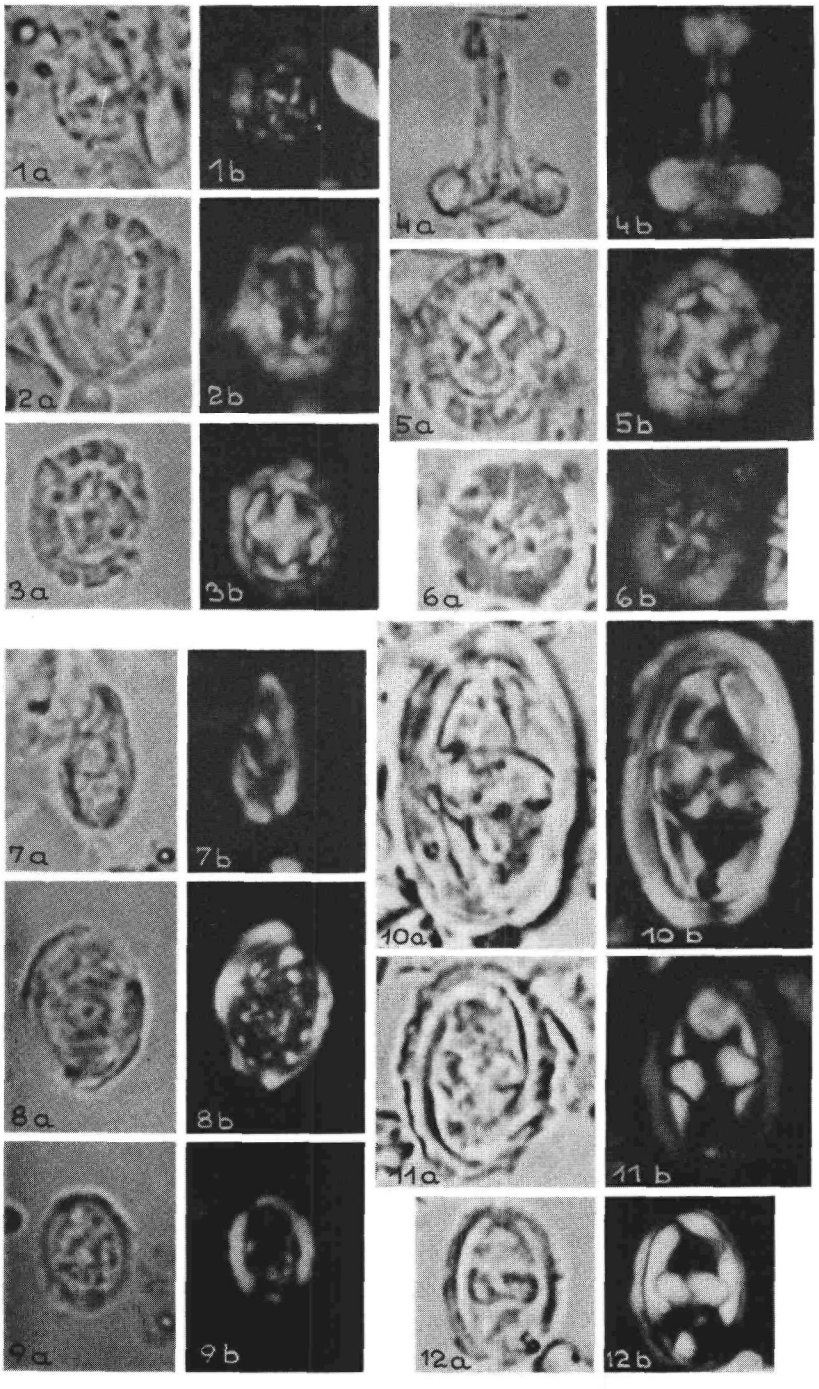
1. *Eiffelithus eximius* (Stover) b—c—d—e = jeweils 18° gedreht R 7
2. *Eiffelithus eximius* (Stover) R 5
3. *Eiffelithus turriseiffeli* (Deflandre) R 2
4. *Eiffelithus turriseiffeli* (Deflandre) R 8
5. *Microrhabdulus attenuatus* Deflandre R 2
6. *Tetralithus pyramidus* Gardet R 5
7. *Tetralithus obscurus* Deflandre R 5
8. *Tetralithus ovalis* Stradner R 1


1a
1b
2a
2b
3a
3a
4a
4a
5a
5b
6a
6b
7a
7b
8a
8b
1c
1d
1e
10 µ

Tafel 30

a = normales Durchlicht, b = zwischen gekreuzten Nicols
T = Unterkreide der Wolfpassinger Schichten vom Tulbingerkogel
R = Campan der Kahlenberger Schichten bei der Rieglerhütte

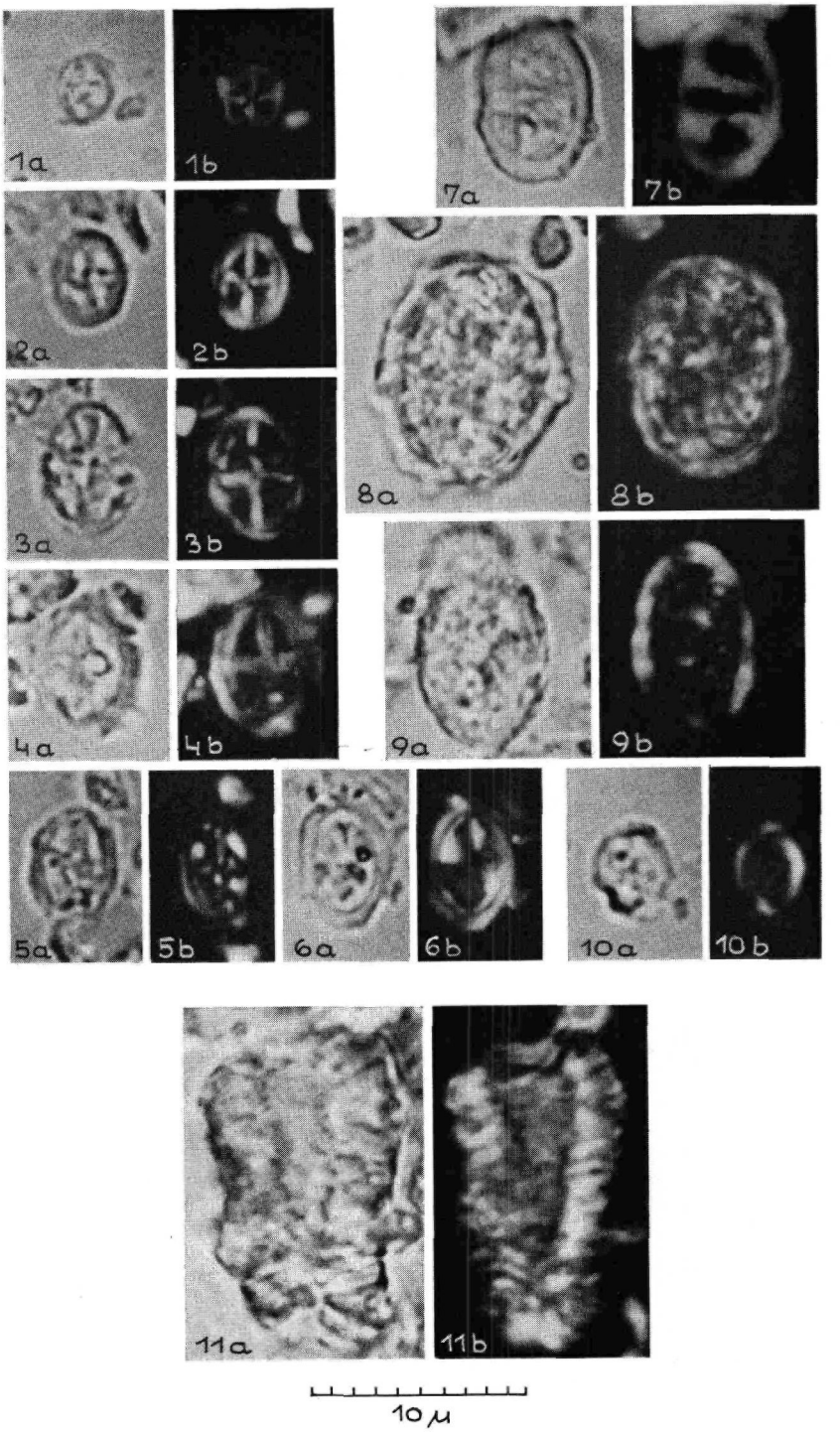
1. *Deflandrius columnatus* STOVER T 42
2. *Deflandrius spinosus* BRAMLETTE & MARTINI R 6
3. *Deflandrius spinosus* BRAMLETTE & MARTINI R 2
4. *Deflandrius cretaceus* (ARKHANGELSKY) R 8
5. *Deflandrius cretaceus* (ARKHANGELSKY) R 2
6. *Deflandrius cretaceus* (ARKHANGELSKY) R 6
7. *Parhabdolithus angustus* (STRADNER) R 2
8. *Parhabdolithus splendens* (DEFLANDRE) T 30
9. *Parhabdolithus splendens* (DEFLANDRE) T 37
10. *Parhabdolithus embergeri* (NOEL) T 42
11. *Parhabdolithus embergeri* (NOEL) T 50
12. *Parhabdolithus embergeri* (NOEL) T 37


1a
1b
2a
2b
3a
3b
4a
4b
5a
5b
6a
6b
7a
7b
8a
8b
9a
9b
10a
10b
11a
11b
12a
12b
10 µ

Tafel 31

a = normales Durchlicht, b = zwischen gekreuzten Nicols
T = Unterkreide der Wolfpassinger Schichten vom Tulbingerkogel
R = Campan der Kahlenberger Schichten bei der Rieglerhütte

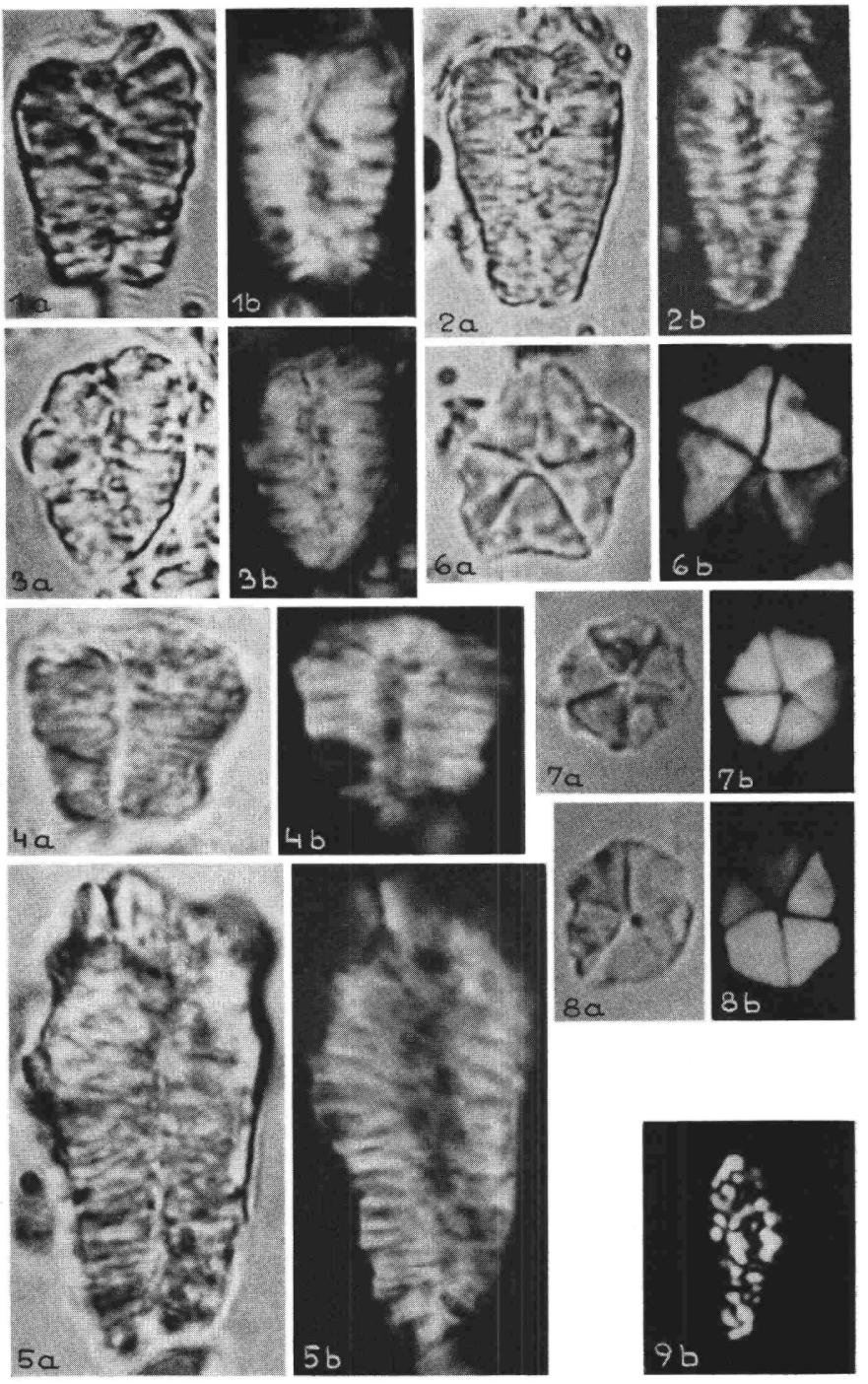
1. *Vagalapilla dibranchiata* (GARTNER) R 9
2. *Vagalapilla dibranchiata* (GARTNER) T 11
3. *Vagalapilla imbricata* (GARTNER) T 37
4. *Vagalapilla imbricata* (GARTNER) R 5
5. *Vagalapilla ara* (GARTNER) T 37
6. *Vagalapilla ara* (GARTNER) R 9
7. *Tranolithus manifestus* STOVER R 2
8. *Rhagodiscus asper* (STRADNER) T 50
9. *Rhagodiscus asper* (STRADNER) T 37
10. *Rhagodiscus plebejus* PERCH NIELSEN T 50
11. *Nannoconus kamptneri* BRONNIMANN T 50


1a
1b
2a
2b
3a
3b
4a
4b
5a
5b
6a
6b
7a
7b
8a
8b
9a
9b
10a
10b
11a
11b
10 µ

Tafel 32

a = normales Durchlicht, b = zwischen gekreuzten Nicols
T = Unterkreide der Wolfpassinger Schichten vom Tulbingerkogel
R = Campan der Kahlenberger Schichten bei der Rieglerhütte

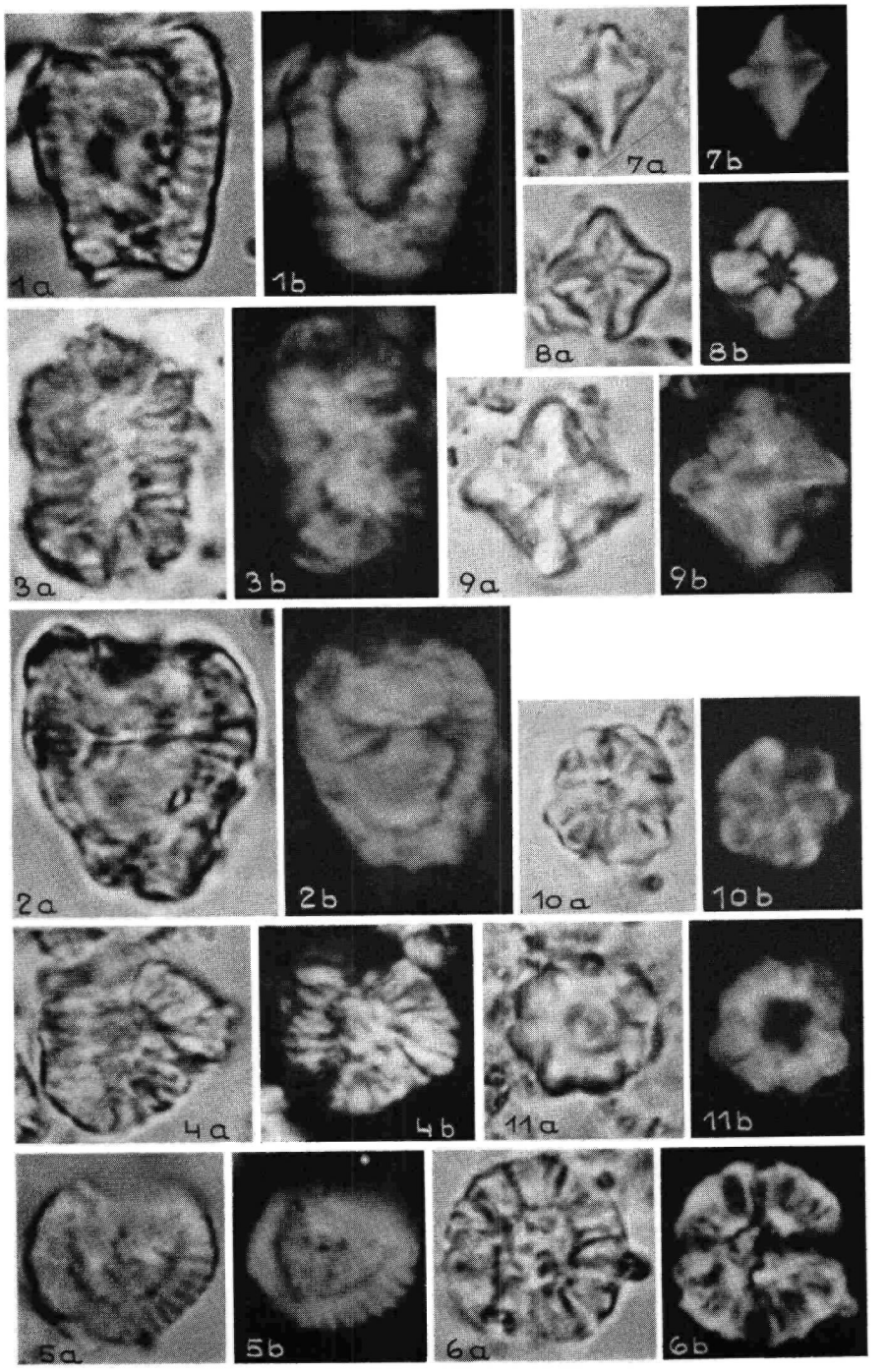
1. *Nannoconus steinmanni* KAMPTNER	T 11
2. *Nannoconus steinmanni* KAMPTNER	T 42
3. *Nannoconus steinmanni* KAMPTNER	T 37
4. *Nannoconus colomi* (DE LAPPARENT)	T 52
5. *Nannoconus bermudezi* BRONNIMANN	T 52
6. *Braarudosphaera obtusa* (STRADNER)	T 37
7. *Braarudosphaera discula* BRAMLETTE & RIEDL	T 11
8. *Braarudosphaera discula* BRAMLETTE & RIEDL	T 11
9. *Thoracosphaera* sp.	T 38


1a
1b
2a
2b
3a
3b
6a
6b
4a
4b
7a
7b
8a
8b
5a
5b
9b
10 µ

Tafel 33

a = normales Durchlicht, b = zwischen gekreuzten Nicols
T = Unterkreide der Wolfpassinger Schichten vom Tulbingerkogel
R = Campan der Kahlenberger Schichten bei der Rieglerhütte

1.	*Nannoconus wassali* BRONNIMANN	T 11
2.	*Nannoconus wassali* BRONNIMANN	T 14
3.	*Nannoconus multicadus* DEFLANDRE & DEFLANDRE-RIGAULT	T 14
4.	*Nannoconus truitti* BRONNIMANN	T 37
5.	*Nannoconus globulus* BRONNIMANN	T 37
6.	*Nannoconus* sp. ind.	T 37
7.	*Micula decussata* VEKSHINA	R 1
8.	*Micula decussata* VEKSHINA	R 2
9.	*Micula decussata* VEKSHINA	R 2
10.	*Lithastrinus floralis* STRADNER	T 42
11.	*Lithastrinus floralis* STRADNER	R 2


1a
1b
7a
7b
8a
8b
3a
3b
9a
9b
2a
2b
10a
10b
4a
4b
11a
11b
5a
5b
6a
6b
10 µ

DETAILPROFIL DER AUFGESCHLOSSENEN SCHICHTFOLGE FORST-STRASSE PASSAUERHOF

Gesteins-Analysen | Legende | Probenentnahmestellen

Modalbestand | durchsichtige Schwerminerale

Komponenten | Bindemittel

Korngrößenanalyse >0,02 mm Ø | Röntgendiffraktometrie | Karbonatbestimmung | Chemische Vollanalyse

KG Rö Ca Ch

Quarz | Rest | Kalke+Foss. | Rest | Restl. (z.B. Glaukonit) | Rest kalkig kieselig tonig

Kristalline | Sedim.

Komponenten | Bindemittel

< 100 Körner: Gr | Zi | Tu | Ru | Ap

>200 Körner: Granat | Zirkon | Turmalin | Rutil | Apatit | Rest

Sandstein | Mergel, Tone | Kalkmergel | nicht genau meßbar

m: 15 | 10 | 5 | 0

Lücke ~ 10m

dünnbankig grobk., feink.

Handstücke v. Hartgesteinen | Foraminiferen-Schlämmproben | Nannofossilproben | Sporen, Pollen u. Mikroplankton | Ton-, bzw. Mergelproben

Glauk.Sst. ? — N 48

Mergel ? — N 47

KG

Rö Ca

Rö Ca

Biosparit

Biomikrit

Mikrit

Mikrit

Biomikrit

Biomikrit

H

G2

Lücke ?~5-10 m

O.APT bis U.ALB

H51 H49 H48 H50 H52, 53 — A 31 A 30 A 32 A 29 — N 45 bis N 41 N 46 N 40 N 39 N 38 — Po 24 — T 206 T 200

A 28 — N 37 — Po 103

H 47

H 46 H 45

H 44 H 43 H 42 H 41 H 40 — N 24-26

Lücke ? ?>25 m

H 30-39

Rö

Rö

Rö

F1

z. T schwarz

Lücke: 5 m

O.APT

H 7 — A 8 A 9 — N 9,10 — Po 12 — T 201

M-O. APT

H 1 H 2 — A 1 — N 1 N 2 N 3 N 4 N 5 — Po 13 Po 14 Po 15 — T 202

A 2 A 3

H 4 — A 4 — N 6

H 5 — Po 16 — T 203

A 5 A 6 — N 7 N 8 — Po 17

APT

H 6 — A 7

Lücke ?<10 m

E1

A 36 — Po 9,10

H 57 — Po 11

N 50

D2

H 56 — Po 8

H 55 — A 34 — N 51, 52 — Po 6,7 Po 5 (5x) Po 4 Po 3 (3x)

H 54 — A 35

U. APT

Sparit

Biointrasparit

Sparit

KG

KG

KG

D1

rot

H 8 H 9 H 10 H 11 H 12 H 14 H 13 — A 11 A 10 — N 11

A 12 — N 12 — Po 18

A 13 — N 13

A 14 — N 14

H 16 — A 15 — N 15

H 15

H 17

H 18

A 16 — N 16 N 17

Lücke ?<5 m

KG

Rö Ca Ch

C

H 21 H 20 H 19 — N 23 N 22 N 21 N 20 N 19 — Po 19

A 17 — N 18 — T 204

APT

Lücke ? 10-20 m

KG

Rö Ch

KG

B

H 26 H 25 — A 23 — N 29 N 28 N 27 — Po 21 Po 20

A 25 A 24 A 26 — N 30 — Po 22 — T 205

H 27 — N 31 N 32

N 33 N 34

A 27 — N 35

H 28

BARRÊME bis APT

Lücke ?<10 m

KG

A

H 29 — N 36

Lücke ? ? 10-30 m

Dopplerhütte

Leitner 71

DETAILPROFIL DER AUFGESCHLOSSENEN SCHICHTFOLGE DER UNTER KREIDE IM HALTERBACHTAL

Leitner 71