

Jahrb. Geol. B. A.	Bd. 113	S. 73—158	Wien, März 1970
--------------------	---------	-----------	-----------------

Zur Typisierung der Sieveringer Schichten im Flysch des Wienerwaldes

mit 9 Tabellen, 12 Abbildungen, 15 Tafeln und 8 Beilagen

Von der Arbeitsgemeinschaft Wienerwaldflysch: P. FAUPL, W. GRÜN,
G. LAUER, R. MAURER, A. PAPP, W. SCHNABEL, M. STURM *)

Inhalt

	Seite
Zusammenfassung	S. 74
Summary	S. 74
Résumé	S. 75
Vorwort (A. PAPP)	S. 75
Einleitung und Problemstellung (A. PAPP)	S. 76
Begriffsbestimmung (W. GRÜN)	S. 76
Topographische Vermessung des Profils (R. MAURER)	S. 77
Beschreibung des Profils (W. GRÜN)	S. 78
Strömungsmarken und ihre Interpretation (W. GRÜN)	S. 81
Die Nannoflora des Steinbruches Sievering (G. LAUER)	S. 82
Allgemeines	S. 82
Angewendete Arbeitsmethoden	S. 83
Zur Systematik und Nomenklatur	S. 84
Zur stratigraphischen Stellung	S. 85
Vergleiche zu anderen Untersuchungsergebnissen	S. 88
Literatur	S. 90
Kleinforminiferen	S. 92
Agglutinierende Foraminiferen (W. GRÜN)	S. 92
Planktonische Foraminiferen (M. STURM)	S. 108
Literatur	S. 113

*) Adressen der Autoren: Dr. Peter FAUPL — Geol. Inst. Univ. Wien, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien. Dr. Walter GRÜN — dzt. Geol. Inst. Univ. Bern, Sahlistr. 6, CH-3000 Bern. Dr. Gerhart LAUER — dzt. Bataafse Internationale Petroleum Maatschappij N. V., Den Haag P. B. 162, Niederlande. Dipl.-Ing. Roman MAURER — Niederösterreichische Agrarbezirksbehörde, Lothringerstr. 14, A-1037 Wien. Prof. Dr. Adolf PAPP — Paläont. Inst. Univ. Wien, Universitätsstr. 7, A-1010 Wien. Dr. Wolfgang SCHNABEL — Geologische Bundesanstalt Wien, Rasumofskyg. 23, A-1031 Wien. Dr. Michael STURM — dzt. Geol. Inst. Univ. Bern, Sahlistr. 6, CH-3000 Bern.

Großforaminiferen (A. PAPP)	S. 118
Lebensspuren und Marken (A. PAPP)	S. 119
Literatur	S. 121
Die Petrographie der Sandsteine (W. SCHNABEL)	S. 121
Einleitung	S. 121
Bisherige Untersuchungen im Wienerwaldflysch	S. 122
Probenentnahme	S. 123
Modalbestand	S. 123
Schweremineralanalysen	S. 130
Die SM-Spektren in bezug auf die Strömungsrichtungen und Rückschlüsse auf die petrographische Zusammensetzung des Abtragungsraumes	S. 136
Rundung	S. 139
Korngrößen und ihre Interpretation	S. 140
Literatur	S. 146
Geröllanalyse der Liegendpartie des Gradierungszyklus Nr. 239 (P. FAUPEL)	S. 147
Kristalline Komponenten	S. 148
Karbonatgesteine mit Fossilführung (A. PAPP)	S. 152
Schlußfolgerungen aus der Geröllanalyse (P. FAUPEL)	S. 153
Literatur	S. 154
Zusammenfassung und Interpretation der Ergebnisse	S. 154

Zusammenfassung

In vorliegender Arbeit wurde eine umfassende Dokumentation der Sieveringer Schichten (Flyschzone, Wienerwald) an ihrer Typuslokalität im Gspöttgraben Steinbruch West durchgeführt. Die Untersuchungen erbrachten neue Anhaltspunkte hinsichtlich einer Klärung der stratigraphischen, tektonischen und paläogeographischen Stellung. Die Bearbeitung des Fossilinhaltes (Nannoplankton, Klein- und Großforaminiferen, Lebensspuren) ermöglichte eine Einstufung der Sieveringer Schichten in das Maastricht. Die Auswertung der Schwermineralien und der Strömungsmarken ermöglichten den Nachweis von 2 im N und O des Sedimentationsraumes gelegenen Liefergebieten. Die Gesteinsvergesellschaftung des östlichen Liefergebietes konnte durch eine Geröllanalyse näher charakterisiert werden.

Die Sieveringer Schichten sind somit nicht mehr als südlichste Zone der Kahlenberger Teildecke zu betrachten, vielmehr stehen sie in engem tektonischen Kontakt mit der südlich angrenzenden Hauptklippenzone. Als gemeinsame Bezeichnung für Hauptklippenzone, Sieveringer Schichten und die im N folgenden Unterkreide-Sedimente der Bartberg-Schichten wird der von F. BRIX geprägte Begriff „Schottenhofzone“ in Erinnerung gebracht. (Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV-AG ...“ — Erdöl-Zeitschrift 1964, S. 63 ff.)

Summary

In the presented work a wide documentation of the Sieveringer Schichten (Sievering Beds, Flysch Zone, Vienna Woods, Lower Austria) at their name-giving type locality has been made. Beyond this the analysis revealed essential facts in regard to their stratigraphical, tectonical and paleogeographical position. The examination of the fossils (Nannofossils, Smaller Foraminifera, Orbitoides and Lepidorbitoides and Trace-Fossils) indicated clearly an upper-maastrichtian age. The comparison of heavy-minerals and current-marks made it possible to divide the distributive area into two different associations of rocks, one in the north and a second in the east. The association of the eastern distributive area was characterized more clearly by a pebble analysis.

As a result of this the Sieveringer Schichten are no longer to be regarded as the southernmost zone of the Kahlenberger Teildecke (Kahlenberg-Nappe) but are to be seen in a close tectonical contact to the Hauptklippenzone (Main-Klippenzone). As a common term for Hauptklippenzone, Sieveringer Schichten and the zone of the Bartberg Schichten

in the north (Lower-Cretaceous), the name „Schottenhofzone“ („Zone of Schottenhof“), first used by F. BRIX („Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV-AG“, Erdöl-Zeitschrift 1964, p. 63 ff.) is called to mind.

Résumé

Nous donnons, dans le présent travail une documentation approfondie des caractères des couches de Sievering (zone du Flysch du Wienerwald) de la localité type. Nos recherches ont permis de trouver des nouveaux points d'appui pour expliquer la position stratigraphique, tectonique et paléogéographique de cette formation. L'étude des fossiles (nannoplancton, grands et petits foraminifères, pistes) a permis d'attribuer les couches de Sievering au Maestrichtien supérieur. L'analyse des résultats de l'étude des minéraux lourds, des figures des courants a permis de constater l'existence de bassins de sédimentation de second ordre alimentés par deux sources situées au N et à l'E du bassin de sédimentation. L'association des roches du matériel élastique provenant de la source orientale d'alimentation, a pu être caractérisé d'une manière assez précise.

Il est donc impossible de considérer les couches de Sievering comme formation qui a été sédimentée dans la zone sud de la nappe secondaire (sous unité) de Kahlenberg. Il est plus probable qu'elles se trouvent en contact tectonique avec la zone principale des klippen jalonnant du côté sud la zone à couches de Sievering. Pour désigner l'ensemble de la zone principale des klippen, les couches de Sievering et les sédiments du crétacé inférieur des couches de Bartberg nous reprénous la notion — zone de Schottenhof — introduit par F. BRIX („Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV-AG“, Erdöl-Zeitschrift 1964, p. 63 ff.).

Vorwort

Die Flyschzone am Alpennordrand gelegen hat gegenüber den Kalkalpen eine lithologische und tektonische Sonderstellung. In den Nachbarländern Österreichs wurden die spezifischen Eigenschaften derartiger Einheiten, besonders in den letzten Jahrzehnten, genauer untersucht. Die Vielfalt der Untersuchungsmethoden die zum Studium flyschoider Einheiten entwickelt wurden, werden in den meisten Fällen von einer Arbeitsgruppe behandelt.

Vorliegende Arbeiten hatten zum Ziel, an einem Profil die wesentlichsten Untersuchungsmethoden anzuwenden die zur Charakteristik flyschoider Einheiten erforderlich sind. Es wurde damit das Ziel verfolgt, eine methodische Grundlage für weitere Untersuchungen zu schaffen die zur Lösung offener Fragen in der östlichen Flyschzone Österreichs beitragen sollen.

Vorliegende Untersuchungen wurden im Rahmen eines vom Österreichischen Forschungsrat finanzierten Forschungsauftrages über den Wienerwald-Flysch mit zusätzlicher finanzieller Unterstützung seitens der Hochschuljubiläums-Stiftung der Stadt Wien und der Österreichischen Nationalbank (Jubiläumsfonds zur Förderung der Forschungs- und Lehraufgaben der Wissenschaft) ausgeführt.

Dem Geologischen Institut und seinem Vorstand Prof. Dr. E. Clar, ebenso dem Petrographischen Institut und Herrn Prof. DDr. Dipl.-Ing. H. Wieseneder ist die Arbeitsgruppe für Beratung und Bereitstellung von Arbeitsplätzen zu größtem Dank verpflichtet.

Weiters sind wir der Österreichischen Mineralölverwaltung AG. für die Durchführung von chemischen und physikalischen Analysen zu Dank verpflichtet.

Zu danken ist Herrn Ing. F. Brix und Herrn Dr. H. Stradner für zahlreiche Anregungen, Herrn Dr. G. Niedermayr für die Überlassung seiner im Steinbruch W Gspöttgraben durchgeführten petrographischen Untersuchungen.

Einleitung und Problemstellung

A. PAPP

Die Flyschzone im Raume von St. Pölten bis Wien zeigt eine Verbreiterung von W nach O. Im östlichen Teil, dem Wienerwald, umfaßt die tektonische Einheit der Flyschzone verschiedene Schichten und Schichtenverbände. Die Deutung der gegenseitigen Beziehungen einzelner Schichten und Schichtenverbände zueinander läßt derzeit verschiedene Wege der Interpretation offen.

Im östlichen Wienerwald, noch im Stadtgebiet von Wien gelegen, sind die Sieveringer Schichten, früher als Seichtwasserkreide bezeichnet, besonders bemerkenswert. Sie liegen zwischen Hauptklippenzone und Kahlenberger- bzw. Gablitzer Schichten. Sie keilen nach W aus.

Als Typuslokalität der Sieveringer Schichten wurden große aufgelassene Steinbrüche im „Gspöttgraben“ bei Sievering gewählt. Die Wahl dieser Lokalitäten erfolgte:

1. Nahe dem namengebenden Ort Sievering.
2. Die Größe und Standfestigkeit des Gesteins läßt auf längere Begehrtheit hoffen.

Es erübrigt sich darauf hinzuweisen, daß schon bei der Prägung des Begriffes „Sieveringer Schichten“ die Aufschlüsse im Gspöttgraben maßgebend waren.

Um eine präzise Lokation der Typuslokalität und der bearbeiteten Profile zu gewährleisten, wurden topographische Vermessungen durchgeführt.

Die Beurteilung der Sieveringer Schichten hat für die Abklärung der Tektonik der Flyschzone im östlichen Wienerwald eine Schlüsselposition. Eine eingehende Bearbeitung des Profils im Gspöttgraben sollte außer der Charakteristik der Typuslokalität vor allem Fragen der Herkunft des Schüttungsmaterials klären. Die Klärung dieser Frage ist für die Beurteilung primärer Sedimentationsräume von großem Interesse. Damit in engstem Zusammenhang steht eine möglichst breite Dokumentation des Fossilbestandes. Voraussetzung aller Untersuchungen mußte jedoch eine Aufnahme des Profils, der beobachtbaren Marken und ihre Interpretation sein. Daraus ergab sich eine Gliederung der gesamten Arbeit:

Beschreibung des Profils mit Berücksichtigung der Strömungsmarken und ihre Interpretation.

Fossilinhalt mit Bearbeitung des Nannoplanktons, der Kleinforaminiferen, Großforaminiferen und Lebensspuren. Als Ergebnisse waren Hinweise auf Alter und Bildungsweise der Sieveringer Schichten zu erwarten.

Eine petrographische Analyse der beobachtbaren Gesteine mußte den Modalbestand mit Leicht- und Schwermineralien berücksichtigen. Die Auswertung der Ergebnisse in Verbindung mit Korngrößen, Rundungsgrad und Geröllanalyse versprach Hinweise auf die Beschaffenheit der Liefer-

gebiete und Transportbeanspruchung. Chemische Analysen der Sandsteine und DTA vervollständigen die petrographische Charakteristik.

Anregung und wesentliche Hinweise zur Durchführung vorliegender Untersuchungen geht auf „Beobachtungen im Flysch von Triest“ (Verh. Geol. B. A., 1960) zurück. Die damals von H. KÜPPER angeregten Untersuchungen konnten als Beitrag der österreichischen Geologie zu allgemeinen Fragen des Flyschproblems gelten. Vorliegende Untersuchungen sind eine konsequente Weiterentwicklung mit der konkreten Aufgabe, einen Beitrag zur Klärung offener Fragen der östlichen Flyschzone im Wienerwald zu liefern.

Begriffsbestimmung

W. GRÜN

Es ergibt sich die Notwendigkeit, für einige der in den folgenden Kapiteln verwendeten Begriffe genauere Definitionen zu geben.

Wenn im Zusammenhang mit Turbiditen (aus Trübungsströmen entstandenden Sedimenten) vom Liefergebiet gesprochen wird, so sind darunter zwei verschiedene, oft weit voneinander entfernte Gebiete, nämlich Abtragungsraum und Bereitstellungsraum, zu verstehen.

Abtragungsraum (Distriputive Provinz): Der Raum in dem das Material der Turbidite abgetragen wird. Seine lithologische Zusammensetzung kann auf Grund der Mineral- und Gesteinskomponenten der Turbidite ermittelt werden, seine genaue paläogeographische Lage meistens nicht.

Bereitstellungsraum: Der Raum (z. B. Schelf), in dem das vom Abtragungsraum (etwa durch Flüsse) herantransportierte Material gestapelt wird. Auf seine ungefähre paläogeographische Position kann aus Strömungsrichtungen, Korngrößen und Bankmächtigkeiten geschlossen werden. Da hier fast keine Abtragung mehr stattfindet, kann über seine lithologische Zusammensetzung nichts ausgesagt werden. Der Modalbestand des gestapelten Materials wird nur geringfügig verändert (z. B. Glaukonitbildung).

Liefergebiet: Gemeinsame Bezeichnung für Abtragungsraum und Bereitstellungsraum.

Unter Gradierungszyklus (GZ) sind die Sedimente zu verstehen, die in dem Zeitraum zwischen dem Abgang zweier Trübungsströme abgelagert werden. Also nicht nur die gradierte Abfolge Sandstein—Mergel, sondern auch die in den mergelreichen Abschnitten zu beobachtende, ebenfalls gradierte Abfolge sandiger Mergel — Mergel. Sandsteinbänke mit „multiple graded bedding“ werden einem Gradierungszyklus zugeordnet, da der zur Entstehung dieser Internstruktur vorausgesetzte Abgang mehrerer Trübungsströme mit ziemlicher Sicherheit eine gemeinsame Ursache hatte und auch gleichzeitig erfolgte.

Topographische Vermessung des Profils

R. MAURER

Beilage 1, Tabelle 1

Zur Einmessung der Punkte A—I (die Endpunkte der einzelnen Profilstrecken) im Bereich des Steinbruches der Kat. Gem. Obersievering, GrundstückNr. 264 standen die Koordinaten (Gauß—Krüger) von 2 Polygonzügen

sowie von einem Einschaltpunkt zur Verfügung. Es mußte, um in die Nähe der Aufschlüsse zu kommen, ein Polygonzug, zum Teil mit Steilvisuren, beobachtet werden, der zwischen den beiden gegebenen Polygonzügen

Standpunkt	Zielpunkt	Orientierte Richtung			Länge der Seite	Gauß-Krüger	Koordinaten
		g	c	cc	m	y	x
O111	O110	335	43	02	100-65	-1,790.01	+46,597.99
	1	41	16	82	32-67	-1,684.82	+46,570.88
1	O111	241	16	82	32-67	-1,704.53	+46,544.81
	2	22	64	08	73-06	-1,659.35	+46,639.38
2	1	222	64	08	73-06	-1,684.82	+46,570.88
	3	149	37	41	52-57	-1,621.78	+46,602.58
	A	116	27	80	21-55	-1,638.50	+46,633.93
	B	95	06	93	19-84	-1,639.57	+46,640.92
	C	94	64	48	40-04	-1,619.45	+46,642.74
	D	39	02	06	84-27	-1,610.87	+46,708.31
	E	21	41	26	67-18	-1,637.18	+46,702.80
	F	11	19	36	80-17	-1,645.33	+46,718.31
	G	25	03	88	70-32	-1,632.40	+46,704.33
	2	349	37	41	52-57	-1,659.35	+46,639.38
3	4	136	88	96	82-97	-1,552.31	+46,557.15
	H	111	67	60	66-50	-1,556.40	+46,590.45
	I	69	12	07	80-68	-1,550.41	+46,640.20
	3	336	88	96	82-97	-1,621.78	+46,602.58
4	5	112	37	74	100-26	-1,453.90	+46,537.78
	4	312	37	74	100-26	-1,552.31	+46,557.15
5	6	73	87	35	66-47	-1,392.91	+46,564.30
	5	273	87	35	66-47	-1,453.90	+46,537.78
	O155	141	53	98	54-04	-1,349.93	+46,531.49
	6	341	53	98	54-04	-1,392.91	+46,564.30
O155	EP 16	364	13	52	47-60	-1,375.36	+46,571.75

Tabelle 1

eingebunden wurde. Da keine Fernpunkte zur Verfügung standen, mußten die Anfangs- und Abschlußrichtung auf den nächsten Polygonpunkt genommen werden. Die Seitenlängen schwankten je nach der Steilheit des Geländes zwischen 32 und 100 m. Zur Messung wurde ein Kern-Instrument mit optischer Distanzmessung und mit horizontalen Latten verwendet. Die Messungsergebnisse können unter Berücksichtigung der Steilheit des Geländes als gut bezeichnet werden. Der Abschlußfehler des Polygonzuges im Winkel war $2^{\circ} 69''$, in ΔX 25 cm und in ΔY 1 cm. Die Genauigkeit der eingemessenen 9 Punkte A—I liegt bei 10 cm.

Beschreibung des Profils

W. GRÜN

Beilage 2 und 3

Der Steinbruch West Gspöttgraben schließt in einer Mächtigkeit von 108 m Sievinger Schichten auf und bietet somit einen umfassenden Einblick in diese Gesteinsserie. Das auffallendste Element in dieser Serie sind

naturgemäß die für Bauzwecke einst verwendeten und daher auch am besten aufgeschlossenen, massigen Sandsteinbänke. Diese Sandsteinbänke, die oft mehrere Meter mächtig werden und nur durch dünne Mergellagen getrennt sind, zeigen vollkommene Gradierung und in einer Bank (GZ 216) tritt „multiple graded bedding“ auf. Andere Internstrukturen (Kreuzschichtung, convolute bedding) sind vergleichsweise selten, erreichen aber in einigen Bänken beträchtliche Mächtigkeiten. An Unterflächenmarken konnten hier flute casts und drag casts beobachtet und eingemessen werden.

Ein gänzlich anderes Bild bieten die im Liegenden und Hangenden anschließenden Partien. Meist feinkörnige Sandsteinbänke alternieren im *cm*-Bereich mit dünngeschichteten Mergellagen. Nur vereinzelt erreichen die Sandsteinbänke Mächtigkeiten bis 1 *m*. Dennoch zeigt auch die dünnste Sandsteinlage einen gradierten Übergang in die darüber folgende Mergellage, so daß diese feingebankten Abschnitte ebenfalls als reine Turbidit-Serien zu bezeichnen sind, umso mehr als auch die typischen Unterflächenmarken (überwiegend drag casts) in großer Häufigkeit auftreten. In beiden Zonen überwiegen die Lebensspuren gegenüber den anderen Abschnitten des Profils. Ebenso ist das Auftreten von Orbitoiden auf diese feinschichtigen Abschnitte beschränkt, wobei sie in der stratigraphisch tieferen Zone vorherrschen.

Der liegendste Teil des Profils nimmt in seiner Gesteinsvergesellschaftung und Abfolge eine gewisse Übergangsstellung zwischen den oben beschriebenen Gesteinsserien ein. Es treten hier mächtigere, vom Typus der Sievinger Sandsteine bisweilen abweichende, oft mürbe Bänke auf, die mit feingeschichteten Zonen abwechseln. In dieser Form zeigt die Gesteinsvergesellschaftung starke Anklänge an die Unteren Altlengbacher Schichten wie sie in den Autobahnaufschlüssen der Westeinfahrt Wien zu beobachten waren.

Somit kann das Profil in 4 lithologisch verschiedene Abschnitte gegliedert werden: 1. Im Liegenden eine 27 *m* mächtige Zone mit mächtigen Sandsteinbänken und geringmächtigen Mergelzwischenlagen. 2. (27—50 *m*) eine feintrhythmische Mergelfolge mit dünnen, nur vereinzelt etwas mächtigeren Sandsteinbänken. 3. Eine Zone mit mächtigen, grobkörnigen Sandsteinbänken, die allmählich wieder in eine feintrhythmische, mergelreiche 4. Zone übergeht. Diese Gliederung spiegelt sich, wie in den folgenden Kapiteln gezeigt wird, in den meisten Untersuchungsergebnissen wider.

In Beilage 3 sind neben dem lithologischen Profil die Mächtigkeit, die Handstück- und Probennummern, die durchgeführten petrographischen Untersuchungen, die Fossilführung und die gemessenen Strömungsmarken eingetragen. In einer weiteren Spalte sind die Endpunkte (A—I) der einzelnen, im Steinbruch verteilten und geodätisch vermessenen Profilstrecken (vgl. Vermessung, Beilage 1) vermerkt. In der gleichen Spalte sind die Gradierungszyklen durchlaufend numeriert. Erst die Zuordnung einzelner Untersuchungsergebnisse zum entsprechenden Gradierungszyklus ermöglichte eine genauere Darstellung und damit umfassendere Interpretation der Ergebnisse (Abb. 4). Weiters läßt sich, unter Berücksichtigung der Berechnung L. SUJKOWSKI's (Flysch sedimentation. — Geol. Soc. Am. Bull., 68, S. 543—554, New York, 1957), daß die mittlere Zeitdifferenz zwischen dem Abgang zweier Trübungsströme 4000 Jahre beträgt (für die polnischen Flyschkarpaten errechnet), ein Richtwert für die Sedimentations-

dauer der Sieveringer Schichten, soweit sie im Steinbruch W Gspöttgraben aufgeschlossen sind, angeben. Er beträgt 1·36 Millionen Jahre und obwohl es sich hier nur um einen Richtwert handelt, so berechtigt er doch zu der Feststellung, daß die Sedimentationsdauer im Vergleich zur Mächtigkeit sehr kurz war.

Strömungsmarken und ihre Interpretation

W. GRÜN

Beilage 4

Die im Steinbruch häufig zu beobachtenden „flute casts“ und „drag casts“ ergaben stark schwankende Strömungsrichtungen. Aber nicht nur die Strömungsrichtungen der einzelnen Gradierungszyklen untereinander zeigen oft sprunghafte Änderungen. Auch auf ein und derselben Unterfläche können „drag casts“ bis zu 110° divergieren (Gradierungszyklus 124). Es mußte daher von der üblichen Darstellungsform solcher Ergebnisse, etwa in Form von Richtungspfeilen oder „Richtungsrosen“, abgegangen werden und eine graphische Form gefunden werden, die der Komplexität der Ergebnisse Rechnung trägt. In Beilage 4 wurden daher auf der Abszisse die Strömungsrichtungen und auf der Ordinate die Gradierungszyklen aufgetragen. Die einzelnen Punkte stellen somit die aus einer Strömungsmarke ermittelte Richtung der Strömung dar, bezogen auf den Gradierungszyklus in dem die Marke auftritt. Mit Absicht wurden auf der Ordinate die Gradierungszyklen und nicht die Mächtigkeit aufgetragen. Es ist dadurch eine Beziehung zur Sedimentationsdauer geschaffen und die Ordinate kann, natürlich mit gewissen Einschränkungen, gleichsam als relative Zeitskala angesehen werden.

Trotz der starken Divergenz der Strömungsrichtungen im Steinbruch W Gspöttgraben kann eine Gliederung in 4 Abschnitte durchgeführt werden. Im Liegenden des Profils ist im wesentlichen eine Strömungsrichtung nach W zu erkennen. Eine einzige Ausnahme bildet der Gradierungszyklus 76 mit einer Strömungsrichtung nach NE!

Im zweiten Abschnitt, der mit GZ 124 beginnt, herrschen südliche Strömungsrichtungen vor. Der dritte Abschnitt ist durch W bis NW-Strömung charakterisiert (GZ 210—290). Im vierten Abschnitt oszilliert die Strömungsrichtung von S bis WNW. Die Ermittlung der ungefähren Strömungsrichtung aus kreuzgeschichteten Partien der Sandsteinbänke bestätigt im wesentlichen diese Gliederung.

Ergänzend wurden noch die Richtungen einiger Rippelkämme und B-Achsen aus „convolute bedding“ gemessen. Es zeigt sich, daß sowohl Rippelkämme als auch B-Achsen normal zur jeweiligen, trogparallelen Strömungsrichtung liegen. Ein Ergebnis das für diese Strömungs- und Transversalrippelmarken zu erwarten ist. Für das „convolute bedding“ ergibt sich daraus, daß eine Entstehung durch Gleitung weniger wahrscheinlich ist, vielmehr dürfte die Strömung großen Anteil an der Bildung des „convolute bedding“ haben.

Im wesentlichen kann festgehalten werden, daß in Zonen, wo mergelige Sedimentation überwiegt, S-Strömungen vorherrschen, wogegen in den sandsteinreichen Abschnitten W bis NW-Strömungen auftreten. Es dürfte also ein gewisser Zusammenhang zwischen Strömungsrichtung und der lithologischen Ausbildung bestehen. Nach DUFF et al. (1967) *) würden die Profilabschnitte mit mächtigen Sandsteinen seinem Bereich „b“ (Sandiger Flysch mit multiple graded bedding) und somit einer Position in der Nähe des Bereitstellungsraumes entsprechen. Die mergelreichen Zonen des Sievinger Profils entsprechen dem Bereich „d“ (Toniger Flysch) oder sogar dem Bereich „e“ (Pelagische Ablagerungen, Mergel—Silt-Abfolge), was für große Entfernungen vom Bereitstellungsraum spricht.

Es müßte demnach geschlossen werden, daß die Sievinger Schichten des Steinbruches W Gspöttgraben aus zwei verschiedenen Liefergebieten stammen. Der starke Wechsel der Schweremineralführung, der mit dem Wechseln der Strömungsrichtungen und lithologischen Ausbildung übereinstimmt, kann als wesentliche Bestätigung dieser Annahme gelten. (Vergl. S. 137, Abb. 4.)

Die Nannoflora des Steinbruches Sievering

G. LAUER

Abb. 2, Tafel 1—3, Tabelle 2, 3

Allgemeines

Bei der Aufnahme eines Profils aus der Oberkreide, ist es beim heutigen Stand der Forschung unerläßlich, auch eine Untersuchung des Nannofossilinhaltes durchzuführen. Dies erscheint nicht nur deshalb wichtig, weil sich gezeigt hat, daß Nannofossilien als echte Leitfossilien zu verwenden sind (M. N. BRAMLETTE & W. R. RIEDEL 1954, H. STRADNER 1963), sondern auch wegen der Vervollständigung des Bildes vom gesamten Fossilinhalt der vorliegenden Schichtfolge. Besonders in Flyschsedimenten ist die Bedeutung der Nannofossilien sehr hoch einzuschätzen, da der Bestand an anderen stratigraphisch verwendbaren Fossilien sehr zu wünschen übrig läßt und daher die Auswertung der häufig darin enthaltenen Nannofloren zu einer erheblichen Vermehrung der stratigraphischen Fixpunkte in Gebieten mit derartiger Sedimentation geführt hat (F. BRIX 1961). Nicht zuletzt besteht noch ein wesentlicher Vorteil darin, daß wegen der äußerst geringen Größe der Nannofossilien nur eine sehr kleine Menge von Probenmaterial nötig ist und es dadurch möglich wird, auch ganz dünne Zwischenlagen oder kleinste Tonlinsen in Sandsteinen auf ihren Fossilinhalt zu untersuchen.

Die systematische Forschung auf diesem Gebiet erreichte erst in jüngster Zeit einigermaßen größeren Umfang und baut zum größten Teil auf die grundlegenden Vorarbeiten von E. KAMPTNER und G. DEFLANDRE auf. Zunächst konzentrierte sich die stratigraphische Forschung hauptsächlich

*) DUFF, P. McL. D., HALLAM, A. & WALTON, E. K., 1967: *Cyclic Sedimentation*. — *Developments in Sedimentology 10*, 280 Seiten, Elsevier Publ. Comp., Amsterdam—London—New York.

auf die morphologisch recht charakteristischen Discoasteriden des Tertiärs und drang erst allmählich, hauptsächlich vermittels der Anwendung des Elektronenmikroskopes, in die Problematik der kretazischen und jurassischen Cocolithen ein. Auf diesem Gebiet befindet sich die Forschung zur Zeit in stärkstem Fluß und es ist noch nicht abzusehen in welcher Weise hier die Ergebnisse zu erwarten stehen.

Für die Stratifizierung der Oberkreide schuf H. STRADNER 1963, unter Auswertung aller damals zur Verfügung bestehenden Daten, die erste wesentliche Grundlage. Diese wird in der Folge von einer immer mehr zunehmenden Zahl von Autoren fortwährend bereichert, sodaß wir heute schon in der Lage sind, auf Grund einigermaßen günstig erhaltenen Nannofloren recht präzise stratigraphische Aussagen zu machen.

Auf stratigraphische Ergebnisse ist auch das zentrale Thema der vorliegenden Arbeit ausgerichtet und es wurde daher von einer ausführlichen systematischen Bearbeitung mit Absicht Abstand genommen.

Angewendete Arbeitsmethoden

Bei der Entnahme der Proben für die Nannofossiluntersuchungen wurde in folgender Weise vorgegangen: Zunächst wird aus dem anstehenden Tonband eine Lage ausgesucht, die möglichst wenig sandig verunreinigt, möglichst wenig verwittert und möglichst dicht ist. Dabei spielt es weniger Rolle ob das Sediment sehr weich ist, es können ruhig auch härtere Materialien verwendet werden. Im Flysch befinden sich derartige Lagen meist an der Oberkante der entsprechenden Zwischenlage. Wesentlich ist also die Kenntnis, ob die Lagerung verkehrt oder normal ist. Sodann werden unbedingt in primären Gefügen zusammenhängende Brocken, die den genannten Bedingungen entsprechen, mittels eines geeigneten Gerätes (z. B. Schraubenzieher) aus dem Sediment ausgebrochen und in ein absolut reines, gut verschließbares und beschriftetes Gefäß (Glasröhre, Filmdose, Plastiksäckchen) eingefüllt. Es genügen dazu schon einige etwa daumennagelgroße Stücke.

Bei der Arbeit im Labor muß absolute Sauberkeit stets der oberste Grundsatz sein. Im wesentlichen wird hier der von H. STRADNER & A. PAPP 1961 beschriebenen Methode gefolgt, wobei nur folgende Abänderungen zu erwähnen sind: Zur Beschleunigung des Auflösungsvorganges des Probenmaterials wird anstatt destilliertem Wasser, auf 10% verdünntes H_2O_2 verwendet. Ebenso vereinfacht die Verwendung einer anatomischen Schere, die sich in zwei Teile zerlegen läßt, das Abschaben von den Sedimentstücken recht erheblich. Weiterhin erweist es sich als bedeutende Zeitersparnis, wenn man die erhaltene Suspension auf einem Objektträger mit einem Deckglas bedeckt und so im Mikroskop unter gekreuzten Nicols sofort feststellen kann, ob eine Nannoflora enthalten ist oder nicht. Diese Methode ist zweifellos bei Discoasteriden, wie H. STRADNER & A. PAPP 1961 feststellten, wegen ihrer nicht ausreichenden Doppelbrechung problematisch, kann jedoch bei kretazischen Cocolithen, die deutliche Doppelbrechung zeigen, ohne wesentliches Risiko angewendet werden. Es bleiben somit zur Anfertigung von Dauerpräparaten, nur die Proben mit einer Flora, die für eine weitere Bearbeitung wirklich brauchbar ist.

Besonders gut erhaltene und nannofossilreiche Proben können dann durch eine weitere Behandlung qualitativ noch wesentlich verbessert werden. Durch fraktionierte Zentrifugierung, das heißt durch Abzentrifugieren der Komponenten über etwa $1\ \mu$ in der Suspension, können die Kalkkörper der Coccolithen nicht nur angereichert, sondern auch gereinigt werden. Dieser Vorgang ist allerdings recht zeitraubend, da zunächst mit Hilfe des Mikroskopes empirisch festgestellt werden muß, bei wieviel Umdrehungen der Handzentrifuge in der Restflüssigkeit, keine Nannofossilien mehr in Schwebelage sind, ein Wert der keineswegs in allen Proben konstant sein muß. Sodann wird nach der ermittelten Zahl von Umdrehungen die Resttrübe abkantiert und das abzentrifugierte Material nach neuerlicher Auffüllung wieder aufgerührt und der Vorgang solange wiederholt bis die abkantierete Flüssigkeit völlig klar, bis alle feinen Schwebstoffe aus der Probe entfernt sind. Zuletzt wurde noch die Möglichkeit ergriffen, das so erhaltene Material mit Ultraschall zu behandeln, eine Methode, die besonders reine Objekte zur Anfertigung von photographischen Aufnahmen liefert.

Für die mikroskopische Untersuchung wurde ein Leitz-Dialux-Pol Polarisationsmikroskop, ausgerüstet mit Pol-Phototubus FS 21 mit binokularem Schrägeinblick und Periplan Großfeldokularen GF $10\times$ sowie einem Fluorit Ölimmersionsobjektiv mit 95facher Vergrößerung und einer mittels Irisblende verstellbaren Apertur von 1.32—1.10 (Iris Fl Öl 95/1.32—1.10) verwendet. Die Mikrophotographien wurden mit Hilfe der vollautomatischen Mikroskopkamera Leitz Orthomat auf demselben Mikroskop unter Verwendung eines Grünfilters auf ADOX KB 14 Film hergestellt. Für die Ausarbeitung hat es sich als sehr wesentlich erwiesen, diese selbst durchzuführen, da nur so eine optimale Bildqualität erreicht werden kann. Die Arbeiten konnten im Photolabor des Geologischen Institutes der Universität Wien durchgeführt werden, wo ein Leitz Valoy II Vergrößerungsapparat zur Verfügung stand. Alle Abbildungen sind auf hartem glänzendem Photopapier der ungarischen Firma Forte kopiert (Forte Bromofort BH 14), das vergleichsweise die besten Kontraste ergibt. Von Untersuchungen mit dem Stereoscan Rastermikroskop wurde Abstand genommen, da der Erhaltungszustand des Materials für die damit erzielbaren Elektronenmikrogramme nicht ausreichend ist, wie Testaufnahmen zeigten.

Die Originalpräparate, aus welchen die Hypotypoiden auf den Tafeln 1—3 dokumentiert sind, wurden in die Sammlung der Geologischen Bundesanstalt Wien aufgenommen.

Zur Systematik und Nomenklatur

Die Ursache der derzeit bestehenden, großen Unklarheiten in der Taxonomie der fossilen Kalkflagelaten läßt sich in einigen Punkten kurz umreißen: In erster Linie ist einmal zu berücksichtigen, daß dem Paläontologen in diesem Fall üblicherweise nur einzelne Coccolithen zur Verfügung stehen, er also gezwungen ist, mit einer sogenannten Parataxonomie zu arbeiten. Die in letzter Zeit stark intensivierten elektronenmikroskopischen Untersuchungen geben nun die Möglichkeit, diese Kalkkörper in einer Weise zu charakterisieren, die weit über die Grenzen des Lichtmikroskopes hinausgeht. Wie H. STRADNER, D. ADAMIKER & O. MARESCH 1968 (Taf. 26,

Fig. 3—7, Taf. 27) am Beispiel des *Zycolithus diplogrammus* eindrucksvoll demonstrieren, besteht bei Coccolithen die Möglichkeit einer unvollständigen Auskristallisation, zumindest in der Zentralscheibe. Wenn diese Tatsache nicht berücksichtigt wird, wie das oft geschehen ist, so führt das zur Aufstellung einer Vielzahl von Paraspecies, die eigentlich synonym zu setzen sind.

Von diesen und vielen weiteren Schwierigkeiten ausgehend, ist es selbstverständlich begreiflich, wenn die Forschung noch weit von der Fixierung einer allgemein gültigen Systematik entfernt ist. Wir befinden uns in dieser Hinsicht, um mit einem Wort von O. H. SCHINDEWOLF 1950 zu sprechen, noch im „Stadium des Sammelns“, das heißt, es handelt sich derzeit darum, möglichst viel qualitativ gutes Material aus stratigraphisch eingestuftten Profilen zu bearbeiten, um so zur Aufstellung von phylogenetischen Reihen und zu einer morphologischen Taxonomie zu finden.

Die stratigraphische Forschung kann sich aber insoweit helfen, als sie rein willkürliche Formtypen, die auch im Lichtmikroskop leicht zu identifizieren sind, aufstellt und ihre Verbreitung in der Stratigraphie fixiert. Es ist jedoch festzuhalten, daß es sich bei derartigen Formtypen keineswegs um eine Paraspecies im Sinne der zoologischen bzw. der botanischen Nomenklaturregeln handeln muß. Da das Thema der vorliegenden Bearbeitung auf dem Gebiete der relativen Altersbestimmung liegt, wurde es für zweckmäßig gehalten, in der dafür entsprechenden Weise vorzugehen. Zur paläontologischen Exaktheit wäre demnach jede der angeführten Arten am besten mit dem Zusatz „ex. gr.“ zu versehen.

Selbstverständlich ist es aber auch dazu, nicht nur wegen der Terminologie, unumgänglich, den letzten Stand der rein systematischen Forschung zu berücksichtigen und somit speziell die grundlegenden neuesten Arbeiten von P. REINHARDT (1964, 1965, 1966, 1967), K. PERCH-NIELSEN (1968), sowie S. GARTNER (1968), die den vorliegenden Zeitraum betreffen, konsequentest für die Bestimmung heranzuziehen. Auch die Kenntnis des Feinbaues durch Elektronenmikrogramme, erweist sich für die Bestimmung im Lichtmikroskop als wesentliche Bereicherung. Die Ansichten über Synonymie und Nomenklatur werden nur soweit berücksichtigt, als sie einigermaßen gesichert und anerkannt sind, im übrigen wurde an der vorher geltenden Terminologie festgehalten, um eine Festlegung zu einem Thema zu vermeiden, das in diesem Zusammenhange nicht bearbeitet werden konnte.

Zur Dokumentation der angeführten Formtypen sind die beigegebenen Mikrophotos gedacht, welche diejenigen Merkmale zeigen, die zur Bestimmung verwendet wurden. Betreffs der detaillierteren morphologischen Charakteristik sei auf die oben angeführten Werke, sowie auf das Literaturverzeichnis verwiesen.

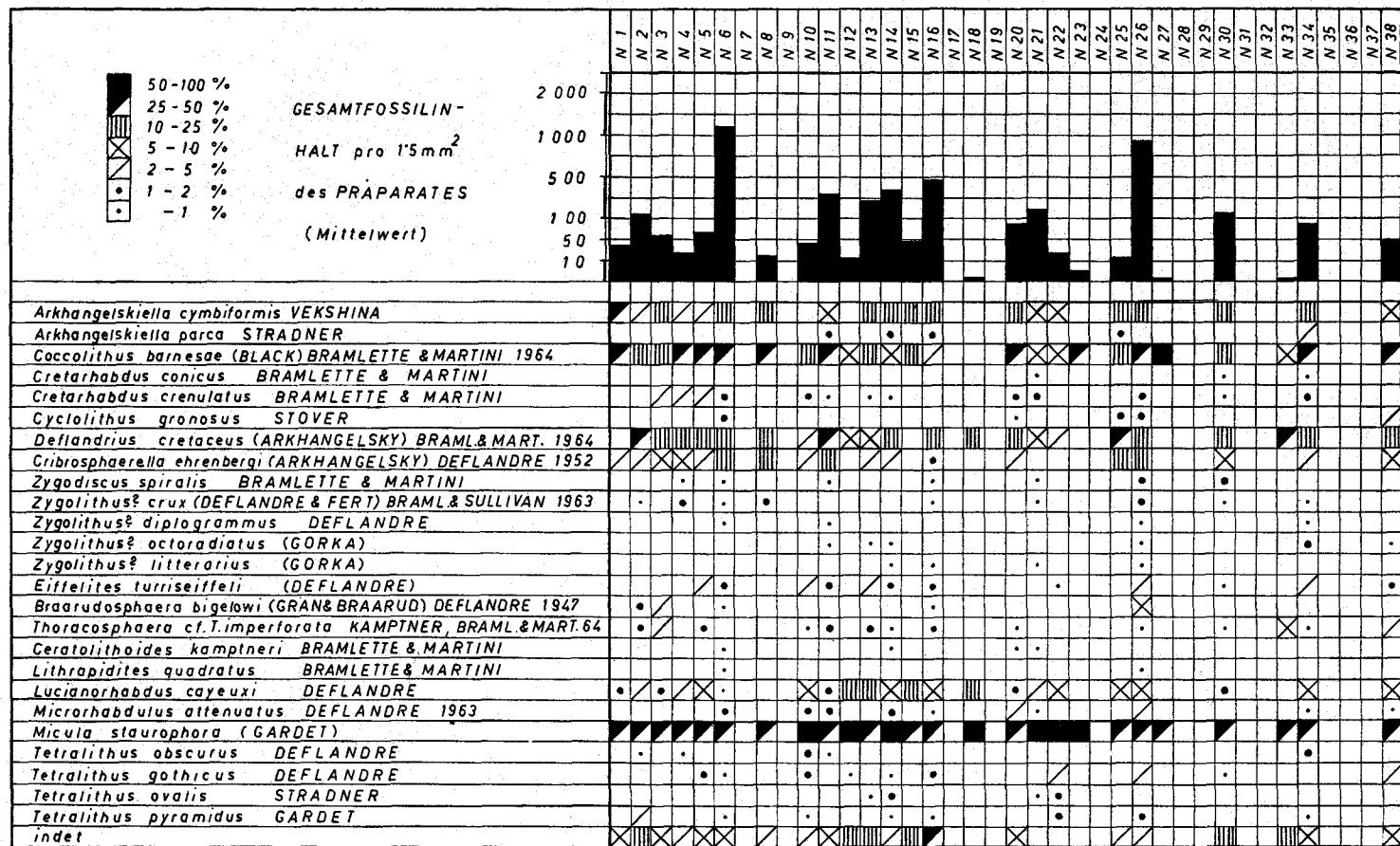
Zur stratigraphischen Stellung

In der beigegebenen Tabelle ist die stratigraphische Verbreitung der festgestellten Formtypen dargestellt, soweit sie sich aus der bisherigen Literatur ergibt. Gesicherte Synonymien wurden dabei ebenso berücksichtigt, wie die Tatsache, daß es sich um Formtypen handelt. Der Artbegriff wurde so weit erfaßt, als es die Möglichkeiten des Lichtmikroskopes erlauben.

	Cenoman	Turon	Coniac	Santon	Campan	Maastricht	Dan	Mont
<i>Arkhangelskiella cymbiformis</i>								
<i>Arkhangelskiella parka</i>								
<i>Coccolithus barnesae</i>								
<i>Cretarhabdus conicus</i>								
<i>Cretarhabdus crenulatus</i>								
<i>Cyclolithus gronosus</i>								
<i>Deflandrius cretaceus</i>								
<i>Cribrosphaerella ehrenbergi</i>								
<i>Zygodiscus spiralis</i>								
<i>Zygodiscus crux</i>								
<i>Zygodiscus diplogrammus</i>								
<i>Zygodiscus octoradiatus</i>								
<i>Zygodiscus litterarius</i>								
<i>Eiffelithus turris-eiffeli</i>								
<i>Braarudosphaera bigelowi</i>								
<i>Thoracosphaera</i> cf. <i>T. imperforata</i>								
<i>Ceratolithoides kamptneri</i>								
<i>Lithrapidites quadratus</i>								
<i>Lucianorhabdus cayeuxi</i>								
<i>Microrhabdulus attenuatus</i>								
<i>Micula staurophora</i>								
<i>Tetralithus obscurus</i>								
<i>Tetralithus gothicus</i>								
<i>Tetralithus ovalis</i>								
<i>Tetralithus pyramidus</i>								

Tabelle 2

Es fällt sofort auf, daß die Hauptmasse der Arten bis zur Maastricht Oberkante reicht, nur zwei bestehen darüber hinaus. Dies zeigt deutlich den bekannten Fossilumbruch am Ende der Kreide, der sich auch bei vielen anderen Lebewesen ereignet hat. Wesentlich für eine Fixierung des relativen Alters ist bei Nannofossilien hauptsächlich das Erstauftreten, da eine Umlagerung aus älteren Schichten nie gänzlich ausgeschlossen werden kann. Mit dem Maastricht setzen nach den bisherigen Beobachtungen zwei Arten ein: *Ceratolithoides kamptneri* und *Lithrapidites quadratus* sind Formen, die bisher nur im Maastricht beobachtet wurden und zwar von mehreren Autoren in ganz verschiedenen Lokalitäten. *Thoracosphaera* cf. *T. imperforata*, wenn schon kein Synonym von *Thoracosphaera saxea* (H. STRADNER 1961), wie M. N. BRAMLETTE & E. MARTINI 1964, S. 305, feststellen, so steht sie doch dieser Form sehr nahe. Es handelt sich um ein besonders charakteristisches Florenelement des Dan, das jedoch auch schon aus dem höheren Maastricht sporadisch bekannt ist (M. N. BRAMLETTE & E. MARTINI 1964). Leider ist es nicht gelungen, zur Gänze erhaltene Exemplare aufzufinden, es kann jedoch auch an den vorhandenen Bruchstücken eindeutig eine sehr weitgehende Identität mit den von M. N. BRAMLETTE & E. MARTINI (1964, Taf. 5, Fig. 1—2) gegebenen Abbildungen angenommen werden.



Nicht unwesentlich ist auch, daß vier der angeführten Formtypen (*Arkhangelskiella parca*, *Cyclolithus gronosus*, *Tetralithus gothicus*, *Tetralithus ovalis*) bisher im Obermaastricht noch nicht bekannt geworden sind. Von dieser Grundlage ausgehend, ist somit eine, zumindest teilweise Umlagerung nicht auszuschließen. Allerdings ist zu bemerken, daß alle vier Typen charakteristische Oberkreideformen sind, und demnach, wenn überhaupt, keine Verlagerung aus wesentlich älteren Schichtfolgen stattgefunden hat.

Aus der Tabelle auf Abb. 2, welche die prozentuelle Verteilung des Nannofossilinhaltes zeigt, geht im wesentlichen hervor, daß in der vorliegenden Profilstrecke keine Veränderung der grundlegenden Vergesellschaftung vorgeht. Die geringen Unterschiede in den einzelnen Proben lassen sich teils durch die zweifellos nicht immer völlig gleiche Zusammensetzung des ursprünglichen Planktons, teils durch eine Verschiebung der Prozentwerte bei Individuenarmut leicht erklären. Es ergibt sich somit für die Sedimentation dieses Schichtstoßes ein relativ geringer Zeitraum, ein Zeitraum in dem die Vergesellschaftung des Nannofossilinhaltes konstant geblieben ist.

Auch die Proben, die aus Tonlinsen innerhalb der Sandsteinbänke stammen (N 10, N 20—25) und somit zweifelsfrei irgendwie umgelagert sind, fügen sich absolut gut in das einheitliche Bild. Es handelt sich also bei diesen Tonlinsen mit hoher Wahrscheinlichkeit nicht um weither transportierte Elemente, sondern um losgerissene Schollen aus dem unmittelbar Liegenden, einem Gebiet mit zeitweiliger Tonsedimentation, dem Ablagerungsraum der Sieveringer Schichten.

Zusammenfassend ergibt sich eine Einstufung der Proben in den höheren Teil des Maastricht, obwohl eine Reihe von speziell für das Maastricht typischen Elementen fehlt. Wie beispielsweise *Tetralithus murus* MARTINI oder *Cylindralithus gallicus* (STRADNER) (H. STRADNER 1963, P. REINHARDT 1966). Der Vergleich mit anderen Maastrichtfloren, wie sie H. GORKA (1957, 1963), M. N. BRAMLETTE & E. MARTINI (1964), P. REINHARDT (1966), S. GARTNER (1968) und K. PERCH-NIELSEN (1968) angeben, sowohl wie das Fehlen jedes Hinweises auf Dan oder höher, scheinen jedoch die Annahme zu bestätigen, daß auf Grund der Untersuchung des Nannofossilinhaltes für das im Steinbruch Sievering West aufgeschlossene Profil, ein Alter von höherem Maastricht vorliegt.

Vergleiche zu anderen Untersuchungsergebnissen

Da im Rahmen der Bearbeitung des Steinbruchprofils aus denselben Tonlagen, die auf Nannofossilien untersucht wurden, noch weitere Ergebnisse sowohl auf paläontologischem, als auch auf petrographischem Gebiet erarbeitet wurden, erscheint es zweckmäßig, diese in geeigneter Form zusammenzustellen. Prinzipiell besteht die Möglichkeit, daß sich hierbei Daten ergeben, die Aufschlüsse über die ozeanographischen Verhältnisse zur Zeit der Sedimentation, sowie über die Geschehnisse in der Zeit von der Einbettung bis heute geben.

Aus der Tabelle 3 wird zunächst wieder recht deutlich, daß ein Zusammenhang zwischen dem Nannoplankton und den planktonischen Foraminiferen besteht. Keine der planktonführenden Proben ist ohne Nannoplankton,

S Nr.	1	2	3	3	4	7	8	10	12	13	15	17	18	19	20	22	23
N Nr.	1	3	5	6	7	12	13	15	17	19	26	28	30	32	34	36	38
Nanno gesamt																	
Individueninhalt	46	58	66	1250		20	240	45			900		200		90		55
Plankton. Foraminif.																	
Individueninhalt	200	20				25	25	8			60		30		2		
Summe der Nannoarten	5	9	10	19		5	11	4			20		13		17		12
Summe der plankton Foramini- ferenarten	3	1				2	5	1			13		2		1		
Foraminiferen gesamt																	
Individueninhalt	5000	1050			4500	1200	1100	800		1050	95	200	1000	1100	200	1200	1050
%CaCO ₃		5.78	9.78	9.78	5.41	6.03	2.18	8.46		4.73					18.15	8.37	5.93
%MgCO ₃					2.20	2.18	2.09	2.05		0.67					1.69	4.69	2.78

Tabelle 3

das arten- und individuenreichste Plankton gehört zu dem arten- und sehr individuenreichen Nannoplankton (S 15—N 26). Zu dem sandschaligen Benthos besteht, wie anzunehmen ist, kein Zusammenhang. Daraus ist nunmehr die Annahme abzuleiten, daß die Einflüsse, die am Meeresgrund auf das Benthos eingewirkt haben, für das gesamte Plankton keine, oder nur wenig Auswirkung hatten. Das scheint weiterhin darauf hinzuweisen, daß der Faktor der Umlagerung in den Tonlagen relativ als unbedeutend anzunehmen ist.

Der Gehalt an Karbonat scheint ebenfalls recht wenig Einfluß auf den Fossilinhalt auszuüben, ein Ergebnis das eigentlich nicht unbedingt zu erwarten ist. Lediglich die karbonatreichste Probe (S 20, N 34) zeigt eine hohe Artenanzahl im Nannoplankton. Selbstverständlich stehen im Rahmen dieses Steinbruchprofils viel zu wenig Daten zur Verfügung, um zu allgemein gültigen Aussagen zu kommen, es wird jedoch deutlich, daß derartige Vergleiche zu recht interessanten Ergebnissen führen, wenn man weiterhin ein Augenmerk darauf richtet.

Literatur

- ARKHANGEL-SKII, A. D., 1912: Die Oberkreideablagerungen des osteuropäischen Rußland. — *Mater. Geol. Ross.*, 25, S. 1—631, Taf. 1—10, Petersburg—Moskau.
- BLACK, M., 1964: Cretaceous and Tertiary Coccoliths from Atlantic Seamounts. — *Paleontology*, 7, S. 306—316, Taf. 50—53, London.
- , 1967: New Names for some Coccolith Taxa. — *Proc. Geol. Soc. London*.
- BLACK, M. & BARNES, B., 1959: The Structure of Coccoliths from the English Chalk. — *Geol. Mag.*, 96, S. 321—328, Taf. 8—12, London.
- BRAARUD, T., DEFLANDRE, G., HALLDAL, P. & KAMPTNER, E., 1955: Terminology, Nomenclature and Systematics of the Coccolithophoridae. — *Micropaleont.*, 11, S. 157—159, New York.
- BRIN, F., 1961: Beiträge zur Stratigraphie des Wienerwaldflysches auf Grund von Nannofossilfunden. — *Erdölz.*, 3, S. 89—100, Wien—Hamburg.
- BRAMLETTE, M. N. & MARTINI, E., 1964: The Great Change in Nannoplankton Fossils between Maastrichtian and Danian. — *Micropal.*, 10, S. 291—322, Taf. 1—7, New York.
- BRAMLETTE, M. N. & RIEDEL, W. R., 1954: Stratigraphic Value of Discoasters and some other Microfossils related to recent Coccolithophores. — *Journ. of Paleont.*, 28, Nr. 9, S. 385—403, Taf. 38—39, Menasha.
- BRAMLETTE, M. N. & SULLIVAN, F. R., 1961: Coccolithophorids and related nannoplankton of early Tertiary in California. — *Micropal.*, 7, S. 129—188, Taf. 1—14, New York.
- CARATINI, C., 1963: Etude des coccolithes du Cénomanién supérieur et du Turonien de la région du Rouen. — *Publ. Labor. Geol. d'Alger, appl. Univ. d'Alger*, Jg. 1960, Nr. 12, S. 1—61, Taf. 1—5, 9 Textfig., Alger.
- DEFLANDRE, G., 1959: Sur les nannofossiles calcaires et leur systématique. — *Rev. Micropaleont.*, 2, S. 127—152, Taf. 1—4, Paris.
- DEFLANDRE, G. & FERT, C., 1952: Sur la structure fine de quelques coccolithes fossiles observées au microscope électronique; Signification morphogénétique et application à la systématique. — *R. C. Seances Acad. Sci.*, 234, S. 2100—2102, 8 Textfig., Paris.
- , 1954: Observations sur les coccolithophoridés actuelles et fossiles en microscopie ordinaire et électronique. — *Ann. Paleont.*, 40, S. 117—176, Taf. 1—15, Paris.
- GARDET, M., 1955: Contribution à l'étude des coccolithes des terrains Néogènes de l'Algérie. — *Algeria, Serv. Carte Geol. n. ser.* 5, S. 477—550, Taf. 1—11, Algier.

- GARTNER, St., 1968: Coccoliths and related calcareous Nannofossils from Upper Cretaceous Deposits of Texas and Arkansas. — Univ. Kansas Paleont. Contr., 48, Protista, art. 1, S. 1—56, Taf. 1—28, Textfig. 1—5, Kansas.
- GORKA, H., 1957: Coccolithophoridae z Gornego Mastrychtu Polski Strodzkowej. — Acta Paleont. Pol., 2, S. 236—284, Taf. 1—5, Warszawa.
- , 1963: Coccolithophoridaes, Dinoflagelles, Hystrichosphaerids et microfossiles incertae sedis du Crétacé supérieur de Pologne. — Acta Paleont. Pol., 8, Nr. 1, S. 3—90, Taf. 1—4, 1 Tab., Textfig. 1—3, Warszawa.
- GRAN, H. H. & BRAARUD, T., 1935: A Qualitativ Study of the Phytoplankton in the Bay of Fundy and the Gulf of Maine. — Biol. Board Canada Journ., 1, S. 279—467, Textfig. 67.
- KAMPTNER, E., 1946: Zur Kenntnis der Coccolithineengattung Thoracosphaera. — Anz. Akad. Wiss. Wien, math. nat. Kl., 83, S. 100—103, Wien.
- , 1955: Fossile Coccolithineen Skelettreste aus Insulinde. Eine mikropaleontologische Untersuchung. — Verh. konkl. Nederl. Akad. Wetensch., Afd. Natuurk. ser. 2, 50, S. 1—87, Taf. 1—9, Amsterdam.
- , 1956: Zur Systematik und Nomenklatur der Coccolithineen. — Anz. Akad. Wiss. Wien, math. nat. Kl., 33, S. 4—11, Wien.
- , 1963: Coccolithineen-Skelettreste aus Tiefseeablagerungen des Pazifischen Ozeans. — Ann. Naturhist. Mus. Wien, 66, S. 139—204, Taf. 1—9, Wien.
- , 1967: Kalkflagellaten-Skelettreste aus dem Tiefseeschlamm des Südatlantischen Ozeans. — Kühn-Festschrift, Österr. Pal. Ges. 1967, S. 117—198, Taf. 1—24, 30 Textfig., Wien.
- LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H., 1966: Annotated Index and Bibliography of the Calcareous Nannoplankton. — Phycologia, 5, Nr. 2—3, S. 81—216.
- , 1968: Annotated Index and Bibliography of the Calcareous Nannoplankton. II. — Journ. of. Paleont., 42, Nr. 2, S. 548—598, Tulsa, USA.
- MARTINI, E., 1964: Die Coccolithophoriden der Dan Scholle von Katharinenhof (Fehmarn). — N. Jb. Geol. Paleont., Abh., 121, S. 47—54, Taf. 6—7, Stuttgart.
- MOOSHKOVITZ, S., 1967: First Report on the Occurrence of Nannoplankton Upper Cretaceous Sediments of Israel. — Jb. Geol. Bundesanst., 110, S. 135—168, Taf. 1—6, 1 Karte, 5 Textfig., Wien.
- NOËL, D., 1965: Sur les Coccolithes du Jurassique Européen et d'Afrique du Nord. — Edition du C. N. R. S. S. 1—209, Taf. 1—39, Paris.
- PERCH-NIELSEN, K., 1968: Der Feinbau und die Klassifikation der Coccolithen aus dem Maastrichtien von Dänemark. — Det Kongelige Danske Videnskabernes Selskab, Biologiske Skrifter, 16, Nr. 1, S. 1—96, Taf. 1—32, 44 Textfig., Kopenhagen.
- REINHARDT, P., 1964: Einige Kalkflagellaten-Gattungen (Coccolithophoriden, Coccolithineen) aus dem Mesozoikum Deutschlands. — Monatsber. d. Deutsch. Akad. Wiss. Berlin, 6, H. 10, S. 749—759, Taf. 1—2, 8 Textfig., Berlin (Ost).
- , 1965: Neue Familien für fossile Kalkflagellaten (Coccolithophoriden, Coccolithineen). — Monatsber. d. Deutsch. Akad. Wiss. Berlin, 7, H. 1, S. S. 30—40, Taf. 1—3, 6 Textfig., Berlin (Ost).
- , 1966: Fossile Vertreter coronoider und styloider Coccolithen (Familie Coccolithaceae Poche 1913). — Monatsber. d. Deutsch. Akad. Wiss. Berlin, 8, H. 6/7, S. 513—524, Taf. 1, 10 Textfig., Berlin (Ost).
- , 1966: Zur Taxionomie und Biostratigraphie des fossilen Nannoplanktons aus dem Malm, der Kreide und dem Alttertiär Mitteleuropas. — Freiburger Forschungshefte, C 196, S. 1—109, Taf. 1—23, 29 Textfig. und Tab., Leipzig.
- , 1967: Fossile Coccolithen mit rhagoidem Zentralfeld (Fam. Ahmuellerellaceae, Subord. Coccolithineae). — N. Jb. Geol. Paleont., Monatsh. 1967, S. 163—178, 12 Textfig., Stuttgart.
- REINHARDT, P. & GORKA, H., 1967: Revision of some Upper Cretaceous Coccoliths from Poland and Germany. — N. Jb. Geol. Paleont., Abh. 129, Nr. 3, S. 240—256, Taf. 31—33, 6 Textfig., 1 Tab., Stuttgart.

- STOVER, L. E., 1966: Cretaceous Coccoliths and Associated Nannofossils from France and the Netherlands. — *Micropal.*, 12, H. 2, S. 133—167, Taf. 1—9, 3 Textfig., New York.
- STRADNER, H., 1961: Vorkommen von Nannofossilien im Mesozoikum und Alttertiär. — *Erdölz.*, 77, H. 3, S. 77—88, Textfig. 1—99, Wien—Hamburg.
- 1963: New Contributions to Mesozoic Stratigraphy by Means of Nannofossils. — 6th World Petr. Congr. Frankfurt/Main 1963 Proc. Sect. 1, Nr. 4, S. 167—183, Taf. 1—6, 5 Tab., Frankfurt/Main.
- STRADNER, H., ADAMIKE, D. & MARESCH, O., 1968: Elektron Mikroskope Studies on Albian Calcareous Nannoplankton from the Delft 2 and Leidschendam 1 Deepwells, Holland. — *Verh. konkl. Nederl. Akad. Wetensch., Afd. Natuurk.*, 1 Reeks, 24, Nr. 4, S. 1—51, Taf. 1—48, 11 Textfig., 1 Tab., Amsterdam.
- STRADNER, H. & PAPP, A., 1961: Tertiäre Discoasteriden aus Österreich und deren stratigraphische Bedeutung. — *Jb. Geol. Bundesanst., Sonderbd.* 7, S. 1—160, Taf. 1—42, 4 Tab., Wien.
- VEKŠINA, V. N., 1959: Kokkolitoforidi maastrichtskich otloženij zapadnosibirskoj nižtepposti. — *Trudy sibirskogo Naučno-issle-dovatel'kogo Instituta Geologii, Geofiziki i Mineral'nogo Cyra*, 2, S. 56—77, Taf. 1—2, Leningrad.
- WALLICH, G. C., 1877: Observations on the Coccospheres. — *Ann. Mag. Nat. Hist.*, ser. 4, 19, S. 342—348, Tab. 17, London.

Kleinforminiferen

Agglutinierende Foraminiferen

W. GRÜN

Beilage 5, Tafel 4, 5

Die 20 fossilführenden Proben aus dem Steinbruch W Gspöttgraben erbrachten meist individuenreiche Sandschalerassoziationen. Wie in fast allen Flyschproben stellen auch hier die tubularen Formen ein beherrschendes Element dar. Ebenso zeigten die übrigen Arten eine für den Bereich Obercampan — Altpaleozän der Wienerwald-Flyschzone charakteristische Verteilung auf. Durch das Auftreten gewisser Formen ist jedoch eine stratigraphische Einengung im Untersuchungsbereich möglich. Nach V. POKORNY (1960, Fig. 2) ist *Hormosina excelsa* (DYLAZANKA) eine für Obersenon — Paleozän typische Form, wobei ihr Zusammentreffen mit *Rzehakina inclusa* (GRZYBOWSKI) und *Rzehakina complanata* (GRZYBOWSKI) nach dem gleichen Autor für den obersten Teil dieses Bereiches in den tschechischen Flyschkarpaten leitend sein soll. Durch unsere bisherigen Untersuchungen im Wienerwald schien sich diese Annahme bei Überprüfung durch Nannofossilien zu bestätigen. Nach den Ergebnissen in Sievering muß diese Ansicht nunmehr revidiert werden, da außer der Vergesellschaftung *Hormosina excelsa*, *Rzehakina inclusa* und *Rzehakina complanata*, alle anderen paläontologischen Untersuchungsergebnisse mehr oder weniger deutlich für Maastricht, keineswegs aber für Paleozän sprechen.

Assoziationsdivergenzen in einigen Proben lassen den Verdacht begründet erscheinen, daß allochthone oder zumindest parautochthone Faunenelemente das ansonsten einheitliche Bild der Sieveringer Sandschalerfaunen stören. So enthält Probe S 14 als einzige beträchtliche Anteile der Gattung *Plectina*, sowie *Valvulinidae* sp. indet. GEROCH und *Matanzia mariae* (VAS). Auch Probe S 15 weicht auf Grund des fast völligen Fehlens der tubularen Formen,

von der üblichen Faunenzusammensetzung ab. Im übrigen weist diese Probe mit über 60% den weitaus höchsten Planktonanteil auf. Keinerlei Verlagerungstendenzen weisen dagegen die Sandschalerfaunen der Proben S 8 und S 10 auf, obwohl im Plankton mit *Globotruncana concavata* eindeutig heterochrone Formen nachgewiesen sind. Es zeigt sich daher, daß das Erkennen verlagelter Elemente innerhalb einer Sandschalerfauna sehr schwierig und oft wahrscheinlich unmöglich ist.

Charakteristik der bestimmten Arten

Überfamilie: ASTRORHIZIDEA

Familie: SACCAMMINIDAE

Subfamilie: Psammosphaerinae

Gattung: *Psammosphaera* SCHULZE 1875

Psammosphaera fusca SCHULZE 1875

- 1875 *Psammosphaera fusca* n. sp. — SCHULZE, Comm. Wiss. Unters. Dt. Meere, Jg. 2—3, S. 113, Taf. 2, Fig. 8 a—f, rezent, Nordsee.
 1964 *Psammosphaera fusca* SCHULZE — GRÜN et al., Vh. Geol. B. A., Jg. 1964, S. 247, Taf. 3, Fig. 3, Kreide-Tertiär-Grenze, Wienerwald.

Die Gehäuse sind selten kugelig rund. Wesentlich häufiger treten abgeflachte, scheibenförmige, durch postmortale Deformation fladenförmig verdrückte Gehäuse auf. Charakteristisch ist die extrem grobe Agglutination, die damit verbundene raue Oberfläche der Schale und das Fehlen einer Mündung. Der größte Durchmesser schwankt zwischen 0.5 und 1 mm.

Subfamilie: Saccammininae

Gattung: *Saccamina* M. SARS 1869

Saccamina placenta (GRZYBOWSKI) 1898

- 1898 *Reophax placenta* n. sp. — GRZYBOWSKI, Rozpr. Akad. Um. Krakow, 33, S. 276, Taf. 10, Fig. 9, 10, Eozän—Oligozän, Karpaten, Polen.
 1953 *Saccamina placenta* (GRZYBOWSKI) — POKORNY, Bull. Int. Acad. tchèque Sci., 52, S. 6, Eozän, Steinitzer Serie, CSSR.
 1964 *Placentamina placenta* (GRZYBOWSKI) — GRÜN et al., Vh. Geol. B. A., Jg. 1964, S. 248, Taf. 3, Fig. 10, Kreide-Tertiär-Grenze, Wienerwald.
 1964 *Placentamina gutta* MAJZON — GRÜN et al., ibidem, S. 249, Taf. 3, Fig. 6, 11.
 1964 *Protonina complanata* (FRANKE) — GRÜN et al., ibidem, S. 249, Taf. 3, Fig. 8.

Ausschließlich flache, scheibenförmige Gehäuse mit einer zentralen Eindellung. Die einfache Mündung kann jede beliebige Stelle auf dem Gehäuse einnehmen. Die Schale ist meist feinkörnig, selten etwas gröber agglutiniert. Der größte Durchmesser schwankt zwischen 0.4 und 0.7 mm.

Familie: MONOTHALAMIA

Gattung: *Psammosiphonella* AVNIMELECH 1952*Psammosiphonella rzehaki* (ANDREAE) 1892

- 1892 *Rhabdammina rzehaki* n. sp. — ANDREAE, Mitth. Geol. Landesanst. Elsass-Lothr., 3, S. 114, Fig. 6, Oligozän, Elsass.
 1964 *Psammosiphonella rzehaki* (ANDREAE) — GRÜN et. al., Vh. Geol. B. A., Jg. 1964, S. 245, Taf. 3, Fig. 2, Kreide-Tertiär-Grenze, Wienerwald.

Hierher zähle ich alle röhrenförmigen, feinsandigen, einkammerigen Gehäuse mit rundem oder elliptischem Querschnitt, gerade — nur selten leicht gebogen, mit gleichbleibendem Durchmesser, ohne deutliche Anschwellungen. Die Röhren bestehen aus einer äußeren, hellen, feinsandigen Wand und einem dunklen, aus feinem Tonfilz aufgebauten Kern. Die Grenze zwischen Wand und Kern kann völlig verwaschen bis ganz scharf sein, wobei Exemplare mit rundem Querschnitt eher einen diffusen Kern besitzen, die flachgedrückten Formen dagegen fast ausschließlich eine scharfe Grenze erkennen lassen. Formen die früher als *Dendrophya robusta* GRZYB. bezeichnet wurden, sind daher, soweit sie unverzweigt sind, ebenfalls zu *Ps. rzehaki* zu stellen. Da es sich bei den vorliegenden Formen um Bruchstücke langer Röhren handelt, sind die Größenunterschiede beträchtlich. Länge: 0.3—3 mm; Durchmesser bei runden Formen: 0.2—0.8 mm; Breite bei flachgedrückten Formen: 0.3—2 mm.

Psammosiphonella cylindrica (GLAESSNER) 1937

- 1937 *Rhabdammina cylindrica* n. sp. — GLAESSNER, Probl. Palaeont., 2—3, S. 354, Taf. 1, Fig. 1, Kreide — Tertiär, Kaukasus.
 1964 *Psammosiphonella cylindrica* (GLAESSNER) — GRÜN et al., Vh. Geol. B. A., Jg. 1964, S. 246, Taf. 3, Fig. 4, Kreide-Tertiär-Grenze, Wienerwald.

Röhrenförmige, grob agglutinierte, einkammerige Gehäuse. Die Schale ist grob agglutiniert, weiß bis durchscheinend, zum Teil sogar glasig. Der Kern besteht aus einer dunklen Masse von Tonmineralien. Die Grenze zwischen Schale und Kern ist stets scharf. Der Querschnitt der Röhren ist kreisrund, doch können durch postmortale Verdrückung abgeflachte Formen auftreten. Im Gegensatz zu GLAESSNER zähle ich auch Röhren mit in unregelmäßigen Abständen auftretenden Verdickungen und Verdünnungen zu *Ps. cylindrica*, da eine artliche Trennung nicht möglich ist. Länge: 0.3—1.5 mm; Durchmesser: 0.1—0.5 mm.

Psammosiphonella annulata (ANDREAE) 1892

- 1892 *Rhabdammina annulata* n. sp. — ANDREAE, Mitth. Geol. Landesanst. Elsass-Lothr., 3, S. 114, Fig. 5, Oligozän, Elsass.
 1964 *Psammosiphonella annulata* (ANDREAE) — GRÜN et al., Vh. Geol. B. A., Jg. 1964, S. 246, Taf. 3, Fig. 5, Kreide-Tertiär-Grenze, Wienerwald.

Röhrenförmige, ausschließlich flachgedrückte, einkammerige Gehäuse, deren Schale sehr fein agglutiniert und mit reichlich kieseligem Bindemittel versehen ist. Die Oberfläche ist glatt und vorwiegend glänzend, meist bräunlich gefärbt. Häufig zeigen sich Längsfurchen, seltener oberflächliche Ein-

schnürungen und Querrunzeln. Der Kern, der von der Schale scharf abgegrenzt ist, besteht aus einem meist dunkel, selten hellgrau bis weiß gefärbten Tonfilz. Länge: 0.2—1 mm; Breite: 0.1—0.3 mm.

Gattung: *Rhizammina* BRADY 1879

Rhizammina indivisa BRADY 1884

- 1884 *Rhizammina indivisa* n. sp. — BRADY, Challenger Rep., S. 277, Taf. 29, Fig. 7, rezent, Weltmeere (p. p.).
 1964 *Rhizammina indivisa* BRADY — GRÜN et al., Vh. Geol. B. A., Jg. 1964, S. 244, Taf. 3, Fig. 1, Kreide-Tertiär-Grenze, Wienerwald.

Nach AVNIMELECH (1952) agglutiniert die Gattung *Rhizammina* nur Sandkörner, Formen die, wie die von BRADY beschriebene *Rhizammina indivisa*, Foraminiferengehäuse agglutiniert, stellt AVNIMELECH zu seiner Gattung *Testulosiphon*. Die Wandstruktur ist nach LOEBLICH & TAPPAN (1964) deutlich von der Fundschicht abhängig und variiert von einer sandigen bis zu einer vollkommen kalkigen Außenwand. Die in den Sieveringer Schichten des Steinbruches Gspöttgraben auftretenden Formen sind durchwegs sandig agglutiniert, mit reichlich kieseligem Bindemittel, seitlich stark abgeflacht, gebogen und zeigen selten Verzweigungen. Bei Fehlen von Verzweigungen sind sie nur durch die starke Abflachung und die immer auftretenden Verbiegungen von *Ps. cylindrica* zu unterscheiden.

Gattung: *Dendrophrya* WRIGHT 1861

Dendrophrya excelsa GRZYBOWSKI 1898

(Taf. 4, Fig. 1—4)

- 1898 *Dendrophrya excelsa* n. sp. — GRZYBOWSKI, Rozpr. Akad. Um. Krakow, 33, S. 272, Taf. 10, Fig. 1—4, Eozän — Oligozän, Karpaten, Polen.
 1960 *Dendrophrya excelsa* GRZYBOWSKI — GEROCH, Biul. Inst. Geol. Pol., 153, S. 121, Taf. 1, Fig. 1—11, Oberkreide — Eozän, Karpaten, Polen.

Bruchstücke zusammengedrückter Röhren, mit einer Breite von 0.2 bis 0.6 mm. Einige der Bruchstücke zeigen Verzweigungen. Die Schale ist fein agglutiniert, der Kern besteht aus einem dunklen Tonfilz.

Familie: REOPHACIDAE

Gattung: *Kalamopsis* DE FOLIN 1883

Kalamopsis grzybowskii (DYLAZANKA) 1923

- 1923 *Hyperammina Grzybowskii* n. sp. — DYLAZANKA, Roczn. Polsk. Tow. Geol. Krakow, 1, S. 65, Oberkreide, Karpaten, Polen.
 1960 *Kalamopsis grzybowskii* (DYLAZANKA) — POKORNY, Rev. Inst. France Petrol., 15, Taf. 8, 9, Oberes Senon — Paleozän, CSSR.
 1964 *Kalamopsis grzybowskii* (DYLAZANKA) — GRÜN et al., Vh. Geol. B. A., Jg. 1964, S. 254, Taf. 3, Fig. 14, Kreide-Tertiär-Grenze, Wienerwald.
 1966 *Kalamopsis grzybowskii* (DYLAZANKA) — GEROCH, Roczn. Polsk. Tow. Geol. Krakow, 36, S. 438, Fig. 6 (27—29), Unterkreide, Karpaten, Polen.

Bruchstücke abgeflachter Röhren, die in unregelmäßigen Abständen Einschnürungen aufweisen. Die Oberfläche ist sehr glatt und glänzend, die Schale besteht aus kieseligem Zement, ist durchsichtig, bräunlich. Die einzelnen Kammern sind meist longitudinal zusammengepreßt und zeigen biskottenförmigen Querschnitt. In den Einschnürungen wird die Kammerwand etwas dicker. Länge: 0.5—0.8 mm; Durchmesser: 0.2—0.3 mm.

Gattung: *Reophax* MONTFORT 1808

Reophax splendidus GRZYBOWSKI 1898

- 1898 *Reophax splendida* n. sp. — GRZYBOWSKI, Rozpr. Akad. Um. Krakow, 33, S. 278, Taf. 10, Fig. 16, Eozän — Oligozän, Karpaten, Polen.
 1964 *Reophax splendidus* GRZYBOWSKI — GRÜN et al., Vh. Geol. B. A., Jg. 1964, S. 253, Taf. 3, Fig. 15, 16, Kreide-Tertiär-Grenze, Wienerwald.
 1964 *Reophax splendidus* GRZYBOWSKI — PFLAUMANN, Inauguraldiss. München, S. 82, Taf. 11, Fig. 17, Oberkreide, Bayern.

Die in den Sievinger Schichten auftretenden Exemplare entsprechen ganz der von uns (GRÜN et al. 1964) gegebenen Beschreibung.

Reophax duplex GRZYBOWSKI 1896

- 1896 *Reophax duplex* n. sp. — GRZYBOWSKI, Rozpr. Akad. Um. Krakow, 30, S. 276, Taf. 8, Fig. 23—25, Paleozän, Karpaten, Polen.
 1964 *Reophax duplex* GRZYBOWSKI — GRÜN et al., Vh. Geol. B. A., Jg. 1964, S. 252, Taf. 3, Fig. 17, Kreide-Tertiär-Grenze, Wienerwald.

Das Gehäuse besteht aus zwei meist gleichgroßen, zusammengedrückten, scheibenförmigen Kammern. Die Schale ist mittel- bis grobkörnig agglutiniert und weist keine deutlich sichtbare Öffnung auf. Durchmesser der einzelnen Kammern: 0.4—0.8 mm.

Reophax pilulifer BRADY 1884

- 1884 *Reophax pilulifera* n. sp. — BRADY, Challenger Rep., S. 292, Taf. 30, Fig. 18—20, rezent, Weltmeere.
 1951 *Reophax pilulifera* BRADY — NOTH, Jb., Geol. B. A., Sonderb. 3, S. 25, Taf. 9, Fig. 13, Oberkreide, Flysch, Österreich.
 1964 *Reophax pilulifer* BRADY — GRÜN et al., Vh. Geol. B. A., Jg. 1964, S. 252, Taf. 3, Fig. 9, Kreide-Tertiär-Grenze, Wienerwald.
 1964 *Reophax pilulifer* BRADY — PFLAUMANN, Inauguraldiss. München, S. 81, Taf. 11, Fig. 16, Oberkreide, Bayern.
 1964 *Reophax trinitatis* (CUSHMAN & RENZ) — HANZLIKOVÁ, Vestník UUG., 39, Taf. 1, Fig. 4, Paläogen, CSSR.
 1966 *Reophax pilulifera* BRADY — HUSS, Polsk. Akad. Nauk., Prace Geol., 34, S. 22, Taf. 2, Fig. 1—6, 11, 12 (non 7—10), Oberkreide — Eozän, Karpaten, Polen.

Das Gehäuse besteht aus 3—5 Kammern, deren Durchmesser relativ rasch anwächst. Die Kammern sind in einer Linie angeordnet, kugelig, zum Teil aber auch nach allen Richtungen verdrückt. Die Gehäusewand ist oft sehr grob agglutiniert. Länge: 1.0—1.5 mm.

Reophax elongatus GRZYBOWSKI 1898

(Taf. 4, Fig. 5—8)

- 1898 *Reophax elongata* n. sp. — GRZYBOWSKI, Rozpr. Akad. Um. Krakow, 33, S. 279, Taf. 10, Fig. 19, 20, Eozän — Oligozän, Karpaten, Polen.
- 1955 *Reophax elongata* GRZYBOWSKI — GEROCH & GRADZINSKI, Roczn. Polsk. Tow. Geol., 24, Taf. 6, Fig. 5, Kreide — Paläogen, Karpaten, Polen.
- 1960 *Reophax elongata* GRZYBOWSKI — GEROCH, Biul. Inst. Geol. Pol., 153, S. 42, Taf. 3, Fig. 8, 9, Eozän, Karpaten, Polen.
- 1964 *Reophax elongatus* GRZYBOWSKI — PFLAUMANN, Inauguraldiss. München, S. 80, Taf. 11, Fig. 12, 13, Oberkreide, Bayern.

Im Gegensatz zu *R. pilulifer* sind die Kammern von *R. elongatus* länglich, selten konisch oder elliptisch. Es liegen gerade Bruchstücke mit ein bis zwei Kammern vor, deren Wand grob agglutiniert ist.

Reophax subnodulosus GRZYBOWSKI 1898

- 1898 *Reophax subnodulosa* n. sp. — GRZYBOWSKI, Rozpr. Akad. Um. Krakow, 33, S. 279, Taf. 10, Fig. 17, 18, Eozän — Oligozän, Karpaten, Polen.
- 1960 *Reophax subnodulosa* GRZYBOWSKI — GEROCH, Biul. Inst. Geol. Pol., 153, S. 41, Taf. 3, Fig. 11, Paläogen, Karpaten, Polen.

Die in den Sievinger Schichten des Steinbruches Gspöttgraben gefundenen Exemplare entsprechen genau der von GEROCH (1960) gegebenen Abbildung.

Reophax minutus TAPPAN 1940

- 1938 *Haplostiche D 2* — HECHT, Abh. senckenberg. naturf. Ges., 443, Taf. 3 a, Fig. 24 bis 26; Taf. 4, Fig. 4—8; Taf. 6 a, Fig. 29, Unterkreide, Nordwest-Deutschland.
- 1940 *Reophax minutus* n. sp. — TAPPAN, Jour. Pal., 14, S. 94, Taf. 14, Fig. 4, Unterkreide, Texas.
- 1955 *Reophax* sp. cf. *Reophax minuta* — GEROCH & GRADZINSKI, Roczn. Polsk. Tow. Geol. Krakow, 24, Taf. 5, Fig. 4, Unterkreide, Karpaten, Polen.
- 1960 *Reophax* cf. *minuta* — GEROCH, Biul. Inst. Geol. Pol., 153, S. 41, Taf. 6, Fig. 2, 3, Unterkreide, Karpaten, Polen.
- 1964 *Reophax minutus* TAPPAN — PFLAUMANN, Inauguraldiss. München, S. 83, Taf. 11, Fig. 14, Oberkreide, Bayern.
- 1966 *Reophax minutus* TAPPAN — GEROCH, Roczn. Polsk. Tow. Geol. Krakow, 36, S. 439, Fig. 7 (7—17), Unterkreide, Karpaten, Polen.

4 bis maximal 8 allmählich größer werdende Kammern sind in einer geraden, selten leicht gebogenen Linie angeordnet. Die Schale ist fein- bis mittelkörnig agglutiniert, die Wand ist feinrauh.

R. minutus wird vorwiegend aus Unterkreide-Ablagerungen beschrieben. PFLAUMANN aber findet diese Art im Obercampan der ultrahelvetischen Buntmergelserie Bayerns und schreibt: „Da es sich bei *Reophax* um niedere Sandschalerarten handelt, dürfte das Auftreten in der Oberkreide im Gegensatz zu den bisherigen Unterkreide-Funden nicht verwunderlich sein. Primitive Formen haben meist erhebliche stratigraphische Reichweiten.“

Gattung: *Hormosina* BRADY 1879

Hormosina ovulum (GRZYBOWSKI) 1896

- 1896 *Reophox ovulum* n. sp. — GRZYBOWSKI, Rozpr. Akad. Um. Krakow, 30, S. 276, Taf. 8, Fig. 19—21, Paleozän, Karpaten, Polen.
 1964 *Hormosina ovulum* (GRZYBOWSKI) — GRÜN et al., Vh. Geol. B. A., Jg. 1964, S. 254, Taf. 5, Fig. 9, Kreide-Tertiär-Grenze, Wienerwald.
 1966 *Hormosina ovulum* (GRZYBOWSKI) — GEROCH, Roczn. Polsk. Tow. Geol., 36, S. 438, Fig. 6 (30—33), Unterkreide — Eozän, Karpaten, Polen.

Es liegen nur die abgebrochenen Einzelkammern der Art vor. Die Gehäuse sind kugelig bis birnenförmig und meist seitlich etwas abgeflacht. Fast immer sind beide Öffnungen vorhanden — die Verbindung zu den benachbarten Kammern. Die Schale ist sehr feinkörnig agglutiniert, aus reichlich kieseligem Zement aufgebaut und oft durchscheinend. Die Kammerlumina werden von dunklem Tonfilz ausgefüllt. Durchmesser: 0.4—0.8 mm.

Hormosina excelsa (DYLZANKA) 1923

- 1923 *Hyperammina excelsa* n. sp. — DYLZANKA, Roczn. Polsk. Tow. Geol., 1, S. 66, Taf. 1, Fig. 3, Oberkreide, Karpaten, Polen.
 1960 *Hormosina excelsa* (DYLZANKA) — POKORNY, Rev. Inst. France Petrol., 15, S. 1121, Taf. 2, Fig. 6—8, Paleozän?, CSSR.

Die im wesentlichen röhrenförmigen Gehäuse zeigen in unregelmäßigen, aber engen Abständen kugelige Verdickungen. Diese Verdickungen sind meist flachgedrückt und besitzen daher oft einen unregelmäßigen Umriss. Die Schale ist relativ grob agglutiniert und rauh. Länge: 0.3—0.8 mm. Durchmesser der Röhren: 0.1 mm; Durchmesser der Verdickungen: 0.2 mm.

Familie: AMMODISCIDAE

Subfamilie: Ammodiscinae

Gattung: *Ammodiscus* REUSS 1862

Ammodiscus siliceus (TERQUEM) 1862

(Taf. 4, Fig. 9, 10)

- 1862 *Involutina silicea* n. sp. — TERQUEM, Mém. Acad. Imp. Metz, S. 450, Taf. 6, Fig. 11, Lias, Frankreich.
 1964 *Ammodiscus siliceus* (TERQUEM) — GRÜN et al., Vh. Geol. B. A., Jg. 1964, S. 255, Taf. 4, Fig. 1, 2, Kreide-Tertiär-Grenze, Wienerwald.
 1966 *Ammodiscus incertus* (d'ORBIGNY) — HUSS, Polsk. Akad. Nauk., Prace Geol., 34, S. 16, Taf. 2, Fig. 17—19, Unterkreide — Eozän, Karpaten, Polen.
 1966 *Ammodiscus siliceus* (TERQUEM) — GEROCH, Roczn. Polsk. Tow. Geol., 36, S. 436, Fig. 8 (2, 3), Unterkreide, Karpaten, Polen.

Nach wie vor herrscht große Unklarheit darüber, wie diese Art, die scheinbar weltweite Verbreitung besitzt, zu benennen ist. Sie führt z. B. U. PFLAUMANN (1964) 12 mögliche Artnamen an und entscheidet sich schließlich für *Ammodiscus* ex gr. *cretaceus*, obwohl diese von REUSS aufgestellte Art kalkschalig ist. POKORNY schreibt zwar in seiner Gattungsdiagnose für *Ammodiscus* (1958, S. 175): „...; die chemische Zusammensetzung der Gehäusewand stark schwankend, agglutiniert bis rein sekretorisch; im letzten Fall ent-

weder tektinös — kieselig oder (bei manchen paläozoischen Arten) feinkörnig — kalkig.“ Aber dennoch halte ich *Ammodiscus cretaceus* für eine Cornuspira, da ja kalkige *Ammodiscus*-Arten nur aus dem Paläozoikum bekannt sind. Die Identität von *Ammodiscus siliceus* (TERQUEM), einer jurassischen Form, mit den Fyschammodisciden erscheint V. POKORNY sehr zweifelhaft (briefliche Mitteilung). GEROCH (1966) identifiziert aber zumindest seine unterkretazischen Ammodisciden mit *A. siliceus*. Durchmesser: 0.5—1.0 mm; Durchmesser des Röhrenendes: 0.1 mm.

Ammodiscus tenuissimus (GÜMBEL) 1862

(Taf. 4, Fig. 11, 12)

- 1862 *Spirillina tenuissima* n. sp. — GÜMBEL, Württemb. Natw. Jh., Jg. 18, S. 214, Taf. 13, Fig. 2, Jura, Deutschland.
 1898 *Ammodiscus tenuissimus* n. sp. — GRZYBOWSKI, Rozpr. Akad. Um. Krakow, 33, S. 282, Taf. 10, Fig. 35, Eozän — Oligozän, Karpaten, Polen.
 1964 *Ammodiscus tenuissimus* (GÜMBEL) — GRÜN et al., Vh. Geol. B. A., Jg. 1964, S. 258, Taf. 4, Fig. 3, Kreide-Tertiär-Grenze, Wienerwald.
 1966 *Ammodiscus tenuissimus* (GÜMBEL) — GEROCH, Roczn. Polsk. Tow. Geol., 36, S. 437, Fig. 8 (1, 4), Unterkreide, Karpaten, Polen.

Eine papierdünne, sehr kleinwüchsige Art der Gattung *Ammodiscus*. Meistens ist diese Form zerbrochen oder zeigt radial verlaufende Sprünge. Durchmesser: 0.2—0.4 mm.

Ammodiscus infimus BORNEMANN 1874

- 1874 *Ammodiscus infimus* n. sp. — BORNEMANN, Ztschr. Dt. Geol. Ges., 26, S. 725, Taf. 18, Fig. 4—7; Taf. 19, Fig. 8, Lias, Deutschland.
 1874 *Ammodiscus asper* TERQUEM — BORNEMANN, Ztschr. Dt. Geol. Ges., 26, S. 729, Lias, Deutschland.
 1936 *Ammodiscus infimus* (STRICKLAND) — FRANKE, Abh. Preuss. Geol. Landesanst., N. F., 169, S. 15, Taf. 1, Fig. 14 a, b, Lias, Deutschland.
 1964 *Ammodiscus giganteus* MJATLIUK — PFLAUMANN, Inauguraldiss. München, S. 89, Taf. 10, Fig. 25, Oberkreide, Bayern.
 1964 *Ammodiscus infimus* FRANKE — GRÜN et al., Vh. Geol. B. A., Jg. 1964, S. 258, Taf. 4, Fig. 11, Kreide-Tertiär-Grenze, Wienerwald.
 1966 *Ammodiscus infimus* FRANKE — GEROCH, Roczn. Polsk. Tow. Geol., 36, S. 437, Fig. 8 (13, 14), Unterkreide, Karpaten, Polen.

Die Exemplare dieser grobkörnig agglutinierten, etwas unregelmäßig aufgerollten *Ammodiscus*-Art entsprechen genau unserer Abbildung und Beschreibung (GRÜN et al., 1964), sowie den von GEROCH (1966) gegebenen Abbildungen. Durchmesser: 0.7—1.3 mm.

Gattung: *Glomospira* RZEHA 1888

Glomospira charoides (JONES & PARKER) 1860

- 1860 *Trochammina squamata* var. *charoides* n. var. — JONES & PARKER, Quart. Jour. Geol. Soc. London, 16, S. 304, rezent, Mittelmeer.
 1964 *Glomospira charoides* (JONES & PARKER) — GRÜN et al., Vh. Geol. B. A., Jg. 1964, S. 260, Taf. 5, Fig. 14, Kreide-Tertiär-Grenze, Wienerwald.
 1964 *Glomospira saturniformis* MAJZON — GRÜN et al., ibidem, S. 262, Taf. 5, Fig. 13, Kreide-Tertiär-Grenze, Wienerwald.

Zwischen der völlig regelmäßig gewundenen Art *Gl. charoides* und der unregelmäßig gewundenen *Gl. gordialis* gibt es alle Übergänge, wobei nur die beiden Extremformen exakt trennbar sind. Von zahlreichen Autoren wurden die Übergangstypen als neue Arten und Unterarten ausgeschieden. Auch in unserer Arbeit (GRÜN et al., 1964) haben wir noch die Art *Gl. saturniformis* von *Gl. charoides* getrennt, da wir annahmen, daß das Umschwenken der Windungsrichtung bei *Gl. saturniformis* ein Artmerkmal ist, wie es ja auch MAJZON (1943, S. 155) angibt. Unser weiteres Material hat jedoch gezeigt, daß es sich ebenfalls um eine der vielen Ausbildungsarten von *Gl. charoides* handelt. Ohne in der Synonymieliste näher darauf einzugehen, betrachte ich auch die Arten *Gl. favilla* EMILIANI 1954, *Gl. improcera* HARRIS & JOBE 1951, sowie die Unterarten *Gl. charoides corona* CUSHMAN & JARVIS 1928 und *Gl. charoides leroyi* SAID & KENAWY 1956 als Synonyme von *Gl. charoides*. Durchmesser: 0.1—0.3 mm.

Glomospira gordialis (JONES & PARKER) 1860

- 1860 *Trochammina squamata* var. *gordialis* n. var. — JONES & PARKER, Quart. Jour. Geol. Soc. London, 16, S. 304, rezent, Mittelmeer.
 1964 *Glomospira gordialis* (JONES & PARKER) — GRÜN et al., Vh. Geol. B. A., Jg. 1964, S. 261, Taf. 5, Fig. 12, Kreide-Tertiär-Grenze, Wienerwald.

Die röhrenförmige, ungeteilte Sekundärkammer ist im Gegensatz zu *Gl. charoides* unregelmäßig aufgewickelt. Die Schale besteht aus kieseligem Zement und ist glatt. Durchmesser: 0.15—0.35 mm.

Glomospira irregularis (GRZYBOWSKI) 1898

- 1865 *Trochammina proteus* n. sp. — KARRER, Sitzber. Akad. Wiss., 52, S. 494, Taf. 1, Fig. 7, Oberkreide, Wienerwald.
 1898 *Ammodiscus irregularis* n. sp. — GRZYBOWSKI, Rozpr. Akad. Um. Krakow, 33, S. 285, Taf. 11, Fig. 2, 3, Eozän — Oligozän, Karpaten, Polen.
 1898 *Ammodiscus gorayskii* n. sp. — GRZYBOWSKI, Rozpr. Akad. Um. Krakow, 33, S. 283, Taf. 11, Fig. 5, Eozän — Oligozän, Karpaten, Polen.
 1901 *Ammodiscus dubius* n. sp. — GRZYBOWSKI, Rozpr. Akad. Um. Krakow, 41, S. 274, Taf. 8, Fig. 12, 14, Oberkreide, Karpaten, Polen.
 1937 *Glomospira irregularis* (GRZYBOWSKI) — GLAESSNER, Probl. Palaeont., 2—3, S. 359, Taf. 1, Fig. 7, Kreide — Tertiär, Kaukasus UdSSR.
 1960 *Glomospira irregularis* (GRZYBOWSKI) — GEROCH, Biul. Inst. Geol. Pol., 153, S. 47, Taf. 4, Fig. 9, 10, Kreide — Paläogen, Karpaten, Polen.
 1964 *Glomospira irregularis* (GRZYBOWSKI) — GRÜN et al., Vh. Geol. B. A., Jg. 1964, S. 263, Taf. 4, Fig. 4, Kreide-Tertiär-Grenze, Wienerwald.
 1964 *Glomospira irregularis* (GRZYBOWSKI) — HANZLIKOVA, Vestnik UUG., 39, Taf. 1, Fig. 7, Paläogen, Karpaten, CSSR.
 1964 *Glomospira gordialis* (JONES & PARKER) — PFLAUMANN, Inauguraldiss. München, S. 92, Taf. 11, Fig. 1, 2, Oberkreide, Bayern. (p. p.).
 1964 *Glomospira gorayskii* (GRZYBOWSKI) — PFLAUMANN, Inauguraldiss. München, S. 93, Taf. 11, Fig. 3, Oberkreide, Bayern.
 1967 *Glomospira irregularis* (GRZYBOWSKI) — SANDULESCU, Ass. Geol. Carpato-Balkanique, 8. Congr., Fig. 31, Unterkreide, Rumänien.

Beschreibung nach GEROCH (1960): „Test resembles that of *Glomospira gordialis* or *G. gordialis* var. *diffundens* and differs from these in having rough surface a more irregular coiling of the tubular chamber and mostly larger dimensions.“

Nach dieser Beschreibung sind auch die beiden von PFLAUMANN (1964) angeführten Arten *Gl. gordialis* und *Gl. gorayskii* synonym. PFLAUMANN beschreibt seine *Glomospira gordialis* als „völlig unregelmäßig aufgewickelt. Die Gehäuseoberfläche ist meist angeraut. Die Größe schwankt zwischen 0.1 mm und 1.5 mm maximalen Durchmessers.“

In seinen Bemerkungen zur Art *Glomospira gorayskii* schreibt er: „Diese Form tritt nur in Proben auf, die zahlreiche Glomospiren vom *gordialis*-Typ führen. Es liegt der Verdacht nahe, daß es sich hier ebenfalls nur um Extremformen dieser Art handelt.“

Darüber hinaus hat bereits GLAESSNER (1937, S. 359) *Ammodiscus gorayskii* GRZYBOWSKI seiner *Glomospira irregularis* synonym gesetzt.

Gattung: *Glomospirella* PLUMMER 1945

Glomospirella gaultina (BERTHELIN) 1880

(Taf. 5, Fig. 1—3)

- 1880 *Ammodiscus gaultinus* n. sp. — BERTHELIN, Mém. Soc. Geol. France, Ser. 3, 1, S. 19, Taf. 1, Fig. 3 a, b, Unterkreide, Frankreich.
- 1964 *Glomospirella gaultina* (BERTHELIN) — GRÜN et al., Vh. Geol. B. A., Jg. 1964, S. 259, Taf. 4, Fig. 5, 6, Kreide-Tertiär-Grenze, Wienerwald.
- 1964 *Glomospira serpens* (GRZYBOWSKI) — HANZLIKOVÁ, Vestník UUG., 39, Taf. 1, Fig. 8, 9, Paläogen, Karpaten, CSSR.
- 1964 *Involutina irregularis* (REUSS) — MARTIN, Jb. Geol. B. A., Sonderb. 9, S. 45, Taf. 1, Fig. 12, 13, Oberkreide — Alttertiär, Kalifornien.
- 1966 *Ammodiscus gaultinus* BERTHELIN — HUSS, Polsk. Akad. Nauk., Prace Geol., 34, S. 17, Taf. 3, Fig. 9—11, Unterkreide, Karpaten, Polen.

Die in den Sievinger Schichten gefundenen Formen entsprechen ganz der von uns (GRÜN et al., 1964) gegebenen Beschreibung.

Subfamilie: Rzehakininae

Gattung: *Rzehakina* CUSHMAN 1927

Rzehakina inclusa (GRZYBOWSKI) 1901

- 1901 *Spiroloculina inclusa* n. sp. — GRZYBOWSKI, Rozpr. Akad. Um. Krakow, 41, S. 260, Taf. 7, Fig. 20, Oberkreide, Karpaten, Polen.
- 1955 *Rzehakina inclusa* (GRZYBOWSKI) — GEROCH & GRADZINSKI, Roczn. Polsk. Tow. Geol., 24, Taf. 5, Fig. 6 a—d, Oberkreide — Paleozän, Karpaten, Polen.
- 1960 *Rzehakina inclusa* (GRZYBOWSKI) — GEROCH, Biul. Inst. Geol. Pol., 153, S. 63, Taf. 4, Fig. 11, Oberkreide — Paleozän, Karpaten, Polen.
- 1960 *Rzehakina inclusa* (GRZYBOWSKI) — POKORNY, Rev. Inst. France Petrol., 15, S. 1121, Taf. 2, Fig. 2—4, Paleozän?, Karpaten, CSSR.

Im Gegensatz zu *Rzehakina epigona* ist *Rzehakina inclusa* auf beiden Seiten durchgehend gewölbt und die umbilikalen Vertiefungen sind nicht so deutlich wie bei *Rz. epigona*. Es ist höchstens die letzte Windung sichtbar. Die Innenstruktur der Kammern entspricht der von *Rz. epigona*. Demzufolge ist es schwer, eine scharfe Grenze zwischen beiden Arten festzulegen.

Es ist nicht richtig daß *Rzehakina inclusa* für Dan — Altpaleozän leitend ist, wie es POKORNY (1960, S. 1117) in seiner Tabelle darstellt. GEROCH (1960, S. 63) berichtet aus seinem Arbeitsgebiet SE Teschen, daß *Rz. inclusa* nur in den untersten Istebna Schichten (Campan) auftritt. Im Wienerwald ist *Rz. inclusa* sowohl im Flysch als auch in der Klippenhülle (Kaumberger Serie) von O. Campan bis Eozän anzutreffen. Eine schwache Häufung im Paleozän ist allerdings in beiden Zonen zu beobachten. Länge: 0.5—0.8 mm; Breite: 0.3—0.55 mm; Dicke: 0.15—0.25 mm.

Rzehakina epigona (RZEHAK) 1895

- 1895 *Silicina epigona* n. sp. — RZEHAK, Ann. k. k. Nat. Hist. Hofmus., 10, S. 214, Taf. 6, Fig. 1, Tertiär, Österreich.
- 1927 *Rzehakina epigona* (RZEHAK) — CUSHMAN, Roy. Canada Trans., Ser. 3, 21, Taf. 23, Fig. 4, Kreide, Kanada.
- 1955 *Rzehakina epigona* (RZEHAK) — GEROCH & GRADZINSKI, Roczn. Polsk. Tow. Geol., 24, Taf. 5, Fig. 7 a—d, Oberkreide — Paläogen, Karpaten, Polen.
- 1960 *Rzehakina epigona* (RZEHAK) — GEROCH, Biul. Inst. Geol. Pol., 153, S. 62, Taf. 4, Fig. 14—16, Oberkreide — Paläogen, Karpaten, Polen.
- 1964 *Rzehakina epigona* (RZEHAK) — GRÜN et al., Vh. Geol. B. A., Jg. 1964, S. 271, Taf. 5, Fig. 7, 11, Kreide-Tertiär-Grenze, Wienerwald.
- 1964 *Rzehakina epigona* (RZEHAK) var. *lata* CUSHMAN & JARVIS — MARTIN, Jb. Geol. B. A., Sonderb. 9, S. 56, Taf. 4, Fig. 2 a—c, Oberkreide — Alttertiär, Kalifornien.

Die umbilikalen Vertiefungen sind stärker als bei *Rz. inclusa*. Der letzte Umgang ist noch stark verdickt, er umgibt den Innenteil fast ganz, so daß der spiralförmige Anfangsteil oft verdeckt ist. Es ist aber mindestens die letzte Windung sichtbar. Länge: 0.3—0.7 mm; Breite: 0.2—0.5 mm; Dicke: 0.1—0.2 mm.

Rzehakina complanata (GRZYBOWSKI) 1901

- 1901 *Spiroloculina complanata* n. sp. — GRZYBOWSKI, Rozpr. Akad. Um. Krakow, 41, S. 261, Taf. 7, Fig. 26, Oberkreide, Karpaten, Polen.
- 1964 *Rzehakina complanata* (GRZYBOWSKI) — GRÜN et al., Vh. Geol. B. A., Jg. 1964, S. 272, Taf. 5, Fig. 8, 17, Kreide-Tertiär-Grenze, Wienerwald.

Der Bau des Gehäuses ist im wesentlichen der gleiche wie bei *Rz. epigona*. Der Unterschied zu dieser Spezies liegt darin, daß der letzte Umgang nicht so stark verdickt ist und daher die inneren Windungen sichtbar werden. *Rz. complanata* ist im allgemeinen etwas größer als *Rz. epigona*. Länge: 0.4—0.8 mm; Breite: 0.2—0.5 mm; Dicke: 0.1—0.15 mm.

Überfamilie: LITUOLIDEA

Familie: LITUOLIDAE

Gattung: *Trochamminoides* CUSHMAN 1910

Trochamminoides contortus (GRZYBOWSKI) 1898

- 1898 *Trochammina contorta* n. sp. — GRZYBOWSKI, Rozpr. Akad. Um. Krakow, 33, S. 287, Taf. 11, Fig. 12—14, Eozän — Oligozän, Karpaten, Polen.
- 1960 *Trochamminoides contortus* (GRZYBOWSKI) — GEROCH, Biul. Inst. Geol. Pol., 153, Taf. 5, Fig. 3, Kreide — Paläogen, Karpaten, Polen.

- 1964 *Trochamminoides contortus* (GRZYBOWSKI) — GRÜN et al., Vh. Geol. B. A., Jg. 1964, S. 266, Taf. 4, Fig. 7, 8, Kreide-Tertiär-Grenze, Wienerwald.
 1967 *Trochamminoides contortus* (GRZYBOWSKI) — SANDULESCU, Ass. Geol. Carpato-Balkanique, 8. Congr., Fig. 3, Unterkreide, Rumänien.

Die Gehäuse sind planspiral aufgerollt. Die Kammern sind sehr gut voneinander getrennt, die Suturen sind deutlich zu erkennen. Die Gehäuseoberfläche ist meist glatt, die Wand feinkörnig agglutiniert. Die Abbildungen von GRZYBOWSKI und GEROCH entsprechen am besten meinen Formen. Größter Durchmesser: 0.4—1.8 mm; Dicke: 0.25—0.8 mm.

Trochamminoides variolarius (GRZYBOWSKI) 1898

- 1898 *Trochammina variolaria* n. sp. — GRZYBOWSKI, Rozpr. Akad. Um. Krakow, 33, S. 288, Taf. 11, Fig. 15, Eozän — Oligozän, Karpaten, Polen.
 1898 *Trochammina deformis* n. sp. — GRZYBOWSKI, Rozpr. Akad. Um. Krakow, 33, S. 288, Taf. 11, Fig. 20—22, Eozän — Oligozän, Karpaten, Polen.
 1964 *Trochamminoides variolarius* (GRZYBOWSKI) — GRÜN et al., Vh. Geol. B. A., Jg. 1964, S. 267, Taf. 4, Fig. 12, 14, Kreide-Tertiär-Grenze, Wienerwald.

Die in den Sievinger Schichten auftretenden Formen entsprechen ganz der von uns (GRÜN et al., 1964) gegebenen Beschreibung.

Trochamminoides irregularis (WHITE) 1928

(Taf. 5, Fig. 4, 5)

- 1928 *Trochammina irregularis* n. sp. — WHITE, Jour. Pal., 2, S. 307, Taf. 42, Fig. 1, Oberkreide, Mexiko.
 1937 *Trochamminoides irregularis* (WHITE) — GLAESSNER, Probl. Palaeontol., 2—3, S. 360, Taf. 1, Fig. 9 a, b, Kreide — Tertiär, Kaukasus.
 1964 *Trochamminoides irregularis* (WHITE) — GRÜN et al., Vh. Geol. B. A., Jg. 1964, S. 265, Taf. 4, Fig. 13, Kreide-Tertiär-Grenze, Wienerwald.

Durch das fortwährende Ändern der Windungsebene ist diese Form völlig unregelmäßig gewunden und erreicht dadurch ihr charakteristisches Aussehen. Eine sehr gute Abbildung gibt GLAESSNER, der in dieser Arbeit die von WHITE beschriebene Art zur Gattung *Trochamminoides* stellt. Durchmesser: 0.8—1.6 mm.

Trochamminoides elegans (RZEHA) 1887

- 1865 *Trochammina proteus* n. sp. — KARRER, Sitzber. Akad. Wiss., 52, S. 494, Taf. 1, Fig. 8, Oberkreide, Wienerwald.
 1887 *Trochammina elegans* n. sp. — RZEHA, Vh. k. k. Geol. R. A., Jg. 1887, S. 88, Eozän, Mähren, CSSR.
 1964 *Trochamminoides proteus* (KARRER) — GRÜN et al., Vh. Geol. B. A., Jg. 1964, S. 264, Taf. 4, Fig. 9, Kreide-Tertiär-Grenze, Wienerwald.
 1964 *Trochamminoides proteus* (KARRER) — MARTIN, Jb. Geol. B. A., Sonderb. 9, S. 47, Taf. 2, Fig. 1 a, b, Oberkreide — Alttertiär, Kalifornien.
 1966 *Trochamminoides elegans* (GRZYBOWSKI) — HUSS, Polsk. Akad. Nauk., Prace Geol., 34, S. 28, Taf. 4, Fig. 28—32, Oberkreide — Paleozän, Karpaten, Polen.

Das relativ große Gehäuse ist regelmäßig gekammert und planspiral aufgerollt. In unserer Arbeit (1964) stellten wir diese Form zur Spezies *Tr. proteus* (KARRER). Da aber die in meinem Material auftretenden Gehäuse durchwegs regelmäßig und in kurzen Abständen gekammert sind, müssen

sie zu der von RZEHAKE beschriebenen und von GRZYBOWSKI abgebildeten Art *Tr. elegans* gestellt werden. *Tr. proteus* dagegen ist unregelmäßig gekammert und nicht ganz planspiral aufgerollt.

Trochamminoides trifolius (EGGER) 1899

- 1899 *Haplophragmium trifolium* n. sp. — EGGER, Abh. Kgl. Bayer. Akad. Wiss., mat.-phys. Cl., 21, S. 137, Taf. 1, Fig. 10, 11, 32, 52, 53, Kreide, Bayern.
 1957 *Trochammina trifolium* (EGGER) — ZIEGLER, Geol. Bav., 30, S. 72, Coniac, Oberpfalz, Deutschland.
 1964 *Trochamminoides trifolius* (EGGER) — GRÜN et al., Vh. Geol. B. A., Jg. 1964, S. 266, Kreide-Tertiär-Grenze, Wienerwald.

Das Gehäuse besteht aus drei, selten vier rasch größer werdenden Kammern, die den Beginn einer Aufrollung andeuten. Die Kammern sind seitlich stark abgeflacht. Die Schale ist glatt und durchscheinend. Die Größe der Gehäuse übersteigt nicht 0.3 mm. Die in den Sievinger Schichten auftretenden Exemplare entsprechen den Abbildungen von EGGER.

Trochamminoides folius (GRZYBOWSKI) 1898

- 1898 *Trochammina folium* n. sp. — GRZYBOWSKI, Rozpr. Akad. Um. Krakow, 33, S. 288, Taf. 11, Fig. 7—9, Eozän — Oligozän, Karpaten, Polen.
 1964 *Trochamminoides folius* (GRZYBOWSKI) — GRÜN et al., Vh. Geol. B. A., Jg. 1964, S. 266, Taf. 4, Fig. 15, 16, Kreide-Tertiär-Grenze, Wienerwald.

Im Gegensatz zu *Tr. variolarius* besitzt *Tr. folius* etwas länglichere Kammern. Auch sind sie seitlich mehr abgeflacht, was dafür spricht, daß die Kammerwände bei *Tr. folius* dünner sind. Das Gehäuse ist anfangs planspiral aufgerollt und später gerade gestreckt. Die Zahl der Kammern schwankt zwischen 6 und 12, wobei die inneren Kammern meist nicht deutlich ausgebildet sind.

Gattung: *Haplophragmoides* CUSHMAN 1910

Haplophragmoides walteri (GRZYBOWSKI) 1898

- 1898 *Trochammina walteri* n. sp. — GRZYBOWSKI, Rozpr. Akad. Um. Krakow, 33, S. 290, Taf. 11, Fig. 31, Eozän — Oligozän, Karpaten, Polen.
 1937 *Haplophragmoides walteri* (GRZYBOWSKI) — GLAESSNER, Probl. Palaeontol., 2—3, S. 362, Taf. 1, Fig. 11, Kreide — Tertiär, Kaukasus, UdSSR.
 1947 *Cyclammina lamella* n. sp. — VASICEK, Vestník UUG., 22, S. 243, Abb. 1; Taf. 2, Fig. 13, Oberkreide, Mähren, CSSR.
 1950 *Haplophragmoides walteri* (GRZYBOWSKI) — POKORNY, Bull. Inter. Acad. tchèque Sci., 50, S. 12, Taf. 1, Fig. 12, Eozän, Mähren, CSSR.
 1960 *Haplophragmoides walteri* (GRZYBOWSKI) — GEROCHE, Biul. Inst. Geol. Pol., 153, S. 49, Taf. 5, Fig. 5, Paläogen, Karpaten, Polen.
 1964 *Haplophragmoides walteri* (GRZYBOWSKI) — GRÜN et al., Vh. Geol. B. A., Jg. 1964, S. 268, Taf. 5, Fig. 10, Kreide-Tertiär-Grenze, Wienerwald.

Das Gehäuse ist flach, planspiral und involut aufgerollt. Im letzten Umgang zeigen sich 5—8 gleichmäßig gewölbte Kammern, die an der Peripherie schwach lappenförmig hervortreten. Nabel ist keiner vorhanden. Im Querschnitt läßt der Außenrand des Gehäuses eine stumpfe Kante erkennen. Die Schale ist feinsandig agglutiniert, die Wand ist glatt.

Diese charakteristische Art wurde von GLAESSNER am besten abgebildet. Die Abbildungen von GRZYBOWSKI und GEROCH hingegen zeigen die viel selteneren Exemplare mit mehr als 7 Kammern. Im vorliegenden Material überwiegen die 5—6kammerigen Formen.

Gattung: *Recurvoides* EARLAND 1934

Recurvoides deflexiformis (NOTH) 1912

- 1912 *Trochammina deflexiformis* n. sp. — NOTH, Beitr. Geol. Pal. Öster.-Ung. Orients, 25, S. 14, Taf. 1, Fig. 10, Alttertiär, CSSR.
 1950 *Recurvoides deflexiformis* (NOTH) — POKORNY, Bull. Inter. Acad. tchèque Sci., 50, S. 16, Eozän, Mähren, CSSR.
 1955 *Recurvoides deflexiformis* (NOTH) — HOMOLA & HANZLIKOVÁ, Sbornik UUG., 21, S. 388, Taf. 7, Fig. 11, Eozän, Karpaten, CSSR.
 1960 *Recurvoides deflexiformis* (NOTH) — GEROCH, Biul. Inst. Geol. Pol., 153, S. 52, Taf. 5, Fig. 6, Eozän, Karpaten, Polen.
 1964 *Recurvoides deflexiformis* (NOTH) — PFLAUMANN, Inauguraldiss. München, S. 101, Taf. 13, Fig. 1 a, b, Oberkreide, Bayern.
 1964 *Recurvoides loczyi* (MAJZON) — GRÜN et al., Vh. Geol. B. A., Jg. 1964, S. 269, Taf. 5, Fig. 3, 4, Kreide-Tertiär-Grenze, Wienerwald.

Das Gehäuse ist sehr grob agglutiniert, die 7—11 Kammern sind in 2 Windungen angeordnet, deren Achsen annähernd senkrecht aufeinander stehen. Die innere Windung umfaßt meist 3—5 Kammern und ist von beiden Seiten zu sehen. In Glyzerin aufgehellte, sind die relativ großen, kugelig-runden bis abgeflachten Kammerlumina deutlich zu erkennen. Im Gegensatz dazu sind die sehr kurzen Kammerverbindungen nur schlecht erkennbare Röhrchen. Die von uns (GRÜN et al., 1964) als *Recurvoides loczyi* beschriebenen Formen sind synonym zu setzen.

Recurvoides gerochi PFLAUMANN 1964

- 1964 *Recurvoides gerochi* n. sp. — PFLAUMANN, Inauguraldiss. München, S. 102, Taf. 14, Fig. 1 a—d, Oberkreide, Bayern.

Die in den Sieveringer Schichten auftretenden Exemplare dieser Gattung entsprechen der Beschreibung und den Abbildungen PFLAUMANNs. Die Gehäusewand ist meist grobkörnig agglutiniert und die Gehäuseoberfläche daher sehr rau. Das von PFLAUMANN angegebene Längen-Breiten-Verhältnis der letzten Kammern (1 : 3) kann bei den vorliegenden Exemplaren noch übertroffen werden.

Familie: TROCHAMMINIDAE

Gattung: *Trochammina* PARKER & JONES 1859

Trochammina globigeriniformis (PARKER & JONES) 1865

(Taf. 5, Fig. 6)

- 1865 *Lituola nautiloidea* LAMARCK var. *globigeriniformis* n. var. — PARKER & JONES, Phil. Trans. Roy. Soc. London, 155, S. 407, Taf. 15, Fig. 46, 47, rezent, Atlantischer Ozean, Arktis.

- 1910 *Trochammina globigeriniformis* (PARKER & JONES) — CUSHMAN, U. S. Nat. Mus. Bull., 71, S. 124, Abb. 193—195, rezent, Nord-Pazifik.
- 1928 *Trochammina böhmi* n. sp. — FRANKE, Abh. Preuss. Geol. Landesanst., N. F., Heft 111, S. 174, Taf. 15, Fig. 24, Oberkreide, Nord- und Mitteldeutschland.
- 1946 *Trochammina globigeriniformis* (PARKER & JONES) — CUSHMAN, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 206, S. 51, Taf. 15, Fig. 8, 10, 11, Oberkreide, USA.
- 1950 *Trochammina hisanohamaensis* n. sp. — ASANO, Pac. Sci., 4, S. 159, Taf. 1, Fig. 8 a bis c, Oberkreide, Japan.
- 1957 *Trochammina umiatensis* n. sp. — TAPPAN, U. S. Nat. Mus. Bull., 215, S. 214, Taf. 67, Fig. 27—29, Kreide, Alaska.
- 1960 *Trochammina* ex gr. *globigeriniformis* (JONES & PARKER) — GEROCH, Biul. Inst. Geol. Pol., 153, S. 65, Taf. 7, Fig. 2, Oberkreide, Karpaten, Polen.
- 1960 *Trochammina hisanohamaensis* ASANO — TAKAYANAGI, Rep. Sci. Rep. Tohoku Univ., Sendai, Japan, Ser. II, 32, S. 86, Taf. 4, Fig. 2 a—c, Oberkreide, Japan.
- 1964 *Trochammina globigeriniformis* (PARKER & JONES) — PFLAUMANN, Inauguraldiss. München, S. 113, Taf. 14, Fig. 9 a, b, Oberkreide, Bayern.

Das freie Gehäuse besteht aus 12—16 allmählich anwachsenden Kammern, die trochospiral aufgerollt sind. Die lateral stark zusammengepreßten Formen erreichen Größen bis zu 1 mm. Die letzte Windung ist aus 3—4 Kammern aufgebaut. Meine Exemplare entsprechen sowohl der Abbildung von PFLAUMANN, als auch der von GEROCH ex gr. bestimmten Form. Im Gegensatz zum vorliegenden Material wird von beiden Autoren ein max. Durchmesser von 0.5 mm angegeben. Die Schale ist mittelkörnig agglutiniert, die Wand ist rauh.

Familie: VERNEUILINIDAE

Subfamilie: Valvulininae

Gattung: *Plectina* MARSSON 1878

Plectina cf. *apicularis* (CUSHMAN), GEROCH & GRADZINSKI 1955

- 1884 *Gaudryina siphonella* REUSS — BRADY, Challenger Rep., S. 382, Taf. 46, Fig. 17 bis 19, rezent, Weltmeere.
- 1911 *Gaudryina apicularis* n. sp. — CUSHMAN, U. S. Nat. Mus. Bull., 71, S. 69, Abb. 110, rezent, Nord-Pazifik.
- 1937 *Plectina apicularis* (CUSHMAN) — CUSHMAN, Cush. Lab. Foram. Res., Spec. Publ., 8, S. 110, Taf. 12, Fig. 22—26.
- 1950 *Karrerella* sp. — POKORNY, Bull. Inter. Acad. tchèque Sci., 50, S. 21, Fig. 6, Eozän, Mähren, CSSR.
- 1955 *Plectina* cf. *apicularis* (CUSHMAN) — GEROCH & GRADZINSKI, Roczn. Polsk. Tow. Geol., 24, S. 40, Taf. 6, Fig. 3 a—c, Oberkreide — Paleozän, Karpaten, Polen.
- 1960 *Plectina* cf. *conversa* (GRZYBOWSKI) — POKORNY, Rev. Inst. France Petrol., 15, Taf. 1, Fig. 4 (non 5, 6), Oberkreide, Karpaten, CSSR.
- 1960 *Plectina* cf. *apicularis* (CUSHMAN) — GEROCH, Biul. Inst. Geol. Pol., 153, S. 60, Taf. 6, Fig. 9, Eozän, Karpaten, Polen.
- 1964 *Plectina apicularis* (CUSHMAN) — PFLAUMANN, Inauguraldiss. München, S. 111, Taf. 14, Fig. 7, Oberkreide, Bayern.

Die Beschreibung von GEROCH (1960, S. 131) trifft auch für die vorliegenden Exemplare zu. In Glyzerin aufgehellt zeigen sich eine Anzahl von Kammern die trochospiral aufgerollt sind, wobei das Anfangsstadium multiserial,

der Mittelteil triserial ist und von einem biserialen, aus 2—4 Kammern bestehenden Teil abgeschlossen wird. Im Gegensatz dazu nimmt bei *Plectina conversa* (GRZYBOWSKI) der biseriale Teil mehr als die Hälfte des Gehäuses ein und zeigt zusätzlich noch eine leichte spiralförmige Drehung um die Längsachse. Bei *Plectina cf. coniformis* (GRZYBOWSKI) nimmt der triseriale Teil fast die Hälfte des Gehäuses ein und der biseriale Teil ist meist nicht oder nur unvollkommen entwickelt. Auch äußerlich sind diese drei Arten, die fast immer gemeinsam auftreten, zu unterscheiden. *Plectina cf. apicularis* ist im Querschnitt dicker als *Plectina conversa* aber dünner als *Plectina cf. coniformis*.

Plectina cf. coniformis (GRZYBOWSKI) 1898, GEROCH 1960

- 1898 *Gaudryina coniformis* n. sp. — GRZYBOWSKI, Rozpr. Akad. Um. K rakow, 33, S. 295 Taf. 12, Fig. 7 (p. p.), Eozän — Oligozän, Karpaten, Polen.
 1955 ? *Karrerella* sp. cf. *Gaudryina coniformis* GRZYBOWSKI — GEROCH & GRADZINSKI, Roczn. Polsk. Tow. Geol., 24, S. 41, Taf. 6, Fig. 4 a, b, Oberkreide — Paleozän, Karpaten, Polen.
 1960 *Plectina* ? cf. *coniformis* (GRZYBOWSKI) — GEROCH, Biul. Inst. Geol. Pol., 153, S. 60, Taf. 6, Fig. 13, Paläogen, Karpaten, Polen.
 1964 *Plectina coniformis* (GRZYBOWSKI) — PFLAUMANN, Inauguraldiss. München, S. 113, Taf. 14, Fig. 6, Oberkreide, Bayern.

Diese Art unterscheidet sich von *Plectina cf. apicularis* durch dickeren Wuchs. Auch die einzelnen Kammern und ihre Lumina sind etwas größer. Der triseriale Teil nimmt fast die Hälfte des Gehäuses ein. Der biseriale Teil ist meist nicht oder nur unvollkommen entwickelt. Die Gehäuse zeichnen sich durch die beiderseits zugespitzte Form aus, der Querschnitt ist kreisrund. Die Mündung liegt mehr oder weniger terminal. Die Schale ist grobkörnig agglutiniert, die Oberfläche ist rauh. In der Bestimmung habe ich mich nach der Abbildung von GEROCH (1960) gerichtet.

Valvulinidae sp. indet. GEROCH 1960

- 1960 *Valvulinidae* sp. indet. — GEROCH, Biul. Inst. Geol. Pol., 153, Taf. 7, Fig. 8—11 (non Fig. 7), Oberkreide, Karpaten, Polen.

Unter dieser Bezeichnung werden von GEROCH verschiedenartige Formen zusammengefaßt. Ihr Innenaufbau ist nicht genau zu erkennen, da die Kammerlumina nicht von Sediment erfüllt sind. Auch die Kammerverbindungen und die Mündungsverhältnisse sind unklar, so daß selbst eine Gattungs-Zuordnung problematisch ist. Es handelt sich um anfänglich multiserial, im adulten Stadium biserial gebaute Formen, was für die Familie der Valvulinidae charakteristisch ist. Ihre Gestalt ist meist länglich und seitlich stark abgeflacht. Der Anfangsteil ist rundlich bis spitz und auch der Mündungsteil ist oft zugespitzt, doch treten ebenfalls häufig Formen mit abgeflachtem Endteil auf. Die laterale Zusammenpressung ist für alle diese Formen typisch und es ist wahrscheinlich, daß sie alle einer Gattung zuzählen sind. Aus diesem Grunde stelle ich auch die Fig. 7 von GEROCH nicht hierher, weil es sich um eine — zwar auch nicht näher bestimmbare — aber doch andere Form handelt. In der Länge entsprechen sie den Plectinen-Arten (0.5—0.8 mm), doch sind sie meist wesentlich breiter (bis zu 0.3 mm). Sie stellen ein sehr charakteristisches und leicht erkennbares Faunenelement

in den Proben aus Flysch- und Klippenzone dar. Die Schale ist mittelkörnig agglutiniert, sehr hell, zum Teil glasig durchscheinend, die Oberfläche ist sehr rauh.

Gattung: *Matanzia* PALMER 1936

Matanzia mariae (VASICEK) 1947

1947 *Remesella mariae* n. sp. — VASICEK, Vestník UUG., 22, S. 246, Fig. 2; Taf. 2, Fig. 14 a, b, Eozän, Karpaten, Mähren, CSSR.

1950 *Remesella mariae* VASICEK — VASICEK, Sborník UUG., 17, Taf. 2, Fig. 5 a, b, Alttertiär, Mähren, CSSR.

Charakteristisch für diese Art sind die stark und eng gelappten Kammerlumina, die eine Trennung der einzelnen Kammern oft sehr erschweren. Es ist aber doch zu erkennen, daß die Anfangswindungen aus mehr als 3 Kammern bestehen, es folgt ein kurzes triseriales Stadium und darüber — den größten Teil des Gehäuses einnehmend — ein Übergangsstadium zum biserialen Teil. Nicht immer wird das biseriale Stadium erreicht. Die schlitzförmige Mündung liegt an der Basis der letzten Kammer. Die Gehäuse erreichen durchwegs Längen über 1 mm, der kreisförmige Querschnitt beträgt 0.6—0.8 mm. Die Schale ist fein- bis mittelkörnig agglutiniert, die Oberfläche ist feinrauh.

Von POKORNY (1958, S. 208) wird die stratigraphische Verbreitung der Gattung *Matanzia* mit Oberkreide — Untermiozän angegeben. Einer mündlichen Mitteilung P. N. WEBBS zufolge gelten die gleichen Formen, allerdings unter anderem Namen, in Neuseeland als Leitformen des Paleozäns. Doch sind solche weltweite Vergleiche agglutinierender Foraminiferen immer problematisch, noch dazu wo in der gleichen Turbidit-Serie Neuseelands Formen die unserer *Cyclammina amplexans* entsprechen, ebenfalls Leitformen des Paleozäns sind, im alpinen Flysch aber erst ab U. Eozän auftreten.

Die planktonischen Foraminiferenfaunen des Steinbruches Sievering

M. STURM

Tafel 6—8

Zur Vervollständigung der Dokumentation des Steinbruches Sievering soll im folgenden ein Überblick über die gefundenen planktonischen Foraminiferen gegeben werden.

Anschließend wird eine kurze systematische Darstellung besser erhaltener Formen gegeben; wegen des zum Teil sehr schlechten Erhaltungszustandes vieler Exemplare, war es nicht möglich, von jeder bestimmten Art einen Vertreter abzubilden.

Deutung der Faunen:

Von den elf vorliegenden Proben mit planktonischen Foraminiferen erwiesen sich die Proben S 1, S 2, S 7, S 10, S 18 und S 20 als sehr ärmlich und zeigten meist nur korrodierte und stark beschädigte Exemplare. Die übrigen

Proben lieferten reichere und auch besser erhaltene Faunen. Dabei ließen jedoch die auftretenden Arten nur selten eine engere stratigraphische Einordnung zu, da es sich in der Mehrzahl um Durchläuferformen wie *Glt. lapparenti* + Unterarten, *Glt. fornicata* PLUMMER, *Glt. arca* (CUSHMAN) und *H. globulosa* (EHRENBERG) handelte, die in einer solchen Vergesellschaftung allgemein auf Santon bis Campan hindeuten. Mit der in den Proben S 8 und S 10 auftretenden Art *Glt. concavata* BROTZEN wäre an sich ein Hinweis auf ein santones Alter dieser Proben gegeben, doch sind die gefundenen Exemplare so stark korrodiert und die Begleitfauna (der Probe S 8) so fremdartig (sie entspricht etwa einem Unter-Maastricht-Niveau), daß die *Glt. concavata*-Formen als sicher umgelagert angenommen werden können.

Die in der Probe S 21 vorkommende *Glt. stuarti* (DE LAPP.) und die in der Probe S 8 auftretende *Pseudotextularia acervulinoides* (EGGER) weisen auf einen Bereich über dem obersten Campan hin und sind somit die jüngsten Formen, die in den bearbeiteten Proben zu finden waren.

Da also in den beschriebenen Proben, außer *Glt. concavata* BROTZ. keine Anzeichen für santone oder ältere Faunen zu finden waren, andererseits aber nur vereinzelte Anzeichen für Maastricht auftreten, können die Faunen der vorgelegten Proben in den Bereich Campan, ev. Unter-Maastricht eingestuft werden.

Abschließend sei bemerkt, daß, außer in der Probe S 8 [*Glt. concavata* BROTZ. zusammen mit *Ps. acervulinoides* (EGGER) und *Ps. elegans* (RZEHA) vorkommend] keine Anzeichen für heterochrone Faunenvergesellschaftung gefunden werden konnten. Ein parautochthoner bzw. allochthoner Faunencharakter ist bei nahezu allen anderen Proben, vor allem der unterschiedlichen Erhaltung der einzelnen Gehäuse wegen, festzustellen. Es ist daher mit einiger Sicherheit anzunehmen, daß sich die beschriebenen Faunen nicht mehr auf primärer Lagerstätte befinden und daher zur stratigraphischen Einstufung des gesamten Schichtkomplexes nur bedingt verwendet werden können.

Systematische Beschreibung

Familie: GLOBOTRUNCANIDAE BROTZEN 1942

Gattung: *Globotruncana* CUSHMAN 1927

Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN 1936

Taf. 6, Fig. 1 a—c

- 1918 *Rosalina Linnei* d'ORBIGNY type 1 — de LAPPARENT, Carte géol. France Mém., S. 7, 4, Fig. 1 a, 1 ac.
- 1936 *Globotruncana lapparenti* n. sp. — BROTZEN, Sver. geol. Unders. Ser. C. 396, S. 175.
- 1961 *Globotruncana linneiana linneiana* (d'ORBIGNY) — BARR, Paleont. 4 (4) S. 571, Taf. 69, Fig. 7.
- 1961 *Globotruncana linneiana coronata* BOLLI — BARR, Paleont. 4 (4) S. 572, Taf. 70, Fig. 1.
- 1962 *Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZEN — HERM, Bayer. Akad. Wiss. math.-naturwiss. Kl., Abh. n. F. 104, S. 82, Taf. 6, Fig. 2.

- 1965 *Globotruncana (Globotruncana) linneiana linneiana* (d'ORBIGNY) — HINTE, Kon. Ned. Akad. Wet. Proc. Ser. B. 68 (2) S. 84, Taf. 2, Fig. 4.
 1966 *Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZEN — WILLE-JANOSCHEK, Jb. Geol. B. A., 109, S. 108, Taf. 1, Fig. 1, 2, 4, 5, 7.
 1966 *Globotruncana linneiana linneiana* (d'ORBIGNY) — SALAJ & SAMUEL, Geol. Ust. Dion. Stura, S. 209, Taf. 19, Fig. 1.

Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN ist durch ihren meist biplanen, selten leicht bikonvexen Gehäusebau und die gleichmäßige Anordnung der einander überlappenden Kammern, sowie durch ihr breites, regelmäßiges Kielband charakterisiert.

Das erste Auftreten dieser Form wird aus dem Coniac angegeben, ihr häufigstes Vorkommen aus dem Santon und Campan; im Unter-Maastricht findet sie sich nur mehr vereinzelt.

Globotruncana lapparenti bulloides VÖGLER 1941

Taf. 6, Fig. 2a—c

- 1941 *Globotruncana linnei bulloides* nom. nov. — VÖGLER, Palaeontographica Suppl. 4, S. 287, Taf. 23, Fig. 32—39.
 1955 *Globotruncana bulloides bulloides* (VÖGLER) — GANDOLFI, Bull. Amer. Paleont., 36, S. 32, Taf. 1, Fig. 9.
 1962 *Globotruncana lapparenti bulloides* VÖGLER — HERM, Bayer. Akad. Wiss. math. naturwiss. Kl., Abh. n. F., 104, S. 84, Taf. 6, Fig. 6.
 1965 *Globotruncana marginata* (REUSS) — HINTE, Kon. Ned. Akad. Wet. Proc. Ser. B., 68 (2) S. 23, Taf. 1, Fig. 2.

Zum Unterschied von *Globotruncana globigerinoides* BROTZ. weist *Glt. lapparenti bulloides* VÖGL. nicht so kugelige Kammern auf, wenn sie auch deutlich erhabene und zum Teil stark rugose Kammeroberflächen besitzt. Peripher sind auf allen Kammern des letzten Umganges zwei deutliche Kiele vorhanden. Die jüngsten Kammern überlappen sich „lapparenti-artig“.

Diese Unterart tritt erstmals im Coniac auf und wird dann aus Santon und Campan angegeben. Im Maastricht kommt sie nicht mehr vor.

Globotruncana fornicata PLUMMER 1931

Taf. 6, Fig. 4a—c

- 1931 *Globotruncana fornicata* n. sp. — PLUMMER, Univ. Texas Bull., 3101, S. 130, Taf. 13, Fig. 4—6 (nach ELLIS & MESSINA).
 1955 *Globotruncana fornicata fornicata* (PLUMMER) — GANDOLFI, Bull. Amer. Paleont., 36, S. 40, Taf. 2, Fig. 2.
 1961 *Globotruncana fornicata* PLUMMER — BARR, Paleont., 4 (4) S. 570, Taf. 69, Fig. 6.
 1963 *Globotruncana (Globotruncana) fornicata fornicata* PLUMMER — HINTE, Jb. Geol. B. A., Sonderbd., 8, S. 61, Taf. 1, Fig. 1—2; Taf. 20, Fig. 3.
 1965 *Globotruncana fornicata* PLUMMER — HINTE, Kon. Ned. Akad. Wet. Proc. Ser. B., 68, S. 21, Taf. 1, Fig. 1; Taf. 2, Fig. 2.
 1966 *Globotruncana fornicata* PLUMMER — SALAJ & SAMUEL, Geol. Ust. Dion. Stura, S. 205, Taf. 21, Fig. 6.

Globotruncana fornicata PLUM. ist durch ihre langgezogenen, einander weit umfassenden Kammern charakterisiert und besitzt ein plan-dorsokonvexes Gehäuse.

Diese Art ist bereits aus dem Coniac bekannt und findet sich, meist zahlreich auftretend bis ins Ober-Campan. Im Unter-Maastricht tritt sie, wenn überhaupt nur vereinzelt auf.

Globotruncana arca (CUSHMAN) 1926

Taf. 6, Fig. 3a—c

- 1926 *Pulvinulina arca* — CUSHMAN, Contr. Cush. Lab. Foram. Res., 2 (1) S. 23, Taf. 3, Fig. 1 (nach ELLIS & MESSINA).
 1955 *Globotruncana arca arca* (CUSHMAN) — GANDOLFI, Bull. Amer. Paleont., 36, S. 63, Taf. 5, Fig. 2—3.
 1960 *Globotruncana arca* (CUSHMAN) — KLAUS, Ecl. Geol. Helv., 52, S. 824, Taf. 7, Fig. 5.
 1961 *Globotruncana arca* (CUSHMAN) — BARR, Paleont., 4 (4) S. 567, Taf. 69, Fig. 8.
 1962 *Globotruncana (Globotruncana) arca* (CUSHMAN) — BERGGREN, Acta Univ. Stockh. Contr. Geol., 9, S. 49, Taf. 9, Fig. 1—2.
 1965 *Globotruncana arca* (CUSHMAN) — HINTE, Kon. Ned. Akad. Wet. Proc. Ser. B., 68 (1) S. 20, Taf. 2, Fig. 3; Taf. 3, Fig. 3.
 1966 *Globotruncana arca* (CUSHMAN) — SALAJ & SAMUEL, Geol. Ust. Dion. Stura, S. 299, Taf. 21, Fig. 3.

Glt. arca (CUSHMAN) besitzt ein plan-dorsokonvexes bis leicht bikonvexes, deutlich zweikieliges Gehäuse, mit runden, einander nicht sehr weit überlappenden Kammern. Durch die immer vorhandene Konvexität unterscheidet sie sich von den Formen des *Glt. lapparenti*-Kreises.

Das Erstauftreten dieser Art wird mit Coniac angegeben; im Gegensatz zu *Glt. lapparenti lapparenti* etc. reicht sie aber bis Ende Maastricht.

Globotruncana obliqua HERM 1965

Taf. 7, Fig. 1a—d

- 1965 *Globotruncana linneiana obliqua* n. ssp. — HERM, Ztschr. dt. Geol. Ges., 115 (1) S. 336, Abb. 14, Taf. 8, Fig. 1—4.
 1966 *Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZEN — WILLE-JANOSCHEK, Jb. Geol. B. A., 109, S. 108, Taf. 1, Fig. 6, 8—9.
 1966 *Globotruncana* aff. *intermedia* BOLLI — SALAJ & SAMUEL, Geol. Ust. Dion. Stura, S. 207, Taf. 25, Fig. 5.

Diese sehr typische Art aus der Verwandtschaft der *Glt. lapparenti* ist durch ihre charakteristische unregelmäßige Kammeranordnung gekennzeichnet; dadurch wird das meist breite Kielband von Kammer zu Kammer treppenartig versetzt.

Glt. obliqua wird aus dem Campan und Unter-Maastricht angegeben.

Globotruncana contusa cf. *scutilla* GANDOLFI 1955

Taf. 7, Fig. 3a—c

- 1955 *Globotruncana contusa scutilla* n. ssp. — GANDOLFI, Bull. Amer. Paleont., 36, S. 54, Taf. 4, Fig. 1.
 1966 *Globotruncana contusa scutilla* GANDOLFI — SALAJ & SAMUEL, Geol. Ust. Dion. Stura, S. 203, Taf. 25, Fig. 2.

Das abgebildete Exemplar besitzt im Gegensatz zu der von GANDOLFI beschriebenen Unterart nicht so lang gezogene Kammern, ist aber andererseits von *Glt. fornicata* PLUM. durch den typischen „*Glt. contusa*-artigen“ Gehäusebau (starke Dorsokonvexität) zu unterscheiden.

Von GANDOLFI wird diese Unterart aus dem Bereich Santon-Campan angegeben.

Globotruncana rosetta (CARSEY) 1926

Taf. 7, Fig. 2a—c

- 1926 *Globigerina rosetta* n. sp. — CARSEY, Univ. Texas Bull., 2612, S. 44, Taf. 5, Fig. 3 (nach ELLIS & MESSINA).
 1955 *Globotruncana rosetta* (CARSEY) — BRÖNNIMANN & BROWN, Ecl. Geol. Helv., 48, S. 545, Taf. 21, Fig. 11—13.
 1962 *Globotruncana (Globotruncana) rosetta* (CARSEY) — PESSAGNO, Micropaleont., 8, (3) S. 362, Taf. 4, Fig. 6—8.
 1963 *Globotruncana (Globotruncana) rosetta rosetta* (CARSEY) — HINTE, Jb. Geol. B. A., Sonderbd., 8, S. 89, Taf. 9, Fig. 1—3; Taf. 10, Fig. 1.
 1966 *Globotruncana rosetta rosetta* (CARSEY) — WILLE-JANOSCHEK, Jb. Geol. B. A., 109, S. 113, Taf. 6, Fig. 1—4.

Diese Art ist dadurch ausgezeichnet, daß sie auf den älteren Kammern zweikielig auf den jüngsten Kammern dagegen nur einkielig ausgebildet ist. Die Kammern des bikonvexen Gehäuses überlappen sich nur wenig.

Glt. rosetta wird aus dem Campan und Maastricht beschrieben.

Globotruncana stuarti (DE LAPPARENT) 1918

Taf. 8, Fig. 1a—c

- 1918 *Rosalina stuarti* nov. sp. — DE LAPPARENT, Mem. Carte Geol. France, S. 12, Abb. 4, 5; Taf. 1, Fig. 5, 7 (nach ELLIS & MESSINA).
 1955 *Globotruncana stuarti stuarti* (DE LAPPARENT) — GANDOLFI, Bull. Amer. Paleont., 36, S. 64, Taf. 5, Fig. 6.
 1955 *Globotruncana (Globotruncana) stuarti* (DE LAPPARENT) — DALBIEZ, Micropaleont., 1 (2) S. 171, Abb. 4.
 1956 *Globotruncana stuarti* (DE LAPPARENT) — KNIPSCHER, Pal. Z., 30, S. 52, Abb. 2, 3; Taf. 4, Fig. 19, 20.
 1962 *Globotruncana stuarti* (DE LAPPARENT) — HERM, Bayer. Akad. Wiss. math.-naturw. Kl., Abh. n. F., 104, S. 89, Taf. 8, Fig. 1.
 1962 *Globotruncana (Globotruncana) stuarti stuarti* (DE LAPPARENT) — PESSAGNO, Micropaleont., 8 (3) Taf. 2, Fig. 1—3.
 1966 *Globotruncana stuarti* (DE LAPPARENT) — WILLE-JANOSCHEK, Jb. Geol. B. A., 109, S. 115, Taf. 7, Fig. 4.
 1966 *Globotruncana stuarti* (DE LAPPARENT) SALAJ & SAMUEL, Geol. Ust. Dion. Stura, S. 215, Taf. 23, Fig. 3.

Die durchaus einkielige, bikonvexe Art ist durch die „trapezförmige“ Ausbildung der Kammern auf der Dorsalseite charakterisiert. Die Ventralseite ist im allgemeinen stärker konvex als die Dorsalseite.

Glt. stuarti tritt im oberen Campan selten, im Maastricht dagegen häufig auf.

Familie: HETEROHELICIDAE CUSHMAN 1927

Gattung: *Pseudotextularia* RZEHAKE 1891*Pseudotextularia acervulinoides* (EGGER) 1900

Taf. 8, Fig. 3a—c

- 1900 *Gümbelina acervulinoides* nov. spec. — EGGER, Abh. Bayer. Akad. Wiss. math.-phys. Cl., 21, S. 36, Taf. 14, Fig. 14—18, 20—22 (nach ELLIS & MESSINA).
 1966 *Pseudotextularia acervulinoides* (EGGER) — WILLE-JANOSCHEK, Jb. Geol. B. A., 109, S. 119, Taf. 8, Fig. 8.
 1966 *Planoglobulina acervulinoides* (EGGER) — SALAJ & SAMUEL, Geol. Ust. Dion. Stura, S. 234, Tab. 37, Fig. 14; Taf. 26, Fig. 1.

Diese Art ist zum Unterschied von *Ps. elegans* (RZEHAKE) nur im ersten Drittel des Gehäuses biserial ausgebildet, während sie im jüngsten Gehäuseteil einen multiserialen Aufbau zeigt. Die Kammern sind meist rund ausgebildet und weisen eine Längsskulptur auf.

Ps. acervulinoides wird im Allgemeinen nur aus dem Maastricht beschrieben.

Pseudotextularia elegans (RZEHAKE) 1891

Taf. 8, Fig. 2a—b

- 1891 *Cuneolina elegans* — RZEHAKE, Ann. k. k. naturhist. Mus., 6, S. 2, 4 (nach ELLIS & MESSINA).
 1936 *Pseudotextularia elegans* (RZEHAKE) — GLAESSNER, Probl. Paleont., 1, S. 99, Taf. 1, Fig. 1, 2.
 1962 *Pseudotextularia elegans* (RZEHAKE) — PESSAGNO, Micropaleont., 8 (3) S. 356, Taf. 1, Fig. 7, 9.
 1965 *Heterohelix elegans* (RZEHAKE) — HINTE, Kon. Ned. Akad. Wet. Proc. Ser. B., 68 (1) S. 24, Taf. 1, Fig. 4.
 1966 *Pseudotextularia elegans* (RZEHAKE) — WILLE-JANOSCHEK, Jb. Geol. B. A., 109, S. 120, Taf. 8, Fig. 10.
 1966 *Pseudotextularia elegans* (RZEHAKE) — SALAJ & SAMUEL, Geol. Ust. Dion. Stura, S. 232, Tab. 37, Fig. 11.

Das Gehäuse von *Ps. elegans* ist durchaus biserial. Die jüngeren Kammern sind horizontal stark verbreitert und besitzen eine deutliche Längsskulptur. Die Suturen sind deutlich eingesenkt.

Ps. elegans wird aus dem Campan und Maastricht beschrieben.

Literatur

* Literatur über planktonische Foraminiferen

- ANDREAE, A., 1862: Weitere Beiträge zur Kenntnis des Oligocäns im Elsaß. — Mitth. Geol. Landesanst. Elsaß-Lothr., 3, S. 107—122, 1 Tab., 6 Textfig., Straßburg.
 ASANO, K., 1950: Upper Cretaceous Foraminifera from Japan. — Pac. Sci., 4, S. 158—163, 1 Taf.
 AVNIMELECH, M., 1952: Revision of the tubular Monothalamia. — Contr. Cushman Found. Foram. Res., 3, S. 60—68, 1 Taf., Washington.
 * BANDY, O. L., 1967: Cretaceous planktonic foraminiferal zonation. — Micropaleont., 13, (1), S. 1—31, 13 Abb., New York.

- * BARR, F. T., 1962: Upper Cretaceous planktonic foraminifera from the Isle of Wight, England. — *Paleont.*, 4, (4), S. 552—580, 5 Abb., 4 Taf., London.
- * BERGGREN, W. A., 1962: Some planktonic foraminifera from the Maestrichtian and type Danian stages of Southern Sweden. — *Acta Univ. Stockh. Contr. Geol.*, 9, S. 1—106, 14 Abb., 14 Taf., Stockholm.
- 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.
- * BOLLI, H., 1957: The genera *Praeglobotruncana*, *Rotalipora*, *Globotruncana* and *Abathomphalus* in the Upper Cretaceous of Trinidad, B. W. I. — *U. S. Nat. Mus. Bull.*, 215, S. 51—60, 1 Abb., 3 Taf., Washington.
- BORNEMANN, L. G., 1874: Ueber die Foraminiferengattung *Involutina*. — *Ztschr. Dt. Geol. Ges.*, 26, S. 702—740, Taf. 18, 19, Berlin.
- BRADY, H. B., 1879: Notes on some of the reticularian Rhizopoda of the "Challenger" Expedition. — *Quart. Journ. Micr. Sci.*, n. S., 19, S. 39, London.
(Aus ELLIS & MESSINA, 48.)
- , 1884: Report on the Foraminifera dredged by H. M. S. Challenger during the years 1873—1876. — 814 Seiten, 115 Taf., 4 Tab., 2 Karten, 22 Textfig., diverse Verlage in Edinburgh, Dublin und London.
- * BRÖNNIMANN, P., 1952: Globigerinidae from the Upper Cretaceous (Cenomanian — Maestrichtian) of Trinidad, B. W. I. — *Bull. Amer. Paleont.*, 34, S. 5—70, 30 Abb., 4 Taf., Ithaca/N. Y.
- * BRÖNNIMANN, P. & BROWN, N. K., 1955: Taxonomy of the Globotruncanidae. — *Ecl. Geol. Helv.*, 48, (2), S. 503—561, 24 Abb., 5 Taf., Basel.
- * BROTZEN, F., 1936: Foraminiferen aus dem untersten Senon von Eriksdal in Schonen. — *Sverig. geol. Unders. Ser. C*, 396, Arsb. 30, (3), S. 1—206, 69 Abb., 14 Taf., Stockholm.
- * CORMINBOEUF, P., 1961 a: Tests isolés de *Globotruncana mayaroensis* BOLLI, *Rugoglobigerina*, *Trinitella* et *Heterohelicidae* dans le Maestrichtien des Alpes. — *Ecl. Geol. Helv.*, 54 (1), S. 107—122, 1 Abb., 2 Taf., Basel.
- * —, 1961 b: Association de *Belemnitella* et de Globotruncanidae dans le Campanien supérieur des Alpes (Préalpes externes fribourgeoises). — *Ecl. Geol. Helv.*, 54 (2), S. 491—498, 1 Abb., 2 Taf., Basel.
- 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 + XIV Seiten, Textfig. 1—203, Washington.
- , 1911: A Monograph of the Foraminifera of the North Pacific Ocean. Part II.: *Textulariidae*. — *U. S. Nat. Mus. Bull.*, 71, XIII und 108 Seiten, 156 Textabb., Washington.
- , 1927: An outline of a re-classification of the Foraminifera. — *Contr. Cushman Lab. Foramin. Res.*, 3, S. 23, (Aus ELLIS & MESSINA, 55).
- , 1927: Some Foraminifera from the Cretaceous of Canada. — *Roy. Soc. Canada, Trans.* 1927, ser. 3, 21 (2), S. 127—134, 1 Taf., Ottawa.
- , 1937: A Monograph of the Foraminiferal Family *Valvulinidae*. — *Cush. Lab. Foramin. Res., Spec. Publ.*, 8, XIII + 210 Seiten, Taf. 1—24, 7 Textabb., Sharon/Mass.
- , 1946: Upper Cretaceous Foraminifera of the Gulf Coastal Region of the United States and Adjacent Areas. — *U. S. geol. Surv. Prof. Pap.*, 206, S. 1—241, Taf. 1—66, Washington.
- * DALBIEZ, F., 1955: The genus *Globotruncana* in Tunisia. — *Micropaleont.*, 1, S. 161—171, 10 Abb., 2 Tab., New York.
- DYLAZANKA, M., 1923: Warstwy Inoceramowe z lomu w Szymbarku kolo Gorlic. — *Rocz. Polsk. Tow. Geol. Krakow*, 1, S. 36—80, 1 Taf., Krakow.
- EARLAND, A., 1934: Foraminifera; Part III — The Falklands sector of the Antarctic (excluding South Georgia). — In: "Discovery" Repts., issued by the "Discovery" Committee Colonial Office. Cambridge University Press, 10, S. 91, Cambridge 1935. (Aus ELLIS & MESSINA, 47.)

- EGGER, J. G., 1899: Foraminiferen und Ostrakoden aus den Kreidemergeln der Oberbayerischen Alpen. — Abh. Kgl. Bayer. Akad. Wiss., 21, mat.-phys. Cl., S. 1—230. Taf. 1—27, München.
- * ELLIS, B. F. & MESSINA, A. R.: Catalogue of Foraminifera. — The American Museum of Natural History, Spec. Publ., with Supplements, New York 1940.
- FOLIN, L. de, 1883: Recherches sur quelques foraminifères à l'effet d'obtenir des preuves à l'appui de la classification de certains organismes vaseux. — Congr. Sci. Dax, Sess. I (1882), S. 320, Dax, Frankreich 1883. (Aus ELLIS & MESSINA, 24.)
- FRANKE, A., 1928: Die Foraminiferen der Oberen Kreide Nord- und Mitteldeutschlands. — Abh. Preuss. Geol. Landesanst., N. F., Heft 111, S. 1—207, 18 Taf., 2 Textfig., Berlin.
- , 1936: Die Foraminiferen des deutschen Lias. — Abh. Preuss. Geol. Landesanst., N. F., Heft 169, S. 6—138, Taf. 1—12, Berlin.
- FRIZZELL, D. L., 1954: Handbook of Cretaceous Foraminifera of Texas. — Univ. Texas Bur. Econ. Geol. Rep. Invest., 22, S. 1—232, Taf. 1—21, 2 Textfig., Austin/Tex.
- * GANDOLFI, R., 1955: The genus Globotruncana in northeastern Columbia. — Bull. Amer. Paleont., 36 (15), S. 1—118, 12 Abb., 10 Taf., Ithaca/N. Y.
- GEROCH, S., 1960: Microfaunal assemblages from the Cretaceous and Paleogene Silesian unit in the Beskid Slaski Mts. (Western Carpathians). — Biul. Inst. Geol. Pol., 153, Z. Badan Geol. w Karpatach, 5, 138 Seiten, 13 Taf., 2 Textfig., 4 Tab., Warszawa.
- , 1966: Male otwornice dolnej kredy serii slaskiej w polskich Karpatach. — Lower Cretaceous Small Foraminifera of the Silesian Series, Polish Carpathians. — Roczn. Polsk. Tow. Geol., 36, S. 413—480, 14 Fig., 6 Tab., Krakow.
- GEROCH, S. & GRADZINSKI, R., 1955: Stratigraphy of the Subsilesian Series in the Tectonic Windows of Zywiec (W. Carp.). — Roczn. Polsk. Tow. Geol., 24, S. 3—62, 6 Taf., 4 Textfig., Krakow.
- * GLAESSNER, M. F., 1936: Die Foraminiferengattungen Pseudotextularia und Amphimorphina. — Probl. Paleont., 1, S. 95—134, 2 Taf., Moskau.
- , 1937: Die Foraminiferen der ältesten Tertiärschichten des Nordwestkaukasus (Studien über Foraminiferen aus der Kreide und dem Tertiär des Kaukasus, 1. Teil). — Probl. Paleont., 2—3, S. 349—408, Taf. 1—5, Moskau.
- GRÜN, W., 1970: Flysch Microfauna of the Hagenbach Valley (Northern Vienna Woods), Austria. — Roczn. Polsk. Tow. Geol., 39, 1—3, Krakow.
- GRÜN, W., LAUER, G., NIEDERMAYR, G. & SCHNABEL, W., 1964: Die Kreide-Tertiär-Grenze im Wienerwaldflysch bei Hochstraß (Niederösterreich). — Vh. Geol. B. A., 1964 (2), S. 226—283, 5 Taf., 4 Textabb., Wien.
- GRZYBOWSKI, J., 1896: Otwornice czerwonych ilów z Wadowice. — Rozpr. Akad. Um. Krakow, 30, S. 261—308, Taf. 8—11, Krakow.
- , 1898: Otwornice pokładów naftonśonych okolicy Krosna. — Rozpr. Akad. Um. Krakow, 33, S. 257—305, Taf. 10—12, Krakow.
- , 1901: Otwornice warstw inoceramowych okolicy Gorlic. — Rozpr. Akad. Um. Krakow, 41, S. 216—286, Taf. 7, 8, Krakow.
- GÜMBEL, C. W., 1862: Die Streitberger Schwammlager und ihre Foraminiferen-Einschlüsse. — Jahreshefte d. Ver. f. vaterländ. Naturkunde in Württemberg (Württemberg. Naturw. Hefte, Jg. 18), S. 192—238, Taf. 3, 4.
- HECHT, F. E., 1938: Standard — Gliederung der Nordwestdeutschen Unterkreide nach Foraminiferen. — Abh. senckenberg. naturf. Ges., 443, S. 1—42, 24 Taf., 4 Tab., 1 Textfig., Frankfurt a. M.
- * HERM, D., 1962: Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Oberkreide im Lattengebirge und Nierental. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-phys. Kl., Neue Folge, 104, S. 1—119, 9 Abb., 11 Taf., München.
- * —, 1965: Mikropaläontologisch-stratigraphische Untersuchungen im Kreideflysch zwischen Deva und Zumaya (Prov. Guipuzcoa, Nordspanien). — Ztschr. Dt. Geol. Ges., 115, S. 277—348, 16 Abb., 2 Tab., 1 Taf., Hannover.
- * HINTE, J. E. van, 1963: Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes (Kärnten). — Jb. Geol. B. A., Sonderb., 8, S. 1—147, 15 Abb., 6 Tab., 22 Taf., 2 Phototaf., 4 Beil., Wien.

- * —, 1965 a: The type Campanian and its planktonic Foraminifera I. — Kon. Ned. Akad. Wet., Ser. B., 68 (1), S. 8—28, 9 Abb., 2 Taf., Amsterdam.
- * —, 1965 b: Remarks on the Kainach Gosau (Styria, Austria). — Kon. Ned. Akad. Wet., Ser. B., 68 (2), S. 72—92, 4 Abb., 4 Taf., Amsterdam.
- HOMOLA, V. & HANZLIKOVÁ, E., 1955: Biostratigraphical, tectonical and lithological studies in the Tesin District. — Sbornik UUG., 21, S. 317—502, 11 Taf., 1 Textabb., Praha.
- JONES, T. R. & PARKER, W. K., 1860: On the Rhizopodal Fauna of the Mediterranean, compared with that of the Italian and some other Tertiary Deposits. — Quart. Journ. Geol. Soc. London, 16, S. 304, London.
- KARRER, F., 1865: Über das Auftreten von Foraminiferen in den älteren Schichten des Wiener Sandsteins. — Sitzber. Akad. Wiss., 52, S. 492—497, 1 Taf., Wien.
- * KLASZ, I. de, 1953 a: Einige neue oder wenig bekannte Foraminiferen aus der helvetischen Oberkreide der bayerischen Alpen südlich Traunstein (Oberbayern). — Geol. Bav., 17, S. 223—244, 4 Taf., München.
- * —, 1953 b: On the foraminiferal genus Gublerina KIKOINE. — Geol. Bav., 17, S. 245 bis 251, 1 Taf., München.
- * —, 1956: Zur Kenntnis der ostalpinen Kreidestratigraphie. — N. Jb. Min., Geol. u. Pal., Monatsh. 1956, S. 410—419, Stuttgart.
- * KLAUS, J., 1960: Le « Complexe schisteux intermédiaire » dans le synclinal de la Gryere (Prealpes medianes). Stratigraphie et micropaléontologie, avec l'étude spéciale des Globotruncanides de l'albien du Cenomanien et du Turonien. — Ecl. Geol. Helv., 52 (2), S. 753—851, 9 Abb., 2 Tab., 8 Taf., Basel.
- * KNIPSCHER, H. C. G., 1956: Biostratigraphie in der Oberkreide mit Hilfe der Globotruncanen. — Paläont. Z., 30, Sonderh., S. 50—56, 1 Taf., 4 Abb., Stuttgart.
- * LEHMANN, R., 1966: Description des Globotruncanides et Heterohelicides de un faune maestrichienne du Prerif (Maroc). — Ecl. Geol. Helv., 69 (1), S. 309—318, 2 Taf., Basel.
- LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H., 1964: Treatise on Invertebrate Paleontology. Part C. Protista 2: Sarcodina, Chiefly "Thecamoebians" and Foraminiferida. — 2 Bände, XXXIV + 900 Seiten, 653 Fig., 4 Taf., Geol. Soc. Am. + Univ. Kansas Press, New York 1964.
- MAJZON, L., 1943: Beiträge zur Kenntnis einiger Flysch-Schichten des Karpaten-vorlandes mit Rücksicht auf die Globotruncanen. — Mitt. Jb. Kgl. Ung. Geol. Anst., 37, S. 1—169, 2 Taf., 2 Tab., 8 Textfig., Budapest.
- MARSSON, T., 1878: Die Foraminiferen der weißen Schreibkreide der Insel Rügen. — Mitt. nat. Ver. Neu-Vorpommern und Rügen, Jb. 10, S. 115—196, Taf. 1—5, Berlin.
- MARTIN, L., 1964: Upper Cretaceous and Lower Tertiary Foraminifera from Fresno County, California. — Jb. Geol. B. A., Sonderb. 9, S. 1—128, 16 Fossiltaf., 8 Tab., 5 Tab. im Anhang, 5 Textabb., 4 Textphotos, Wien.
- MONTFORT, P. D. de, 1808: Conchyliologie systematique et classification méthodique des soquilles. — F. Schoell, Paris, Band 1, S. 331 (Aus ELLIS & MESSINA, 48).
- NOTH, R., 1912: Die Foraminiferen der roten Tone von Barwinek und Komarnok. — Beitr. Geol. Pal. Öster.-Ung. Oriens, 25, S. 1—24, 1 Taf., 1 Textfig., Wien und Leipzig.
- , 1951: Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. — Jb. Geol. B. A., 94, Sonderb. 3, S. 1—91, 9 Taf., 2 Tab., Wien.
- * OLSSON, R. K., 1960: Foraminifera of latest Cretaceous and earliest Tertiary age in the New Jersey Coastal Plain. — J. Paleont., 34 (1), S. 1—58, 12 Taf., 2 Abb., Tulsa/Oklah.
- PALMER, D. K. & BERMUDEZ, P. J., 1936: An Oligocene foraminiferal fauna from Cuba. — Mem. Soc. Cubana Hist. Nat., 10 (4), S. 227—271, Taf. 13—20, 10 (5), S. 273—316, Havanna.

- PARKER, W. K. & JONES, T. R., 1865: On some Foraminifera from the North Atlantic and Arctic Oceans, including Davis Straits and Baffin's Bay. — *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 155 (1), S. 325—441, Taf. 12—19, Tab. 1—12, London.
- PFLAUMANN, U., 1964: Geologisch-mikropaläontologische Untersuchungen in der Flysch-Oberkreide zwischen Wertach und Chiemsee in Bayern. — *Inaugural-dissertation Univ. München*, 180 Seiten, 14 Taf., 8 Textabb., München.
- PLUMMER, H. J., 1945: Smaller foraminifera in the Marble Falls, Smithwick, and lower Strawn strata around the Llano uplift in Texas. — *Texas Univ. (Bur. Econ. Geol.) Publ.*, 4401 (1944), S. 233, Austin/Tex. 1945 (Aus ELLIS & MESSINA, 22).
- POKORNY, V., 1950: On the Microfauna of the Eocene Green Clay of Nikolčice (Moravia, Czechoslovakia). — *Bull. Inter. Acad. tchèque Sci.*, 50 (15), S. 1—16, 1 Taf., 17 Textabb., Praha.
- 1953: The Microstratigraphical Position of the Herspice Gravels in the Eocene of the Zdáňice Series (with a Description of the Foraminifera in the Neighbouring Clays). — *Bull. Inter. Acad. tchèque Sci.*, 52, S. 371—405, 1 Taf., 18 Textabb., Praha 1951.
- , 1958: Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie. Band 1. — 582 Seiten, 549 Textfig., VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin.
- , 1960: Microstratigraphie et Biofaciès du flysch carpatique de la Moravie Méridionale (Tchécoslovaquie). — *Rev. Inst. Franc. Petr.*, 15 (7—8), 1099—1141, 18 Taf., 2 Textfig., Paris.
- REUSS, A. E., 1862: Entwurf einer systematischen Zusammenstellung der Foraminiferen. — *Sitzber. Akad. Wiss., math.-naturw. Cl.*, 44 (1861), S. 365, Wien 1862. (Aus ELLIS & MESSINA, 1).
- RZEHAK, A., 1887: Die Foraminiferen des grünen Oligocänthones von Nikolschitz in Mähren. — *Vh. k. k. Geol. Reichsanst.*, 1887, S. 87—88, Wien.
- , 1895: Ueber einige merkwürdige Foraminiferen aus dem österreichischen Tertiär. — *Ann. k. k. Nat. Hist. Hofmus.*, 10, S. 213—230, Taf. 6, 7, Wien.
- * SALAJ, J. & SAMUEL, P., 1966: Foraminifera der Westkarpaten-Kreide. — *Geol. Ustav. Dion. Stura*, S. 1—291, 18 Abb., 6 Beil., 33 Tab., 48 Taf., Bratislava.
- SARS, M., 1869: Fortsatte Bemaerkninger over det dyriske Livs Udbredning i Havets Dybder. — *Vidensk.-Selsk. Forhandling*, S. 246, Christiania. (Aus ELLIS & MESSINA.).
- * SCHEIBNEROVA, V., 1961: Microfauna of the Middle and Upper Cretaceous of the Klippen Belt of West Carpathians in Slovakia. — *Acta Geol. Geogr. Univ. Com.*, 5, S. 5—108, 14 Taf., Bratislava.
- SCHULZE, F. E., 1875: Zoologische Ergebnisse der Nordseefahrt vom 21. Juli bis 9. September 1872; I — Rhizopoden. — *Comm. Wiss. Unters. Dt. Meere Kiel, Jahresber.*, Jg. 2—3, S. 113, Berlin. (Aus ELLIS & MESSINA, 44).
- * SIGAL, J., 1952: Aperçu stratigraphique sur la micropaléontologie du Crétacé. — *Int. Geol. Congr.*, 19th. Sess., Algerie 1952, Monogr. Reg. Ser. 1 (26) S. 1—47, 46 Abb., 1 Taf., Alger.
- * STURM, M., 1968: Die Geologie der Flyschzone im Westen von Nußdorf/Attersee, O.Oe. — *Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien*, S. 1—302, 9 Abb., 11 Taf., 8 Beil., Wien.
- * —, 1969: Zonation of Upper Cretaceous by means of planktonic Foraminifera, Attersee, Upper Austria. — *Roc. Pol. Tow. Geol.*, 39 (1—3), Krakow.
- TAKAYANAGI, Y., 1960: Cretaceous Foraminifera from Hokkaido, Japan. — *Rep. Science Report Tohoku Univ.*, Sendai, Japan, Ser. II, 32, S. 3—154, Taf. 1—12, 22 Textfig., Sendai, Japan.
- TAPPAN, H., 1940: Foraminifera from the Grayson Formation of Northern Texas. — *J. Paleontol.*, 14, S. 93—126, Taf. 14—19, Tulsa/Oklah.
- , 1957: New Cretaceous Index Foraminifera from Northern Alaska. — *U. S. Nat. Mus. Bull.*, 275, S. 201—222, Taf. 65—71, Washington.
- TERQUEM, M., 1862: Recherches sur les Foraminifères de l'Etage moyen et de l'Etage inférieur du Lias. — *Mém. Acad. imp. Metz*, 1862, S. 415—466, Taf. 5, 6, Metz.

- VASICEK, M., 1947: Poznámky k mikrobiostratigrafii magurského flyse na Morave. — Remarks on the Microbiostratigraphy of the Magura Flysch in Moravia. — Vestník UUG., 22, S. 235—256, 3 Taf., 3 Textfig., Praha.
- , 1950: Mikropaleontologický doklad mladotřetihorní horotvorné fáze na východní Moravě. — Micropaleontological Evidence of the Late-Tertiary Orogenesis in East Moravia. — Sborník UUG., 17, S. 1—12, Taf. 1, 2, Praha.
- * VÖGLER, J., 1941: Ober-Jura und Kreide von Misol (Niederländisch-Ostindien). — Palaeontographica, Supl. Bd., 4 (4), S. 243—293, 13 Abb., 2 Tab., 6 Taf., Stuttgart.
- WHITE, M. P., 1928: Some Index Foraminifera of the Tampico Embayment Area of Mexico (Part 1). — J. Paleont., 2, S. 177—215, Taf. 27—29, 1 Tab., 2 Textfig., Bridgewater.
- * WILLE-JANOSCHEK, U., 1966: Stratigraphie und Tektonik der Schichten der Oberkreide und des Alttertiärs im Raume von Gosau und Abtenau (Salzburg). — Jb. Geol. B. A., 109, S. 91—172, 3 Abb., 11 Taf., Wien.
- WRIGHT, T. S., 1861: Observations on British Protozoa and Zoophytes. — Ann. Mag. Nat. Hist., Ser. 3, 8, S. 122, London. (Aus ELLIS & MESSINA, 12).
- ZIEGLER, J. H., 1957: Die Fauna des Cardientones der Oberpfalz und die Bedeutung der Foraminiferen für seine Altersbestimmung (Coniac). — Geol. Bav., 30, S. 55—86, 1 Taf., 3 Tab., München.

Großforaminiferen

A. PAPP

Tafel 9

Großforaminiferen (*Orbitoides* und *Lepidorbitoides*) wurden von JÄGER 1914 erstmals aus dem Gspöttgraben erwähnt. 1956 erfolgte von A. PAPP eine Bearbeitung des Materials. Folgende Arten wurden bestimmt:

Orbitoides apiculata tenuistriata DOUVILLE

Orbitoides jaegeri PAPP & KÜPPER

Orbitoides media ssp.

Lepidorbitoides socialis ssp.

Der hochentwickelte Nepiont von *O. apiculata tenuistriata* und *L. socialis* spricht für eine Altersstellung im jüngeren Maastricht. Taf. 9, Fig. 3 zeigt den hochentwickelten Nepiont mit großem Deuterocouch und Nebenauxiliarkammern von *L. socialis*, wie er für Ablagerungen des jüngeren Maastrichts typisch ist.

Im folgenden mögen zu den 1956 veröffentlichten Ergebnissen nur ergänzende Mitteilungen über Vorkommen, Erhaltung und Struktur der Großforaminiferen gemacht werden.

Das vom Autor 1956 bearbeitete Material stammte von einer Schichtfläche im oberen Teil des östlichen Steinbruches. Es handelt sich dabei um die Unterseite einer Bank, da die Lagerung überkippt ist. Außer *Orbitoides* und *Lepidorbitoides* wurden kleine Mollusken und Molluskensplitter beobachtet. Bemerkenswert ist die Fossilisation von Foraminiferen. Bei den Gehäusen handelt es sich um Pseudomorphosen durch Silikate. In konzentrierter Salzsäure zeigen die Objekte meist keine Veränderung. Bei *Lepidorbitoides* wurde beobachtet, daß vereinzelt die Pfeiler des lateralen Gehäuses aus weißem Calzit bestanden. Dieser kann herauswittern bzw. herausgelöst werden, wodurch eine poröse Oberfläche entsteht.

Die Einlagerung von Silikat ist bei der Fossilisation von Foraminiferen aus flyschoider Fazies von allgemeinerem Interesse. Verschiedentlich wird erwähnt, z. B. V. POKORNY 1958, S. 93, daß agglutinierende Foraminiferen in flyschoider Fazies beim Bau des Gehäuses Silikate als Bindemittel verwenden. Wir sind der Ansicht, daß es sich in solchen Vorkommen ebensogut um eine sekundäre Erscheinung wie bei den Gehäusen von *Orbitoides* handeln kann (vgl. A. PAPP 1961, S. 87, 88).

Die Einlagerung von Silikat gibt allerdings eine Voraussetzung zur Erhaltung feinsten Strukturen der Stolonen und Porensysteme. Es kann z. B. im waagrechten Schnitt gezeigt werden, wie bei *O. apiculata tenuistriata* (Taf. 9, Fig. 3) die starke Wand der Embryonalkammern von Stolonen, die zu einer Auxilliarkammer führen, durchzogen wird. Der Verlauf von Stolonen kann auch im senkrechten Schnitt gezeigt werden (Taf. 9, Fig. 2). Außerhalb der Medianschnitte wird die Wand der Embryonalkammern von einem, bedeutend schmäleren Porensystem durchzogen.

Selten gelingt die Beobachtung des Porensystems in den Lateralpartien, welches die Verbindung zwischen den einzelnen Lateralkammern herstellt. Taf. 9, Fig. 1 zeigt das Vorhandensein dünner Poren, die zwei übereinanderliegende Lateralkammern verbinden.

Seit JÄGER 1914 ist bekannt, daß im Flysch des Wienerwaldes Großforaminiferen in Partien mit gröberen Komponenten am häufigsten gefunden werden. Dies kann auch bei dem Profil in Sievering bestätigt werden. Relativ gute Schliffe liegen von den Stationen H 20—22 und H 42 vor.

In der Fazies der Gesteinsschliffe sind an auffälligen Fossilien von der Station H 42 Bruchstücke von Lithothamnien erwähnenswert von H 20 waagrechte Schnitte durch *Lenticulina* bzw. *Robulus*.

Die Spezialisationshöhe der Großforaminiferen *Orbitoides* und *Lepidorbitoides* entspricht, wie schon erwähnt, jener des Maastrichts.

Lebensspuren und Marken

A. PAPP

Tafel 10 und 11

Als Grundlage der Nomenklatur der als Lebensspuren (Trace Fossils und Problematika) bezeichneten Fossilien bietet sich die von W. HÄNTZSCHEL, Treatise 1962 an. In diesem Sinne sind Spuren von Organismen verursacht, Marken anorganischer Herkunft. Grenzfälle wo sowohl organische wie auch anorganische Faktoren beteiligt sein können sollen in diesem Rahmen ebenfalls Erwähnung finden.

Chondrites STERNBERG 1833

Bauten von *Chondrites*, früher als Fuccoiden bezeichnet, sind besonders im Kreideflysch des Wienerwaldes häufig (vgl. TAUBER 1948 mit weiterer Literatur, A. PAPP 1962). In Sievering sind es die häufigsten Spuren.

Helminthoidea SCHAFHAUTL 1851

Taf. 10, Fig. 1

Helminthoidea in Form geführter Mäander sind im Flysch des Wienerwaldes meist in Mergeln als flache Bänder erhalten (vgl. O. ABEL 1935, R. RICHTER 1924 u. a.). Im Steinbruch Sievering ist eine relativ seltene körperliche Erhaltungsform zu beobachten, die zeigt, daß es sich bei *Helminthoidea* nicht um eine Kriechspur, sondern um eine Grabspur bzw. eine im Sediment angelegte Röhre handeln kann.

Helminthoidea ist ähnlich wie *Chondrites* eine charakteristische Lebensspur der Kahlenberger Schichten bzw. der Oberkreide im Flysch des Wienerwaldes.

Scolicia de QUATREFAGES 1849

Der Ausguß einer gekrümmten gegliederten Spur ist am ehesten in die Gruppe von *Scolicia* einzureihen. Derartige Spuren sind im Kreide-Flysch des Wienerwaldes relativ selten. Als „*Palaeobullia*“ u. a. dagegen sind sie sehr markant und häufig im Eozän (z. B. Schleifsteinbruch bei Kierling) anzutreffen.

Spirodesmos ANDREE 1920

Taf. 10, Fig. 2, 3

Spiralgeführte Gänge mit einem Durchmesser von 1·5 bis 2·0 mm können als geschlossenes System einen Kreis bis zu 10 cm im Durchmesser bedecken. Die einzelnen Gänge liegen sehr eng aneinander und zeigen bei guter Erhaltung eine zarte Ringelung. Das Zentrum ist bei keinem Stück erhalten.

Wir kennen die hier geschilderte Spur aus dem Wienerwald nur aus einem Vorkommen in der „Seichtwasserkreide“ bei Hütteldorf. An diesem Fundpunkt erreichen die Gänge jedoch einen Durchmesser von mehr als 5 mm, der Durchmesser des ganzen Systems kann 400 mm erreichen.

Phycosiphon FISCHER — OOSTER 1858

Systeme locker gelegter Gangsysteme, die jedoch eine gewisse Beziehung zueinander erkennen lassen. In Sievering ist diese Spur selten zu finden.

Flute cast und Skip cast

Taf. 11, Fig. 1, 2

Flute casts sind in den meisten Fällen anorganischer Entstehung und haben als Marken zu gelten. In vielen Fällen sind aber Organismen an der Bildung von Flute casts beteiligt. Bezeichnend sind in den Steinbrüchen bei Sievering Schichtunterseiten, an welchen der Austritt einer senkrechten Röhre beobachtbar ist. Durch die Strömung erfolgt eine Auskolkung. Die Richtung derartiger „Kolkfahnen“ ist nahezu parallel.

Bemerkenswert ist auf Flächen mit parallelen Flute casts das Auftreten von Skip casts. Es handelt sich dabei meist um scharf profilierte längliche Eindrücke (bzw. Ausgüsse dieser Eindrücke), die in mehreren Exemplaren auftretend, untereinander annähernd parallel sind. Die Achsen der Skip casts schneiden jedoch die Richtung der Flute casts in großem Winkel.

Die Entstehung der Skip casts setzt eine intensive Bewegung des erzeugenden Gegenstandes voraus. Es steht zur Diskussion, ob es sich bei der treibenden Kraft um eine Wassertrift handeln muß. Es wäre zu erwarten, daß die Trift bestehende Flute casts beeinflusst oder verwischt. Wenn an eine Eigenbewegung des erzeugenden Gegenstandes gedacht wird, so kämen in erster Linie Organismen bzw. Tiere als Erzeuger in Frage. Somit wird zur Diskussion gestellt, ob die hier gezeigten Skip casts nicht mit Organismen in Verbindung stehen könnten.

Lebensspuren haben gegenüber anderen Fossilien den Vorzug, daß ihre Umlagerung in jüngere Schichten unwahrscheinlich ist. Als Mittel biostratigraphischer Aussage sind die Möglichkeiten jedoch begrenzt. Im vorliegenden Fall kann nur, nach den bereits vorliegenden Unterlagen (A. PAPP 1962) der Vergleich gezogen werden, daß ein häufiges Auftreten von *Helminthoidea* und *Chondrites* im Wienerwald für die Kahlenberger Schichten bezeichnend ist und im Greifensteiner Sandstein andere Lebensspuren vorherrschen. Dadurch ergeben sich engere Beziehungen zur Kreide als zum Palaeogen.

Literatur

- ABEL, O., 1935: Vorzeitliche Lebensspuren. — 644 Seiten, Verlag G. Fischer, Jena.
- JÄGER, R., 1914: Grundzüge einer stratigraphischen Gliederung der Flyschbildungen des Wienerwaldes. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 7, S. 122—172, 4 Taf., Wien.
- PAPP, A., 1956: Orbitoiden aus dem Oberkreideflysch des Wienerwaldes. — Verh. Geol. B. A., 1956, S. 133—143, 1 Textabb., Wien.
- , 1961: Die systematische Stellung von *Silicotextulina* DEFLANDRE 1934 (Foraminifera). — Verh. Geol. B. A., 1961, S. 83—88, 8 Textabb., Wien.
- , 1962: Das Vorkommen von Lebensspuren in einzelnen Schichtgliedern im Flysch des Wienerwaldes. — Verh. Geol. B. A., 1962, S. 290—294, 1 Textabb., Wien.
- POKORNY, V., 1958: Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie I. — 582 Seiten, 549 Textfig., VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin.
- RICHTER, R., 1927: Psychische Reaktionen fossiler Tiere. — *Paläobiologica*, 1, S. 225—244, Wien.
- SEILACHER, A., 1961: Biogenic sedimentary structures. — Symposium on Paleontology, S. 296—315, Cincinnati.

Die Petrographie der Sandsteine

W. SCHNABEL

Beilagen 6—8, Tabellen 4—9, Abbildungen 3—10, Tafel 12

Einleitung

Aus mehreren Gründen hat die genaue Kenntnis der petrographischen Kriterien der Flyschablagerungen große Bedeutung. Neben den sich darin widerspiegelnden Ablagerungsbedingungen und der Abbildung des Aufbaues und der gesteinsmäßigen Zusammensetzung des aufgearbeiteten Hinterlandes zwingt besonders die relative Fossilarmut in Flyschsedimenten mehr als in anderen Ablagerungen, petrographische Daten auch zur Alterseinstufung

heranzuziehen. Oft bilden sie die einzige Möglichkeit stratigraphischer Korrelation. Die Gesteinsuntersuchungen in vorliegender Arbeit sind auf diese Schwerpunkte ausgerichtet.

Die Entstehung von Flyschablagerungen aus Trübungsströmen im Sinne von Ph. H. KUENEN & C. I. MIGLIORINI (1950) wird hier stillschweigend vorausgesetzt, alle hier untersuchten Ablagerungskriterien finden durch diese Modellvorstellung eine Erklärung.

Bisherige Untersuchungen im Wienerwaldflysch

Die Erläuterungen zur 1952 erschienenen geologischen Karte der Umgebung von Wien (G. GÖTZINGER et al.) beinhalten eine erschöpfende und abgerundete Zusammenfassung des damaligen Forschungsstandes der Flyschzone im Wiener Raum. Die Oberkreide- und Alttertiärschichtfolge ist charakterisiert durch einzelne Leitgesteine und Gesteinsvergesellschaftungen, das Hauptgerüst für die stratigraphischen Einstufungen bilden, neben wenigen mikropaläontologischen Daten, Makrofossilien und Großforaminiferen (Ammoniten und Orbitoiden in der Oberkreide, Nummuliten im Eozän). Nur sehr untergeordnet konnte G. GÖTZINGER exakte mineralogische Untersuchungen für stratigraphische Zwecke in Form der damals gerade anlaufenden Schwermineralanalysen von G. WOLETZ (1950) heranziehen.

In der Folgezeit bilden die Schwermineraluntersuchungen von G. WOLETZ (1955, 1962, 1967) den Hauptanteil in der systematisch mineralogischen Erforschung der Flyschgesteine des Wienerwaldes und sind Routinebestandteile vieler Arbeiten geworden (N. ZADORLAKY-STETTNER 1960 a, b, 1961, R. GRILL 1962, P. GOTTSCHLING 1965 u. a.). Die auf Grund der schlechten Aufschlußverhältnisse nur punktmäßig entnommenen Proben ergaben als wesentlichste Erkenntnis mit wenigen Ausnahmen eine Granatvormacht in der Oberkreide (Hinweis auf metamorphes Liefergebiet) und Zirkonvormacht im alttertiären Anteil (Detritus aus plutonischen Gesteinen), mit wechselnden Mengenverhältnissen an der Kreide-Tertiär-Grenze. Großaufschlüsse an der Autobahn gestatteten die Beprobung zusammenhängender, durch mehrere stratigraphische Einheiten laufender Profile und ergaben gute Bestätigungen der oben erwähnten Erkenntnisse (W. GRÜN et al. 1964).

Die Schwermineralverteilung in einzelnen Geopetalrhythmen hat erstmals G. NIEDERMAYR (1966) studiert und deren Unterschiede in den verschiedenen vertikal sortierten Bereichen dargestellt. H. WIESENER und seiner Schule blieb es vorbehalten, die Leichtmineralkomponenten der Sandsteine über den Stand rein feldmäßiger Beschreibung hinaus unter Berücksichtigung von Transport- und Ablagerungsbedingungen zu genauer Durchuntersuchung und zu summarischen Darstellungen zu bringen (H. WIESENER 1962 a, b, 1967, G. NIEDERMAYR 1966). Diesen Analysen nach weisen die Sandsteine der Kahlenberger Schichten hohen Gehalt an detritärem und authigenem Karbonat neben verhältnismäßig hohen Prozentsätzen an Feldspäten (10–25%) auf, die Altenglbacher und Sievinger Sandsteine sind karbonatärmer (etwa 10%), wogegen der eozäne Greifensteiner Sandstein in Form fast reiner Quarzsandsteine ausgebildet ist (91–75% Quarz, Feldspäte unter 10%, H. WIESENER 1967).

Diesen bisherigen Erkenntnissen nach erweist sich eine genaue Untersuchung der Sieveringer Schichten aus mehreren Gründen als lohnend. Sie sind ins Maastricht eingestuft, einem Altersbereich also, in welchem der Schwermineralumschlag Granat—Zirkon sich auszuwirken beginnt, wie bisherige Analysen bestätigen, die kein einheitliches Bild ergaben (G. GÖTZINGER 1954, G. NIEDERMAYR 1966, G. WOLETZ 1950, 1962, 1967, ZADORLAKY-STETTNER 1961). Ähnlich verhält es sich mit dem lithofaziellen Umschwenken von Kalkareniten der Oberkreide zu $\pm$ reinen Quarzsandsteinen des Greifensteiner Sandsteins. Darüber hinaus geben die gröberklastischen Schüttungen, die auf einen näher gelegenen Bereitstellungsraum hindeuten, besseren Einblick in die Zusammensetzung des Abtragungsraumes der Flyschoberkreide, jenes fraglichen Bereiches, in den man bisher nur auf Grund der höchst seltenen „Scherlinge“ verlässlichen Einblick erhalten konnte (G. GÖTZINGER & CH. EXNER 1953).

Probenentnahme

Aus dem gesamten aufgenommenen Profil des Steinbruches Sievering — W Gspöttgraben — wurden für petrographische Untersuchungen 57 Handstücke orientiert entnommen (H 1—57 fortlaufend vom Liegenden ins Hangende nummeriert, die genauen Entnahmestellen können aus dem Profil Beilage 3 ersehen werden). Im Hinblick auf die Erkenntnis, daß in vertikal sortierten Bänken die Sortierung sich auch im Mineralgehalt wesentlich widerspiegelt, besonders in Schwermineralspektren (NIEDERMAYR 1966, S. 127), wurde getrachtet, einzelne ausgewählte Bänke in verschiedenen Niveaus zu beproben, hauptsächlich an der Unter- und Oberseite und fallweise auch im Mittelbereich.

Modalbestand

1. Methodik

Die Ermittlung des Modalbestandes der Sandsteine wurde mit dem Integrationsokular in Dünnschliffen vorgenommen, wobei rund 1000 Punkte gezählt wurden; diese Resultate wurden durch den Gewichtsprozentanteil an Schwermineralien ergänzt. Zur besseren Erfassung der Feldspäte wurde versucht, Kalifeldspäte und Plagioklase nach der Methode von BAILEY & STEVENS (in G. MÜLLER, Teil I, S. 180) selektiv anzufärben. Mit dieser Methode ließ sich Kalifeldspat sehr deutlich gelb färben. Selektives Anfärben der Plagioklase allerdings war mit dieser Methode nicht möglich, da sich durch die Natrium-Rhodizonatlösung nicht nur die Plagioklase, sondern auch alle Karbonate und damit das ganze Bindemittel rot färbte und eine Differenzierung damit nicht mehr möglich war. Bei einer Schliffdicke von 0.02 bis 0.03 mm wurden mit einer Ätzdauer von 20 bis 30 Sekunden die besten Resultate erzielt. Folgende Einzelkomponenten wurden unterschieden (siehe auch Kap.: Geröllanalyse der Liegendpartie des Gradierungszyklus Nr. 239):

a) Quarze: verschiedene Typen in Anlehnung an P. D. KRYNINE (1948):

Typ I: Einzelquarze mit glatter bis schwach undulöser Auslöschung, selten Einschlüsse von Zirkon und Rutil (gewöhnliche Quarze).

- Typ II: Quarzaggregate mit geraden Korngrenzen zwischen $\pm$ gleich-großen Körnern, glatte bis schwach undulöse Auslöschung (rekristallisierte Quarze).
- Typ III: Längliche, aus mehreren Körnern bestehende Aggregate mit geraden Korngrenzen, glatte bis schwach undulöse Auslöschung und Glimmereinschlüssen (schiefrig metamorphe Quarze).
- Typ IV: Längliche Gestalt der stark undulös auslöschenden Individuen des Aggregates, gerade, gezahnte, vereinzelt granuliert Korngrenzen (gelängt metamorphe Quarze).
- b) Quarzite: Intensiv verzahntes Quarzkornpflaster, stark undulöse Einzelindividuen (weitere Beschreibung siehe Geröllanalyse der Liegendpartie des Gradierungszyklus Nr. 239).
- c) Kalifeldspäte: Stark zersetzter und von der karbonatischen Grundmasse angegriffener Mikroklin, oft mit deutlicher Gitterung (z. B. H 30) und zum Teil aderperthitischer Ausbildung. Die Zersetzung kann bis zur Unkenntlichkeit fortschreiten, sodaß oft nur mehr undeutliche, wolkige Reste in der Grundmasse erkennbar sind.
- d) Plagioklase: Ebenfalls meist zersetzt, zum Teil saussuritisiert, zum Teil $\pm$ deutliche Parallelverwilligungen, mit An-Gehalten bis etwa 30%.
- e) Grundmasse: Als solche wurde das korngrößenmäßig und im Mikroskop mineralogisch nicht mehr weiter auflösbare Zwischenmittel angesehen. Mikroskopisch scheint es sich zu einem großen Teil aus karbonatischer Substanz zusammenzusetzen, doch dürfte der tonige Anteil und der anderer Stoffe hoch sein, wie aus den Daten der Karbonatanalysen hervorgeht, die auf geringeren karbonatischen Anteil der Grundmasse schließen lassen.
- f) Weitere Komponenten: Biotit, Muskovit, Chlorit, opakes Material (Erze), nichtmetamorphes Karbonat (hauptsächlich Kalke, zum Teil fossilführend, in H 4 untergeordnet Dolomit), Glaukonit, Hornsteine und Limonit.
- g) Gesteinsbruchstücke: Hauptsächlich Marmore, Tonschiefer, Schieferbruchstückchen und Quarz-Feldspataggregate mit mindestens 3 Mineralindividuen. Gesteinsbruchstücke erreichen in den Sandsteinen nur geringe Prozentsätze und haben nur im Basisbereich von GZ 239 (H 42) Bedeutung, über den eine Geröllanalyse vorliegt.
- h) Schwerminerale: Die Ergebnisse der Schwermineralanalysen werden in einem eigenen Abschnitt ausführlich behandelt, die entsprechenden Gewichtsanteile sind in Tab. 4 mitberücksichtigt.

2. Chemische Analysen der salzsäurelöslichen Anteile

Im Labor für Aufschluß und Produktion der ÖMV-AG. (Dr. H. HAWLE) wurden Analysen des in HCl löslichen Anteils einiger Sandstein- und Mergelproben durchgeführt, deren Ergebnisse in Tab. 5 a und b dargestellt sind.

Tabelle 4: Integrationsanalysen der Sandsteine

Tabelle 4 a: Prozentverhältnis mit Grundmasse

Gradierungszyklus	16		191	216	224	227		238	239		276	338
Handstück Nr.	3	4	14	19	27	29	30	39	42 *	43	50	54
Grundmasse	19.2	25.4	20.9	17.1	24.3	13.0	30.3	13.5	23.1	17.6	27.5	40.7
Quarz Typ I	47.1	54.0	55.0	46.0	42.3	36.3	33.4	31.3	17.3	49.1	44.9	34.4
Quarz Typ II	18.4	3.9	8.8	10.1	7.1	21.7	9.9	17.9		12.9	4.4	3.5
Quarz Typ III	0.7		0.4	1.5	1.7	1.5	1.5	3.8		0.5	0.2	0.3
Quarz Typ IV	0.4			2.1	0.2	1.5	0.2	2.4		1.3	0.6	
Quarzit	1.3	1.9	1.1	1.0	1.0	1.6	0.5	3.2	11.2	1.6	1.4	1.3
Kalifeldspat	6.6	4.3	7.7	3.5	10.5	8.6	11.2	10.7	5.6	9.5	4.2	10.8
Plagioklas	1.7	1.7	2.2	5.8	2.5	5.0	4.6	2.8	0.3	1.3	8.4	1.3
Biotit	0.6	0.9	0.4	1.0	1.7	0.3	0.2	0.2		0.5	2.4	1.6
Muskovit	0.6	2.4	0.6	2.3	2.5	0.4	0.4	0.6	0.2	0.5	1.4	2.2
Chlorit		0.6	0.2	0.4	0.2						0.8	
Erze	0.7	1.4	1.5	2.3	1.3	0.1	2.5	0.6	0.5	1.1	2.6	0.9
Limonit					0.2			0.2				
nichtmetam. Kalke	1.5		0.2	4.4	4.1	4.9	4.7	8.3	17.3	3.7	0.6	1.6
Dolomit		0.3										
Glaukonit	0.2	0.6	0.4	0.2	0.2	0.7	0.5	0.2		0.3		1.3
Hornsteine	0.9							0.8	24.2			
Gesteinsbruchst.		2.5	0.4	2.1		4.2		3.4			0.4	
Schwerminerale	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.3	0.1	0.2	0.1

Tabelle 4 b: Prozentverhältnis ohne Grundmasse

Gradierungszyklus	16		191	216	224	227		238	239		276	338
Handstück Nr.	3	4	14	19	27	29	30	39	42 *	43	50	54
Quarz Typ I												
Quarz Typ II												
Quarz Typ III	81.8	78.0	81.9	71.9	68.1	69.9	64.6	63.6	22.1	77.5	69.2	64.7
Quarz Typ IV												
Quarzit	1.7	2.6	1.4	1.2	1.4	1.9	0.8	3.7	15.6	1.9	1.9	2.1
Kalifeldspat	8.7	5.8	9.4	4.2	13.5	10.3	16.2	12.6	7.3	11.6	5.8	18.2
Plagioklas	2.2	2.3	2.7	7.2	3.3	5.6	6.1	3.3	0.4	1.6	11.6	2.1
Biotit	0.7	1.2	0.5	1.2	2.2	0.3	0.3	0.2		0.6	3.3	2.7
Muskovit	0.7	3.1	0.7	2.8	3.3	0.5	0.6	0.7	0.3	0.6	1.9	3.7
Chlorit		0.7	0.2	0.5	0.3						1.1	
Erze	0.9	1.8	1.8	2.8	1.7	0.1	3.7	0.7	0.7	1.3	3.6	1.6
Limonit					0.3			0.2				
nichtmetam. Kalke	1.9		0.2	5.3	5.3	5.6	6.8	9.8	22.1	4.5	0.8	2.7
Dolomit		0.4										
Glaukonit	0.2	0.7	0.5	0.2	0.3	0.8	0.8	0.2		0.3		2.1
Hornsteine	1.1							0.9				
Gesteinsbruchst.		3.3	0.5	2.5		4.8		4.0	31.1		0.6	
Schwerminerale	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.2	0.1	0.1	0.4	0.1	0.2	0.1

* = Feinkonglomerat.

Tabelle 5 a: Ergebnisse der Analysen der HCl-löslichen Anteile der Sandsteine

Gradierungszyklus	16			224		227		228		238			276			338		
	3	4	5	28	30	32	35*)	39	40	41	50	51	52	54	55	56		
HCl unlöslich.....	92.29	89.74	91.76	85.88	75.23	61.07	47.81	81.70	71.57	28.85	85.99	86.26	82.69	78.33	27.31	48.26		
Fe ₂ O ₃	0.73	2.84	1.92	1.82	1.84	2.12	2.79	2.10	1.44	1.36	2.20	2.16	2.90	2.60	1.34	1.60		
Al ₂ O ₃	1.66	0.61	2.55	2.50	1.26	2.60	5.66	1.53	1.47	1.31	3.11	1.54	2.72	2.66	1.60	1.71		
CaO	2.10	0.83	0.51	4.01	11.13	16.98	23.04	6.54	12.99	37.04	3.10	3.73	4.99	7.35	38.31	24.41		
MgO	0.08	1.29	0.10	0.31	0.29	0.40	0.35	0.35	0.63	0.30	0.59	1.29	0.52	0.75	0.00	0.28		
SO ₃	0.95	0.13	0.94	0.79	0.59	0.87	0.54	0.77	0.56	0.62	0.27	0.09	0.27	0.76	0.23	0.66		
Glühverlust	2.46	4.31	2.60	5.01	10.20	16.49	19.59	7.39	11.96	30.54	4.83	5.41	5.87	7.96	31.14	21.25		
	100.27	99.75	100.38	100.32	100.54	100.53	99.78	100.38	100.62	100.02	100.09	100.48	99.96	100.41	99.93	98.17		
CaCO ₃	2.55	1.34	0.92	7.14	19.12	30.32	40.46	10.72	22.50	65.36	5.19	6.50	8.42	12.19	68.09	46.33		
MgCO ₃	0.17	2.70	0.21	0.64	0.62	0.83	0.74	0.73	1.32	0.63	1.22	2.70	1.08	1.56	0.00	0.58		
CaSO ₄	1.62	0.22	1.60	1.34	1.01	1.48	0.92	1.31	0.95	1.05	0.46	0.15	0.46	1.29	0.39	1.12		
H ₂ O	1.92	2.39	2.08	0.00	1.88	2.72	1.78	2.38	1.76	1.89	2.11	1.23	1.88	2.31	1.36	0.00		

*) „Kalkmergel“

Tabelle 5 b: Ergebnisse der Analysen der HCl-löslichen Anteile der Tone und Tonmergel

Proben Nr.	2	3	4	5	7	8	9	10	13	20	22	23
HCl unlöslich	78.47	75.55	78.70	72.97	77.40	81.94	68.39	76.09	82.09	67.36	76.42	78.58
Fe ₂ O ₃	2.71	2.08	3.96	4.30	4.81	2.83	3.59	3.22	3.40	3.40	4.09	1.92
Al ₂ O ₃	1.76	2.23	3.05	2.97	4.43	3.25	4.76	4.01	2.94	1.80	4.28	4.23
CaO	5.16	6.89	3.53	6.19	3.87	1.22	7.73	5.56	2.65	10.79	4.59	3.43
MgO			1.05	0.49	1.04	1.00	2.97	0.98	0.32	0.81	2.22	1.33
SO ₃	2.74	2.02	0.71	1.14	0.70	0.24	0.35	0.84	Spur	0.89	0.33	0.15
Glühverlust	9.49	11.41	9.42	12.34	8.44	9.46	12.16	9.51	8.88	14.64	7.88	10.03
	100.33	100.18	100.42	100.40	100.69	99.94	99.95	100.21	100.28	99.69	99.81	99.67
CaCO ₃	5.78	9.78	5.41	9.62	6.03	2.18	13.80	8.46	4.73	18.15	8.37	5.93
MgCO ₃			2.20	1.02	2.18	2.09	6.21	2.05	0.67	1.69	4.64	2.78
CaSO ₄	4.66	3.43	1.21	1.94	1.19	0.41	0.60	1.43	Spur	1.51	0.56	0.26
H ₂ O	8.87	8.52	6.39	8.38	5.14	7.41	2.85	5.56	6.45	6.40	1.68	6.08

3. Differenzthermoanalysen (DTA)

Beilage 6

An einigen Proben, und zwar solchen, von welchen Karbonatbestimmungen und nach Möglichkeit Integrationsanalysen vorlagen, wurden zusätzliche DTA-Analysen vorgenommen. Der Grund dafür lag weniger in der mineralogischen Charakterisierung spezifisch dieser Stücke, sondern in erster Linie in einer Prüfung der Aussagekraft von DTA-Analysen in Flyschgesteinen. Herrn Dr. O. MARESCH von der ÖMV-AG. sei für die Durchführung der Analysen und für eine Einführung herzlich gedankt.

Es stellte sich heraus, daß für eine DTA-Durchschnittsanalyse Flyschsandsteine schlecht geeignet sind. Beim Vergleich der DTA-Kurven mit anderen Untersuchungsergebnissen zeigt sich, daß Quarz und Kalk verläßlich nachzuweisen sind. Die Grundlinienverschiebung ab etwa 450° deutet verläßlich hohen Glimmergehalt an, zumindest stimmen in diesen Proben auch die Ergebnisse der Integrationsanalysen damit überein (z. B. H 27, H 54). Besonders die Intensität der endothermen Reaktion des CaCO_3 -Gehaltes bei etwa 900° zeigt gute Übereinstimmung mit den unabhängig davon vorgenommenen CaCO_3 -Gehalten (vgl. Tab. 5 und die Lage der Proben im Diagramm Sand — Ton — Karbonat in Abb. 3).

Die Zunahme des Kalkgehaltes der gradierten Sandsteinbänke gegen das Hangende (GZ 224, 227, 238, 276) und die Abnahme gegen den Bereich der Tonmergel (GZ 338) stimmt in beiden Analysen genau überein.

Tabelle 6: Charakteristische Meßergebnisse der DTA-Analysen (in Mikrovolt)

GZ	16			224		227		228	238			276			338		
Handst. Nr.	3	4	5	27	28	30	32	35	39	40	41	50	51	52	54	55	56
Quarz ¹⁾	10	5	6	6	8	7	×	0	8	6	0	?	8	8	8	×	0
CaCO_3 ²⁾	8			48	64	120	240		74	164	>350	30	42	62	90	>350	300
Glimmer			×	×		×	×		×	×			×		×		

¹⁾ 100% = 15 Mikrovolt.

²⁾ 100% = 350 Mikrovolt.

× = Vorhanden.

4. Ergebnisse

Bei den Sandsteinen der Sievinger Schichten handelt es sich also mit einem Feldspatgehalt von 9 bis 20% um feldspathhaltigen Sandstein—Quarzsandstein, zum Teil mit Gesteinsbruchstücken (nach H. FÜCHTBAUER 1959), bzw. um Subarkosen der amerikanischen Literatur (R. L. FOLK 1954). Die Sandsteine gehen im Gradierungszyklus nach oben hin durch Abnehmen

der großen Kornanteile und entsprechende Zunahme des Kalk- und Tonanteiles (= Grundmasse) in mergeligen Sandstein und weiter über sandige Mergel in kalkigen Ton oder Tonmergel über. Dabei fällt auf, daß die höchsten Kalkanteile nicht im Bereich der Tonmergeln liegen, sondern in den feinstkörnigen Hangendpartien der Sandsteinbänke (z. B. H 55 und H 41 mit 68 bzw. 65%), selbst die öfters vorkommenden Bänke heller, harter, im Gelände als „Kalkmergel“ angesprochenen Partien haben mit einem CaCO_3 -Gehalt von etwa 40% (H 35) nicht diese hohen Werte erreicht. In Abb. 3 ist die Lage der untersuchten Gesteine im Diagramm Sand — Ton — Karbonat (nach FÜCHTBAUER 1959) eingetragen, wobei die CaCO_3 -Werte gegenüber den Analysenergebnissen um den Betrag vermindert sind, der in den detritären Kalken der Sandfraktion zu denken ist.

Die Zunahme der Grundmasse gegen oben hin und die damit verbundene Zunahme des Kalkgehaltes ist die hervorstechendste gradierungsabhängige Erscheinung im Leichtmineralbild (Ausnahme GZ 16, H 3, 4, 5). Die öfters angeführte und mit freiem Auge im Gelände sichtbare Anreicherung der

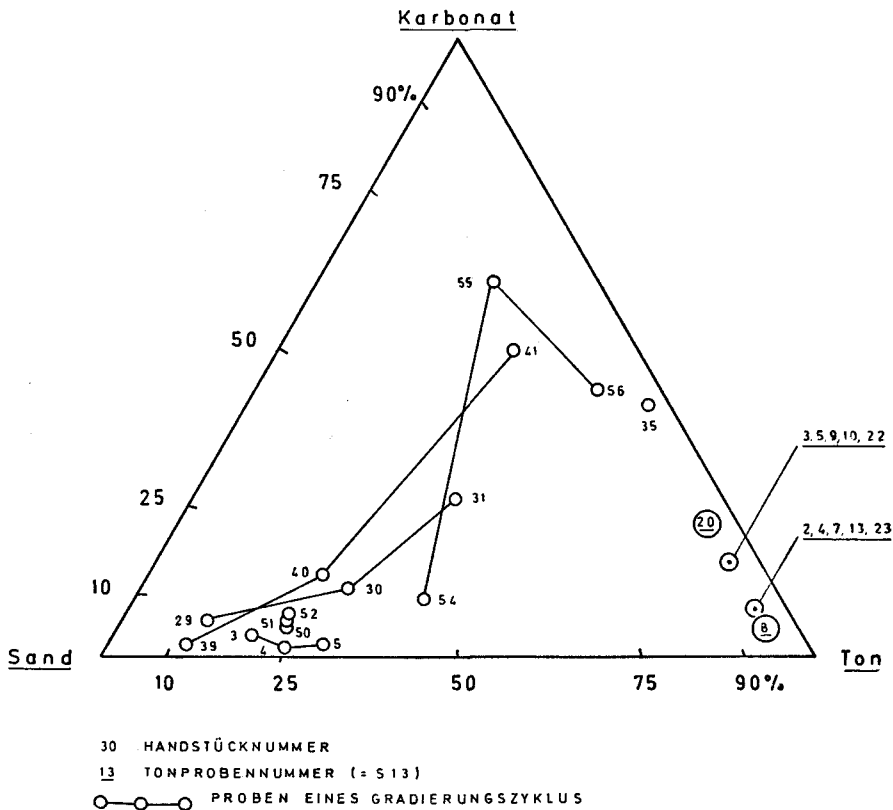


Abb. 3: Die Lage der Sandsteine und Mergel im Diagramm Sand — Ton — Karbonat

plättchenförmigen Glimmer und des Chlorites in den Hangendbereichen der Sandsteine findet sich in den hier dargestellten Integrationsanalysen zum Teil angedeutet.

Die Gesteinszusammensetzung des detritären Materials einzelner Bänke ist in Beilage 8, linke Kolonne, dargestellt, wobei die Ergebnisse gemittelt wurden, wenn mehrere Proben einer Bank untersucht wurden. Ein Rückschluß auf die petrographische Zusammensetzung der Ausgangsgesteine allein auf Grund der Leichtmineraluntersuchungen unterbleibt hier, da die diesbezügliche Interpretation der Schwermineralanalysen und einer Geröllanalyse in dieser Arbeit ungleich bessere Rückschlüsse auf den Abtragungsraum zulassen.

Schwermineralanalysen

(Beilage 7)

1. Aufbereitung der Fraktion und Wahl der Fraktionsbreite

Zur Gewinnung der Schwerminerale wurden die Handstücke zerpreßt und die Fraktion von 0.4 bis 0.063 (Siebnorm) naß ausgesiebt. Unter mehrmaligem Aufrühren dieser Fraktion in Tetrabromäthan ($d = 2.85$) im Scheidetrichter wurden die Schwerminerale gravitativ abgetrennt, wobei auf eine vollständige Trennung Bedacht genommen wurde. Dann wurde Schwer- und Leichtmineralfraktion gewogen, der Gewichtsprozentanteil der Schwerminerale errechnet und diese in Kanadabalsam ($n = 1.54$) eingebettet.

Auf Grund der Erkenntnisse der Korngrößenabhängigkeit der einzelnen Schwerminerale, besonders des Granates, wie die wiederholt angeführt wurden (z. B. PETTIJOHN 1957, S. 563), wurde die relativ große Fraktionsbreite von 0.4 bis 0.06 gewählt. Wir gehen damit bewußt von den Überlegungen von G. WOLETZ (1950, S. 169) ab, wo nur die Korngrößen von 0.1 bis 0.05 mm Dm erfaßt werden und folgen den Überlegungen von HOFMANN (1957, S. 289 ff.), BOUMA (1962), PETTIJOHN (1957, S. 563) u. a. Unsere Ergebnisse lassen sich damit mit denen von NIEDERMAYER (1966) vergleichen, der die Fraktion von 0.315 bis 0.08 untersuchte.

2. Auszählung und Berechnung der Schwerminerale

In jedem Streupräparat wurden mindestens 200 durchsichtige Körner durch Felderzählung bestimmt. Bei der Darstellung der Prozentverhältnisse Erz : Biotit-Chlorit : durchsichtige Minerale hielten wir uns an die Methode von G. WOLETZ (1950, S. 170). Sie braucht hier nicht neuerlich erläutert zu werden. Da die hier erfaßten Schwerminerale in etlichen Arbeiten beschrieben sind, erübrigt sich ein nochmaliges vollständiges Anführen der optischen Eigenschaften und des Habitus. Nur einige in dem untersuchten Material auffallende Fakten werden angeführt. Folgende Minerale wurden ausgezählt:

- a) Opake Körner (Erze) (Op),
- b) Biotit (Bi), zum Teil große Blättchen in H 9, 11, 12, 21, 24, 42, 46.
- c) Chlorit (Cl),

- d) Glaukonit (Gl), erscheint gradiert innerhalb der Sandsteinbänke und dürfte, wie schon NIEDERMAYR (1966, S. 117) erwähnt, aus diesem Grunde nicht authigen sein,
- e) Baryt (Ba),
- f) Granat (Gr), meist farblos, selten rosa, öfters kantengerundete Rhombendodekaeder. Extrem große, rosa Individuen in den Proben H 11, 12, 19, 20, 46, 57,
- g) Zirkon (Zi), gerundet und ungerundet, stellenweise deutlicher Zonarbau und Einschlüsse,
- h) Turmalin (Tu), Bruchstücke, keine Nadeln, braune, grüne, blaue Farbtöne, selten farblos,
- i) Rutil (Ru),
- k) Apatit (Ap),
- l) weiters sehr selten:

Zoisit (Zo),	Disthen (Di),
Epidot (Ep),	Anatas (An),
Cromit (Cr),	Sillimanit (Si),
Staurolith (St),	Titanit (Ti),
Monazit (Mo),	Hornblende (Hb).

Die Einzelergebnisse der Schwermineralauszählung aller Proben sind in Beilage 7 graphisch zusammengestellt.

3. Die Schwerminerale in Abhängigkeit von der Vertikal-sortierung

Die von NIEDERMAYR 1966 dargelegte Korngrößenabhängigkeit des Schwermineralspektrums wird in den hier dargelegten Ergebnissen bestätigt. Das gilt sowohl für den Gesamtschwermineralgehalt als auch für die Verteilung der durchsichtigen Mineralien und in geringem Maße auch für das Verhältnis des opaken zum durchsichtigen Anteil. Insbesondere das Verhältnis des Granates zu den übrigen Schwermineralien zeigt eine empfindliche Abhängigkeit von der Vertikalsortierung, was die folgenden Beispiele genau analysierter Gradierungszyklen erläutern sollen (vgl. dazu auch Beilage 7, Tabelle 7, 8 und zur Gegenüberstellung die einzelnen Summenkurven, Abb. 7—10).

a) GZ 16:

Der Abnahme der Korngröße geht die prozentuelle Abnahme des Granates parallel (von 25% an der Basis zu 3% 90 cm und 2% 150 cm über der Basis).

b) GZ 190:

Die regelmäßig gradierte Sandsteinbank von 40 cm Mächtigkeit stellt in zweierlei Hinsicht einen schwermineralogischen Musterfall dar. Die Abnahme des Gesamtschwermineralgehaltes von 0.42 auf 0.085% und die Abnahme des Granates zugunsten von Zirkon, Turmalin, Rutil und Apatit von 75 auf 32% vollzieht sich von unten nach oben regelmäßig.

c) GZ 216:

Der durch das „multiple graded bedding“ bedingte Wechsel grob- und feinkörniger Lagen spiegelt sich genau im Granatanteil wider. H 20 und 22

Tabelle 7: Zusammenstellung der Resultate der Schwermineraluntersuchungen
 × × × = wenig, × = sehr wenig.

Handstück- nummer	100%			100%														
	Opak	Bi + Cl	durchs. Miner.	Granat	Zirkon	Tourmalin	Rutil	Apatit	Titanit	Monazit	Zoisit	Epidot	Staurolith	Sillim.	Cromit	Disthen	Anatas	Hornblende
H 57	60	3	37	76	8	6	5	5								×		
H 56	99		1	×	×	×	×	×									2	
H 55	89	3	8	15	27	30	9	17										
H 54	67	24	9	74	11	9	6	×										
H 53	38	2	60	88	3	3	3	3				×						
H 52	60	11	29	40	5	24	11	20										
H 51	64	5	31	40	11	16	4	29										
H 50	48	16	36	55	11	14	7	13										
H 49	72	3	25	31	12	26	5	26	×									
H 48	51	8	41	74	5	9	4	8			1							
H 47	50	2	48	35	30	15	10	9										
H 46	71	2	27	23	8	26	13	30										
H 45	61	8	31	28	8	23	10	31										
H 44	61	26	13	2	23	41	13	20	1									
H 43	61	×	39	10	21	39	15	15							×			
H 42	73	6	21	69	4	11	6	9			×	×						
H 41	83	7	10	×	×	×	×	×				×						
H 40	87	4	9	25	17	31	8	19				×						
H 39	74	5	21	63	13	11	3	8		×	×	×						
H 38	57	6	37	18	22	30	16	13		×	1							
H 37	63	8	29	15	35	17	22	10			1							
H 36	72	2	26	40	29	9	8	14		×								
H 34	99	×	×	×	×		×											
H 33	52	35	13	25	20	31	11	13									×	
H 32	65	7	28	20	31	22	16	9		1		1					×	
H 31	63	7	30	13	29	28	18	12		×		×						
H 30	66	6	28	25	17	30	12	11	×	1	1	2			×			

zeigen die höchsten Gr-Werte (52 und 55%), die Hauptmasse der betreffenden Bankbereiche weist Korngrößen über 0.2 mm Dm auf. Die Gr-Werte von H 19 und H 21 (23 und 29%) entsprechen Korngrößenmaxima im Bereich von 0.1 bis 0.2 mm Dm. H 23 (Gr = 15%) ist aus dem höchsten Bereich der Bank, in welchem nur mehr feinkörnigeres Material sedimentiert wurde.

Die Tatsache, daß in diesem Gradierungszyklus der unterste Bereich (H 19) bei weitem die größten Kornanteile führt, der Gr-Gehalt aber relativ gering ist (23%), widerspricht der hier aufgezeigten Korngrößen — Granat-Abhängigkeit nicht, denn durch den schlechten Sortierungs- und Symmetriegrad dieses Bereiches bedingt, liegt der Großteil der Korngrößen trotzdem unter dem von H 20 und H 22, ebenso wie auch das Granatverhältnis.

d) GZ 224:

Geringer Korngrößenveränderung entspricht geringe Gr-Abnahme. Die Größtfraction des unteren Bereiches spielt ähnlich wie in GZ 216 (s. o.) wenig Rolle.

e) GZ 227:

Der deutlichen Korngrößenabnahme in der unteren Hälfte der Bank entspricht eine geringe Gr-Abnahme. Im feinkörnigen kreuzgeschichteten oberen Teil erfolgt leichte Zunahme des Gr-Gehaltes, die Kreuzschichtung stört also die Korngrößen- und damit auch die Gr-Abnahme gegen oben.

f) GZ 238:

Deutlicher Korngrößenabnahme entspricht deutliche Gr-Abnahme.

g) GZ 239:

Der raschen Abnahme der Korngrößen von einer Basispartie, die zum Teil schon in den Grobkiesbereich fällt (> 20 mm Dm) zu einem Feinsand entspricht rasches Abnehmen des Gr-Verhältnisses von 69 auf 2%.

h) GZ 276:

Bei der 1 m mächtigen Sandsteinbank kann von gradierter Schichtung auf Grund der Kornsummenkurven nicht mehr gesprochen werden, auch die Gr-Abnahme gegen oben ist gering (v. 55 auf 40%).

i) GZ 238:

Diese 3 m mächtige Sandsteinbank, die gegen oben in kalkigen Tonmergel übergeht, ist so feinkörnig, daß sich nur im unteren Bereich (H 54) Vergleiche zwischen Korngrößen und Schwermineralgehalten anstellen ließen, die aber gegen oben nicht mehr weiter verfolgbar waren.

In den 10 Gradierungszyklen, in denen die Korngröße genau dargestellt wurde, zeigte sich also nur eine Ausnahme von der Erscheinung, daß die Granatgehalte empfindlich auf Korngrößenänderungen im Sedimentationszyklus im Sinne des Abnehmens gegen den feinkörnigen Bereich reagieren. Diese Ausnahme bildet GZ 223, wo die etwa nach dem ersten Mächtigkeitsdrittel einsetzende — allerdings geringfügige — Rekurrenz größerer Körner keine Abbildung im Schwermineralspektrum erfährt und der verhältnismäßig hohe Gr-Gehalt im oberen, feinkörnigen Bereich (H 25) nicht erklärbar ist.

Neben diesen 10 Korngrößenmäßig exakt untersuchten Gradierungszyklen wurden noch 4 weitere (GZ 57, 210, 231, 255), deren deutliche Gradierung mit freiem Auge feststellbar war, in verschiedenen Niveaus schwermineralogisch beprobt und bei allen eine deutliche prozentuelle Abnahme des Granates zugunsten der übrigen Schwerminerale festgestellt.

SCHWERMINERALOGISCHE KRITERIEN IN ABHÄNGIGKEIT v. d. KORNGRÖSSENVER- ÄNDERUNG IN SANDSTEINBÄNKEN VON FLYSCHZYKLEN																																							
++	deutlich feststellbar																																						
+	feststellbar																																						
0	nicht, od. nur undeutl. feststellb.																																						
-	Gegenteil feststellbar																																						
SM	Schwerminerale																																						
dM	durchsichtige Mineralien																																						
			<table><tr><th></th><th>Z</th><th>Y</th><th>K</th><th>L</th><th>U</th><th>S</th></tr><tr><td>6</td><td>16</td><td>57</td><td>190</td><td>210</td><td>216</td><td>223</td><td>224</td><td>227</td><td>231</td><td>238</td><td>239</td><td>255</td><td>276</td><td>338</td></tr></table>																Z	Y	K	L	U	S	6	16	57	190	210	216	223	224	227	231	238	239	255	276	338
	Z	Y	K	L	U	S																																	
6	16	57	190	210	216	223	224	227	231	238	239	255	276	338																									
mit ab- nehmen- der Korn- größe	Abnahme d. ges. SM Anteils		++	0	+	++	++	+	+	++	++	-	+	++	0	0	+																						
	Abnahme d. Anteils an dM			+	+	+	-	++	+	+	0	-	+	0	+	0	0																						
	Abnahme d. Granatgeh. zugunsten d. restl. dM			++	+	++	++	++	-	+	0	+	++	++	++	+	0																						
Zu-nahme d. Biotit - Chlorit - Ant. im Hangendbereich				0	-	+		-	++	0	++	+	+	++	+	0	-																						

Tabelle 8: Schwermineralogische Kriterien in Abhängigkeit von der Korngrößenveränderung in gradierten Sandsteinbänken.

Eine weitere schon wiederholt gemachte Beobachtung, daß der Gesamt-schwermineralgehalt von unten gegen oben abnimmt, findet hier ebenfalls Bestätigung. Bei 15 in verschiedenen Horizonten beprobten Gradierungszyklen nimmt bei 11 der Gesamt-SM-Gehalt entsprechend der Korngröße ab, bei 3 bleibt er trotz abnehmender Korngröße gegen oben $\pm$ gleich und nur bei einer (GZ 231) nimmt er trotz abnehmender Korngröße geringfügig zu.

Weiters fand sich die Feststellung NIEDERMAYRS 1966 bestätigt, daß der Anteil der durchsichtigen Schwerminerale bei Verringerung der Korngröße abnehme. Von 14 diesbezüglich untersuchten Gradierungszyklen traf diese Beobachtung bei 8 zu, bei 4 blieb der Anteil $\pm$ gleich und bei 2 (GZ 210 und 231) nahm er trotz deutlicher Korngrößenverminderung zu (zu diesen Angaben vgl. Tabelle 8).

Aus allen diesen Ergebnissen folgt, daß gradierte Trübstromablagerungen mit nur einer Probe schwermineralogisch nicht zu erfassen sind und daß in Bänken, deren große Mächtigkeit es nicht gestattet, sie mit einem Handstück repräsentativ zu beproben, mehrere Punkte untersucht werden müssen (mindestens an der Unter- und Oberseite). Um nun ein SM-Spektrum, welches für das gesamte angelieferte Material einer Schüttung Gültigkeit hat, zu erhalten, wurden in mächtigeren Sandsteinbereichen mehrere Proben eines Gradierungszyklus arithmetisch gemittelt. In einigen Gradierungszyklen (z. B. GZ 171 und 210), wo nur von der Schichtunterseite Proben vorhanden

waren, wurde, gestützt auf die in diesem Kapitel beschriebenen Erkenntnisse, der Gr-Anteil zugunsten der übrigen Schwermineralien entsprechend vermindert. Die so erhaltenen Werte sind in Beilage 8 verwendet.

Die SM-Spektren in bezug auf die Strömungsrichtungen und Rückschlüsse auf die petrographische Zusammensetzung des Abtragungsraumes

Beilage 8, Abb. 4

Die auf oben beschriebenem Weg umgerechneten Spektren, in denen also sedimentologische Verzerrungseffekte, soweit sie die vertikal orientierte Gradierung auf Grund der Schwerkraft betreffen *), aufgehoben sind, finden sich in Beilage 8. Deutlich sind 4 Abschnitte zu unterscheiden (die Grenze zwischen den einzelnen Abschnitten sei dort gezogen, wo der Gr-Anteil 50% über- oder unterschreitet). Abschnitt 1 und 3 sind durch Dominanz von Zirkon, Turmalin und Apatit ausgezeichnet, 2 und 4 durch absolute Vorherrschaft von Granat. Der Vergleich der SM-Führung mit den aus den Unterflächenmarken geschlossenen Strömungsrichtung (siehe auch Kapitel „Strömungsmarken und ihre Interpretation“) zeigt deutlich, daß zwischen beiden auffallende Parallelen bestehen. Die gegen W gerichteten Schüttungen liefern zirkon- und turmalinreiches, gegen S gerichtete granatreiches Sediment.

In Abb. 4 sind die Ergebnisse aller jener Zyklen, von denen SM-Spektren und Schüttungsrichtungsmessungen bestehen, richtungsorientiert aufgetragen. Sie lassen für die Sievinger Schichten auf der Höhe des Steinbruches Gspöttgraben die paläogeographische Aussage zu, daß im nördlichen Abtragungsraum (meso)-metamorphes Kristallin mehr zur Geltung kam als im E, wo Gesteine vorwiegend granitischer Zusammensetzung aufgearbeitet wurden. Aus Beilage 8 geht weiters noch klar hervor, daß die Abschnitte mit hoher Gr-Führung und S-gerichteten Schüttungen in dem dünnbankig-feinkörnigen Profilbereich liegen. Nach der Interpretation von DUFF et al. (1967) kann weiters der Schluß gezogen werden, daß dieses Liefergebiet vom untersuchten Aufschluß entfernter lag als das vorherrschend granitische, welches von E eingeschüttet wurde.

Daß das Zusammentreffen : Granatvormacht in dünnen, feinkörnigen Bänken und Zirkon-Turmalin-Rutilvormacht in mächtigen, gröberkörnigen Bänken auf eine Mineralsortierung zurückzuführen ist, kann ausgeschlossen werden, da der gegenüber den anderen Schwermineralien grobkörnigere Granat sich nicht in den feinkörnigen Profilbereichen anreichern wird. Mit dem Feinerwerden der Ablagerungen in den Ausläufern eines Trübungsstromes kann eine Granatanreicherung nicht zusammenhängen. Die Annahme, daß verschiedene distributive Provinzen am Aufbau des Profils beteiligt waren, bleibt die wahrscheinlichste. Nimmt man entgegen DUFF et al. (1967)

*) Auf Grund der Annahme, daß das grobe Material eines Trübungsstromes landnäher sedimentiert, das feinere hingegen weiter ins Beckeninnere transportiert wird, muß eine Klassierung mit ähnlicher Materialauslese auch horizontal angenommen werden. Diese Komponente muß hier außer acht gelassen werden, da es auf Grund der Aufschlußverhältnisse leider nicht möglich war, die Zyklen auch in ihrer Längs- und Breitenestreckung zu untersuchen.

DIE SM-SPEKTREN IN ABHÄNGIGKEIT VON DER SCHÜTTUNGSRICHTUNG

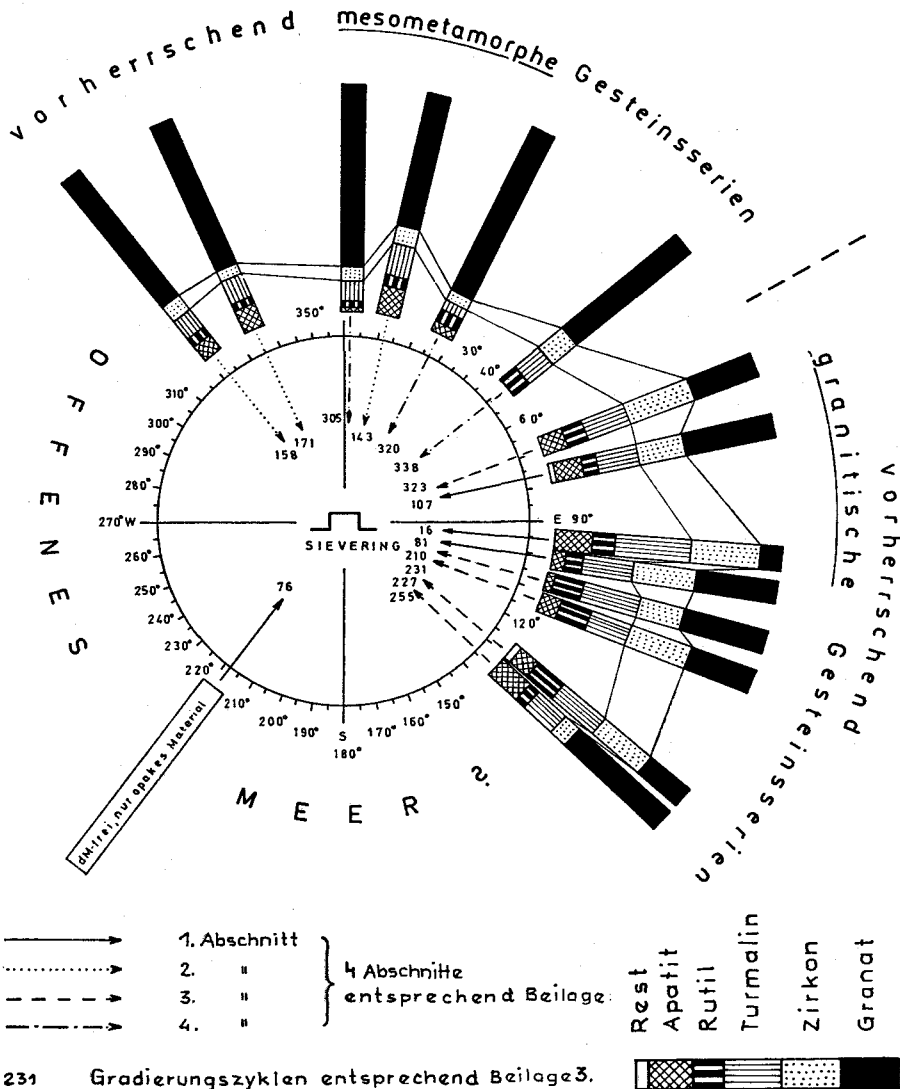
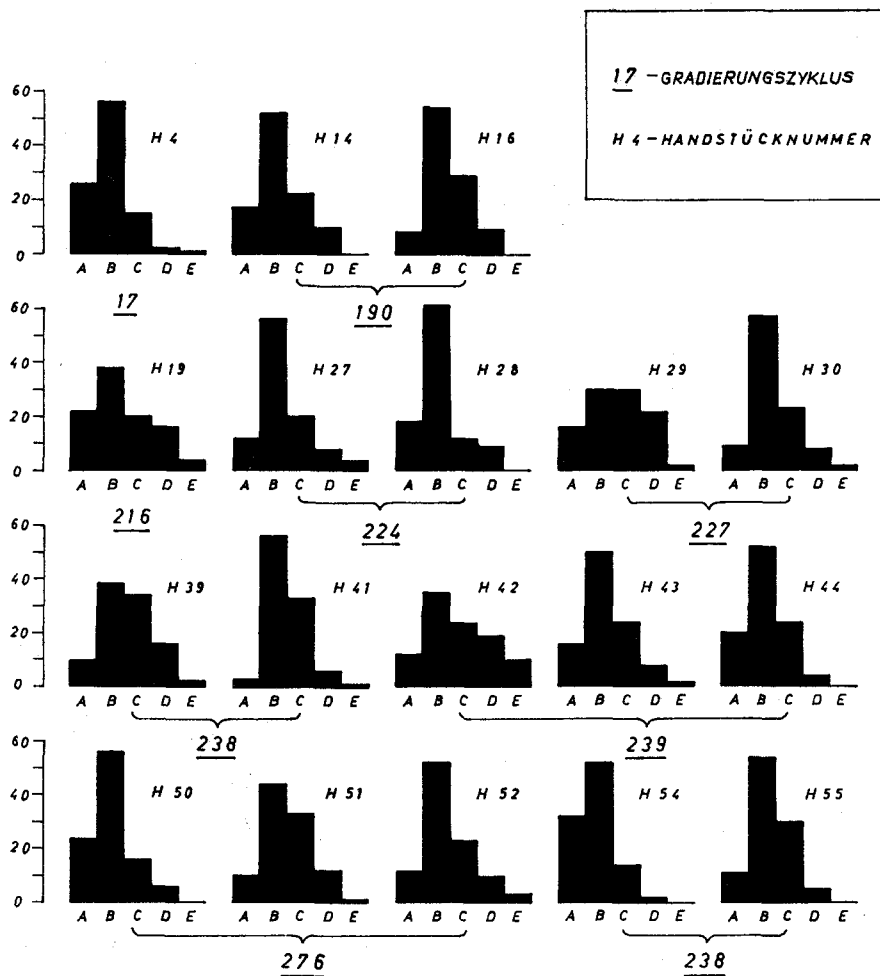


Abb. 4

an, daß die verschiedene Mächtigkeit der Bänke nicht auf verschieden weit entferntes Liefergebiet, sondern nur auf stärkere oder schwächere Transportenergien bzw. $\pm$ große Aktivität des Liefergebietes zurückzuführen sind, so ist die aus den SM-Spektren geschlossene petrographische Verschiedenheit der distributiven Provinzen überhaupt erwiesen, da dann keine Schwere- oder KorngröÙenseigerungen aufgetreten sein können.



RUNDUNGSGRAD E

Nach RUSSEL TAYLOR PETTIJOHN



Abb. 5: Die Abszisse gibt die Rundungsgrade, die Ordinate die Prozentsätze des Gesamtdetritus an.

Rundung

Zur Feststellung der Abrundung der Körner wurden die Vergleichstafeln mit 5 verschiedenen Rundungsgraden von RUSSEL-TAILOR (1937) mit Klassengrenzen von PETTIJOHN (1957) angewendet (Russel-Taylor-Pettijohn-Methode nach SCHNEIDERHÖHN 1954). Für die hier angestrebten Aussagen über die Rundung haben wir diese Methoden für ausreichend gehalten. Durch den hohen Verfestigungsgrad der Sandsteine bedingt, mußten die Abschätzungen an Schliffen vorgenommen werden, wodurch sich insofern eine Ungenauigkeit bei Vergleichen zwischen Korngrößen und Rundungsgraden ergibt, als die Schnitte ja nicht die flächengrößten, sondern nur Zufallsschnitte sind. Die Rundungsgrade können so noch erfaßt werden; auf Messungen der räumlichen Form mußte aus diesem Grunde gänzlich verzichtet werden.

Von den 18 untersuchten Proben wurden je etwa 200 Körner statistisch ausgesucht und abgeschätzt, die Ergebnisse sind in Abb. 5 dargestellt. Wie daraus ersichtlich, ist in allen Schliffen der Rundungsgrad B (subangular nach RUSSEL-TAILOR, schlecht gerundet nach SCHNEIDERHÖHN 1954 oder subangular nach MÜLLER 1964) dominierend. Die Prozentsätze der Grade C und D reichen nur im grobkörnigen Liegenden mancher Gradierungszyklen an B heran (z. B. GZ 227, 238, 239, in denen gradierte Bänke in verschiedenen Niveaus gesondert untersucht wurden), wodurch eine Beobachtung erhärtet wird, die für den Flysch des Wienerwaldes erstmals NIEDER-MAYR 1966 (S. 118, Abb. 6) machte, daß nämlich größere Körner bedeutend besser gerundet sind als kleinere. Es ist dies sicher u. a. eine Folge davon, daß die auf Grund des höheren Gewichtes verursachte größere Reibung bei größeren Körnern vollkommene Rundung bewirkt. In zwei weiteren Messungen soll diese Tatsache noch besser veranschaulicht werden (vorgenommen an H 42 des GZ 239). Es wurden die Rundungsgrade der Korngrößen $> 0.2 \text{ mm}$ und $> 0.5 \text{ mm}$ Dm gesondert betrachtet, wobei sich die in Abb. 6 dargestellten Diagramme ergaben. Bei den Größen $> 0.2 \text{ mm}$ ist der vorherrschende Rundungsgrad C (subrounded, mittelmäßig gerundet, angerundet, entsprechend den oben genannten Autoren), bei $> 0.5 \text{ mm}$ Dm D

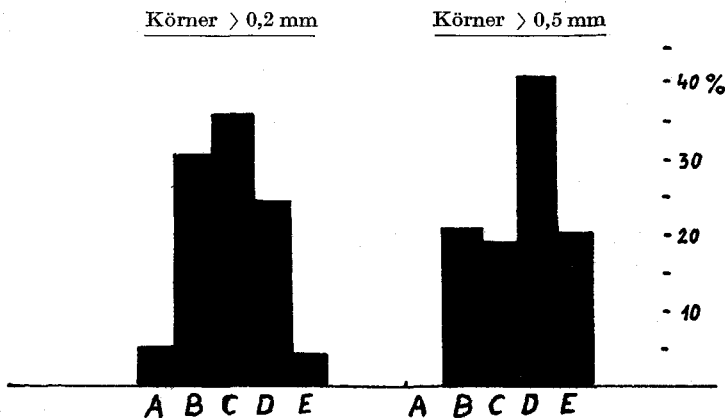


Abb. 6

(rounded, gut gerundet, gerundet) mit hohem Anteil von B, C und vor allem E (well rounded, vollkommen gerundet, gut gerundet). Korngröße und Rundungsgrade stehen also in engem Verhältnis, was für gradierte Bänke bedeutet, daß die gut gerundeten Anteile vorherrschend an der Basis anzutreffen sind und mit dem Abnehmen der Korngrößen gegen oben hin der Prozentsatz schlecht gerundeter Anteile zunimmt.

Korngrößen und ihre Interpretation

Hier muß eingangs festgestellt werden, daß bei fast allen der 339 im Profil enthaltenen Gradierungszyklen gradierte Schichtung, also Abnehmen der Korngröße gegen oben, generell festgestellt wurde. Der gegenteilige Fall tritt nie auf, sehr untergeordnet ist eine $\pm$ gleichbleibende Korngrößenverteilung in Teilbereichen eines Gradierungszyklus zu bemerken (z. B. Sandsteinbereich des GZ 276). Schon bei oberflächlicher Betrachtung im Gelände fällt auf, daß am Aufbau dünner Sandsteinbänkchen der feingeschichteten Partien kleinere Körner beteiligt sind wie in den mächtigen Sandsteinbänken des mittleren Profilsabschnittes, wo solche feinen, zum Teil schon mergeligen Partien bestenfalls im Hangendsten gegen die Mergelphase zu beobachten sind. Diese Beobachtung gilt ausnahmslos für das ganze aufgenommene Profil, eine grobklastische dünne Lage, die bereits nach einigen Zentimetern in die Mergelpartie übergeht, wurde nicht beobachtet. Der umgekehrte Fall allerdings kann eintreten, z. B. bei GZ 338, bei der die 3 m mächtige Sandsteinphase dieser 5.5 m mächtigen Bank schon an der Basis mit sehr feinkörnigem Material beginnt, welches, immer feiner werdend, gegen oben in kalkige Mergel übergeht.

So beschränken sich die Korngrößenmessungen schon aus technischen Gründen auf verhältnismäßig grobe, mächtige Bänke. An 10 solcher Bänke wurden 31 Korngrößenbestimmungen durchgeführt (incl. 2 von G. NIEDERMAYR uns zur Auswertung übergebenen). Die Ergebnisse sind auf Abb. 7—10 dargestellt.

Durch den hohen Verfestigungsgrad der Sandsteine bedingt, mußten die Messungen in Dünnschliffen erfolgen, wobei das Sehnenschnittverfahren nach MÜNZER-SCHNEIDERHÖHN (1953) angewendet wurde. Obwohl dieses Verfahren nur an kugelförmigen Körnern geprüft ist, hat damit schon NIEDERMAYR (1966) gute Resultate in Flyschablagerungen erzielt, die hier mitverwendet werden. Wie dieser Autor schon erwähnt, können durch dieses Verfahren bedingt, die Korngrößen der Ton- und Schluffraktion leider nicht mitberücksichtigt werden, wodurch u. a. der Sortierungskoeffizient bessere Grade vortäuscht.

Die Ergebnisse der Berechnung des Sortierungskoeffizienten S_o und des Symmetriekoeffizienten S_y nach TRASK (1932) und der Sortierungsgrade nach FÜCHTBAUER (1959) sind in Tabelle 9 dargestellt. Generell ist dazu folgendes zu sagen:

1. Von unten nach oben regelmäßige Korngrößenabnahme ist in 6 der 10 untersuchten Gradierungszyklen beobachtet worden, die Tendenz zur Abnahme aber in allen außer einem Fall (GZ 276), nur ist in 3 Gradierungszyklen die regelmäßige Abnahme lokal gestört.

2. Gegen das Hangende nimmt mit fallender Korngröße So ab, die Sortierung ist also in den feinkörnigen Bereichen besser.

Diese Ergebnisse waren nach den bisher gleich gelagerten Befunden (NIEDERMAYR 1966) zu erwarten. Die Resultate der einzelnen Bänke sagen darüber hinaus folgendes aus:

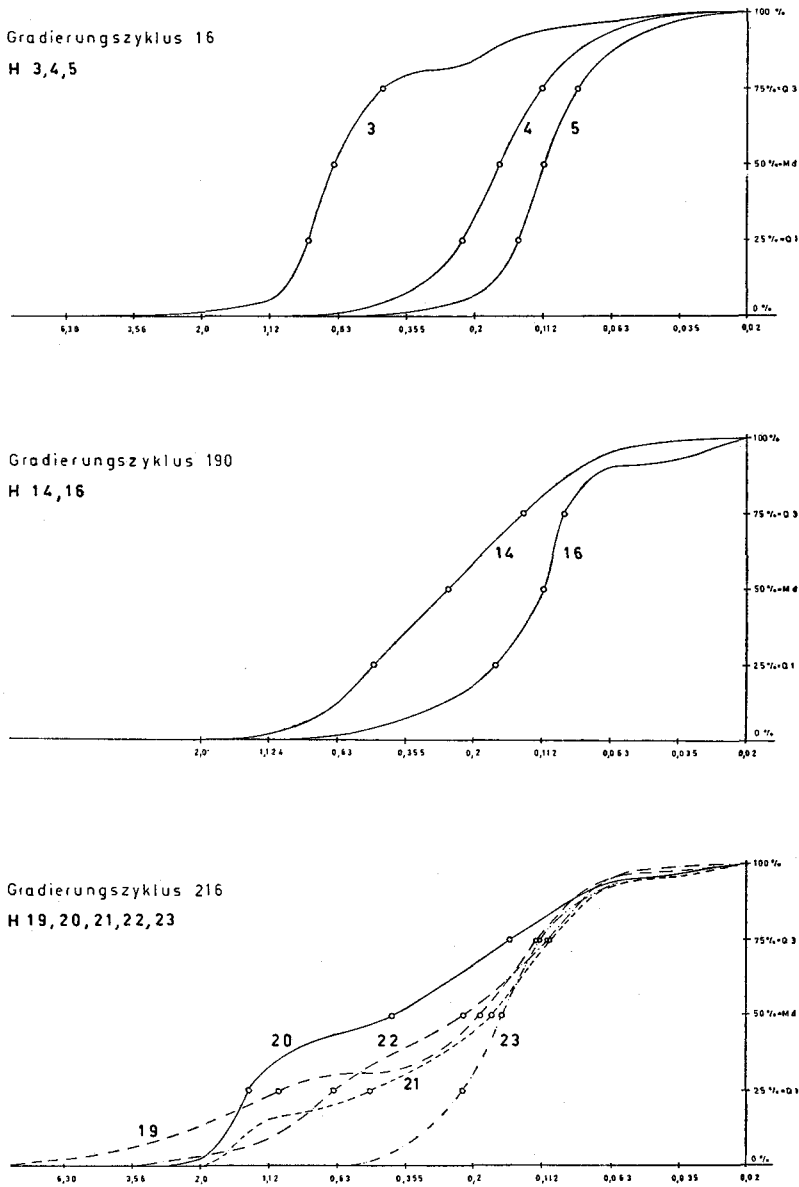


Abb. 7

a) GZ 16:

Wurde an der verhältnismäßig grobkörnigen Basis, im pflanzenhäcksel-führenden, sedimentär geschichteten Mittelteil und im convolutierten Hangenden untersucht und zeigt deutliche Korngrößenabnahme bei $\pm$ gleichbleibender Sortierung.

b) GZ 190:

Die „Musterbank“ des Profils. Abnehmender Korngröße entspricht Verbesserung der Sortierung gegen oben hin.

c) GZ 216:

Die 290 cm mächtige Sandsteinbank weist keine regelmäßig gegen oben abnehmende Korngröße auf, sondern zeigt besonders im Mittelbereich „multiple graded bedding“ (BIRKENMAYER 1959). Das schichtweise Wechseln der Korngrößen bei extrem schlechter Sortierung kommt im flachen Anstieg der Summenkurven gut zum Ausdruck (H 19, 20, 21, 22), erst gegen das Hangende der Bank vermindert sich die Korngröße bei Verbesserung von So (23). Obwohl die basale Partie (H 19) die bei weitem größten Komponenten führte (-1 cm Dm), setzt sich der Großteil des Volumens doch aus wesentlich kleineren Körnern zusammen und verursacht neben der schlechten Sortierung auch eine extrem schlechte Symmetrie von 3-25. Eines ist hervorzuheben: aus jedem Abschnitt dieses „multiple graded bedding“ einen eigenen Gradierungszyklus zu machen geht schon deshalb nicht, weil ja ein Aussetzen oder zumindest wesentliches Verlangsamten der Sedimentation nicht stattfand, im normalen Sedimentationsablauf des Trübungsstromes sind nur Störungen aufgetreten. Als Ursachen solcher Störungen erklärt KUENEN (1953 S. 1049, Fig. 1 D) neuerliche Sedimentanlieferungen, die noch vor Beendigung der Sedimentation des Gesamtdetritus der vorhergegangenen Lieferung zur Ablagerung gelangte und eine neue gradierte Schichtung aufbaute. Die extrem schlechte Sortierung und Symmetrie könnte auf eine solche Überschneidung zweier Trübungsströme zurückzuführen sein, ein Zusammenhang von schlechter Sortierung einerseits und „multiple bedding“ andererseits besteht sicher, denn keine anderen Analysen zeigen derartig extreme So- und Sy-Koeffizienten.

d) GZ 223:

Die Korngrößenverteilung dieser 6-30 m mächtigen Bank nimmt von der Basis gegen oben ab, nach 1-50 m jedoch nochmals zu und verringert sich gegen das Hangende zu gleichmäßig. Hier könnten 2 Gradierungszyklen verborgen sein, auch So und Sy bilden diese Rekurrenz ab, die Werte gehen mit dem Abnehmen der Korngröße parallel. Convolute bedding tritt nur im Hangenden in feinkörnigen Bereichen auf (H 26), eine Beobachtung, die wiederholt gemacht wurde.

e) GZ 224:

Eine Bank mit geringem Gradierungseffekt. Die Tendenz zur Abnahme von So und Sy ist vorhanden.

f) GZ 227:

Hier wurde der Versuch unternommen, die Korngrößenentwicklung in den hangenden kreuzgeschichteten Bereich hinein zu verfolgen, der 1-40 m unter der Oberkante der 3-40 m mächtigen Bank beginnt. Ab der Basis bis

etwa 2 m nimmt die Korngröße ab, im kreuzgeschichteten Teil bleibt, bei weiterer Verbesserung von So, das Maximum der Korngrößenverteilung bei etwa 0.1 mm gleich (H 31, 32, 33). Der Gradierungseffekt hört auf, der Sortierungseffekt bleibt. Wie in dieser Bank wurde auch in anderen Zyklen die Beobachtung gemacht, daß Kreuzschichtung nur im Hangenden, feinkörnigen Bereich auftritt.

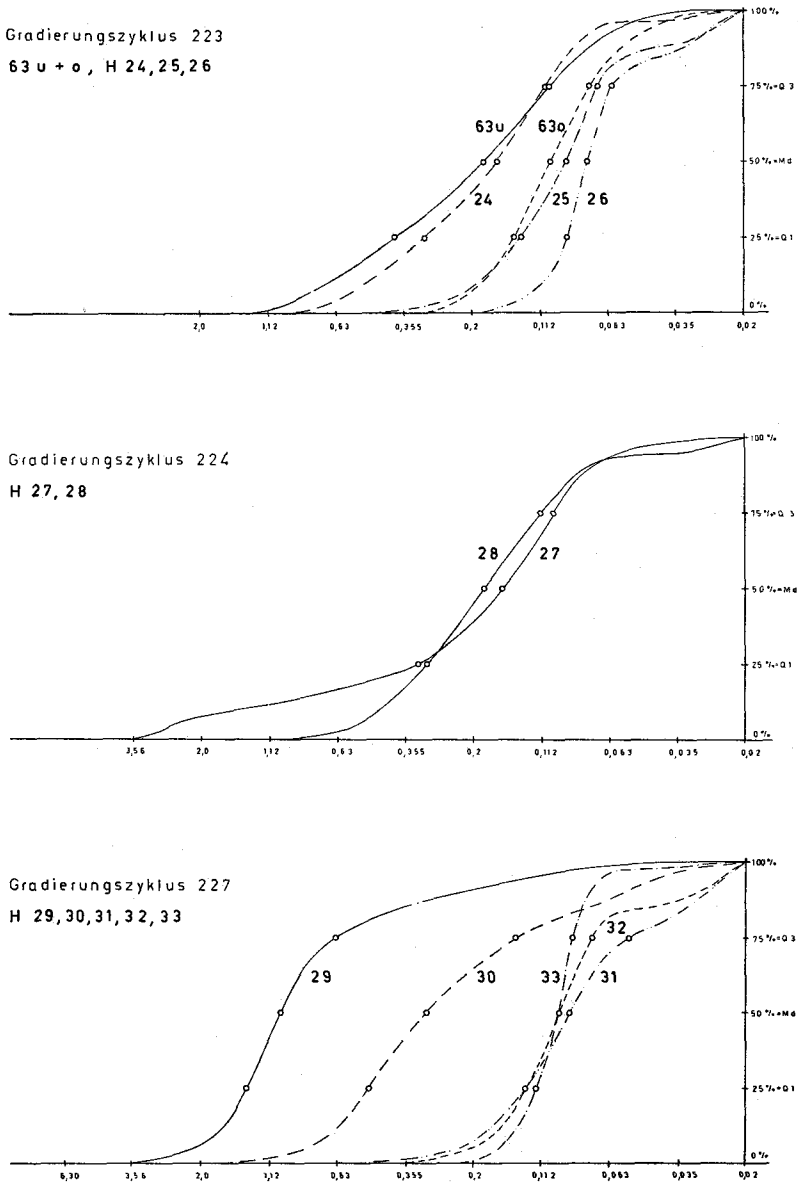


Abb. 8

Tabelle 9: Zusammenstellung der Quartilmaße, Sortierung und Symmetrie der Korngrößen-untersuchten Sandsteine

G. Z.	Hand- stück	Q ₁	Md	Q ₃	So n. TRASK	Sy	Sortierungsgrad n. FÜCHTBAUER
338	54	0.135	0.105	0.086	1.25	1.05	gut
	52	0.240	0.150	0.108	1.49	1.15	mittelmäßig
276	51	0.280	0.150	0.098	1.69	1.22	mittelmäßig
	50	0.215	0.130	0.090	1.55	1.44	mittelmäßig
	44	0.114	0.100	0.077	1.22	0.88	sehr gut
293	43	0.870	0.470	0.250	1.87	0.99	schlecht
	42	8.600	4.100	1.420	2.46	0.73	sehr schlecht
238	40	0.174	0.103	0.074	1.53	1.21	mittelmäßig
	39	1.380	0.940	0.630	1.48	0.98	mittelmäßig
	33	0.117	0.096	0.086	1.17	1.09	sehr gut
	32	0.128	0.096	0.073	1.33	1.01	gut
227	31	0.128	0.088	0.053	1.56	0.88	mittelmäßig
	30	0.480	0.295	0.139	1.86	0.77	schlecht
	29	1.360	1.020	0.640	1.46	0.84	mittelmäßig
224	28	0.295	0.183	0.113	1.62	0.995	schlecht
	27	0.320	0.158	0.101	1.78	1.30	schlecht
	26	0.088	0.075	0.060	1.22	0.94	sehr gut
	25	0.132	0.090	0.069	1.39	1.12	gut
223	24	0.300	0.160	0.105	1.69	1.23	mittelmäßig
	63 o*)	0.140	0.102	0.070	1.41	0.98	mittelmäßig
	63 u*)	0.370	0.180	0.100	1.92	1.14	schlecht
	23	0.220	0.155	0.112	1.40	1.03	gut
	22	0.650	0.215	0.105	2.49	1.48	sehr schlecht
216	21	0.475	0.170	0.103	2.15	1.70	sehr schlecht
	20	1.330	0.400	0.145	3.03	1.21	sehr schlecht
	19	1.020	0.190	0.115	2.98	3.25	sehr schlecht
190	16	0.165	0.110	0.093	1.33	1.27	gut
	14	0.460	0.250	0.130	1.88	0.96	schlecht
	5	0.138	0.110	0.083	1.29	0.95	gut
16	4	0.220	0.160	0.112	1.40	0.96	gut
	3	0.810	0.650	0.430	1.37	0.82	gut

*) Proben von G. NIEDERMAYER 1966.

g) GZ 238:

Die 2 Kornsummenkurven zeigen die deutliche Korngrößenabnahme gegen oben.

h) GZ 239:

An diesem Zyklus, der durch die grobkörnige Basispartie hervorgehoben ist, fallen die doppelten Maxima der Kornverteilung (repräsentiert in der Summenkurve durch mehrmaligen Wendepunkt) in allen 3 untersuchten Niveaus auf. Die Abnahme der Korngröße geht nicht kontinuierlich vor sich, sondern an der Basis auffallend rasch, dann allmählich langsamer (H 43 ist etwa 50 cm über der Basis entnommen, H 44 im convolutierten Hangenden der 2.50 m mächtigen Bank). Dem Abnehmen der Korngröße geht das Abnehmen von So parallel.

i) GZ 276: Auf Grund der Kornsummenkurven aus 3 Niveaus, die wenig differenziert sind, kann von gradierter Schichtung nicht gesprochen werden.

k) GZ 338:

Die Korngrößen dieser sehr feinkörnigen Bank konnten nur an der Basis (H 54) gemessen werden, gegen oben hin geht der Sandstein durch Feinerwerden der Komponenten in einen kalkigen Mergel über.

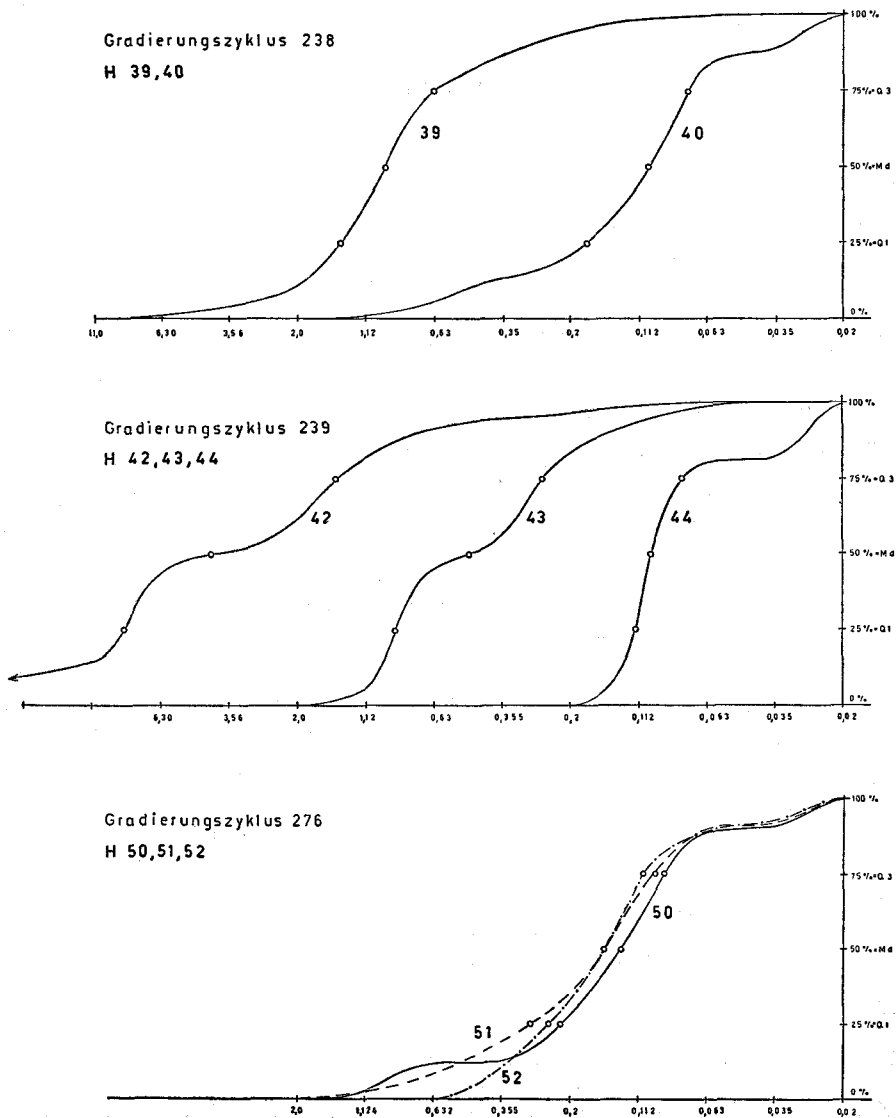


Abb. 9

Gradierungszyklus 338

H 54

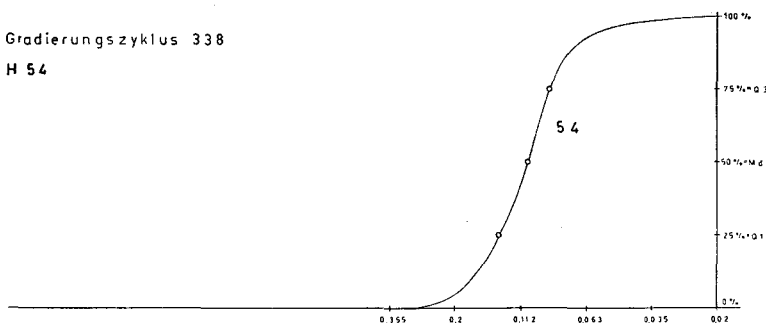


Abb. 10

Literatur

- BIRKENMAYER, K. (1959): Classification of bedding in Flysch and similar graded deposits. — Stud. Geol. Pol. *III*, S. 81—133.
- BOUMA, A. H. (1962): Sedimentology of some Flysch Deposits. — 168 S., Elsevier Publ. Comp., Amsterdam-New York.
- DUFF, P. McL. D., HALLAM, A. & WALTON, E. K. (1967): Cyclic Sedimentation. — Developments in sedimentology 10, 280 S., Elsevier Publ. Comp., Amsterdam — London — New York.
- FOLK, R. L. (1954): The Distinction between Grain Size and Mineral Composition in Sedimentary Rock Nomenclature. — J. Geol., *62*, S. 344—360.
- FÜCHTBAUER, H. (1959): Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. — Erdöl u. Kohle, *12*, S. 605—613.
- GOTTSCHLING, P. (1965): Zur Geologie der Hauptklippenzone und der Laaber Teildecke im Bereich der Glashütte bis Bernreith (Niederösterreich). — Mitt. Geol. Ges. Wien, *58*, S. 23—86.
- 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.
- GÖTZINGER, G. & EXNER, Ch. (1953): Kristallingerölle und Scherlinge des Wienerwald-flysches und der Molasse südlich der Donau. — Skizzen zum Antlitz der Erde (Kober Festschr.), S. 81—106, Verlag Brüder Hollinek, Wien.
- GRILL, R. (1962): Beobachtungen an Großaufschlüssen im Flysch des Wienerwaldes. — Vh. Geol. B. A., Wien, S. 249—258.
- GRÜN, W., LAUER, G., NIEDERMAYR, G. & SCHNABEL, W. (1964): Die Kreide-Tertiär-Grenze im Wienerwaldflysch bei Hochstraß (Niederösterreich). — Vh. Geol. B. A., Wien, S. 226—283.
- HOFMANN, F. (1957): Untersuchungen in der subalpinen und mittelländischen Molasse der Ostschweiz. — Eclog. Geol. Helv. *50*, S. 289—322.
- KRYNINE, P. D. (1948): The megascopic study and field classification of sedimentary rocks. — Min. Ind. Exp. Station, Techn. Paper 130.
- KUENEN, Ph. H. (1953): Significant Features of Graded Bedding. — Bull. Amer. Ass. Petr. Geol. *37*, S. 1044—1066.
- KUENEN, Ph. H. & MIGLIORINI, C. I. (1950): Turbidity Current as a Cause of Graded Bedding. — J. Geol. *58*, S. 91—127.
- KÜPPER, H., PREY, S., PAPP, A., STRADNER, H., KOLLMANN, K., GOHRBANDT, G., WIESENEDER, H. & WOLETZ, G. (1962). — Beobachtungen im Flysch von Istrien. — Vh. Geol. B. A., Wien, S. 163—245.

- MÜLLER, G. (1964): Sediment-Petrologie Teil I. Methoden der Sedimentuntersuchung. — 302 S., E. Schweizerbart'sche Verl. Buchh. (Nägele u. Obermiller), Stuttgart.
- MÜNZER, H. & SCHNEIDERHÖHN, P. (1953): Das Schnenschnittverfahren. — Heidelb. Beitr. Miner. Petr. 3, S. 456—471.
- NIEDERMAYR, G. (1966): Beiträge zur Sedimentpetrographie des Wienerwald-Flysches. — Vh. Geol. B. A. Wien.
- PETTIJOHN, F. J. (1957): Sedimentary Rocks. — 2. Auflage, 718 S., Harper & Brothers, New York.
- RUSSEL, R. D. & TAYLOR, R. E. (1937): Roundness and Shape of Mississippi River Sands. — J. Geol. 45, S. 225—267.
- SCHNEIDERHÖHN, P. (1954): Eine vergleichende Studie über Methoden zur quantitativen Bestimmung von Abrundung und Form an Sandkörnern (im Hinblick auf die Verwendbarkeit an Dünnschliffen). — Heidelb. Beitr. Miner. Petr. 4, S. 172—191.
- TRASK, P. D. (1932): Origin and Environment of Source Sediments of Petroleum. — Houston Gulf Publ. Co., S. 67 ff.
- WIESENEDER, H. (1962 a): Zur Deutung sedimentärer Strukturen in klastischen Sedimenten. — Mit. Geol. Ges. Wien 54, S. 249—260.
- , (1962 b): Zur Petrologie der Flyschgesteine des Wienerwaldes. — Vh. Geol. B. A., Wien, S. 273—281.
- , (1967): Zur Petrologie der ostalpinen Flyschzone. — Geol. Rundsch. 56, S. 227—240.
- WOLETZ, G. (1950): Schwermineralien von klastischen Gesteinen aus dem Bereich des Wienerwaldes. — Jb. Geol. B. A., Wien, 94, S. 167—194.
- , (1955): Mineralogische Unterscheidung von Flysch- und Gosausedimenten im Raum von Windischgarsten. — Vh. Geol. B. A., Wien, S. 267—273.
- , (1962): Zur schwermineralogischen Charakterisierung der Oberkreide- und Tertiärsedimente des Wienerwaldes. — Vh. Geol. B. A., Wien, S. 268—272.
- , (1967): Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit. — Geol. Rundsch. 56, S. 308—320.
- ZADORLAKY-STETTNER, N. (1960 a): Neue geologische Beobachtungen aus dem Wienerwald. — Mitt. Geol. Bergbaustud. Wien, 11, S. 111—116.
- , (1960 b): Über die Schwermineralführung von Quarzgesteinen aus den Schiefer-serien der östlichen Gurktaler Alpen. — Vh. Geol. B. A., Wien, S. 261—266.
- , (1961): Neue Schwermineralanalysen aus dem östlichen Wienerwald. — Vh. Geol. B. A., Wien, A 113—115.

Geröllanalyse der Liegendpartie des Gradierungszyklus Nr. 239

P. FAUPL

Tafel 13

Aus dem vorliegenden Profil der Sievinger Schichten stammt eine psephitische Lage, deren Komponenten bis zu 4 cm Durchmesser erreichen (Taf. 13). Es handelt sich um die Liegendpartie einer geopetal gradierten Bank (GZ 239) von 260 cm Gesamtmächtigkeit. Schon eine makroskopische Betrachtung zeigt, daß sich das Gestein zum überwiegenden Teil aus „Kristallinen Komponenten“ (77.38 Vol.-% — nur auf das Volumen der Komponenten bezogen) zusammensetzt, jedoch treten auch reichlich kalkige, nicht kristalline Bestandteile auf (22.62 Vol.-%).

Die einzelnen Gesteinsstücke haben in den meisten Fällen nur eine sehr schlechte Zurundung erfahren. So entspricht der Rundungsgrad über 50% aller Komponenten den Rundungstypen B und C von PETTIJOHN 1957 (B = subangular, C = subrounded), wobei das Maximum eindeutig bei den ecken- und kantengestoßenen (B) Komponenten liegt (siehe Abb. 5).

Es wurde von der Gesteinsprobe eine Serie von 10 Dünnschliffen des Gesamtgesteins angefertigt. Von jedem dieser Schliffe wurde eine photographische Vergrößerung hergestellt, sodaß jedes einzelne Geröll im Dünnschliff bei der mikroskopischen Durcharbeit auch später wieder gefunden werden konnte.

Folgende Gesteine sind als häufigste Komponenten zu nennen:

1. Epimetamorphe Schiefer,
2. Quarzite,
3. Bruchstücke granitischer Gesteine,
4. Verschiedene Kalke und Fossilbruchstücke.

Als klastische Einzelmineralkörner treten auf:

Quarz, Plagioklas, Alkalifeldspat, Biotit- und Muskovitschuppen, ferner Chlorit, Glaukonit und verschiedene Schwerminerale.

Gesteine von mesozonalmetamorphem Charakter treten völlig in den Hintergrund. Ein einziges, winziges Stück eines fraglichen Diabas konnte ebenfalls aufgefunden werden. Hin und wieder sind von der Grundmasse kaum abtrennbare „Komponenten“ anzutreffen, die als resedimentiertes Grundmassematerial gedeutet werden.

Die Grundmasse selbst ist rein calzitisch und macht 23·20% des Gesteinsvolumens aus. Unter dem Mikroskop lassen sich die einzelnen Calcitkriställchen ausmachen. Ihre durchschnittliche Korngröße liegt bei 0·01—0·06 mm.

Grundmasse	23·20
Epimetamorphe Schiefer	18·45
Quarzite	11·22
Granitische Gesteine	4·58
Quarz- und Quarz-Aggregate	17·35
Alkalifeldspat	5·60
Plagioklas	0·35
Schichtsilikate	0·22
Mesometamorphes Kristallin (inkl. Marmore)....	1·58
Karbonatgesteine (nicht metamorph)	17·45
	100·00 Vol.-%

Kristalline Komponenten

1. Epimetamorphe Schiefer

Unter dieser Bezeichnung ist eine Gruppe von Gesteinen zusammengefaßt, die auf Grund ihres Mineralbestandes zum überwiegenden Teil als Phyllite bis Quarzphyllite, mit oder ohne graphitischem Pigment, und als Serizitquarzite zu bezeichnen sind. Innerhalb dieser Gruppe spielen feinkörnige, chloritführende Gneise und Grünschiefer eine quantitativ untergeordnete Rolle. Hier sollen auch die Tonschiefer besprochen werden, die allerdings mengenmäßig ebenfalls nicht ins Gewicht fallen.

Phyllite bis Quarzphyllite

Unter dem Mikroskop: Hauptgemengteile: Quarz, Muskovit; untergeordnet Chlorit, $\pm$ Klinkzoisit, $\pm$ graphitisches Pigment und Erz.

Muskovit und Chlorit bilden ein lepidoblastisches Gefüge. In dieses baut sich feinkörniger Quarz ein, der häufig in Zeilen angeordnet ist. Glimmer- und Quarzgehalt sind starken Schwankungen unterworfen. Mitunter ist an die serizitischen Züge graphitisches Pigment gebunden, sodaß dann von Graphitphylliten zu sprechen ist. Büschelförmig gesproßter, postkinematischer Klinozoisit kann ebenfalls in Quarz-Serizit-Gefüge beobachtet werden.

Die Schichtsilikate, vor allem der Muskovit, zeigen häufig eine deutlich postkristalline Deformation. In vielen Fällen ist als deren Ursache eine zum alten Serizit-s transversale Zerschörung vorzufinden, die in extremen Fällen einen Teil des Glimmers in die s_t -Flächen umregelt. Es kommt jedoch nicht immer zu einem Durchreißen der Scherflächen, sodaß das Gestein nur eine spitze Fältelung erfährt.

Einen völlig anderen Typ bilden die Gesteine, die sich unter der Bezeichnung Muskovit-Quarz-Schiefer zusammenfassen lassen.

Unter dem Mikroskop: Hauptgemengteile: Quarz, Muskovit; untergeordnet Albit und Chlorit.

Für sie ist besonders die postkinematische Kristallisation in bezug auf Muskovit typisch. Es handelt sich um glattauslöschende Muskovitschuppen (0.12—0.2 mm), die einzeln oder in Zügen in einem gleichkörnigen, granoblastischen Quarzpflaster stecken. Die Quarze bilden gegeneinander glatte Korngrenzen oder verzahnen sich etwas miteinander. Albitkörner sind immer etwas getrübt; sie besitzen xenoblastische Kornform und sind unverzwillingt. Chlorit tritt selten als Einzelschuppe, sondern meistens parallel-verwachsen mit Muskovit auf.

Vom Typ feinkörniger, chloritführender Gneise konnten nur einige wenige Gerölle gefunden werden.

Unter dem Mikroskop: Quarz, Albit, Muskovit und Chlorit als Hauptgemengteile; untergeordnet Erz und Epidot.

Quarz bildet zusammen mit Albit ein Kornpflaster, in das die Schichtsilikate teils als Einzelschuppen, teils in geschlossenen feinschuppigen Serizit-Chlorit-Zügen eingeschaltet sind. Der Albit sammelt sich im Kornpflaster zu monomineralischen Aggregaten, während alleinstehende Einzelindividuen in der Minderheit sind.

Albit ist stark getrübt, besitzt xenoblastische Kornform und zeigt nur in wenigen Fällen einige polysynthetische Zwillinglamellen. Quarz ist xenoblastisch ausgebildet, undulös, etwas in s gelängt, mit leicht verzahnten Rändern. Teilweise tritt noch feinkörniger rekristallisierter Sandquarz auf. Durch die Glimmerlagen schneiden vereinzelt postkristallin angelegte Scherflächen durch.

Ebenfalls zu den epimetamorphen Schieferbruchstücken ist ein Grünschiefergeröll zu rechnen.

Unter dem Mikroskop: Hauptgemengteil: Albit, Chlorit, Erz; untergeordnet Serizit und Karbonat.

Die Albitporphyroblasten besitzen ausgezackte Ränder, werden vom Chlorit durchspießt und führen ihn auch als Einschlusmineral. Der Chlorit selbst ist schwach pleochroitisch (farblos — blaßgrün) und besitzt anomale blaugraue bis grüngraue Interferenzfarben. Rosettenförmige Wachstumsmuster dominieren. An ihn ist flockig verteilte Erzsubstanz gebunden.

Albit und Chlorit bilden zusammen ein poikiloblastisches Gefüge, allerdings ist vereinzelt noch reliktsch erhalten ophitische Struktur zu beobachten.

Tonschiefer

Unter dem Mikroskop zeichnen sie sich durch einen kaum auflösbaren Filz von Serizit und Quarz aus. Vereinzelt sitzen in Nestern große, rosettenförmig gesproßte Chlorite. Mitunter hat das Gewebe durch eisen-schüssige Lösungen eine Braunfärbung erfahren.

2. Quarzite

Prinzipiell muß zwischen Quarzaggregaten, die hauptsächlich den zerfallenen Eruptivgesteinen entstammen, und echten Quarziten und Metaquarziten unterschieden werden. Die Zuordnung ist allerdings nicht immer ganz leicht, vor allem dann, wenn die Geröllehen sehr klein sind und nur aus wenigen Einzelmineralien bestehen.

Die Metaquarzite werden von einem stark in s gelängten, intensiv verzahnten Quarzkornpflaster aufgebaut. Die Einzelkörner sind stark undulös. Vielfach ist es bereits zu einer Differentiation in einen Quarzaltbestand (große, stark undulöse, verzahnte Kristalle) und in ein junges Rekristallinat gekommen.

Quarzite lassen an der Verzahnung der Körner erkennen, daß bereits eine Rekristallisation stattgefunden hat. Hingegen hat keine Längung in s stattgefunden.

Die Quarzite und Metaquarzite sind den epimetamorphen Schieferbruchstücken zuzuordnen.

3. Bruchstücke granitischer Gesteine

Unter dem Mikroskop: richtungslos körnig, holokristallin; durchschnittlicher Korndurchmesser bei 0.5—1 mm.

Felsite: Plagioklas, Quarz; zurücktretend Mikroklin; völlig untergeordnet Muskovit.

Mafite: Biotit, zurücktretend Chlorit.

Akzessorisch Zirkon, Apatit und Erz.

Plagioklas — Die einzelnen Körner sind durchschnittlich alle saussuritisiert. Es überwiegen xenomorphe Kornformen; hypidiomorphe Kristalle sind selten. Intensiv polysynthetisch verzwilligte Individuen sind in der Minderheit.

Die gemessenen Anorthitgehalte liegen zwischen An₁₆—23 mit einem Mittelwert von An₂₀ (Oligoklas). Es ist zu erwarten, daß in Folge der Trübung des Plagioklases der ursprüngliche An-Gehalt etwas höher gelegen ist (bei zirka An 25—30). Der Chemismus der Plagioklase mit An₂₀ entspricht jedoch völlig den zu erwartenden ursprünglichen An-Gehalten von granitischen Gesteinen.

Quarz — xenomorphe Kornaggregate als typische Zwickelfüllungen; weist mitunter eine starke Undulösität auf.

Mikrolin — ist nur in einem sehr zurücktretenden Maße in den Eruptivgesteinskomponenten vertreten. Die Kristalle sind klar, besitzen eine xenomorphe Kornform. Mitunter wird idiomorpher bis hypidiomorpher Plagioklas umwachsen. Auch diese Plagioklase zeigen eine Saussuritisierung.

Biotit — Pleochroismus: x' hellbraun, z' dunkelrotbraun. Er führt häufig Einschlüsse von Apatit, Zirkon und Erz. Vereinzelt erfährt er eine randliche Umwandlung in Chlorit.

Die absolute Dominanz des Plagioklases gegenüber dem Alkalifeldspat in den Gesteinskomponenten würde auf ein Tiefengestein von granodioritischer Zusammensetzung hindeuten. Es muß jedoch in Betracht gezogen werden, daß unter den klastischen Mineralkörnern ein sehr hoher Prozentsatz von Alkalifeldspat (Mikrolin, teilweise aderperthitische Ausbildung) vorkommt, der ebenfalls von diesem Eruptivgesteinskörper abzuleiten ist. Es dürfte sich daher um eine im Zuge des Gesteinszerfalls bedingte Sonderung in größere Alkalifeldspate und in die intensiv verwachsenen

Plagioklas-Quarz-Biotit-Aggregate handeln. Demnach würde unter Berücksichtigung des klastischen Alkalifeldspates ein plutonisches Gestein von normalgranitischer Zusammensetzung als Liefergestein in Betracht kommen.

Die Chloritisierung des Biotits wird für eine hydrothermale Umsetzung am Granit gehalten, wobei eine Interpretation als Zeichen einer Beeinflussung durch eine nachträgliche schwache Metamorphose nicht völlig ausgeschlossen werden kann. Desgleichen wird die Trübung der Granitplagioklase als spät- bis postplutonische hydrothermale Erscheinung betrachtet. Aber auch in diesem Falle läßt sich eine Deutung als spätere metamorphe Beeinflussung nicht völlig ausschließen.

4. Klastische Einzelmineralkörner

Unter den klastischen Einzelmineralkörnern dominiert Quarz mit 12.35 Vol.-% bezogen auf das Gesamtgestein. Gefolgt wird er von Alkalifeldspat, der mit 5.60 Vol.-% am Gestein beteiligt ist. Bemerkenswert ist das absolute Zurücktreten von freien Plagioklaskörnern (0.35 Vol.-% des Gesamtgesteins). Dies bestätigt die Annahme, daß das granitische Gestein hauptsächlich in 2 Teile zerfallen ist, und zwar in Alkalifeldspate einerseits und Quarz-Plagioklas-Biotit-Aggregate andererseits. Ein sehr hoher Prozentsatz des detritischen Quarzes und der Quarzaggregate werden ebenfalls auf das granitische Gestein zurückzuführen sein.

Beim Alkalifeldspat handelt es sich um einen Mikroklin mit deutlicher Gitterung, der teilweise als Aderperthit ausgebildet ist. Er weist gegenüber der calcitischen Grundmasse eine hohe Instabilität auf, sodaß er oft in ihr nur mehr schattenhaft erhalten ist.

Neben diesen häufig vorkommenden Mineralien fallen Biotit- und Muskovitschuppen, Chlorite, Glaukonitkörner, Granat-, Zirkon und Apatit quantitativ nicht ins Gewicht (Siehe jedoch Kap. Schwermineralien).

5. Mesozonalmetamorphes Kristallin

Granatglimmerschiefer

Unter dem Mikroskop: Hauptgemengteile: Quarz, Muskovit, Biotit, Granat. Das Geröll ist sehr klein, sodaß eine Gefügebeschreibung nicht gegeben werden kann.

Granat, Körnung bis 0.5 mm, zeigt stark gerundete Kornumrisse. Randlich ist keine Chloritisierung zu erkennen, hingegen sind im Inneren des Kristalls an Rissen Zersetzungserscheinungen zu bemerken.

Muskovit bildet große Schuppen (Körnung 0.35—0.5 mm). Biotit weist einen rotbraunen Pleochroismus auf. Quarz (Körnung 0.25—0.6 mm) bildet ein schwach verzahntes, undulöses Pflaster.

Ein Bruchstück eines Muskovitaggregates dürfte nach der Größe der Einzelglimmer zu urteilen ebenfalls diesem Gestein zuzuordnen sein. Ein einzelnes Granatkorn (Kg. 0.25 mm) läßt eine randliche Chloritbildung erkennen.

Marmorbruchstücke (1.52 Vol.-% des Gesamtgesteins)

Die Calcitkristalle weisen extrem gestreckte Kornformen auf und besitzen eine intensive Druckverzwillingung. In einem Fall ist eine Verwachsung mit Alkalifeldspat (Aderperthit) zu beobachten, der seinerseits Plagioklas,

Quarz und chloritisierten Biotit umwächst. Möglicherweise handelt es sich um ein Gesteinsbruchstück aus einem Kontaktbereich Marmor—Granit.

Der Anteil von mesozonalmetamorphem Kristallin am Gesamtgestein beträgt ohne Marmor 0.06 Vol.-%; unter Hinzufügung der Marmore 1.58 Vol.-%.

Der nichtkristalline, karbonatische Anteil an den Komponenten macht 17.45 Vol.-% des Gesamtgesteins aus. Es sind darunter die verschiedensten Typen von Kalksteinen, Kieselkalken und Hornsteinen sowie Fossilreste anzutreffen. Die Kalke und Fossilreste machen 12.45 Vol.-% des Gesamtgesteins aus, die Kieselgesteine 5%. In der Rekonstruktion der Lage der distributiven Provinz kommt ihnen eine eminente stratigraphische und faziologische Bedeutung zu.

Karbonatgesteine mit Fossilführung

A. PAPP

Tafel 14 und 15

Organogene Kalke wurden bei Gesteinsschliffen in verschiedener Häufigkeit beobachtet. Je feiner die Komponenten, umso seltener sind Fossilien in den Karbonatgesteinen erkennbar. In dem Material des Gradierungszyklusses 239 (H 42) mit den größten Komponenten war das Vorkommen organogener Kalke relativ häufig. Fast in jedem Schliff konnten typische Stücke beobachtet werden. Folgende Gesteine sind bemerkenswert:

1. Relativ dichte Kalke mit rekristallisierten Radiolarien.
2. Calpionellenkalk (H 42, Schliff 4), mit rekristallisierten Radiolarien. Breit-ovale Calpionellen vom Typus der *C. alpina* LORENZ sind durch Exemplare, die in verschiedenen Schnittebenen getroffen sind, belegt (Taf. 14, Fig. 1, 2).
3. Kalke mit Ooidstruktur (H 42, Schliff 9, 10), relativ fossilreich mit Textulariidae, Miliolide und *Trocholina elongata* LEUPOLD sind die auffallendsten Komponenten. Diese Kalke sind zum Teil rekristallisiert, zum Teil unverändert (Taf. 15).
4. Kalke mit enger Packung schmaler länglicher Schalen, die allgemein als „Filamenti“ bezeichnet werden.

Der Fossilinhalt der unter 2 und 3 angeführten Gesteine enthält Leitformen des oberen Jura. Das Faziesbild der Gesteine 1 und 4 ist im ganzen Jura geläufig.

Auf dem Kristallinsockel wurden bisher noch keine Gesteine mit Calpionellen angetroffen (vgl. KAPOUNEK & Mitarb. 1967). Calpionellenkalke sind dagegen aus der „Klippenzone“ und dem oberen Jura der nördlichen Kalkalpen bekannt.

Kalke mit Ooidstruktur und Milioliden sind aus den Tristelschichten beschrieben. Ein dem Faziesbild der Gerölle entsprechendes Vorkommen mit *Trocholina elongata* wäre aus dem Tithon vom Grubenpaß (Rätikon), Sulzfluhkalk, zu erwähnen (vgl. A. PAPP & Mitarb. 1968).

Sowohl die Calpionellenkalke wie auch die Kalke mit *Trocholina elongata* stammen nicht aus dem Bereich des Mesozoikums vom Kristallinsockel nahe der Böhmisches Masse. Ihr primärer Sedimentationsraum lag weiter im S bzw. im E.

Schlußfolgerungen aus der Geröllanalyse

P. FAUPL

Beim Versuch, aus den Gesteinskomponenten die Zusammensetzung und paläogeographische Lage der distributiven Provinz zu rekonstruieren, muß man berücksichtigen, daß es sich hier nur um das Komponentenspektrum einer einzelnen Bank handelt. Diese Bank (Nr. GZ 239) gehört jenem Schichtkomplex an, dessen Material auf Grund von Untersuchungen an Strömungsmarken von einem im E gelegenen Abtragungsraum stammt.

Dieser Abtragungsraum setzt sich aus 4 Gesteinseinheiten zusammen (Abb. 11):

1. Mesozoische Gesteinsserie,
2. Epimetamorphe Gesteinsserie,
3. Mesometamorphe Gesteinsserie,
4. Granitkörper.

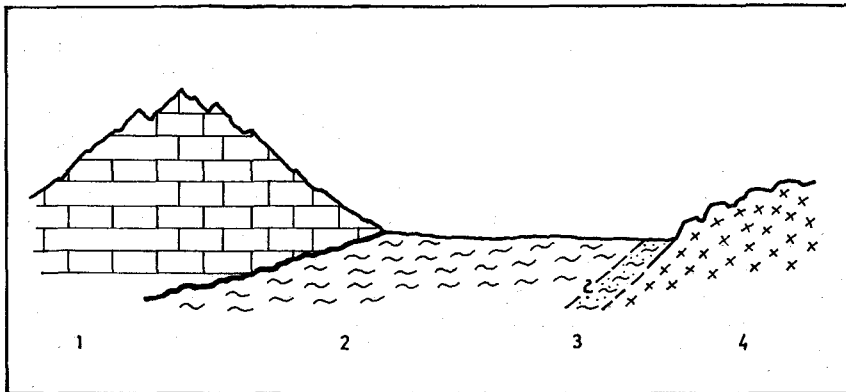


Abb. 11: Schematischer Schnitt durch den Abtragungsraum, wobei die einzelnen Gesteinsserien in möglichst einfache Beziehungen zueinander gesetzt wurden. 1. Mesozoikum, 2. Epimetamorphe Serie, 3. Mesometamorphe Serie, 4. Granitkörper.

Die mesozoische Serie besteht praktisch nur aus jurassischen Kalken. Diese liegen über den metamorphen Serien und dem Granit. In welcher Beziehung nun diese letzteren 3 Einheiten zueinander stehen, läßt sich nicht beurteilen.

Über Alter und Art der Metamorphose der kristallinen Komponenten, vor allem der epimetamorphen Schiefer, läßt sich folgendes aussagen: Die mesozoischen Karbonatgesteine weisen keine Spur irgendeiner Meta-

morphose auf, sodaß mit Sicherheit gesagt werden kann, daß die epimetamorphen Schiefer eine voralpine Gesteinsumwandlung erfahren haben. Der Grad der Metamorphose läßt sich durch die Mineralien Serizit — Chlorit — Albit — Klinozoisit — Quarz charakterisieren. Es entspricht dies einer Metamorphose unter den Bedingungen der schwächeren Grünschieferfazies. Einige Schiefer lassen eine deutliche postkristalline transversale Schieferung erkennen.

Die Beschaffenheit der kristallinen Schiefer, vor allem der epimetamorphen Serie, schließt einen Vergleich mit den Gesteinen der Böhmisches Masse aus. Auch die Fazies der mesozoischen Kalke spricht gegen einen Vergleich mit dem außeralpinen Faziesbereich (siehe A. PAPP: Karbonatgesteine mit Fossilführung). Am günstigsten läßt sich das Gesteinsspektrum noch mit der Gesteinsvergesellschaftung der Kl. Karpaten vergleichen, wo eine ähnliche Situation, nämlich höheres Mesozoikum teilweise direkt über Grundgebirge, gegeben ist. Den epimetamorphen Schiefen würde die altpaläozoische Schieferserie von Harmonia entsprechen (B. CAMBEL 1954).

Ähnliche Gesteine, vor allem epimetamorphe, wurden in Bohrungen der ÖMV.-AG. (Mauerbach 1 a bei Wien und Murstetten 1) angefahren (H. WIESENER 1966, F. BRIX & K. GÖTZINGER 1964).

Auf Grund des Serienbestandes und der erwähnten Vergleichsmöglichkeiten dürfte die distributive Provinz etwa einer paläogeographischen Position entsprechen, wie sie die Kl. Karpaten einnehmen.

Literatur

- BRIX, F. & GÖTZINGER, K., 1964: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV.-AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957—1963. (I. Teil.) — *Erdoel-Zeitschr.*, 80, S. 57—76, Wien — Hamburg.
- CAMBEL, B., 1954: Geologisch-Petrographische Probleme im nördlichen Teil des Kristallinums der Kl. Karpaten (Deutschsprachiges Resümee). — *Geol. Prace*, 36, S. 65—69, Bratislava.
- GÖTZINGER, G. & EXNER, CH., 1953: Kristallingerölle und -scherlinge des Wienerwaldflysches und der Molasse südlich der Donau. — *Skizzen zum Antlitz der Erde*, S. 81—106, Wien.
- MISIK, M., 1966: Microfacies of the Mesozoic and Tertiary Limestones of the West Carpathians. — *Slovenská Akadémia vied*, S. 7—269, 101 Taf., Bratislava.
- KAPOUNEK, J., KRÖLL, A., PAPP, A. & TURNOVSKY, K., 1967: Der mesozoische Sedimentanteil des Festland-Sockels der Böhmisches Masse. — *Jb. Geol. B. A.*, 110, S. 73—91, 4 Taf., 1 Tab., Wien.
- PAPP, A., OBERHAUSER, R. & TURNOVSKY, K.: Anleitung zur biostratigraphischen Auswertung von Gesteinsschliffen. — *Sonderb. Geol. B. A.* (im Druck).
- WIESENER, H., 1966: Die Beziehung der Granitoide im Untergrund der Nordalpen zum moldanubisch-moravischen und alpin-karpatischen Kristallin. — *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, III. F., 11, S. 459—474, Wien.

Zusammenfassung und Interpretation der Ergebnisse

Die vorliegenden Untersuchungen hatten zum Ziel, eine umfassende Dokumentation der Typuslokalität der Sieveringer Schichten zu geben. Arbeitsgrundlage war ein topographisch vermessenes Profil, welches für die Anwendung moderner Forschungsmethodik die erforderlichen Voraussetzungen bieten konnte.

Der Nachweis organischer Reste im Flysch des Wienerwaldes wurde durch Anwendung von Arbeitsmethoden der Mikropaläontologie auf breitere Basis gestellt. Folgende Gruppen konnten ausgewertet werden.

1. Nannoflora.

Die Bearbeitung der Nannofossilien ergab den Nachweis von 25 Arten, die in ihrer stratigraphischen Auswertung für eine Altersstellung im Maastricht sprechen.

2. Kleinforaminiferen.

Die methodisch für Flyschsedimente ausgerichtete Probenwahl und Aufbereitung erbrachte relativ gute Ergebnisse. Am häufigsten waren agglutinierende Foraminiferen. 40 Arten wurden nachgewiesen und die stratigraphische Auswertbarkeit diskutiert.

Planktonische Foraminiferen sind seltener, allochthones Vorkommen und Umlagerungen werden diskutiert, der Nachweis von *Globotruncana stuarti* und *Pseudotextularia acervulinoides* ist hervorzuheben.

3. Großforaminiferen.

Großforaminiferen sind durch die Gattungen *Orbitoides* und *Lepidorbitoides* belegt, deren Evolution für eine Entwicklungsphase im Maastricht spricht.

4. Lebensspuren.

Das Vorkommen von Lebensspuren zeigt Formen, die engere Beziehungen zum „Kreide Flysch“ des Wienerwaldes zeigen als zum Eozänflysch bzw. „Greifensteiner Sandstein“.

Eine Diskussion der stratigraphischen Auswertung muß besonders im Flysch die Umlagerungen in Turbititen berücksichtigen. Hier ist dem Befund an Nannofossilien eine größere Aussagekraft zuzubilligen als den Foraminiferen. Der Alterseinstufung von Maastricht würden die nachgewiesenen Foraminiferen allerdings nicht widersprechen. Die Lebensspuren sind sicher autochthon, ihre stratigraphische Aussage ist jedoch begrenzt. Im vorliegenden Falle handelt es sich mehr um eine fazielle als um eine chronologische Aussage.

Das bearbeitete Typusprofil der Sieveringer Schichten wird daher nach den durchgeführten Untersuchungen in das Maastricht eingeordnet.

Bemerkenswert sind in diesem Zusammenhang Fossilien, die in Kalkkomponenten von Grobschüttungen (Calpionellen und Trocholinen) auftreten. Sie gestatten eine stratigraphische Aussage über das Alter aufgearbeiteter Schichten.

Lithologische Studien gaben weitere Informationen über die Sedimentationsbedingungen flyschoider Serien.

1. Die Untersuchung von Strömungsmarken erlaubte eine Gliederung des Profils in 4 Abschnitte. Im Liegenden des Profils herrscht eine Strömungsrichtung nach W vor. Im 2. Abschnitt herrschen Richtungen nach S vor, der 3. Abschnitt zeigt Strömungen nach W — NW. Im 4. Abschnitt oszilliert die Strömungsrichtung nach S — WNW.

2. Die Untersuchungen der Schwermineralspektren in Verbindung mit den Strömungsmarken ergab eine wertvolle Interpretation über die mögliche Lage von Liefergebieten.

3. Die Schilderung des Modalbestandes mit Differenzthermoanalysen (DTA), bzw. die Beobachtungen über die Änderungen des Schwermineralbestandes innerhalb einer einzigen gradierten Bank, geben weitere Daten zum Verständnis der Flyschsedimentation, die durch Beobachtungen an Korngrößen und Rundung der Komponenten ergänzt werden.

4. Die Geröllanalyse hatte zum Ziele, Aussagen über die Beschaffenheit bzw. den petrographischen Charakter des Gesteins zu geben. Die Komponenten stammen aus 4 Gesteinseinheiten:

Mesozoische Gesteinsserie, nachgewiesen Jura, keine Hinweise auf
Trias,
Epimetamorphe Gesteinsserie,
Mesometamorphe Gesteinsserie,
Granitkörper.

Als Liefergebiet des Geröllbestandes dürfte auf Grund des Serienbestandes auf ein Gebiet zu schließen sein, das nicht in unmittelbarer Nähe der heutigen Böhmisches Masse lag. Es handelt sich um ein südlicher bzw. östlicher gelegenes Kristallin ähnlich den kleinen Karpaten, mit einer Bedeckung von Jura, wobei Trias nicht nachweisbar ist.

In Kombination der Ergebnisse von Strömungsrichtungen und Schwermineralanalysen ergibt sich ein Materialtransport aus dem E für die Grobfractionen (Geröllbestand), die dünnbankigen Partien stammen aus dem N bzw. aus ENE.

Als Rekonstruktionsversuch des Sedimentationsraumes der Sieveringer Schichten ergeben sich nach Ausglätten der Decken, Falten und Schuppenstrukturen unter Berücksichtigung der von der ÖMV.-AG. niedergebrachten Tiefbohrungen Mauerbach 1 a und Urmannsau 1 folgende Überlegungen (vgl. Abb. 12):

1. Die Rekonstruktion bezieht sich ausschließlich auf das Maastricht und ist auf eine Profillinie NE—SW bei Mauerbach bezogen.

2. Die heutige Lage der Flyschzone ist, nach den Ergebnissen der Tiefbohrungen der ÖMV.-AG. Mauerbach 1 a, Perschenegg 1, Texing 1 und Urmannsau 1 (vgl. BRIX & GÖTZINGER 1964, KAPOUNEK & Mitarb. 1967 und KRÖLL & WESSELY 1967) allochthon. Nach den Ergebnissen der Bohrung Urmannsau, die in gewissem Sinne auch auf unser Profil anwendbar sind, ist der Nordrand des Flyschmeeres mindestens 20 km südlich des heutigen Nordrandes der Flyschzone anzunehmen.

3. Eine Zone von 25 km Breite würde für die Sedimentation der Buntmergelserie und als Herkunftsgebiet der „Klippen“ anzunehmen sein.

Der Nordrand des Flyschtroges hätte nach dieser Interpretation eine Lage etwa 50 km südlich des heutigen Nordrandes der Flyschzone.

4. Die Breite des eigentlichen Flyschtroges wird durch die Dimensionen der Altlenzbacher Schichten im N und der Kaumberger Schichten im S, zusammen etwa 10 km Breite, bestimmt. Für diesen Flyschtroge wäre eine Größenordnung von 50 km ein Mindestwert.

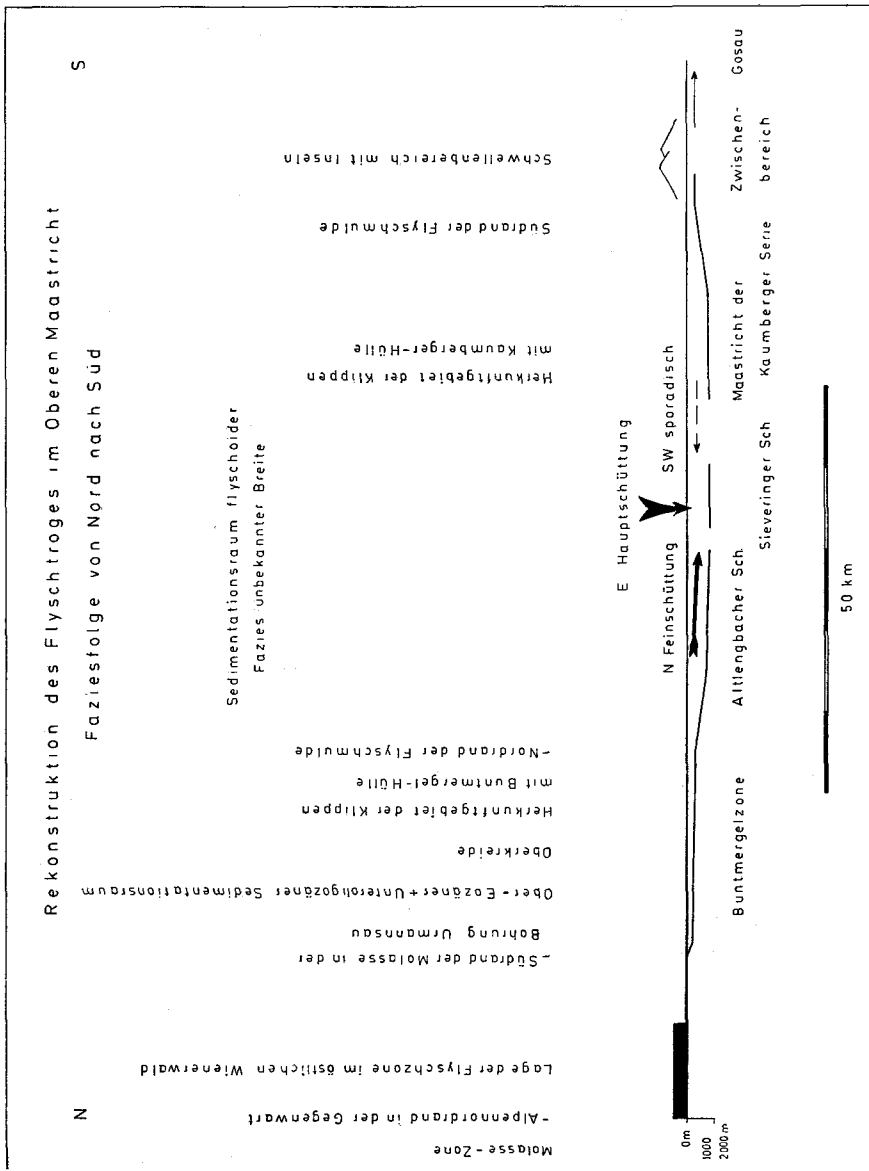


Abb. 12

5. Ein Zwischenbereich in ähnlicher Fazies wie die Buntmergelserie im N wird auch im S des Flyschtroges anzunehmen sein. Dieser könnte, wenigstens stellenweise, in die Sedimente der „Gosauzone“ überleiten.

6. Die Stellung der Sieveringer Schichten wird durch die Einschüttung des Materials bestimmt. Feinschüttung erfolgte von N bis ENE, Grobschüt-

tung von E, sporadische Schüttung von S. Daraus ergibt sich eine primäre Position zwischen Altenglacher Schichten im N und Kaumberger Schichten im S.

7. Die in dieser Interpretation angenommenen Werte stellen unseres Erachtens Minimalwerte dar, würden aber trotzdem eine Größenordnung von 100 km ergeben. Es wurde bei dieser Interpretation bewußt auf die Annahme von Schwellen verzichtet, die als mögliche Liefergebiete eine bedeutende Breite haben müßten und die angenommene Breite des Flyschtroges bedeutend vergrößern würden.

Trotz der tektonisch isolierten Lage der Sieveringer Schichten innerhalb der Schottenhofzone (vgl. BRIX 1964) besteht die größte Wahrscheinlichkeit, daß es sich um Sedimente im S der Altenglacher Schichten handelt, die nur durch das Vorhandensein von Grobschüttungen faziell ein besonders Gepräge erhalten.

Die Grobschüttungen lassen, wie Detailuntersuchungen der Komponenten nahelegen, auf einen nahen, östlich gelegenen Bereich schließen, dessen petrographischer Aufbau durch Jurakalke, die einer granitischen und metamorphen Basis auflagerten, belegbar ist.

Zur Diskussion bleibt die mögliche Ablagerungstiefe der Sieveringer Schichten. Im Rahmen vorliegender Untersuchungen ergeben sich keine entscheidenden Hinweise. Die Sieveringer Schichten sind typische Flyschsedimente mit allen spezifischen Erscheinungen. Sie würden im Zentrum des Flyschtroges zur Ablagerung gelangt sein, für den Tiefen von 1000 m bis 2000 m, eher zu gering als zu hoch, veranschlagt wurden.

Eine Auswertung flyschoider Fazies mit den entsprechenden Lebensspuren im Sinne von SEILACHER würde zu doppelten Werten führen. Sedimentationsräume von 4000 m Tiefe haben jedoch in der Gegenwart auch entsprechende Breite. Sie würde die von uns zur Diskussion gestellten Werte der Breite des Flyschtroges vervielfachen.

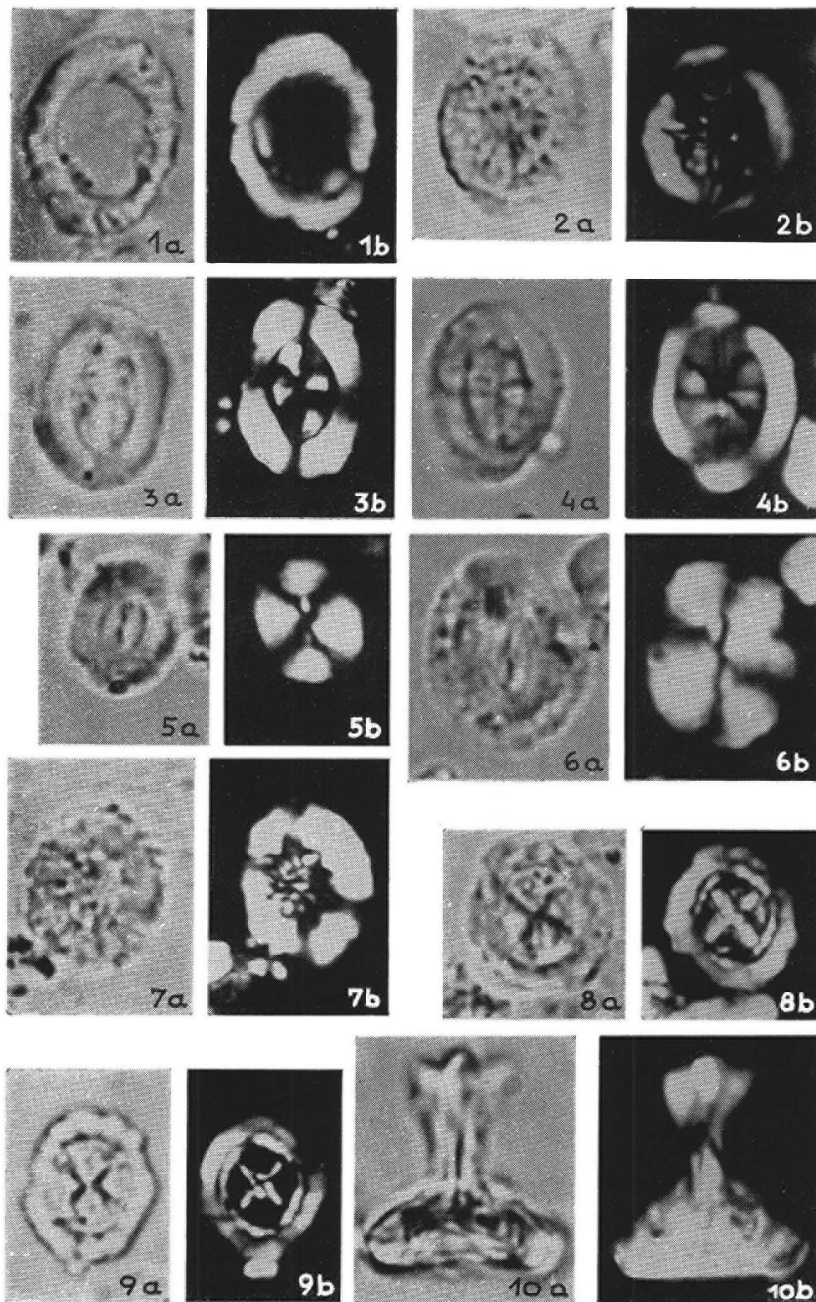
Ein wesentlicher Fortschritt wurde jedoch durch die Erkenntnis gebracht, daß die Sieveringer Schichten in größeren Tiefen zur Sedimentation gelangten und die ältere Bezeichnung „Seichtwasserkreide“ für die Sieveringer Schichten unzutreffend ist.

Tafel 1:

a bedeutet jeweils: Mikroaufnahme bei normalem Licht
b bedeutet jeweils: Mikroaufnahme zwischen gekreuzten Nicols

- Fig. 1: *Cyclolithus gronosus* STOVER 251/N 6
Fig. 2: *Cretarhabdus conicus* BRAMLETTE & MARTINI 251/N 26
Fig. 3: *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA 251/N 6
Fig. 4: *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA 251/N 6
Fig. 5: *Coccolithus barnesae* (BLACK) 251/N 6
Fig. 6: *Coccolithus barnesae* (BLACK) 251/N 6
Fig. 7: *Cretarhabdus crenulatus* BRAMLETTE & MARTINI 251/N 26
Fig. 8: *Deflandrius cretaceus* (ARKHANGELSKY), Basisplatte 251/N 6
Fig. 9: *Deflandrius cretaceus* (ARKHANGELSKY), Basisplatte 251/N 26
Fig. 10: *Deflandrius cretaceus* (ARKHANGELSKY), Seitenansicht 251/N 26

Tafel 1



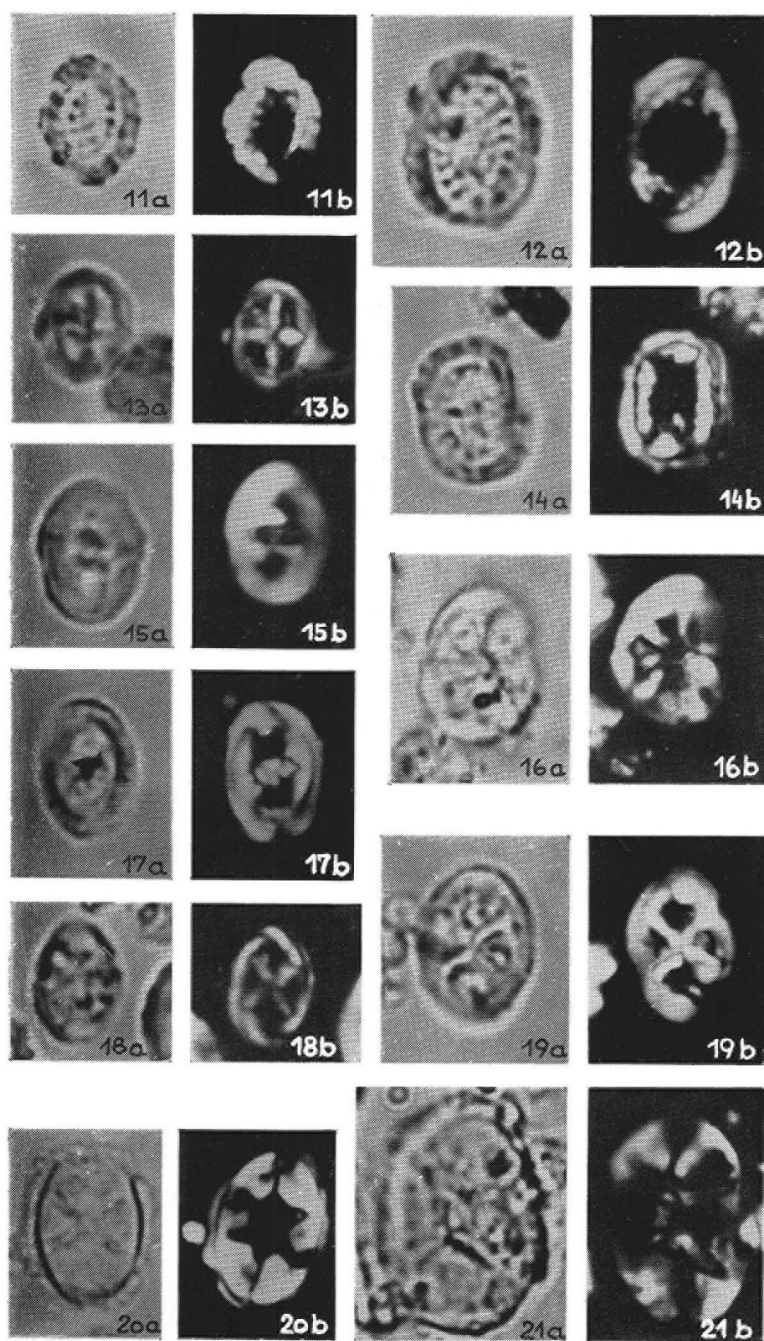
Tafel 2:

a bedeutet jeweils: Mikroaufnahme bei normalem Licht

b bedeutet jeweils: Mikroaufnahme zwischen gekreuzten Nicols

- Fig. 11: *Cribrosphaerella ehrenbergi* (ARKHANGELSKY) 251/N 26
Fig. 12: *Cribrosphaerella ehrenbergi* (ARKHANGELSKY) 251/N 6
Fig. 13: *Zyggolithus* ? *crux* (DEFLANDRE & FERT) 251/N 6
Fig. 14: *Cribrosphaerella ehrenbergi* (ARKHANGELSKY) 251/N 6
Fig. 15: *Zyggolithus* ? *diplogrammus* DEFLANDRE 251/N 26
Fig. 16: *Zyggolithus* ? *octoradiatus* (GORKA) 251/N 26
Fig. 17: *Zygodiscus spiralis* BRAMLETTE & MARTINI 251/N 6
Fig. 18: *Zyggolithus* ? *litterarius* (GORKA) 251/N 6
Fig. 19: *Zyggolithus* ? *litterarius* (GORKA) 251/N 26
Fig. 20: *Eiffelithus turrisieffeli* (DEFLANDRE) 251/N 26
Fig. 21: *Eiffelithus turrisieffeli* (DEFLANDRE) 251/N 26

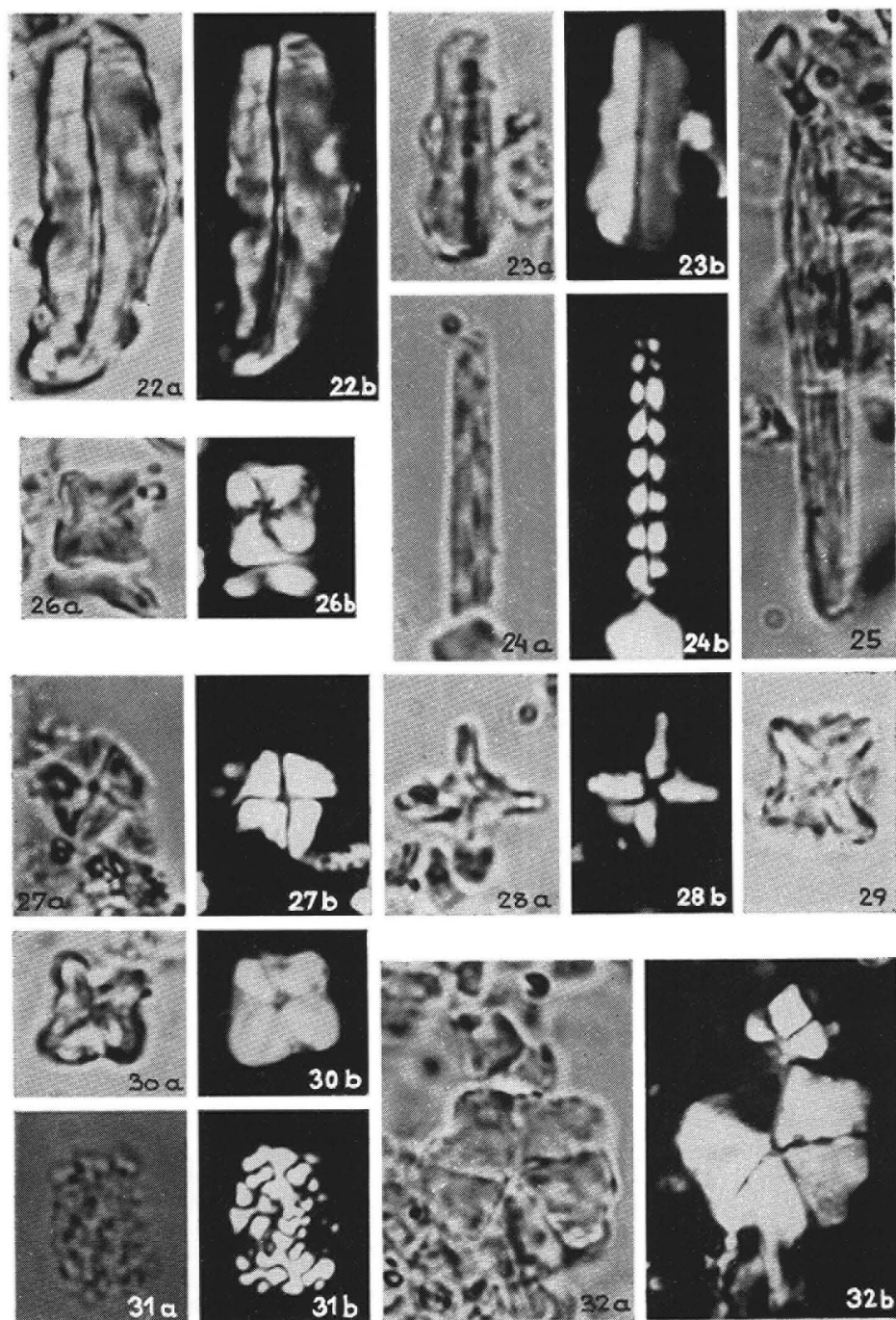
Tafel 2



Tafel 3:

a bedeutet jeweils: Mikroaufnahme bei normalem Licht
b bedeutet jeweils: Mikroaufnahme zwischen gekreuzten Nicols

- Fig. 22: *Lucianorhabdus cayeuxi* DEFLANDRE 251/N 26
Fig. 23: *Lucianorhabdus cayeuxi* DEFLANDRE 251/N 6
Fig. 24: *Microrhabdulus attenuatus* DEFLANDRE 1963 251/N 26
Fig. 25: *Microrhabdulus attenuatus* DEFLANDRE 1963 251/N 26
Fig. 26: *Micula staurophora* (GARDET) 251/N 6
Fig. 27: *Tetralithus ovalis* STRADNER 251/N 6
Fig. 28: *Tetralithus gothicus* DEFLANDRE 251/N 6
Fig. 29: *Micula staurophora* (GARDET) 251/N 26
Fig. 30: *Micula staurophora* (GARDET) 251/N 26
Fig. 31: *Thoracosphaera* cf. *T. imperforata* KAMPTNER 251/N 26
Fig. 32: *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN & BRAARUD) 251/N 6



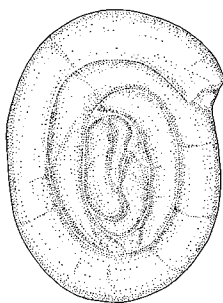
Tafel 4:	Seite
Fig. 1—4: <i>Dendrophrya excelsa</i> GRZYBOWSKI; Probe S 1	95
Fig. 5—8: <i>Reophax elongatus</i> GRZYBOWSKI; Probe S 2	97
Fig. 9, 10: <i>Ammodiscus siliceus</i> (TERQUEM); Probe S 8	98
Fig. 11, 12: <i>Ammodiscus tenuissimus</i> (GÜMBEL); Probe S 20	99



Tafel 5:

Seite

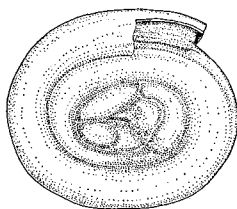
Fig. 1—3:	<i>Glomospirella gaultina</i> (BERTHELIN); Probe S 19	111
Fig. 4, 5:	<i>Trochamminoides irregularis</i> (WHITE); Probe S 15	103
Fig. 6:	<i>Trochammina globigeriniformis</i> (PARKER & JONES); Probe S 22	105



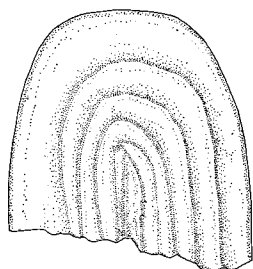
1 a



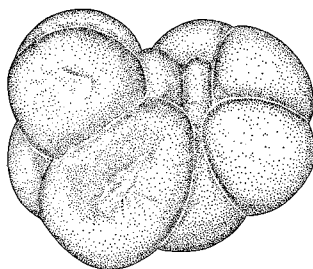
1 b



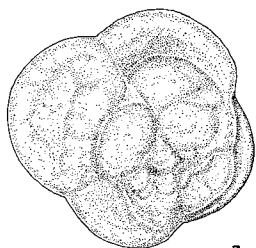
2



3

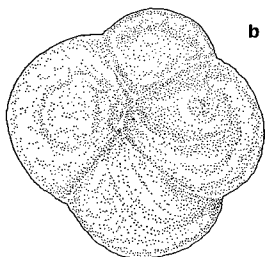


4



a

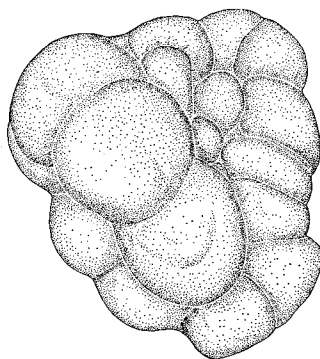
6



b



c



5

1 mm

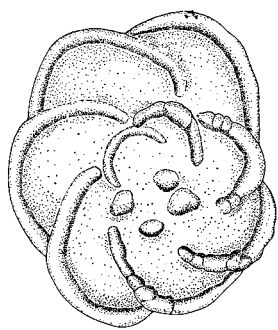


Tafel 6:

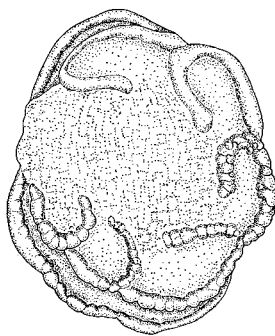
Vergrößerung: 90×

Seite

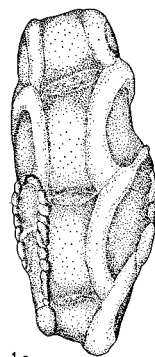
Fig. 1 a—c: <i>Globotruncana lapparenti lapparenti</i> BROTZEN; Probe S 15.....	109
Fig. 2 a—c: <i>Globotruncana lapparenti bulloides</i> VOGLER; Probe S 15.....	110
Fig. 3 a—c: <i>Globotruncana arca</i> (CUSHMAN); Probe S 21	111
Fig. 4 a—c: <i>Globotruncana fornicata</i> (PLUMMER); Probe S 6.....	110



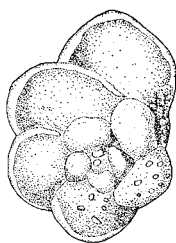
1a



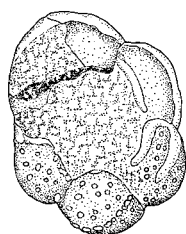
1b



1c



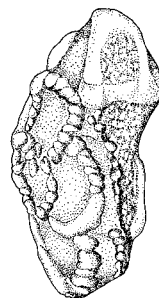
2a



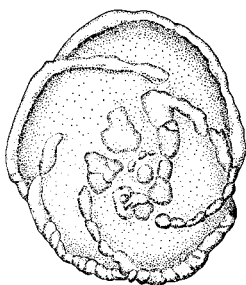
2b



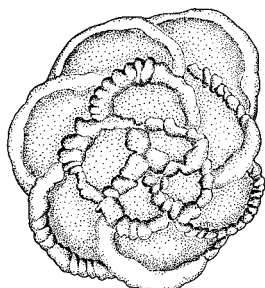
2c



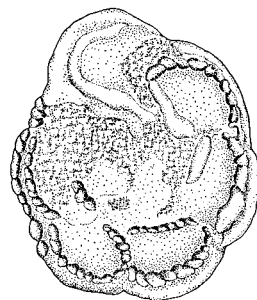
3c



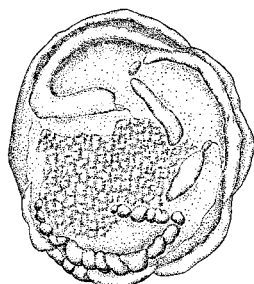
4a



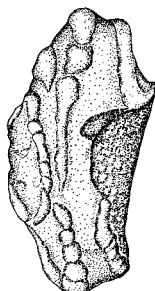
3a



3b



4b



4c

0.5 mm

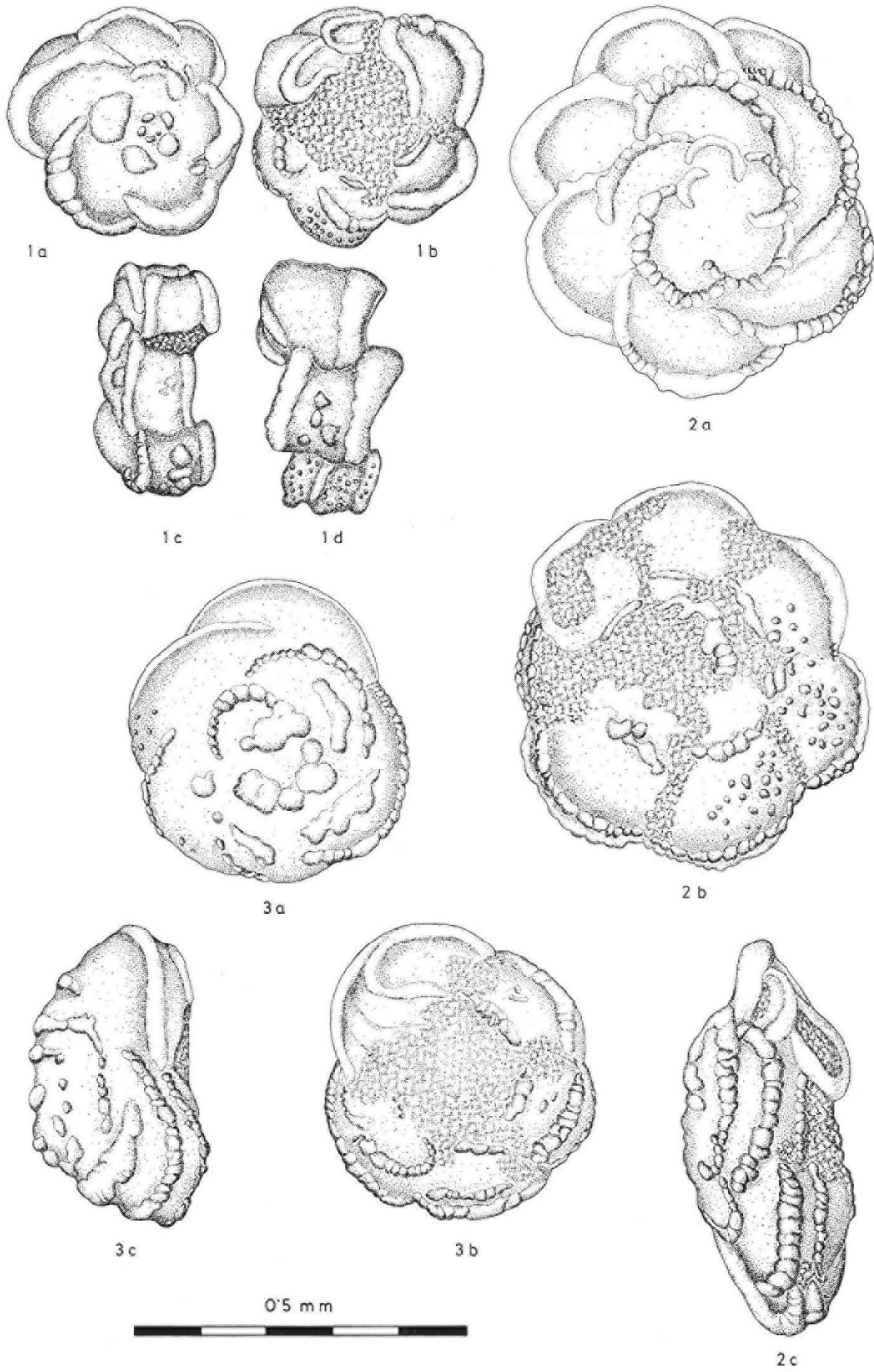


Tafel 7:

Vergrößerung: 90 ×

Seite

Fig. 1 a—d: <i>Globotruncana obliqua</i> HERM; Probe S 6.....	111
Fig. 2 a—c: <i>Globotruncana rosetta</i> (CARSEY); Probe S 15	112
Fig. 3 a—c: <i>Globotruncana contusa</i> cf. <i>scutilla</i> GANDOLFI Probe S 15	111

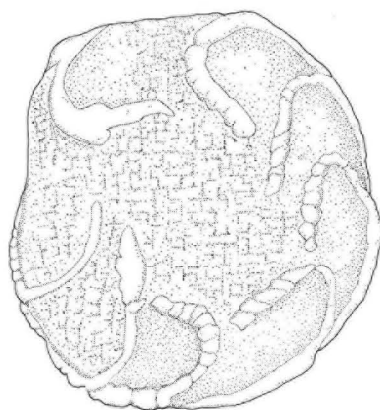


Tafel 8:

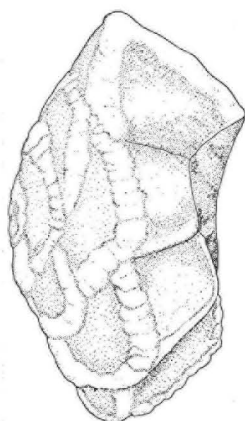
	Vergrößerung: 90×	Seite
Fig. 1 a—c: <i>Globotruncana stuarti</i> (DE LAPPARENT); Probe S 21		112
Fig. 2 a—b: <i>Pseudotextularia elegans</i> (RZEHAKE); Probe S 8		113
Fig. 3 a—c: <i>Pseudotextularia acervulinoides</i> (EGGER); Probe S 8		113



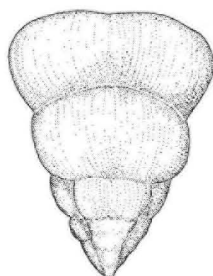
1a



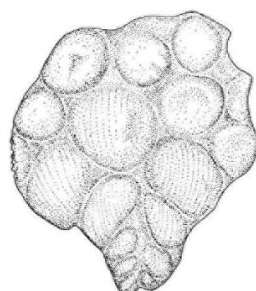
1b



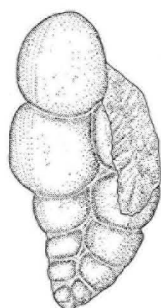
1c



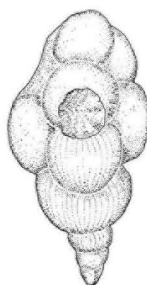
2a



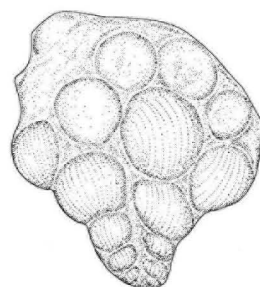
3a



2b



3c



3b

0.5 mm

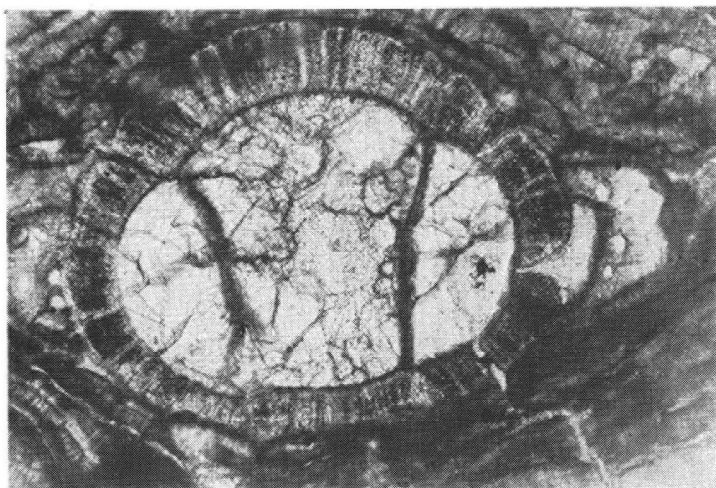


Tafel 9:

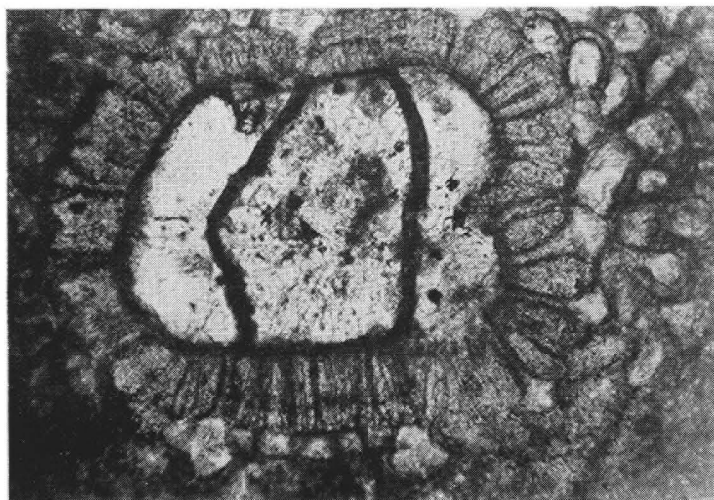
- Fig. 1: Lateraler Gehäuseteil von *Orbitoides apiculata tenuistriata* DOUVILLE im senkrechten Schnitt.
Die Querböden zwischen den einzelnen Lateralkammern werden von Poren durchzogen.
Sievering, Gspöttgraben, Schliff Nr. 251/42—8
- Fig. 2: Wie vor, senkrechter Schnitt durch die Embryonalkammern. Die rechte Seite zeigt einen Stolon, der die dicke Wand der Embryonalkammern trichterförmig durchzieht und zu einer Auxilliarkammer führt.
Sievering, Gspöttgraben, Schliff Nr. 1442.
- Fig. 3: Wie vor, waagrechter Schnitt durch die Embryonalkammern mit Stolonen in der Wand der Embryonalkammern.
Sievering, Gspöttgraben, Schliff Nr. 1512.



1



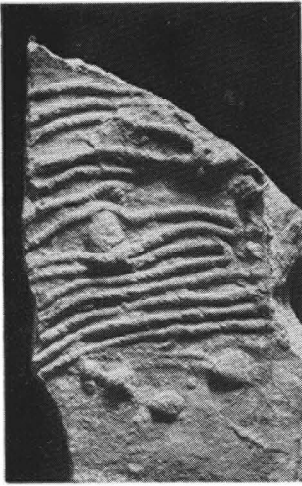
2



3

Tafel 10:

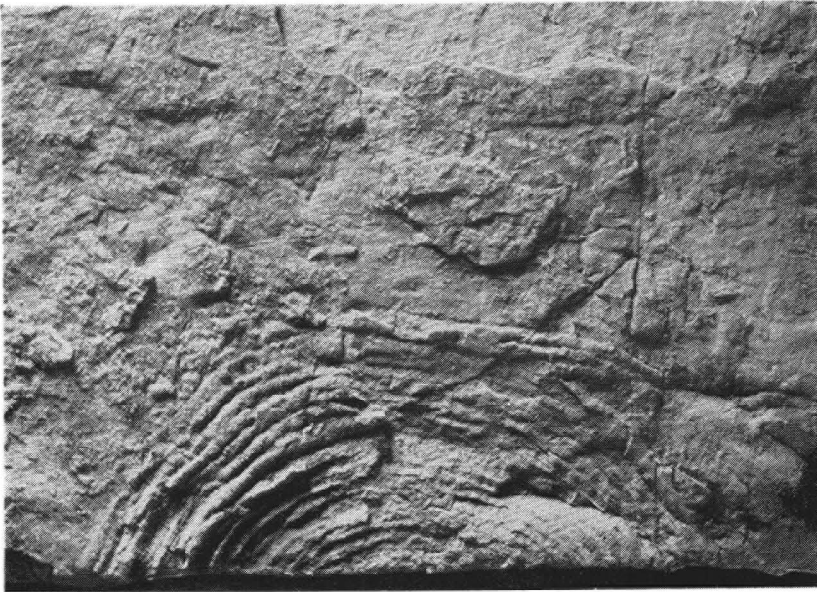
- Fig. 1: Röhrensystem von *Helminthoidea* in körperlicher Erhaltung. In der Regel ist *Helminthoidea* im Flysch des Wienerwaldes durch Sackung des Sedimentes flach gedrückt und wurde als Kriechspur gedeutet.
Sievering, Gspöttgraben.
- Fig. 2: System von spiralgeführten Gängen (*Spirodesmos*). Die Abbildung zeigt ein kleines Exemplar an dem die Spirale der Gänge erkennbar ist.
Sievering, Gspöttgraben.
- Fig. 3: Schichtunterseite mit einem Teil eines größeren Gangsystems von *Spirodesmos*, stellenweise körperlich erhalten.
Sievering, Gspöttgraben.



1



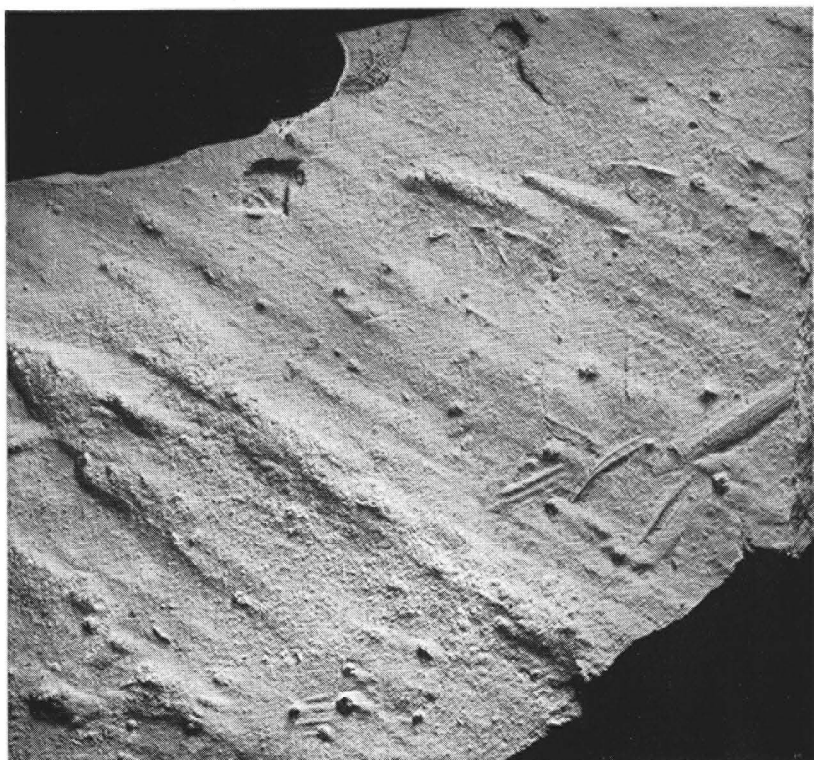
2



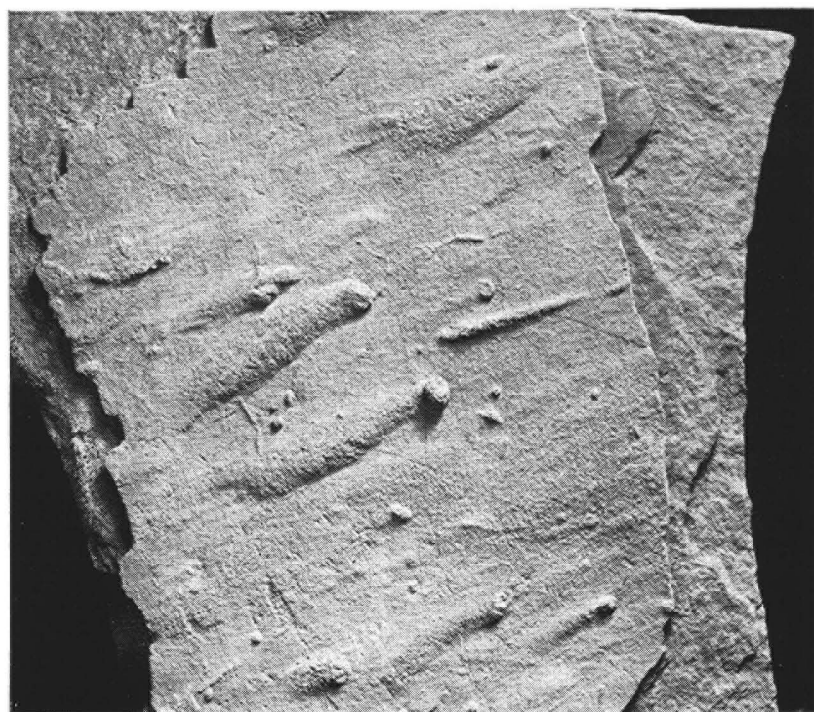
3

Tafel 11:

- Fig. 1: Schichtunterseite mit annähernd parallel laufenden Flute casts ähnlich Fig. 2.
In steilem Winkel schneidet die Richtung der Flute casts eine Linie mit scharf
profilierten Skip casts.
Sievering, Gspöttgraben.
- Fig. 2: Flute casts auf Schichtunterseite als Ausguß erhalten. Einige Marken entstanden
durch Auskohlung, die von einer Röhre ihren Anfang nehmen kann.
Sievering, Gspöttgraben.



1



2

Tafel 12:

Gradierungszyklus 227

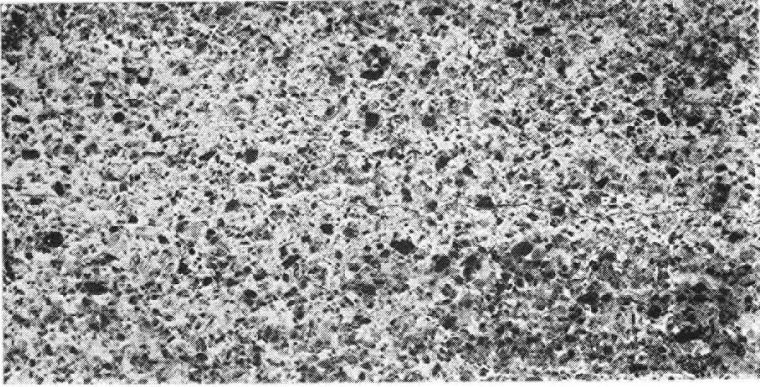
3 Schliffe aus verschiedenen Niveaus einer 3·40 *m* mächtigen Bank. Deutlich ist die Korngrößenabnahme, die Zunahme des Bindemittels gegen oben sowie der gute Rundungsgrad der großen Komponenten an der Basis zu erkennen. (Vergrößerung 8-fach, Negativbilder).

Fig. 1: H 32, Ausschnitt 2·20 *m* über der Basis.

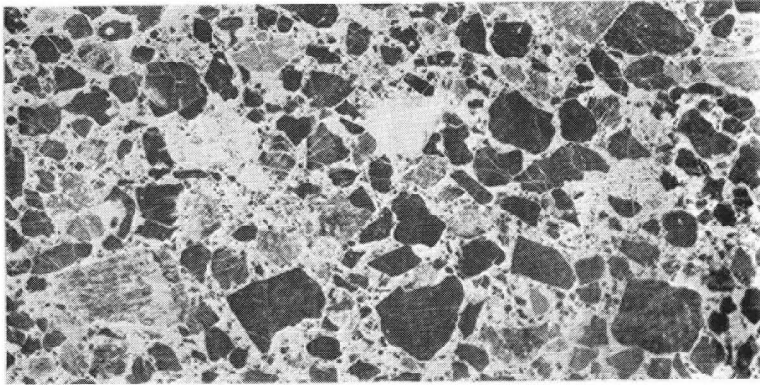
Fig. 2: H 30, Ausschnitt 1·25 *m* über der Basis (Rundungsgrade siehe Abb. 5).

Fig. 3: H 29, Ausschnitt knapp über der Basis (Rundungsgrade siehe Abb. 5).

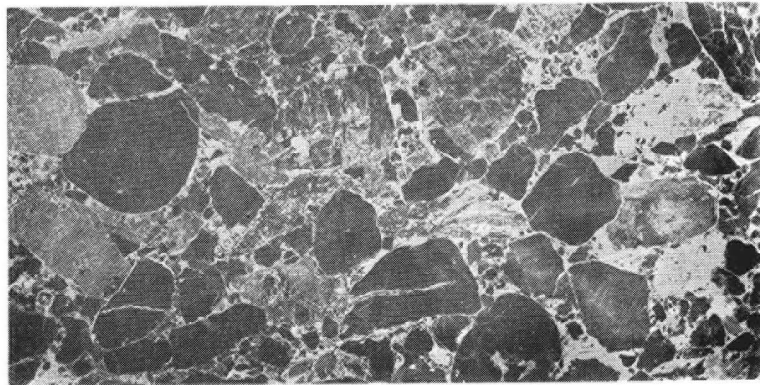
Summenkurven siehe Abb. 8.



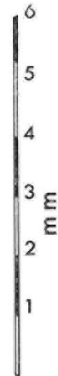
1



2



3



Tafel 13:

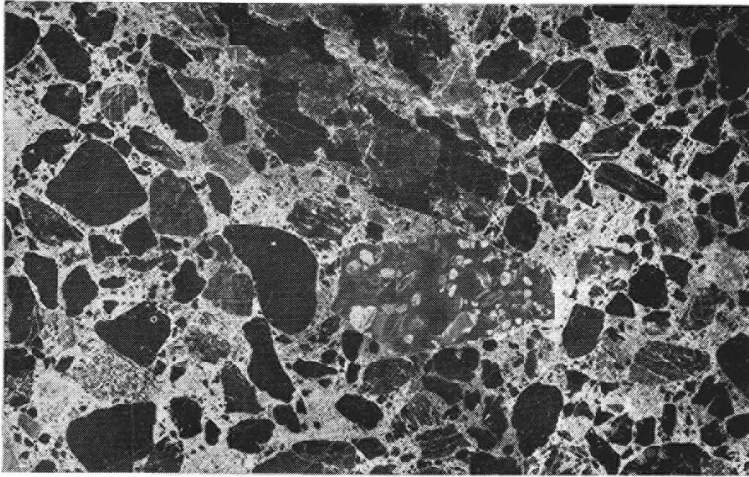
Konglomeratische Lage der Liegendpartie von GZ. 239 (Negativbild, daher erscheinen die völlig durchsichtigen Komponenten schwarz, 4,5-fache Vergrößerung).

Große Komponenten weisen eine bessere Zurundung auf als die kleineren. Sievering, Gspöttgraben, H 42.

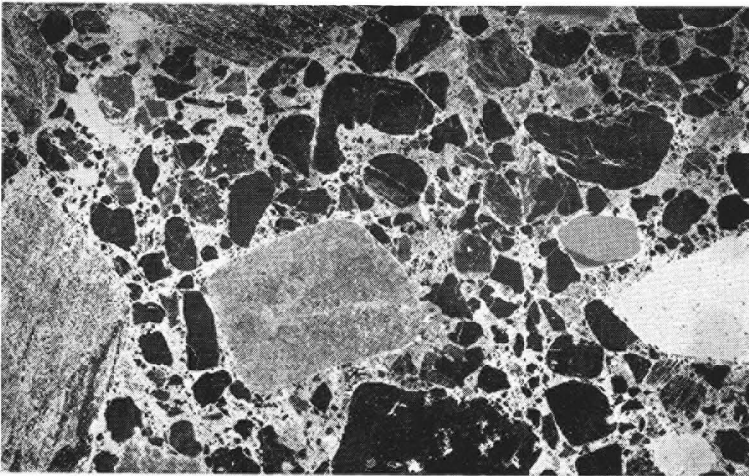
Fig. 1: Fossilführender Jura-Kalk (Bildmitte). Granitgeröll (Oberer Bildrand).

Fig. 2: Phyllitgeröll (oberer und linker Bildrand). Hornsteingeröll (Bildmitte — hellgrau). Quarzit (unterer Bildrand — schwarz). Dichter fossilführender Kalk (rechter Bildrand — weiß).

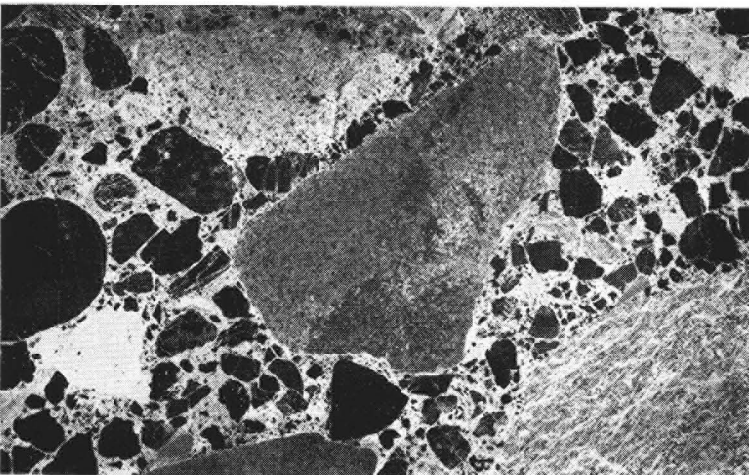
Fig. 3: Kieselkalkgeröll (Bildmitte). Intraklast (Bild oben). Graphitphyllit (Bild rechts unten), weiße Züge entsprechen der graphitischen Substanz.



1



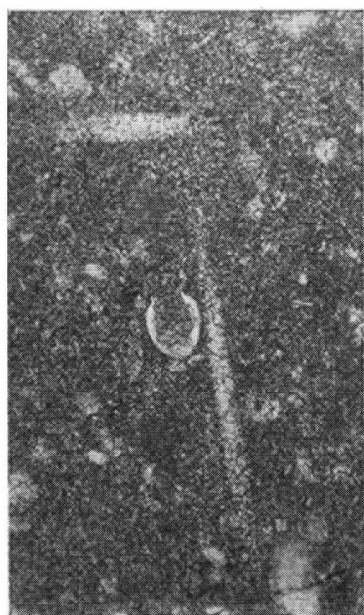
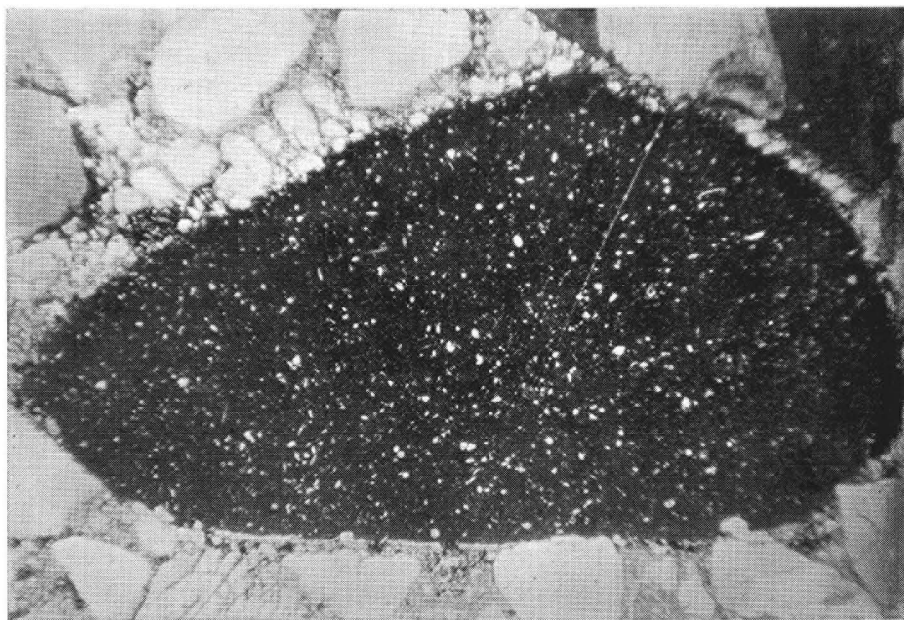
2



3

Tafel 14:

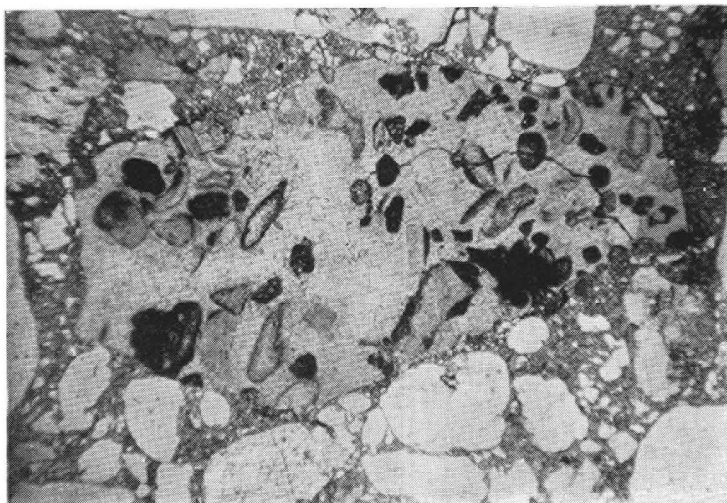
- Fig. 1: Gerölle eines gut gerundeten Jurakalkes mit Calpionellen und Radiolarien.
Sievering, Gspöttgraben, H 42.
- Fig. 2: Ausschnitt aus Fig. 1 mit *Calpionella alpina* LORENZ aus dem Oberen Jura,
umgelagert in den Flysch.
- Fig. 3: *Lepidorbitoides socialis* ssp. Waagrechter Schnitt durch die Embryonalkammern.
An der rechten Seite sind Stolonen in der Wand des Deuteroconchs erkennbar.
Sievering, Gspöttgraben, Schliff Nr. 1524.



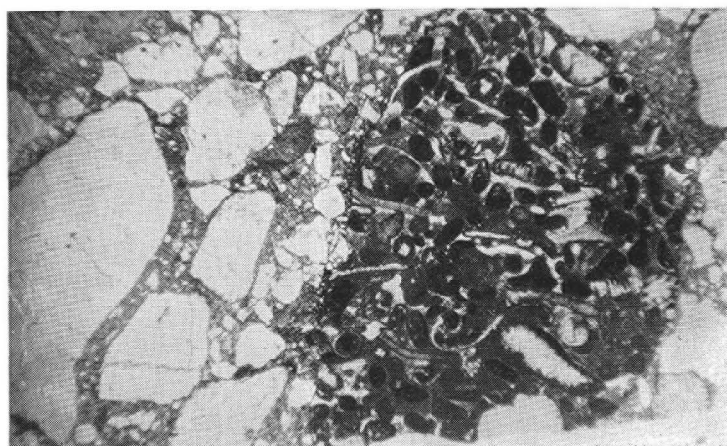
Tafel 15:

Fig. 1 u. 2: Geröllkomponenten jurassischer Kalke aus dem Flysch von Sievering.
Sievering, Gspöttgraben, H 42.

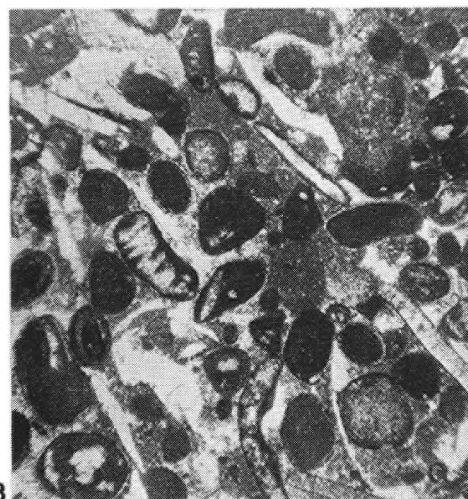
Fig. 3 u. 4: Ausschnitt aus Fig. 2, Fazies mit Trocholinen.



1



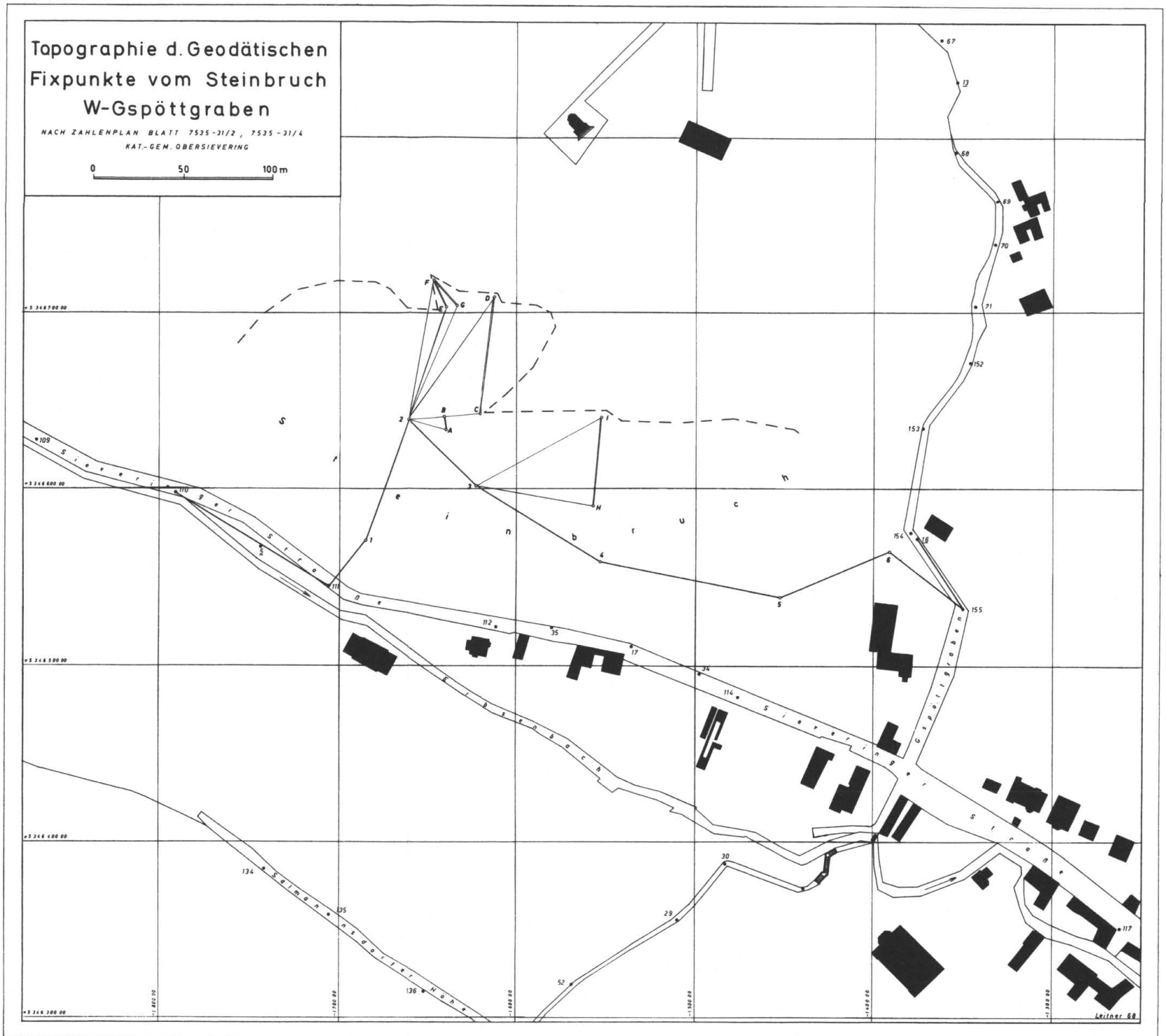
2



3



4



DETAIL PROFIL
DER AUFGESCHLOSSENEN SCHICHT-
FOLGE IM STEINBRUCH
W-GSPÖTTGRABEN SIEVERING
Brix Aufschluß Nr. 251

Legende

STRÖMUNGSMARKEN:

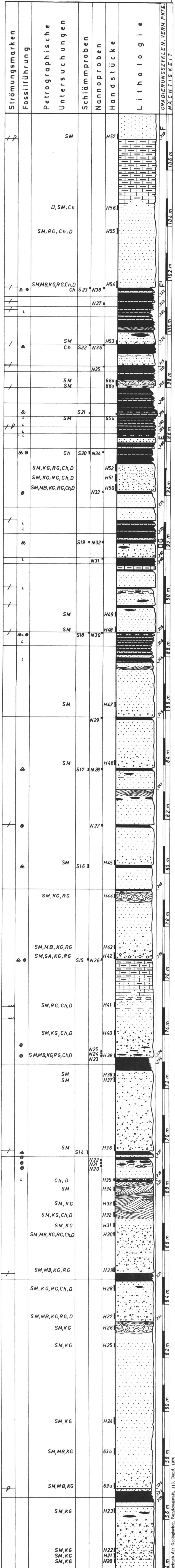
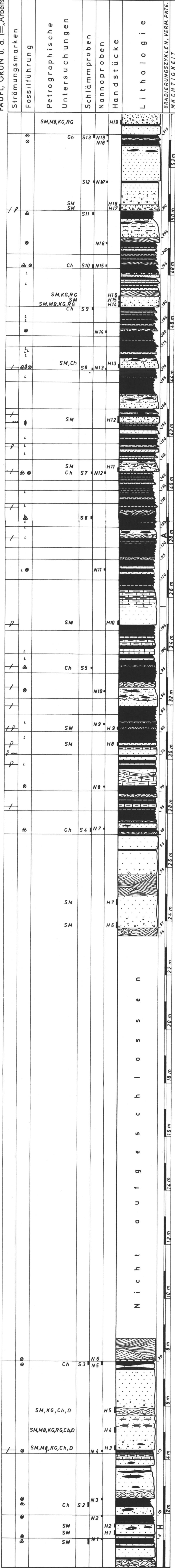
- / Drag casts
- p Flute casts
- m Rippelmarken

FOSSILFÜHRUNG:

- ⊙ Nannofossilien
- ⊗ Kleinforaminiferen
- ⦶ Großforaminiferen
- L Lebensspuren

PETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN:

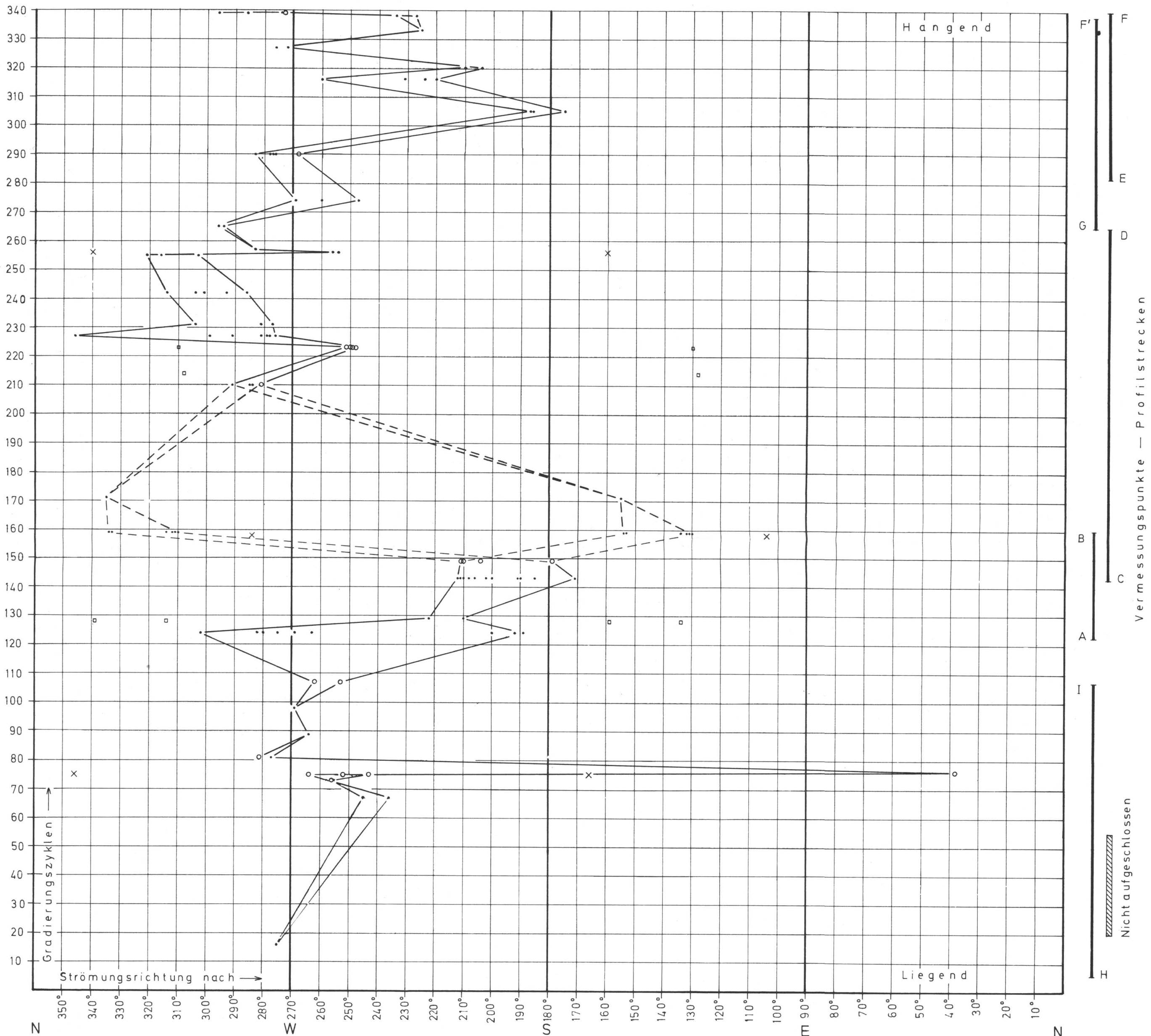
- SM Schwermineralanalyse
- GA Geröllanalyse
- MB Modalbestand
- KG Korngrößenanalyse
- RG Rundungsgrad
- Ch Chemische Analyse
- D DTA



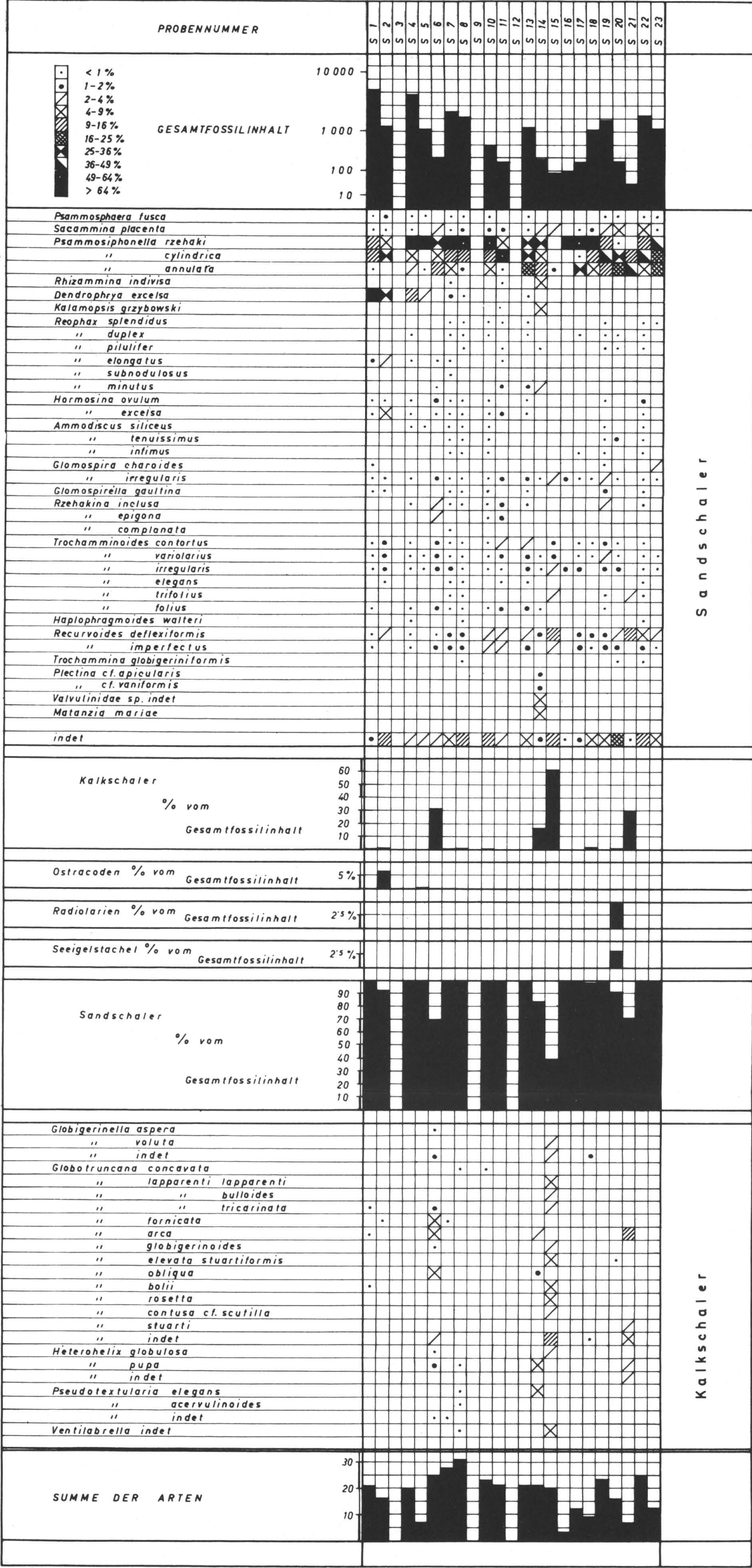
STRÖMUNGSRICHTUNGEN im Steinbruch W-Gspöttgraben

Brix Aufschluß Nr. 251

- Strömungslineation gemessen aus Drag casts x Strömungslineation — " — Rippelkämme
- o Strömungsrichtung — " — Flute casts □ B-Achsen aus "Convolute Bedding"

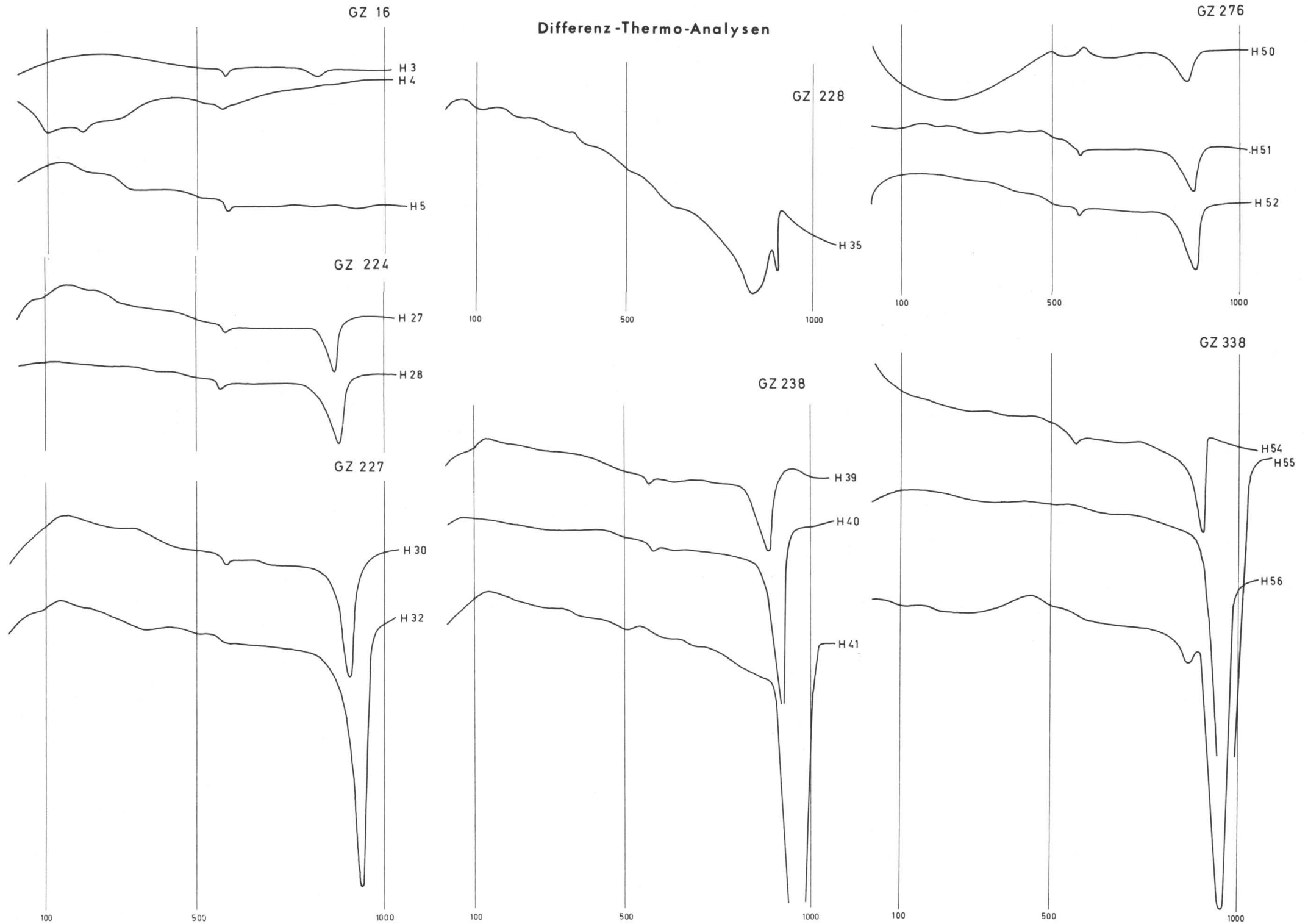


PROZENTUELLE VERTEILUNG DER FORAMINIFERENARTEN

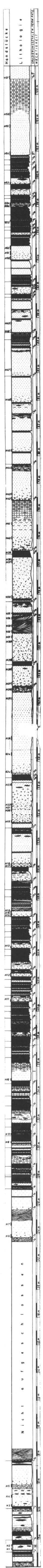
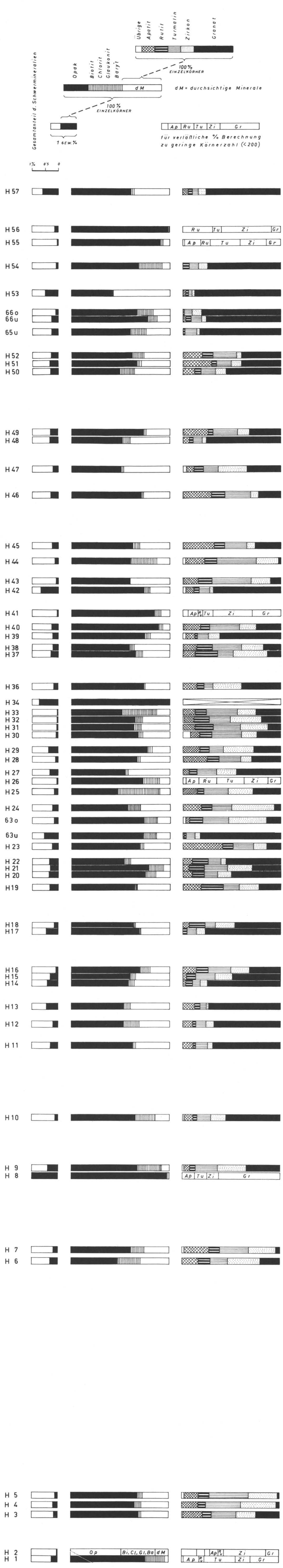


Sandschaler

Kalkschaler



VERTEILUNG der SCHWERMINERALIEN



Leicht - und Schwermineralien in Abhängigkeit zur Strömungsrichtung

