

# **GEOLOGICA** **BAVARICA**

Herausgegeben  
vom

**BAYER. GEOLOGISCHEN LANDESAMT**

Nr. 44

**Die stratigraphischen, paläogeographischen und  
tektonischen Beziehungen zwischen Molasse  
und Helvetikum im östlichen Oberbayern**

von

**Herbert Hagn**

Mit 10 Abbildungen, 1 Tabelle und 12 Tafeln

---

**Die Assilinen des Eozäns vom Kressenberg  
in Oberbayern**

von

**Joseph H. Ziegler**

Mit 4 Tafeln und 2 Beilagen

M Ü N C H E N 1 9 6 0



# Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern

VON HERBERT HAGN

Mit 10 Abbildungen, 1 Tabelle und 12 Tafeln

## Inhaltsverzeichnis

	Seite
A. Vorwort . . . . .	5
B. Einführung . . . . .	9
C. Die stratigraphische Stellung der <i>Clavulinoides szaboi</i> -führenden Schichten des bayerischen Helvetikums . . . . .	13
1. Die bisherigen Ergebnisse . . . . .	13
2. Die Ergebnisse der Neuuntersuchungen . . . . .	15
a. Die Gräben S Spirka SE Siegsdorf . . . . .	15
b. Das Wehrprofil S Siegsdorf . . . . .	29
c. Das Gebiet von Neubeuern a. Inn . . . . .	35
3. Bemerkungen zur Mikrofauna der Oberen Adelholzener Schichten und Beschreibung von <i>Bulimina truncana jacksonensisformis</i> n. ssp. . . . .	41
4. Das Alter der Stockletten und die Zonengliederung des Lutets und Leds im bayerischen Helvetikum und in angrenzenden Gebieten . . . . .	49
D. Vergleichende Stratigraphie der Tertiär-Ablagerungen der kalkalpinen Geosynklinale und ihrer Vortiefen . . . . .	59
1. Erläuterungen zur vergleichenden stratigraphischen Tabelle (Abb. 7) . . . . .	59
a. Methodik und Zielsetzung . . . . .	59
b. Bemerkungen zum Zeitschema . . . . .	59
c. Bemerkungen zur räumlichen Gliederung . . . . .	62
2. Die ältesten und jüngsten Sedimente der einzelnen Ablagerungsräume . . . . .	67
a. Vorland-Molasse (Nordteil) . . . . .	67
b. Vorland-Molasse (Südteil) . . . . .	68
c. Subalpine Molasse . . . . .	72
d. Nordhelvetikum . . . . .	75
e. Südhelvetikum . . . . .	77
f. Ultrahelvetikum (Zwischenzone) . . . . .	87
a. Die ultrahelvetische Zwischenzone im östlichen Oberbayern — ein Überblick . . . . .	87
b. Die stratigraphischen Ergebnisse mikropaläontologischer Neuuntersuchungen . . . . .	100
c. Alter, Fazies und tektonische Stellung der Schönecker Fische Schiefer („Meletta-Schichten“) . . . . .	106

	Seite
δ. Das Ultrahelvetikum im westlichen Oberbayern und im Allgäu . . . . .	111
ε. Zur Deutung des Wildflysches . . . . .	116
ζ. Die Abgrenzung des ostbayerischen Ultrahelvetikums vom Südhelvetikum und vom Flysch . . . . .	122
g. Ostalpiner Flysch . . . . .	135
h. Nördliche Kalkalpen . . . . .	142
α. Einführende Bemerkungen . . . . .	142
β. Reichenhaller Becken . . . . .	143
γ. Unterinntal . . . . .	144
Oberaudorf . . . . .	144
Häring i. T. . . . .	150
Reit i. Winkl . . . . .	156
E. Zur Paläogeographie des Tertiärs der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes . . . . .	158
1. Die Trog- und Schwellenwanderung im Norden des Orogens . . . . .	158
2. Der Übergang von Helvetikum in Molasse im östlichen Oberbayern . . . . .	165
3. Zur Paläogeographie des inneralpinen Tertiärs . . . . .	167
a. Paleozän . . . . .	167
b. Eozän . . . . .	168
c. Oligozän . . . . .	170
d. Zur Theorie der Molassehülle . . . . .	174
F. Tektonische Schlußfolgerungen . . . . .	181
1. Die Auswirkungen der Laramischen, Pyrenäischen und Illyrischen Phase . . . . .	181
2. Das Alter der Überschiebung von Flysch auf Helvetikum und Ultrahelvetikum . . . . .	183
3. Das Ausmaß der Verstümmelung des Molasse-Südrandes . . . . .	185
G. Zusammenfassung (deutsch und englisch) . . . . .	190
H. Schrifttum . . . . .	195
Nachtrag . . . . .	208

## A. Vorwort

Die erste Anregung zur vorliegenden Arbeit <sup>1)</sup> verdankt der Verfasser <sup>2)</sup> der Untersuchung einer Schlammprobe, die er am 19. 4. 1956 auf einer gemeinsamen Exkursion mit Dr. C. W. DROOGER und Dr. F. OSCHMANN im Wehrprofil S Siegsdorf aufsammlte. Die am linken Ufer der Weißen Traun mäßig gut aufgeschlossenen schwärzlichen, glaukonitischen Mergel wurden zunächst für Gerhardtstreiter <sup>3)</sup> Schichten gehalten; der eigentliche Zweck der Probenentnahme war daher, das Alter der jüngsten Oberkreide unter der Transgressionsfläche der Adelholzener Schichten zu bestimmen. Die anschließende Schlammanalyse lieferte allerdings keine Faunenelemente der Oberkreide, sondern eine reiche Mikrofauna des Eozäns. Im Schlammrückstand fielen vor allem die sandschaligen Gehäuse von *Clavulinoides szaboi* <sup>4)</sup> (HANTKEN) auf, einer Art, deren Verbreitung im bayerischen Helvetikum räumlich und zeitlich ziemlich beschränkt ist. In Übereinstimmung mit den stratigraphischen Ergebnissen DE KLASZ' (in GANSS & A. 1956, S. 67), der in den unweit des Wehrprofils gelegenen Gräben S Spirka SE Siegsdorf entsprechende Ablagerungen auffand und sie als höheres Obereozän bestimmte, wurde die Fundschicht in das Priabon (im Sinne von oberem Obereozän) gestellt. Dieses Ergebnis schien vor allem deshalb bedeutsam, da die untersuchte Probe, die dem nördlichsten Helvetikum des Gebietes zugerechnet werden muß, nur ca. 10 m südlich des Ausstriches der oligozänen Tonmergel

<sup>1)</sup> Über einen Teil der vorliegenden Ergebnisse wurde bereits in einem Vortrag berichtet, der auf der Frühjahrstagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in München am 31. Mai 1957 gehalten wurde. Ein Kurz-Referat des Vortrags erschien in „Erdöl und Kohle“, 10, S. 694, Oktober 1957; die Diskussionsbemerkungen von E. KRAUS wurden in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 109, S. 675, Februar 1958, abgedruckt.

<sup>2)</sup> Anschrift des Verfassers: Priv.-Doz. Dr. Herbert Hagn, Institut für Paläontologie u. historische Geologie der Universität München, München 2, Richard-Wagner-Str. 10/II.

<sup>3)</sup> In der vorliegenden Arbeit wird die Schreibweise Gerhardtstreiter Schichten verwendet, da sie von BÖHM (1891, S. 7), dem Erstautor dieses stratigraphischen Begriffes, in die Literatur eingeführt wurde. REIS hat den Namen später in ein und derselben Arbeit mehrfach abgewandelt. Auf seiner geologischen Karte (1895) ist der Ort als Gerhardtstreit eingetragen, während die Legende den Ausdruck Gehrhardtstreiter Schichten enthält. In den Erläuterungen zur geologischen Karte (1896) nannte er sie teils Gerhardtstreuter Schichten (Inhaltsübersicht und S. 5), teils Gerhardtstreuter bzw. Götzreuter Schichten (S. 2) oder auch Gerhardtstreuther Schichten (S. 5). Auf der geologischen Karte der Umgebung von Bergen (GANSS 1956) sind die Gehöfte in der Nähe der Typuslokalität der Gerhardtstreiter Schichten als Gerhartsreit bezeichnet; in MÜLLER's Großem Deutschen Ortsbuch (1958, S. 291) werden sie unter Gerhartsreith aufgeführt. Trotzdem hat sich vor allem in der jüngeren Literatur die Form Gerhardtstreuter Schichten eingebürgert (z. B. HAGN & HÖLZL 1952, S. 17; DE KLASZ in GANSS & A. 1956, S. 54 usw.).

<sup>4)</sup> Nach den Entscheidungen des XV. Internationalen Zoologen-Kongresses in London 1958 dürfen diakritische Zeichen nicht mehr verwendet werden (O. KRAUS 1958, S. 2). Es muß also anstelle von *Clavulinoides szabói* *C. szaboi* heißen. Außerdem wurde verbindlich vorgeschrieben, die deutschen Umlaute durch Buchstaben-Kombinationen zu ersetzen (z. B. *Guembelina* statt *Gümbelina*).

der Molasse entnommen wurde (vgl. hierzu Abb. 2 auf S. 30)<sup>5)</sup>. Es drängte sich daher die Frage auf, inwieweit im Wehrprofil und damit in einem Teil des Traunprofils S Traunstein mit einem Übergang von helvetischem Eozän in Molasse-Oligozän gerechnet werden kann; es galt daher, die stratigraphischen, paläogeographischen und damit verbunden auch die tektonischen Beziehungen zwischen Subalpiner Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern einer gründlichen Prüfung zu unterziehen.

Bei der Ausarbeitung der Ergebnisse erwies es sich als notwendig, den Kreis der gestellten Fragen wesentlich zu erweitern. Ausgehend vom Gebiet des Blattes Bergen, dessen Geologie zuletzt von GANSS & A. (1956) eine zwar umfassende, wenn auch nicht immer erschöpfende und zutreffende Darstellung erfahren hat, wurden die Untersuchungen auf den übrigen ostbayerischen Raum ausgedehnt. Der Vollständigkeit halber wurden teilweise auch Nachbargebiete für einen Vergleich herangezogen. Dabei kam dem Verfasser sehr zustatten, daß er von Präsident Prof. Dr. A. BENTZ, Hannover, mit der Ausarbeitung des Teiles „Süd-deutsches Tertiär“ für das „Lexique Stratigraphique International“ beauftragt worden war<sup>6)</sup>. In diesem Zusammenhang wurde das Alter verschiedener tertiärer Ablagerungen der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes überprüft, und dabei manche neue Erkenntnis gewonnen. Diese Untersuchungen wurden fast ausschließlich mit mikropaläontologischen Arbeitsmethoden durchgeführt. Das auf vielen Exkursionen, vor allem in den letzten Jahren, gesammelte Material gestattete den Nachweis zahlreicher Gattungen und Arten von Foraminiferen, die bis dahin aus dem alpinen bzw. voralpinen Raum noch nicht bekannt waren. Die in dieser Arbeit enthaltenen neuen stratigraphischen Ergebnisse wurden vorwiegend mit Hilfe von Großforaminiferen (besonders Nummuliten) und pelagischen Kleinforaminiferen (*Hantkenina*, *Truncorotalia*, *Turborotalia* u. a.) erarbeitet<sup>7)</sup>. Innerhalb der benthonischen Kleinforaminiferen erwiesen sich vor allem die Gattungen *Bulimina* und *Bolivina* als stratigraphisch wertvoll; wie noch gezeigt werden soll, lassen sich die einzelnen Glieder einer Entwicklungsreihe der Gattung *Bulimina* für eine Zonengliederung des Oberen Lutets und Leds verwenden (S. 44 usf., 50). In manchen Fällen ermöglichten darüber hinaus sog. „Häufigkeitsformen“, wenn auch mit gewissen Vorbehalten, eine stratigraphische Bestimmung (vgl. hierzu HAGN 1955 d, S. 351). Selbst Deckel von Land-

<sup>5)</sup> Um dem Leser das Benützen der vorliegenden Arbeit zu erleichtern, wurden zahlreiche Seiten- und Abbildungshinweise gegeben, damit bestimmte Textstellen und Abbildungen der einzelnen Kapitel miteinander verglichen werden können. Hinweise auf Textstellen und Abbildungen in anderen Arbeiten wurden manchmal mit dem Vermerk „l. c.“ (= *loco citato*) versehen, um in einem fortlaufenden Text nicht mehrmals denselben Autor nennen zu müssen. Die Bemerkung „vgl. hierzu“ bedeutet dagegen einen Hinweis auf eine *ergänzende* Textstelle bzw. Abbildung.

<sup>6)</sup> Der Band „Süd-deutsches Tertiär“ wird als Gemeinschaftsarbeit mit Dr. H. K. ZÖBELEIN erscheinen. Die Bearbeitung der nichtmarinen Schichten liegt in den Händen H. K. ZÖBELEINS, während der Verfasser die marinen Ablagerungen beschreibt (HAGN 1959, Ms.).

<sup>7)</sup> Kurz vor Abschluß des Manuskriptes wurde dem Verfasser eine Gemeinschaftsarbeit von A. R. LOEBLICH, Jr., H. TAPPAN, J. P. BECKMANN, H. M. BOLLI, E. MONTANARO GALLITELLI & J. C. TROELSEN (1957) zugänglich, in der zahlreiche Änderungen der Taxonomie und Nomenklatur pelagischer Foraminiferen vorgenommen werden. Die Ergebnisse der Untersuchungen der genannten Autoren konnten in der vorliegenden Arbeit zum größten Teil nicht mehr berücksichtigt werden. Es wurde lediglich auf einige Ausführungen BOLLIS im Kapitel „Zonengliederung“ Bezug genommen (S. 56).

schnecken wurden mit Erfolg für die Einstufung fluviatiler Ablagerungen herangezogen.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit ist es nicht möglich, alle faunistischen Beobachtungen, die in den einzelnen Proben gemacht worden sind, mitzuteilen. Auf den Tafeln und im Text konnte außerdem nur ein kleiner Teil des Belegmaterials abgebildet werden. Die Darstellung des reichen Fossilmaterials muß daher im wesentlichen späteren Monographien überlassen bleiben. Da ferner die in dieser Arbeit erzielten Ergebnisse Anstoß zu weiteren Untersuchungen gegeben haben, wurden einige Diplomanden bzw. Doktoranden des Instituts für Paläontologie u. historische Geologie vom Verfasser mit der Lösung geologisch-paläontologischer Fragen in ihren jeweiligen Arbeitsgebieten betraut. Die einzelnen Bearbeiter sind: D. GESSNER (Obere Kreide und Alttertiär im Gebiet zwischen Inn und Walchsee i. Tirol), Dipl.-Geol. D. HERM (Obere Kreide im Reichenhaller Becken), Dipl.-Geol. A. v. HILLEBRANDT (Alttertiär im Reichenhaller Becken), B. HÖPFNER (Obere Kreide und Alttertiär im Süden des Grüntens, Allgäu), G. HOFMANN (Molasse des Prien-Profiles), A. I. KENAWY, M. Sc. (Großforaminiferen des bayerischen Ultrahelvetikums), M. KORCSMA (Promberger Schichten der Subalpinen Molasse <sup>7a</sup>), Dipl.-Geol. H. LÜHR (Alttertiär von Häring i. T.), A. A. NEKOUIAN FATHI (Unteroligozän von Reit i. Winkl), U. PFLAUMANN (Obere Kreide und Alttertiär im Wendelstein-Vorland) und H. VÖLK (Obere Kreide und Alttertiär von Oberaudorf im Unterinntal).

Das gesamte Belegmaterial zur vorliegenden Arbeit wird in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie u. historische Geologie aufbewahrt. Die im Text genannten Sammlungsnummern erleichtern das sichere Auffinden der beschriebenen Typen, Typoide und Belegstücke, ferner der Schlammproben und der Dünnschliffe.

Es ist dem Verfasser eine angenehme Pflicht, all denen seinen geziemenden Dank abzustatten, die den Fortgang der Arbeit mit Rat oder Tat gefördert haben. Aufrichtigen Dank schuldet er Prof. Dr. R. DEHM, dem Vorstand des Instituts für Paläontologie u. historische Geologie, für sein stetes Interesse und für seine wertvollen Ratschläge. Prof. Dr. J. SCHRÖDER, sein hochverehrter Lehrer, war ebenfalls ständig bereit, seine reichen Erfahrungen weiterzugeben. Dir. Dr. H. NATHAN, München, sei bestens dafür gedankt, daß er das Manuskript für die *Geologica Bavarica* angenommen und den Druck der Tafeln ermöglicht hat. Für Stunden anregender und teilweise lebhafter Diskussion möchte der Verfasser Prof. Dr. P. SCHMIDT-THOMÉ, Oberreg.-Rat Dr. F. TRAUB, beide München, und Dr. F. BETTENSTAEDT, Hannover, recht herzlich danken. Dr. H. HILTERMANN, Hannover, hat wie immer in liebenswürdiger Weise schwer zugängliche Literatur beigesteuert. Für briefliche Mitteilungen sei Prof. Dr. R. BRINKMANN, Bonn, und Prof. Dr. O. KÜHN, Wien, ergebenst gedankt.

Seinem Freund, Dr. K. W. BARTHEL, München, ist der Verfasser zu ganz besonderem Dank verpflichtet für seine selbstlose Mithilfe, auf die er immer rechnen konnte, sei es im Gelände oder am Schreibtisch. Seine Kritik war stets willkommen. Mit Dr. F. OSCHMANN, München, wurden mehrere gemeinsame Exkursionen durchgeführt, auf denen Probenmaterial aufgesammelt wurde.

---

<sup>7a</sup>) Inzwischen hat cand. geol. H. G. LINDENBERG die geologische Bearbeitung des Gebietes zwischen Walchsee und Kössen i. T. im Rahmen einer Diplomarbeit übernommen.

Wertvolle Hinweise bezüglich der Stratigraphie des Kressenbergs sind Dr. J. H. ZIEGLER, München, zu verdanken. Er gewährte auch Einblick in das Belegmaterial zu den Arbeiten von H. C. G. KNIPSCHER, das am Bayerischen Geologischen Landesamt in München aufbewahrt wird.

Für die Genehmigung, Bestimmungen von Mikrofossilien aus Bohraufschlüssen zu veröffentlichen, ist folgenden Erdöl-Firmen verbindlichst zu danken: der Mobil Oil A.G. in Deutschland, der Gewerkschaft Elwerath, der Gewerkschaft Brigitta, der Preußischen Bergwerks- und Hütten-Aktiengesellschaft sowie der Deutschen Schachtbau- und Tiefbohrgesellschaft m.b.H.

Das Südbayerische Portland-Zementwerk Rohrdorf hat an der Straße Rohrdorf—Langweid im Raum von Neubauern a. Inn Schurfgrabungen durchführen lassen. Für dieses Entgegenkommen ist der Verfasser den Gebr. WIESBÖCK, den Besitzern des Werks, und Dr. F. HENKEL, dem Leiter des chemischen Labors, sehr dankbar <sup>7b)</sup>.

Für die Überlassung von Untersuchungs- oder Vergleichsmaterial, für mündliche oder briefliche Auskünfte bzw. für Fossil- und Schwermineralbestimmungen sei ferner der beste Dank ausgesprochen an Dr. H. BARTENSTEIN, Celle; Dr. H. BECKMANN, München; Dr. P. J. BERMÚDEZ, Caracas; Dr. H. M. BOLLI, Caracas; Dr. M. N. BRAMLETTE, La Jolla, Calif.; Dr. G. COLOM, Soller, Balearen; Frau Dr. I. CSEPREGHY-MEZNERICS, Budapest; Dr. C. W. DROOGER, Utrecht; Herrn H. FRANK, Obergalling, Post Bergen/Obb.; Dr. D. GRIMM, München; Dr. G. HERBST, Krefeld; Dr. h. c. O. HÖLZL, Hausham/Obb.; Dr. L. HOTTINGER, Basel; Prof. Dr. I. A. KOROBKOV, Leningrad; Prof. Dr. E. KRAUS, München; Dr. O. KRAUS, Frankfurt a. M.; Dr. A. R. LOEBLICH, Jr., La Habra, Calif.; Frau Dr. R. M. NYIRÖ, Budapest; Dr. R. OBERHAUSER, Wien; Frl. Dr. TH. ZU OETTINGEN-SPIELBERG, München; Prof. Dr. A. PAPP, Wien; Dr. H. PICHLER, München; Dr. S. PREY, Wien; Mr. C. M. QUIGLEY, Jr., Houston, Tex.; Dr. R. REICHEL, München; Prof. Dr. M. RICHTER, Berlin; Herrn G. ROSENBERG, Wien; Dr. H. SCHAUB, Basel; Dr. S. SCHIEMENZ, München; Dr. F. SCHMID, Hannover; Dr. W. SCHORS, Hamburg; Frau Prof. Dr. N. N. SUBBOTINA, Leningrad; Dr. E. SZÖTS, Saint-Gaudens (H.-G.); Dr. F. TRUSHEIM, Hannover; Dr. E. VOLZ, Memmingen; Dr. W. WEILER, Worms; Dr. B. WELHÖFER, Celle; Frau Dr. G. WOLETZ, Wien; Priv.-Doz. Dr. W. ZEIL, München und Dr. H. K. ZÖBELEIN, München.

Endlich möchte der Verfasser den Dipl.-Geol. D. HERM, A. v. HILLEBRANDT und H. LÜHR, Herrn A. I. KENAWY, M. Sc., den cand. geol. D. GESSNER, J. TH. GROISS, B. HÖPFNER und U. PFLAUMANN sowie Herrn CHR. RADLHAMMER für ihre Mithilfe beim Aufsammeln und Bearbeiten der untersuchten Schlammproben seinen besten Dank aussprechen. Dipl.-Geol. D. HERM und Herr CHR. RADLHAMMER haben außerdem dankenswerterweise die Zeichnungen für die Abbildungen im Text angefertigt.

<sup>7b)</sup> Bergwerksdirektor, Bergassessor a. D. F. IBEL von der Generaldirektion der Bayerischen Berg-, Hütten- und Salzwerke A.G. (BHS) und Berg-Dipl.-Ing. E. BITZER, Marienstein, genehmigten bzw. ermöglichten dem Verfasser Aufsammlungen von Gesteinsproben im Stollen des Zementwerks Marienstein. Bergwerksdirektor, Bergassessor a. D. F. IBEL und Direktor Dr. H. NATHAN stimmten einer Veröffentlichung der gewonnenen Ergebnisse zu (vgl. hierzu Fußnote 115 a auf S. 188). Dr. h. c. O. HÖLZL und Dipl.-Geol. D. HERM waren an der Entnahme der Proben beteiligt. Allen Genannten möchte der Verfasser an dieser Stelle seinen aufrichtigen Dank aussprechen.

## B. Einführung

In den vergangenen Jahren tauchte im Schrifttum immer häufiger die Frage nach den stratigraphischen und paläogeographischen Beziehungen zwischen der Subalpinen Molasse und dem im Süden anschließenden Helvetikum auf. Von verschiedenen Autoren wurde vor allem die Frage erörtert, inwieweit helvetische Ablagerungen als normale stratigraphische Unterlage der Molasseschichten in Betracht kommen. Im Gegensatz zu der früher herrschenden Ansicht, nach der sich die Sedimente der beiden Vortiefen ziemlich unvermittelt gegenüberstehen, gewann die Auffassung immer mehr an Gewicht, daß im Untergrund der Subalpinen Molasse autochthones Helvetikum zu erwarten ist. In diesem Zusammenhang ist vor allem die Frage von Bedeutung, ob zwischen der Subalpinen Molasse und ihrem Liegenden eine Schichtlücke ausgebildet ist oder ob man eine geschlossene Schichtfolge vor sich hat. Von der Beantwortung dieser Frage hängt es ab, ob man von einem Übergang von Helvetikum in Molasse und daher von einem genetischen Zusammenhang zwischen den beiden Vortiefen sprechen kann oder ob man eine selbständige und unabhängige Entwicklung der beiden Tröge annehmen muß.

Es gibt also zunächst drei Möglichkeiten der Erklärung des zeitlichen und räumlichen Verhältnisses von Helvetikum zu Molasse:

1. Das Molassebecken enthält überhaupt keine helvetischen Sedimente, d. h. das Meer des Helvetikums hat weder in der Oberkreide noch im Alttertiär die Grenze zwischen Nordhelvetikum und Molasse überschritten. Die Molasse müßte nach dieser Ansicht entweder auf dem kristallinen Grundgebirge, auf Oberjura- oder auf Oberkreideschichten liegen, die man als Ausläufer der Regensburger Kreide auffassen könnte. Die Transgression des Molassemeeres müßte aus dem Osten erfolgt sein. Der Beginn der Ablagerung im Molassetrog konnte ohne Rücksicht auf das Aufhören der Sedimentation im helvetischen Raum erfolgen.

2. Das helvetische Meer ist während der Oberkreide über sein eigentliches Areal hinaus nach Norden vorgestoßen und hat wenigstens gebietsweise eine Verbindung mit dem germanischen Kreidemeer hergestellt. Möglicherweise hat das Meer selbst im Alttertiär einen Teil der nachmaligen Molassesenke bedeckt und dort seine Absätze hinterlassen. Allerdings sind die ältesten Molasseschichten bedeutend jünger als die jüngsten Ablagerungen des Helvetikums. Es ist also eine Schichtlücke zwischen Helvetikum und Molasse vorhanden, die Transgression der Molasse muß wiederum aus dem Osten gekommen sein. Immerhin sind die Gegensätze zwischen den beiden Vortiefen nicht mehr so stark wie bei der vorhergehenden Deutungsmöglichkeit. Das Einsetzen der Sedimentation im Molasseräum erfolgte erst geraume Zeit nach dem Rückzug des helvetischen Meeres nach Süden bzw. nach dem Aufhören der Sedimentation im helvetischen Trog.

3. Sowohl in der Oberkreide als auch im Alttertiär ist das Meer des Helvetikums nach Norden transgrediert. Während der helvetische Ablagerungsraum im höheren Obereozän der Trockenlegung anheimfiel, bildete sich im Norden davon eine neue Vortiefe, nämlich der Molassetrog. Das Meer zog sich also nicht nach Süden zurück, sondern überflutete den südlichen Teil des Molassebeckens. Die Schichtfolge reicht, ohne Unterbrechung, vom helvetischen Eozän in das

Molasse-Oligozän. Die Transgression des Molassemeeres kam also nicht aus dem Osten, sondern aus dem Süden, aus dem voralpinen Raum. Damit zeigt sich eine enge zeitliche und räumliche Verknüpfung der beiden Ablagerungsräume; es kann von einem Übergang von Helvetikum in Molasse gesprochen werden.

Bevor eine Lösung der angeschnittenen Fragen versucht werden soll, sei ein Überblick über die Meinungen der einzelnen Autoren gegeben. Da im älteren Schrifttum Hinweise auf die in dieser Arbeit behandelten Probleme ziemlich spärlich sind, wird hier vor allem die Literatur der letzten zwanzig Jahre berücksichtigt. Die folgenden Ausführungen setzen sich zu einem nicht geringen Teil aus wörtlichen Zitaten zusammen. Der Vorteil einer derartigen Darstellungsweise besteht vor allem darin, daß die Gefahr einer wenn auch nur geringen Sinnveränderung ausgeschaltet bleibt, solange der jeweilige Autor seine Ansicht selbst vorträgt. Andererseits konnte so eine möglichst knappe Formulierung erzielt werden, ohne auf wichtige Gedankengänge verzichten zu müssen. Die Zitate sind mit einer einzigen Ausnahme in chronologischer Reihenfolge angeordnet. Innerhalb der gleichen Jahreszahl wird eine alphabetische Anordnung getroffen.

REIS (1896, S. 128) schreibt in seinen Erläuterungen zur geologischen Karte von Bergen und Teisendorf: „Nördlich von einer Adelholzener Facies, also unter der Molasse, haben wir kein eocänes Erz mehr zu erwarten; unter der Molasse liegt nach unserer Ansicht der vindelicische Continent, ein Urgebirgskern mit nicht sehr ausgedehnt anlagernden Kreideschichten in einer glaukonitischen Sandfacies.“

LEBLING (1926, S. 191—193, Taf. 9, Tab. auf S. 194) nimmt im Untergrund der Molasse eine Schubmasse von Flysch und Helvetikum an, die im Mitteloligozän nach Norden verfrachtet worden ist. Auf dieser tektonischen Unterlage transgredierte die Molasse im Oberoligozän.

WEITHOFER (1934 b, S. 360) spricht sich gegen die Ansicht aus, Flysch oder Helvetikum könnten die Unterlage der Molasse gebildet haben; Molasse, Helvetikum und Flysch sind in Trögen abgelagert worden, die jeweils durch einen „Urgebirgswall“ voneinander abgegrenzt waren. Als Liegendes der Molasseschichten ist vielmehr das vindelizische Kristallin anzunehmen. Ältere Ablagerungen als Untere Meeresmolasse sind „wahrscheinlich überhaupt nicht“ vorhanden (l. c., S. 361); die Transgression des Molassemeeres ist von Osten erfolgt (l. c., S. 362, 367).

M. RICHTER (1937, S. 165) entwickelt die Vorstellung, daß der Molassetrog „z. T. nichts anderes als der weiter nordwärts gewanderte autochthone Flyschtrug“ ist. Der Beginn der Molassesedimentation schließt sich nahe an das Ende der „Flyschsedimentation im autochthonen helvetischen Gebiet“ an.

KORDIUK (1938, S. 19) kommt zu dem Schluß, daß die nach dem Oberen Eozän in den Alpen erfolgte Faltung das Meer nach Norden verdrängt hat; der Molassetrog entstand nach dieser posteoazänen Phase, während der die helvetische Zone von Flysch und Kalkalpen überfahren wurde. Er bemerkt hierzu: „Die Anlage des Molassetroges knüpft also an den Werdegang des helvetischen Troges an.“

M. RICHTER (1940, S. 5) ergänzt seine früheren Ausführungen mit den Worten: „Es ist anzunehmen, daß unter den Deutenhausener Schichten noch ältere Abteilungen von vielleicht unteroligozänem Alter vorhanden sind, die in autochthone helvetische Flyschbildungen übergehen könnten.“ In einer späteren Arbeit spricht derselbe Autor (1948, S. 341), von den Verhältnissen im Val d'Illicz (SW-Schweiz) ausgehend, davon, daß „die ältesten Schichtglieder der Molasse . . . vom Genfer See bis zu den Karpathen nur in Flyschfazies entwickelt“ sind.

BENTZ (1949, S. 42) faßt seine Ansicht in folgende Worte zusammen: „Es ist jedoch nicht ausgeschlossen, daß sich in weiter südlich gelegenen Teilen des Troges insofern bereits ein Übergang in das helvetische Faziesgebiet anzeigt, als sich unter den bisher tiefsten Molasse-Schichten des Mitteloligozän noch Ablagerungen finden, die dem Unteroligozän, Eozän oder der Kreide angehören könnten. Ob insbesondere aber im Unteroligozän hier überhaupt eine Sedimentation erfolgte, ist noch völlig unbekannt.“

BÜRGL (1949 a, S. 138) vertritt den Standpunkt, daß im Untergrund der Molasse im westlichen Oberösterreich eine mächtige mesozoische Serie als Fortsetzung der fränkischen Alb an-

zunehmen ist; die Unterlage der nordalpinen Molasse ist daher ein saxonisches Element („Braunauer Kreidemulde“; l. c., S. 132, 134). Dagegen ruht das tiefere Katt in der Nähe des Alpenrandes, bei Bad Hall, auf Stockletten, die von helvetischer Oberkreide unterlagert werden (BÜRGL 1949 b, S. 147). Nach seiner Tabelle auf S. 148/149 transgrediert die Molasse im größten Teil des Vorlandes meist auf Granit, am Alpenrand auf Helvetikum und im Westteil des oberösterreichischen Schlierbeckens auf Mesozoikum und Eozän in germanischer Fazies.

NATHAN (1949, S. 64) gelangt durch die Untersuchung der Kreideablagerungen in den Tiefbohrungen im bayerischen Innviertel zu folgendem Ergebnis: „Besonders die mächtigen, mergeligen und feinsandigen Emscher-Schichten lassen vermuten, daß ein unmittelbarer Zusammenhang mit dem Meer der helvetischen Kreide bestand.“

SCHMIDT-THOMÉ (1949, S. 20) gewinnt im Isarprofil S Tölz den Eindruck, „als handle es sich um einen allmählichen Übergang aus helvetischem Obereozän in Molasse-Oligozän; als bilde das Helvetikum die hochgefaltete normale stratigraphische Unterlage der Molasse“.

HAGN (1950 b, S. 34) stellt im Zusammenhang mit der Deutung von Umlagerungsvorgängen erneut die Frage, ob Helvetikum als normale Unterlage der Molasse denkbar ist. Er schreibt (l. c., S. 35): „Es liegen ... durchaus Anhaltspunkte dafür vor, daß das helvetische Senonmeer über sein eigentliches Areal hinaus noch weiter nach N. gereicht hat.“ Dagegen ist es sehr fraglich, ob auch das eozäne Meer vom helvetischen Raum aus nach Norden vorgestoßen ist. „Es käme überhaupt nur die Auversien-Transgression in Frage, da alle älteren Eozänablagerungen kein freies Meer nach N. vermuten lassen, sondern vielmehr stark litorale Einschläge aufweisen.“ Während z. B. die Rot- und Schwarzerze des Helvetikums aus paläogeographischen Gründen im Untergrund der Molasse nicht mehr zu erwarten sind, ist es „trotz alledem sehr wahrscheinlich, daß ... , wengleich untergeordneter, Stockletten das Liegende der Molassesedimente gebildet haben“. Da aber zwischen den Stockletten und dem Rupel eine beträchtliche Schichtdicke klafft, kann von einem Übergang zwischen Helvetikum und Molasse keine Rede sein; es ist vielmehr eine Transgression der Molasse über Helvetikum anzunehmen (l. c., S. 34).

E. KRAUS (1951 b, Abb. 101 auf Taf. 9) entwirft das Bild eines Molassetrogs, der zur Zeit der Unteren Meeresmolasse im Süden durch eine Dolomit-Phyllitschwelle („Germanische Südschwelle“) von seinem Rückland abgegrenzt war. Im Südteil der Vortiefe wird Dolomit der genannten Randschwelle als Unterlage angenommen. Ältere Ablagerungen als Rupel werden nicht angegeben (l. c., S. 132; Tab. auf S. 131). „Das Liegende ist unbekannt; wahrscheinlich griff das Meer über eingebnetes, stark bewegtes Baurelief der alttertiären Orogenese über.“ E. KRAUS vermutet, daß das Meer des Mitteloligozäns von der Rhône-Mündung aus über die Schweiz, über Süddeutschland und Österreich in die Karpatenvortiefe eindrang (l. c., S. 141).

M. RICHTER (1951, S. 177) wiederholt seine frühere Ansicht, „daß die Molasse mit Flyschfazies beginnt“. Die eigentliche Molassefazies läßt sich erst ab Baustein-Schichten beobachten. Im Untergrund der Subalpinen Molasse des Ostens liegt Oberkreide und Eozän (l. c., S. 178). M. RICHTER überträgt, wie schon früher, die geologischen Verhältnisse der SW-Schweiz (Val d'Illice) auf den bayerischen Anteil der Molassesenke (l. c., S. 179). Er hält dementsprechend die älteste Molasse für „das normale Hangende des Helvetischen Autochthons“; an anderer Stelle spricht er auch von „autochthonen Flyschbildungen“.

HAGN & HÖLZL (1952, S. 99) teilen das bayerische Helvetikum in *G e f a l t e t e s*, *P a r a u t o c h t h o n e s* und *A u t o c h t h o n e s* Helvetikum ein. Das Gefaltete Helvetikum liegt im Süden der Molassezone; seine Ablagerungen entstammen dem Südteil des helvetischen Raumes. Das Parautochthone Helvetikum ist im Norden der „Intrahelvetischen Schwelle“<sup>8)</sup>, also in einem nördlichen helvetischen Faziesbereich, zum Absatz gekommen, streicht aber wie das Gefaltete Helvetikum im Süden des Molassetrogs zutage aus. Erst das Autochthone Helvetikum, das mit dem Parautochthonen Helvetikum im Süden in Verbindung steht, bildet die Unterlage für die transgredierenden Molassesedimente. Die Ablagerungen des Autochthonen Helvetikums des bayerischen Alpenvorlandes können als „Äquivalente des autochthonen helvetischen Flysches im N. des Aarmassivs“ in der Schweiz aufgefaßt werden. Die beiden Autoren schreiben daher: „Wenn demnach jemals ein normal-stratigraphischer Übergang zwischen dem Untergrund der

<sup>8)</sup> Vgl. hierzu die Umbenennung in „Intrahelvetische Schwelle“ durch HAGN (1954 c, Fußn. 13 auf S. 76).

Molasse und Molasse selbst stattgefunden hat, dann nur zwischen ‚Autochthonen Helvetikum‘ und Molasse. Vielleicht läßt sich auch einmal ein Übergang aus dem Eozän ins Rupel über das Lattorf nachweisen, doch dürfte dies gerade in der subalpinen Molasse aus tektonischen Gründen sehr schwierig sein, sind doch die ältesten und damit die südlichsten Molassebildungen häufig tektonisch unterdrückt.“ HAGN & HÖLZL weisen ferner darauf hin, daß zwischen dem Gefalteten Helvetikum und der Subalpinen Molasse kein Übergang bestanden haben kann, weil zwischen den jüngsten Ablagerungen des Helvetikums und den ältesten der Molasse „eine gewaltige Schichtlücke“ festzustellen ist (l. c., S. 100).

ZÖBELEIN (1952, S. 70) nimmt an, daß das Hauptsenkungsgebiet zur Lattorfzeit, wenigstens im östlichen Oberbayern, auf dem Alpenkörper gelegen hat; die eigentliche Molassevertiefe lag demzufolge im älteren Oligozän nicht vor, sondern auf den Kalkalpen.

HAGN (1953 a, S. 331) erscheint die Annahme gerechtfertigt, daß zur Zeit der Oberkreide zwischen dem helvetischen und dem niederbayerischen Ablagerungsraum ein unmittelbarer Zusammenhang bestand. „Das ‚parautochthone Helvetikum‘ . . . bildet ein wichtiges Verbindungsstück zwischen dem im Untergrund unserer Molasse liegenden Mesozoicum und den jüngeren Kreideschichten der helvetischen sowie der Flyschzone“ (l. c., S. 332). Im Alttertiär fand allerdings kaum ein Meeresvorstoß aus dem helvetischen Raum in das Molassebecken statt, da die eozänen Ablagerungen des Nordhelvetikums (Parautochthons) ziemlich strandnah ausgebildet sind. Daraus ist zu folgern, daß die Küste nicht sehr weit im Norden gelegen hat (l. c., S. 334—335). Auch in einer späteren Arbeit schließt der Verfasser (1954 c, S. 70) aus dem Auftreten einer sandigen Randfazies der Stockletten im Gebiet von Neubeuern a. Inn darauf, daß sich derartige Sedimente nicht sehr weit nach Norden, also unter die Molasse hin, fortsetzen können.

HAGN & ZEIL (1954, S. 581—582, 586) suchen die erste Anlage des Subalpinen Molassetrogs im Bereich des Autochthonen Helvetikums; sie betonen aber, daß die jüngsten Ablagerungen des bayerischen Helvetikums von den ältesten Molassebildungen durch eine Schichtlücke, die örtlich vielleicht nur eine geringe Zeitspanne umfaßt, getrennt sind. „Demnach ist in Bayern im Gegensatz zur Schweiz keine ‚série compréhensive‘ ausgebildet, die aus dem helvetischen Eozän (z. B. Granitmarmor, Stockletten) ohne Schichtunterbrechung in das Molasse-Lattorf hinüberführt“ (l. c., S. 582).

In einer Diskussionsbemerkung zu den Ausführungen von HAGN & ZEIL vertritt F. OSCHMANN (l. c., Fußn. 7 auf S. 582) ebenfalls die Anschauung, daß in der bayerischen Alpenrandzone von einem Übergang von Helvetikum in Molasse auf breiter Front keine Rede sein könne. Auf Grund von neueren Aufschlußarbeiten in der bayerischen Molasse kommt er allerdings zu der Ansicht, „daß der helvetische Trog im höheren Eozän herausgehoben wurde, so daß das Meer nach Norden abgedrängt wurde und dort auf den tieferen Untergrund transgredierte“.

KNIPSCHER & TILLMANN (1954, S. 95) halten es für wahrscheinlich, „daß die zum Helvetikum gehörende Schichtfolge des Alpenrandes (Kreide, Eozän und Unter-Oligocän) sich . . . zum Teil nach Norden unter der Molasse fortsetzt“. Die beiden Autoren verwenden u. a. auch den Begriff des „autochthonen“ Helvetikums, ohne allerdings genügende Hinweise auf die bestehende Literatur zu geben.

SCHMIDT-THOMÉ (in GANSS & SCHMIDT-THOMÉ 1955, S. 428) kann sich „des Eindrucks nicht erwehren, als ob sich im Isarprofil ein normaler tektonischer und stratigraphischer Übergang aus den mitteloligozänen Tonmergel-Schichten der Unteren Meeresmolasse in unteroligozäne Lattorf-Mergel und zum Schluß in die ober- bis mitteleozänen Stockletten-Mergel vollzöge“. Er sieht den Beweis dafür erbracht, „daß am Südrand der gefalteten Molasse mit ‚autochthonem Helvetikum‘, dem Molasseuntergrund in helvetischer Fazies, zu rechnen wäre“. Er folgert daraus, „daß das Helvetikum ursprünglich den normalen alttertiär-kretazischen Molasseuntergrund bildete, der am Molassesüdrand hochgefaltet und nach Norden vorgeschoben worden ist. Jedenfalls dürften die marinen Serien der Oligozän-Molasse ursprünglich weiter nach Süden gereicht haben als heute“ (l. c., S. 488). Entsprechende Textstellen finden sich ferner bei SCHMIDT-THOMÉ (1954, S. 145) und SCHMIDT-THOMÉ & GANSS (1955, S. 25; vgl. hierzu Abb. 2 auf S. 12). Die beiden Autoren vergleichen ferner die Deutenhausener Schichten mit dem Altdorfer Sandstein des autochthonen Tertiärflysches der Schweizer Alpen (l. c., S. 10).

JANOSCHEK (1957, S. 78) teilt seine bisherigen Erfahrungen wie folgt mit: „Ob und wie weit im südlichsten Teil des Molassetroges eozäne, paläozäne und mesozoische Ablagerungen in der Fazies des (in der weiteren Umgebung von Mattsee südlich der Alpenrandstörung vielfach

aufgeschlossenen) Helvetikums die Basis der tertiären Schichtfolge bilden, ist nicht bekannt und kann nur durch Tiefbohrungen geklärt werden“<sup>9)</sup>.

SCHMIDT-THOMÉ (1957, S. 232) sieht seine in früheren Arbeiten geäußerte Ansicht von einer „Ablösung der Helvetikum-Schichtenfolge durch die subalpine Molasse-Schichtenfolge“ durch den neuesten Stand unserer Kenntnisse bestätigt. „Bei der alttertiären Verlagerung der geosynklinalen Senkungsbewegungen nach Norden, zunächst in den subalpinen Bereich des Molasse-trogs, mag der nördliche Randbereich des Helvetikums davon noch miterfaßt worden sein, d. h. die ältesten Molasseserien lagern diesem helvetischen Randbereich normal auf.“

Die vorangegangenen Ausführungen berechtigen bereits, von den eingangs (S. 9) erwähnten drei Möglichkeiten der Deutung des Verhältnisses von Helvetikum zu Molasse die erste zu streichen. Es erscheint heute als durchaus sicher, daß das Meer der helvetischen Kreide bis in das Gebiet des späteren Molassebeckens vorgedrungen ist und so die Verbindung mit dem außeralpinen Oberkreidemeer hergestellt hat. Damit haben wir nur mehr zwischen den beiden anderen Möglichkeiten zu entscheiden. Es wird daher die Hauptaufgabe der vorliegenden Arbeit sein, die Frage nach der Schichtlücke zwischen den jüngsten helvetischen Ablagerungen und den ältesten Molassesedimenten so klar wie möglich zu beantworten.

## C. Die stratigraphische Stellung der *Clavulinoides szaboi*-führenden Schichten des bayerischen Helvetikums

### 1. Die bisherigen Ergebnisse

Innerhalb des helvetischen Raumes spielt die nordhelvetische Fazieszone eine ganz besondere Rolle, wenn es gilt, die Frage nach der Schichtlücke zwischen Helvetikum und Molasse zu beantworten. Es darf nämlich angenommen werden, daß die Ablagerungen dieser Zone, die heute unmittelbar im Süden der Störung Helvetikum/Molasse aufgeschlossen sind, zur Zeit ihrer Entstehung mit dem Autochthonen Helvetikum weiter im Norden und damit mit der Unterlage der Molasse in unmittelbarer Verbindung gestanden haben (S. 11). Wir müssen daher unser Hauptaugenmerk auf die jüngsten Schichten dieses nördlichen Randbereiches richten, zumal uns die Basis der Subalpinen Molasse in natürlichen Aufschlüssen aus tektonischen Gründen nicht zugänglich ist.

Erst in den letzten Jahren wurden von wenigen Stellen der Alpenrandzone Ablagerungen bekannt, deren Mikrofaunen ein jüngerer Alter als das der jungmittel- bis altobereozänen Stockletten anzudeuten schienen. Insbesondere das meist häufige Auftreten von *Clavulinoides szaboi* (HANTKEN) machte nach Vergleichen mit ungarischen Vorkommen ein obereozänes Alter dieser Bildungen wahrscheinlich. Man hat ihr Alter daher als höheres Obereozän bzw. als Priabon s. str. bestimmt. Gerade diese Einstufung ist aber, da sie für die angeschnittene

---

<sup>9)</sup> In einer jüngst erschienenen Arbeit kommt ABERER (1958, S. 84) auf Grund von neuen Bohraufschlüssen in der österreichischen Molasse zu dem Ergebnis, daß die Einsenkung des Molasse-trogs bereits im höheren Eozän begonnen hat (zur Altersbestimmung der eozänen Sedimente vgl. PAPP 1958, S. 255). Nach ABERER (l. c., S. 32) entstand die Molassevertiefe, „als im Laufe des Eozäns das Helvetikum vom Flysch und dieser von den Kalkalpen überschoben wurde“.

Frage des Übergangs von helvetischem Eozän in Molasse-Oligozän von großer Bedeutung ist, noch einmal sorgfältig zu überprüfen.

Der erste Nachweis dieser Schichten gelang dem Verfasser im Gebiet von Neubeuern a. Inn (HAGN in GANSS 1951 b, S. 204; HAGN 1952 b, S. 71; HAGN 1953 b, S. 21; HAGN 1954 c, S. 65). Die schwarz- bis gelbbraunen, glaukonitischen Mergel konnten aber nicht anstehend beobachtet werden, sondern fanden sich nur als einzelne Schollen in einer tektonischen Brekzie, die im Westteil des Rohrdorfer Bruches bei Sinning aufgeschlossen war (HAGN 1954 c, S. 65). Die Altersbestimmung als Priabon schien vor allem dadurch gesichert, daß die in den dunklen Mergeln nicht selten auftretende *Clavulinoides szaboi* (als „*Clavulinoides cf. szaboi*“ angeführt) in den übrigen eozänen Gesteinen des Untersuchungsgebietes nicht angetroffen wurde. Im Zusammenhang mit der paläogeographischen Deutung der einzelnen Komponenten der tektonischen Brekzie wurden diese Ablagerungen dem „Mittelhelvetikum“, dem Schwellenbereich der Intrahelvetischen Schwelle (vgl. hierzu S. 65), zugerechnet, während für das Nordhelvetikum im Obereozän eine Regression angenommen wurde (HAGN 1952 b, Tab. auf S. 75; HAGN 1954 c, S. 80).

Das zweite Vorkommen dunkler Mergel mit *Clavulinoides szaboi* wurde von DE KLASZ in den kleinen Gräben 220—250 m S Gehöft Spirka SE Siegsdorf entdeckt (DE KLASZ 1953 c, S. 68—70, Ms.; DE KLASZ in GANSS & A. 1956, S. 67). Es handelt sich um „schwarze, in trockenem Zustand schwarzgraue Mergel, die tonig oder feinstsandig, feinglimmerig, oft stark glaukonithaltig ausgebildet sind“; der Gesteinsausbildung nach lassen sie sich von den Gerhardtstreiter Schichten der Oberkreide nicht unterscheiden. DE KLASZ stufte diese Schichten als „höheres, wenn auch nicht höchstes Obereozän“ ein; aus den Lagerungsverhältnissen konnte er allerdings nicht entnehmen, ob die schwarzen Mergel das Hangende der Stockletten bilden oder ob sie dem höheren Teil der Stockletten eingeschaltet sind. Schlammproben dieser Mergel lieferten neben Gehäusen von *Clavulinoides szaboi* als besonders wertvolle Faunenelemente *Hantkenina alabamensis* CUSHMAN und *Bulimina sculptilis* CUSHMAN, zwei Arten, deren gemeinsames Auftreten nach den bisherigen Erfahrungen auf höheres Obereozän hinweist.

In seiner Dissertation ließ DE KLASZ (1953 c, S. 70, Fußn. 18 auf S. 54, Ms.) ferner die Möglichkeit offen, daß ein schwarzgrauer, glaukonitischer Mergel, den er an einer anderen Stelle seiner Arbeit als Schichtglied der Adelholzener Schichten und damit als Mitteleozän beschrieb (S. 54, 56), ebenfalls zu den dunklen Mergeln des Obereozäns gehören könnte.

Der dritte Fund von *Clavulinoides szaboi*-führenden Schichten im bayerischen Helvetikum wurde vom Verfasser im Wehrprofil S Siegsdorf gemacht (S. 5). Ein mündlicher Bericht darüber wurde auf der Frühjahrstagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in München am 31. Mai 1957 gegeben, eine kurze Zusammenfassung der Ergebnisse in „Erdöl und Kohle“, 10, S. 694, Oktober 1957, veröffentlicht.

Endlich ist noch zu erwähnen, daß auch im Helvetikum Oberösterreichs entsprechende Ablagerungen aufgefunden wurden. So beschrieb PREY (1951 a, S. 127) von Ohlstorf-Oberweis einen grauen, sandigen Mergel aus dem Hangenden der Stockletten; nach den Foraminiferen-Bestimmungen von R. NOTH stimmt die Fauna weitgehend mit derjenigen der *Clavulinoides szaboi*-Schichten

Ungarns überein. Die Altersaussage lautete daher: „wahrscheinlich obereozän bis unteroligozän“. In einer späteren Arbeit hielt PREY (1952 b, S. 100) dieselben Schichten für „eine landfernere Vertretung des alpinen Priabons“ (vgl. hierzu HAGN 1954 c, Fußn. 11 auf S. 65).

## 2. Die Ergebnisse der Neuuntersuchungen

### a. Die Gräben S Spirka SE Siegsdorf

Vergleichsbegehungen und Neuaufsammlungen von Schlammproben in den Gräben S Spirka, die der Verfasser im Sommer 1958 durchgeführt hat, erbrachten Ergebnisse, die mit den eingangs erwähnten Beobachtungen und Befunden DE KLASZ' nicht in Einklang stehen. Da davon auch die Einstufung der Vorkommen von Neubauern a. Inn und im Wehrprofil berührt wird, erscheint eine ausführliche Darstellung aller Fundstellen von *Clavulinoides szaboi*-führenden Schichten unerlässlich. Da in den Gräben S Spirka verhältnismäßig günstige Aufschlußverhältnisse angetroffen wurden, wird den Aufschlüssen dieses Gebietes bei der folgenden Beschreibung der Vorrang gegeben.

Die erste Probenserie wurde am 28. 6. 1958 aufgesammelt (Proben I—IX), eine Ergänzungsserie am 3. 7. 1958 entnommen (Proben 1—18). Der genaue Fundort einer jeden Probe ist aus Abb. 1 auf S. 16 zu ersehen. Die Zahlen innerhalb der runden Klammern (siehe unten) stellen die Sammlungsnummer dar, unter denen die Proben in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie u. historische Geologie in München aufbewahrt werden.

#### Probe I (1483):

Fundort: Erster südlicher Seitengraben (von E gerechnet) des E—W verlaufenden Grabens, SE Gehöft Spirka.

Lithologie: Gelblich- bis olivgrauer Kalkmergel.

Mikrofauna: Die außerordentlich reiche und wohlherhaltene Foraminiferenfauna zeigt ein Überwiegen der pelagischen Faunenelemente (*Globigerina*, *Globigerinoides*, *Globigerinatheka*, *Turborotalia*), doch enthält sie auch viele sand- und kalkschalige Formen des Benthos. Es wurden zahlreiche Arten festgestellt, die für die Stockletten des bayerischen Helvetikums bezeichnend sind. Es können genannt werden:

- Rhabdammina eocenica* CUSHMAN & HANNA
- Bathysiphon eocenicus* CUSHMAN & HANNA
- Vulvulina eocaena* MONTAGNE
- Marssonella traubi* HAGN
- Marginulinopsis fragraria* (GÜMBEL)
- Vaginulinopsis cumulicostata* (GÜMBEL)
- Bolivina vaceki* SCHUBERT
- Hopkinsina acutocostata* HAGN
- Stilostomella kressenbergensis* (GÜMBEL)
- Nodosarella tuberosa* (GÜMBEL)
- Osangularia pteromphalia* (GÜMBEL)
- Globigerina eocaena* GÜMBEL
- Globigerinoides macrostoma* HAGN
- Globigerinatheka* sp.
- Turborotalia centralis* (CUSHMAN & BERMÚDEZ)
- Cibicides ammophilus* (GÜMBEL)
- Cibicides eocaenus* (GÜMBEL)
- Cibicides limbatus* CITA
- Cibicides truncanus* (GÜMBEL)
- Cibicides venezuelanus* NUTTALL

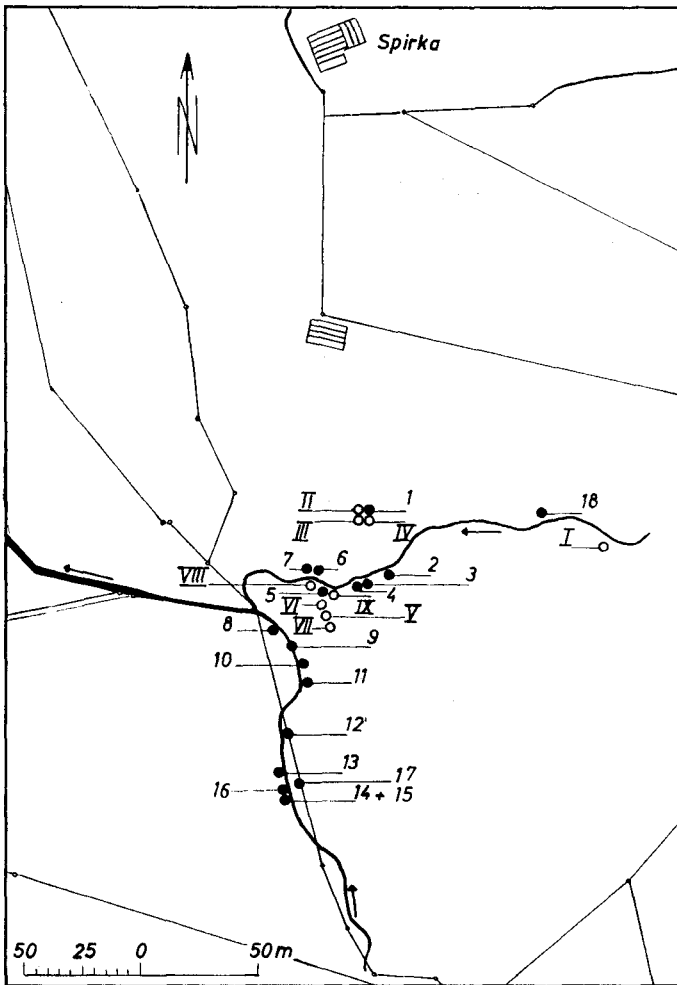


Abb. 1. Topographische Übersichtsskizze des Gebietes südlich Spirka (südöstlich Siegsdorf) im Maßstab 1:2500. Die topographischen Unterlagen wurden dem Katasterblatt 1:5000 S. O. XVI. 35 entnommen. Die mit römischen Ziffern bezeichneten Proben wurden am 28. 6. 1958, die mit arabischen Ziffern versehenen am 3. 7. 1958 aufgesammelt.

Die vorliegende Artenvergesellschaftung besitzt außerdem eine große Ähnlichkeit mit der Fauna der Globigerinen-Mergel von Varignano bei Riva am Gardasee (Ober-Italien), deren Alter der Verfasser (HAGN 1956, S. 96, 186) als Led bestimmt hat.

**Einstufung:** Es handelt sich um typische Stockletten. Ihr Alter kann als oberstes Lutet bis tieferes Led angegeben werden. Eine genauere Aussage ist infolge Fehlens von Zonenleitfossilien nicht möglich<sup>10)</sup>.

#### **Probe II (1484):**

**Fundort:** Rechter Hang des E—W verlaufenden Grabens, Rutschstelle S Gehöft Spirka.

**Lithologie:** Dunkelgrauer, z. T. gelblich verfärbter lettiger Ton.

<sup>10)</sup> Eine eingehende Begründung der Altersbestimmungen der eozänen Sedimente wird in den beiden letzten Kapiteln des Hauptteils C der vorliegenden Arbeit gegeben (S. 41 usf.).

**Mikrofauna:** Individuenreiche, jedoch gattungs- und artenarme Foraminiferenfauna. Die Gattungen *Bathysiphon*, *Involutina*, *Haplophragmoides*, *Textularia* und *Gaudryina* beherrschen das Faunenbild. Kalkschalige Foraminiferen wurden nicht beobachtet.

**Einstufung:** Siehe Probe III.

#### **Probe III (1485):**

**Fundort:** Etwas unterhalb Probe II.

**Lithologie:** Schwärzlichgrauer bis dunkelbräunlichgrauer, z. T. gelblich-bräunlich verfärbter, feinglimmeriger Ton.

**Mikrofauna:** Ähnlich der Probe II. Als häufigere Gattung ist zusätzlich noch *Reophax* zu nennen. Im groben Rückstand treten zahlreiche Gehäuse von *Lituola grandis* (REUSS) auf. Fischreste sind nicht selten.

**Einstufung:** *Lituola grandis* ist ein Leitfossil für hohe Oberkreide (Maastricht); im Untersuchungsgebiet kommen daher nur Pattenauer und Gerhardtsreiter Schichten für einen Vergleich in Frage. Die dunkle Färbung des untersuchten Gesteins spricht allerdings mehr für die zuletzt genannten Ablagerungen. *L. grandis* ist außerdem ein Häufigkeitsfossil der Gerhardtsreiter Schichten, das einer freundlichen mündlichen Mitteilung Dr. J. H. ZIEGLER'S zufolge in den Pattenauer Schichten nur sehr untergeordnet vorkommt<sup>11)</sup>. Die übrigen Sandschaler sind für eine feinstratigraphische Untersuchung ungeeignet, da sie eine zu lange Lebensdauer besitzen.

Die vorliegende Probe kann demnach zu den Gerhardtsreiter Schichten gestellt werden, die man heute wohl allgemein als höheres Untermaastricht einstuft.

#### **Probe IV (1486):**

**Fundort:** Rechts neben Probe III.

**Lithologie:** Schwärzlichgrauer, stellenweise dunkelgrüner, glaukonitischer, z. T. bräunlich verfärbter lettiger Ton.

**Mikrofauna:** Das Faunenbild wird wie das der vorhergehenden Probe von den sandschaligen Gattungen *Bathysiphon*, *Reophax*, *Involutina*, *Haplophragmoides* und *Gaudryina* bestimmt. *Lituola grandis* fehlt allerdings. Der Schlämmrückstand ist ziemlich reich an Fischresten.

**Einstufung:** Siehe Probe III.

#### **Probe V (1487):**

**Fundort:** Zweiter südlicher Seitengraben des E—W verlaufenden Grabens, linker Grabenrand, nahe einer tektonischen Grenze zu grünlichgrauen, glaukonitreichen Kalkmergeln (Probe VII).

**Lithologie:** Schwärzlichgrauer, stellenweise grünlicher, glaukonitischer, tektonisch etwas beanspruchter toniger Mergel. Die schwärzlichen Partien des Gesteins lassen zahlreiche Fischreste (vor allem Schuppen, seltener Bruchstücke von Skeletteilen) erkennen.

**Mikrofauna:** Die reiche Foraminiferenfauna setzt sich vorwiegend aus pelagischen Faunenelementen zusammen; häufig sind Globigerinen und Turborotalien. Unter den benthonischen Formen fallen vor allem stark skulptierte Gehäuse der Gattung *Vaginulinopsis* sowie grob- und feinberippte *Uvigerinen* auf. *Clavulinoides szaboi* (HANTKEN) und *Bulimina truncana jacksonensisformis* n. ssp. wurden nur vereinzelt gefunden. Ferner konnten bestimmt werden: *Tritaxilina pupa* (GÜMBEL), *Uvigerina chirana* CUSHMAN & STONE, *Turborotalia centralis* (CUSHMAN & BERMÚDEZ) und *Cibicides venezuelanus* NUTTALL. Häufig sind Glaukonitsteinkerne von Kleinforaminiferen. Fischreste sind reichlich vorhanden.

**Einstufung:** Oberes Lutet, Obere Adelholzener Schichten<sup>10)</sup>.

#### **Probe VI (1488):**

**Fundort:** 2 m grabenabwärts von Probe V.

**Lithologie:** Schwärzlicher, feinglimmeriger, feingeschichteter toniger Mergel. Fischschiefer-Fazies.

**Mikrofauna:** Dünnwandige, meist stark zusammengedrückte Gehäuse von *Bathysiphon* und *Haplophragmoides* sind die wichtigsten Faunenelemente dieser Probe. Untergeordnet treten auch Kalkschaler auf (*Uvigerina*, *Globigerina*, *Cibicides* u. a.). Die Foraminiferengehäuse sind fast immer mit Pyrit erfüllt oder liegen als Kies- bzw. Brauneisensteinkerne vor. Kleine,

<sup>11)</sup> Vgl. hierzu ZIEGLER (1959, S. 66).

rundliche Pyritgebilde können mit Vorbehalt auf verkieste Radiolarien bezogen werden. Daneben wurden Eisensulfidsteinkerne von Kleingastropoden und Pteropoden beobachtet. Fischreste sind häufig.

Einstufung: Oberes Lutet, Obere Adelholzener Schichten.

#### Probe VII (1489):

Fundort: 1 m grabenaufwärts von Probe V, jenseits der Störung (vgl. hierzu S. 27).

Lithologie: Grünlichgrauer, glaukonitreicher, tektonisch beanspruchter Kalkmergel.

Mikrofauna: Den Hauptbestandteil der reichen Foraminiferenfauna machen vorwiegend kleinwüchsig ausgebildete Globigerinen aus; an pelagischen Formen sind ferner *Turborotalia centralis* (CUSHMAN & BERMÚDEZ) und „*Globigerinella micra* (COLE) zu nennen. Kennzeichnende Arten des sandschaligen Benthos sind *Clavulinoides szabo*i (HANTKEN), *Plectina dalmatina* (SCHUBERT) und *Spiroplectamina (Semivolvulina) dalmatina* (DE WITT PUYT). Unter den Kalkschalern sind vor allem großwüchsige Robuli und stark skulptierte Gehäuse von *Vaginulinopsis* zu erwähnen. Die Kleinforaminiferen sind häufig nur als Glaukonitsteinkerne erhalten. Untergeordnet sind auch Discocyclinen- und Asterocyclinenbruchstücke anzutreffen. Bryozoen treten selten auf; es konnte die Gattung *Batopora* bestimmt werden. Fischreste lassen sich ebenfalls beobachten.

Einstufung: Oberes Lutet, Obere Adelholzener Schichten.

#### Probe VIII (1490):

Fundort: Linker Rand des E—W verlaufenden Grabens, 2 m bachabwärts von der Einmündung des zweiten südlichen Seitengrabens.

Lithologie: Grünlich- bis bräunlichgrauer, glaukonitischer Kalkmergel.

Mikrofauna: Im Schlämmrückstand wurden massenhaft Globigerinen beobachtet, deren Gehäuse meist etwas kleinwüchsig entwickelt sind. Als Vertreter des Planktons treten ferner nicht selten *Truncorotalia crassata* (CUSHMAN), *Tr. spinulosa* (CUSHMAN) sowie „*Globigerinella micra* (COLE) auf. *Clavulinoides szabo*i (HANTKEN) ist häufig; die Gehäusewand dieser Art enthält agglutinierte Glaukonitkörnchen. Die Gattung *Plectina* ist ebenfalls nachzuweisen. Das kalkschalige Benthos ist reich an den Gattungen *Robulus*, *Cibicides* und anderen Formen. Glaukonitsteinkerne von Kleinforaminiferen treten in dieser Probe etwas zurück. Ostracoden sind ziemlich selten. Fischreste fehlen auch in dieser Probe nicht.

Einstufung: Oberes Lutet, Obere Adelholzener Schichten.

#### Probe IX (1491):

Fundort: 2 m bachaufwärts von Probe VIII, an der Einmündung des zweiten südlichen Seitengrabens (= Fundstelle der Probe 5).

Lithologie: Schwarzer bis bräunlichschwarzer, meist feingeschichteter, feinglimmeriger, toniger Mergel mit grünlichgrauen, glaukonitreichen „Geröllen“ und glaukonitischen Bohrgangausfüllungen. Das Gestein ist reich an Fischresten; es kann daher als Fischschiefer angesprochen werden.

Mikrofauna: An der Zusammensetzung der reichen, teilweise etwas kleinwüchsigen Fauna sind Globigerinen und Truncorotalien wesentlich beteiligt. *Clavulinoides szabo*i (HANTKEN) und *Bulimina truncana jacksonensisformis* n. ssp. sind häufig. Ferner wurden dünnwandige Gehäuse von *Bathysiphon*, eine Art der Gattung *Plectina*, eine stark skulptierte *Vaginulinopsis*-Art, *Nodosaria latejugata* GÜMBEL, kleine Uvigerinen und Hopkinsinen, *Cibicides venezuelanus* NUTTALL u. a. m. beobachtet. Im Schlämmrückstand kommen massenhaft Glaukonitsteinkerne von Kleinforaminiferen vor. Fischreste sind ziemlich häufig festzustellen.

Um die Verteilung der Foraminiferenfauna in den einzelnen Gesteinspartien kennenzulernen, wurden von der Probe IX sowohl die grünlichgrauen, glaukonitischen Einschlüsse als auch die fischschieferartige Grundmasse gesondert geschlämmt.

#### Probe IX a (1492):

Lithologie: Grünlichgraue, glaukonitreiche Einlagerungen im Fischschiefer.

Mikrofauna: Die reiche Artenvergesellschaftung entspricht fast ganz dem Fauneninhalt der Probe IX, ferner demjenigen der Probe V. Lediglich die Gattung *Bathysiphon* konnte nicht nachgewiesen werden.

**Probe IX b (1493):**

**Lithologie:** Fischschiefer.

**Mikrofauna:** Die Foraminiferenfauna ist nur mäßig reich und ziemlich eintönig. Sie besteht im wesentlichen aus dünnwandigen Sandschalern (*Bathysiphon* und *Haplophragmoides*), deren Gehäuse seitlich stark zusammengedrückt sind. Kalkschalige Kleinforaminiferen treten nur spärlich auf; sie stammen z. T. wohl aus der Füllung von Bohrgängen mit glaukonitischem Material, gehören also nicht zur Fauna des Fischschiefers. Fischreste sind ziemlich häufig. Die Fauna zeigt eine ähnliche Zusammensetzung wie die Fossilgemeinschaft der Probe VI.

**Einstufung:** Oberes Lutet, Obere Adelholzener Schichten.

**Probe 1 (1495):**

**Fundort:** Abrutschstelle, rechts neben Probe II.

**Lithologie:** Schwärzlicher, nur schwach angewitterter Ton.

**Mikrofauna:** Innerhalb der Foraminiferenfauna lassen sich zwei Hauptgruppen unterscheiden. Die Sandschaler sind durch die Gattungen *Bathysiphon*, *Reophax*, *Haplophragmoides* (mehrere Arten) und *Gaudryina* vertreten. Die Kalkschaler liegen fast ausnahmslos als Pyritsteinkerne, die häufig zerbrochen sind, vor. Es konnten folgende Gattungen bzw. Arten nachgewiesen werden: *Lenticulina*, *Saracenaria*, *Planularia*, *Marginulina*, *Dentalina*, *Guembelina*, *Gublerina*, *Pseudotextularia* (vom *varians*-Typ), *Eowigerina*, *Bulimina*, *Bolivina decurrens* (EHRENBERG), *Allomorphina*, *Nonion*, *Globigerina*, *Globigerinella* und *Globotruncana* (einkielig). Glaukonitsteinkerne von Kleinforaminiferen sind bedeutend seltener; es wurden lediglich die Gattungen *Guembelina* und *Globigerinella* erkannt. Eine Erhaltung der kalkschaligen Gehäusewand konnte in keinem einzigen Fall beobachtet werden. Kiessteinkerne der Radiolariengattung *Dictyomitra* sowie verkieste Kleingastropoden und Pteropoden vervollständigen das faunistische Bild. Stratigraphisch besonders interessant ist das Auftreten von Pyritsteinkernen der Diatomee *Coccinodiscus* (vgl. hierzu S. 139).

**Einstufung:** Der Nachweis der Gattungen *Gublerina* und *Pseudotextularia*, das häufige Auftreten von *Guembelina* und *Globigerinella* sowie der Fund einkieliger *Globotruncana* erlauben eine Bestimmung der vorliegenden Probe als höhere Oberkreide. Das Vorkommen von *Bolivina decurrens*, von Radiolarien und Diatomeen berechtigt in Verbindung mit der faziellen Ausbildung des untersuchten Gesteins und der benachbarten Lage einer Probe mit *Lituola grandis* (REUSS) (Probe III), das Sediment als Gerhardtsreiter Schichten anzusprechen.

**Probe 2 (1496):**

**Fundort:** Südlich der Abrutschstelle, am linken Rand des E—W verlaufenden Grabens.

**Lithologie:** Schwärzlichgrüner, stark glaukonitischer, z. T. bräunlich angewitterter Mergel.

**Mikrofauna:** Als bezeichnende Faunenelemente dieser Probe können angegeben werden: *Globigerinen* und *Truncorotalien*, *Clavulinoides szabo* (HANTKEN), *Plectina* sp. und *Spiroplectamina* (*Semivulvulina*) *dalmatina* (DE WITT PUYT); dazu kommen *Uvigerina chirana* CUSHMAN & STONE, *Robulus*, *Vaginulinopsis* und einige andere Gattungen. Der Erhaltungszustand besonders der kalkschaligen Formen ist infolge Korrosion nicht sehr günstig. Der Schlammrückstand enthält massenhaft Glaukonitsteinkerne von Kleinforaminiferen, vor allem von *Globigerinen*. Fischreste sind nicht selten.

**Einstufung:** Oberes Lutet, Obere Adelholzener Schichten.

**Probe 3 (1497):**

**Fundort:** Ungefähr 8 m bachabwärts von Probe 2.

**Lithologie:** Schwarzer Mergel der Fischschiefer-Fazies, z. T. „Geröllchen“ eines grünlichgrauen, glaukonitischen Mergels einschließend. Der Glaukonitmergel erscheint ferner als Ausfüllung von Bohrgängen, die den Fischschiefer senkrecht zu den Schichtflächen durchsetzen.

**Mikrofauna:** Die Zusammensetzung der Foraminiferenfauna ist ähnlich derjenigen der vorhergehenden Probe. *Bulimina truncana jacksonensisiformis* n. ssp. tritt allerdings sehr häufig auf. Zu nennen ist ferner *Angulogerina liebusi* DE WITT PUYT. Zahlreiche Kleinforaminiferen liegen nur als Glaukonitsteinkerne vor. Die meisten Faunenelemente dürften aus den

glaukonitischen Einlagerungen des Fischeschiefers stammen. Auf die Fischeschiefer-Fazies selbst sind wohl nur spärliche *Bathysiphon*-Funde sowie der Kiessteinkern eines Pteropoden zu beziehen.  
Einstufung: Oberes Lutet, Obere Adelholzener Schichten.

**Probe 4 (1498):**

Fundort: 1 m bachabwärts von Probe 3.

Lithologie: Dunkler, grünlicher oder bräunlicher, glaukonitischer Mergel, z. T. mit fetzenartigen Einschlüssen von schwarzen, tonigen Mergeln (Fischeschiefer-Fazies). Die Schichtflächen sind z. T. mit Fischresten bedeckt.

Mikrofauna: Die reiche Fauna stimmt in allen wesentlichen Punkten mit der Artenvergesellschaftung der Probe 3 überein.

Einstufung: Oberes Lutet, Obere Adelholzener Schichten.

**Probe 5 (1499):**

Fundort: Einige Meter bachabwärts von Probe 4 (= Fundstelle der Probe IX).

Lithologie: Schwarzer, fischeschieferartiger, toniger Mergel mit resedimentierten glaukonitischen „Mergelgeröllchen“. Nicht selten beobachtet man auch eine Ausfüllung von Bohrgängen mit Glaukonitmergel. Einige Handstücke zeigen ferner eine Mischfazies zwischen den schwarzen, fischeschieferartigen und den grünlichgrauen, glaukonitischen Mergeln; es ist dies ein grünlich-bräunlich-schwärzliches Gestein mit wechselndem Glaukonitgehalt.

Mikrofauna: Kennzeichnende Gattungen und Arten der vorliegenden Fauna sind: *Globigerina*, *Truncorotalia*, *Clavulinoides szaboi* (HANTKEN), *Plectina* und *Bulimina truncana jacksonensisformis* n. ssp. Häufig sind ferner die Gattungen *Robulus*, *Vaginulinopsis*, *Nodosaria* und *Cibicides*. Glaukonitsteinkerne von Kleinforaminiferen sind massenhaft anzutreffen.

Einstufung: Oberes Lutet, Obere Adelholzener Schichten.

**Probe 6 (1500):**

Fundort: Schräg gegenüber von Probe VIII, rechter Grabenrand.

Lithologie: Gelblicher, kalkiger, stocklettenähnlicher Mergel.

Mikrofauna: Als neues Faunenelement erscheinen in der vorliegenden Probe Arten der Gattung *Hantkenina*. Allerdings ist die Zahl der entdeckten Gehäuse verschwindend gering gegenüber der Fülle der *Globigerinen* und *Truncorotalien*. Auch „*Globigerinella*“ *micra* (COLE) tritt in großer Individuenzahl auf. Insgesamt wurden folgende Arten der Gattungen *Hantkenina* und *Truncorotalia* erkannt:

*Hantkenina longispina* CUSHMAN

*Hantkenia liebusi* SHOKHINA

*Truncorotalia spinulosa* (CUSHMAN)

*Truncorotalia lehneri* (CUSHMAN & JARVIS)

*Truncorotalia* sp., aus der *crassata-bullbrooki-spinuloinflata*-Gruppe

*Clavulinoides szaboi* (HANTKEN) wurde nur sehr selten beobachtet. Als besonders häufige Arten des kalkschaligen Benthos können *Angulogerina liebusi* DE WITT PUYT, *Planularia striata* (LIEBUS) und *Eponides abatissae* (SELLI) genannt werden. Nummuliten-, Assilinen- und Discocyclinenreste stellen sich ebenfalls ein. Sehr selten sind Ostracoden und Fischreste.

Einstufung: Oberes Lutet, Obere Adelholzener Schichten.

**Probe 7 (1501):**

Fundort: Wenige Schritte bachabwärts von Probe 6, rechter Grabenrand.

Lithologie: Mittelgrauer, weicher, stocklettenähnlicher Mergel.

Mikrofauna: Der pelagische Anteil der vorliegenden Fauna zeigt eine weitgehende Übereinstimmung mit dem Plankton der vorhergehenden Probe. Lediglich die *Hantkeninen* kommen etwas häufiger vor; zusätzlich zu den beiden oben genannten Arten ließ sich noch *H. dumblei* WEINZIERL & APPLIN nachweisen. Von den zahlreichen benthonischen Formen seien aufgeführt: *Tritaxilina pupa* (GÜMBEL), *Cylindroclavulina* aff. *colomi* HAGN, verschiedene *Robuli*, *Planularia striata* (LIEBUS), *Nodosaria latejugata* GÜMBEL, *Vaginulinopsis* (stark skulptiert), *Flabellinella tenuissima* (HANTKEN), *Uvigerina* (klein, berippt) und *Cibicides venezuelanus* NUTTALL. Die wenigen Ostracoden und Fischreste erlangen im Faunenbild keine Bedeutung.

Einstufung: Oberes Lutet, Obere Adelholzener Schichten.

**Probe 8 (1502):**

Fundort: N—S verlaufender Graben, linker Rand, nördlichste Probe.

Lithologie: Schwarzer, fischschieferartiger Tonmergel mit resedimentiertem glaukonitischem Material, tektonisch etwas beansprucht.

Mikrofauna: Die häufigsten Gattungen sind wiederum *Globigerina* und *Truncorotalia*. Als pelagisches Faunenelement ist ferner *Turborotalia centralis* (CUSHMAN & BERMÚDEZ) zu nennen. *Clavulinoides szaboi* (HANTKEN), *Plectina* sp., *Spiroplectammina* (*Semivulvulina*) *dalmatina* (DE WITT PUYT) und *Bulimina truncana jacksonensisiformis* n. ssp. konnten ebenfalls nachgewiesen werden. Häufigere Gattungen und Arten des Benthos sind außerdem: *Robulus*, *Vaginulinopsis* (stark skulptiert), *Dentalina*, *Bolivina*, *Uvigerina chirana* CUSHMAN & STONE, *Uvigerina* (klein, berippt), *Angulogerina liebusi* DE WITT PUYT, *Stilostomella*, *Cibicides venezuelanus* NUTTALL u. a. m. Die Kleinforaminiferen liegen häufig als Glaukonit-, seltener als Pyritsteinkerne vor. Fischreste sind reichlich vorhanden. Der größte Teil der Fauna stammt zweifellos aus den glaukonitischen Einlagerungen der Fischschiefer-Fazies. Die Fischschiefer selbst haben nur die verkiesten Kleinforaminiferen sowie die Hauptmenge der Fischreste geliefert.

Einstufung: Oberes Lutet, Obere Adelholzener Schichten.

**Probe 9 (1503):**

Fundort: Einige Meter bachaufwärts von Probe 8, im Bachbett.

Lithologie: Dunkelgrünlichgrauer, glaukonitischer Mergel. Faziell steht die untersuchte Probe dem sog. Nebengestein des Kressenberges sehr nahe (S. 55, 76).

Mikrofauna: Der pelagische Faunenanteil ist ausgezeichnet durch das Auftreten von *Globigerinen*, *Truncorotalien*, *Truncorotaloides topilensis* (CUSHMAN), *Hantkenina longispina* CUSHMAN und *H. dumblei* WEINZIERL & APPLIN. Von den benthonischen Sandschalern ist *Clavulinoides szaboi* (HANTKEN) als häufig zu nennen; *Plectina* sp. und *Spiroplectammina* (*Semivulvulina*) *dalmatina* (DE WITT PUYT) fehlen ebenfalls nicht. Unter den kalkschaligen Kleinforaminiferen ist *Angulogerina liebusi* DE WITT PUYT hervorzuheben. Die Großforaminiferen sind durch Nummuliten und Discocyclusen vertreten. Glaukonitsteinkerne von Kleinforaminiferen und Fischreste sind ziemlich häufig.

Einstufung: Oberes Lutet, Obere Adelholzener Schichten.

**Probe 10 (1504):**

Fundort: Einige Meter bachaufwärts von Probe 9, rechter Grabenrand.

Lithologie: Schwärzlicher, glimmerreicher, etwas glaukonitischer, toniger Mergel.

Mikrofauna: Zahlreiche Gehäuse der mäßig reichen, etwas kleinwüchsigen und eintönigen Fossilgemeinschaft sind mehr oder weniger stark verdrückt. Die Fauna setzt sich fast ganz aus *Bulimina truncana jacksonensisiformis* n. ssp., feinberippten *Uvigerinen* und *Globigerinen* zusammen. *Truncorotalien* kommen etwas spärlicher vor. Andere Gattungen sind ziemlich selten. Es wurden ferner einige Fischreste und Holzkohlenstückchen beobachtet.

Einstufung: Oberes Lutet, Obere Adelholzener Schichten.

**Probe 11 (1505):**

Fundort: Einige Meter bachaufwärts von Probe 10, rechter Grabenrand.

Lithologie: Grauer bis gelblichgrauer, glaukonitischer, harter Mergel.

Mikrofauna: Die Fauna ist außerordentlich reich an Formen des Plankton. Es konnten bestimmt werden:

- Globigerina eocaena* GÜMBEL
- Globigerina yeguaensis* WEINZIERL & APPLIN
- Globigerina linaperta* FINLAY
- Globigerina* cf. *dissimilis* CUSHMAN & BERMÚDEZ
- Globigerina conglomerata* SCHWAGER
- Globigerinoides mexicanus* (CUSHMAN)
- Turborotalia centralis* (CUSHMAN & BERMÚDEZ)
- Truncorotalia* cf. *rotundimarginata* (SUBBOTINA)
- Truncorotalia* cf. *rugosoaculeata* (SUBBOTINA)

Das Benthos ist durch folgende kalkschalige Gattungen und Arten ausgezeichnet:

*Spiroplectammina (Semivulvulina) dalmatina* (DE WITT PUYT)  
*Plectina* sp.  
*Robulus rosetta* (GÜMBEL)  
*Vaginulinopsis cumulicostata* (GÜMBEL)  
*Vaginulinopsis asperuliformis* (NUTTALL)  
*Bulimina serratospina bermudezi* HAGN  
*Bolivina vaceki glabra* HAGN  
*Uvigerina chirana* CUSHMAN & STONE  
*Hopkinsina acutocostata* HAGN  
*Stilostomella resupinata* (GÜMBEL)  
*Osangularia pteromphalia* (GÜMBEL)  
*Planulina costata* (HANTKEN)  
*Cibicides ammophilus* (GÜMBEL)  
*Cibicides venezuelanus* NUTTALL  
*Cibicides limbatus* CITA

Die vorliegende Probe enthält bereits zahlreiche Faunenelemente der Stockletten (s. unten). Glaukonitsteinkerne von Kleinforaminiferen treten nur untergeordnet auf. Bryozoen (u. a. *Batopora*) und Fischreste sind selten.

Einstufung: Oberes Lutet, Obere Adelholzener Schichten.

### Probe 12 (1506):

Fundort: Rechter Ast des N—S verlaufenden Grabens, kurz nach der Gabelung, rechter Grabenrand.

Lithologie: Gelblichgrauer Kalkmergel.

Mikrofauna: Pelagische Faunenelemente überwiegen auch in dieser Probe. Die zahlreichen Globigerinen gehören zu denselben Arten, wie sie auch in der Probe 11 vorkommen. *Globigerinoides index* FINLAY tritt neu hinzu. *Turborotalia centralis* (CUSHMAN & BERMÚDEZ) und „*Globigerinella*“ *micra* (COLE) sind reichlich vertreten. Truncorotalien wurden nicht beobachtet. Von benthonischen Formen sind besonders zu nennen:

*Bathysiphon eocenicus* CUSHMAN & HANNA  
*Triplasia* sp.  
*Spiroplectammina (Semivulvulina) guembeli* HAGN  
*Vulvulina eocaena* MONTAGNE  
*Cylindroclavulina colomi* HAGN  
*Vaginulinopsis cumulicostata* (GÜMBEL)  
*Marginulinopsis fragraria* (GÜMBEL)  
*Uvigerina eocaena* GÜMBEL  
*Eponides umbonatus* (REUSS)  
*Eponides truempyi* NUTTALL.  
*Cibicides venezuelanus* NUTTALL

Einstufung: Wohl oberstes Lutet, Stockletten.

### Probe 13 (1507):

Fundort: Mehrere Meter grabenaufwärts von Probe 12, großer Aufschluß, linker Hang.

Lithologie: Gelblichgrauer Kalkmergel.

Mikrofauna: In der reichen, wohl erhaltenen Fauna herrschen die Gattungen *Globigerina*, *Globigerinoides*, „*Globigerinella*“, *Turborotalia* und *Hantkenina* zahlenmäßig vor. Die Hantkeninen sind etwas kleinwüchsig ausgebildet. Truncorotalien fehlen. Es wurden zahlreiche benthonische Formen festgestellt. Insgesamt wurden folgende Gattungen und Arten bestimmt:

*Rhabdammina eocenica* CUSHMAN & HANNA  
*Triplasia* sp.  
*Vulvulina flabelliformis* (GÜMBEL)  
*Karreviella subglabra* (GÜMBEL)  
*Tritaxilina pupa* (GÜMBEL)

*Robulus gutticostatus* (GÜMBEL)  
*Vaginulina granitocalcareo* (GÜMBEL)  
*Marginulinopsis fragvaria* (GÜMBEL)  
*Bulimina truncana* GÜMBEL (schlanke Form)  
*Bulimina subtruncana* HAGN  
*Bolivina vaccki glabra* HAGN  
*Hopkinsina acutocostata* HAGN  
*Pleurostomella eocaena* GÜMBEL  
*Nodosarella tuberosa* (GÜMBEL)  
*Eponides umbonatus* (REUSS)  
*Osangularia pteromphalia* (GÜMBEL)  
*Globigerina eocaena* GÜMBEL  
*Globigerina* cf. *dissimilis* CUSHMAN & BERMÚDEZ  
*Globigerinoides index* FINLAY  
 „*Globigerinella*“ *micra* (COLE)  
*Turborotalia centralis* (CUSHMAN & BERMÚDEZ)  
*Hantkenina dumblei* WEINZIERL & APPLIN  
*Hantkenina liebusi* SHOKHINA  
*Hantkenina longispina* CUSHMAN  
*Anomalinoidea calymene* (GÜMBEL)  
*Cibicides ammophilus* (GÜMBEL)  
*Cibicides eocaenus* (GÜMBEL)  
*Cibicides truncanus* (GÜMBEL)

Einstufung: Oberstes Lutet, Stockletten.

#### Probe 14 (1508):

Fundort: Einige Meter über Probe 13, obere Fortsetzung des großen Aufschlusses, linker Hang.

Lithologie: Angewitterter Lithothamnien-Schuttmergel aus der Nähe von Lithothamnien-Kalkblöcken.

Mikrofauna: Die reiche, großwüchsige Foraminiferenfauna läßt einen deutlichen litoralen Einschlag erkennen. Pelagische Faunenelemente treten im Faunenbild daher etwas zurück; die wichtigsten Arten sind *Globigerina eocaena* GÜMBEL, *Globigerina* cf. *dissimilis* CUSHMAN & BERMÚDEZ, *Turborotalia centralis* (CUSHMAN & BERMÚDEZ) und *Turborotalia cerroazulensis* (COLE). Auf wenig tiefes Wasser weist das häufige Auftreten von *Asterigerina rotula* (KAUFM.) = *A. campanella* (GÜMBEL) hin. Auf dasselbe Biotop lassen auch zahlreiche Nummuliten- und Discocyclinenreste schließen. Einen wesentlichen Bestandteil der vorliegenden Faunengemeinschaft bilden ferner Bryozoen und Echinodermenreste (Stacheln und Asseln von Seeigeln, Stielglieder von *Isocrinus*). Der Rückstand ist außerdem reich an Lithothamniengrus.

Einstufung: Led, litorale Ausbildung der Stockletten.

#### Probe 15 (1509):

Fundort: 0,5 m grabenabwärts von Probe 14.

Lithologie: Gelblichgrauer Kalkmergel.

Mikrofauna: Die vorliegende Probe enthält eine außerordentlich reiche und wohl-erhaltene Faunengemeinschaft. *Turborotalia cerroazulensis* (COLE) konnte in zahlreichen Exemplaren beobachtet werden. Die Peripherie der angetroffenen Gehäuse ist allerdings nicht so zugespitzt wie beim Typus der Art (vgl. hierzu S. 50). Die stratigraphisch wichtigeren oder das Faunenbild beherrschenden Arten sind in folgender Liste zusammengestellt:

*Rhabdammina eocenica* CUSHMAN & HANNA  
*Triplasia loeblichii* HAGN  
*Vulvulina flabelliformis* (GÜMBEL)  
*Tritaxilina pupa* (GÜMBEL)  
*Cylindroclavulina colomi* HAGN  
*Cylindroclavulina rudistosta* (HANTKEN)  
*Karrerella* cf. *halkeyardi* CUSHMAN  
*Robulus gutticostatus* (GÜMBEL)  
*Robulus limbosus* (REUSS)

*Vaginulinopsis cumulicostata* (GÜMBEL)  
*Marginulinopsis fragraria* (GÜMBEL)  
*Planularia truncana* (GÜMBEL)  
*Bulimina truncana* GÜMBEL (etwas breitere Form)  
*Bolivina vaceki glabra* HAGN  
*Uvigerina eocaena* GÜMBEL  
*Uvigerina chirana* CUSHMAN & STONE  
*Hopkinsina acutocostata* HAGN  
*Stilostomella kressenbergensis* (GÜMBEL)  
*Stilostomella rugulosa* (GÜMBEL)  
*Nodosarella tuberosa* (GÜMBEL)  
*Gyroidinoides cochleatus* (GÜMBEL)  
*Osangularia pteromphalia* (GÜMBEL)  
*Neorotalia kallomphalia* (GÜMBEL)  
*Cassidulina* aff. *globosa* HANTKEN  
*Globigerina eocaena* GÜMBEL  
*Globigerina* cf. *dissimilis* CUSHMAN & BERMÚDEZ  
*Globigerina conglomerata* SCHWAGER  
*Turborotalia centralis* (CUSHMAN & BERMÚDEZ)  
*Turborotalia cerroazulensis* (COLE)  
*Anomalinoides calymene* (GÜMBEL)  
*Anomalinoides subalpinus* HAGN  
*Planulina costata* (HANTKEN)  
*Cibicides ammophilus* (GÜMBEL)  
*Cibicides eocaenus* (GÜMBEL)  
*Cibicides grimsdalei* NUTTALL  
*Cibicides limbatus* CITA  
*Cibicides truncanus* (GÜMBEL)  
*Cibicides venezuelanus* NUTTALL

Hinzu kommen noch Arten der Gattungen *Involutina*, *Glomospira*, *Trochamminoides*, *Spiroplectammina*, *Robulus*, *Chrysalogonium*, *Marginulina*, *Guttulina*, *Bulimina*, *Entosolenia*, *Rectobolivina* (?), *Uvigerina*, *Stilostomella*, *Eponides*, *Coleites*, *Pullenia* und *Cibicides*. Ostracoden und Fischreste wurden nur selten angetroffen.

Einstufung: Led, Stockletten.

#### Probe 16 (1510):

Fundort: Wenige Meter unterhalb Probe 15, linker Hang.

Lithologie: Gelblichgrauer Kalkmergel aus der Nähe zweier Lithothamnien-Kalkblöcke.

Mikrofauna: Die Zusammensetzung der vorliegenden Fauna läßt auf stärker litorale Absatzbedingungen schließen. Der Schlämmrückstand enthält nämlich zahlreiche Gehäuse von *Neorotalia kallomphalia* (GÜMBEL), *Asterigerina bimammata* (GÜMBEL), *Schlosserina asterites* (GÜMBEL), *Discocyclus* sp. und *Gypsina globulus* (REUSS). In den bisherigen Proben noch nicht aufgefundene Gattungen und Arten sind: *Haplophragmoides*, *Marginulinopsis propinqua* (HANTKEN), *Reussella*, *Discorbis*, *Rotorbinella* und *Alabama* aff. *acutimargo* (HALKYARD)<sup>12</sup>. Die pelagischen Anteile der Fauna sind durch Globigerinen, *Turborotalia centralis* (CUSHMAN & BERMÚDEZ) und „*Globigerinella*“ *micra* (COLE) vertreten. Ferner wurden Übergangsformen zwischen *Turborotalia centralis* und *T. cerroazulensis* (COLE) gefunden.

Einstufung: Wohl Wende Lutet/Led, Stockletten aus nicht zu großer Entfernung von Kalkalgrasen.

<sup>12</sup>) Das einzige vorliegende Gehäuse unterscheidet sich vom Typus der Art durch die schwachgerundete Peripherie. Topotypen aus den obereozänen Blauen Mergeln von Biarritz, Côte des Basques (Probe 876) zeigen einen gekielten Gehäuserand. *A.* aff. *acutimargo* ist offenbar als zeitlicher Vorläufer der französischen Art aufzufassen, da aus dem Led von Varignano bei Riva am Gardasee (HAGN 1956, S. 166) Gehäuse vorliegen, die im Hinblick auf ihre zwar scharfwinkelige, jedoch nicht gekielte Peripherie zwischen den beiden Formen zu vermitteln scheinen.

**Probe 17 (1511):**

**Fundort:** Großer Aufschluß, rechter Hang, unmittelbar unter dem Waldboden. Am Hang verstreut liegen zahlreiche megal- und mikrosphärische Gehäuse von *Assilina exponens* (Sow.).

**Lithologie:** Gelblichgrauer Lithothamnien-Schuttmergel.

**Mikrofauna:** Es liegt eine reiche, großwüchsige, litorale Faunengemeinschaft vor, in der Großforaminiferen überwiegen. Von ihnen konnten nachgewiesen werden: *Nummulites*, *Assilina exponens* (Sow.), *Operculina*, *Heterostegina*, *Discocyclina*, *Asterocyclina*, *Aktinocyclus* und *Eorupertia cristata* (GÜMBEL). Kleinforaminiferen sind ebenfalls nicht selten; erwähnenswert sind folgende Gattungen und Arten:

*Spiroplectammina* (*Semivulvulina*) *guembeli* HAGN  
*Bulimina truncana* GÜMBEL (schlankere Form)  
*Reussella* sp.  
*Discorbinella* sp.  
*Schlosserina asterites* (GÜMBEL)  
*Asterigerina rotula* (KAUFM.)  
*Asterigerina bimammata* (GÜMBEL)  
*Globigerina eocaena* GÜMBEL  
*Globigerinatheka* sp.  
*Turborotalia* sp., Übergangsform zu *T. cerroazulensis* (COLL)  
*Anomalinoidea capitatus* (GÜMBEL)<sup>13)</sup>  
*Cibicides grosserugosus* (GÜMBEL)  
*Cibicides sublobatulus* (GÜMBEL)  
*Gypsina globulus* (REUSS)

Bryozoen gehören ebenfalls zu den häufigeren Fossilien; u. a. wurden die Gattung *Batopora* und „*Lagena bifrons* GÜMBEL“ (1868, S. 29, Taf. 1, Fig. 9 a—b) festgestellt. Die Echinodermenreste verteilen sich auf Echinidenstacheln und *Isocrinus*-Stielglieder. Im Rückstand ist reichlich Lithothamniengrus vorhanden.

**Einstufung:** Oberstes Lutet, litorale Stockletten.

**Probe 18 (1512):**

**Fundort:** Hangeinschnitt SE Gehöft Spirka.

**Lithologie:** Bräunlichgrauer, stocklettenähnlicher Mergel.

**Mikrofauna:** Die reiche, wohlherhaltene, wenn auch vorwiegend etwas kleinwüchsige Fauna entspricht weitgehend den Faunen der Proben 6 und 7, so daß auf sie verwiesen werden kann. Bedeutsam ist wiederum das gemeinsame Auftreten von *Hantkenina longispina* CUSHMAN und Truncorotalien. Von den Sandschalern ist vor allem die Gattung *Plectina* zu nennen.

**Einstufung:** Oberes Lutet, Obere Adelholzener Schichten.

Die Untersuchung von Schlammproben aus den Gräben S Spirka hat demnach den Nachweis von Äquivalenten des höheren Untermaastricht, des oberen bzw. obersten Lutets und des Leds erbracht. Da die untersuchten Gesteine dem nordhelvetischen Faziesraum angehören, können sie als Gerhardsreiter Schichten, Adelholzener Schichten und Stockletten bezeichnet werden. Jüngere Sedimente als Stockletten wurden nicht aufgefunden.

<sup>13)</sup> *Anomalinoidea capitatus* bei HAGN (1956, S. 176, Taf. 16, Fig. 15—16) ist nicht identisch mit „*Rotalia capitata* GÜMBEL“ (1868, S. 75, Taf. 2, Fig. 92 a—c). Es handelt sich vielmehr um *A. calymene* (GÜMBEL), die ihr Autor als „*Rosalina Calymene*“ (1868, S. 80, Taf. 2, Fig. 100 a—c) zuerst beschrieben hat. Beide Arten können nicht miteinander vereinigt werden. Bis zu einer Revision der gesamten Formengruppe (einschließlich von *Cibicides grosserugosus* und *C. sublobatulus*) werden die genannten Arten bei *Anomalinoidea* belassen und ihre Beziehungen zu *Gavelinella* und verwandten Gattungen nicht näher untersucht.

Bevor die Lage der einzelnen Schichten im Profil besprochen wird, seien noch einige fazielle Besonderheiten erwähnt, die Rückschlüsse auf die Ökologie der genannten Ablagerungen zulassen.

Die Gerhardsreiter Schichten haben ziemlich eintönige Sandschaler-Vergesellschaftungen geliefert, die zu den reichen Kalk- und Sandschalerfaunen benachbarter Vorkommen (z. B. der Typlokalität oder des Wehrprofils) in einem deutlichen Gegensatz stehen. Es konnten lediglich Gattungen und Arten mit sehr dichter (teilweise kieseliger?) Kornbindung in der Gehäusewand angetroffen werden wie z. B. die Gattungen *Bathysiphon*, *Haplophragmoides* und *Lituola*. Kalkschalige Foraminiferen ließen sich nur in einer einzigen Probe (1495) beobachten, doch liegen sie entweder als Kiessteinkerne oder, seltener, als Glaukonitsteinkerne vor. Ein Teil der verkiesten Gehäuse läßt eine mehr oder minder fortgeschrittene Auslösung erkennen. Auch die Radiolarien, Kleingastropoden, Pteropoden und Diatomeen sind sämtlich in Pyrit umgewandelt und zeigen nicht einmal mehr Spuren ihrer ursprünglichen Substanz. Fischreste sind dagegen ziemlich häufig. Es haben also sicher Lösungsprozesse in größerem Umfang stattgefunden, sei es nun syngedimentär-diagenetisch, sei es infolge Einwirkung von Atmosphärrillen oder zirkulierender Wässer in späterer Zeit. Am wahrscheinlichsten ist allerdings eine Selektivdiagenese, d. h. eine sehr frühe Auflösung der kalkigen und z. T. auch kieseligen Hartteile. Das bodennahe Wasser muß daher sehr reich an  $\text{CO}_2$  gewesen sein. Hervorzuheben ist ferner der hohe Gehalt an Pyrit, der auf eine bedeutende  $\text{H}_2\text{S}$ -Entstehung schließen läßt. Das Benthos war wahrscheinlich schon primär arm an Gattungen und Arten, da in der Fauna und Flora Formen des Plankton (Kleinforminiferen: *Guembelina*, *Gublerina*, *Pseudotextularia*, *Globigerina*, *Globigerinella*, *Globotruncana*; Radiolarien; Pteropoden und Diatomeen) und des Nekton (Fischreste) überwiegen. Daraus ist zu folgern, daß im Bodenschlamm schon kurz nach der Einbettung der Gehäuse der Kalk aufgelöst und fortgeführt wurde. Alle die genannten Erscheinungen weisen auf einen Stillwasserbereich des Gerhardsreiter Meeres hin, der wahrscheinlich gar keine größere Ausdehnung besessen hat<sup>14)</sup>. Da allerdings auch Glaukonit dem Sediment stellenweise beigemischt ist, kann der Sauerstoffgehalt des Meerwassers unter einen bestimmten Grad nicht abgesunken sein; vielleicht haben auch die bionomischen Verhältnisse innerhalb kurzer Entfernungen erheblich geschwankt (vgl. hierzu BETTENSTAEDT 1949, S. 162—163).

Die Adelholzener Schichten beanspruchen infolge ihrer teilweisen Ausbildung als Fischschiefer ebenfalls eine fazielle Sonderstellung. Zunächst kann gesagt werden, daß die am häufigsten angetroffene Fazies der grünlichgrauen, glaukonitischen Foraminiferenmergel dem höheren Teil der Adelholzener Schichten im Sinne von REIS (1896, S. 24) entspricht. Das sind diejenigen Ablagerungen, die über den eigentlichen Großforaminiferengesteinen mit ihren zahlreichen Assilinen, Nummuliten und Discocyclusen liegen. Ihr Biotop war außerordentlich günstig für die Entfaltung einer reichen Foraminiferengemeinschaft, die sowohl pelagische als auch benthonische Anteile umfaßt. Auf eine gute Durchlüftung und auf eine gewisse Wasserbewegung weist ferner auch der meist hohe Glaukonitgehalt dieser Absätze hin. Die Fischschiefer hingegen enthalten, abgesehen von den zahlreichen Fischresten, nur eine eintönige, vorwiegend pyritisierte Fauna, die sich fast ausschließlich aus Sandschalern (*Bathysiphon*, *Haplophragmoides*), verkiesten kalkschaligen Foraminiferen und Kiessteinkernen von Pteropoden zusammensetzt. Der Schlammrückstand enthält z. T. sehr viel Pyrit. Es drängt sich daher der Vergleich mit der Fazies der weiter oben besprochenen Gerhardsreiter Schichten auf, für die eine Ablagerung in einem wenig bewegten Wasser angenommen wurde. Merkwürdigerweise sind nun aber die grünlichgrauen, glaukonitischen Mergel und die Fischschiefer in ihrem Auftreten nicht scharf voneinander getrennt, sondern kommen z. T. in ein und demselben Handstück vor. So enthalten die fischschieferartigen Gesteine nicht selten resedimentierte „Geröllchen“ des grünlichgrauen Mergels, während anderswärts die glaukonitreichen Mergel Schwarzschieferfetzen einschließen können. Nicht selten sind auch Bohrgänge im Fischschiefer durch foraminiferen- und glaukonitreiche Mergel ausgefüllt. Auch eine Mischfazies zwischen den beiden Ausbildungen wurde beobachtet: ein grünlich-bräunlich-schwärzlicher Mergel, dessen Glaukonitgehalt innerhalb eines Handstücks stark schwanken kann. Man ist daher zu der Ansicht berechtigt, daß Fischschiefer und Glaukonit-

<sup>14)</sup> Demgegenüber nahm DE KLASZ (in GANSS & A. 1956, S. 59) für alle Gerhardsreiter Schichten, also auch für die fossilreiche Ausbildung, eine Ablagerung in einem „nicht sehr tiefen, schlecht durchlüfteten Meeresarm“ an, „der vom offenen Meer mehr oder weniger abgeschlossen war“.

mergel sowohl altersmäßig als auch faziell eng zusammengehören und infolgedessen eine Aufteilung auf verschiedene Schichten nicht möglich ist. Das Zusammenvorkommen dieser beiden faziell so verschiedenartigen Gesteine dürfte damit zu erklären sein, daß die Strömungsverhältnisse zur Zeit der Oberen Adelholzener Schichten stark geschwankt haben, so daß Stillwasserbereiche immer wieder unter den Einfluß sauerstoffreicher Strömungen geraten sind, und umgekehrt. Dabei ist es dann zu Umlagerungen von Sedimenten des einen Faziesraumes in den anderen in noch plastischem Zustand gekommen.

Die Oberen Adelholzener Schichten zeigen aber auch teilweise Anklänge an die Stocklettenfazies. Dies ist dann der Fall, wenn der Glaukonitgehalt abnimmt und die kalkig-mergelige Grundmasse heller gefärbt ist. Derartige Gesteine führen außerordentlich reiche Foraminiferenfaunen, die aber von den Faunen der Stockletten altersmäßig zu unterscheiden sind (S. 55—56).

Die Stockletten weisen keinerlei Besonderheiten auf. Erwähnenswert ist allenfalls, daß den globigerinenreichen Mergeln nicht selten Bänke von Lithothamnien-Kalken eingeschaltet sind.

Bei den Begehungen in den Gräben S Spirka gewinnt man den Eindruck, als handle es sich bei den beschriebenen Aufschlüssen um eine normale Profilverfolgung von Gerhardtsreiter Schichten, Adelholzener Schichten und Stockletten mit Einlagerungen von Lithothamnien-Kalken. Im Bereich der Gerhardtsreiter und Adelholzener Schichten lassen sich allerdings Messungen des Fallens und Streichens nicht sicher durchführen. Die derzeit nördlichsten Aufschlüsse finden sich an der Abrutschstelle S Gehöft Spirka. Die Gerhardtsreiter Schichten sind mehr oder weniger verrutscht und den Hang ein Stück hinabgeglitten. Etwas links unterhalb der Gerhardtsreiter Schichten kommen ebenfalls verrutschte Adelholzener Schichten zum Vorschein. Man beobachtet glaukonitische, z. T. giftgrüne, sandige Mergel, die mit Assilinen und Discocyclus erfüllt sind. Weiter im Süden davon, im Bachbett des E—W verlaufenden Grabens, liegen massenhaft die ausgewaschenen Gehäuse der megalosphärischen Generation von *Assilina exponens* (Sow.). Damit sind auch die großforaminiferenführenden Ablagerungen der Adelholzener Schichten im Profil S Spirka nachgewiesen.

Es muß allerdings angenommen werden, daß innerhalb des Profils Störungen kleineren Ausmaßes auftreten. So wurde z. B. im zweiten südlichen Seitengraben des E—W verlaufenden Grabens zwischen grünlichgrauen, glaukonitischen Kalkmergeln (Probe VII) und schwärzlichgrauen Mergeln der Oberen Adelholzener Schichten (Probe V) eine Störung festgestellt, an der die faziell voneinander abweichenden Gesteine mit scharfem Kontakt aneinanderstoßen. Dennoch dürfte die Frage, ob es innerhalb des beschriebenen Profils zu einer Schichtwiederholung gekommen ist, zu verneinen sein. Es erscheint außerdem ziemlich sicher, daß die im Süden an die Adelholzener Schichten anschließenden Stockletten, die vor allem in dem N—S verlaufenden Graben gut aufgeschlossen sind, eine normale Schichtfolge vom Liegenden ins Hangende darstellen (S. 49—51).

Schließlich sei noch ein Vergleich der eigenen Beobachtungen mit den Geländeerfahrungen und Ansichten anderer Bearbeiter angestellt. Einen Überblick über die verschiedenen Anschauungen vermittelt Tab. 1.

Die von REIS (1895) im Norden der Adelholzener Schichten eingetragenen Pattenauer Schichten konnten nicht aufgefunden werden. Es wurden an der Abrutschstelle lediglich Gerhardtsreiter Schichten festgestellt. Vielleicht hat REIS gewisse stocklettenähnlich ausgebildete Obere Adelholzener Schichten (z. B. im Hangeinschnitt SE Gehöft Spirka) für Pattenauer Schichten gehalten. Die Adelholzener Schichten des E—W verlaufenden Grabens hat REIS richtig erkannt. Die südlich davon angegebenen Gerhardtsreiter Schichten erwiesen sich dagegen als Obere Adelholzener Schichten in Fischschiefer-Fazies. Daraus geht hervor, daß diesem Autor das Auftreten von fischschieferartigen Gesteinen in den höheren Adelholzener Schichten noch nicht bekannt war (vgl. hierzu REIS 1896, S. 24).

Tabelle 1

## Die Deutung des Spirka-Profiles durch die einzelnen Autoren

REIS 1895	DE KLASZ 1953c	GANSS 1956 (Karte)	GANSS 1956 (Profiltaf.)	HAGN 1958
	Adelholzener Schichten	Adelholzener Schichten	Adelholzener Schichten	
Pattenaue Schichten	Stockletten	Stockletten	Stockletten — Störung —	Gerhardtsreiter Schichten
Adelholzener Schichten	Dunkle Mergel des Obereozäns	Gerhardtsreiter Schichten	Gerhardtsreiter Schichten	Adelholzener Schichten
Stockletten	Adelholzener Schichten	Granitmarmor	Adelholzener Schichten	Adelholzener Schichten
Gerhardtsreiter Schichten				
Stockletten mit Einlagerung von Granitmarmor	Stockletten mit Einlagerung von Granitmarmor	Stockletten mit Einlagerung von Granitmarmor	Stockletten mit Einlagerung von Adelholzener Schichten	Stockletten mit Einlagerung von Granitmarmor

DE KLASZ (1953 c) deutete die Adelholzener Schichten des E—W verlaufenden Grabens als höheres Obereozän. Die nördlich davon eingetragenen Stockletten sind offenbar stockletten-ähnlich entwickelte Obere Adelholzener Schichten (vgl. hierzu die Proben 6—7, 18; S. 20, 25). Die noch weiter im Norden davon angegebenen Adelholzener Schichten konnten nicht beobachtet werden; allerdings sind die Aufschlußverhältnisse im nördlichsten Teil des Grabens sehr schlecht.

Die Eintragungen der Originalkarte von DE KLASZ (1953 c)<sup>15)</sup> wurden von GANSS (1956) auf seiner geologischen Karte von Bergen und Umgebung übernommen. Dabei haben sich allerdings Irrtümer bzw. Verwechslungen der Signaturen eingeschlichen. So hat GANSS z. B. die von DE KLASZ für Obereozän gehaltenen dunklen Mergel als Gerhardtsreiter Schichten bezeichnet. Außerdem ist auf der Karte anstelle von Adelholzener Schichten Granitmarmor eingetragen. Auf der Profiltafel liegen die Verhältnisse wieder etwas anders. Hier wurden im Bereich des N—S verlaufenden Grabens die Signaturen für Adelholzener Schichten und Granitmarmor miteinander verwechselt, so daß man den Eindruck erhält, als seien in diesem Profilbereich Stockletten mit Einlagerungen von Adelholzener Schichten (anstelle von Lithothamnien-Kalken) aufgeschlossen. Außerdem wurde auf der Profiltafel im Gegensatz zur Karte zwischen Stockletten und Gerhardtsreiter Schichten eine Störung angenommen. Da zu Blatt Bergen bisher keine Errata erschienen sind, sollen diese Fehler an dieser Stelle richtiggestellt werden.

Zusammenfassend kann demnach folgendes gesagt werden: In den Gräben S Spirka gehören die *Clavulinoides szaboi*-führenden Schichten nicht dem höheren Obereozän, sondern dem Oberen Lutet<sup>16)</sup> an. Die schwarzen Mergel treten weder im Hangenden der Stockletten auf, noch sind sie dem höheren Teil der-

<sup>15)</sup> In der vorliegenden Arbeit wird das Manuskript von DE KLASZ (1953 c) nur dann zitiert, wenn sich Abweichungen gegenüber der gedruckten Fassung seiner Dissertation (DE KLASZ in GANSS & A. 1956) ergeben. Dies wird damit begründet, daß die unveröffentlichte Fassung nicht allgemein zugänglich ist. Ein Zitat der ursprünglichen Fassung erscheint vor allem dann angebracht, wenn die Ergebnisse DE KLASZ' durch den späteren Bearbeiter nicht richtig wiedergegeben worden sind.

<sup>16)</sup> Auf die von DE KLASZ als für Obereozän leitend angegebenen Arten *Hantkenina alabamensis* CUSHMAN und *Bulimina sculptilis* CUSHMAN wird im Zusammenhang mit der Fauna der Oberen Adelholzener Schichten eingegangen (S. 43, 44 usw.).

selben eingeschaltet. Sie zeigen vielmehr eine enge sedimentäre Verknüpfung mit den grünlichgrauen, glaukonitischen Oberen Adelholzener Schichten, so daß eine Abtrennung von denselben nicht möglich ist.

### b. Das Wehrprofil S Siegsdorf

Am linken Ufer der Weißen Traun ist südlich Siegsdorf eine tektonisch stark gestörte Schichtfolge des Nordhelvetikums aufgeschlossen, die an einer steilstehenden Störungsfläche an Ablagerungen der Subalpinen Molasse grenzt. Wenn auch dieser tektonische Kontakt infolge zeitweiliger Überdeckung mit Flußschotter nicht immer sichtbar ist, so kommt den Aufschlüssen nördlich des Traunwehrs doch eine größere Bedeutung zu, da im östlichen Oberbayern derzeit kein weiteres Profil, das einen Einblick in den Grenzbereich Helvetikum/Molasse gewähren würde, zugänglich ist <sup>16a)</sup>.

Das Wehrprofil, wegen der Nähe des alten Schwimmbads von Siegsdorf auch „Schwimmbadprofil“ genannt, war den älteren Autoren noch unbekannt. So enthält die geologische Karte von REIS (1895) an dieser Stelle keine Eintragungen. Allerdings fand der genannte Autor westsüdwestlich davon am Talhang der Weißen Traun ein Profil, in dem helvetisches Eozän an Molasse tektonisch angrenzt. Die Aufschlüsse im Bereich des Wehrprofils wurden zum ersten Mal von KORDIUK (1938, S. 9) beschrieben und in den Grundzügen richtig gedeutet. Nach seinen Beobachtungen folgen auf inoceramenführende kalkige Mergel dunklere Mergel mit kalkigen Sandsteinbänken. Daran schließen im Norden Schichten mit „Orbitoiden“ (= Discocyclinen der heutigen Nomenklatur) an, die von KORDIUK in das Mitteleozän gestellt wurden. Den Abschluß bilden dunkle Mergel, die zunächst noch stark gestört sind, aber allmählich eine ruhigere Lagerung erkennen lassen. Diese Ablagerungen stellen bereits Äquivalente der Unteren Meeresmolasse dar.

In der Folgezeit veröffentlichte GANSS (1951 c, S. 356) eine Deutung des Wehrprofils, die zum Teil auf mikropaläontologischen Untersuchungen des Verfassers beruht <sup>17)</sup>. Danach folgen von S nach N:

Pattenaauer Schichten  
 Gerhardsreiter Schichten  
 — scharfe Erosionsdiskordanz —  
 Lutet in Adelholzener Fazies  
 Stockletten  
 Gerhardsreiter Schichten  
 — Überschiebung —  
 Rupel

Wenig später wurde von HAGN & HÖLZL (1952, S. 15) eine recht ähnlich lautende Gliederung gegeben, die in den Sommermonaten des Jahres 1950 erarbeitet worden war. Die Begründung der Altersbestimmungen erfolgte fast ausschließlich mit Hilfe von Foraminiferen (l. c., S. 16—21, 24—26). Es konnte ferner die Beobachtung gemacht werden, daß die Störung zwischen Helvetikum

<sup>16a)</sup> Seit wenigen Monaten ist der Stollen des Zementwerks Marienstein wieder zugänglich, in dem ebenfalls die Grenze Molasse/Helvetikum aufgeschlossen ist (vgl. hierzu Fußn. 115 a auf S. 188).

<sup>17)</sup> Die Auswertung einer größeren Zahl von Schlammproben erfolgte in der Zeit vom 10. 8.—16. 8. 1950 am Bayerischen Geologischen Landesamt in München. Die Kartierung des Gebietes wurde von GANSS erst im Oktober desselben Jahres durchgeführt (GANSS in GANSS & A. 1956, S. 102).

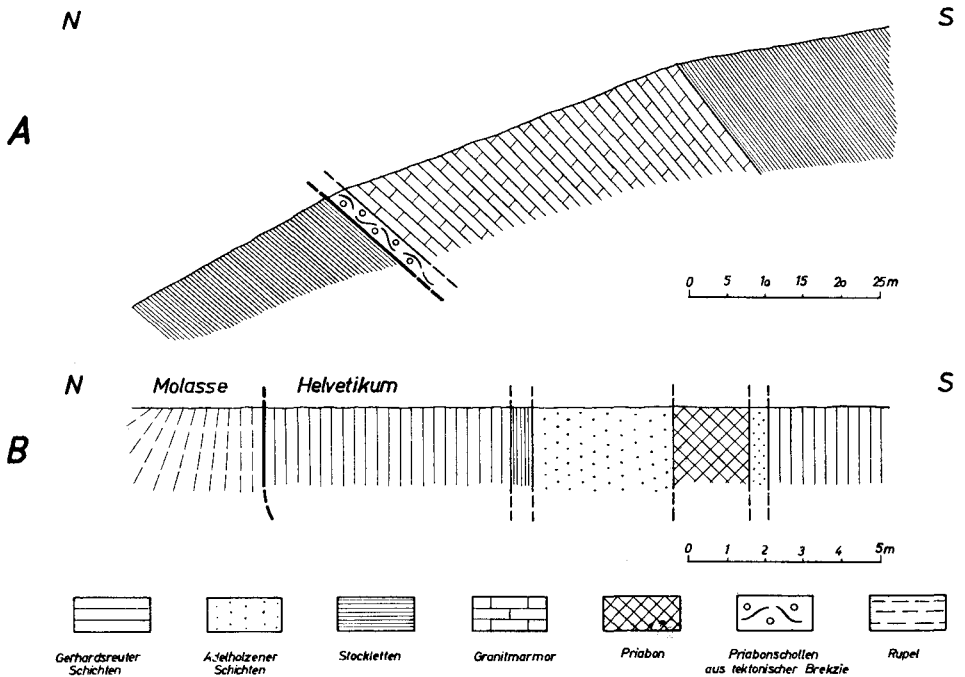


Abb. 2. Teilprofile durch das ostbayerische Helvetikum, welche die Lage der *Clavulinoides szaboi*-führenden Schichten aufzeigen. In Profil A lassen sich diese Ablagerungen des bayerischen Helvetikums nur als einzelne Schollen in einer tektonischen Brekzie nachweisen. In Profil B sind sie zwar anstehend aufgeschlossen, werden aber wahrscheinlich ebenfalls durch tektonische Grenzflächen von den benachbarten Schichtgliedern getrennt. Profil B umfaßt ferner noch den südlichsten Teil der Subalpinen Molasse, die mit tektonischem Kontakt im Norden an das Helvetikum anschließt. — Profil A: Rohrdorfer Bruch bei Sinning, Gebiet von Neubeuern, Untertal (nach HAGN 1954 c). In der schematischen Darstellung sind die Ergebnisse der Neu- begehungen, die der Verfasser in den Jahren 1958 und 1959 durchführte, noch nicht berücksichtigt (vgl. hierzu Fußn. 41 auf S. 57). — Profil B: Wehrprofil („Schwimmbadprofil“) südlich Siegsdorf. Anstelle von „Priabon“ ist in beiden Profilen „Ober-Lutet“ zu lesen.

und Molasse steil steht und daß sowohl die südlichsten Ablagerungen der Molasse als auch die Schichtglieder des Helvetikums tektonisch stark durchbewegt sind und fast saiger einfallen (vgl. hierzu l. c., Abb. 1 auf S. 103).

Im Zusammenhang mit der Darstellung der Geologie des Blattes Bergen lieferte GANSS (in GANSS & A. 1956, S. 102—103) eine ausführlichere Beschreibung desselben Profils mit Mächtigkeitsangaben und einer kurzen lithologischen Charakterisierung. Die wenigen Megafossilfunde wurden ebenfalls berücksichtigt. Der Schichtbestand des Helvetikums umfaßt demnach Pattenauer und Gerhardsreiter Schichten, Lutet in Adelholzener Ausbildung sowie olivgrüne Mergel der Stockletten-Fazies. Die im Norden der Stockletten auftretenden Gerhardsreiter Schichten wurden als eigene Schuppe aufgefaßt. Nördlich der Überschiebung folgt Rupel der Subalpinen Molasse<sup>18)</sup>.

Ein Fund dunkler Mergel mit *Clavulinoides szaboi* (HANTKEN), den der Verfasser im Frühjahr 1956 im Wehrprofil machen konnte (S. 5, 14), regte zu einer Überprüfung der bisher gewonnenen Ergebnisse an. Zu diesem Zweck wurde

<sup>18)</sup> Eine ähnliche Darstellung des Wehrprofils ist in einer jüngst erschienenen Arbeit von ZIEGLER (1959, S. 66) enthalten.

das Wehrprofil zusammen mit Dr. F. OSCHMANN am 5. Mai 1956 noch einmal aufgenommen; da Teile des Profils durch Schotterablagerungen verhüllt waren, mußten die aufschlußlosen Strecken durch Grabungen freigelegt werden. Die Untersuchung zahlreicher Schlammproben führte schließlich zu einer Auffassung, die in Profil B der Abb. 2 auf S. 30 dargestellt ist.

Da das Hauptziel der Neubegungen war, den Bereich der für Priabon gehaltenen *Clavulinoides szaboi*-führenden Schichten von den benachbarten Ablagerungen möglichst scharf abzugrenzen, sollen die folgenden Ausführungen vor allem die Altersfrage dieser Bildungen behandeln. Auf die übrigen Schichtglieder des Wehrprofils wird daher nur dann näher eingegangen, wenn neue Fossilfunde aus diesen Schichten vorliegen oder wenn eine Erörterung ihrer Einstufung unerlässlich ist.

Die P a t t e n a u e r Schichten, die den Südteil des Wehrprofils einnehmen, wurden in Profil B der Abb. 2 nicht mehr erfaßt. Nach HAGN & HÖLZL (1952, S. 17) stellen sie Äquivalente des Obercampan und Untermaastrichts dar. Auch GANSS (1951 c, S. 356) hatte kurze Zeit vorher eine derartige Ansicht vertreten. DE KLASZ (in GANSS & A. 1956, S. 54) gelangte durch mikrofaunistische Untersuchungen dagegen zu dem Ergebnis, daß die Pattenauer Schichten des Siegsdorfer Gebietes ausschließlich dem Unteren Maastricht angehören. GANSS (in GANSS & A. 1956, S. 102) stellte die genannten Ablagerungen trotzdem weiterhin in den Zeitbereich Obercampan—Untermaastricht.

Die Untersuchung der zahlreichen neu aufgesammelten Schlammproben (Nr. 1166—1179) ergab, daß die Einstufung der Pattenauer Schichten als tieferes Untermaastricht durch DE KLASZ wohl zu Recht erfolgt ist. Außerdem wurde diese Altersbestimmung durch Megafossilfunde der letzten Jahre bestätigt. So fand Dr. F. OSCHMANN auf einer gemeinsamen Exkursion mit dem Verfasser vier Rostren einer Belemniten-Art, die Dr. F. SCHMID als „*Belemnella ex gr. lanceolata lanceolata* (SCHLOTH.)“ bestimmte. Die Merkmale der Stücke aus den Pattenauer Schichten weisen nach einer brieflichen Mitteilung des Genannten vom 26. 8. 1957 auf einen sehr tiefen Horizont des Unteren Maastrichts hin<sup>19, 20</sup>). Von stratigraphisch geringer Bedeutung sind dagegen der Fund eines *Ventriculites* sp. (mit Bewuchs von *Dimyodon*), Reste eines tetractinelliden Schwamms sowie Schalenbruchstücke von Austern. In jüngster Zeit konnte die Fossilliste der Pattenauer Schichten noch durch den Zahn eines *Mosasaurus* bereichert werden, der von Oberschüler SPITZ Ende September 1957 13 m nördlich des Wehrs, etwa 20 cm unterhalb des Wasserspiegels, aus dem Anstehenden

<sup>19</sup>) Demgegenüber teilte Dr. H. HILTERMANN dem Verfasser am 11. 11. 1958 freundlicherweise brieflich mit, daß er Proben aus dem Wehrprofil als hohes Obercampan eingestuft hat (Bericht des Amtes für Bodenforschung in Hannover vom 27. 7. 1953). Ausschlaggebend für diese Altersbestimmung ist nach HILTERMANN „die Ausbildung von *Bolivinoidea draco*, die in keinem Falle die für die Gerhardsreuter typische *B. draco* darstellt; stattdessen zeigen diese Formen noch eine Auflösung der Skulptur wie die im Campan verbreitete *Bolivinoidea draco miliaris*“.

<sup>20</sup>) In jüngster Zeit bestimmte ZIEGLER (1959, S. 67) das Alter der Pattenauer Schichten des Wehrprofils als oberstes Obercampan bis tieferes Untermaastricht. Als beweisend für Obercampan führte er *Neoflabellina* aff. *rugosa* (D'ORB.), *Neoflabellina praereticulata* HILTERMANN und *Bolivinoidea draco miliaris* HILTERMANN & KOCH an, während Maastricht durch *Neoflabellina reticulata* (REUSS) und durch *Bolivinoidea draco draco* (MARSSON) nachgewiesen werden konnte (l. c., S. 68).

geborgen und von Herrn H. FRANK der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie u. historische Geologie dankenswerterweise überlassen wurde. Nach einer mündlichen Mitteilung von Dr. K. W. BARTHEL, der den Zahn bestimmt hat, spricht auch dieser Fund mehr für ein Maastricht-Alter der Pattenauer Schichten <sup>21)</sup>.

Die Gerhardsreiter Schichten werden entsprechend ihrer Mikrofauna heute ganz allgemein als Maastricht aufgefaßt (z. B. HAGN & HÖLZL 1952, S. 18—19). DE KLASZ (1953 a, S. 223; DE KLASZ in GANSS & A. 1956, S. 60) konnte das Alter dieser Ablagerungen auf höheres Untermaastricht einengen <sup>22)</sup>. Jüngeres Maastricht wurde von ihm auf Blatt Bergen lediglich von einer einzigen Stelle angegeben (s. unten). Davon abweichend bezeichnete GANSS (in GANSS & A. 1956, S. 102) die Gerhardsreiter Schichten des Wehrprofils, allerdings ohne Nennung von Gründen, als Äquivalente des Oberen Maastrichts.

Am Hang, ca. 100—120 m südwestlich des Wehrprofils, stehen dunkelgraue, milde Mergel mit Resten von Megafossilien an, die eine bezeichnende Foraminiferenfauna der Gerhardsreiter Schichten führen (Proben 1513—1518). Es konnten u. a. *Lituola grandis* (REUSS), *Bolivina incrassata gigantea* WICHER, *Bolivinoidea decorata gigantea* HILTERMANN & KOCH <sup>23)</sup> <sup>24)</sup>, zahlreiche Globotruncanen, Rugoglobigerinen und benthonische Faunenelemente, darunter *Vaginulinopsis silicula* (PLUMMER), festgestellt werden. Auf der geologischen Karte des Blattes Bergen (GANSS 1956) sind in diesem Bereich allerdings Buchecker Schichten eingetragen. Da aber einerseits die Originalkarte von DE KLASZ (1953 c) Gerhardsreiter Schichten angibt und andererseits GANSS (in GANSS & A. 1956, S. 103) in der Profilbeschreibung den Namen Buchecker Schichten überhaupt nicht erwähnt, scheint hier eine Verwechslung der Signaturen vorzuliegen. Eine Richtigstellung dieser Eintragung ist deshalb unerlässlich.

<sup>21)</sup> An dieser Stelle sei Herrn FRANK für die Erlaubnis, über den Fund des Zahnes berichten zu dürfen, nochmals der beste Dank ausgesprochen. Für die Vermittlung dieser Zustimmung möchte der Verfasser Frl. Dr. TH. ZU OETTINGEN-SPIELBERG recht herzlich danken. Besonderer Dank gebührt ferner Dr. K. W. BARTHEL sowie Dr. F. SCHMID für die Bestimmung des Zahnes bzw. der *Belemnella*-Rostren.

<sup>22)</sup> Nach ZIEGLER (1959, S. 70) enthalten die Gerhardsreiter Schichten des Wehrprofils Belemniten. Diese Angabe konnte bislang weder durch Literaturstudium noch durch eigene Beobachtungen bestätigt werden.

<sup>23)</sup> Streng genommen müßte diese Unterart als „*Bolivinoidea decoratus giganteus*“ zitiert werden, da die Endung „-oides“ bzw. „-ides“ heute überwiegend in maskulinem Sinn gedeutet wird (z. B. *Globigerinoides mexicanus*, *Cibicides truncanus* usw.). Andererseits ist aber gerade bei *Bolivinoidea* die weibliche Form des Art- bzw. Unterartnamens im Schrifttum besonders häufig. Auf derartige Unstimmigkeiten in der Nomenklatur haben vor allem R. RICHTER (1948, S. 112—113) und BARTENSTEIN (1950, S. 79—80) hingewiesen. Es sei in diesem Fall der Vorschlag R. RICHTERS (1948, S. 112) befolgt, „die vorhandenen weiblichen Formen im Zweifel zu bewahren, in der Erwartung, daß die erstrebte allgemeine Femität der Art-Namen . . . bald legalisiert werden möchte“. Diejenigen Gattungen, deren Name auf „-opsis“ endigt (z. B. *Marginulinopsis*, *Vaginulinopsis* u. a.), werden allerdings abweichend von BARTENSTEIN (1950, S. 80) als weiblich angesehen, da das griechische Wort „opsis“ („das Aussehen“, „das Äußere“) weiblichen Geschlechts ist (LANGENSCHIEDTS Taschenwörterbuch, Griechisch/Deutsch, 22. Auflage, S. 325, 1953).

<sup>24)</sup> Auf eine Anfrage hin erhielt der Verfasser von Dr. O. KRAUS, Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft, Frankfurt a. M., folgende Auskunft (Karte vom 2. 2. 1959): „Die ICZN hat soeben mit Declaration 40 über das Geschlecht von Gattungsnamen mit den Endungen „-ides“, „-ites“ und „-oides“ entschieden. Derartige Namen sind in jedem Falle als maskulin zu behandeln.“ Es muß also in Zukunft „*Bolivinoidea decoratus giganteus*“ heißen. Für seine Bemühungen möchte der Verfasser Dr. O. KRAUS hiermit seinen besten Dank aussprechen.

Die Gesteinsausbildung des soeben erwähnten Vorkommens erinnert stark an graue, faziell den Pattenauer Schichten entsprechende Mergel, die südlich Adelholzer aufgeschlossen sind (GANSS & A. 1956, S. 69). Sie enthalten die Fauna der Gerhardsreiter Schichten und zeichnen sich nach GANSS u. a. durch das Auftreten von „*Haplophragmium*“ *grande* (REUSS) [= *Lituola*], „*Bolivina*“ *decorata gigantea* (HILTERMANN & KOCH) [= *Bolivinoidea*] und *Globotruncana mayaroensis* BOLLI aus. DE KLASZ (in GANSS & A. 1956, S. 55, 60) stufte diese Mergel, die er als Übergangsfazies zwischen Pattenauer und Gerhardsreiter Schichten auffaßte, als höheres Maastricht bzw. Obermaastricht ein und hielt sie für jünger als die Gerhardsreiter Schichten der Typlokalität. Die dunkelgrauen Mergel der Aufschlüsse südwestlich des Wehrprofils könnten durchaus diesen höheren Gerhardsreiter Schichten angehören; die vorliegenden Mikrofaunen liefern allerdings keinerlei Beweise für ein Obermaastricht-Alter. Es dürfte sich vielmehr noch um höchstens Untermaastricht handeln (vgl. hierzu S. 75—76).

Die Adelholzener Schichten sind nach GANSS (1951 c, S. 356) von den Gerhardsreiter Schichten durch eine scharfe Erosionsdiskordanz getrennt. Auch DE KLASZ (in GANSS & A. 1956, S. 61) hielt eine derartige Diskordanz für wahrscheinlich. Eigene Beobachtungen lassen indes auf einen tektonischen Kontakt schließen, da der südlichste Teil der Adelholzener Schichten tektonisch stark durchbewegt ist (vgl. hierzu Abb. 2 auf S. 30). Die glaukonitischen, assilinenführenden Gesteine lassen jedenfalls zahlreiche Harnische und sekundäre Kalzitausscheidungen erkennen. Von den übrigen Adelholzener Schichten, die im Norden an Stockletten angrenzen, sind meist nur die härteren, glaukonitreichen Assilinen-Kalke aufgeschlossen. Abgesehen von Assilinen führen sie Nummuliten und Discocyclinen. Diese widerstandsfähigen Bänke lassen sich bis in das Flußbett der Weißen Traun verfolgen, während die sandig-mergeligen, gelegentlich ziemlich dunkel ausgebildeten Anteile der Adelholzener Schichten am Uferstrand nur in einer schmalen Zone austreten und auch da meist durch Schutt und Vegetation verdeckt sind. Erwähnenswert ist, daß eine harte glaukonitische Kalkbank zahlreiche riesenwüchsige Assilinen einschließt, die einen Durchmesser bis zu 3,8 cm erreichen (Handstück E 859 GF). Sowohl dieses Größenwachstum als auch die Ausbildung der übrigen Merkmale lassen einen Vergleich mit *Assilina gigantea* DE LA HARPE zu<sup>25)</sup>.

Die Assilinen-Nummuliten-Kalke der Adelholzener Schichten wurden von DE KLASZ (in GANSS & A. 1956, S. 62) für Riffbildungen gehalten, die mit Mergeln verzahnt sein können. Auch GANSS (in GANSS & A. 1956, S. 69—72) verwendete wiederholt den Ausdruck „Nummulitenriffe“. Dagegen ist einzuwenden, daß Nummuliten, Assilinen oder auch andere Großforaminiferen allein keine Riffe aufzubauen vermögen, da sie, von seltenen Ausnahmen abgesehen, ja nicht zum sessilen Benthos gehören, wie z. B. die Anthozoen und bestimmte Hydrozoen. Allerdings leben manche Großforaminiferen in der Nähe von echten Riffen und tragen so in bescheidenem Ausmaß zum Aufbau der Riffgesteine im weiteren Sinne bei. Die Großforaminiferengesteine der Mittleren Adelholzener Schichten stellen nichts anderes dar als einen zusammengeschwemmten Schalen- bzw. Gehäuseschutt, der z. T. postmortal durch Strömungen oder durch den Wellenschlag sortiert wurde. Sie haben daher mit Riffen genetisch nicht das geringste zu tun. Will man den Ausdruck „Nummulitenriff“ daher trotzdem verwenden, so kann dies nur in morphologischer Hinsicht geschehen, insofern nämlich, als die harten, widerstandsfähigen Assilinen- und Nummuliten-Kalke aus den sie umgebenden weicheren Mergeln oder auch aus diluvialen oder alluvialen Hüllgesteinen „riffartig“ herausragen. Aber glücklich ist auch dieser Ausdruck nicht<sup>26)</sup>.

<sup>25)</sup> Dr. H. SCHAUB, dem der Verfasser eine Probe dieses Vorkommens überlassen hat, teilte am 20. 6. 1959 freundlicherweise mündlich mit, daß er die vorliegende Art zur Gruppe der *Assilina exponens* (Sow.) stellt (vgl. hierzu Fußn. 52 b auf S. 76).

<sup>26)</sup> Zu beanstanden ist ferner der Ausdruck „bankige Lithothamnienriffe“ (GANSS 1951 c, S. 356), da sich Bank- und Riff-Fazies gegenseitig ausschließen. Vgl. hierzu die Ausführungen über Riffe und verwandte Bildungen von ROSSI & SEMENZA (1958).

Die Stockletten zeigen weder fazielle noch faunistische Besonderheiten. Eine neu aufgesammelte Schlammprobe (Nr. 1198) enthält *Bulimina truncana* GÜMBEL. Auch die Ablagerungen des Rupels können hier übergangen werden, da sie bereits von HAGN & HÖLZL (1952, S. 24—26) eingehend beschrieben worden sind. Nachzutragen ist allenfalls, daß in der Nähe des Kontaktes Helvetikum/Molasse einzelne Stücke einer stark gefältelten, mit Pyrit durchsetzten Pechkohle gefunden wurden, die wohl von Treibholz herühren. Das einbettende Gestein ist nach Aussage der reichen Mikrofauna marin (Probe 1003).

Die *Clavulinoides szaboi*-führenden Schichten sind als schwärzliche, glaukonitische Mergel ausgebildet, die den Gerhardtsreiter Schichten zum Verwechseln ähnlich sehen. Ihre Mikrofauna ist außerordentlich reich und zeichnet sich durch zahlreiche großwüchsige Faunenelemente aus (Taf. 1, Bild 1). An stratigraphisch wichtigen oder das Faunenbild bestimmenden Gattungen und Arten können angegeben werden (Probe 1045):

*Clavulinoides szaboi haeringensis* CUSHMAN  
*Tritaxilina pupa* (GÜMBEL)  
*Plectina eocenica* CUSHMAN  
*Marginulinopsis infracompresa* THALMANN  
*Vaginulinopsis asperuliformis* (NUTTALL)  
*Nodosaria latejugata* GÜMBEL  
*Uvigerina chirana* CUSHMAN & STONE  
*Truncorotalia* sp.  
*Turborotalia* sp.

Hinzu kommen noch Arten der Gattungen *Robulus*, *Dentalina*, *Stilostomella*, *Planulina* und *Cibicides*. Seeigelstacheln und Fischzähne stellen sich ebenfalls ein. Ähnliche Faunen wurden auch in den Proben 1191—1194 beobachtet.

Ein Vergleich der Mikrofauna der *Clavulinoides szaboi*-führenden Schichten des Wehrprofils mit entsprechenden Faunen der Gräben S Spirka zeigt eine so weitgehende Übereinstimmung, daß ihre frühere Einstufung in das Priabon (S. 5, 14) aufgegeben werden muß. Die in den genannten Gräben gemachten Erfahrungen berechtigen dazu, auch die schwarzen Mergel des Wehrprofils als Obere Adelholzener Schichten und damit als Oberes Lutet<sup>10)</sup> anzusprechen. An sich müßte man natürlich erwarten, daß diese nunmehr als Mitteleozän erkannten Ablagerungen unmittelbar im Süden der Stockletten aufgeschlossen wären. Daß dies nicht der Fall ist, läßt sich allerdings mit der starken tektonischen Beanspruchung des Wehrprofils ausreichend erklären. Man muß nämlich annehmen, daß, wenn nicht alle, so doch die meisten Schichtglieder dieses Profils an tektonischen Flächen aneinandergrenzen. Dies gilt mit Sicherheit für den Kontakt Gerhardtsreiter/Adelholzener Schichten, Stockletten/Gerhardtsreiter Schichten und erst recht für das Verhältnis von Gerhardtsreiter Schichten zum Rupel der Subalpinen Molasse. Aber auch innerhalb der Adelholzener Schichten scheinen Störungen zu liegen, denn der südlichste Teil der Adelholzener Schichten, der nur eine Mächtigkeit von ca. 30 cm aufweist, macht geradezu den Eindruck eines ausgequetschten und tektonisch reduzierten Schichtglieds. Ursprünglich haben die Pattenauer, Gerhardtsreiter und Adelholzener Schichten sowie die Stockletten zweifellos ein normales Profil gebildet, das aber bei der späteren Anpressung des Nordhelvetikums an die Molasse vor allem in seinen jüngeren Teilen in Unordnung geraten ist. Im Verlauf dieses Geschehens wurden die

mergelig ausgebildeten Oberen Adelholzener Schichten zwischen die härteren Assilinen- und Nummuliten-Kalke der Mittleren Adelholzener Schichten eingeklemmt, und auch die Stockletten, von denen nur mehr ein verschwindend geringer Teil ihrer primären Mächtigkeit vorliegt, gelangten an ihren heutigen Platz zwischen Gerhardsreiter und Adelholzener Schichten.

Abschließend seien daher zwei wichtige Ergebnisse festgehalten. Einmal ist es zur Gewißheit geworden, daß auch die *Clavulinoides szaboi*-führenden Schichten des Wehrprofils nicht dem Priabon, sondern dem Oberen Lutet angehören. Zum andern ergibt sich daraus die Feststellung, daß auch in diesem Teil des Nordhelvetikums die jüngsten Ablagerungen als Stockletten vorliegen. Damit vergrößert sich naturgemäß der zeitliche Abstand zwischen dem helvetischen Eozän und den ältesten Molassebildungen, eine Tatsache, auf die in späteren Abschnitten dieser Arbeit noch zurückzukommen sein wird (S. 49, 59).

### c. Das Gebiet von Neubeuern a. Inn

In einem früheren Kapitel dieser Arbeit wurde bereits darauf hingewiesen, daß die *Clavulinoides szaboi*-führenden Schichten im Raum von Neubeuern (Unterinntal) bislang nicht anstehend aufgefunden werden konnten (S. 14). Ihr Nachweis beschränkte sich auf das Vorkommen einzelner Mergelschollen in einer tektonischen Brekzie des Rohrdorfer Bruchs bei Sinning (Profil A der Abb. 2 auf S. 30)<sup>27</sup>. Eine neuerliche Durchsicht von Schlammproben dieser Ablagerungen (Proben 1162—1163) ergab eine große Ähnlichkeit der Fauna mit dem Fossilinhalt der schwarzen Mergel aus den Gräben S Spirka und des Wehrprofils; fast alle kennzeichnenden Arten konnten wiedergefunden werden. So führt die Probe 1163 nicht selten Gehäuse von *Bulimina truncana jacksonensis* n. ssp., einer Unterart, die in den Gräben S Spirka stellenweise sehr häufig auftritt (S. 18 usf.). Diese Feststellung zwingt zu dem Schluß, daß auch die tektonische Brekzie des Rohrdorfer Bruchs keine Komponenten priabonen Alters enthält, sondern daß wiederum mitteleozäne Ablagerungen vorliegen, die dem höheren Teil der Adelholzener Schichten entstammen.

Bei der Kartierung der helvetischen Zone von Neubeuern a. Inn war es dem Verfasser seinerzeit nicht möglich, die *Clavulinoides szaboi*-führenden Ablagerungen in eine Verbindung mit den Adelholzener Schichten zu bringen, da dafür alle Hinweise fehlten. Soweit die Aufschlüsse eine derartige Beobachtung zuließen, setzt sich das Profil der Adelholzener Schichten vom Liegenden zum Hangenden aus Grünsandsteinen, Kalken und Mergeln zusammen (HAGN 1954 c, S. 42, 69). Am besten sind die Mittleren Adelholzener Schichten aufgeschlossen, da die meist kalkreichen und damit härteren Assilinen-Nummuliten-Disco-cyclinen-Gesteine die quartäre Hüllschicht mehrfach durchstoßen. Sie stellen einen ausgezeichneten Leithorizont dar, der sowohl faziell als auch faunistisch scharf umrissen ist (vgl. hierzu HAGN 1955 c, Taf. 61, Bild 1—2). Die Oberen Adelholzener Schichten waren vor einigen Jahren nur in den Gräben am N-Hang des Kirchbergs aufgeschlossen; sie liegen als grüngraue, mehr oder weniger verfestigte, schwach sandig-glaukonitische, kalkhaltige Mergel vor

<sup>27</sup> Im Bereich des Rohrdorfer Bruchs und seiner Umgebung wurden vom Verfasser am 29. 9., 30. 9., 1. 10. und 27. 10. 1958 sowie am 8. 10. 1959 Neubegehungen und Aufsammlungen von Schlammproben durchgeführt. Eine Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse findet sich in Fußn. 41 auf S. 57.

(HAGN 1954 c, S. 42; vgl. hierzu S. 41, 43—45, 69, 82). Da die Aufschlußverhältnisse infolge der mächtigen Überdeckung ziemlich schlecht sind, konnte kein durchgehendes Profil entnommen werden. Schwärzliche Mergel ließen sich nirgends beobachten.

Durch die stratigraphischen Neuerkenntnisse angeregt, wurde am 10. 7. 1958 versucht, die *Clavulinoides szaboi*-führenden Anteile der Adelholzener Schichten auch am Kirchberg nachzuweisen. Die Begehungen konzentrierten sich daher auf den Oberlauf der beiden Gräben, da die Oberen Adelholzener Schichten in diesem Bereich entweder aufgeschlossen sind oder vermutet werden können. Um auch von aufschlußlosen Stellen Schlämmpfropfen zu bekommen, wurde ein Bohrstock von 1 m Länge verwendet. Allerdings lieferten die meisten Bohrversuche nur sandigen Lehm der quartären Überdeckung. Die Bearbeitung der neu aufgesammelten Proben erbrachte folgende Ergebnisse:

#### Probe 1520:

Fundort: Kirchberg, westlicher Graben, Oberlauf, linker Grabenrand.

Lithologie: Gelblicher bis grünlichgrauer, glaukonitführender, kalkiger Mergel.

Mikrofauna: Die reiche, teilweise etwas kleinwüchsige Fauna enthält an planktonischen Foraminiferen Globigerinen, Truncorotalien und *Truncorotaloides topilensis* (CUSHMAN). Das Benthos setzt sich aus zahlreichen sand- und kalkschaligen Formen zusammen. Ein Teil der Fauna läßt einen litoralen Einschlag erkennen: es fanden sich Milioliden (*Quinqueloculina*), Polymorphiniden (*Guttulina*), große Nodosarien (*N. latejugata* GÜMBEL), großwüchsige Robuli, Operculinen, Discocyclinen, viele *Cibicides* und die sessile Gattung *Karveria*. Daneben wurden noch folgende Gattungen beobachtet: *Spiroplectammina*, *Siphotextularia*, *Gaudryina*, *Plectina*, *Cylindroclavulina*, *Marginulinopsis*, *Lagena*, *Bulimina*, *Bolivina*, *Hopkinsina*, *Angulogerina* und *Anomalinoidea*. Der Schlammrückstand ist reich an Glaukonitsteinkernen von Kleinforaminiferen. Das Faunenbild wird ferner durch Bryozoen, Pteropoden (in der Erhaltung als Glaukonitsteinkerne), Ostracodenschälchen und Fischreste ergänzt.

Einstufung: Oberes Lutet, Obere Adelholzener Schichten.

#### Probe 1522:

Fundort: Kirchberg, östlicher Graben, Oberlauf. Die Probe wurde einem künstlichen Aufschluß von ca. 80 cm Tiefe, der wohl von Forstarbeitern angelegt worden ist, entnommen.

Lithologie: Schwärzlichgrauer, bräunlich angewitterter, feinstglimmeriger, weicher Mergel.

Mikrofauna: Die pelagischen Faunenelemente werden durch Globigerinen, *Globigerinoides index* FINLAY, *Truncorotalia* und *Truncorotaloides topilensis* (CUSHMAN) vertreten. An benthonischen Formen sind vor allem *Clavulinoides szaboi* (HANTKEN), *Plectina* sp., große Robuli, stark skulptierte Gehäuse von *Vaginulinopsis*, *Nodosaria latejugata* GÜMBEL und großwüchsige *Cibicides*-Arten als besonders häufig zu nennen.

Einstufung: Oberes Lutet, Obere Adelholzener Schichten.

#### Probe 1523:

Fundort: Kirchberg, westlicher Graben, Oberlauf, mehrere Meter grabenaufwärts von Probe 1520.

Lithologie: Teils schwärzlichgrauer, teils mittelgrauer Mergel, z.T. stärker angewittert und durch Quartär verunreinigt. Die Probe 1523 stellt eine Sammelprobe aus drei Handbohrungen dar, die in einer Entfernung von ca. 5 m voneinander gezogen wurden.

Mikrofauna: Es liegt eine Mischfauna vor, die sowohl Faunenelemente der Pinswanger Schichten (Unteres Obercampan) als auch solche der Oberen Adelholzener Schichten (Oberes Lutet) enthält. Offenbar haben die einzelnen Handbohrungen Ablagerungen verschiedenen Alters angetroffen. Die Fauna der Oberen Adelholzener Schichten ist hauptsächlich durch das Auftreten von *Clavulinoides szaboi* (HANTKEN), *Plectina* sp., *Bulimina truncana jacksoniformis* n. ssp., *Truncorotalia*, *Operculina* und Discocyclinenresten gekennzeichnet. Außerdem wurden Glaukonitsteinkerne von Kleinforaminiferen festgestellt.

Einstufung: siehe oben.

Als wichtigstes Ergebnis ist zunächst hervorzuheben, daß nunmehr auch am Kirchberg schwärzliche Mergel mit *Clavulinoides szaboi* aufgefunden werden konnten. Sodann ist darauf hinzuweisen, daß die Probe 1522 lithologisch eine große Ähnlichkeit mit den dunklen Mergeln der tektonischen Brekzie des Rohrdorfer Bruchs besitzt, während faunistisch keinerlei Unterschiede ermittelt werden können. Auch die mit Kreide und Quartär vermengte Bohrprobe 1523 hat wichtige Faunenelemente der Oberen Adelholzener Schichten geliefert, so u. a. *Bulimina truncana jacksonensisformis* n. ssp. Das Alter der untersuchten Gesteine ist wiederum als höheres Mitteleozän zu bestimmen. Damit kann als erwiesen gelten, daß auch am Kirchberg bei Neubeuern a. Inn die *Clavulinoides szaboi*-führenden Ablagerungen dem stratigraphischen Bereich der Oberen Adelholzener Schichten angehören.

Über die Lage der schwarzen Mergel im Profil der Oberen Adelholzener Schichten kann infolge der schlechten Aufschlußverhältnisse allerdings keine beweiskräftige Aussage gemacht werden. Es ist jedoch als sehr wahrscheinlich anzunehmen, daß die dunklen Mergel der Probe 1522 etwas jünger sind als die grünlichgrauen Mergel der Probe 1520. Diese Annahme beruht auf der Vorstellung, daß das Nordhelvetikum des Kirchbergs eine flache Mulde bildet, deren Nordflügel wenigstens im westlichen der beiden Nordgräben eine normale Schichtfolge von Pinswanger Schichten und Adelholzener Schichten zeigt (HAGN 1954 c, S. 83). Der Umstand, daß im Oberlauf des westlichen Grabens in enger Nachbarschaft mit Oberen Adelholzener Schichten Pinswanger Schichten angetroffen wurden, macht allerdings die Annahme einer WSW—ENE verlaufenden Störung notwendig, an der die *Clavulinoides szaboi*-führenden Mergel des Nordflügels im Süden an eine kleine Schuppe von Pinswanger Schichten und Adelholzener Schichten angrenzen. Dieselbe Schuppe wurde bereits bei der Kartierung im Oberlauf des östlichen Grabens, nahe der Straße Rohrdorf—Sachsenkam, erfaßt, seinerzeit aber noch als Aufwölbungszone gedeutet (HAGN 1954 c, S. 83). Die bei der Feldarbeit gemachten Beobachtungen ließen nämlich das Vorhandensein größerer Störungen im Nordteil der nordhelvetischen Mulde als unwahrscheinlich erscheinen, doch mußte eingeräumt werden, daß die Mulde in sich etwas verbogen ist. Ferner konnte die Vorstellung einer „zerbrochenen Großmulde“ nicht ganz von der Hand gewiesen werden (HAGN 1954 c, S. 85). Im Bereich des östlichen Grabens ist sicherlich mit weiteren kleineren Störungen zu rechnen, deren Lage und Verlauf aber aus den wenigen Aufschlüssen nicht eindeutig zu entnehmen ist.

Zur Ergänzung wurde im Mittellauf des östlichen Grabens ein bräunlicher, glimmeriger, schwach glaukonitischer, mergeliger Sandstein aufgesammelt und auf seinen Mikrofossilinhalt untersucht (Probe 1521). Die spärliche und schlecht erhaltene Foraminiferenfauna enthält an pelagischen Faunenelementen Globigerinen und, wenn auch sehr selten, kleine Truncorotalien. Das Benthos ist durch das Vorkommen von *Spiroplectamina* (*Semivulvulina*) *dalmatina* (DE WITT PUYT), *Clavulinoides szaboi* (HANTKEN) sowie durch Arten der Gattungen *Robulus*, *Vaginulinopsis*, *Uvigerina* und *Cibicides* gekennzeichnet. Nicht selten sind Glaukonitsteinkerne und Kleinforaminiferen. Ostracoden und Echinidenstacheln gehören dagegen zu den selteneren Bestandteilen der vorliegenden Fauna.

Obwohl man zunächst versucht ist, auch die Probe 1521 als Obere Adelholzener Schichten zu bestimmen, und zwar vor allem mit Rücksicht auf *Clavulinoides szaboi*, erscheint doch eine andere Deutungsmöglichkeit als zutreffender. Es handelt sich mit großer Wahrscheinlichkeit um eine sandige Randfazies der Stockletten, die der Verfasser seinerzeit in den Gräben am Nordfuß des Kirch- und Fadenbergs sowie im Rohrdorfer Bruch ausscheiden konnte (HAGN 1954 c, S. 46—48). Man hat es hierbei wohl überwiegend mit Stockletten zu tun, die im Profil sehr tief liegen und nicht wesentlich jünger als die höchsten Adelholzener Schichten sind. Gegen eine Deutung als Obere Adelholzener Schichten spricht nämlich der teilweise beträchtliche Feinsandgehalt, der in diesen Ablagerungen bislang nicht festgestellt werden konnte. Die sandigen Stockletten können stellenweise in bräunlich gefärbte, feinkörnige, mergelig gebundene und daher mürbe Sandsteine übergehen. Der Glaukonitgehalt ist, von Ausnahmen abgesehen, gering. Die sandige Randfazies der Stockletten, die auf eine Zufuhr feinklastischen terrigenen Materials aus dem Norden zurückzuführen ist (l. c., S. 70), ist bisher nur aus dem Gebiet von Neubeuern a. Inn bekannt. Diese fazielle Eigenart mag die Ursache dafür sein,

daß das Nordhelvetikum des genannten Gebiets auffallend arm an Lithothamniën-Kalken ist, die sonst regelmäßig im Gefolge der Stockletten auftreten. So konnte der Verfasser im überschobenen Nordhelvetikum des Rohrdorfer Bruchs, also im Liegenden der tektonischen Brekzie, lediglich eine ca. 0,25 cm mächtige Lithothamniën-Schuttkalkbank auffinden, die dort den Globigerinen-Mergeln eingelagert ist (l. c., S. 86; vgl. hierzu S. 79)<sup>28)</sup>. Offenbar mieden die Lithothamniënrassen die feinsandreiche Fazies des nordhelvetischen Meeres, da ihnen dieses Biotop nicht zusagte.

Zu den sandigen Stockletten gehört offenbar auch eine Probe, die der Verfasser am 28. 6. 1958 in einem neu angelegten Aufschluß östlich des Rohrdorfer Bruchs (Stadlerbruch) aufgesammelt hat (Probe 1494). Die schwärzlichgrauen, feinsandigen, feinglimmerigen, schwach glaukonitischen, harten Mergel führen wiederum eine nur mäßig reiche und schlecht erhaltene Foraminiferenfauna. Vor allem die Kalkschaler sind stärker verdrückt und korrodiert. Globigerinen sind verhältnismäßig häufig, sehr selten sind dagegen kleine Truncorotalien anzutreffen. Die Gattung *Hantkenina* ist nur durch ein einziges Gehäuse, das sich eng an *H. longispina* CUSHMAN anschließt, vertreten. Unter den Sandschalern sind *Spiroplectammina* (*Semivulvulina*) *dalmatina* (DE WITT PUYT), *Clavulinoïdes szaboi* (HANTKEN) und *Plectina* sp. zu nennen. Alle übrigen Kalkschaler lassen sich infolge des schlechten Erhaltungszustandes nicht näher bestimmen. Einige Gehäuse von Kleinforaminiferen liegen als Glaukonitsteinkerne vor. Fischreste stellen sich nicht selten ein.

Leider reichen die Aufschlußverhältnisse nicht aus, um die räumlichen und zeitlichen Beziehungen zwischen den sandigen Stockletten und den Oberen Adelholzener Schichten noch schärfer erfassen zu können. Man kann aber mit einiger Berechtigung annehmen, daß die sandige Nordfazies, abgesehen von geringmächtigen, feinstsandigen Lagen in den höheren Profilteilen (HAGN 1954 c, S. 48, 86), auf die älteren Stockletten beschränkt ist, da sich deren Fauna noch eng an die der Oberen Adelholzener Schichten anschließt und wie diese als höheres Lutet bestimmt werden muß<sup>10)</sup>. Auch konnte sie bisher nur in den nördlichsten Aufschlüssen des Gebietes nachgewiesen werden<sup>29)</sup>. Von Bedeutung ist ferner, daß die in den Oberen Adel-

<sup>28)</sup> Neuere Aufschlüsse zeigen, daß die Mächtigkeit dieser Kalkbank nicht beständig ist, sondern nach W zu anschwillt. Einige Meter westlich des Brucheingangs (südlich des Ofenhauses) mißt sie bereits 1,50 m; die Bank selbst ist in drei Teilbänke aufgespalten, die durch Mergellagen voneinander getrennt sind. Wenige Meter weiter im W ist die Lithothamniën-Kalkbank kompakt; ihre Mächtigkeit beträgt rund 2 m. Das Gefüge des Kalkes ist ebenfalls einigem Wechsel unterworfen. Teils ist er als grobstruierter, schwach rosafarbener Granitmarmor ausgebildet, teils liegt er als grauer bis grünlichgrauer, fein- bis mittelkörniger Lithothamniën-Schuttkalk vor, der häufig von glaukonitischen Schnüren durchzogen ist und größere Lithothamniën-Knollen sowie Geröllchen eines bläulichgrauen, riffschuttartigen Gesteins einschließt. Im Stadlerbruch konnte bis jetzt kein Lithothamniën-Kalk festgestellt werden; lediglich eine einzige Schlammprobe (1543) ließ einen stärker litoralen Einschlag erkennen (großwüchsige Sand- und Kalkschaler, Großforaminiferen, Bryozoen, Lithothamniëngrus u. a.). Da der in Rede stehende Lithothamniën-Kalk des Rohrdorfer Bruchs nach O rasch auskeilt, ist anzunehmen, daß die litoralen Stockletten des Stadlerbruches die östlichen Ausläufer dieser Kalkbank darstellen. In den höheren Profilteilen konnten im Rohrdorfer Bruch noch zwei weitere Lithothamniën-Kalkbänke von geringer Mächtigkeit beobachtet werden. Von Bedeutung ist, daß diese Algenkalkke niemals im Bereich der sandigen Stockletten, sondern in jedem Fall in deren sandarmen bzw. sandfreien Hangendschichten auftreten (vgl. hierzu Fußn. 41 a auf S. 58).

<sup>29)</sup> Neubeggehungen, die der Verfasser am 1. 10. und 27. 10. 1958 im Bereich des Rohrdorfer und Stadlerbruchs sowie in deren Umgebung durchgeführt hat, ergaben ebenfalls, daß die feinsandige Ausbildung auf den tieferen Teil der Stockletten des Nordhelvetikums beschränkt ist. Besonders gute Aufschlüsse bietet derzeit der Stadlerbruch östlich des Rohrdorfer Bruchs. An der Basis (Eingang zum Bruch) liegt ein ca. 5 m mächtiger, hellolivgrauer bis dunkelgrünlichgrauer, feinstglimmeriger, teilweise sehr glaukonitreicher, häufig schlierig struierter, feinkörniger Mürlsandstein mit mergeligem Bindemittel. Darüber folgen graue bis dunkelgraue, seltener schwärzliche, feinstsandige Mergel, die in den tieferen Lagen z. T. außerordentlich reich an Glaukonit sind. Manchmal sind die Glaukonitkörner geradezu nesterartig angereichert. Schlammproben dieser Mergel (Proben 1534—1542) lieferten durchwegs reiche, doch meist nur mäßig erhaltene Foraminiferenfaunen, in denen *Globigerinoides index* FINLAY z. T. nicht selten

holzener Schichten stellenweise überaus häufige *Clavulinoides szaboi* auch in den „sandigen“ Stockletten vorkommt, so daß die in den bisherigen Abschnitten der vorliegenden Arbeit verwendete Gleichung „*Clavulinoides szaboi*-führende Schichten = Obere Adelholzener Schichten“ nicht mehr ganz zutrifft.

Ein weiterer Versuch, dunkle Mergel mit *Clavulinoides szaboi* (HANTKEN) im Bereich der Oberen Adelholzener Schichten aufzufinden, wurde an der Straße Rohrdorf—Langweid gemacht, zumal an dieser Stelle eine ungestörte Schichtfolge Pinswanger Schichten — Adelholzener Schichten — Stockletten erwartet werden kann (HAGN 1954 c, S. 83). Da auch an diesem Fundort die quartäre Überdeckung ziemlich mächtig ist, war es nicht möglich, ein durchgehendes Profil aufzunehmen. Vor allem die weicheren Gesteine der Schichtfolge liegen unter den Ablagerungen des Rosenheimer Sees begraben. Wic schon am Kirchberg, wurde auch an der Straße Rohrdorf—Langweid versucht, mit Hilfe eines Bohrstocks wenigstens Bohrproben aus dem Grenzbereich Obere Adelholzener Schichten/Stockletten zu gewinnen. Es wurden folgende Proben untersucht:

#### Probe 1524:

**Fundort:** Im Hangenden der Assilinen-Nummuliten-Schichten, unter einer Baumwurzel aufgeschlossen.

**Lithologie:** Gelblicher bis grünlichgrauer, schwach glaukonitischer, kalkiger Mergel.

**Mikrofauna:** Die Foraminiferenfauna ist reich an Gattungen und Arten. Ihre pelagischen Anteile verteilen sich auf Globigerinen und Truncorotalien. Von benthonischen Formen sind *Plectina* sp., Milioliden, große Robuli, *Nodosaria latejugata* GÜMBEL, *Guttulina*, *Operculina*, großwüchsige *Cibicides* und Reste von Discocyclinen zu nennen. Die Faunengemeinschaft zeigt einen litoralen Einschlag. Einige Kleinforaminiferen liegen als Glaukonitsteinkerne vor. Weitere Bestandteile der vorliegenden Fauna sind Bryozoen, Pteropoden (als Glaukonitsteinkerne erhalten), Echinidenstacheln und Fischreste.

**Einstufung:** Oberes Lutet, Obere Adelholzener Schichten.

#### Probe 1525:

**Fundort:** Ungefähr 4,5 m südlich von Probe 1524 entnommen, Handbohrprobe.

**Lithologie:** Gelblich- bis grünlichgrauer, glaukonitischer, kalkiger Mergel.

**Mikrofauna:** Das Plankton dieser Probe setzt sich aus Globigerinen, Truncorotalien der *Tr. spinulosa*-Gruppe und Hantkeninen zusammen. Es wurden die Arten *H. dumblei* WEINZIERL & APPLIN und *H. longispina* CUSHMAN bestimmt. Das Benthos enthält an wichtigen Formen *Clavulinoides szaboi* (HANTKEN), *Plectina* sp., *Tritaxilina pupa* (GÜMBEL), große Robuli, stark skulptierte Gehäuse von *Vaginulinopsis* sowie *Cibicides*-Arten. Glaukonitsteinkerne von Großforaminiferen sowie Fischreste fehlen ebenfalls nicht.

**Einstufung:** Oberes Lutet, Obere Adelholzener Schichten.

Wenige Meter im Hangenden von Probe 1525 wurde eine weitere Handbohrprobe entnommen (Probe 1526). Das zu untersuchende Gestein ist ein bräunlicher bis schwärzlichbrauner, lehmartig verwitterter Mergel mit feineren und gröberen Quarzkörnern, so daß angenommen werden kann, daß das Anstehende in einer Tiefe von 1 m noch nicht erreicht wurde. Die in

auftritt. Gelegentlich beobachtet man auch *Clavulinoides szaboi* (HANTKEN) und Plectinen. Truncorotalien konnten nicht festgestellt werden. Weitere Vorkommen „sandiger“ Stockletten ließen sich im Grabengebiet östlich des Stadlerbruchs, im NW-Teil des Rohrdorfer Bruchs (westlich des Ofenhauses) sowie beim „Pulvermagazin“ (Grabung im Wald westlich des Rohrdorfer Bruchs) nachweisen (Probe 1560). Auch die basalen Stockletten des Profils an der Straße Rohrdorf—Langweid sind feinstsandig entwickelt, wie ein Schurf im Hangenden der Oberen Adelholzener Schichten gezeigt hat. Die olivgrauen, feinglimmerigen, kalkigen Mergel (Probe 1571) enthalten eine reiche, wenn auch nur mäßig gut erhaltene Mikrofauna; an bezeichnenden Arten können *Clavulinoides szaboi* (HANTKEN), *Spiroplectamina* (*Semivolvulina*) *dalmatina* (DE WITT PUYR) und *Truncorotaloides topilensis* (CUSHMAN) genannt werden (vgl. hierzu Fußn. 37 auf S. 53).

das Quartär umgelagerte Mikrofauna ist spärlich und infolge Korrosion schlecht erhalten, entspricht aber dem Fossilinhalt der Oberen Adelholzener Schichten. *Clavulinoides szaboi* (HANTKEN) und *Bulimina truncana jacksonensisformis* n. ssp. wurden allerdings nicht beobachtet. Da die dunkle Färbung der Probe 1526 sehr wahrscheinlich auf eine Beimengung von Humusstoffen zurückzuführen ist, kommt ihr keine weitere Bedeutung zu.

Damit kann gesagt werden, daß an der Straße Rohrdorf—Langweid, im Gegensatz zum Kirchberg, im Bereich der Oberen Adelholzener Schichten keine dunklen Mergel nachgewiesen werden konnten. Dieser negative Befund dürfte allerdings auf die fehlenden Aufschlüsse zurückzuführen sein. Es sind wohl sehr tiefe Schurfgräben notwendig, um diese weichen und wenig widerstandsfähigen Ablagerungen an der erwarteten Stelle zu finden<sup>30)</sup>. Immerhin haben die Neuuntersuchungen ergeben, daß auch die Oberen Adelholzener Schichten an der Straße Rohrdorf—Langweid *Clavulinoides szaboi* (HANTKEN) führen<sup>30a)</sup>. Außerdem ist das Auftreten zweier Hantkeninen-Arten bemerkenswert, da sie das Oberlutet-Alter dieser Ablagerungen erneut bestätigen.

Die vorangegangenen Ausführungen haben gezeigt, daß die dunklen Mergel mit *Clavulinoides szaboi*, die vom Verfasser ursprünglich in das Priabon gestellt worden waren, am Kirchberg im Gefolge der Oberen Adelholzener Schichten auftreten und damit dem Ober-Lutet angehören. Es erscheint demnach sicher, daß sie Ablagerungen der nordhelvetischen Fazieszone darstellen. Damit kann die frühere Ansicht des Verfassers aufgegeben werden, nach der man es mit Verlandungssedimenten zu tun habe, die im Bereich der Intrahelvetischen Schwelle zur Ablagerung gekommen seien und daher als Mittelhelvetikum gedeutet werden könnten (HAGN 1954 c, S. 80).

Anhangsweise sei noch vermerkt, daß auch die *Clavulinoides szaboi*-führenden Schichten von Ohlstorf bei Gmunden am Traunsee in Oberösterreich (S. 14) nicht dem Oberen Eozän oder dem Unteroligozän, sondern dem Lutet angehören. Der Verfasser kennt zwar die genannte Lokalität nicht aus eigenem Augenschein, doch liegt ihm eine Schlammprobe (Nr. 43) vor, die Oberreg.-Rat Dr. F. TRAUB aufgesammelt und dankenswerterweise zur Verfügung gestellt hat. Die reiche Mikrofauna enthält u. a. zahlreiche, z. T. große Truncorotalien, die ein ober-eozänes Alter mit Sicherheit ausschließen. Ob auch hier Äquivalente der Oberen Adelholzener Schichten vorliegen, kann allerdings nicht entschieden werden.

<sup>30)</sup> Am 27. 10. 1958 wurde von einem Arbeiter des Südbayerischen Portland-Zementwerks in Rohrdorf im Bereich der Oberen Adelholzener Schichten ein 2 m tiefer Schurfgraben angelegt. Auf der Sohle dieses Einschnitts wurde ein schwärzlichgrauer, feinstglimmeriger Mergel angetroffen, der eine reiche Foraminiferenfauna u. a. mit *Clavulinoides szaboi* (HANTKEN), kleinen Truncorotalien und *Hantkenina liebusi* SHOKHINA enthält (Probe 1570). Damit sind auch an der Straße Rohrdorf—Langweid die dunklen Mergel mit *Clavulinoides szaboi* nachgewiesen. Die quartäre Überdeckung besteht aus Kies, Sand, Seeton und lehmartigen Verwitterungsbildungen; sehr wahrscheinlich hat an dieser Stelle früher ein Bach in den Rosenheimer See gemündet, da die weichen Mergel ziemlich stark ausgeräumt worden sind. Für die Ermöglichung und Durchführung der Schurfarbeiten sei den Gebr. WIESBÖCK, Dr. F. HENKEL sowie dem Besitzer des Grundstücks auch an dieser Stelle bestens gedankt.

<sup>30a)</sup> Inzwischen konnten Obere Adelholzener Schichten durch den Verfasser auch im Stollen des Zementwerks Marienstein nachgewiesen werden. Eine der beiden entnommenen Proben, ein dunkelolivgrüner bis bräunlicher, stark glaukonitischer, kalkiger Mergel führt zahlreiche Gehäuse von *Clavulinoides szaboi* (HANTKEN). Die zweite Probe besteht aus einem dunkelgrauen, sandarmen, schwach glaukonitischen, feinstglimmerigen Mergel, der neben weiteren Faunenelementen der Oberen Adelholzener Schichten *Spiroplectammina (Semivulvulina) dalmatina* (DE WITT PUYT) geliefert hat (vgl. hierzu Fußn. 115 a auf S. 188).

### 3. Bemerkungen zur Mikrofauna der Oberen Adelholzener Schichten und Beschreibung von *Bulimina truncana jacksonensisformis* n. ssp.

In den bisherigen Ausführungen wurden bereits zahlreiche Foraminiferen der Oberen Adelholzener Schichten genannt, ohne daß ihr stratigraphischer Leitwert diskutiert worden wäre. Dies soll jetzt im Zusammenhang nachgeholt werden, da die aus den Gräben S Spirka, aus dem Wehrprofil und aus dem Gebiet von Neubauern a. Inn bekanntgewordenen Mikrofaunen eine recht ähnliche Zusammensetzung aufweisen.

Bei der Besprechung der einzelnen Faunenelemente können die Großforaminiferen übergangen werden, weil sie in den mergelig ausgebildeten Adelholzener Schichten keine große Rolle spielen. Es treten zwar in einzelnen Lagen kleine Nummuliten, Operculinen und Discocyclinen in größerer Zahl auf, doch ist ihre artliche Bestimmung schwierig und sollte im Zusammenhang mit der Revision der reichen Großforaminiferenfauna der Mittleren Adelholzener Schichten erfolgen. Von weit größerer Bedeutung sind die Kleinformaminiferen, die durch zahlreiche pelagische und benthonische Gattungen vertreten sind. Ihre taxionomische und nomenklatorische Bearbeitung steht allerdings erst am Anfang; sie soll später durch eine monographische Darstellung aller Faunenelemente abgeschlossen werden. So entsprechen auch die vom Verfasser (HAGN 1954 c, S. 65) und DE KLASZ (in GANSS & A. 1956, S. 67) gegebenen Fossilisten nicht mehr ganz dem heutigen Stand unserer Kenntnisse. Die bisher erarbeiteten Ergebnisse reichen jedoch aus, um das Alter der Oberen Adelholzener Schichten eindeutig bestimmen zu können.

Zunächst ist darauf hinzuweisen, daß der stratigraphische Wert der einzelnen Gattungen und Arten sehr unterschiedlich ist. Für eine Feinstratigraphie sind daher alle diejenigen Faunenelemente ohne Bedeutung, die sowohl in den Adelholzener Schichten als auch in den Stockletten weit verbreitet sind und keine Gesetzmäßigkeit ihres Auftretens erkennen lassen. Zu diesen „Durchläufern“, welche die Grenze Lutet/Led überschreiten, gehören Arten wie *Tritaxilina pupa* (GÜMBEL), *Nodosaria latejugata* GÜMBEL, zahlreiche Robuli, *Vaginulinopsis asperuliformis* (NUTTALL)<sup>30b</sup>, einige weitere Arten der Gattungen *Vaginulinopsis* und *Marginulinopsis*, *Osangularia pteromphalia* (GÜMBEL), *Cibicides venezuelanus* NUTTALL und viele andere mehr. Auch die in einzelnen Proben der Oberen Adelholzener Schichten auftretenden Arten *Planularia striata* (LIEBUS) und *Angulogerina liebusi* DE WITT PUYT wurden zwar zuerst aus dem Lutet Dalmatiens beschrieben, konnten aber auch im Led von Varignano (Ober-Italien) nachgewiesen werden (HAGN 1956, S. 131 bzw. 155). Durch das Vorkommen der genannten Arten sowohl in den Oberen Adelholzener Schichten als auch in den Stockletten entsteht zweifellos eine gewisse habituelle Ähnlichkeit der beiden Faunen, doch lassen sie sich dennoch gut voneinander unterscheiden, wie noch gezeigt werden soll.

<sup>30b</sup>) Die vorliegenden Gehäuse besitzen ferner eine große Ähnlichkeit mit *Vaginulinopsis granosa* (HANTKEN), 1871, einer Art, die zuerst aus dem Untereozän von Ungarn beschrieben wurde. Dem Verfasser liegt eine Population dieser Art aus dem Ypres von Tatabánya vor, die er der Liebenswürdigkeit von Frau Dr. I. CSEPREGHY-MEZNERICS verdankt (Probe 1898). Ein Vergleich der Gehäuse aus den Oberen Adelholzener Schichten mit den ungarischen Formen ergab eine Übereinstimmung in den meisten Merkmalen. Auf Einzelheiten wird in einer späteren Arbeit eingegangen werden.

Eine zweite Faunengruppe umfaßt solche Formen, die zwar offenbar auf das Lutet beschränkt sind, sich aber noch bis in die tieferen Stockletten hinein fortsetzen. Z. T. erlöschen diese Arten an der Wende Lutet/Led, z. T. werden sie durch nahe verwandte Arten im obersten Lutet abgelöst. Zu denjenigen Formen, die nur in den Adelholzener Schichten und in den basalen Teilen der Stockletten auftreten, ohne in den höheren Profiltteilen Nachfolger zu hinterlassen, gehört u. a. die Gattung *Plectina*. Sie wird durch Arten vertreten, die *P. eocenica* CUSHMAN und *P. dalmatina* (SCHUBERT) nahestehen; bisher ließ erst ein Teil der Funde eine artliche Bestimmung zu. Möglicherweise liegen z. T. neue Arten vor, doch kann darüber erst eine eingehende Untersuchung Klarheit erbringen (die Vorkommen von Neubeuern a. Inn wurden von HAGN 1954 c, S. 65, noch als „? *Valvulina* sp.“ aufgeführt). Ähnliche Beobachtungen wurden an zahlreichen Eozänproben aus Ober-Italien gemacht. Zu den Arten, welche in jüngeren Schichten durch eine andere Art ersetzt werden, ist vor allem *Spiroplectammina* (*Semivulvulina*) *dalmatina* (DE WITT PUYT) zu rechnen; ihr Vertreter in den Stocklettenfaunen (ausgenommen die ältesten Horizonte) ist *Spiroplectammina* (*S.*) *guembeli* HAGN. Es ist durchaus möglich, daß die letztgenannte Art aus *Spiroplectammina* (*S.*) *dalmatina* hervorgegangen ist; Messungen verschiedener alter Populationen müssen noch zeigen, ob eine phylogenetische Reihe vorliegt, die für die Feingliederung der Grenzschichten Lutet/Led von Bedeutung wäre <sup>30c</sup>).

Bisher nur aus dem Lutet bekannt ist ferner *Eponides abatissae* (SELLI), eine Art, die in den Oberen Adelholzener Schichten des Gebietes S Spirka in einer Probe ziemlich häufig auftritt (S. 20). *E. abatissae* wurde von SELLI (1944, S. 81, Taf. 2, Fig. 13—15) als „*Pulvinulina*“ *abatissae* aus dem Lutet der Gegend von Bologna zum ersten Mal beschrieben.

Besondere Beachtung verdient die sandschalige Art *Clavulinoides szaboi* (HANTKEN), da sie nicht selten das Faunenbild der Oberen Adelholzener Schichten beherrscht. Aus diesem Grund wurden die genannten Ablagerungen in der vorliegenden Arbeit häufig als „*Clavulinoides szaboi*-führende Schichten“ bezeichnet. Allerdings kann *Clavulinoides szaboi* nicht als Leitfossil der Oberen Adelholzener Schichten gelten, sondern darf lediglich als Häufigkeitsfossil dieser Sedimente betrachtet werden. Die Art kommt nämlich nach neueren Beobachtungen auch noch in den basalen, feinstsandig ausgebildeten Stockletten des Stadlerbruchs und des Kirchbergs bei Neubeuern a. Inn vor (Proben 1494 bzw. 1521)<sup>31</sup>). In den übrigen Stockletten stellt *Clavulinoides szaboi* eine große Seltenheit dar, was möglicherweise faziell bedingt ist; immerhin konnte der Verfasser einen vereinzelt Fund dieser Art in den Lithothamnien-Schuttmergeln des Rollgrabens bei Neukirchen (Probe 1460) machen. Weiterhin ist *Clavulinoides szaboi* aus dem Obereozän und Unteroligozän des inneralpinen Tertiärs bekannt

<sup>30c</sup>) Nach neueren Beobachtungen an Materialien aus dem Untereozän von Ungarn und Südwestfrankreich sowie aus dem tieferen Lutet von Dalmatien hat es sogar den Anschein, als ließe sich eine derartige Reihe bis in das Untereozän verfolgen. Ausschlaggebend hierfür ist im wesentlichen das Prinzip der phylogenetischen Größenzunahme.

<sup>31</sup>) Die genannte Art wurde neuerdings in zwei weiteren Proben aus dem Stadlerbruch (Proben 1534 und 1537) sowie in einer Probe feinstsandiger Stockletten von der Straße Rohrdorf—Langweid (Probe 1571) festgestellt.

(S. 154). In den rupelischen Tonmergeln der bayerischen Molasse wurde die Art allerdings noch nicht entdeckt. Ihre Gesamtverbreitung in anderen Gebieten kann mit Lutet—Katt angegeben werden (HAGN 1956, S. 91, 116—117). Wenn auch die Populationen der einzelnen Fundschichten und Fundorte kleinere habituelle Abweichungen erkennen lassen, so ist es bis jetzt noch nicht gelungen, sie zu Entwicklungsreihen zusammenzuschließen. Hervorzuheben ist ferner, daß der Feinbau der Gehäusewand gewissen Schwankungen unterworfen ist. So enthalten die Gehäuse aus den Oberen Adelholzener Schichten nicht selten agglutinierte Glaukonitkörner; Gehäuse anderer Vorkommen (z. B. von Varignano) können aus überwiegend kalkigem Material aufgebaut sein. Als wichtiges Artmerkmal ist im übrigen das wohlentwickelte Mündungshälschen zu nennen, das die Art von der nahe verwandten *C. keruhelensis* (WOJCIK) unterscheidet.

Der Freundlichkeit von Frau Dr. I. CSEPREGHY-MEZNERICS und Frau Dr. R. M. NYIRÖ ist es zu verdanken, daß die vorliegenden Exemplare mit Topotypen aus dem ungarischen Alttertiär verglichen werden konnten. Dabei zeigte es sich, daß die meisten Gehäuse nicht ganz mit dem Typus der Art übereinstimmen, sondern etwas zierlicher gebaut sind. Diese Formen wurden von HAGN (1954 c, S. 65) als „*Clavulinoides* cf. *szaboi* (HANTK.)“ und „*Clavulinoides* sp.“ bestimmt. Die Nähte sind häufig etwas tiefer eingesenkt, die Gehäusekanten sind sehr scharf, die meisten Gehäuse nehmen zum Mündungsteil hin stark an Breite zu, auch sind die Seitenflächen in der Regel stärker konkav als bei der typischen *C. szaboi*. Derartige Formen lassen sich gut mit *Clavulinoides haeringensis* CUSHMAN (1937 a, S. 130, Taf. 18, Fig. 16—17) vergleichen, einer Art, die von CUSHMAN aus dem inneralpinen Alttertiär von Häring i. T. beschrieben wurde. Da alle übrigen Merkmale eine gute Übereinstimmung zeigen, soll sie als eine Unterart von *C. szaboi* geführt werden (vgl. hierzu Taf. 1, Bild 1). Besonders typische Gehäuse von *C. szaboi haeringensis* fanden sich in den Oberen Adelholzener Schichten des Wehrprofils und der tektonischen Brekzie des Rohrdorfer Bruchs. Auch am Kirchberg bei Neubeuern a. Inn und in den Gräben S Spirka wurde häufig eine ähnliche Ausbildung beobachtet. In denjenigen Fällen, in denen die genannten Unterschiede nicht deutlich genug hervortraten, wurde die Unterart vom Typus der Art nicht abgetrennt.

Von großer stratigraphischer Bedeutung ist der Nachweis der Gattung *Hantkenina* in einigen Proben der Oberen Adelholzener Schichten. Es konnten insgesamt drei Arten bestimmt werden, die in dieser Vergesellschaftung auf Ober-Lutet hinweisen. Es sind dies die Arten *H. dumblei* WEINZIERL & APPLIN, *H. longispina* CUSHMAN und *H. liebusi* SHOKHINA. Nach DE KLASZ (in GANSS & A. 1956, S. 67) soll in den dunklen Mergeln der Gräben S Spirka *H. alabamensis* CUSHMAN vorkommen; da dem Verfasser das Belegmaterial zu dieser Art nicht vorliegt, kann über die Richtigkeit der Bestimmung nichts ausgesagt werden. Im allgemeinen gilt *H. alabamensis* als Leitfossil für das Obereozän, doch soll der Vollständigkeit halber erwähnt werden, daß VILLA (1956, S. 113—114) die genannte Art als „fossile guida“ des Mittel- und Obereozäns angibt, da er *H. alabamensis* in der Lombardei zusammen mit gekielten Globorotalien (= Gattung *Truncorotalia*) gefunden hat (l. c., S. 111).

Ebenfalls von hohem stratigraphischen Wert ist das Auftreten von Arten der Gattung *Truncorotalia* in den meisten Proben der Oberen Adelholzener Schichten. Besonders bezeichnend sind kleine bis mittelgroße Arten der *Tr. spinu-*

*losa*-Gruppe, die eine scharfgekielte Peripherie aufweisen. Derartige Formen sind jenseits der Grenze Lutet/Led nicht mehr bekannt, sie fehlen sogar schon in der jüngsten Faunenzone des Lutets (vgl. das Kapitel „Zonengliederung“, S. 55). Dasselbe gilt von *Truncorotaloides topilensis* (CUSHMAN); auch diese Art setzt kurz vor der Wende Mittel- zu Obereozän aus. Kleine Truncorotalien mit mehr gerundeter Peripherie haben dagegen eine etwas größere Lebensdauer; sie finden sich auch noch im höchsten Lutet und nach einigen Autoren sogar noch im tiefsten Obereozän. Auch *Tr. lehneri* (CUSHMAN & JARVIS), die sehr selten in den Oberen Adelholzener Schichten S Spirka auftritt (S. 20), reicht vereinzelt noch bis ins Led (HAGN 1956, S. 176).

Aus alledem geht hervor, daß die Oberen Adelholzener Schichten dem Oberen Lutet angehören. Die höchste Faunenzone des Lutets ist in ihnen allerdings noch nicht vertreten; diese wird bereits von den Stockletten eingenommen.

Nicht in Einklang mit dieser Altersbestimmung steht allerdings der angebliche Fund von *Bulimina sculptilis* CUSHMAN in den Stockletten bzw. in den dunklen Mergeln der Gräben S Spirka durch KNIPSCHER (in GANSS & A. 1956, S. 66) bzw. DE KLASZ (l. c., S. 67). Diese Art würde nämlich wenn nicht auf ein unteroligozänes, so doch auf ein jungobereozänes Alter hinweisen. Um diese Unstimmigkeit beseitigen zu können, war es daher nötig, die obengenannte Bestimmung zu überprüfen. Zu diesem Zweck wurde das Belegmaterial zum Beitrag KNIPSCHERS am Bayerischen Geologischen Landesamt in München eingesehen. Es ergab sich, daß nicht *Bulimina sculptilis* CUSHMAN, sondern eine Art bzw. Unterart vorliegt, die der in den Stockletten des bayerischen Helvetikums vorkommenden *B. truncana* GÜMBEL nahesteht. Neuaufsammlungen in den Gräben S Spirka und am Kirchberg bei Neubeuern a. Inn sowie eine neuerliche Durcharbeitung der Proben aus der tektonischen Brekzie des Rohrdorfer Bruchs erbrachten darüber hinaus ein reiches Material, das deutlich zeigt, daß die in Rede stehende Form der Vorläufer von *B. truncana* GÜMBEL ist. Somit können die genannten Vorkommen nicht als *B. sculptilis* CUSHMAN bestimmt werden. Da für sie bislang kein gültiger Name aufgestellt wurde, sollen sie im folgenden als *B. truncana jacksonensisformis* n. ssp. in die Literatur eingeführt werden.

Familie: *Buliminidae*

Gattung: *Bulimina* D'ORBIGNY, 1826

*Bulimina truncana* GÜMBEL *jacksonensisformis* n. ssp.

(Abb. 4—6)

1956. *Bulimina truncana* GÜMBEL, 1868. — HAGN, S. 144, Taf. 13, Fig. 11.

? 1956. *Bulimina sculptilis* CUSHMAN. — KNIPSCHER (in GANSS & A.), S. 66.

1956. *Bulimina sculptilis* CUSHMAN. — DE KLASZ (in GANSS & A.), S. 67.

Namengebung: Nach der Ähnlichkeit mit *Bulimina jacksonensis* CUSHMAN.

Holotypus: Slg. München Prot. 750.

Paratypoiden: Slg. München Prot. 751—752.

Locus typicus: Sinning bei Neubeuern a. Inn, Rohrdorfer Bruch, Oberbayern.

Stratum typicum: Oberes Lutet, Obere Adelholzener Schichten, Mergelscholle aus einer tektonischen Brekzie (Probe 1163).

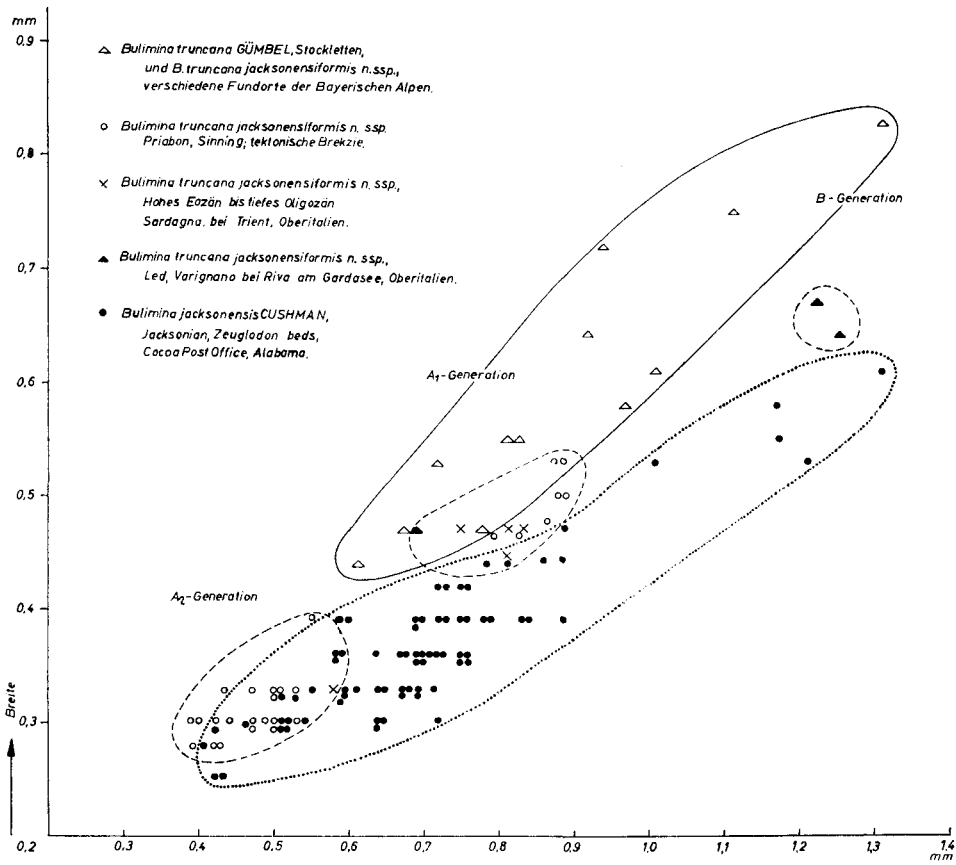


Abb. 3. Graphische Darstellung des Verhältnisses von Länge zu Breite bei Gehäusen von *Bulimina truncana* GÜMBEL, *B. truncana jacksonensisformis* n. ssp. und *B. jacksonensis* CUSHMAN. Anstelle von „Priabon“ ist in der Legende von *Bulimina truncana jacksonensisformis* n. ssp. von Sinning (o) „Ober-Lutet“ zu lesen.

**Diagnose:** Eine neue Unterart der Gattung *Bulimina* mit folgenden Besonderheiten: Gehäuse langgestreckt, mittelschlank, mit zahlreichen kräftigen, hohen, blattartigen Längsrippen, die ohne Unterbrechung vom Anfangsteil bis zum letzten Umgang verlaufen.

**Beschreibung:** Die neue Unterart schließt sich eng an *Bulimina truncana* GÜMBEL aus den Stockletten des bayerischen Helvetikums an und ist mit dieser durch Übergänge verbunden. Eine Revision dieser GÜMBELschen Art hat HAGN (1954 a, S. 16, Taf. 3, Fig. 13; Taf. 4, Fig. 8, 14) gegeben. *B. truncana jacksonensisformis* unterscheidet sich von der Nominat-Unterart im wesentlichen durch das im Durchschnitt kleinere, schlankere, weniger gedrungene Gehäuse; dementsprechend ist das Verhältnis von Länge zu Breite bei beiden Unterarten verschieden (Abb. 3). Alle übrigen Merkmale stimmen gut miteinander überein. Die Zahl der Rippen schwankt zwischen 8 und 12. Ihr Außenrand kann fast gar nicht, mäßig oder auch stark gezackt sein. Gelegentlich beobachtet man schwächere Rippen, die den Hauptrippen im oberen Gehäusedrittel zwischengeschaltet sind, doch kommt auch eine Gabelung einzelner Rippen vor. Die meisten Gehäuse sind geradegestreckt, untergeordnet werden auch gekrümmte Gehäuse gefunden (Abb. 6).

Die starke Skulptur der Oberfläche verhindert die Beobachtung und Messung der Anfangskammer. Um zu statistisch verwertbaren Daten zu gelangen, müßte der größte Teil der vorliegenden Stücke einer Schliiffuntersuchung geopfert werden. Es kann aber bereits aus den morphologischen Eigenschaften der zur Verfügung stehenden Gehäuse auf das Vorhandensein der ein-

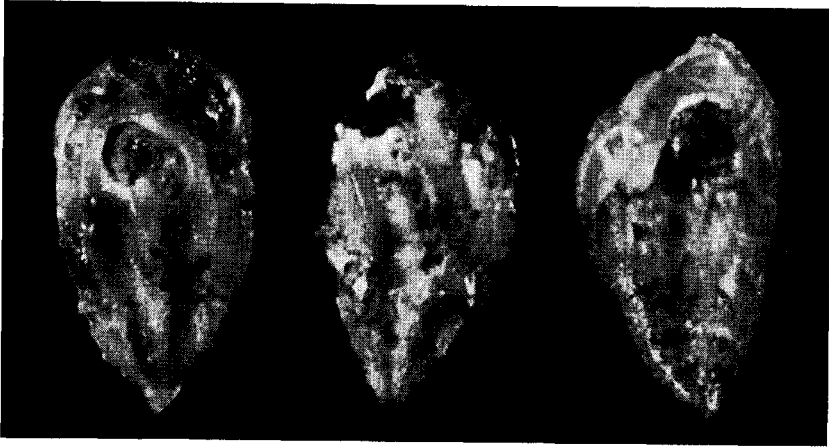


Abb. 4—6. *Bulimina truncana jacksonensisformis* n. ssp. — Ober-Lutet, aus einer tektonischen Brekzie, Rohrdorfer Bruch bei Sinning, Gebiet von Neubeuern, Unterinntal. — 4. Holotypus Prot. 750. — 5. Paratypoid Prot. 751. — 6. Paratypoid Prot. 752. — Etwa 60 : 1.

zelen Generationsformen geschlossen werden (Abb. 3). Es darf angenommen werden, daß sowohl der Holotypus als auch die beiden Paratypoiden von *Bulimina truncana jacksonensisformis* der A<sub>1</sub>-Generation angehören. Zusammen mit diesen „normalen“ Gehäusen kommen in der Probe 1163 einige kleinwüchsige Individuen vor, die man entweder als Jugendformen oder als A<sub>2</sub>-Generation deuten kann. Für die letztere Auffassung spricht die Tatsache, daß diese Gehäuse bei sonst gleichen Merkmalen im Durchschnitt mehr Längsrippen (9—11) besitzen als die A<sub>1</sub>-Generation (8—10); maximal werden sogar 12 Rippen beobachtet. Die B-Generation wurde im Material von Neubeuern noch nicht gefunden.

Die aus den Gräben S Spirka sowie vom Kirchberg bei Neubeuern a. Inn vorliegenden Gehäuse zeigen keinerlei Besonderheiten, so daß auf sie nicht näher eingegangen werden soll. Da die entsprechenden Proben erst nach dem Entwurf der Abb. 3 aufgesammelt wurden, konnten sie in der Statistik nicht mehr berücksichtigt werden.

Genetische Beziehungen zu *B. truncana truncana*: Auf die morphologischen Unterschiede zwischen *B. truncana jacksonensisformis* und der Nominat-Unterart wurde bereits weiter oben eingegangen. Zu den genetischen Beziehungen der beiden Unterarten kann folgendes gesagt werden: Die bisherigen Beobachtungen haben ergeben, daß sich *B. truncana truncana* aus *B. truncana jacksonensisformis* entwickelt hat. Diese Entwicklung, die sehr wahrscheinlich fließend vor sich gegangen ist (vgl. hierzu den Begriff der Fluktuationen bei BETTENSTAEDT 1958 b, S. 116 usw.), ist durch eine Verschiebung des Verhältnisses von Länge zu Breite sowie durch eine allgemeine Größenzunahme gekennzeichnet. Im Oberen Lutet und noch im allertiefsten Obereozän findet man die zierlichere, schlankere *B. truncana jacksonensisformis*, während in den jüngeren Schichten die plumperen, gedrungeneren Gehäuse von *B. truncana truncana* vorkommen. Es ist daher anzunehmen, daß durch weitere statistische Untersuchungen die Grundlage für eine Zonengliederung des Zeitbereichs Oberes Lutet—Led auf Grund von Buliminen erarbeitet werden kann. Das vorliegende Material reicht für die Aufstellung einer lückenlosen Entwicklungsreihe noch nicht aus; es gestattet aber bereits, den Verlauf der erkannten Entwicklung in großen Zügen nachzuzeichnen (vgl. hierzu das Kapitel „Zonengliederung“, S. 50).

In Einzelfällen kann es allerdings schwierig sein, das eine oder andere Gehäuse einer bestimmten Unterart zuzuteilen. Dies liegt im Wesen der Populationsgenetik begründet. Auch kann das Ausscheiden der einzelnen Generationsformen Schwierigkeiten bereiten. So ist es z. B. nicht ganz sicher, ob die beiden, aus dem Led von Varignano vorliegenden Gehäuse die mikrosphärische Generation darstellen oder nicht. Im Hinblick auf ihre Größenverhältnisse darf man sie bereits als Übergangsformen zu *B. truncana truncana* auffassen (Abb. 3).

## Beziehungen zu anderen Arten und Unterarten:

a. *Bulimina jacksonensis* CUSHMAN. — Enge morphologische Beziehungen bestehen auch zwischen *B. truncana jacksonensisformis* und *B. jacksonensis* CUSHMAN, einem Leitfossil des amerikanischen Obereozäns (CUSHMAN & PARKER 1947, S. 97, Taf. 22, Fig. 14—16). Als charakteristisch für die Art gelten die Vorkommen aus dem höheren Obereozän der nordamerikanischen Golfstaaten. Um die neue Unterart mit *B. jacksonensis* ausreichend vergleichen zu können, wurde die Länge und Breite zahlreicher Gehäuse der letzteren Art statistisch erfaßt (Abb. 3). Die untersuchte Probe stammt aus dem höheren Jacksonian, nämlich aus den „Zeuglodon beds above Cocoa sand, 1/2 mile west of Cocoa Post Office, Alabama“ (Probe 893). Wenn auch beide Formen denselben Skulpturtypus aufweisen, so hat doch der Vergleich gezeigt, daß *B. jacksonensis* schlanker ist als *B. truncana jacksonensisformis*. Darüber hinaus konnte festgestellt werden, daß die amerikanische Art weniger zahlreiche, niedrigere und schmalere Rippen besitzt als die neue Unterart von *B. truncana*. Beide Formen können daher artlich nicht miteinander vereinigt werden. Es erscheint außerdem ziemlich sicher, daß *B. jacksonensis* und *B. truncana jacksonensisformis* in keinem engen Verwandtschaftsverhältnis zueinander stehen, da beide Arten bzw. Unterarten verschiedenen Faunenprovinzen angehören. Ferner scheint die typische *B. jacksonensis* in Nordamerika auf das höhere Obereozän beschränkt zu sein (vgl. hierzu BANDY 1949, Tab. 1 zwischen S. 180—181), während *B. truncana jacksonensisformis* bereits im Oberen Lutet und tiefsten Led auftritt.

*Bulimina jacksonensis cuneata* CUSHMAN (CUSHMAN & PARKER 1947, S. 97, Taf. 22, Fig. 17—18) kann ebenfalls nicht mit *B. truncana jacksonensisformis* vereinigt werden, da die amerikanische Unterart trotz einer ähnlichen Rippenzahl bedeutend schlanker ist als die europäische Form.

b. *Bulimina sculptilis* CUSHMAN. — Eine weitere Art, auf die in diesem Zusammenhang eingegangen werden muß, ist *B. sculptilis* CUSHMAN, die ursprünglich aus dem Red Bluff Clay (Unteroligozän) von Hiwannee in Mississippi beschrieben worden ist (CUSHMAN & PARKER 1947, S. 103, Taf. 24, Fig. 12). Nach einigen Autoren sollen Übergänge zwischen *B. jacksonensis* und *B. sculptilis* bestehen, so daß erwartet werden kann, mit Hilfe statistischer Unterlagen Zeitmarken im tieferen Teil des Oligozäns zu gewinnen. So war z. B. schon CUSHMAN (1935, S. 35) der Auffassung, daß *B. jacksonensis* „evidently the ancestor of the species of the Red Bluff clay, *B. sculptilis* CUSHMAN“ ist. In Übereinstimmung dazu schrieb STAINFORTH (1953, S. 253): „In most countries just above the level of extinction of *Hantkenina* the cuneate species *Bulimina jacksonensis* evolves rather abruptly into the slender *Bulimina sculptilis*: the time-plane so marked is the Eocene/Oligocene boundary.“ Dieser Übergang scheint sich tatsächlich über *B. jacksonensis cuneata* CUSHMAN vollzogen zu haben (vgl. hierzu CUSHMAN & PARKER 1947, S. 98).

Zum Vergleich von *B. sculptilis* mit *B. truncana jacksonensisformis* standen einige wenige Gehäuse aus dem Red Bluff Clay von Mississippi (E 299; ded. Dr. A. R. LOEBLICH, Jr.) sowie größere Populationen aus dem Red Bluff Clay von Wayne Co., Miss. (Probe 1440) und der Alazan fm. von Totoca, Vera Cruz, Mexiko (Probe 1438) zur Verfügung. Die beiden Proben verdankt der Verfasser Mr. C. M. QUIGLEY, Jr. Beide Arten bzw. Unterarten unterscheiden sich in folgenden Merkmalen: *B. sculptilis* ist im Durchschnitt kleiner und etwas schlanker als *B. truncana jacksonensisformis*, außerdem besitzt sie niedrigere, nicht so blattartig hohe Rippen. Die Zahl der Rippen ist bei beiden Formen annähernd gleich groß. Ähnliche Eigenschaften zeigen auch Gehäuse von *B. sculptilis* aus dem Lattorf von Reit i. Winkel (S. 157) und aus den Grenzschichten Eozän/Oligozän von Sardagna bei Trient (Probe 1382).

M a ß e : Holotypus: Länge: 0,83 mm. — Breite: 0,44 mm (Abb. 4)

Paratypoid: Länge: 0,78 mm. — Breite: 0,44 mm (Abb. 5)

Paratypoid: Länge: 0,86 mm. — Breite: 0,46 mm (Abb. 6)

V e r b r e i t u n g : Die neue Unterart kommt in typischer Ausbildung in den Oberen Adelhölzener Schichten (Oberes Lutet) der tektonischen Brekzie des Rohrdorfer Bruchs, am Nordhang des Kirchbergs bei Neubeuern a. Inn sowie in den Gräben S Spirka vor. Da sie mit *B. truncana truncana* durch Übergänge verbunden ist, tritt sie auch noch im tieferen Teil der Stockletten der helvetischen Zone auf, doch ist es in diesem Bereich oftmals schwierig, einzelne Gehäuse der einen oder anderen Unterart zuzuteilen. Sehr wahrscheinlich gehören auch die von KNIPSCHER in den Stockletten S Spirka gefundenen Gehäuse von „*Bulimina sculptilis*“ zu diesen

Übergangsformen. Auch aus dem Led von Varignano in Ober-Italien sind ähnliche Gehäuse bekannt.

Dagegen ist es ziemlich fraglich, ob einige relativ schlanke, sonst aber gut übereinstimmende Gehäuse von einer Fundstelle W Sardagna bei Trient, Ober-Italien, mit *B. truncana jacksonensisformis* vereinigt werden dürfen (Probe 1382; leg. Dr. H. PICHLER). Die Fundschicht, die auch *B. sculptilis* geliefert hat, gehört nämlich an die Wende Eozän/Oligozän. Möglicherweise liegt eine Art aus dem Formenkreis von *B. jacksonensis* vor, doch sollen die genannten Vorkommen bis zu einer geplanten eingehenderen Bearbeitung von *B. truncana jacksonensisformis* nicht abgetrennt werden (vgl. hierzu Abb. 3).

Schließlich ist noch nachzutragen, daß von DE KLASZ (in GANS & A. 1956, S. 67) aus den dunklen Mergeln S Spirka auch noch die Art *Bulimina truncana* GÜMBEL angegeben wurde. Entsprechende Funde konnten vom Verfasser nicht gemacht werden; nach dem oben Gesagten ist es auch ziemlich unwahrscheinlich, daß die genannte Art bereits in den Oberen Adelholzener Schichten auftritt. Es scheint sich bei diesem Fund vielmehr um *B. subtruncana* HAGN (1954 a, S. 17, Taf. 3, Fig. 10; Taf. 4, Fig. 9) zu handeln, eine Art, die ihrerseits eng mit *B. ak-suatica* MOROZOVA aus dem russischen Eozän verwandt ist (SUBBOTINA 1953 b, S. 207, Taf. 9, Fig. 3—11). DE KLASZ hat sich bei seiner Bestimmung offenbar an CUSHMAN & PARKER (1947, S. 89, Taf. 21, Fig. 7—8) gehalten; es ist aber erwiesen, daß die beiden Autoren die GÜMBELSche Art nicht richtig interpretierten.

Die Tatsache, daß im Ober-Lutet der Bayerischen Alpen Gehäuse der Gattung *Bulimina* angetroffen werden, die eine große Ähnlichkeit mit Arten aus dem amerikanischen Obereozän und Unteroligozän aufweisen, erschwert naturgemäß einen Vergleich alttertiärer Ablagerungen beider Kontinente. Es zeigt sich somit auch hier, daß die benthonischen Kleinforaminiferen den pelagischen unterlegen sind, wenn es gilt, Fragen der interkontinentalen Korrelation zu lösen. Welche Vorsicht hierbei angewendet werden muß, zeigt ferner das Vorkommen einer längsgerippten Uvigerinen-Art im obersten Lutet des Kressenbergs, die von *U. alazanensis* NUTTALL aus dem Unteroligozän von Mexiko morphologisch kaum zu unterscheiden ist (vgl. hierzu S. 54). Auch hier tritt ein auffälliger Skulpturtypus in Europa schon bedeutend früher auf als in Amerika. Eine Durchsicht der reichen Kleinforaminiferenfaunen der Oberen Adelholzener Schichten, vor allem vom Kirchberg bei Neubeuern a. Inn, hat außerdem ergeben, daß sie mehrere Faunenelemente enthalten, die in anderen Gebieten entweder auf das Obereozän beschränkt sind oder doch in diesen Schichten eine weite Verbreitung besitzen (z. B. bestimmte Arten der Gattung *Karrerina*).

Abschließend kann gesagt werden, daß zwar die phylogenetische Reihe *Bulimina truncana jacksonensisformis* n. ssp. — *B. truncana truncana* offenbar nicht weltweit gültig ist, daß aber diese Formen in Verbindung mit bestimmten pelagischen Kleinforaminiferen in der alpin-europäischen Faunenprovinz bei der Feinstratigraphie des höheren Mittel- und tieferen Obereozäns gute Dienste leisten.

#### 4. Das Alter der Stockletten und die Zonengliederung des Lutets und Leds im bayerischen Helvetikum und in angrenzenden Gebieten

Nachdem der Beweis erbracht ist, daß die dunklen Mergel mit *Clavulinoides szaboi* keine Äquivalente des höheren Obereozäns darstellen, sondern als Oberlutet eingestuft werden müssen, ist jetzt eine weitere Frage zu behandeln. Sie betrifft das Alter der Stockletten, da diese Ablagerungen im Profil des Nordhelvetikums auf die Oberen Adelholzener Schichten folgen und die jüngsten Sedimente dieses Trogs darstellen. Auch im südlich anschließenden Südhelvetikum (S. 66) liegen die Stockletten auf Schichten des höheren Lutets und werden durch keine anderen Sedimente überlagert. Für die Frage nach der Schichtlücke zwischen den jüngsten Ablagerungen des helvetischen Raums und den ältesten Molassebildungen (S. 13, 35) ist daher die genaue Altersbestimmung der Stockletten von größter Bedeutung.

In der neueren Literatur werden die Schönecker Fischschiefer („Meletta-Schichten“), die bis jetzt nur aus dem Gebiet SE Siegsdorf bekanntgeworden sind, von einigen Autoren als das stratigraphisch Hangende der Stockletten aufgefaßt (S. 106—107). Nach Ansicht des Verfassers stellen diese oligozänen Ablagerungen jedoch entweder Äquivalente der Subalpinen Molasse oder die jüngsten Schichten des Ultrahelvetikums dar. Sie können daher bei den folgenden Überlegungen übergangen werden. Der Vollständigkeit halber sei noch erwähnt, daß REIS (1896, S. 149) zeitweilig zu der Auffassung neigte, daß der Achthaler Sandstein jünger als die Stockletten sei (vgl. hierzu S. 89, 99); in einer späteren Arbeit hat REIS (1922 a, Fußn. 3 auf S. 204) seine frühere Aussage allerdings selbst widerrufen.

Es gibt zahlreiche Veröffentlichungen, in denen die Stockletten beschrieben oder doch wenigstens genannt werden. Allerdings beschäftigen sich nur verhältnismäßig wenige Arbeiten eingehender mit ihren meist sehr reichen Mikrofaunen. Unter ihnen ist vor allem die Monographie der Stockletten-Foraminiferen von C. W. GÜMBEL (1868) zu nennen. In den vergangenen Jahren begann der Verfasser mit einer Revision der GÜMBELschen Arten, die laufend fortgesetzt werden soll (HAGN 1954 a; 1955 b; vgl. hierzu 1953 c und 1956).

Es würde zu weit führen, an dieser Stelle das einschlägige Schrifttum über die stratigraphische Stellung der Stockletten zu referieren. Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die Stockletten von den einen Autoren für ausschließlich mittelozeän, von anderen für ausschließlich obereozän gehalten wurden. Wieder andere vertraten die Meinung, daß die Grenze Mittel- zu Obereozän innerhalb der Stockletten zu suchen ist, d. h. der tiefere Teil der Stockletten gehört noch zum Lutet, während der höhere Teil bereits in das Led gestellt werden muß (vgl. hierzu HAGN 1954 c, S. 50—55; DE KLASZ in GANSS & A. 1956, S. 63—65).

Die den Stockletten nicht selten eingelagerten Lithothamnien-Kalkbänke („Granitmarmor“ z. T.) erfordern keine eigene Besprechung, da ihre Altersfrage eng mit derjenigen der Stockletten verknüpft ist.

In jüngster Zeit gelang es dem Verfasser, ausgehend von dem Stocklettenprofil des N—S verlaufenden Grabens S Spirka (S. 27, Abb. 1 auf S. 16), weitere Gesichtspunkte für die Gliederung der Stockletten zu erarbeiten. Richtungweisend war hierbei der Fund einer reichen Hantkeninenfauna in der Probe 1507, die artlich mit den Hantkeninen der Oberen Adelholzener Schichten übereinstimmt (S. 23). Sie setzt sich ebenfalls aus den Arten *H. dumblei* WEINZIERL & APPLIN, *H. longispina* CUSHMAN und *H. liebusi* SHOKHINA zusammen (vgl. hierzu S. 43). Auffallend ist allenfalls das häufige Auftreten von *H. liebusi*, die

in den Oberen Adelholzener Schichten ziemlich selten ist. Auch macht man die Beobachtung, daß *H. dumblei* meist nicht mehr so ganz typisch ist wie in den Oberen Adelholzener Schichten, sondern bereits Anklänge an *H. suprasuturalis* BRONNIMANN erkennen läßt. Das Vorkommen mitteleozäner Hantkeninen-Arten in Verbindung mit dem Fehlen obereozäner Arten (*H. alabamensis* CUSHMAN, *H. suprasuturalis* BRONNIMANN) läßt ein mitteleozänes Alter der untersuchten Stocklettenprobe als gesichert erscheinen. Da die Fundschicht im Profil über dem Ober-Lutet liegt, ist sie wohl als höchstes Lutet einzustufen.

Die Gattung *Hantkenina* konnte bis vor wenigen Jahren im Tertiär der Bayerischen Alpen nicht nachgewiesen werden<sup>32)</sup>. Inzwischen wurden Hantkeninen zwar in mehreren Proben entdeckt, doch stellen diese leicht kenntlichen Formen immer noch seltene Funde dar, und nur ausnahmsweise sind die Populationen reicher<sup>33)</sup>. In anderen Gebieten (z. B. Südwestfrankreich, Italien) gehören sie oft zu den häufigsten Mikrofosilien. Das seltene Auftreten von Hantkeninen in tertiären Ablagerungen der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes kann auf die nördliche Randlage der bayerischen Eozänmeere gegenüber der Tethys zurückgeführt werden; es darf angenommen werden, daß die zweifellos sehr wärmeliebenden Hantkeninen nur sporadisch so weit nach Norden vorgedrungen sind (vgl. hierzu HAGN 1955 c, S. IX).

Leider fehlen in den höheren Profiltteilen des N—S verlaufenden Grabens S Spirka Hantkeninen völlig. Hier müssen andere Leitformen weiterhelfen. Von Bedeutung ist das Auftreten von *Turborotalia cerroazulensis* (COLE) in der Probe 1509 (S. 23). Die genannte Gattung gehört wie die Hantkeninen zu den pelagischen Faunenelementen; von ihren Arten ist *T. cerroazulensis*<sup>34)</sup> für die Grenzziehung Lutet/Led von großem Wert (z. B. GRIMSDALE 1951, Abb. 1 auf S. 466; KNIPSCHER in GANSS & A. 1956, S. 66, Tab. 2). Die vorliegenden Gehäuse entsprechen in der Form und Anordnung der Kammern vollkommen dem Typus der Art aus dem Obereozän von Mexiko; lediglich die Peripherie erscheint noch nicht so scharf gekielt wie bei den typischen obereozänen Formen. Daraus ist der Schluß zu ziehen, daß das Niveau der Probe 1509 zwar bereits zum Obereozän zu rechnen ist, doch nur zu seinem tiefsten Teil. Diese Vorstellung wird durch die Tatsache gestützt, daß die Proben 1510 und 1511, die nur wenige Meter im Liegenden der Probe 1509 entnommen wurden, Übergangsformen von *Turborotalia centralis* (CUSHMAN & BERMÚDEZ) zu *T. cerroazulensis* führen. Die Entwicklung von *T. cerroazulensis* aus *T. centralis* ist offenbar ziemlich rasch an der Wende von Lutet zu Led vor sich gegangen. Es ist daher zu erwarten, daß durch biometrische Untersuchungen an einem reicheren Material Zeitmarken für die Feinstratigraphie im obersten Lutet und Led erarbeitet werden können (vgl. hierzu BOLLI in LOEBLICH & A. 1957, S. 169).

Wie bereits aufgeführt, eignen sich auch Entwicklungsstadien von *Bulimina truncana* GÜMBEL für eine Feingliederung des genannten Zeitbereichs (S. 46). In der Tat entsprechen die Gehäuse aus den Stockletten S Spirka weder der schlan-

<sup>32)</sup> In den Stockletten des österreichischen Helvetikums gelang PREY (1951 b, S. 152) der Fund von *Hantkenina alabamensis* CUSHMAN. Eine weitere Art, *H. dumblei* WEINZIERL & APPLIN, wurde von NOTH (in GÖTZINGER & A., 1954, Taf. 7, Fig. 43) abgebildet.

<sup>33)</sup> Dr. J. H. ZIEGLER teilte dem Verfasser freundlicherweise mündlich mit, daß er in Bohrungen im Bereich des Kressenbergs ebenfalls mehrere Hantkeninen-Arten gefunden hat, deren Bearbeitung in nächster Zeit erfolgen soll. Über Hantkeninenfunde aus dem inneralpinen Eozän des Reichenhaller Beckens wird Dipl.-Geol. A. v. HILLEBRANDT gleichfalls in einer gesonderten Arbeit berichten.

<sup>34)</sup> *T. cerroazulensis* (COLE) wird von BOLLI (in LOEBLICH & A. 1957, S. 169) in die Synonymie von *T. cocoaensis* (CUSHMAN) gestellt (vgl. hierzu Fußn. 7 auf S. 6).

ken *B. truncana jacksonensisformis* n. ssp. aus den Oberen Adelholzener Schichten noch der großwüchsigen und gedrungenen *B. truncana truncana* GÜMBEL aus den höheren Stockletten. Sie stellen vielmehr Übergangsformen zwischen der Nominat-Unterart und der Subspezies *jacksonensisformis* dar. Man kann sogar die Beobachtung machen, daß die Gehäuse der Probe 1509 (tiefstes Led) etwas plumper und gedrungener sind als die Gehäuse der Proben 1507 und 1511 (oberstes Lutet)<sup>35</sup>).

Unter den übrigen Faunenelementen der Stockletten kommen nur noch wenige Arten für eine Unterscheidung von Mittel- und Obereozän in Betracht. Hervorzuheben ist, daß *Globigerinoides index* FINLAY im obersten Lutet ziemlich häufig auftritt, während sie im Led bislang noch nicht beobachtet werden konnte. Dagegen ist *Globigerina* cf. *dissimilis* CUSHMAN & BERMÚDEZ sowohl im höheren Lutet als auch im Led weit verbreitet. Truncorotalien konnten in keiner einzigen Stocklettenprobe beobachtet werden. Von den benthonischen Foraminiferen überschreiten die meisten Arten die Grenze Lutet/Led, doch hat es den Anschein, als seien einige wenige Arten auf das Led beschränkt. Es handelt sich vor allem um *Karrieriella* cf. *halkeyardi* CUSHMAN sowie um eine noch nicht näher bestimmte Art der Gattung *Rectobolivina* (?).

Schließlich sei noch erwähnt, daß auch die Großforaminiferen mit Erfolg für eine Einstufung eines Teiles der Stockletten S Spirka herangezogen werden konnten. So enthält die Probe 1511 zahlreiche megal- und mikrosphärische Gehäuse von *Assilina exponens* (Sow.), die auf ein mitteleozänes Alter hinweisen. Diese Altersbestimmung entspricht sehr gut der Lage im Profil, da die Probe 1511 im Liegenden der dem tiefsten Led zugerechneten Probe 1509 entnommen wurde (S. 25, Abb. 1 auf S. 16).

Es besteht somit kein Anlaß, die Assilinen der Lithothamnien-Schuttmergel des Grabens S Spirka für umgelagert zu halten und sie von älteren Ablagerungen, also von den Adelholzener Schichten, abzuleiten. Auch im Granitmarmor des Rohrdorfer Bruchs können große Nummuliten und Assilinen beobachtet werden, ohne daß ein zwingender Grund bestünde, ihr Auftreten durch Umlagerung zu erklären (HAGN 1954 c, S. 63). Bekanntlich hatte REIS (1896, S. 69, 77—80, 102—103) die im Granitmarmor gelegentlich auftretenden großen Nummuliten sowie zumindest einen Teil der Assilinen für aufgearbeitet gehalten und Umlagerungen aus den Gerhardsreiter und Adelholzener Schichten angenommen. Daß örtlich Umlagerungsvorgänge stattgefunden haben, soll allerdings nicht bestritten werden, denn der Verfasser selbst konnte im Rollgraben bei Neukirchen eine Lithothamnien-Schuttalkbank beobachten, die Gerölle von Gerhardsreiter Schichten einschloß.

Als erstes wichtiges Ergebnis kann daher festgehalten werden, daß in dem N—S verlaufenden Graben S Spirka sowohl Stockletten des obersten Lutets als auch solche des tiefsten Leds aufgeschlossen sind. Damit kann die Ansicht, die Stockletten besäßen ausschließlich mitteleozänes oder ausschließlich obereozänes Alter, endgültig aufgegeben werden. Im folgenden soll nun versucht werden, mit Hilfe von Stocklettenproben anderer Fundorte weitere Anhaltspunkte für die Altersbestimmung der Stockletten zu erarbeiten.

<sup>35</sup>) Am 6. 12. 1958 sammelte der Verfasser in dem N—S verlaufenden Graben S Spirka eine weitere Stocklettenprobe auf, die ungefähr 10 m höher im Profil liegt als die Probe 1509. Der Schlämmrückstand dieser Probe (1579) enthält neben einer reichen Beifauna großwüchsige und breite Gehäuse von *Bulimina truncana* GÜMBEL, die man bereits mit der Nominat-Unterart vereinigen darf, sowie scharfkielige Gehäuse von *Turborotalia cerroazulensis* (COLE). Die Fundschicht ist daher bereits dem höheren Led zuzurechnen (vgl. hierzu S. 52, 56).

Eine Stocklettenprobe aus dem Hauptast des Schöneckgrabens SE Siegsdorf lieferte eine reiche Foraminiferenfauna, die u. a. obereozäne Hantkeninen-Arten neben *Turborotalia cerroazulensis* (COLE) enthält (Probe 307). Die Turborotalien besitzen eine ziemlich scharfe Peripherie, so daß sie dem Typus der Art gut entsprechen. Die Gattung *Hantkenina* ist durch die Arten *H. alabamensis* CUSHMAN, *H. suprasuturalis* BRONNIMANN und *H. australis* FINLAY vertreten (Taf. 5, Bild 7—9). Darüber hinaus können folgende Arten, die das Faunenbild mehr oder weniger beherrschen, genannt werden:

*Textularia eocaena* (GÜMBEL)  
*Vulvulina flabelliformis* (GÜMBEL)  
*Nodosarella tuberosa* (GÜMBEL)  
*Neorotalia kallomphalia* (GÜMBEL)  
*Osangularia pteromphalia* (GÜMBEL)  
*Schlosserina asterites* (GÜMBEL)  
*Asterigerina rotula* (KAUFM.)  
*Asterigerina bimammata* (GÜMBEL)  
*Anomalinoides calymene* (GÜMBEL)  
*Cibicides ammophilus* (GÜMBEL)  
*Cibicides grosserugosus* (GÜMBEL)  
*Cibicides sublobatulus* (GÜMBEL)  
*Eorupertia cristata* (GÜMBEL)  
*Gypsina globulus* (REUSS)

Dazu kommen noch Arten der Gattungen *Nummulites*, *Heterostegina*, *Discocyclus* und *Aktinocyclus*. Der litorale Einschlag der vorliegenden Fauna wird durch das Auftreten von Bryozoen unterstrichen; der Schlämmrückstand enthält außerdem reichlich Lithothamiengrus.

Die Fauna der Probe 307 spricht zweifellos für ein obereozänes Alter. Die mit einer scharfkantigen Peripherie versehenen Gehäuse von *T. cerroazulensis* weisen darauf hin, daß die Fundschicht etwas jünger ist als diejenige der Probe 1509. Es handelt sich sehr wahrscheinlich um höheres Led. Daß bereits jüngere Ablagerungen des Obereozäns vorliegen, ist wohl nicht anzunehmen, da die Gattung *Cribohantkenina* nicht beobachtet werden konnte.

Aus dem Gebiet von Neubeuern a. Inn liegen ebenfalls Stocklettenproben vor, die eine genauere Einstufung gestatten. Im Rohrdorfer Bruch (NE-Teil, Mergelwand; vgl. hierzu Abb. 2) wurde im höchsten Teil des überschobenen Nordhelvetikums eine Schlammprobe entnommen, in der deutlich gewinkelte Gehäuse von *Turborotalia cerroazulensis* zusammen mit großwüchsigen, plumpen Formen von *Bulimina truncana truncana* GÜMBEL auftreten (Probe 1042). Diese Vergesellschaftung spricht für einen Horizont, der dem der Probe 307 vergleichbar ist. Die Fundschicht ist also jünger als die der Probe 1509. Man hat es offenbar wiederum mit jüngerem Led zu tun.

Zum Südhelvetikum ist eine Schlammprobe zu rechnen, die bei Altenbeuern im Hangenden des „Nebengesteins“ entnommen wurde (HAGN 1954 c, S. 46, 50, 52, 54). Die Stockletten des Altenbeurer Bruchs grenzen mit tektonischem Kontakt an Mühl sandsteine, die als Äquivalente der Schwarzerze im Kressenberger Gebiet gedeutet werden können. Das Nebengestein des Südhelvetikums entspricht stratigraphisch und bis zu einem gewissen Grad auch faziell den Oberen Adelholzener Schichten des Nordhelvetikums. Der Lage im Profil nach gehört die untersuchte Probe (288) somit zu den tieferen Stockletten. Der Schlämmrückstand enthält u. a. eine Art der Gattung *Plectina* sowie kleine Truncorotalien mit nahezu gerundeter Peripherie. Wie bereits in einem vorhergehenden Abschnitt dieser Arbeit ausgeführt wurde, ist die Gattung *Plectina* in den Bayerischen Alpen auf das Niveau der Adelholzener Schichten und der tiefsten Stockletten beschränkt (S. 42). Auch das Auftreten der Gattung *Truncorotalia* läßt darauf schließen, daß noch kein Obereozän vorliegt. Die Fundschicht ist wohl als oberes bis oberstes Lutet zu bestimmen. Dem Verfasser liegen entsprechende, ebenfalls Plectinen-führende Faunen aus dem Kressenberger Gebiet (Kressen graben und Jobstenbruch) sowie von Bauerstatt am Haunsberg (Land Salzburg) vor. Die Schlammprobe von der zuletzt genannten Lokalität wurde gleichfalls in unmittelbarer Nähe des Nebengesteins aufgesammelt.

Bedeutend jünger, aber ebenfalls dem Südhelvetikum angehörig, ist eine Stocklettenprobe, die am Nordostfuß des Dandlbergs bei Neubeuern a. Inn in 635 m Höhe entnommen wurde (Probe 313). Die Stockletten dieses Fundorts bilden ein Halb fenster im Dandlberg flysch und sind nicht weit von der Überschiebung Flysch auf Helvetikum entfernt (HAGN 1954 c, S. 46, 48, 120—121). Die reiche Foraminiferenfauna ist u. a. durch das nicht seltene Auf-

treten von *Turborotalia cerroazulensis* (COLE) gekennzeichnet. Die Gehäuse zeigen vor allem im älteren Teil des letzten Umgangs eine deutlich gekantete Peripherie. Die Probe kann daher als Led eingestuft werden.

Im Helvetikum W Tölz gelang v. STACKELBERG (1957, Ms.) erstmals der Fund von *Hantkenina dumblei* WEINZIERL & APPLIN und *H. longispina* CUSHMAN. Die hantkeninenführenden Stocklettenproben stammen aus dem Schellenbachgraben und von der Jochalm in der Nähe der Sauerbergquellen „Krankenheil“ (E 753—754). Im Material des zuletzt genannten Fundortes konnte der Verfasser zusätzlich noch *H. liebusi* SHOKHINA nachweisen. Die untersuchten Stockletten lassen daher eine Altersbestimmung als jüngstes Lutet zu.

Die genannten Beispiele genügen, um über das Alter der Stockletten folgende Aussagen machen zu können: Die Stockletten setzen sowohl im Nord- als auch im Südhelvetikum gewöhnlich im obersten Lutet ein. Ihr Liegendes wird im Nordhelvetikum von den Oberen Adelholzener Schichten, im Südhelvetikum vom Nebengestein gebildet. Das Alter dieser Liegendschichten kann als Ober-Lutet angegeben werden (S. 55)<sup>36</sup>). Da die Grenze zwischen Adelholzener Schichten bzw. Nebengestein und Stockletten eine Faziesgrenze darstellt, ist anzunehmen, daß die Stockletten örtlich bis in das Obere Lutet hinabreichen können<sup>37</sup>). Hinweise für eine Schichtlücke zwischen Oberen Adelholzener Schichten bzw. Nebengestein und Stockletten konnten im Gegensatz zu REIS (1896, S. 79, 103, 155) nicht gefunden werden (vgl. hierzu HAGN 1954 c, S. 55). Die jüngeren Stockletten gehören bereits dem Obereozän an. Die Zeitgrenze Lutet/Led liegt demnach innerhalb der Stockletten und verläuft durch eine lithologisch gleichartig ausgebildete Schichtfolge. Die jüngsten Stockletten wurden als höheres Led bestimmt; Äquivalente des Oberen Obereozäns konnten bislang noch nicht nachgewiesen werden. Die bisherigen Beobachtungen weisen darauf hin, daß die Stockletten maximal nur eine Mächtigkeit von wenigen hundert Metern erreichen (vgl. hierzu TRAUB 1953, S. 20); die von E. KRAUS (1951 b, S. 34) angegebene Mächtigkeit von „wohl über 1000 m“ scheint wesentlich zu hoch gegriffen.

In diesem Zusammenhang ist darauf hinzuweisen, daß die basalen Stockletten des Südhelvetikums eine von den übrigen Stockletten abweichende Fazies zeigen. Sie liegen als dunkelgraue bis schwärzliche Mergel vor, die häufig auch tonreicher ausgebildet sein können (vgl. hierzu REIS 1922 b, S. 223; TRAUB 1953, S. 19). Sie folgen im Profil unmittelbar auf das Neben-

<sup>36</sup>) In seiner Dissertation hat der Verfasser (1954 c, S. 39, 42, 46) die Äquivalente des Nebengesteins als höheres Mittel-Lutet, die Adelholzener Schichten als mittleres bis höheres Mittel-Lutet und den tieferen Teil der Stockletten als Ober-Lutet bezeichnet. In der vorliegenden Arbeit werden sowohl die Oberen Adelholzener Schichten als auch das Nebengestein als Ober-Lutet eingestuft, während das Alter der tieferen Stockletten als Ober-Lutet bzw. oberstes Lutet bestimmt wurde. Es ist hierbei allerdings zu berücksichtigen, daß ein Vergleich der Faunen zonen 1—3 (S. 55) mit der Normalstratigraphie des Lutets vorerst noch zu keinen endgültigen Ergebnissen führen kann. Dies wird verständlich, wenn man bedenkt, daß alle die für die vorliegende Zonengliederung benützten Foraminiferenarten zwar im Bereich der Tethys weitverbreitet sind, im Pariser Becken aber zu fehlen scheinen. Diese zoogeographisch-paläoklimatisch bedingte Schwierigkeit kann nur durch weitere feinstratigraphische und korrelierende Arbeiten allmählich behoben werden; hierbei dürften die Großforaminiferen eine wichtige Rolle spielen. Wie Dr. J. H. ZIEGLER dem Verfasser mündlich mitgeteilt hat, bereitet er derzeit eine Revision der Nummuliten und Discocyclinen des helvetischen Mitteleozäns vor.

<sup>37</sup>) Der tiefste Teil der „sandigen“ Stockletten des Gebietes von Neuweuern a. Inn ist wohl noch als Ober-Lutet aufzufassen. Dafür spricht u. a. der Fund von *Truncorotaloides topilensis* (CUSHMAN) in den basalen, feinstsandig ausgebildeten Stockletten von der Straße Rohrdorf—Langweid (Probe 1571). Vgl. hierzu Fußn. 29 auf S. 39.

gestein; nach einer freundlichen mündlichen Mitteilung von Dr. J. H. ZIEGLER stellen sie im Kressenberger Gebiet bei Erzböhrungen einen wertvollen petrographischen Leithorizont dar. Ein Vergleich dieser basalen Stockletten mit den dunklen Mergeln der Oberen Adelholzener Schichten ist naheliegend; man darf annehmen, daß die Ablagerungsbedingungen in beiden Fällen die gleichen waren. Allerdings scheinen die dunklen Mergel des Südhelvetikums um eine geringe Zeitspanne jünger zu sein als diejenigen des Nordhelvetikums, weil diese zwischen Nebengestein und typischen Stockletten, jene aber noch im stratigraphischen Bereich der Oberen Adelholzener Schichten auftreten.

Aus den dunklen Mergeln des Südhelvetikums liegt dem Verfasser vom Kressenberg eine Schlammprobe (1343) vor, die u. a. eine auffallende Uvigerinen-Art enthält. Ihre Bearbeitung ergab eine fast völlige Übereinstimmung mit *U. alazanensis* NUTTALL (1932, S. 22, Taf. 5, Fig. 10) aus der unteroligozänen Alazan-Formation von Mexiko (vgl. hierzu S. 48). Man macht also auch hier die Erfahrung, daß ein kennzeichnender Skulpturtyp im alpinen Bereich der Tethys früher auftritt als in Amerika. Die Fauna hat ferner *Plectina dalmatina* (SCHUBERT) geliefert; es wurde bereits darauf hingewiesen, daß Arten dieser Gattung bislang nur in den Adelholzener Schichten und in den tieferen Stockletten beobachtet werden konnten (S. 42).

Es bleibt noch nachzutragen, daß KNIPSCHER (in GANSS & A. 1956, S. 67) unlängst die Ansicht vertrat, daß die Stockletten bereits im tieferen Mitteleozän einsetzen können. KNIPSCHER begründete seine Auffassung mit dem Fund einer Foraminiferenfauna, die er auf Grund großer *Truncorotalia*-Arten der *aragonensis*-Gruppe in das tiefere Lutet stellte (vgl. hierzu l. c., Tab. 2). Dazu wäre zu bemerken, daß an der Fundstelle im Sprunggraben bei Teisendorf vorwiegend bunte Mergel aufgeschlossen sind, die einer Fazieszone angehören, die im Süden an das Südhelvetikum anschließt. Sie stellen daher schon Ablagerungen des Ultrahelvetikums dar (vgl. hierzu S. 93). In diesem südlichen Bereich setzt die Mergelfazies bereits früher ein als weiter im Norden; die von KNIPSCHER als Stockletten angesprochenen Mergel stellen daher fazielle Äquivalente der Erzsichten im Norden dar. Entsprechende Ablagerungen sind dem Verfasser von Mattsee nahe Buglsberg (Land Salzburg) bekannt (Proben 1280 und 1281); die stocklettenähnlichen Mergel führen z. T. *Hantkenina mexicana* CUSHMAN, *Hastigerinella eocanica* NUTTALL, große, an *Truncorotalia aragonensis* (NUTTALL) erinnernde Formen sowie zahlreiche Gehäuse von *T. crassata* (CUSHMAN). Plectinen wurden ebenfalls beobachtet. Für diese Proben kommt am ehesten ein unter- bis mittellutetisches Alter in Frage (S. 104). Man sollte sie daher von den Stockletten des Nord- und Südhelvetikums getrennt halten<sup>38)</sup>.

<sup>38)</sup> In seiner Tabelle 2: „Stratigraphische Reichweite der in den eoziänen Stockletten vorkommenden pelagischen Foraminiferen“ bildet KNIPSCHER (in GANSS & A. 1956) mehrere Arten ab, die nur in den genannten ultrahelvetischen Mergeln, nicht aber in den Stockletten des Nord- und Südhelvetikums gefunden werden. Hierher gehören vor allem „*Globorotalia aragonensis* NUTTALL, „*Globorotalia wilcoxensis* CUSHMAN & PONTON und „*Globorotalia spinulosa* CUSHMAN. Als Vorlage für die Zeichnungen im linken Teil der Tabelle dienten fast ausschließlich Abbildungen aus anderen Veröffentlichungen, nicht aber Gehäuse aus den Stockletten selbst. Z. T. handelt es sich sogar um Reproduktionen von Abbildungen kubanischer und mexikanischer Foraminiferen. So stammt z. B. die Zeichnung von „*Globorotalia wilcoxensis* aus einer Arbeit von CUSHMAN & BERMÚDEZ (1949, Taf. 7, Fig. 16—18) über Foraminiferen aus Kuba, diejenige von „*Globorotalia cerroazulensis* aus derselben Arbeit (Taf. 8, Fig. 10—12). Auch die Abbildung von „*Globorotalia spinulosa* scheint, wenngleich in seitenverkehrter Ansicht, dieser Publikation entnommen zu sein (Taf. 8, Fig. 1—3). Z. T. wurden die soeben zitierten Abbildungen bereits in der Arbeit von GANSS & KNIPSCHER (1956) über die Kreide-Eozän-Serie des Sprunggrabens bei Teisendorf verwendet (vgl. hierzu Fußn. 63 auf S. 92). Auch die Abbildungen von *Globigerina linaperta* FINLAY, „*Globorotalia aragonensis* und „*Globorotalia crassata* (CUSHMAN) wurden schon vorher in dieser Arbeit veröffentlicht. Für die Zeichnung von *Globigerina mexicana* CUSHMAN stand dagegen die Originalabbildung CUSHMANS (1925, Taf. 1,

Zusammenfassend kann daher gesagt werden, daß es mit Hilfe von pelagischen Foraminiferen und einigen wenigen benthonischen Arten gelungen ist, eine Zonengliederung des Lutets und Leds im bayerischen Helvetikum sowie im ultrahelvetischen Raum zu schaffen. Sie kann wie folgt dargestellt werden:

**Zone 1:** Die pelagischen Faunenelemente sind gekennzeichnet durch *Hantkenina mexicana* CUSHMAN, *Hastigerinella eocanica* NUTTALL, große Truncorotalien aus der Verwandtschaft von *T. aragonensis* (NUTTALL) sowie kleine Truncorotalien der *crassata-bullbrooki-spinuloinflata*-Gruppe.

**Beispiele:** Mattsee, Land Salzburg; Sprunggraben bei Teisendorf (Ultrahelvetikum).

**Zone 2:** Die Gattung *Hantkenina* ist durch *H. dumblei* WEINZIERN & APPLIN, *H. longispina* CUSHMAN und *H. liebusi* SHOKHINA vertreten. Die bezeichnenden Truncorotalien dieser Zone sind mittelgroße Formen, die als *T. cf. wilcoxensis* (CUSHMAN & PONTON) und *T. spinulosa* (CUSHMAN) bestimmt werden können<sup>39)</sup>. Daneben kommen kleine Truncorotalien der *crassata-bullbrooki-spinuloinflata*-Gruppe vor. *Truncorotaloides topilensis* (CUSHMAN) ist ebenfalls anzutreffen. *Globigerina cf. dissimilis* CUSHMAN & BERMÚDEZ erscheint zum ersten Mal in diesem Horizont, fehlt aber auch in den jüngeren Zonen nicht. Von benthonischen Formen sind vor allem die schon mehrfach erwähnten Plectinen zu nennen. In einem Teil der Proben tritt ferner *Bulimina truncana jacksonensisformis* n. ssp. auf.

**Beispiele:** Obere Adolholzener Schichten der Umgebung von Siegsdorf und von Neubeuern a. Inn (Nordhelvetikum); Nebengestein des Kressenbergs und von Altenbeuern (Südhelvetikum); Nattergraben bei Eisenärzt (Ultrahelvetikum).

**Zone 3:** Die *Hantkenina*-Arten sind dieselben wie die der Zone 2. Allerdings ist *H. liebusi* häufiger als in den tieferen Schichten. Außerdem ist *H. dumblei* z. T. etwas untypisch und läßt Anklänge an *H. suprasuturalis* erkennen. Die deutlich gekielten Truncorotalien sind verschwunden; eine Ausnahme hiervon macht allenfalls *T. lehneri* (CUSHMAN & JARVIS). Auch die kleinen Formen mit mehr gerundeter Peripherie, die der *crassata-bullbrooki-spinuloinflata*-Gruppe angehören, sind gelegentlich anzutreffen. *Truncorotaloides topilensis* (CUSHMAN) fehlt dagegen. *Globigerinoides index* FINLAY ist in manchen Proben sehr häufig. Plectinen werden vor allem im tiefsten Teil dieser Zone beobachtet. Bezeichnend sind ferner Gehäuse von *Bulimina truncana* GÜMBEL, die zwischen *B. truncana jacksonensisformis* n. ssp. und *B. truncana truncana* GÜMBEL vermitteln.

---

Fig. 8; fide Catalogue of Foraminifera) Pate. Die Abbildung von *Hantkenina alabamensis* CUSHMAN erscheint überhaupt völlig falsch gezeichnet, da die Stacheln bei keiner einzigen Art dieser Gattung am Hinterende der Kammern sitzen. KNIPSCHER hat diese Art wohl kaum in den Stockletten gefunden, da er sie im Text an keiner Stelle erwähnt (l. c., S. 65—67), obwohl er eine Liste der pelagischen Foraminiferen der Stockletten gibt.

<sup>39)</sup> Vereinzelt kommen große Truncorotalien der *aragonensis*-Gruppe auch noch in dieser Zone vor, was jedenfalls der Fund eines derartigen Gehäuses im Nebengestein von Hinterhör bei Altenbeuern beweist (HAGN 1954 c, Fußn. 5 a auf S. 41). Ein häufigeres Auftreten dieser Formen ist aber offenbar auf die Zone 1 beschränkt (vgl. hierzu Fußn. 52 b auf S. 76).

**Beispiele:** Tieferer Teil der Stockletten im Nord- und Südhelvetikum verschiedener Gebiete. Ausgenommen sind die ältesten Stockletten, die örtlich schon im höchsten Teil der Zone 2 einsetzen können.

**Zone 4:** Die Hantkeninen-Fauna zeigt eine andere Zusammensetzung. Es wurden bis jetzt die Arten *H. alabamensis* CUSHMAN, *H. suprasuturalis* BRONNIMANN und *H. australis* FINLAY gefunden<sup>40)</sup>. Truncorotalien scheinen völlig zu fehlen. Die Gattung *Turborotalia* ist u. a. durch *T. cerroazulensis* (COLE) vertreten. Im tieferen Teil dieser Zone ist die Peripherie der genannten Art noch nicht so deutlich gekielt wie in den jüngeren Schichten. *Globigerinoides index* FINLAY wurde nicht mehr beobachtet. Auch die Gattung *Plectina* konnte in dieser Zone nicht mehr nachgewiesen werden. Aus den Übergangsformen zwischen *B. truncana jacksonensisiformis* n. ssp. und *B. truncana truncana* geht durch fortschreitende Größenzunahme und durch eine Verschiebung des Längen-Breiten-Verhältnisses *Bulimina truncana truncana* hervor.

**Beispiele:** Höherer Teil der Stockletten im Nord- und Südhelvetikum in der Umgebung von Siegsdorf und Neubeuern a. Inn.

Das Alter der einzelnen Zonen kann entsprechend dem Stand unserer heutigen Kenntnisse wie folgt angegeben werden (vgl. hierzu Fußnote 36 auf S. 53, Fußn. 52 b auf S. 76, S. 61):

- Zone 1: Tieferes bis Mittleres Lutet.
- Zone 2: Oberes Lutet.
- Zone 3: Oberstes Lutet.
- Zone 4: Led.

Bemerkenswert ist, daß die in dieser Arbeit vorgelegte Zonengliederung des Lutets und Leds mit Hilfe von Kleinforaminiferen in vieler Hinsicht einer Gliederung entspricht, wie sie von BOLLI (in LOEBLICH & A. 1957, Abb. 26 auf S. 159) für das Eozän von Trinidad, B. W. I., erarbeitet wurde. Diese Feststellung kann nicht überraschen, da das alpine Eozän mit der karibischen Region in zoogeographischer Hinsicht manche Ähnlichkeit besitzt (HAGN 1956, S. 193). Hinzukommt, daß sich gerade pelagische Foraminiferen für eine interkontinentale Korrelation besonders gut eignen, da sie nahezu faziesunabhängig sind und durch Strömungen weithin verfrachtet werden können.

<sup>40)</sup> Bezüglich weiterer, bisher noch nicht genannter Hantkeninen-Funde sei auf die Beschreibung der Buntmergelserie des Nattergrabens bei Eisenärzt verwiesen (S. 104—105). Ferner wurden in Stocklettenproben, die der Verfasser im September und Oktober 1958 im Gebiet von Neubeuern a. Inn aufgesammelt hat, folgende Hantkeninen-Arten nachgewiesen:

- Probe 1529, Rohrdorfer Bruch, Oberkante: *H. dumblei* WEINZIERL & APPLIN, *H. liebusi* SHOKHINA (Südhelvetikum, oberstes Lutet. Die Probe wurde einem geröllartigen Einschluß von Stockletten in Lithothamnien-Kalk entnommen).
- Probe 1532, Kirchberg, östlicher Graben, Unterlauf, rechter Grabenrand: *H. dumblei* WEINZIERL & APPLIN, *H. liebusi* SHOKHINA (Nordhelvetikum, oberstes Lutet).
- Probe 1554, Rohrdorfer Bruch, Westteil: *H. aff. suprasuturalis* BRONNIMANN (Nordhelvetikum, Led).
- Probe 1559, Rohrdorfer Bruch, Nordwestteil, Aufschluß westlich des Ofenhauses: *H. dumblei* WEINZIERL & APPLIN, *H. liebusi* SHOKHINA (Nordhelvetikum, oberstes Lutet).
- Probe 1563, Fundort wie 1559: *H. dumblei* WEINZIERL & APPLIN, *H. liebusi* SHOKHINA (Nordhelvetikum, oberstes Lutet).
- Probe 1566, Rohrdorfer Bruch, Westteil: *H. suprasuturalis* BRONNIMANN (Nordhelvetikum, Led).

Es ist keine Frage, daß die oben skizzierte Zonengliederung durch die fortschreitende Auswertung des bereits vorhandenen<sup>41)</sup> 41a) 41b) sowie durch Beschaffung von zusätzlichem Material, vor allem aus Profilen oder Profiltteilen<sup>42)</sup>, noch verfeinert werden kann. Es steht zu erwarten, daß insbesondere durch die Anwendung biometrischer Untersuchungsmethoden in Verbindung mit einer phylogenetisch ausgerichteten Betrachtungsweise noch weitere Zeitmarken für die

<sup>41)</sup> Bis jetzt liegen dem Verfasser drei Stocklettenprofile vor, die den Zeitbereich oberes bzw. oberstes Lutet—Led umfassen. Es sind dies einmal das Profil des N—S verlaufenden Grabens S Spirka SE Siegsdorf (S. 27, 49—51), sodann die beiden Profile des Rohrdorfer bzw. des Stadlerbruchs im Raum von Neubauern a. Inn.

Durch die Aufsammlung zahlreicher Schlammproben sowie durch die neuerliche Durchsicht des Belegmaterials zu seiner Dissertation (HAGN 1954 c, S. 86) ist es dem Verfasser gelungen, das Mergelprofil des überschobenen Nordhelvetikums im Rohrdorfer Bruch stratigraphisch zu gliedern. Zugleich konnte ein zweites, im wesentlichen übereinstimmendes Profil im östlich anschließenden Stadlerbruch aufgenommen werden. Da über diese stratigraphischen Neuerkenntnisse bisher noch nicht im Zusammenhang berichtet wurde, seien im folgenden die wichtigsten Ergebnisse zusammengestellt (vgl. hierzu S. 38, Fußn. 27 auf S. 35, Fußn. 28 auf S. 38, Fußn. 29 auf S. 38—39).

Das Profil des Rohrdorfer Bruchs (Westteil) beginnt mit feinsandig ausgebildeten Stockletten, die westlich des Ofenhauses aufgeschlossen sind. Nach oben hin nimmt der Feinsandgehalt der kalkigen Mergel allmählich ab; aus den „sandigen“ Stockletten entwickeln sich die sandarmen bis sandfreien eigentlichen Stockletten. Unmittelbar im Hangenden der „sandigen“ Stockletten wurden nahe der SW-Ecke des Ofenhauses zwei Schlammproben aufgesammelt, in denen Hantkeninen vorkommen (Proben 1559, 1563). Die beiden nachgewiesenen Arten — *H. dumblei* WEINZIERL & APPLIN, *H. liebusi* SHOKHINA — sprechen nach den bisherigen Erfahrungen im bayerischen Helvetikum für höheres Lutet. Die Faunen dieses stratigraphischen Bereichs enthalten außerdem nicht selten *Globigerinoides index* FINLAY. Einige Meter im Hangenden dieser beiden Proben folgt südlich des Ofenhauses eine Lithothamnien-Kalkbank, die bis zu 2 m mächtig werden kann. Die Foraminiferenfaunen der den Algenkalk begleitenden Stockletten weisen auf die Wende Mittel-/Obereozän, da in ihnen bereits Übergangsformen von *Turborotalia centralis* (CUSHMAN & BERMÚDEZ) zu *T. cerroazulensis* (COLE) auftreten (Proben 1556—1557, 1561—1562). Höher im Profil liegen graue, dunkel gefleckte Mergelkalke, die aber heute schon fast ganz abgebaut sind. Eine im Jahre 1949 diesen Schichten entnommene Schlammprobe (Probe 1572) enthält häufig *Turborotalia cerroazulensis* (COLE); die Fundschicht ist daher bereits in das Obereozän zu stellen. Den Abschluß der nordhelvetischen Serie bilden bläulich- bis gelblichgraue Stockletten, denen zwei geringmächtige Lithothamnien-Kalkbänke eingeschaltet sind. Schlammproben dieser Mergel (Proben 1553, 1555, 1566, 1568) lieferten teils *Hantkenina suprasuturalis* BRONNIMANN, teils scharfgekielte Gehäuse von *Turborotalia cerroazulensis* (COLE); altersmäßig entsprechende Proben aus dem NE-Teil des Bruchs führen noch großwüchsige, gedrungene Gehäuse von *Bulimina truncana truncana* GÜMBEL (Proben 1042, 1551). Das Alter dieser Ablagerungen ist daher bereits als höheres Led zu bestimmen.

Die Grenze Lutet/Led kann im Profil des Stadlerbruchs nicht so scharf gezogen werden wie im Rohrdorfer Bruch. Dies ist auf das Fehlen von Hantkeninen sowie auf das ziemlich seltene Auftreten von *Turborotalia cerroazulensis* (COLE) in den höheren Profiltteilen zurückzuführen. An der Basis der „sandigen“ Stockletten liegt ein ca. 5 m mächtiger, mürber Feinsandstein, der nach oben in foraminiferenführende, feinstsandige, kalkige Mergel übergeht. Die Mikrofauna enthält z. T. noch *Clavulinooides szaboi* (HANTKEN), eine Art, die in den Oberen Adelhölzener Schichten meist nicht selten auftritt (Proben 1534, 1537). *Globigerinoides index* FINLAY konnte mehrfach beobachtet werden. Die „sandigen“ Stockletten des Stadlerbruchs können daher, abgesehen von den tiefsten Lagen, für die wohl noch ein oberlutetisches Alter in Frage kommt, als oberstes Lutet aufgefaßt werden. Höher im Profil setzen die Sand-schüttungen allmählich aus; in den Mikrofaunen treten die ersten Übergangsformen von *Turborotalia centralis* (CUSHMAN & BERMÚDEZ) zu *T. cerroazulensis* (COLE) auf (Probe 1545). Etwa an die Wende Lutet/Led ist auch die Fundschicht einer Stocklettenprobe zu legen, deren Fauna und Flora auf mehr litorale Absatzbedingungen schließen läßt. Es wurde bereits an anderer

Feinstratigraphie des Lutets und Leds gewonnen werden können. Damit wird es möglich, auch die mergelige Fazies des Mittel- und Obereozäns, in der Megafossilien oder Großforaminiferen entweder fehlen oder doch stark zurücktreten, ausreichend zu datieren und die erzielten feinstratigraphischen Ergebnisse der Alpengeologie nutzbar zu machen.

Stelle darauf hingewiesen (Fußn. 28 auf S. 38), daß der Horizont der Probe 1543 dem der tiefsten Lithothamnien-Kalkbank des Rohrdorfer Bruchs entsprechen dürfte. In den darauffolgenden Mergeln, die durch das Auftreten von *T. cerroazulensis* (COLE) als Obereozän gekennzeichnet sind (Probe 1547), treten 0,20—0,50 m mächtige Bänke eines hellgrauen, splitterigen, stellenweise gefleckten Mergelkalks auf. In den höchsten Profilteilen, nahe der Überschiebung durch das Südhelvetikum, beobachtet man eine starke tektonische Beanspruchung der Gesteine, die sich in zahlreichen Harnischen und Ruschelzonen bemerkbar macht. Eine stärkere Zerklüftung kann allerdings auch schon im tieferen Teil des Profils festgestellt werden; namentlich im Bereich des basalen Sandsteins täuschen zahlreiche Klüfte ein Nordfallen vor. Die Schichten fallen aber in Wirklichkeit mit 45—50° und mehr nach Süden ein.

Die Mächtigkeit des überschobenen Nordhelvetikums dürfte im Bereich der beiden Brüche den Betrag von 40 m nicht wesentlich überschreiten. Die Grenze zum Südhelvetikum ist derzeit im Ostteil des Rohrdorfer Bruchs gut aufgeschlossen. Sie wird von einer mehrere Meter breiten Zerrüttungszone begleitet, in der die Stockletten stärkste tektonische Beanspruchung zeigen. Desgleichen ist der Nordteil der Schubmasse des Fadenbergs von Störungen durchsetzt, wie neuere Aufschlüsse zeigen. Die Lithothamnien-Kalke werden von annähernd N—S verlaufenden, häufig sigmoidal verbogenen Bewegungsflächen zerschnitten, an denen z. T. die weicheren Stockletten zwischen die starren Kalkklötze eingedrungen sind.

<sup>41a)</sup> Ein erneuter Besuch des Bruchgebietes, den der Verfasser am 8. 10. 1959 zusammen mit Dipl.-Geol. D. HERM durchführte, erbrachte noch folgende nachzutragende Beobachtungen: Der Stadlerbruch ist durch den fortschreitenden Abbau inzwischen mit dem Rohrdorfer Bruch vereinigt. Im Nordhelvetikum des Stadlerbruchs konnten, entgegen den bisherigen Befunden, zwei Lithothamnien-Kalkbänke festgestellt werden, die durch die Anwitterung gut hervortreten. Die südlichere Bank besitzt ein obereozänes Alter, während die nördlichere ungefähr an die Wende Lutet/Led zu stellen ist. 4 m im Liegenden dieser Bank wurde nämlich eine Schlammprobe (Nr. 1807) entnommen, die *Hantkenina dumblei* WEINZIERL & APPLIN und *H. liebusi* SHOKHINA führt. Damit ergeben sich gute Vergleichsmöglichkeiten mit dem nordhelvetischen Profil des Rohrdorfer Bruchs (vgl. hierzu Fußn. 28 auf S. 38 und Fußn. 41).

Zu erwähnen ist noch, daß im obereozänen Profilanteil des Nordhelvetikums im Stadlerbruch eine geringmächtige Bank eines sehr feinkörnigen Sandsteins beobachtet wurde, dessen Schichtflächen unregelmäßig und etwas gewellt sind und Anzeichen submariner Gleitungen erkennen lassen. Zum nördlichsten Teil des Südhelvetikums sind Blöcke grobstruierter Lithothamnien-Kalke zu rechnen, die im Stadlerbruch in großer Zahl herumlagen. Sie schließen kleinere und größere Brocken von hellen oder dunklen, riffschuttartigen Kalken sowie rötliche Mergelkalkgerölle ein (vgl. hierzu S. 127). Die Störungszone zwischen Nord- und Südhelvetikum steht steil. Sie verläuft etwas schräg zum Streichen der nordhelvetischen Schichten, was zur Folge hat, daß der südlichste und damit jüngste Teil des Nordhelvetikums im Stadlerbruch tektonisch unterdrückt ist. Die bisherigen Beobachtungen lassen allerdings darauf schließen, daß die Überschiebungsbahn von Süd- auf Nordhelvetikum im Bereich der beiden Brüche nicht geradlinig verläuft, sondern nachträglich verbogen und durch Querstörungen in einzelne Abschnitte zerlegt wurde.

<sup>41b)</sup> Vgl. hierzu Fußn. 85 a auf S. 208.

<sup>42)</sup> Neuaufsammlungen sind vor allem im Bereich des Schöneckgrabens SE Siegsdorf und im Raum von Adelholzen geplant.

## D. Vergleichende Stratigraphie der Tertiär-Ablagerungen der kalkalpinen Geosynklinale und ihrer Vortiefen

### 1. Erläuterungen zur vergleichenden stratigraphischen Tabelle (Abb. 7)

#### a. Methodik und Zielsetzung

Der erste Hauptteil der vorliegenden Arbeit brachte das Ergebnis, daß die *Clavulinoides szaboi*-führenden Schichten des bayerischen Nordhelvetikums nicht dem Priabon, sondern dem Ober-Lutet angehören (S. 28, 35, 40). Außerdem konnte die Feststellung getroffen werden, daß offenbar auch die Stockletten nicht bis in das höhere Obereozän hineinreichen, sondern bereits im jüngeren Led enden (S. 53). Freilich bleibt ungewiß, ob nicht Äquivalente des oberen Obereozäns nachträglich durch die Erosion entfernt und so der Beobachtung entzogen worden sind. Berücksichtigt man ferner die Tatsache, daß die heutige Grenze Molasse/Helvetikum eine tektonische ist und daher mit einer Verstümmelung des Molasse-südrandes gerechnet werden muß, dann kommt man zu dem Schluß, daß auch die Aufschlüsse im Wehrprofil S Siegsdorf keine Entscheidung über die Frage zulassen, ob Molasse und Helvetikum durch einen stratigraphischen Übergang miteinander verbunden sind oder nicht (vgl. hierzu S. 6).

Es muß also ein anderer Weg beschritten werden, um Klarheit in dieser Frage zu erlangen. Zu diesem Zweck wurde vom Verfasser eine „vergleichende Stratigraphie“ des Alttertiärs der östlichen Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes ausgearbeitet, in der vor allem dem Einsetzen der Transgression in den verschiedenen Vortiefen Beachtung geschenkt wird. In zweiter Linie wird das Aufhören der Sedimentation in den einzelnen Trögen berücksichtigt. Abgesehen von Molasse und Helvetikum werden auch das Ultrahelvetikum, die Ostalpine Flyschzone und das inneralpine Tertiär in den Kreis der Betrachtung miteinbezogen. Auf diese Weise soll versucht werden, ein möglichst lückenloses Bild von der Entstehungsgeschichte der alpinen Geosynklinale und ihrer Teiltröge in tertiärer Zeit zu gewinnen.

Bevor auf die Schichtglieder der einzelnen Ablagerungsräume eingegangen wird, seien in den folgenden beiden Kapiteln noch einige erläuternde Bemerkungen zum Transgressionsdiagramm (Abb. 7 auf S. 60) gemacht.

#### b. Bemerkungen zum Zeitschema

Es sollen an dieser Stelle nur diejenigen Zeitbegriffe eine ausführlichere Besprechung finden, deren Fassung bzw. Deutung in jüngster Zeit eine Änderung erfahren hat oder deren Anwendung im Schrifttum nicht in einheitlicher Weise erfolgt. Es ist ferner vorzuschicken, daß in Abb. 7 die wirkliche Zeitdauer der einzelnen Stufen wie Dan, Landen, Ypres, Lutet usw. nicht berücksichtigt wurde; um eine übersichtliche Darstellung zu erzielen, wurden die genannten Zeiteinheiten als in sich gleichwertig dargestellt. Der so entstandene Fehler ist sicherlich nicht groß und drückt sich allenfalls in einer geringfügigen Verzerrung des Transgressionsdiagramms aus.

**Maastricht.** — Das Maastricht wird als jüngste Oberkreide aufgefaßt. Demzufolge werden die nächstjüngeren Schichten des Dans bereits zum Tertiär gerechnet. Über die Grenzziehung Kreide/Tertiär mit Hilfe von Foraminiferen vgl. HAGN (1957, S. 28).

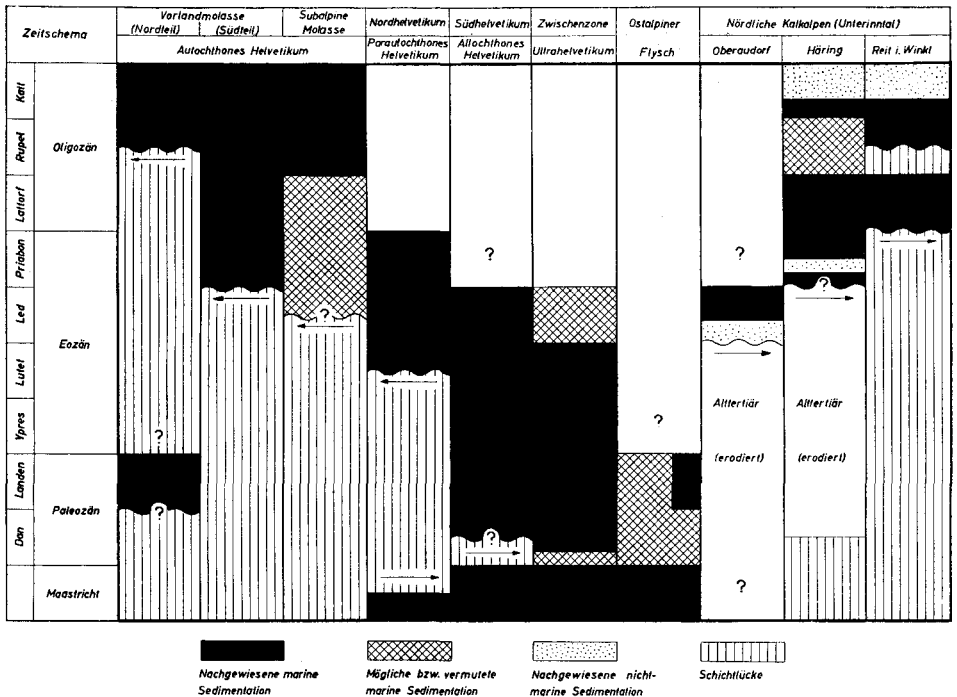


Abb. 7. Vergleichende stratigraphische Tabelle der tertiären Ablagerungen der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes. Die Tabelle veranschaulicht das Nordwärtswandern der tertiären Transgression, die um so später eintraf, je nördlicher das betroffene Gebiet gelegen hat (zu S. 158). Auf die Sonderstellung des inneralpinen Tertiärs und der alttertiären Ablagerungen im Untergrund der nördlichen Vorlandmolasse wird auf S. 167 usf. eingegangen. Zu berichtigen ist noch, daß im Nordhelvetikum keine Sedimente aus dem oberen Obereozän (Priabon) nachgewiesen sind (vgl. hierzu S. 59, 77).

D a n. — Der Mangel an durchgehenden, ungestörten Profilen im Bereich der Bayerischen und Salzburger Alpen und ihres Vorlandes hat die Aufstellung einer Zonengliederung des ältesten Tertiärs immer wieder verhindert. Alle bisherigen Bearbeiter waren daher gezwungen, ihre Teilprofile und Einzelaufschlüsse mit Paleozänprofilen anderer Gebiete zu vergleichen und deren Gliderungsschemata zu übernehmen. Es bleibt zu hoffen, daß durch die zunehmende Kenntnis der Feinstratigraphie des Paleozäns die Fehlerquellen bei Schichtvergleichen immer geringer werden.

Einem Vorschlag von LOEBLICH & TAPPAN (1957, S. 1111, Abb. 1 usf.) folgend, sollen die Äquivalente der Dänischen Stufe in der vorliegenden Arbeit als tieferes Paleozän behandelt werden. Da das Mont vom Dan nicht befriedigend abgetrennt werden kann und beide Unterstufen zeitlich offenbar zusammenfallen, soll der Begriff des Monts unterdrückt werden. Das höhere Paleozän wird als Landen bezeichnet <sup>42a</sup>).

Die Auffassung der beiden Autoren gründet sich auf die Bearbeitung der pelagischen Foraminiferen des tieferen Alttertiärs in einem Teil Europas sowie in Nord- und Mittelamerika. Dabei wurden die Stratotypen der genannten Unterstufen besonders berücksichtigt. Das Dan

<sup>42a</sup>) In einer jüngst erschienenen Arbeit wandte sich BROTZEN (1959, S. 35—36) entschieden gegen die oben skizzierte Ansicht von LOEBLICH & TAPPAN. Eine seiner 12 Thesen (Nr. 10) lautet z. B.: „A unification of Danian and Montian based on faunistic and geological characters is impossible.“ Die Zuordnung des Dans zur Kreide oder zum Tertiär sei lediglich eine Frage der Übereinkunft. Bis heute liege kein zwingender Grund vor, das Dan als ältestes Tertiär aufzufassen, zumal die faunistischen Unterschiede zwischen Maastricht und Dan nicht größer seien als zwischen Campan und Maastricht.

ist durch eine Globigerinen-Vergesellschaftung ausgezeichnet; erst im Landen treten gekielte Globorotalien („Truncorotalien“ anderer Autoren) hinzu. Das bedeutet, daß das Dan II (höheres „Dan“ mit Truncorotalien) im Sinne von WICHER bzw. BETTENSTAEDE & WICHER (vgl. hierzu HAGN 1957, S. 29—30) bereits in das höhere Paleozän gestellt werden muß.

Der Vollständigkeit halber ist noch nachzutragen, daß die Gleichstellung Dan = Mont auch schon in früheren Arbeiten erwogen worden ist (vgl. hierzu MULLER & SCHENCK 1943, S. 270—271). Desgleichen teilte Prof. Dr. I. A. KOROBKOV dem Verfasser am 4. 5. 1958 brieflich mit, daß eine Vereinigung des Dans mit dem Mont auch in der UdSSR von einzelnen Autoren befürwortet wird.

Ypres. — Anstelle von Cuis soll in dieser Arbeit der Ausdruck Ypres Verwendung finden, da Dr. L. HOTTINGER den Verfasser freundlichst darauf aufmerksam gemacht hat, daß der Stratotyp des Ypern vollständiger entwickelt ist als der des Cuis und so dem wahren Ausmaß des Untereozäns besser gerecht wird (vgl. hierzu SCHWEIGHAUSER 1953, S. 29).

Lutet. — Das Lutet umfaßt das gesamte Mitteleozän. Auf die Ausscheidung eines Auvers wird verzichtet, da diese Bezeichnung in der Literatur viel Verwirrung gestiftet hat. In dieser Arbeit interessiert vor allem die Abgrenzung des höheren Lutets vom Led; sie wurde mit Hilfe von Kleinforaminiferen durchgeführt (S. 56).

Led und Priabon. — Bei der Gliederung des Obereozäns wird davon ausgegangen, daß diese Zeiteinheit in zwei unterscheidbare Abschnitte zerfällt. In Anlehnung an KÜHN (1948, S. 81) wird das untere Obereozän als Led, das obere Obereozän als Priabon (= Wemmel) bezeichnet (vgl. hierzu HAGN 1956, S. 87—90). Im Schrifttum findet man hierfür nicht selten die Begriffe Unteres und Oberes Priabon (z. B. SCHWEIGHAUSER 1953, S. 32).

Lattorf. — In einer unlängst erschienenen Arbeit von KRUTZSCH & LOTSCH (1957) wird ausgeführt, daß die Megafaunen der typischen Lattorf-(Lattorf-)Ablagerungen des norddeutschen Raums enge Beziehungen zu Faunen des west- und osteuropäischen Obereozäns aufweisen. Auch die von FRANKE (1925) aus dem norddeutschen Lattorf beschriebenen Mikrofaunen seien als Obereozän einzustufen, da sie mit Faunen aus dem höheren Eozän Nordwestdeutschlands, Hollands und anderer Gebiete gut vergleichbar sein sollen. Entsprechende Ablagerungen benachbarter Gebiete wurden außerdem auf ihren Sporen- und Pollengehalt untersucht. Zusätzliche geologische und paläogeographische Erwägungen führten die beiden Autoren zu dem Schluß, daß die bislang von den meisten Autoren für Unteroligozän gehaltenen Schichten der Typuslokalität des Lattorfs in Wirklichkeit nur eine sandige Randfazies des norddeutschen Obereozäns darstellen. Als neues Typusprofil für das Unteroligozän im Nordseeraum wurde eine ca. 80 m mächtige Schichtfolge in Südwestmecklenburg gewählt, die durch die Bohrung Conow aufgeschlossen wurde (KRUTZSCH & LOTSCH 1957, S. 477, 493). Demzufolge wäre der Begriff des Lattorfs in seiner Bedeutung als Unteroligozän in Zukunft durch die Bezeichnung „Conow“ zu ersetzen.

Die von KRUTZSCH & LOTSCH behandelten Altersfragen müssen vor allem deshalb sorgfältig überprüft werden, weil BEYRICH, der Schöpfer des Oligozänbegriffs, die Schichten von Magdeburg, Osterweddingen, Westeregeln und anderer Fundorte in sein Oligozän miteinbezogen hat (DEHM 1950, S. 194). Es ist zwar nicht möglich, an dieser Stelle auf Einzelheiten der Arbeit von KRUTZSCH & LOTSCH einzugehen, doch seien schon jetzt einige wesentliche Gesichtspunkte herausgegriffen. So erscheint es z. B. durchaus nicht sicher, daß die sehr umfangreichen Molluskenfaunen des Lattorfs ein obereozänes Alter anzeigen, denn ein Auftreten von „obereozänen“ Arten in einer unteroligozänen Fauna ist keineswegs ungewöhnlich, sondern geradezu zu erwarten. Derartige „Mischfaunen“ zwischen älteren und jüngeren Arten treten im Tertiär vor allem im Grenzbereich zweier Stufen auf; als Beispiel hierfür können die Faunen des Katts und Aquitans genannt werden, die für die Grenzziehung Oligozän/Miozän herangezogen werden. Da man bei stratigraphischen Einstufungen dem Neuaufreten von Arten ein größeres Gewicht beimißt als dem Persistieren von älteren Formen, wäre auch im vorliegenden Fall durch entsprechende faunistische Analysen zu ermitteln, inwieweit die einzelnen Faunenelemente eine Entscheidung für Eozän oder Oligozän zulassen. Zu den Foraminiferenfaunen derselben Ablagerungen ist zu bemerken, daß sie nach der Darstellung von FRANKE (1925) einen deutlich oligozänen Einschlag erkennen lassen, vor allem was die Familie der Lagenidae betrifft (vgl. hierzu WICK 1939, Taf. 18). BATJES (1956, S. 10) betont ebenfalls die große Ähnlichkeit der Foraminiferenfauna von Magdeburg mit der Fauna des Unteren Tongriens von Belgien, das er in das tiefste Oligozän stellt (l. c., S. 9).

Aus alledem erhellt, daß zur Klärung der oben skizzierten Fragen noch eingehende Untersuchungen notwendig sind. Diese sind von den beiden Autoren bereits angekündigt. Sollten diese Arbeiten mit Sicherheit ergeben, daß die Lattorf-Stufe ein zeitliches Äquivalent des (höheren) Obereozäns ist, dann wäre allerdings zu bedenken, daß als neues Typusprofil des Unteroligozäns ein Ausschnitt aus der Bohrung Conow schlecht gewählt ist. Von einem Stratotyp muß man nämlich verlangen können, daß er allgemein zugänglich ist und daß man ihn sowohl geologisch als auch paläontologisch voll ausschöpfen kann. Gerade das ist aber bei dem neuen Typusprofil nicht möglich, da es, wenn überhaupt, nur eine spärliche Megafauna geliefert hat (l. c., S. 480), während die Mikrofauna vorwiegend aus Sandschalern besteht (l. c., S. 493)<sup>43</sup>).

Schließlich sei noch darauf hingewiesen, daß in der vorliegenden Arbeit der Begriff des Lattorfs ausschließlich für unteroligozäne Schichten Verwendung findet. Als zeitliche Äquivalente des Lattorfs werden daher nur solche Ablagerungen bezeichnet, die jünger als Priabon, aber älter als Rupel sind. Es muß ferner betont werden, daß es nur in beschränktem Umfang möglich ist, die Faunen des norddeutschen Lattorfs mit gleichaltrigen Faunen aus dem alpinen bzw. mediterranen Raum zu vergleichen. Das liegt daran, daß die einzelnen Faunen zu zwei verschiedenen zoogeographischen Provinzen gehören, die sich durch zahlreiche bezeichnende Faunenelemente voneinander unterscheiden. Eine gewisse Ähnlichkeit der Faunen beider Faunenprovinzen kommt lediglich durch das Auftreten von kosmopolitischen oder vikariierenden Arten zustande. Besonders deutlich lassen sich diese Verhältnisse an den Mikrofaunen ablesen; so weisen die alpinen Faunen des Paläogens und Neogens in ihrer Zusammensetzung grundsätzliche Verschiedenheiten gegenüber den nordwestdeutschen Artenvergesellschaftungen auf (siehe STAESCHE & HILTERMANN 1940). Hinzu kommt, daß die Grenze Eozän/Oligozän im Bereich der ehemaligen Tethys z. T. mit Hilfe von Fossilien gezogen wird, die der nördlichen Faunenprovinz, zu der u. a. Holland, Belgien, England und das Pariser Becken gehören, mehr oder minder fremd sind. So werden z. B. die im Eozän häufig gesteinsbildend auftretenden Discocyclinen im Oligozän nicht mehr beobachtet; auch *Rotularia* (= „*Serpula*“) *spirulaea* (LAM.), ein Leitfossil für das mediterrane Eozän, überschreitet die Grenze Eozän/Oligozän nicht. Alle diese Umstände erschweren naturgemäß eine unmittelbare Bezugnahme auf die jeweilige Typuslokalität, so daß die Korrelation sozusagen auf Umwegen erfolgen muß. Es ist jedoch zu hoffen, daß durch zoogeographisch ausgerichtete faunistische Arbeiten in größerer Zahl die möglichen Fehler nach und nach ausgemerzt werden.

Rupel. — Da die Mega- und Mikrofaunen des Rupels gut bekannt sind und die Stellung des Rupels als Mitteloligozän allgemein anerkannt wird, bedarf diese Stufe keiner Erläuterung.

Katt. — Über die Abgrenzung des Katts vom Rupel mit Hilfe von Kleinforaminiferen siehe HAGN (1955 d, S. 332—333). Das Katt wird als Oberoligozän aufgefaßt. In diesem Zusammenhang ist eine Arbeit von SZÖTS (1956 b) zu nennen, in der das Katt mit dem Aquitan vereinigt wird. Da dieser Frage in der vorliegenden Arbeit keine Bedeutung zukommt, soll sie vorerst nicht aufgegriffen werden. Mit dem Problem der Grenzziehung Katt/Aquitan befassen sich ferner drei jüngst erschienene Publikationen von CSEPREGHY-MEZNERICS (1956), CSEPREGHY-MEZNERICS & SENEŠ (1957) und BUDAY, CÍCHA & SENEŠ (1958). Da diese Veröffentlichungen neue Gesichtspunkte für die Einstufung der Grenzschichten Oligozän/Miozän in der bayerischen Molasse enthalten, ist ein Eingehen auf diese Arbeiten an anderer Stelle unerlässlich. Im Rahmen dieser Untersuchungen wurde Frl. M. KORCSMA mit der Bearbeitung der Foraminiferenfauna der Promberger Schichten der Typlokalität betraut.

### c. Bemerkungen zur räumlichen Gliederung

In Abb. 7 auf S. 60 sind die einzelnen Ablagerungsräume entsprechend ihrer Lage im N—S-Profil von links nach rechts eingetragen. Des besseren Überblicks wegen wurden die ehemals zwischen den Bereichen mariner Sedimentation gelegenen Schwellengebiete in der Darstellung nicht berücksichtigt. Auf ihre Bedeutung wird in späteren Abschnitten dieser Arbeit noch ausführlich eingegangen

<sup>43</sup> Vgl. hierzu die ebenfalls ablehnende Stellungnahme von ANDERSON in ANDERSON, DITTMER & GRIFF (1959, S. 98).

werden (S. 127 *usf.*, 163 *usf.*). Das Transgressionsdiagramm gilt für den gesamten ostbayerischen Raum; z. T. wurden auch noch die geologischen Verhältnisse der unmittelbar anschließenden Gebiete (z. B. von Häring i. T.) miterfaßt. Eine Darstellung entlang einzelner Meridiane ist z. Zt. noch nicht möglich, da die Unterlagen hierzu nicht ausreichen. Aus demselben Grund wurden auch die einzelnen Tröge nicht maßstabsgetreu gezeichnet, obwohl es z. B. als sicher gelten kann, daß die Ostalpine Flyschzone ursprünglich breiter war als der ultrahelvetische Raum. Die Hauptschwierigkeit, die einer nicht-schematischen Darstellung bis jetzt noch im Wege steht, ergibt sich aus der beträchtlichen Raumverengung, welche die einzelnen Sedimentationsräume im Verlauf tektonischer Vorgänge erlitten haben; da anzunehmen ist, daß dieser Raumverlust nicht in allen Trögen gleich groß war, sind alle Versuche, die frühere Breite einer Vortiefe zu ermitteln, nur mit Vorsicht aufzunehmen.

Trotz dieser Einschränkung soll versucht werden, die kalkalpine Geosynklinale und ihre Randsenken möglichst scharf voneinander abzugrenzen und eine klare Vorstellung über die Verteilung von Land und Meer im älteren Tertiär zu geben. Die folgenden Ausführungen beruhen vorwiegend auf Ergebnissen der letzten Jahre; in bestimmten Fällen wird aber auch auf die paläogeographischen Auffassungen älterer Autoren zurückgegriffen, vor allem dann, wenn sie noch heute mehr oder minder Gültigkeit besitzen. Dagegen werden Deutungen, welche allzusehr von den heutigen abweichen, in die vorliegende Arbeit nicht aufgenommen, um die Diskussion nicht zu belasten. Ihre Darstellung soll später in einem anderen Rahmen erfolgen.

**Vorland-Molasse.** — Die Vorland-Molasse, häufig auch als Ungefaltete Molasse bezeichnet, kann in einen Nord- und in einen Südteil aufgegliedert werden (HEERMANN 1954, S. 8, 12). Der nördliche Teil stellt ein flachgründiges Tertiärbecken dar, das von der Molasse im Süden durch die herzynisch angelegte Aufwölbung des „Landshut-Neuöttinger Hochs“ abgegrenzt wird (HEERMANN 1955, S. 70, 72). Die südlichsten Teile der Vorland-Molasse, die eine Steilstellung der Schichten zeigen, werden bereits zur Subalpinen Molasse gerechnet.

**Subalpine Molasse.** — Als Subalpine Molasse wird die Gefaltete Molasse (Falten-Molasse) am Alpenrand sowie der aufgerichtete Südteil der Vorland-Molasse zusammengefaßt (vgl. hierzu SCHMIDT-THOMÉ & GANSS 1955, S. 7, 18). Zur Subalpinen Molasse gehören daher nicht nur die Haushamer und Miesbacher Mulde, sondern z. B. auch die Molasse des *Traun-Profils*, dessen Schichten vor allem im Südteil steil nach Norden einfallen (HAGN & HÖLZL 1952, S. 111)<sup>44</sup>). Im Norden geht die Subalpine Molasse allmählich in die Vorland-Molasse

<sup>44</sup>) Gegen die Grenzziehung Gefaltete/Ungefaltete Molasse im *Prien-Profil* durch GANSS (in GANSS & SCHMIDT-THOMÉ 1955, S. 463 *usf.*, besonders S. 469, ferner Prof. 16) sind allerdings einige Bedenken zu erheben. Nach GANSS ist diese Grenze durch eine steilgeprägte Antikline gekennzeichnet, die im Kern vermutlich noch Rupel enthält. Nach seiner Beschreibung (l. c., S. 469) müßte diese Sattelzone zwischen den Mergeln des Wildenwarter Schloßbergs und den Ablagerungen der Rainer Mühle, nach Prof. 16 etwas weiter im Süden liegen. Eigene Beobachtungen haben für diese Ansicht keinerlei Hinweise erbracht, zumal in dem genannten Bereich, soweit er überhaupt aufgeschlossen ist, keine stärkere tektonische Beanspruchung festzustellen war (vgl. hierzu HAGN & HÖLZL 1952, S. 36, 40, 104). Hinzukommt, daß die genannten Aufschlüsse offenbar einem ungestörten Profil angehören, da eine völlig entsprechende Faunenfolge vom höchsten Katt bis zum tieferen Aquitan in der Bohrung Ortenburg CF 1002 in Niederbayern nachgewiesen werden konnte (HAGN 1955 d, S. 335—337, 352; vgl. hierzu Taf. 7—8 der vorliegenden Arbeit). Die im Süden anschließenden Aufschlüsse von Reit und am Waschhaus bei Wildenwart wurden von GANSS zu den Baustein-Schichten gerechnet (l. c., S. 465); in Prof. 16 streichen aber die Baustein-Schichten infolge tektonischer Unterdrückung am Nordflügel seiner „Frasdorfer Mulde“ überhaupt nicht zu Tage aus, sondern die Grenze Ungefaltete/Gefaltete Molasse verläuft an der Oberfläche zwischen marinem (höherem) Katt und Cyrenen-Schichten.

über. Im Süden grenzt sie tektonisch an das Nordhelvetikum; zur Zeit ihrer Ablagerung wurde die Südgrenze wenigstens zeitweise von der Germanischen Südschwelle (S. 163) gebildet.

Da in der Literatur bislang noch keine Faunenbilder aus der bayerischen Molasse veröffentlicht worden sind, werden als Ergänzung zu den Arbeiten von HAGN & HÖLZL (1952) und HAGN (1955 d) auf den Taf. 6—10 Mikrophotogramme charakteristischer Foraminiferenfaunen aus dem Rupel, Katt, Aquitan, Burdigal und Helvet wiedergegeben.

**Autochthones Helvetikum.** — Der Begriff des Autochthonen Helvetikums wurde zuerst von HAGN & HÖLZL (1952, S. 99) auf Sedimente des Molasseuntergrunds angewendet. Autochthone helvetische Ablagerungen sind sowohl im Bereich der Subalpinen als auch der Vorland-Molasse zu erwarten. Im Süden ist das Autochthone Helvetikum mit dem Parautochthonen Helvetikum durch einen lückenlosen Übergang verbunden.

**Parautochthones Helvetikum.** — Im Gegensatz zum Autochthonen Helvetikum streicht das Parautochthone Helvetikum im Süden der Molassezone zu Tage aus (HAGN & HÖLZL 1952, S. 99). Seine Ablagerungen sind zwar verfaltet und verschuppt, doch ist ihr Transportweg aus dem Süden verhältnismäßig gering (HAGN 1954 c, S. 83). Das Parautochthone Helvetikum grenzt im Süden an das Allochthone Helvetikum; ursprünglich bildete die Intrahelvetische Schwelle (S. 65—66, 131) die natürliche Grenze zwischen beiden Einheiten.

**Allochthones Helvetikum.** — Der Ausdruck „Allochthones Helvetikum“ wird hiermit in die Literatur eingeführt; er soll auf alle helvetischen Sedimente Anwendung finden, die zwischen Parautochthonem Helvetikum im Norden und Ultrahelvetikum im Süden liegen. HAGN & HÖLZL (1952, S. 99) haben dieselben Gesteine als „Gefaltetes Helvetikum“ bezeichnet. Das Allochthone Helvetikum ist häufig vom Untergrund abgescert und am Stirnrand des Flysches nach Norden verfrachtet worden; andere Vorkommen liegen als fenster- oder halbfensterartige Aufbrüche inmitten der Flyschzone. Das Allochthone Helvetikum ist in der Regel tektonisch stark beansprucht, verfaltet oder verschuppt und z. T. auf das Parautochthone Helvetikum aufgeschoben (Prof. A in Abb. 2 auf S. 30). Die ehemalige Nordgrenze war die Intrahelvetische Schwelle; im Süden ging der Ablagerungsraum in den des Ultrahelvetikums über (S. 66).

**Zur Faziesgliederung des helvetischen Trogs.** — In den vorangegangenen Abschnitten der vorliegenden Arbeit war bereits mehrfach von einem Nord- und einem Südhelvetikum die Rede. Es ist daher an der Zeit, diese Begriffe kurz zu erläutern und einen Überblick über die Faziesgliederung des ostbayerischen Helvetikums zu geben. Dabei kann allerdings nur der Bereich des Parautochthonen und Allochthonen Helvetikums berücksichtigt werden, da das Autochthone Helvetikum infolge seiner Überdeckung mit Molassedimenten einer flächenhaften Untersuchung nicht zugänglich ist.

Die Grundlage der heutigen Faziesgliederung geht auf REIS (1896) zurück. Durch eingehende, vorwiegend im Raum von Bergen, Siegsdorf und Teisendorf erzielte feldgeologische Beobachtungen gelangte er zur Ausscheidung einer Adelholzener, Eisenärztler und Kressenberger Zone, an die im Süden die Fazies der Achthaler Sandsteine anschließt (l. c., S. 24); an einer anderen Stelle seiner Arbeit (l. c., S. 51, 55) ergänzte er dieses Schema noch durch die Einfügung der erzärmeren Sandnock-Fazies zwischen die Kressenberger und Achthaler Zone. Alle die genannten Fazieszonen entsprechen Ablagerungsräumen, die ehemals in nord-südlicher Richtung aufeinandergefolgt sind (vgl. hierzu l. c., S. 96—104). Von Bedeutung ist die Feststellung REIS', daß, im Gegensatz zu den älteren Ablagerungen, die Stockletten und Granitmarmore an keine Fazieszone gebunden sind, sondern sowohl im Adelholzener Bereich als auch in den südlicher gelegenen Gebieten auftreten (l. c., S. 24, 76). Allerdings machte REIS hierbei die Einschränkung, daß die Mächtigkeit der Lithothamnien-Kalke nicht beständig ist; ihre größte Mächtigkeit erreichen sie in der Adelholzener und Eisenärztler Zone, während weiter im Süden, z. B. in der Sandnock-Ausbildung, nur mehr plattige Bänke eines feinkörnigen „Lithothamniumgruses“ beobachtet werden (l. c., S. 80, 102).

In einer späteren Arbeit nahm REIS (1922 b, S. 238) zwei große Ablagerungsräume an; das nördliche Becken nannte er vindelizisch, das südliche subalpin. Zum vindelizischen Bereich

Es ist sehr wahrscheinlich, daß auch die genannten Aufschlüsse zusammen mit den Vorkommen der Rainer Mühle und des Wildenwarter Schloßbergs eine normale Schichtfolge darstellen. Das bedeutet aber, daß sowohl die Stellung der „Frasdorfer Mulde“ als auch die Deutung der Schichten von Dösdorf als Südflügel dieser Mulde zweifelhaft wird. Um diese Frage erneut zu überprüfen, wurde cand. geol. G. HOFMANN mit der Durchführung von Spezialuntersuchungen im Bereich des Prien-Profiles betraut. — Vgl. hierzu Nachtrag Seite 208.

sind seiner Ansicht nach die Adelholzener Fazies sowie die weiter im Süden zur Ablagerung gekommenen sand- und eisenerzreichen Eozänschichten zu stellen, während die Flyschbildungen und die „Nierentalschichten“ dem subalpinen Meer entstammen.

SCHLOSSER (1925 a, S. 203) unterschied in seiner Monographie der Eozänfaunen der Bayerischen Alpen innerhalb des Helvetikums zwei selbständige Faziesgebiete; das nördliche ist durch die Adelholzener, das südliche durch die Kressenberger Ausbildung gekennzeichnet.

Bei der Kartierung der helvetischen Zone von Neubeuern a. Inn konnte der Verfasser ebenfalls eine nord- und eine südhelvetische Fazieszone voneinander abtrennen (HAGN 1952 b, S. 71, Tab. auf S. 75; 1954 c, S. 68—80). Zur ersteren gehören die Pinswanger Schichten des Unteren Obercampan, die Adelholzener Schichten sowie ein Teil der Stockletten, zur letzteren alle übrigen paleozänen und eozänen Sedimente des Raums von Neubeuern a. Inn. Als Mittelhelvetikum wurde ein Schwellenbereich ausgeschieden, an den die Ablagerung vor allem der Hachauer Schichten, gewisser Korallen- und Rifffalke sowie der meisten Komponenten der tektonischen Brekzie des Rohrdorfer Bruchs gebunden war. Es handelt sich hierbei um Sedimente, die der Intrahelvetischen Schwelle korrelat sind. Da diese Ablagerungen faziell zwischen dem nord- und dem südhelvetischen Bereich vermitteln und außerdem die Breite dieses Schwellengebietes im Vergleich zu den anschließenden Trögen wohl nicht bedeutend war, wurde das Mittelhelvetikum in Abb. 7 auf S. 60 nicht zur Darstellung gebracht.

Die Intrahelvetische Schwelle spielte seit der höheren Oberkreide eine entscheidende Rolle bei der Faziesentwicklung innerhalb des helvetischen Trogs (HAGN 1954 c, S. 77). Im höheren Eozän verlor sie infolge der fortschreitenden Überflutung des nördlichen Randstreifens und der damit verbundenen Eintiefung allerdings immer mehr an Bedeutung. Diese Entwicklung begann zweifellos bereits zur Zeit der Adelholzener Schichten. Eine Folge davon war, daß Stockletten sowohl im Nord- als auch im Südhelvetikum zum Absatz kamen; die Stockletten sind also nicht für eine bestimmte Fazieszone charakteristisch. Andererseits macht man die Beobachtung, daß die Hauptentwicklung der Lithothamnien-Kalke auf eine Zone beschränkt ist, die offenbar den Untiefen der Intrahelvetischen Schwelle folgte (l. c., S. 79). Im Süden schließen an die Granitmarmore feinkörnige Lithothamnien-Schuttkalke an, deren Mächtigkeit zugunsten der Stockletten immer mehr abnimmt. Nördlich der Intrahelvetischen Schwelle fehlen Lithothamnien-Kalke im Gebiet von Neubeuern a. Inn entweder völlig oder treten doch stark zurück (l. c., S. 79, 86). Diese Erscheinung findet ihre Erklärung u. a. darin, daß die Stockletten des Nordhelvetikums von Neubeuern a. Inn z. T. als feinstsandige Kalkmergel („sandige Stockletten“) ausgebildet sind, eine Fazies, die der Entwicklung von Lithothamnienrasen wohl nicht zuträglich war (vgl. hierzu S. 38).

Es bleibt noch nachzutragen, daß der Verfasser in früheren Arbeiten neben der nordhelvetischen Kreideentwicklung eine „Helvetische Südfazies“ der Oberkreide ausgeschieden hat, die allerdings im Raum von Neubeuern a. Inn nicht aufgeschlossen ist. Da neuere Gesichtspunkte für eine Zugehörigkeit dieser Fazieszone bereits zum Ultrahelvetikum sprechen, soll dieser Begriff erst in einem späteren Abschnitt der vorliegenden Arbeit erörtert werden (S. 90).

TRAUB (1953, S. 19) konnte in seiner Arbeit über die Schuppenzone von St. Pankraz am Haunsberg (Land Salzburg) gleichfalls darauf hinweisen, daß die Adelholzener Schichten einem nördlichen, die Roterz-, Mittel- und Schwarzerz-Schichten einem südlichen Ablagerungsbereich des Mitteleozäns angehören. Stockletten treten in beiden Fazieszonen auf, ein isoliertes Vorkommen von Lithothamnien-Kalk wurde dem Nordhelvetikum zugeschrieben. TRAUB machte ferner die Beobachtung, daß die paleozäne und eozäne Schichtfolge des Südhelvetikums, mit Ausnahme der hangenden Fossilschicht und der Stockletten, von N nach S deutliche fazielle Veränderungen zeigt (l. c., S. 30—33).

In jüngster Zeit wurde die helvetische Kreide—Eozän-Serie des Raumes Siegsdorf—Eisenärzt. von DE KLASZ (in GANSS & A. 1956) ebenfalls auf zwei verschiedene Faziesbereiche aufgeteilt. Die nördliche Fazieszone umfaßt nach diesem Autor (l. c., S. 53—65, 67—69) Pattenauer und Gerhardtsreiter Schichten, Adelholzener Schichten, Stockletten und Lithothamnien-Kalke, „Dunkle Mergel des Obereocäns“ sowie *Meletta*-Schichten („oligocäne Fischechiefer“). Zur südlichen Fazieszone wurden die Buchecker Schichten, der Hachauer Sandstein, verschiedenartig ausgebildete Sedimente des Paleozäns und Eozäns sowie die Eisenärztter Fazies der Kressenberger Schichten gerechnet (l. c., S. 42—53).

Aus den bisherigen Ausführungen geht eindeutig hervor, daß der helvetische Trog nach faziellen Gesichtspunkten in einen Nord- und in einen Südteil aufgegliedert werden kann. Innerhalb der südlichen Fazieszone können weitere fazielle Unterscheidungen getroffen werden.

Da aber die Fassung der Begriffe Nord- und Südhelvetikum bei den einzelnen Bearbeitern etwas verschieden ist, seien hierzu noch einige ergänzende Bemerkungen gemacht.

**Nordhelvetikum.** — Das Nordhelvetikum umfaßt in der Deutung des Verfassers nur die Adelholzener Zone. Seine Sedimente sind nördlich der Intrahelvetischen Schwelle zum Absatz gekommen. Typische Oberkreideablagerungen sind Pinswanger, Pattenauer und Gerhardtstreiter Schichten<sup>45)</sup>. Die tertiäre Schichtfolge setzt mit Adelholzener Schichten ein; im höheren Teil dieser Serie trifft man dunkle Mergel mit *Clavulinoides szaboi* (HANTKEN) an (Obere Adelholzener Schichten; „Dunkle Mergel des Obereozäns“ von DE KLASZ; vgl. hierzu S. 28, 35, 40). Darüber folgen Stockletten und z. T. auch Lithothamnien-Kalke. Jüngere Ablagerungen sind aus dieser Zone nicht bekannt. Die von DE KLASZ als nordhelvetisch aufgefaßten und in der vorliegenden Arbeit als Schönecker Fischschiefer bezeichneten *Meletta*-Schichten gehören einer südlicheren Einheit an, wenn sie nicht überhaupt aus dem Untergrund hochgeschuppte Molasse darstellen. Ihre Beschreibung erfolgt daher erst im Rahmen des Ultrahelvetikums (S. 106 *usf.*).

Tektonisch gesehen kann die Adelholzener Zone als *Parautochthones Helvetikum* aufgefaßt werden.

**Südhelvetikum.** — Zum Südhelvetikum rechnet der Verfasser die Eisenärzter, Kressenberger und Sandnock-Fazies im Sinne von REIS. Die jüngsten Kreideablagerungen sind die Hachauer Schichten des höheren Maastrichts<sup>46)</sup>; wie bereits ausgeführt, wird dieses Schichtglied auch im Mittelhelvetikum beobachtet, fehlt aber in der Adelholzener Zone. Die Schichtfolge des Tertiärs beginnt mit paleozänen Sedimenten; höher im Profil folgen Äquivalente des Unter-, Mittel- und Obereozäns. Als charakteristisch für die Kressenberger Ausbildung des Mitteleozäns können Roterz, Mittelschichten, Schwarzerz und Nebengestein genannt werden. Im ausgehenden Mitteleozän setzen die Stockletten ein; ihre Ablagerung dauerte noch bis in das tiefere Obereozän an. Vorwiegend im nördlichen Teil des Südhelvetikums sind den Stockletten Lithothamnien-Kalke eingelagert; in diesem Bereich ist ihre Mächtigkeit am größten, während sie nach Süden zu immer mehr abnimmt. Jüngere Sedimente als Stockletten und Lithothamnien-Kalke konnten im Südhelvetikum bislang nicht nachgewiesen werden.

Nicht mehr zum Südhelvetikum, sondern bereits zum Ultrahelvetikum werden in der vorliegenden Arbeit die Achthaler Sandsteine (REIS), die „Helvetische Südfazies“ der Oberkreide (HAGN) sowie die von DE KLASZ beschriebenen Buchecker Schichten gestellt. Auch die demselben Ablagerungsraum entstammenden, zumeist bunt gefärbten, überwiegend pelitischen paleozänen und eoziänen Ablagerungen des Eisenärzter Gebietes werden als ultrahelvetisch aufgefaßt. Über die Gründe, die zur Abtrennung der genannten Bildungen vom Südhelvetikum geführt haben, wird weiter unten berichtet (S. 122 *usf.*).

Schließlich ist noch darauf hinzuweisen, daß der paläogeographische Begriff Südhelvetikum mit dem tektonischen Begriff *Allochthones Helvetikum* zusammenfällt.

**Ultrahelvetikum.** — Der Schichtbestand des Ultrahelvetikums bzw. der *Zwischenzone* im Sinne OSSWALDS, seine regionale Stellung und insbesondere seine Abgrenzung gegenüber dem Südhelvetikum sollen in einem eigenen Abschnitt der vorliegenden Arbeit erörtert werden (S. 87 *usf.*). Ein solches Vorgehen erscheint deshalb notwendig, weil die Fülle des zu behandelnden Stoffes eine eingehende Darstellung erfordert, in der vor allem die neu erarbeiteten Gesichtspunkte klar herausgestellt werden.

**Ostalpiner Flysch.** — Als Flysch im eigentlichen Sinn werden hier nur solche Sedimente verstanden, die südlich des Cetiischen und nördlich des Rumunischen Rückens zur Ablagerung gekommen sind (S. 88, 122—124, 163). Die Ostalpine Flyschzone wird daher im Norden von Ultrahelvetikum, im Süden von den Kalkalpen begrenzt.

**Nördliche Kalkalpen.** — Die Lage und Abgrenzung der inneralpinen Tertiärbecken bedarf keiner Erläuterung. In Abb. 7 auf S. 60 wurden nur die im Bereich des Untertals gelegenen Tertiärvorkommen von Oberaudorf, Reit i. Winkl und Häring i. T. berücksichtigt, da sie z. T. einen Wechsel von marinen mit nichtmarinen Schichten zeigen und so von besonderem paläogeographischen Interesse sind. Aus dem Reichenhaller Gebiet und dem Untersberg-Vorland sind bis jetzt dagegen nur marine Ablagerungen bekannt geworden, über die Dipl.-Geol. v. HILLEBRANDT in Bälde berichten wird.

<sup>45)</sup> Vgl. hierzu S. 78—79 und Fußn. 54 auf S. 78.

<sup>46)</sup> Die Altersfrage dieser Schichten wird auf S. 79, ihre paläogeographische Bedeutung auf S. 159 diskutiert.

## 2. Die ältesten und jüngsten Sedimente der einzelnen Ablagerungsräume

### a. Vorland-Molasse (Nordteil)

Der mesozoische Untergrund der nördlichen Vorland-Molasse wird überwiegend von Ablagerungen der Oberkreide gebildet. Ihre jüngsten Anteile konnten in der Bohrung Ortenburg CF 1001 in das Untere Obercampan eingestuft werden (HAGN 1953 a, S. 317, 329; 1955 d, S. 329). Die mikropaläontologische Bearbeitung der Oberkreideschichten der älteren Innviertelbohrungen durch WICHER & BETTENSTAEDT (1957, S. 19, 22) erbrachte ein übereinstimmendes Ergebnis. Maastricht ließ sich in keiner der untersuchten Bohrungen nachweisen. Zwischen den jüngsten Kreidebildungen und den ältesten Tertiärablagerungen besteht somit in jedem Fall eine leicht erkennbare Schichtlücke.

Die Tertiärbasis wird in den mehr beckenwärts gelegenen Bohrungen von geringmächtigen Sedimenten eingenommen, die noch nicht zur Molasse gerechnet werden dürfen. Der erste Nachweis dieser Ablagerungen gelang NATHAN (1949, S. 24, 61) in der Bohrung Birnbach 1; nach einem mikropaläontologischen Befund von W. WICK zeigt der Fossilinhalt der untersuchten Schichten eine große Ähnlichkeit mit Faunen des norddeutschen Untereozäns oder Paleozäns. Dieser Auffassung schloß sich wenig später BARTENSTEIN (1951, S. 679) an. KNIPSCHER (1952, S. 51 Abb. 2 auf S. 61, Abb. 3 auf S. 62) machte ebenfalls Angaben über das Alter der genannten Basisschichten, die er auch noch in den Bohrungen Weihmörting 1 und Füssing 1 feststellen konnte; nachdem er in allen Bohrprofilen zunächst Untereozän ausgeschieden hatte, stufte er im Text die fraglichen Proben aus den Bohrungen Birnbach 1 und Weihmörting 1 in das Dan (als Oberkreide aufgefaßt), diejenige aus der Bohrung Füssing 1 in den Bereich „Dan — Paläozän“ ein. Von KNIPSCHER & TILLMANN (1954, S. 95) wurden hingegen alle Vorkommen pyritreicher „Mergel“<sup>47)</sup> im Liegenden der Molasse als Äquivalente des „Dan—Paleocäns“ aufgefaßt. In der Bohrung Ortenburg CF 1001 konnte der Verfasser (1953 a, S. 330) gleichfalls tieferes Alttertiär nachweisen; die nur 2 m mächtigen Ablagerungen lieferten allerdings nur eine spärliche Foraminiferenfauna, die sich im wesentlichen aus den Gattungen *Rhabdammina* und *Haplophragmoides* zusammensetzt. Der Verfasser hielt eine Bestimmung als Oberpaleozän für möglich; ausschlaggebend hierfür war ein Vergleich mit einer Sandschalerfauna aus roten Tonen von Achthal bei Teisendorf (vgl. hierzu l. c., S. 336). Auch in einer späteren Arbeit stellte er dieselben Schichten mit Vorbehalt in das Oberpaleozän (HAGN 1955 d, S. 330). In jüngster Zeit befaßten sich WICHER & BETTENSTAEDT (1957, S. 19—21) und OSCHMANN (1957, S. 693) mit den entsprechenden Ablagerungen aus den Bohrungen Birnbach 1, Weihmörting 1 und Füssing 1 bzw. des bayerischen Innviertels im allgemeinen; während die beiden erstgenannten Autoren nach Überprüfung aller Altershinweise eine Einstufung in den Zeitbereich „Dan bis Paläozän“ für gegeben hielten, sprach OSCHMANN von „einem kurzfristigen Meeresvorstoß im Oberen Paläozän“.

Aus alledem erhellt, daß die Altersstellung der im Untergrund der nördlichen Vorland-Molasse liegenden Alttertiärschichten noch etwas umstritten ist. Der Grund hierfür ist in der Fossilarmut und in der einseitigen Zusammensetzung der Foraminiferenfaunen zu suchen. Ein weiteres Verweilen bei der so-

<sup>47)</sup> In Wirklichkeit handelt es sich um Tone bis Mergeltonne (NATHAN 1949, S. 24).

eben angeschnittenen Altersfrage erscheint allerdings unnötig, wie ein Blick auf Abb. 7 auf S. 60 zeigt; die isolierten Vorkommen haben nämlich nur lokale Bedeutung, da sie mit den Ablagerungen des helvetischen Meeres in keinerlei Verbindung stehen.

Die ältesten Schichtglieder der Molasse gehören bereits dem Oligozän an. NATHAN (1949, S. 64) konnte als erster den Nachweis führen, daß die Untere Meeresmolasse bis an den Rand des Bayerischen Waldes zur Ablagerung gekommen ist. Er machte außerdem die Beobachtung, daß die Transgression in den Bohrungen Mittich 1 und Hartkirchen 1 etwas später einsetzte als in den übrigen Bohrungen (l. c., S. 61, Taf. 1). In der Bohrung Ortenburg CF 1001 konnte der Verfasser den Beginn der Molassesedimentation als oberrupelisch festlegen (HAGN 1955 d, S. 333, 353). In den noch weiter randwärts gelegenen Teilen des nördlichen Molassebeckens überflutete das Molassemeer seine Unterlage erst im höheren Oligozän. So bestimmte KNIPSCHER (1952, S. 59, Abb. 3 auf S. 62) das Alter der in der Bohrung Hartkirchen 1 auf Gneis transgredierenden Sedimente als Katt. Örtlich erfolgte die Transgression auch erst in miozäner Zeit, denn die von HAGN & HÖLZL (1952, S. 66) in das Burdigal gestellten Ortenburger Meeressande liegen bei Maierhof transgressiv auf tieferem Malm. Es ist ferner anzunehmen, daß auch das Helvetmeer gebietsweise über ältere Schichten hinweggriff, so daß allmählich selbst die nördlichsten Teile der jüngsten alpinen Vortiefe in den Bereich der marinen Molassesedimentation mit- einbezogen wurden (OSCHMANN 1957, S. 693)<sup>48</sup>.

#### b. Vorland-Molasse (Südteil)

Der südliche Teil der ostbayerischen Vorland-Molasse wurde zum ersten Mal durch die Bohrung Taufkirchen 1 erschlossen (ANDRÉE 1937). Besondere Aufmerksamkeit erregte ein Lithothamnien-Kalk, der im Liegenden der Unteren Meeresmolasse in einer Teufe von 1365,2—1371,6 m angetroffen wurde. ANDRÉE (1937, Tab. auf S. 151) stellte ihn mit Vorbehalt in das Alttertiär. In der Folgezeit wurde dieses Schichtglied von den einzelnen Autoren recht verschieden beurteilt. BENTZ (1949, S. 42) äußerte die Ansicht, es handle sich wahrscheinlich um eine eozäne Süßwasserbildung. BÜRGL (1949 a, S. 132) hielt den Lithothamnien-Kalk ebenfalls für eine Ablagerung eozänen Alters. NATHAN (1949, S. 24) bemerkte, daß ANDRÉE den Algenkalk von Taufkirchen mit den helvetischen Lithothamnien-Kalken von Neubeuern a. Inn in Beziehung brachte; er selbst rechnete mit der Möglichkeit einer Entstehung im Flachwasserbereich des Mitteloligozän-Meeres und sah in ihm eine fazielle Vertretung der grobkörnigen Basalsande. Mikropaläontologische Untersuchungen, die der Verfasser im Jahre 1950 am Bayerischen Geologischen Landesamt in München durchführte, bewogen ihn zunächst, das Alter sowohl des Lithothamnien-Kalks als auch der ihn begleitenden Globigerinen-Mergel als rupelisch aufzufassen (HAGN 1950 b,

<sup>48</sup>) Einer freundlichen mündlichen Mitteilung von Dr. D. GRIMM zufolge transgrediert bei Holzbach und Spirkenöd (Bl. Fürstenzell) in Niederbayern die küstennahe Sandfazies der mittelhelvetischen Blättermergel auf Malm (unveröffentlichte Arbeitsergebnisse von M. EDER, D. GRIMM und W. WOLF). Allerdings ist nicht mit Sicherheit auszuschließen, daß, während einer kurzfristigen lokalen Regression im Unterhelvet, vorher abgelagerte Sedimente des Burdigals wieder abgetragen wurden (vgl. hierzu HAGN & HÖLZL 1952, S. 66).

Fußn. 1 auf S. 9, S. 35); in einem Nachtrag zur selben Arbeit vertrat er dann, durch neuere Beobachtungen veranlaßt, die Meinung, daß in den „Globigerinenschiefern“ bereits Äquivalente des Lattorfes vorliegen (l. c., S. 42). BARTENSTEIN (1951, S. 679, 681) sprach sich hingegen für eine Zugehörigkeit zum Oligozän bzw. Mitteloligozän aus. In späteren Arbeiten stufte der Verfasser diese basalen Schichten wiederum in das Oligozän (HAGN 1953 a, S. 329) bzw. in das tiefe Oligozän ein (HAGN 1954 c, S. 64). Als Argumente gegen eine Deutung als Eozän wurden von ihm vor allem die abweichende Ausbildung des Lithothamnien-Kalks gegenüber den helvetischen Granitmarmoren sowie das Fehlen von Großforaminiferen angeführt (vgl. hierzu HAGN 1955 c, Taf. 67, Bild 2).

Durch Aufschlußarbeiten, die in den vergangenen Jahren von der Erdölindustrie im Raum von Mühldorf a. Inn durchgeführt wurden, konnten die Kenntnisse der ältesten Molasseschichten bedeutend vermehrt werden. Gleichzeitig wurde die Ansicht des Verfassers vom unteroligozänen Alter des Lithothamnien-Kalks der Bohrung Taufkirchen 1 und seiner Begleitgesteine bestätigt (vgl. hierzu S. 73). Nach HEERMANN (1954, S. 17) umfaßt die vollständige Schichtfolge des Lattorfes von unten nach oben Kalksandsteine, Lithothamnien-Kalke und Fischeschiefer (vgl. hierzu OSCHMANN 1957, S. 693). Dieselben Schichten konnten außerdem in der anschließenden österreichischen Molasse festgestellt werden; nach JANOSCHEK (1957, S. 78) ist die Abfolge Sandstein—Lithothamnien-Kalk—Fischeschiefer auch für die Molasse dieses Gebietes kennzeichnend.

In der westlichen Vorland-Molasse gelang dem Verfasser unlängst ein weiterer Nachweis unteroligozäner Schichten. Aus der Bohrung Heimertingen 12, 1642 m, stellte Dr. B. WELHÖFER<sup>49)</sup> freundlicherweise einen Bohrkern zur Verfügung, der zahlreiche Nummuliten enthält. Das Gestein, ein hellbläulichgrauer, feinspätiger Kalk, ist reich an Kleinforaminiferen, Nummuliten, Bryozoen, Kleinbrachiopoden und Lamellibranchiatenresten (E 790 GF). Die Nummuliten sind meist median gespalten, so daß die inneren Merkmale des Gehäusebaus gut erkannt werden können. Die Bestimmung ergab *N. bouillei* DE LA HARPE. Die meisten Gehäuse gehören der megalosphärischen Generation an. Gesteinsschliffe (Nr. 697—698 a/57) zeigen eine kalzitische bis kalzitisch-spätige Grundmasse, der häufig kleine, dunkle, karbonatische Geröllchen, seltener dagegen Glaukonitkörner eingelagert sind. An organischen Resten fanden sich neben Nummuliten vor allem Kleinforaminiferen (*Milioliden*, *Cibicides*, *Planorbulina* u. a.), untergeordnet auch Bryozoen, Ostracoden und Echinodermenreste. Discocyclinen konnten nicht beobachtet werden. Durch mechanisches Zerkleinern des harten Kalks wurde ferner eine Schlammprobe gewonnen (Nr. 1213). Der Schlammrückstand lieferte eine mäßig reiche und nicht besonders gut erhaltene Mikrofauna, die sich vorwiegend aus Arten der Gattungen *Cyclammina*, *Quinqueloculina*, *Robulus*, *Nodosaria*, *Globulina*, *Guttulina*, *Nummulites*, *Asterigerina* und *Cibicides* zusammensetzt. Die vorliegenden *Asterigerinen* gehören zu einer Art, die nach einer mündlichen Mitteilung von Dr. F. OSCHMANN auch im Lattorf der Ampfinger Bohrungen häufig auftritt. Das Zusammenvorkommen dieser noch nicht näher bestimmten *Asterigerina*-Art zusammen mit *Nummulites bouillei* läßt, bei gleichzeitigem Fehlen von Discocyclinen, ein Unteroligozän-Alter der untersuchten Bohrprobe als gesichert erscheinen.

Von Bedeutung ist, daß in einigen Bohrungen unter dem Unteroligozän noch wenige Meter eines sandigen Mergelsteins angetroffen wurden, der nach megapaläontologischen Bestimmungen H. K. ZÖBELEINS in das Eozän bzw.

<sup>49)</sup> Für die Überlassung des Bohrkerns möchte der Verfasser Dr. B. WELHÖFER auch an dieser Stelle bestens danken. Für die Zustimmung zur Veröffentlichung des vorliegenden Bestimmungsergebnisses sei der Deutschen Schachtbau- und Tiefbohrgesellschaft m. b. H., Lingen-Ems, insbesondere dem Leiter der Betriebsstelle Memmingen (Allgäu), Dr. E. VOLZ, der verbindlichste Dank ausgesprochen.

mit Vorbehalt in das Obereozän, nach mikropaläontologischen Untersuchungen F. OSCHMANNS ebenfalls mit Vorbehalt in das Lud gestellt wurde (HEERMANN 1954, S. 17; 1955, S. 73). Wenige Jahre später wies auch OSCHMANN (1957, S. 693) darauf hin, daß die Transgression des Molassemeeres im östlichen Oberbayern im Priabon erfolgte und Mergel und Detritus-Kalke hinterließ.

Durch die Liebenswürdigkeit Dr. H. BECKMANNS war es dem Verfasser möglich, neue paläontologische Daten zur Altersbestimmung dieser jungobereozänen Gesteine an der Basis der Molasseserie beizutragen. Zur Untersuchung stand ein Teil eines Schlämmrückstands aus der Bohrung Ampfing 15, 1827,8—1831,6 m zur Verfügung. Es wurden folgende leitende Foraminiferen beobachtet, die hiermit zum ersten Mal für Bayern nachgewiesen werden:

*Nummulites budensis* HANTKEN

*Nummulites chavannesi* DE LA HARPE

*Svratkina* aff. *australiensis* (CHAPM., PARR & COLLINS).

Der Erhaltungszustand der Foraminiferen aus dem Priabon der Bohrung Ampfing 15 ist nicht besonders günstig. Die Gehäuse sind im allgemeinen kalzitisiert; einige zeigen eine mehr oder minder starke Imprägnation mit Pyrit, die stellenweise zu einer metasomatischen Verdrängung von Kalziumkarbonat durch Eisensulfid geführt hat (vgl. hierzu HAGN & ZIEGLER 1957)<sup>50</sup>.

*Nummulites budensis* HANTKEN (Taf. 1, Bild 4—8). Die vorliegenden Gehäuse (E 772 GF) sind zur A-Generation zu rechnen. Ihre Hauptmerkmale sind: Gehäuse sehr klein, ziemlich flach, mit radiär verlaufenden, etwas gebogenen Septalstreifen. Die Umgänge nehmen rasch an Höhe zu; der letzte Umgang ist ausgesprochen hochmündig. Die Septen sind stark nach rückwärts gebogen. Nach GOLEV (1956, Tab. auf S. 185) gehört *N. budensis* zusammen mit *N. chavannesi* DE LA HARPE zu einer Gruppe der gestreiften Nummuliten, die sich durch das Fehlen von Pfeilerchen und durch einen operculinoiden Kammertyp auszeichnet.

*N. budensis* wurde zuerst von HANTKEN (1875, S. 85—86, Taf. 12, Fig. 4) aus dem Ofener Mergel Ungarns beschrieben. Diese „Untere Abteilung“ seiner „*Clavulina szaboi*-Schichten“ wird von den meisten ungarischen Geologen heute als jüngstes Obereozän aufgefaßt, wie Frau Dr. R. M. NYIRÖ dem Verfasser am 18. 2. 1958 freundlicherweise brieflich mitteilte (vgl. hierzu HAGN 1956, S. 92). Allerdings gibt es auch Autoren, die den Ofener oder Budaer Mergel bereits in das Latorf stellen (z. B. SZÖTS 1956 a, Tab. 2). Eine ausführliche Beschreibung von *N. budensis* ist ferner DE LA HARPE (1883 a, S. 163—164, Taf. 5, Fig. 24—34) zu verdanken; danach kommt die genannte Art auch am Monte Brione bei Riva am Gardasee vor. Nach den Angaben BOUSSACS (1911, S. 39) tritt *N. budensis* sowohl im Oberen Obereozän als auch im Unteroligozän auf; in jüngster Zeit vertrat SZÖTS (1956 a, Tab. auf S. 175) für das ungarische Alttertiär dieselbe Auffassung. Weitere Funde dieser Art wurden im polnischen Anteil der Karpaten gemacht (z. B. UHLIG 1886, S. 209; DE CIZANCOURT 1933, S. 770, Taf. 36, Fig. 13); allerdings sind die Gehäuse aus dem Obereozän dieses Gebietes nicht ganz typisch, worauf schon UHLIG hinwies.

*Nummulites chavannesi* DE LA HARPE (Taf. 1, Bild 2; Taf. 2, Bild 4—5). Die reiche Population (E 771 GF) enthält nur megalosphärische Gehäuse; möglicherweise stellen besonders kleine Individuen Vertreter der A<sub>2</sub>-Generation dar. *N. chavannesi* kann an folgenden äußeren und inneren Merkmalen erkannt werden: Die kleinen Gehäuse, deren Durchmesser nur wenige mm beträgt, sind linsenförmig; das stärker gewölbte Mittelfeld läßt auf beiden Seiten einen hellen Pfropf aus hyaliner, imperforierter Schalensubstanz erkennen. Die Peripherie ist zugeshärft und schneidend. Das Spiralblatt erscheint ziemlich dünn. Die Umgänge sind relativ hoch, wenn sie auch nicht so hochmündig werden wie bei *N. budensis*. Die Septen sind deutlich gebogen.

Die Gehäuse aus dem Priabon der Bohrung Ampfing 15 wurden nach DE LA HARPE (1883 a, Taf. 6, Fig. 22—41; 1883 b, S. 163—164, Taf. 30, Fig. 12—18) bestimmt. Eine besonders weitgehende Übereinstimmung zeigen die vorliegenden Gehäuse mit der von DE LA HARPE ausgedehnten var. *densispirata*. Sehr wahrscheinlich gehört auch „*Nummulites striata* D'ORB. var.“ aus dem Ofener Mergel Ungarns hierher (HANTKEN 1875, S. 85, Taf. 12, Fig. 5). Nach

<sup>50</sup>) Weitere Ausführungen über Pyritisierung finden sich bei ZIEGLER (1959, S. 79 usw.).

BOUSSAC (1911, S. 38) ist *N. chavannesi* im Obereozän von Frankreich, der Schweiz, von Italien, Ungarn und Ägypten verbreitet. Aus dem Obereozän der polnischen Karpaten wurde die genannte Art von DE CIZANCOURT (1933, S. 769, Taf. 36, Fig. 1—4) beschrieben.

*Svratkina* aff. *australiensis* (CHAPM., PARR & COLLINS). Es liegen nur wenige Gehäuse dieser Kleinforaminifere aus der Familie der Discorbidae vor (E 766). Die Gattung *Svratkina* wurde von POKORNÝ (1956, S. 257) aufgestellt. *S.* aff. *australiensis* kommt in den Pausramer Mergeln Mährens vor, die als Äquivalente der *Bolivina*-Zone des Kaukasus aufgefaßt werden und somit als Ablagerungen des jüngsten Obereozäns gelten dürfen. Ein Vergleich der bayerischen Funde mit den mährischen Vorkommen (POKORNÝ 1956, S. 259, 261, Abb. 1—3 auf S. 260) ergab eine völlige Übereinstimmung im Umriss, in der Zahl der Kammern und in der Kammerform, in der Form und Anordnung der Nähte und schließlich in den Mündungsverhältnissen. Dagegen sind die Gehäuse aus der Bohrung Ampfing 15 etwas großwüchsiger als die mährischen Stücke (0,33—0,44 mm gegenüber 0,19—0,26 mm), außerdem stehen bei ihnen die Poren dichter und finden sich selbst noch auf der Ventralseite. Endlich macht man noch die Beobachtung, daß auch die Peripherie der Molasseformen nicht ganz so breit gerundet ist wie die der Gehäuse aus dem Pausramer Mergel. Trotz dieser Unterschiede kann von einer nahen Verwandtschaft der beiden Vorkommen gesprochen werden, zumal anzunehmen ist, daß die Kleinwüchsigkeit der mährischen Form ökologisch bedingt ist. Da derzeit weitere Beobachtungen über die Variationsbreite dieser interessanten und für die Feinstratigraphie wichtigen Art nicht möglich sind, soll einstweilen die vorläufige Benennung *S.* aff. *australiensis* beibehalten werden.

Zusammen mit den oben beschriebenen Foraminiferenarten wurden in dem vorliegenden Material noch mehrere Gattungen beobachtet, deren artliche Bestimmung noch nicht erfolgt ist. Es sei hier nur eine Art herausgegriffen, deren Bearbeitung in nächster Zeit geplant ist. Die Gehäuse (E 767) erinnern habituell an *Eponides*, zeigen aber in den Mündungsverhältnissen Anklänge an *Alabama* und weisen einen offenen Nabel wie die Gattung *Gyroidinoides* auf. Sie besitzen eine große Ähnlichkeit mit „*Eponides ouachitaensis* HOW.-WALL.“ bei RUIZ DE GAONA & COLOM (1950, S. 378, Abb. 13, Nr. 36—44) aus dem Obereozän von Spanien. Allerdings ist die vorliegende Art nicht auf das höhere Eozän beschränkt, da sie auch in einer Probe aus den Oberen Adelholzener Schichten (Oberes Lutet) vom Kirchberg bei Neubeuern a. Inn vorkommt (Probe 34).

Zu erwähnen ist noch, daß der grobe Schlämmrückstand neben anderen Mesofossilien Bruchstücke von *Rotularia* (= „*Tubulostium*“ vel „*Serpula*“ auct.) *spirulaea* (LAM.) enthält.

Abschließend kann gesagt werden, daß auch die neuen Fossilfunde das obereozäne Alter der ältesten Molasseschichten im Raum von Mühldorf a. Inn bestätigen. Die engen faunistischen Beziehungen zum jüngeren Obereozän verschiedener Gebiete berechtigen dazu, auch für sie eine Entstehung im Priabon anzunehmen. Möglicherweise stellen die erbohrten Sedimente lediglich Äquivalente des jüngsten Obereozäns dar<sup>51)</sup> <sup>52)</sup>. Sie sind sicherlich jünger als das

<sup>51)</sup> In der anschließenden österreichischen Molassezone wurde durch Bohrungen in jüngster Zeit ebenfalls Eozän unter dem Molasseoligozän nachgewiesen (ABERER 1958, S. 32—36). Auf einen marinen Transgressionshorizont folgen zunächst limnische, z. T. sogar fluviatil beeinflusste Sedimente, die von einer brackisch-marinen Serie überlagert werden. Das Hangende bilden vollmarine Schichten. Die brackisch-marinen Tonmergel lieferten eine Ostracodenfauna, die nach K. KOLLMANN auf höchstes Lutet bis Led hinweist. Die hangende marine Serie wurde von PAPP (siehe unten) auf Grund von Nummulitenfunden in das Obereozän gestellt. Schwermineralanalytische Untersuchungen von G. WOLETZ erbrachten weitere Hinweise für ein eozänes Alter. Abweichend von den ostbayerischen Verhältnissen beobachtet man hier also eine Einschaltung limnischer und brackischer Ablagerungen in den marinen Schichtstoß der älteren Molasse. Außerdem scheint die Eozäntransgression im österreichischen Anteil der Molasse schon etwas früher eingesetzt zu haben als im ostbayerischen Raum (vgl. hierzu Fußn. 105 auf S. 165).

<sup>52)</sup> PAPP (1958, S. 255) konnte in den marinen Schichten des österreichischen Molasse-Eozäns, die u. a. als Lithothamnien-Kalke ausgebildet sind, neben einer primitiven Form des *Nummulites bouillei* DE LA HARPE Formen auffinden, die er als „spezialisierte Typen von *N. variolaris* ssp. 2“ bezeichnete. Er folgerte daraus ein obereozänes Alter der untersuchten Ge-

marine Obereozän von Oberaudorf, das sich durch das reichliche Auftreten von *Nummulites fabianii* (PREVER) auszeichnet (S. 149). Andererseits können noch keine oligozänen Ablagerungen vorliegen, da in dem zur Verfügung stehenden Material weder die Gruppe des *Nummulites intermedius* (D'ARCH.) noch andere, auf das Oligozän beschränkte Nummuliten-Arten angetroffen wurden. Abgesehen davon schließt auch der Fund der Gattung *Rotularia* eine Deutung als Oligozän aus (W. J. SCHMIDT 1956, S. 178).

Im Gegensatz zum nördlichen Teil der Vorland-Molasse scheinen im Südteil derselben Ablagerungen aus paleozäner Zeit zu fehlen. Damit transgrediert die Molasse unmittelbar auf den mesozoischen und örtlich sogar auf den paläozoischen Untergrund (BECKMANN 1958, S. 677; vgl. hierzu HEERMANN 1955, S. 73; OSCHMANN 1957, S. 692—693). Das bedeutet, daß die Schichtlücke im Liegenden der Molassebasis ziemlich groß ist. Ihre tertiären Anteile umfassen somit das Paleozän und zumindest einen bedeutenden Teil des Eozäns. Da die Molasse-transgression gebietsweise, vor allem im Westen, erst im Lattorf angekommen ist (z. B. LEMCKE 1958, Abb. 1 auf S. 594), kann in dieser Schichtlücke neben dem Paleozän das gesamte Eozän enthalten sein.

### c. Subalpine Molasse

Die Frage nach den ältesten Schichten der Subalpinen Molasse ist für das Verständnis der Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum von entscheidender Bedeutung. Es wird daher vor allem zu prüfen sein, ob unter dem sicher nachgewiesenen Mitteloligozän noch ältere Schichtglieder festzustellen oder doch wenigstens zu erwarten sind. Dagegen spielen die jüngeren Ablagerungen des Molassetrogs bei den folgenden Erwägungen nur eine untergeordnete Rolle; da sie ohnehin besser bekannt sind, können sie vorerst übergangen werden. Auf sie wird erst bei der Erörterung bestimmter paläogeographischer und tektonischer Fragen zurückzukommen sein.

Es fehlt im Schrifttum nicht an Hinweisen, daß die ältesten Ablagerungen der Subalpinen Molasse nicht dem Rupel angehören, sondern vielleicht schon Äquivalente des Unteroligozäns darstellen könnten (z. B. KORDIUK 1938, S. 18; M. RICHTER 1940, S. 5, 29; BENTZ 1949, S. 42). Von anderen Autoren wurde hingegen die Meinung vertreten, daß das Molassemeer erst im Mitteloligozän transgredierte und somit keine älteren Sedimente als Rupel zur Ausbildung gekommen sind (z. B. WEITHOFER 1934 b, S. 360—362; E. KRAUS 1951 b, S. 132, 141, Tab. auf S. 131).

Im Verlauf der mikropaläontologischen Untersuchung des Traun-Profiles glaubte der Verfasser zunächst, auf Grund eines Vergleichs mit den Globigerinen-Mergeln der Bohrung Taufkirchen 1, bei St. Johann und im Wehrprofil südlich Siegsdorf („Schwimmbad“) Lattorf ausscheiden zu können (HAGN 1950 b, S. 42). Spätere Beobachtungen ließen diesen Befund indes wieder fraglich erscheinen, so daß HAGN & HÖLZL (1952, S. 26) die genannten Vorkommen des Traun-Profiles in das Rupel einstuften (vgl. hierzu l. c., S. 100, 108).

---

steine. Für eine genauere Einstufung kommt seiner Meinung nach das oberste Led oder das Wemmel (= Priabon s. str.) in Betracht (l. c., S. 264). PAPP führte ferner aus, daß die nummulitenführenden Schichten aus den Molassebohrungen jünger sein dürften als das inneralpine Obereozän von Groß-Gmain (Untersberg-Vorland).

Der Hauptgrund für die Schwierigkeit der Grenzziehung Lattorf/Rupel innerhalb der Subalpinen Molasse ist sowohl im Fehlen von Großversteinerungen als auch in der oft eintönigen Foraminiferenvergesellschaftung des tieferen Teils der Unteren Meeresmolasse zu suchen. Aus diesem Grund bleibt die stratigraphische Einordnung isolierter Aufschlüsse, deren Lage im Profil nicht bekannt ist, einstweilen immer noch etwas unsicher.

So zeigten Neuuntersuchungen von Schlammproben (1282—1285) aus dem Rettenbach bei St. Johann (E Siegsdorf), daß in den durchwegs mäßig erhaltenen Foraminiferenfaunen Globigerinen überwiegen. Die Gehäuse sind meist verdrückt und daher schwer zu bestimmen. Den Hauptbestandteil der Faunen bilden Globigerinen der *G. bulloides*-Gruppe, die für eine Feinstratigraphie nicht herangezogen werden können. Das Benthos ist arm an Gattungen und Arten (vgl. hierzu HAGN & HÖLZL 1952, S. 26—27). Die vorliegenden Faunen können am ehesten mit denen des Rupels aus dem Wehrprofil verglichen und damit in das Mitteloligozän gestellt werden. Ein neuerlicher Vergleich mit den unteroligozänen Globigerinen-Mergeln der Bohrung Taufkirchen 1 (Probe 1286; S. 69) sowie ein Vergleich mit Fischschiefern des Lattorfs von Entfelden bei Reit i. Winkl (Probe 6; S. 157) ergab dagegen keine so große Übereinstimmung in der Mikrofauna. In diesem Zusammenhang ist nachzutragen, daß der Verfasser in den Globigerinen-Mergeln der genannten Bohrung (Teufe 1366 m) unlängst Gehäuse von *Globigerina postcretacea* MJATLUK entdeckte, einer pelagischen Kleinforaminifere, die nach SUBBOTINA (1953 a, S. 61, Taf. 2, Fig. 16—20, Tab. 1, 3) im obersten Eozän und im Unteroligozän des nördlichen Kaukasus sowie in der Kosmatsch-Serie der Nordkarpaten verbreitet ist.

Weitere Vorkommen unteroligozäner Ablagerungen wurden von SCHMIDT-THOMÉ (in SCHMIDT-THOMÉ & GANSS 1955, S. 10) und SCHMIDT-THOMÉ (in GANSS & SCHMIDT-THOMÉ 1955, S. 427—428, Profil 9) im Isar-Profil S Tölz und in der Bohrung Bocksleiten vermutet (vgl. hierzu SCHMIDT-THOMÉ 1949, S. 19—21). Auch in einer späteren Arbeit rechnete SCHMIDT-THOMÉ (1957, S. 230—231) mit dem Auftreten mariner, toniger Gesteine des Lattorfs unter dem Rupel der Subalpinen Molasse. Als wesentliches Argument für die Richtigkeit seiner Auffassung erschien dem genannten Autor vor allem die benachbarte Lage der Molasse-Tonmergel zu den helvetischen Stockletten<sup>52a</sup>). Nach dem mikropaläontologischen Befund von H. C. G. KNIPSCHER tritt in der Bohrung Bocks-

<sup>52a</sup>) Es ist an dieser Stelle nochmals darauf hinzuweisen, daß SCHMIDT-THOMÉ im Isar-Profil einen Übergang von Molasse—Oligozän in helvetisches Eozän (Stockletten) annahm (vgl. hierzu S. 11—12). Um sich in dieser wichtigen Frage ein eigenes Urteil bilden zu können, besuchte der Verfasser die entsprechenden Aufschlüsse am 18. 9. 1959 zusammen mit Dipl.-Geol. D. HERM; bei dieser Gelegenheit sammelte er eine Reihe von Schlammproben auf. Im Gelände und am Binokular konnten folgende Beobachtungen gemacht werden:

Die Aufschlüsse im Bereich der Subalpinen Molasse befinden sich am linken Isarhang, östlich der Straße Tölz—Bocksleiten, in unmittelbarer Nähe der Anwesen Nr. 43, 45 und 51. Die Mergelanrisse sind sehr klein und liegen entweder hinter Häusern, in Blumenbeeten oder an Wegrändern. Die vorherrschende Gesteinsart ist ein bräunlichgrauer, seltener bläulichgrauer, feinstsandiger, glimmerstaubiger Mergel, der häufig fein- bis feinstgeschichtet ist und in der Regel eine plattige Ausbildung zeigt (Proben 1774—1781). Untergeordnet treten auch Feinsandbänken auf. Anklänge an die Ausbildung helvetischer Gesteine konnten nicht beobachtet werden. Stellenweise sind die Mergel mehr oder minder stark verruschelt; der Schlammrückstand der meisten Proben ist daher reich an Klufalkspat. Die Mikrofaunen der untersuchten Proben sind, von einer einzigen Ausnahme abgesehen, sehr spärlich und setzen sich fast ganz aus kleinen Globigerinen zusammen; untergeordnet stellen sich auch mittelgroße Formen ein. Vertreter des Benthos sind ziemlich selten. Lediglich Probe 1779 enthält eine reichere, normalwüchsige Fauna, in der benthonische Kalkschaler überwiegen, während pelagische Faunenelemente stark zurücktreten.

Eine Entscheidung, ob die untersuchten Schlammproben dem Lattorf oder dem Rupel angehören, war bis jetzt noch nicht möglich. Aus diesem Grund kann auch noch nichts darüber ausgesagt werden, ob die S Tölz anstehenden Molasseschichten, die sich durch ihren Globigerinenreichtum auszeichnen, mit den unteroligozänen Fischschiefern der Vorland-Molasse, deren Mikro-

leiten in den Teufen 611 und 861 m „*Globigerinoides* aff. *grimsdalei* KEYZER“ (muß KEIJZER heißen) auf; außerdem fand er in Proben aus den südlichsten Aufschlüssen des Isar-Profiles eine „auf Lattorf hinweisende Mikrofauna“ (SCHMIDT-THOMÉ in GANSS & SCHMIDT-THOMÉ 1955, S. 427).

Der Fund von „*Globigerinoides* aff. *grimsdalei*“ ist allerdings wenig geeignet, das unteroligozäne Alter des erwähnten Vorkommens zu beweisen. Die Art wurde nämlich zuerst von Kuba beschrieben; nach GRIMSDALE (1951, Abb. 1 auf S. 466) war sie ein Zeitgenosse von *Globorotalia fohsi* CUSHMAN & ELLISOR. Die letztgenannte Art ist aber das Leitfossil einer Zone, die man ursprünglich in das Oberoligozän gestellt hat, heute aber, je nach Autor, als mittel- oder obermiozän auffaßt (vgl. hierzu HAGN 1958, S. 110—111).

Da von KNIPSCHER bzw. SCHMIDT-THOMÉ keine weiteren Faunenelemente genannt wurden, kann die oben angeführte Einstufung nicht ausführlicher diskutiert werden. Wenn auch nicht bestritten werden soll, daß auf Grund der geologischen Lagerung tatsächlich Äquivalente des Lattorfs vorliegen können, so muß doch andererseits die Feststellung getroffen werden, daß eine derartige Annahme vorerst durch keine paläontologischen Beweise gestützt wird<sup>52a</sup>).

Aus alledem geht hervor, daß das Vorhandensein unteroligozäner Ablagerungen in der Subalpinen Molasse des östlichen Oberbayerns zwar erwartet werden kann, bis jetzt jedoch noch nicht erwiesen ist. Im westlichen Oberbayern liegen die Verhältnisse dagegen etwas anders, denn in diesem Molassebereich werden die Tonmergel-Schichten von den Deutenhausener Schichten unterlagert, für die von den meisten Autoren wenigstens teilweise ein Lattorf-Alter angenommen wird. Faziell zeigen die Deutenhausener Schichten insofern eine Sonderstellung, als sie nicht durchwegs marin ausgebildet sind, sondern durch ein Überwiegen brackischer und selbst fluviatiler Schichtglieder gekennzeichnet sind. Da dem Rahmen der vorliegenden Arbeit entsprechend der Schwerpunkt der Ausführungen auf der Subalpinen Molasse des östlichen Oberbayerns liegt,

fauna ebenfalls im wesentlichen aus Globigerinen besteht, in Beziehung gebracht werden dürfen. Bekanntlich enthält auch das Rupel der Subalpinen Molasse globigerinenreiche Horizonte (S. 73, 108). Sicher ist jedenfalls, daß man es mit Molasse-Oligozän zu tun hat, wenn auch die vorliegenden Globigerinenfaunen, bei mangelnder Sorgfalt, zu einer Verwechslung mit den gleichfalls globigerinenführenden Faunen der Stockletten Anlaß geben könnten.

Die nördlichsten Aufschlüsse des Helvetikums liegen im Gründelgraben N Bocksleiten. Im Unterlauf dieses Grabens wurde 100 m westlich der Straße eine Schlammprobe eines hellgelblichgrauen, harten, kalkigen Mergels aufgesammelt (Probe 1782); die ausgeschlammte Mikrofauna zeigt Stockletten-Charakter. Stockletten stehen auch im Fuchsgraben S der Lithothamnien-Kalkvorkommen von Bocksleiten an (Proben 1783—1784); sie sind als hellgraue bis gelblichgraue, etwas plattige, harte, kalkige Mergel ausgebildet. Die Stockletten unterscheiden sich von den Molasse-Tonmergeln vor allem durch ihren hohen Kalkgehalt.

Ein Blick auf die Karte zeigt, daß die südlichsten Molasseaufschlüsse von den nördlichsten Helvetikum-Vorkommen durch eine aufschlußlose Strecke von ca. 400 m getrennt werden. Welche Schichtglieder in diesem noch unbekanntem Profilibereich stecken, kann einstweilen noch nicht gesagt werden; das Profil des Zementstollens von Marienstein mahnt bei derartigen Vorkommen zur äußersten Vorsicht (vgl. hierzu Fußn. 115 a auf S. 188). Die vorhandenen Aufschlüsse reichen daher nicht aus, um von einem Übergang von Helvetikum in Molasse sprechen zu können; es ist vielmehr, wie auch andernorts, ein tektonischer Kontakt zwischen Molasse und Helvetikum anzunehmen, zumal auch die Molassemergel stellenweise Anzeichen einer stärkeren tektonischen Beanspruchung zeigen.

Prof. Dr. P. SCHMIDT-THOMÉ sei herzlich dafür gedankt, daß er dem Verfasser eine Manuskriptkarte 1:5000 für die Neubegehung des Isar-Profiles zur Verfügung gestellt hat. Auch Dipl.-Geol. M. BRUNNER ist für Hinweise zur Auffindung der z. T. winzigen Aufschlüsse bestens zu danken.

genügt an dieser Stelle der Hinweis auf die Darstellung der Deutenhausener Schichten bei M. RICHTER (1940, S. 3—5), ZEIL (1953, S. 102 *usf.*, besonders S. 109) und HAGN & ZEIL (1954, S. 579—582).

Über die Unterlage der Subalpinen Molasse können auf Grund der bisher untersuchten Aufschlüsse ebenfalls keine gesicherten Angaben gemacht werden. Dasselbe gilt naturgemäß auch für das Vorhandensein oder Fehlen einer Schichtlücke zwischen den ältesten Molasseschichten und deren Untergrund. Hierüber können nur Vermutungen geäußert werden, zwingende Schlüsse lassen sich aus der unmittelbaren Feldbeobachtung nicht ableiten.

#### d. Nordhelvetikum

Im Gegensatz zur Subalpinen Molasse kennt man im Nordhelvetikum die Unterlage der tertiären Schichtfolge sehr genau. Es sind Ablagerungen der Oberkreide, wie schon REIS (1896, S. 2, 24, 84, 97 *u. a.*), der Entdecker der Adelholzener Fazieszone, erkannt hatte. Im Umkreis von Siegsdorf liegen die ältesten tertiären Sedimente dieses Bereichs, die Adelholzener Schichten, transgressiv auf Gerhardtsreiter Schichten des höheren Untermaastrichts. Im Nordhelvetikum von Neubeuern a. Inn transgredierte das Meer des Mitteleozäns auf Pinswanger Schichten des Unteren Obercampans. Noch weiter im Westen können die Adelholzener Schichten auf noch ältere Gesteine übergreifen. In jedem Fall ist zwischen den jüngsten mesozoischen Ablagerungen des Nordhelvetikums und den ältesten Tertiärbildungen desselben Raums eine beträchtliche Schichtlücke ausgebildet, die, abgesehen vom Mesozoikum, das gesamte Paleozän, das Unter-*eozän* und selbst noch einen Teil des Mitteleozäns umfaßt. Auf diese einschneidende Schichtunterbrechung in der nordhelvetischen Zone haben nach REIS vor allem SCHLOSSER (1925 a, S. 203—204), HAGN & HÖLZL (1952, S. 14—15), TRAUB (1953, S. 18) und der Verfasser (HAGN 1952 b, S. 74, Tab. auf S. 75; 1953 a, S. 329, 336; 1954 c, S. 42—43, 45, 68, 70) hingewiesen.

Die Adelholzener Faziesentwicklung kann regional auf weite Erstreckung hin verfolgt werden. Sie findet sich nicht nur im österreichischen Anteil der helvetischen Zone (z. B. TRAUB 1953, S. 18), sondern läßt sich nach SCHLOSSER (1925 a, S. 200) selbst noch westlich des Grüntens bei Seyfriedsberg im Allgäu nachweisen. In der Schweiz sind die Adelholzener Schichten unter dem Namen Bürgen-Schichten bekannt (HAGN 1954 c, S. 46; vgl. hierzu S. 84 der vorliegenden Arbeit). Aus diesem Grund kann der Ansicht GANSS' (1951 a, S. 78), die Adelholzener Fazies sei eine „offenbar mehr lokale Entwicklung“, nicht zugestimmt werden. Wohl zeigt das Nordhelvetikum örtlich einmal eine etwas abweichende Ausbildung (z. B. Stillwasser-Fazies der Gerhardtsreiter Schichten S Spirka, Fischschiefer-Fazies der Adelholzener Schichten S Spirka, sandige Randfazies der Stockletten im Gebiet von Neubeuern a. Inn, S. 26, 37), die Grundzüge des Sedimentationsablaufes werden aber von den genannten Ausnahmen in keiner Weise berührt.

Es ist noch kurz die Frage zu behandeln, ob die helvetische Oberkreide im Liegenden der Adelholzener Schichten Äquivalente des Oberen Maastrichts enthält. Es wurde schon eingangs darauf hingewiesen, daß die Adelholzener Schichten im Raum von Siegsdorf auf Gerhardtsreiter Schichten liegen, die heute wohl allgemein als höheres Untermaastricht gelten können. In diesem Zusammenhang ist nochmals darauf zurückzukommen, daß GANSS (in GANSS & A. 1956, S. 69) südlich Adelholzen im Liegenden des Mitteleozäns Kreidemergel auffand, deren Mikrofauna nach DE KLASZ (*l. c.*, S. 55, 60) für einen höheren Horizont des Maastrichts spricht. Nach Ansicht des Verfassers ist das Ober-

maastricht-Alter dieses Vorkommens jedoch nicht gesichert, da die angeführten Foraminiferenarten eine Altersbestimmung als höchstes Untermaastricht ebenfalls zulassen (l. c., Tab. 1; vgl. hierzu S. 33).

Um den Umfang der Schichtlücke zwischen Kreide und Tertiär möglichst genau ermitteln zu können, ist eine Datierung der tiefsten Adelholzener Schichten und damit der Tertiärbasis erforderlich. Die zeitliche Festlegung des Einsetzens der Transgression wird aber dadurch erschwert, daß die Unteren Adelholzener Schichten nur selten aufgeschlossen sind und daher der Fossilinhalt dieser Ablagerungen nicht ausreichend bekannt ist (vgl. hierzu REIS 1896, S. 24—25; SCHLOSSER 1925 a, S. 199; HAGN 1954 c, S. 42—44; DE KLASZ in GANSS & A. 1956, S. 61). Die in der Regel am besten aufgeschlossenen Mittleren Adelholzener Schichten führen zwar zahlreiche Nummuliten, Assilinen und Discozyclinen, doch bedürfen die Großforaminiferen dieses Schichtglieds dringend einer Revision. Erst nach ihrer eingehenden Bearbeitung wird es möglich sein, den genannten Faunenhorizont in ein Normalprofil des Lutets einzuhängen (vgl. hierzu Fußn. 36 auf S. 53). Lediglich das Alter der Oberen Adelholzener Schichten erscheint hinlänglich gesichert, da diese überwiegend mergelig ausgebildete Serie pelagische Kleinforaminiferen geliefert hat, deren Vergesellschaftung auf Ober-Lutet hinweist (S. 44). Es darf aber auf Grund der bisherigen Kenntnisse angenommen werden, daß die Ablagerung der Adelholzener Schichten bereits im Mittleren Lutet begonnen hat, wenn auch vielleicht erst im höheren Teil dieser Unterstufe<sup>52b)</sup> 52c).

Eng verknüpft mit diesen feinstratigraphischen Problemen ist auch die Frage der Korrelation der Adelholzener Schichten mit zeitlich entsprechenden Bildungen des Südhelvetikums. So geht man nicht fehl in der Annahme, daß die Oberen Adelholzener Schichten in zeitlicher und großenteils auch in fazieller Hinsicht mit der glaukonitreichen Fossilschicht (= „Nebengestein“) im Hangenden der Erzflöze der Kressenberger Fazieszone parallelisiert werden dürfen.

---

<sup>52b)</sup> In diesem Zusammenhang ist eine mündliche Mitteilung von Priv.-Doz. Dr. H. SCHAUB vom 24. 9. 1959 von Bedeutung, nach der sowohl das Roterz als auch die Mittelschichten des bayerischen Südhelvetikums auf Grund ihrer Nummuliten- und Assilinen-Arten in das höhere Untereozän zu stellen sind. Das Lutet beginnt erst mit dem Schwarzerz. Auch Dr. J. H. ZIEGLER neigt, wie er dem Verfasser ebenfalls mündlich mitteilte, zu einer ähnlichen Anschauung, die vor allem von der von SCHLOSSER (1925 a) und späteren Autoren durchgeführten Altersbestimmung abweicht (vgl. hierzu seine Ausführungen im selben Heft dieser Zeitschrift). Wesentlich ist ferner eine briefliche Mitteilung Dr. SCHAUBS vom 23. 2. 1960, aus der hervorgeht, daß die großen Assilinen der Mittleren Adelholzener Schichten des Wehrprofils S Siegsdorf (S. 33) auf die Übergangsschichten vom oberen Lutet in das Biarritz hinweisen („Biarritzien“ ist eine neue Stufenbezeichnung für das obere Mitteleozän, die in einer demnächst erscheinenden Arbeit von H. SCHAUB & L. HOTTINGER anstelle des umstrittenen Begriffs Auvers in die Literatur eingeführt werden wird). Wenn auch im Augenblick noch nicht entschieden werden kann, ob außer der Zone 3 auch noch die Zone 2 (in der vorliegenden Fassung, S. 55) ganz oder teilweise durch das Biarritz eingenommen wird — dazu wäre in erster Linie ein Vergleich der Kleinforaminiferenfaunen, insbesondere ihrer pelagischen Anteile, notwendig — so ist doch schon jetzt sicher, daß die Großforaminiferenfaunen eine altersmäßige Gleichsetzung der Mittleren Adelholzener Schichten mit dem Schwarzerz verbieten. Man ist daher gezwungen, die südhelvetischen Äquivalente der Adelholzener Schichten mehr oder weniger ganz im Nebengestein zu suchen, wobei anzunehmen ist, daß das Nebengestein nicht nur das Ober-Lutet vertritt, sondern noch bis in das Mittel-Lutet hinabreicht (vgl. hierzu Fußn. 36 auf S. 53). Als Hinweis darauf ist auch der Fund großer Truncorotalien im Nebengestein von Hinterhör bei Altenbeuern zu werten, das demnach noch einen Teil der Zone 1 umfassen würde (vgl. hierzu Fußn. 39 auf S. 55 — Fußn. 52 c). Siehe Nachtrag S. 208.

Andererseits läßt sich der „Hauptnummulitenkalk“ der Mittleren Adelholzener Schichten am besten mit bestimmten Schwarzerzvertretern, z. B. der Neubeurer Gegend, vergleichen (HAGN 1954 c, S. 45, 69). Auch SCHLOSSER (1925 a, Tab. auf S. 203, 205) vertrat die Ansicht, daß die Adelholzener Schichten Äquivalente des Schwarzerzes und seines hangenden Nebengesteins darstellen; allerdings setzte er nur die Unteren Adelholzener Schichten (mit *Assilina spira*) dem Schwarzerz des Kressenbergs gleich<sup>52b</sup>). Auf die Beziehungen zwischen den im Bereich der Oberen Adelholzener Schichten auftretenden dunklen Mergeln und faziell ähnlich ausgebildeten Ablagerungen an der Basis der südhelvetischen Stockletten wurde ebenfalls bereits eingegangen (S. 53—54). Da von Dr. J. H. ZIEGLER derzeit im Kressenberger Gebiet mit Hilfe neuer Bohraufschlüsse feinstratigraphische Untersuchungen durchgeführt werden, soll auf die soeben angeschnittenen Fragen vorerst nicht weiter eingegangen werden.

Die j ü n g s t e n Ablagerungen des Nordhelvetikums sind in Stocklettenfazies entwickelt. Sie setzen im oberen bzw. obersten Lutet ein und reichen bis in das höhere Led (S. 53). Ablagerungen des Oberen Obereozäns konnten, entgegen früheren Ansichten, nirgends nachgewiesen werden.

### e. Südhelvetikum

Auf der Suche nach dem Liegenden des südhelvetischen Tertiärs begegnet man insofern Schwierigkeiten, als die ältesten Tertiärablagerungen dieser Zone fast nie im Kontakt mit mesozoischen Schichten aufgeschlossen sind. Lediglich im Vorderrissgraben („Unterenzenauer“ bzw. „Oberenzenauer“ Graben) W Tölz konnten H a c h a u e r S c h i c h t e n als Unterlage der alttertiären, z. T. verzerrten Schichtfolge festgestellt werden (IMKELLER 1895/96, S. 63—65; REIS 1897, S. 68; 1922 b, S. 238; v. STACKELBERG 1957, Ms.). Es ist daher anzunehmen, daß auch im übrigen Südhelvetikum die jüngsten Kreidebildungen in der Fazies der Hachauer Schichten vorliegen. Dabei ist zu berücksichtigen, daß die genannten Ablagerungen auch noch im Mittelhelvetikum vorkommen, während sie in der Adelholzener Fazieszone nicht zur Ausbildung gekommen sind (S. 65—66). Schon REIS (1896, S. 10) machte darauf aufmerksam, daß „die Stelle des Auftretens dieser Bildungen . . . sowohl der südlichen Zone als auch der Grenze von nördlicher und südlicher Zone angehörig“ ist. Auch in späteren Arbeiten wies er darauf hin, daß die Hachauer Schichten in einer Zone auftreten, in der die Gerhardsreiter Schichten untypisch erscheinen bzw. daß sie zwischen Achthal und Siegsdorf an eine „Südregion der Kreideverbreitung“ gebunden sind (REIS 1897, S. 67—68; 1922 b, S. 238; vgl. hierzu HAGN 1952 b, Tab. auf S. 75; 1954 c, S. 78).

Die Hachauer Schichten werden ihrerseits von Gerhardsreiter Schichten unterlagert (IMKELLER 1895/96, S. 43; REIS 1896, S. 6—7; 1897, S. 67; v. STACKELBERG 1957, Ms.)<sup>53</sup>). Dieses Lagerungsverhältnis hat den Hachauer Schichten auch den Namen „U e b e r g ö t z r e u t e r S c h i c h t e n“ eingetragen (REIS 1896,

<sup>53</sup>) Im Einzelfall kann es allerdings schwierig sein, Gerhardsreiter Schichten und tiefere Hachauer Schichten auf Grund der Gesteinsausbildung voneinander zu unterscheiden. v. STACKELBERG (1957, Ms.) konnte nämlich zeigen, daß die Hachauer Schichten in ihren tieferen Teilen vorwiegend als Sandmergel, in ihren höheren Teilen als Sandsteine ausgebildet sind. Er machte sogar die Beobachtung, daß die Gerhardsreiter Schichten im Schellenbachgraben und S Unterenzenau „fast unmerklich“ in die Hachauer Schichten übergehen. IMKELLER (1895/96, S. 42—43, 71) beschrieb zwar aus dem Vorderrissgraben dieselbe Lagerung der Hachauer Schichten, doch nahm er mit Rücksicht auf das Auftreten zweier Fossilhorizonte und in Anbetracht der etwas größeren Mächtigkeiten eine Schichtverdoppelung an.

S. 2, 6; vgl. hierzu Fußn. 3 auf S. 5 der vorliegenden Arbeit). Nur in einem einzigen Fall erwähnte REIS (1897, S. 67) „Nierenthal-Schichten“ als Liegendes der Hachauer Schichten (vgl. hierzu Fußn. 56 a auf S. 83).

Das Auftreten von Gerhardsreiter Schichten im Südhelvetikum mag zunächst befremden, denn weiter oben wurden diese Ablagerungen unter den für das Nordhelvetikum bezeichnenden Schichten genannt (S. 66). Nun hat aber schon REIS die Beobachtung gemacht, daß die Gerhardsreiter Schichten, soweit sie außerhalb des Adelholzener Faziesraumes vorkommen, keine typische Ausbildung mehr zeigen und außerdem die charakteristische Megafauna der Gerhardsreiter Schichten nicht mehr führen. Auch HAGN & HÖLZL (1952, S. 19) stellten fest, daß südlich des Nordhelvetikums die Faziesgrenzen zwischen Pattenauer und Gerhardsreiter Schichten nicht mehr so scharf sind und daraus eine Art Mischfazies resultiert. Es erfolgt hier zweifellos bereits ein Übergang zum nächstsüdlicheren Faziesraum, zum Ultrahelvetikum. Es ist daher die Vorstellung berechtigt, daß das Meer des tieferen Maastrichts vom Nordhelvetikum über das Südhelvetikum bis zum ultrahelvetischen Raum gereicht hat<sup>54</sup>). Die während dieser Meeresbedeckung zum Absatz gekommenen Sedimente sind nur im Adelholzener Bereich als typische

---

<sup>54</sup>) Dieselbe Annahme ist, entgegen einer früheren Ansicht des Verfassers (HAGN 1953 b, S. 22; 1953 d, S. 2) auch für das Meer des Unteren und Oberen Obercampans zu machen. Auch die Pinswanger und Pattenauer Schichten sind nicht streng auf das Nordhelvetikum beschränkt, sondern reichen noch weiter nach Süden, wenn sie auch häufig eine etwas veränderte Ausbildung zeigen. So konnte v. STACKELBERG (1957, Ms.) im Profil des Schellenbachgrabens, in dem auch Hachauer Schichten auftreten, sowohl Äquivalente der Pinswanger als auch der Pattenauer Schichten mikrofaunistisch belegen. Die ältesten Ablagerungen dieser südhelvetischen Schichtfolge sind Stallauer Grünsandsteine.

Grünsandsteine und Pattenauer Schichten wurden aus dem Tölzer Helvetikum bereits von IMKELLER (1895/96, S. 20—39) bekannt gemacht. Die über den Kreideschichten liegenden Alttertiärablagerungen hielt er, nach einem Vergleich mit der Zonengliederung von REIS, für „ein Mittelding zwischen Eisenärzter und Sandnock-Facies mit Andeutungen der Kressenberg-Facies“ (l. c., S. 78). Diese Auffassung wird dadurch bestätigt, daß die Pattenauer Schichten der südlichen Aufschlüsse bereits „die Fleckenmergelfacies der Nierenthalschichten“ aufweisen (l. c., S. 77; vgl. hierzu S. 87 usf. der vorliegenden Arbeit).

In diesem Zusammenhang sind auch die Aufschlüsse im Etzengraben (Leitzachtal) zu erwähnen, die zuerst von IMKELLER (1900, S. 380 usf.) und später von M. RICHTER & A. (1939, S. 666—667) beschrieben wurden. Über Stallauer Grünsandsteinen folgen wiederum Ablagerungen, die faziell und faunistisch Pinswanger Schichten entsprechen (HAGN 1953 a, S. 307, 312; 1953 b, S. 21; 1953 d, S. 2). Auf einer gemeinsamen Exkursion mit Dr. F. OSCHMANN und O. HÖLZL sammelte der Verfasser am 15. 8. 1955 außerdem eine Schlammprobe auf, die eine Foraminiferenfauna des Oberen Obercampans lieferte (Probe 1704). Die wichtigsten Faunenelemente sind *Bolivina incrassata* REUSS (schlanke Campanform), *Bolivinooides draco miliaris* HILTERMANN & KOCH und *Globotruncana caliciformis* (DE LAPP.). Eine Schlammprobe dunkler, sandiger Mergel, die am rechten, etwas verrutschten Grabenhang entnommen wurde, enthielt ferner eine paleozäne Mikrofauna (vgl. hierzu S. 85). Es ist daher sehr wahrscheinlich, daß die Pinswanger Schichten des Etzengrabens in das Südhelvetikum zu stellen sind, vor allem, wenn man die Ähnlichkeit im Schichtbestand der Oberkreide mit dem Gebiet W Tölz berücksichtigt. Leider kann, infolge der schlechten Aufschlußverhältnisse und der starken tektonischen Beanspruchung der einzelnen Schichtglieder, der Beweis nicht angetreten werden, daß die oben genannten paleozänen Ablagerungen zur selben Schichtfolge wie die Stallauer Grünsandsteine und die Foraminiferen-Mergel des Unteren und Oberen Obercampans gehören.

Zusammenfassend kann daher gesagt werden, daß die jungkretazische Unterlage des südhelvetischen Tertiärs nicht in der Ausbildung der „helvetischen Südfazies“ (HAGN 1952 b, Tab. auf S. 75; vgl. hierzu S. 90 dieser Arbeit) vorliegt, sondern daß sie, wenn man von einer gelegentlichen Fleckenbildung absieht, mehr oder weniger starke Anklänge an die Fazies des Nordhelvetikums zeigt. Da nicht selten eine Mischfazies auftritt, ist die Anwendung der Begriffe Pinswanger, Pattenauer und Gerhardsreiter Schichten nicht immer zutreffend (s. oben). Man kann sich in diesem Fall durch den Ausdruck „Äquivalente der Pattenauer Schichten“ u. dgl. behelfen. Bezüglich weiterer paläogeographischer Überlegungen sei auf S. 122 usf. der vorliegenden Arbeit verwiesen.

Gerhardsreiter Schichten ausgebildet, im Südhelvetikum sollte besser von Äquivalenten der Gerhardsreiter Schichten gesprochen werden und im Ultrahelvetikum können sie, da die fazielle Ähnlichkeit bereits sehr gering geworden ist, als Schichtglied der Buntmergelserie oder, wenn man so will, als Teil der Buchecker Schichten bezeichnet werden (vgl. hierzu S. 90—91).

Die nächste Frage betrifft das genaue Alter der Hachauer Schichten. Auch hier ist auf REIS zurückzugreifen, der durch die Bearbeitung der Evertebratenfauna dieser Ablagerungen wertvolle Altershinweise ermitteln konnte (1897, S. 74—75). Er hielt die Hachauer Schichten für zeitliche Äquivalente „einer hohen Region“ des Maastrichts (1896, S. 8) bzw. für Bildungen des obersten alpinen Kreidehorizontes (1897, S. 71). Untersuchungen des Verfassers (HAGN 1952 b, S. 70, 74, Tab. auf S. 75; 1954 c, S. 14) führten ihn ebenfalls zu dem Schluß, daß die Hachauer Schichten des Gebietes von Neubauern a. Inn in das höhere Maastricht zu stellen sind. Auch DE KLASZ (in GANSS & A. 1956, S. 48) vertrat die Meinung, daß die Fauna des Hachauer Sandsteins „vermutlich etwas jünger“ ist als die Fauna der Gerhardsreiter Schichten, die er in das höhere Untermaastricht einstuft. In jüngster Zeit schrieb v. STACKELBERG (1957, Ms.): „Die Hachauer Schichten sind sicher jünger als die Gerhardsreiter Schichten, doch läßt sich aus der Fauna nicht sagen, ob sie auf das Maastricht beschränkt sind oder vielleicht noch höhere Stufen umfassen.“

Abweichend von den genannten Altersbestimmungen<sup>55)</sup> nahm KNIPSCHER (1956, S. 422—423) ein paleozänes Alter der Hachauer Schichten an. Er begründete seine Auffassung mit dem Fund paleozäner Kleinforaminiferenfaunen in Proben, die aus dem rechten Seitengraben des Habachs bei Hachau SE Siegsdorf („Blasergraben“ nach REIS 1896, S. 9) stammen. Da die pelagischen Faunenelemente u. a. durch Truncorotalien vertreten sind, ist die Fundschicht nach dem heutigen Stand unserer Kenntnisse als Oberpaleozän zu bestimmen (vgl. hierzu S. 61).

Es bleibt demnach unbestritten, daß die von KNIPSCHER untersuchten Schlammproben alttertiäre Ablagerungen darstellen. Seiner aus dieser Bestimmung gezogenen Schlußfolgerung, die Hachauer Schichten seien Äquivalente des Paleozäns, kann allerdings nicht zugestimmt werden. Es ist KNIPSCHER nämlich entgangen, daß REIS selbst (1896, S. 88 Fußn. auf S. 90, Fußn. auf S. 97) in späteren Abschnitten seiner Arbeit einen Teil der von ihm zunächst als Hachauer Schichten beschriebenen Ablagerungen in das Tertiär stellte; es handelt sich hierbei um Glaukonitmergel, die er ursprünglich als eine Faziesbildung der Hachauer Schichten auffaßte (l. c., S. 9—10). Es ist daher so gut wie sicher, daß das von KNIPSCHER beschriebene Vorkommen mit den von REIS nachträglich als Tertiär erkannten Schichten im Blasergraben zusammenfällt (vgl. hierzu KNIPSCHER 1956, Fußn. 1 auf S. 420). Der Fund KNIPSCHERS bestätigt damit lediglich die spätere Ansicht von REIS und zwar mit Hilfe von Kleinforaminiferen; er reicht aber nicht aus, um das Obermaastricht-Alter der Hachauer Schichten in der heutigen Fassung zu widerlegen, zumal die von REIS bearbeitete Megafauna, die u. a. Trigonien führt, eindeutig für höchste Oberkreide spricht. In diesem Zusammenhang ist erwähnenswert, daß KNIPSCHER die Revision dieser Fauna für „vielleicht interessant“ (sic!) hielt (l. c., S. 423)<sup>56)</sup> 56a).

<sup>55)</sup> Der Vollständigkeit halber ist noch zu erwähnen, daß LEBLING (1912, S. 493—494) das Alter der Hachauer Schichten für unbestimmt hielt. Ihr Liegendes und Hangendes seien unbekannt. Die von REIS bearbeitete Fauna spricht nach LEBLING mehr für eine Verwandtschaft mit älteren als mit jüngeren Ablagerungen. TRAUB (1938, S. 7) vertrat dagegen die Ansicht, daß die Hachauer Schichten „zum Teil nur eine facielle Vertretung der Gerhardsreiter sein dürften“.

<sup>56)</sup> Die Behauptung KNIPSCHERS (1956, S. 421), er hätte seine Handstücke mit „dem Gestein der in der Paläontologischen Staatssammlung, München, aufbewahrten, von O. M. REIS bestimmten Fossilien der Hachauer Schichten“ verglichen, kann nicht den Tatsachen entsprechen. Die Bayerische Staatssammlung für Paläontologie u. historische Geologie besitzt nämlich gar keine Originale bzw. Belegstücke zu den Arbeiten von REIS über die Fauna der Hachauer Schichten. Da die alten Inventare verbrannt sind, bleibt allerdings unentschieden, ob das Belegmaterial zu REIS während des Krieges in der Bayerischen Staatssammlung vernichtet wurde,

Bei der Besprechung des tiefsten Alttertiärs der südhelvetischen Zone können die Arbeiten aus früherer Zeit übergangen werden. Es genügt der Hinweis, daß bereits FRAUSCHER und REIS das Vorhandensein von Untereozän erkannt hatten (zit. in SCHLOSSER 1925 a, S. 163). Einen wesentlichen Fortschritt brachte erst die Arbeit von SCHLOSSER (1925 a, S. 164 usf.), der im Kressenberger und Achthaler Gebiet vorwiegend mit Hilfe von Mollusken Ablage-

---

wie DE KLASZ (in GANSS & A. 1956, S. 48) angab, oder ob das Material überhaupt nicht in diese Sammlung gekommen ist. In der Bayerischen Staatssammlung befinden sich zwar einige wenige Fossilien aus den Hachauer Schichten, doch stellen diese, unter der Inv.Nr. 1899 B aufbewahrten, von M. SCHLOSSER etikettierten Stücke Neuaufsammlungen dar, die mit den REIS-schen Typen und Typoiden nichts zu tun haben. Für diese klärenden Auskünfte ist der Verfasser Prof. Dr. J. SCHRÖDER zu großem Dank verpflichtet; Dr. K. W. BARTHEL sei für seine Mithilfe bei den Nachforschungen nach dem Belegmaterial zu REIS ebenfalls herzlich gedankt. Ergänzend hierzu teilte Dr. h. c. O. HÖLZL dem Verfasser am 13. 8. 1958 dankenswerterweise mündlich mit, daß die fraglichen Stücke auch in der Sammlung des Bayerischen Geologischen Landesamtes in München nicht aufzufinden sind.

Inzwischen machte Oberreg.-Rat Dr. F. TRAUB die mündliche Mitteilung (29. 10. 1959), daß er im Jahre 1938 die Originale zu den Arbeiten von O. M. REIS in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie u. historische Geologie eingesehen hat. Es handelte sich teilweise um Ausgüsse von Hohlformen, also um künstliche Steinkerne, die aus Blei angefertigt worden waren. Nachzutragen ist noch, daß sich nach REIS (1898, S. 130) ein kleiner Teil seines Belegmaterials schon von Anfang an in der „palaeontologischen Staatssammlung“ befunden hat.

<sup>50a)</sup> Im Zuge der Aufsammlung von Vergleichsmaterial besuchte der Verfasser das Grabengebiet des Habachs westlich und südwestlich Hachau am 24. und 26. 10. 1959 zusammen mit Dipl.-Geol. D. HERM und A. v. HILLEBRANDT bzw. mit D. HERM und cand. geol. U. PFLAUMANN. Da die gewonnenen Ergebnisse für die Deutung der Hachauer Schichten von ausschlaggebender Bedeutung sind, soll über sie nachfolgend kurz berichtet werden. Dr. J. H. ZIEGLER sei für Hinweise zur Auffindung der Aufschlüsse bestens gedankt.

Die Aufschlüsse des „Blasergrabens“ können hier fast ganz übergangen werden, da sie für die Fassung der Hachauer Schichten ohne Belang sind. Den Ausführungen KNIPSCHERS (1956, S. 421) ist lediglich hinzuzufügen, daß der Cranien-Sandstein (Großschliffe G 51—52 a/60) Discocyclinen führt und auch dadurch als Alttertiär gekennzeichnet ist. Er stellt wohl eine Ablagerung des südhelvetischen höheren Paleozäns dar. Oberreg.-Rat Dr. F. TRAUB vertritt dagegen, wie er dem Verfasser am 7. 11. 1959 mündlich mitteilte, die Ansicht, daß der Sandstein des „Blasergrabens“ nicht älter als Cuis sein könne, weil er kleine Nummuliten führe. Außerdem bemerkte er, daß die vom Verfasser aufgesammelten Cranien nicht ganz dem Typus von *C. austriaca* TRAUB entsprechen, da sie weniger, dafür aber gröbere Rippen besitzen als die Schalen aus dem Paleozän des Haunsbergs. Sie sind daher als *C. cf. austriaca* zu bezeichnen.

Schwarze, sandige Mergel, die ca. 150 m nordwestlich der Diensthütte, wenige Meter über dem linken Ufer des Habachs, anstehen, erwiesen sich als Paleozän (Probe 1842). Die Mikrofauna zeigt eine große Ähnlichkeit mit der Paleozänfauna des Etzengrabens (S. 85—86). Sie ist ebenfalls reich an Pseudoclavulinen; zusätzlich konnte noch *Textulariella (?) varians* GLAESSNER beobachtet werden.

Als Typokalität für die Hachauer Schichten kann der Katzenlochgraben westlich Hachau gelten (REIS 1896, S. 6). Er ist in einen nördlichen und in einen südlichen Ast gespalten und stellt den nördlichsten linken Zufluß des Habachs dar (Pos.-Bl. Inzell 794). Nach REIS (1896, S. 6) „ist die Schicht eine geschlossene Bank und bildet da einen sehr grobkörnig-quarzführenden wechselnd glimmerreichen, schwach glaukonitischen, sehr harten, grauen Kalksandstein von 1 m Dicke“.

KNIPSCHER (1956, S. 420) glaubte, den Hachauer Sandstein im Katzenlochgraben wiedergefunden zu haben. Er schrieb: „Im unteren Teil dieses Grabens steht . . . auf der rechten Seite ein mehrere Kubikmeter großer, grobkörniger, quarzreicher, schwach glaukonitischer Sandsteinblock an, der u. a. mehrere Exemplare einer *Crania* (wahrscheinlich *Crania austriaca* TRAUB)

rungen des Thanet und Cuis (beide Stufen als Untereozän aufgefaßt) nachweisen und voneinander unterscheiden konnte.

Eine weitere Vermehrung unserer Kenntnisse über die ältesten Tertiärschichten ist TRAUB (1938) zu verdanken, der in einer vorbildlichen monographischen Bearbeitung die paleozäne Megafauna des Kroisbaches am Haunsberg (N Salzburg) zur Darstellung brachte. Die faunistische Analyse ergab, daß die

---

führt.“ Aus seinen weiteren Ausführungen (l. c., S. 423) geht hervor, daß er diesen Cranien-Sandstein dem ebenfalls fossilführenden Sandstein des „Blasergrabens“ (s. oben) altersmäßig gleichstellt und dem Paleozän zuweist. Er nahm an, daß der Cranien-Sandstein nichts anderes sei als der Hachauer Sandstein im Sinne von REIS, obwohl der letztgenannte Autor (1898) in seiner reichen Fauna keine einzige *Crania* gefunden hatte. KNIPSCHER gelangte daher zu dem Schluß, daß den Hachauer Schichten ein paleozänes Alter zukäme. Er wurde in dieser Annahme noch bestärkt durch das Auftreten bunter Mergel des Mitteleozäns in der Nähe des Cranien-Sandsteins (l. c., S. 420), da KNIPSCHER offenbar einen stratigraphischen Verband beider Ablagerungen annahm.

Eigene Beobachtungen ergaben jedoch, daß der große Block des Cranien-Sandsteins im Katzenlochgraben nicht ansteht. Er kann auch nicht mit dem Hachauer Sandstein identifiziert werden, denn eine mehr oder minder große fazielle Ähnlichkeit besagt schließlich nicht viel. Viel wichtiger sind die faunistischen Befunde, denn es darf angenommen werden, daß dem scharfsinnigen Beobachter REIS allenfalls vorhandene Cranien im Hachauer Sandstein nicht entgangen wären, zumal er aus den tertiären „Grenzsandsteinen“ Cranien anführte (1896, S. 81, 84) und an einer anderen Stelle sogar von einer „Cranien-Facies“ sprach (l. c., S. 85). Dabei ist die Frage ohne Bedeutung, ob es im älteren Alttertiär mehrere cranienführende Horizonte gibt oder nicht. Außerdem war REIS (1896, S. 6; 1897, S. 67) sehr wohl bekannt, daß im Katzenlochgraben tertiäre Sandsteine vorkommen, die er Grenzsandsteine nannte (1897, S. 67) und die er für das Hangende des Hachauer Sandsteins hielt. Die Ansicht KNIPSCHERS kann daher mit gutem Grund abgelehnt werden.

Abgesehen von dem bereits erwähnten Cranien-Sandstein konnte der Verfasser am linken Ufer des Katzenlochgrabens, kurz vor seiner Gabelung in einen Nord- und in einen Südast, eine ca. 1 m mächtige Bank eines hellgrauen, weißlich gesprenkelten, stellenweise braunfleckigen, feinkörnigen Sandsteins feststellen, die wohl als anstehend betrachtet werden kann. Es wurden nur undeutliche Fossilreste beobachtet; weder im Handstück noch im Dünnschliff (774 a/60) konnten altersweisende Funde gemacht werden. Es ist daher nicht zu entscheiden, welches Alter diesem Sandstein zukommt. Möglicherweise gehört er zu den alttertiären Grenzsandsteinen.

Eine andere Sandsteinart wurde, in Form kleinerer loser Blöcke, im Südast des Katzenlochgrabens im Bereich bunter Mergel (s. unten) gefunden. Es handelt sich um einen mittel- bis grobkörnigen, etwas lückigen, glaukonitführenden Sandstein, der kleine Phyllitfetzen und Diabas- bzw. Grünsteinbröckchen einschließt. Im Dünnschliff (G 50 a/60, 775—776 a/60) beobachtet man zusätzlich kleine Gerölle von Oberjurakalk, der Calpionellen, Radiolarien und andere Mikrofossilien der Aptychenschichten führt. Die Großforaminiferengattung *Nummulites*, *Assilina* und *Discocyclusina* weisen auf ein alttertiäres Alter; sehr wahrscheinlich liegt Untereozän vor. Das Auftreten von Phyllit und Diabas sowie der Reichtum des Gesteins an aufgearbeiteten Sedimenten des Tithons berechtigen zu dem Schluß, daß man es mit ultrahelvetischen Ablagerungen zu tun hat (vgl. hierzu die nummulitenführenden Sandsteine des Habachgrabens, S. 98).

Die Hachauer Sandsteine konnten demnach noch nicht wieder aufgefunden werden. Als Ergänzung zu den Schliffen der oben beschriebenen Sandsteine wurden zwei Dünnschliffe von Hachauer Sandsteinen angefertigt (777—778 a/60); als Ausgangsmaterial dienten Gesteinsreste, die Fossilien anhafteten, welche in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie u. historische Geologie liegen (vgl. hierzu Fußn. 56). Glaukonit tritt nur sehr untergeordnet auf. An Foraminiferen konnte lediglich die Gattung *Siderolites* bestimmt werden; da die vorliegende Art noch nicht ermittelt werden konnte, ist der Fund vorerst stratigraphisch nicht verwertbar. Hinweise auf Alttertiär waren jedoch nicht zu gewinnen. Trotzdem die Grundmasse stark zurücktritt, ist sie doch ziemlich fossilreich; so konnten Reste von Würmern, Lamellibranchiaten (*Gryphaea*), Krustaceen und Echinodermen festgestellt werden.

meisten der nachgewiesenen Arten dem Jungpaleozän oder noch jüngeren Horizonten eigen sind oder doch in diesen Schichten ihre nächsten Verwandten besitzen. Lediglich unter den kleinwüchsigen Formen fand TRAUB Arten, die man sonst nur aus dem Mont kennt (l. c., S. 15). Auch später wies der genannte Autor darauf hin, daß am Haunsberg durch Megafossilien nur das Landen sicher belegt ist, während die Fauna nur schwache Anklänge an das Mont zeigt und Dan durch Fossilien überhaupt nicht nachzuweisen ist (TRAUB 1953, S. 7, 9). Nach

Bei der Aufsammlung der Schlammproben wurde ein besonderes Augenmerk auf schwarze, sandige Mergel gelegt, die sowohl im Nord- als auch im Südast des Katzenlochgrabens aufgeschlossen sind. Im Nordast dieses Grabens wurde am rechten Grabenrand, ca. 200 m unterhalb der Brücke, eine Schlammprobe eines schwarzen, glimmerigen, stark verruschetten Mergels aufgesammelt (Probe 1821). Die reiche Mikrofauna setzt sich aus Sand- und Kalkschalern zusammen. Von ersteren sind vor allem *Bathysiphon*, *Ammobaculites*, *Spiroplectammina* und *Verneuilina* zu nennen; unter den Kalkschalern sind Angehörige der Lagenidae vorherrschend. An stratigraphisch wichtigen Arten können genannt werden: *Vaginulinopsis silicula* (PLUMMER), *Planoglobulina acervulinoides* (EGGER), *Bulimina* aff. *arkadelphiana* CUSHMAN & PARK. (sensu DE KLASZ in GANSS & A. 1956, Tab. 1), *Bolivina incrassata* REUSS, *B. decurrens* (EHRENBERG.), *Globotruncana stuarti* (DE LAPP.), *G. contusa* (CUSHMAN) und *G. gagnebini* TILÉV. Die vorliegende Fauna ist zweifellos jünger als die der Gerhardsreiter Schichten; mit Rücksicht auf das Auftreten der genannten *Bulimina*-Art kann sie in das Obere Maastricht gestellt werden. Eine weitere Probe gleichen Alters wurde im Südast des Katzenlochgrabens, am rechten Hang, rechts neben bunten Mergeln, aufgesammelt (Probe 1831). Unter den Sandschalern dominiert *Gaudryina cretacea* (KARRER). Die gelegentlich auftretenden Globotruncanen sind ziemlich schlecht erhalten; es konnten dennoch die Arten *G. stuarti* (DE LAPP.) und *G. mayaroensis* BOLLI erkannt werden. Zwei weitere Schlammproben erwiesen sich dagegen als fossilifer.

Faziell lassen sich die schwarzen Mergel des Katzenlochgrabens in jeder Hinsicht mit ebensolchen Ablagerungen des Pinswanger Grabens bei Neubeuern a. Inn (HAGN 1954 c, S. 12) und des Tölzer Helvetikums (v. STACKELBERG 1957, Ms.) vergleichen. Sie wurden dort als Hachauer Schichten gedeutet. Auch faunistisch ergibt sich eine gute Übereinstimmung, wenn auch die Faunen nicht immer so reich sind wie die Faunen aus dem Katzenlochgraben. Als Beispiel können zwei Schlammproben aus dem Schellenbach bei Tölz angeführt werden, die der Verfasser im Jahre 1955 zusammen mit Prof. Dr. J. SCHRÖDER und Dr. F. OSCHMANN aufsammlte. Probe 1897 führt eine reiche Sand- und Kalkschalerfauna, in der u. a. Pseudotextularien und einkielige Globotruncanen auftreten. Probe 1896, die im Hangenden der Probe 1897 entnommen wurde, enthält fast nur mehr Sandschaler. Zu nennen sind vor allem die Gattungen *Ammobaculites* und *Spiroplectammina*, Gattungen, die auch in den schwarzen, sandigen Mergeln des Pinswanger Grabens vorkommen (HAGN 1954 c, S. 14).

In diesem Zusammenhang ist wesentlich, daß v. STACKELBERG (1957, Ms.) in der helvetischen Zone westlich Tölz der Nachweis gelungen ist, daß die Hachauer Schichten in ihren tieferen Teilen vorwiegend als Sandmergel ausgebildet sind, während die höheren Profileile von Sandsteinen eingenommen werden. Demzufolge wären die schwarzen, sandigen Mergel des Katzenlochgrabens tiefere Hachauer Schichten, während die Hachauer Sandsteine, aus denen REIS (1897, 1898) seine Faunen beschrieben hat, den höheren Hachauer Schichten zuzurechnen wären. Diese Anschauung bedingt naturgemäß, daß die Fassung des Begriffs Hachauer Schichten gegenüber der Deutung durch REIS erweitert wird, da dieser Autor unter Hachauer Schichten nur den Hachauer Sandstein verstanden hat. Andererseits ist man zu einem derartigen Vorgehen umso mehr berechtigt, als REIS (1896, S. 6; 1897, S. 67) ausdrücklich hervorhob, daß der Hachauer Sandstein im Katzenlochgraben und bei Hörgering (im Tal der Weißen Traun) immer in Begleitung von „schwarzen sandigen Mergeln vom Habitus der Gerhardsreuther Mergel“ auftritt (REIS 1897, S. 67). Aus diesem Zitat wird ersichtlich, daß der genannte Autor die dunklen Mergel des Oberen Maastrichts für Gerhardsreiter Schichten hielt, mit denen sie aber wegen des Altersunterschiedes nicht vereinigt werden dürfen. Daraus folgt, daß ein Teil der Textstellen bei REIS, nach denen Gerhardsreiter Schichten das Liegende der Hachauer Schichten bilden sollen, revidiert werden muß. Daß Hachauer Schichten tatsächlich von Gerhardsreiter Schichten unterlagert werden können, zeigt allerdings das Beispiel des Schellenbachs (v. STACKEL-

ABERER & BRAUMÜLLER (1958, S. 6) gehören dieselben Schichten gleichfalls dem Thanet und Sparnac (= Landen) an.

Im Westen des Kressenberger Gebiets wurden paleozäne Ablagerungen vom Verfasser bei Neubeuern a. Inn entdeckt (HAGN 1952 b, S. 70, 74, Tab. auf S. 75; 1954 c, S. 16—23). Die faziell reich differenzierte, aber weitgehend fossilfreie Gesteinsserie beginnt mit hellen, fein- bis mittelkörnigen, teilweise konglomeratischen Arkosen, die als Transgressionsbildungen aufgefaßt werden dürfen. Ihr

---

BERG 1957, Ms.). Andererseits können Hachauer Schichten auch unabhängig von Gerhardtstreiter Schichten auftreten, wie z. B. bei Neubeuern a. Inn (HAGN 1954 c, S. 78). Auch im Katzenlochgraben konnten keine Gerhardtstreiter Schichten entdeckt werden.

Somit kann gesagt werden, daß im Katzenlochgraben bei Hachau tiefere Hachauer Schichten nachgewiesen sind; ihr Alter ist Oberes Maastricht. Die Hachauer Sandsteine als Vertreter der höheren Hachauer Schichten müssen demnach etwas jünger sein; an ihrem Kreidealter ist aber im Hinblick auf die Megafaunen nicht zu zweifeln. Die Ansicht KNIPSCHERS, die Hachauer Schichten seien paleozänen Alters, ist somit widerlegt. Es ist außerdem zu erwarten, daß die von REIS beschriebene Fossilbank durch Schurfarbeiten wiedergefunden werden wird.

Im Katzenlochgraben konnten an zwei Stellen die Lagerungsverhältnisse der tieferen Hachauer Schichten zu benachbarten Gesteinen beobachtet werden. Im Nordost dieses Grabens grenzen sie an Schönecker Fischschiefer; die starke tektonische Beanspruchung der Mergel läßt einen tektonischen Kontakt annehmen. Im Südost des Katzenlochgrabens stellt man einen tektonischen Kontakt zu Gesteinen der ultrahelvetischen Buntmergelserie fest (Probe 1832); die reiche sand- und kalkschalige Fauna enthält zahlreiche Arten des Paleozäns, so z. B. *Spiroplectammina excolata* (CUSHMAN), *Textulariella* (?) *varians* GLAESSNER, *Bulimina trinitatensis* CUSHMAN & JARVIS und *Eponides megastoma* (GRZYB.). *Rzehakina epigona* (RZEHAK) wurde ebenfalls angetroffen. Pelagische Faunenelemente sind reichlich vertreten; unter ihnen weist vor allem *Truncorotalia cf. oclusa* (LOEBLICH & TAPPAN) auf einen höheren Horizont des Paleozäns hin.

Neben paleozänen Sedimenten konnten in der Buntmergelserie des Katzenlochgrabens noch Äquivalente des tieferen bis mittleren Lutets (Zone 1) nachgewiesen werden (Proben 1826, 1827, 1830). Die Schlämmrückstände sind meist reich an Gehäusen der Gattung *Plectina*; bezeichnend sind ferner mittelgroße Truncorotalien der Gruppe der *T. aragonensis* (NUTTALL), die fast ausschließlich links gewunden sind. Probe 1826 erwies sich als tektonisch vermengt mit Paleozän. Die Mikrofauna einer weiteren Probe (1825) läßt auf Zone 2 des Mitteleozäns schließen. Schließlich ist hier nochmals an die bereits erwähnten Sandsteine mit den Phyllit- und Diabasresten zu erinnern, für die ein untereozendes Alter angenommen wurde. Selbst Obere Kreide in der Ausbildung der Buntmergelserie fehlt im Bereich des Katzenlochgrabens nicht; in einem kleinen südlichen Seitengraben sind graue Mergel mit Inoceramenresten aufgeschlossen, die eine Mikrofauna des Oberen Obercampan geliefert haben (Probe 1829). Die Verhältnisse liegen also wesentlich komplizierter, als dies nach den Ausführungen KNIPSCHERS (1956, S. 420) anzunehmen ist.

Die Tatsache, daß die tieferen Hachauer Schichten stellenweise tektonisch an Gesteine der Buntmergelserie grenzen, erklärt auch die Bemerkung REIS' (1897, S. 67), daß bei Hörgering, der zweiten Fundstelle Hachauer Fossilien, als Liegendes der Hachauer Schichten „Nierenthal-Schichten“ zu beobachten sind. Auch an dieser Lokalität ist zweifellos ein tektonischer Kontakt anzunehmen. Nicht ausgeschlossen ist ferner, daß die schwarzen, sandigen Mergel, welche DE KLASZ (in GANSS & A. 1956, S. 43—44) im Eisenärztter Gebiet auffand und als normale Einlagerungen in seine „Buchecker Schichten“ (= Buntmergelserie) deutete, ganz oder teilweise tiefere Hachauer Schichten darstellen. In diesem Schluß wird man durch ihre Einstufung in das Obere Maastricht durch DE KLASZ bestärkt.

Aus alledem erhellt, daß die Hachauer Schichten Ablagerungen der jüngsten Oberkreide sind. Da sie mit den Gesteinen der ultrahelvetischen Buntmergelserie lediglich tektonische Beziehungen aufweisen, können sie auch weiterhin als südhelvetische Bildungen aufgefaßt werden.

Alter wurde vom Verfasser als Oberpaleozän (Landen) bestimmt, da im Hangenden dieser Schichtfolge sicher belegtes Untereozän folgt. Hinweise für das Vorliegen unterpaleozäner Sedimente konnten nicht ermittelt werden (vgl. hierzu I. c., S. 70—71, 78—79). Nach neueren Gesichtspunkten besteht im Gegenteil sogar die Möglichkeit, daß ein Teil der in das Oberpaleozän gestellten Ablagerungen bereits zum tieferen Untereozän zu rechnen ist. Einen Grund zu dieser Vermutung geben Funde kleiner, flacher Nummuliten, die in eisenschüssigen bzw. etwas vererzten Gesteinsvarietäten am Neubeurer Schloßberg und in den Gräben Wieslering—Sachsenkam gemacht wurden (I. c., S. 22). Eine endgültige Entscheidung hängt von der hier nicht zu erörternden Frage ab, ob die ältesten Nummuliten schon im Paleozän oder erst im tiefsten Untereozän einsetzen.

Die Frage, ob im bayerischen Helvetikum Ablagerungen des Dans zu erwarten sind, wurde vom Verfasser in mehreren Arbeiten verneint (z. B. HAGN 1950 b, S. 7; 1952 a, S. 216; 1954 c, S. 52, 122). In diesem Zusammenhang wurde vor allem die Ansicht WICHERS (1949, S. 94), im Granitmarmor seien umgelagerte Mikrofossilien des Dans zu beobachten, diskutiert. Bezüglich der beiden, vom Verfasser (HAGN 1952 a, S. 217) aus dem Allgäu bzw. von Vorarlberg beschriebenen Proben von Dansedimenten in der Fazies der Wangschichten, sei auf S. 113 der vorliegenden Arbeit verwiesen.

Im Gebiet westlich von Tölz wurden die ältesten Tertiärablagerungen neuerdings von v. STACKELBERG (1957, Ms.) untersucht. Mangels geeigneter Fossilfunde war ihm eine genauere Einstufung der z. T. an Vorkommen von Neubeuern a. Inn erinnernden Gesteine allerdings nicht möglich. Die Basischichten können auf Grund feldgeologischer Beobachtungen sowohl in das Paleozän als auch in das Untereozän gestellt werden. Ungewiß bleibt vor allem, ob eine Schichtlücke an der Wende Kreide/Tertiär oder höher im Profil angenommen werden muß. Altersweisende Fossilfunde sind erst aus dem Untereozän bekannt.

Noch weiter im Westen, am Grünen, wurden paleozäne Sedimente bislang noch nicht mit Sicherheit nachgewiesen, denn SCHLOSSER (1925 a, S. 172) schrieb: „Im Allgäu — Grünen — dürfte Thanétien und Cuisien, soferne nicht ein Grünsand mit *Gryphaea* dazu gerechnet werden darf, gänzlich fehlen.“ Nach BETTENSTAEDT (1958 a, S. 576, 580, Tab. 1 auf S. 575, Abb. 1 auf S. 585) liegen im Allgäu mitteleozäne Ablagerungen („Bürgenschichten“<sup>57)</sup> transgressiv auf höheren Wangschichten („Maastricht II“). Derzeit werden von cand. geol. B. HÖPFNER am Grünen feinstratigraphische Untersuchungen durchgeführt, die u. a. darauf abzielen, das Einsetzen der tertiären Transgression im Südhelvetikum dieses Gebietes möglichst genau festzulegen.

Nachdem nunmehr sowohl die jüngsten Kreideschichten als auch die ältesten Tertiärablagerungen besprochen sind, ist es an der Zeit, die Frage nach der Schichtlücke zwischen Kreide und Tertiär im südhelvetischen Raum aufzuwerfen. Diese Frage wurde von den einzelnen Autoren nicht einmütig beantwortet. So nahm z. B. SCHLOSSER (1925 a, S. 203—204) an, daß im Kressenberger Bereich an der Wende von Kreide zu Tertiär keine Trockenlegung erfolgte, so daß eine geschlossene Schichtfolge von der Oberkreide bis in das Alttertiär entstehen konnte. TRAUB (1938, S. 16) gelangte ebenfalls zu der Überzeugung, daß es am

<sup>57)</sup> Da die Bürgen-Schichten Äquivalente der Adelholzener Schichten im Osten sind, sollte im Südhelvetikum des Allgäus nicht von Bürgen-Schichten gesprochen werden, wie dies im einschlägigen Schrifttum nicht selten geschehen ist (vgl. hierzu S. 75).

Haunsberg zu keiner Heraushebung der Schichten über den Meeresspiegel kam, räumte allerdings ein, daß allenfalls im Dan und Mont keine Sedimente gebildet wurden. Gegen eine größere Schichtunterbrechung spricht nach diesem Autor der „anscheinend allmähliche Faziesübergang“ zwischen der höchsten Oberkreide und dem Paleozän (TRAUB 1953, S. 7). Für das Vorhandensein einer deutlich erkennbaren Schichtlücke sprach sich der Verfasser (HAGN 1954 c, S. 70—71, 78) aus, da seiner Ansicht nach im Raum von Neubeuern a. Inn weder Äquivalente des Dans noch des Monts zur Ablagerung gekommen sind und das Oberpaleozän z. T. mit recht groben Arkosen einsetzt (s. oben). v. STACKELBERG (1957, Ms.) rechnete hingegen durchaus mit der Möglichkeit einer ununterbrochenen Sedimentation von der höchsten Oberkreide bis in das Alttertiär, da er einen Übergang von Hachauer Sandsteinen in die „weißen Kalksandsteine“ des ältesten Tertiärs im Gebiet westlich von Tölz für nicht ausgeschlossen hielt. Auf der anderen Seite äußerten ABERER & BRAUMÜLLER (1958, S. 8) für das Helvetikum N Salzburg die entgegengesetzte Meinung, daß nämlich zwischen Oberkreide und Paleozän eine Schichtlücke ausgebildet ist, die durch die Laramische gebirgsbildende Phase verursacht wurde.

Es liegt auf der Hand, daß die vorhandenen Unstimmigkeiten durch die immer noch zu geringe Zahl eindeutig datierbarer Paleozänfaunen bedingt werden. Um zusätzliche Altershinweise zu bekommen, wurden vom Verfasser in jüngster Zeit Schlammproben aus dem Paleozän des Kroisbachs, vom Kressenberg und aus dem Etzengraben (Leitzachtal) mikropaläontologisch untersucht.

Die Proben aus dem Salzburger Vorland (Nr. 1334—1337), die der Verfasser anlässlich der Wandertagung der Geologischen Gesellschaft in Wien im September 1956 zusammen mit Dr. F. OSCHMANN in Kroisbach aufsammlte, enthalten wechselnd reiche Kleinforaminiferenfaunen, in denen die pelagischen Formen z. T. stark in den Hintergrund treten, während Sandschaler eine größere Rolle spielen. Von Bedeutung ist, daß alle vier Proben Truncorotalien aus der Gruppe der *T. angulata* (WHITE) führen, wengleich diese Gattung nur ausnahmsweise häufiger in Erscheinung tritt. Dies ist allerdings faziell bedingt. Zu erwähnen ist noch, daß in den beiden ersten Proben zusätzlich Gehäuse von *Globorotalia membranacea* (EHRENB.) beobachtet wurden.

Am linken Ufer des Kressengrabens (Kressenberg) entnahm der Verfasser am 15. 9. 1955 eine Probe eines gelblichbraunen, etwas angewitterten Mergels, die eine reiche Mikrofauna des Paleozäns lieferte (Nr. 1324). Eine erste Bearbeitung dieser Probe ließ folgende Gattungen und Arten erkennen:

- Bathysiphon* sp.
- Triplasia fundibularis* (HARRIS & JOBE)
- Gaudryina soldadoensis* CUSHMAN & RENZ
- Pseudoclavulina globulifera* TEN DAM & SIGAL
- Vaginulina midwayana* FOX & ROSS
- Eowvigerina excavata* CUSHMAN
- Pseudowvigerina naheolensis* CUSHMAN & TODD
- Gavelinella danica* (BROTZEN)
- Osangularia plummerae* BROTZEN
- Coleites reticulosus* (PLUMMER)
- Alabama* aff. *wilcoxensis* TOULMIN
- Globigerina triloculinoides* PLUMMER
- Globigerina daubjergensis* BRÖNNIMANN
- Globigerina pseudobulloides* PLUMMER
- Globigerina compressa* PLUMMER

Im Etzengraben (Leitzachtal) sammelte der Verfasser am 15. 8. 1955 eine Schlammprobe (Nr. 1703) auf, die eine reiche, aber ziemlich schlecht erhaltene Mikrofauna des Paleozäns lieferte (vgl. hierzu Fußn. 54 auf S. 78). Das Faunenbild wird beherrscht von *Gaudryina*

(*Pseudogaudryina*) *bavariana* CUSHMAN und *Pseudoclavulina eggeri* CUSHMAN, sandschaligen Foraminiferen, die zuerst aus den Gerhardtsreiter Schichten beschrieben wurden. Die Kalkschalen sind kleinwüchsig, korrodiert und meist mehr oder minder stark verdrückt. Stratigraphisch wichtig sind *Bolivina midwayensis* CUSHMAN, *Osangularia plummerae* BROTZEN, *Karrieria fallax* RZEHAk sowie die pelagischen Formen *Globigerina pseudobulloides* PLUMMER und *G. triloculinoides* PLUMMER. Der Nachweis von *G. compressa* PLUMMER und *G. daubjergensis* BRÖNNIMANN ist infolge schlechter Erhaltung nicht ganz sicher. Truncorotalien wurden nicht beobachtet. Die Fauna enthält außerdem noch Arten folgender sand- und kalkschaliger Gattungen: *Bathysiphon*, *Triplasia*, *Ammobaculites*, *Haplophragmoides*, *Dorothia*, *Robulus*, *Nodosaria*, *Dentalina*, *Neoflabellina*, *Vaginulina*, *Guembelina*, *Pseudowigenerina*, *Eponides*, *Gavelinella* und *Cibicides*.

Die Auswertung der genannten Proben gestattet folgende Schlüsse:

Die Proben aus dem Kroisbach können nicht in das tiefere Paleozän gestellt werden, weil sie Truncorotalien führen. Nach dem Zeitschema von LOEBLICH & TAPPAN (1957, Abb. 1 auf S. 1111 usf.) liegt bereits höheres Paleozän vor.

Im Gegensatz dazu zeigt die Probe aus dem Kressengraben eine auffallende Übereinstimmung in der Zusammensetzung der Mikrofauna mit der Midway-Formation von Texas (vgl. hierzu PLUMMER 1926 und CUSHMAN 1951). Truncorotalien konnten nicht beobachtet werden. Die auftretenden pelagischen Arten weisen nach LOEBLICH & TAPPAN (s. oben) auf den tieferen Teil des Paleozäns, wohin auch die Midway-Formation von den beiden Autoren gestellt wird. Das bedeutet aber, daß mit dieser Probe zum ersten Mal im Südhelvetikum der bayerischen Voralpen ein Äquivalent des Unterpaleozäns = Dans nachgewiesen wurde (vgl. hierzu S. 60—61).

Wie Dr. J. H. ZIEGLER dem Verfasser freundlicherweise mündlich mitteilte, ist eine Bearbeitung der paleozänen Mikrofaunen des Kressenberg-Gebietes durch ihn in Vorbereitung. Da dem Genannten sowohl Material aus den alten Aufschlüssen als auch Bohrgut zur Verfügung steht, ist seinen Untersuchungen mit größtem Interesse entgegenzusehen.

Endlich läßt auch die Fauna der Probe aus dem Etzengraben auf einen tieferen Horizont des Paleozäns schließen. Dafür spricht nicht nur das Fehlen von Truncorotalien, sondern auch das häufige Auftreten von sandschaligen Arten, die in den Gerhardtsreiter Schichten ebenfalls nicht selten vorkommen. Leider gestattete die schlechte Erhaltung nicht, neben den beiden genannten Globigerinen-Arten die für die Zonengliederung wichtigen Arten *G. compressa* und *G. daubjergensis* nachzuweisen.

Abschließend ist daher zu sagen, daß zumindest am Kressenberg und im Bereich des Etzengrabens für eine Schichtlücke zwischen Kreide und Tertiär nicht mehr viel Raum bleibt. Wenn in diesem Gebiet demnach überhaupt eine Schichtunterbrechung stattgefunden hat, dann kann sie nur von kurzer Dauer gewesen sein. Nicht mit derselben Sicherheit kann dies von den übrigen Fundorten des Südhelvetikums gesagt werden, da dort die Beweise für das Vorhandensein des tiefsten Alttertiärs einstweilen noch fehlen. Es kann also die Möglichkeit einer Schichtlücke, die im wesentlichen das Unterpaleozän umfassen würde, in den meisten Fällen nicht von der Hand gewiesen werden. Dabei stellt sich außerdem die heute noch nicht zu lösende Frage, ob der Übergang von Kreide in Tertiär nur örtlich erfolgt ist, während in benachbarten Gebieten infolge lokaler Hebungen das Meer erst im höheren Paleozän oder vielleicht noch später (Grünten?) transgredieren konnte. Schließlich ist auch noch daran zu denken, daß der südhelvetische Trog im östlichen Oberbayern gegenüber seiner westlichen Fort-

setzung eine etwas größere Senkungstendenz besessen hat, was zur Folge gehabt hätte, daß im Osten eine geschlossene Schichtfolge von Oberkreide und Tertiär zur Ausbildung gekommen wäre, während im Westen das Meer erst nach einer kurzfristigen Hebung im tieferen Paleozän wieder von der südhelvetischen Vortiefe Besitz ergreifen konnte. Falls sich diese Gedankengänge als richtig erweisen sollten, könnte daraus der Schluß gezogen werden, daß der Meeresvorstoß im Alttertiär nicht eigentlich aus dem Süden, sondern vielmehr aus dem Südosten gekommen ist (vgl. hierzu S. 159).

Die übrige südhelvetische Schichtfolge (Untereozän, Erzserie des Mittel-ozäns usw.) kann hier übergangen werden. Auch die jüngsten Ablagerungen dieser Fazieszone sollen hier nicht weiter behandelt werden, da auf sie bereits in einem früheren Abschnitt der vorliegenden Arbeit ausführlich eingegangen wurde (S. 53). Es konnte gezeigt werden, daß die Stockletten im oberen bzw. im obersten Lutet einsetzen und sich bis in das höhere Led verfolgen lassen. Jüngere Ablagerungen sind bis heute nicht bekannt geworden (bezüglich der Schönecker Fischechiefer und der „Schichten des Habach-Grabens“ [HAGN 1952 b, Tab. auf S. 75] vgl. S. 106 usw.).

## f. Ultrahelvetikum (Zwischenzone)

### a. Die ultrahelvetische Zwischenzone im östlichen Oberbayern — ein Überblick

Der ultrahelvetische Raum erstreckte sich ursprünglich zwischen dem Südhelvetikum im Norden und der Flyschzone im Süden. Seine Sedimente vermitteln daher zwischen den Faziesausbildungen der beiden Tröge und sind aus diesem Grund für die Beurteilung vor allem paläogeographischer Fragen von großer Bedeutung. Eine eingehende Darstellung des ostbayerischen Ultrahelvetikums erscheint somit unerläßlich; diese Notwendigkeit wird noch dringender, wenn man bedenkt, daß das einschlägige Schrifttum ziemlich viele Unstimmigkeiten enthält. Ganz allgemein kann gesagt werden, daß die ultrahelvetischen Ablagerungen in lithologischer, faunistischer und tektonischer Hinsicht gut gekennzeichnet sind. Im Gesteinsverband herrschen bunte, häufig rötlich gefärbte, nicht selten auch dunkel gefleckte, teils ton-, teils kalkreiche Mergel sowie fein- bis grobkörnige, polygene Brekzien und Sandsteine vor. Die Mikrofaunen zeichnen sich, wenn man von den Großforaminiferen absieht, entweder durch das Vorwalten pelagischer Kalkschaler oder durch das Auftreten meist ziemlich reiner Sandschaler-Vergesellschaftungen aus. Unter den kalkschaligen Foraminiferen scheinen insbesondere die Arten *Reussella szajnochae* (GRZYB.) und *Globotruncana calcarata* CUSHMAN für das Ultrahelvetikum charakteristisch zu sein. Megafossilien sind dagegen außerordentlich selten. Die Unterscheidung von Kreide und Tertiär sowie alle feineren Einstufungen können daher in den allermeisten Fällen nur mit Hilfe von Mikrofossilien durchgeführt werden. Schließlich ist auch noch die heutige Lage der ultrahelvetischen Bildungen aufschlußreich; man findet sie meist in fenster- oder halbfensterartigen Aufbrüchen inmitten der Flyschzone, gelegentlich aber auch am Nordrand derselben. Tektonisch Liegendes ist das Helvetikum. Entsprechend dieser räumlichen Verteilung sind die ultrahelvetischen Sedimente fast immer intensiv verschuppt oder verfault und dementsprechend tektonisch stark

beansprucht (vgl. hierzu Taf. 4, Bild 1). Die wichtigsten Vorkommen liegen, von Osten nach Westen angeordnet, bei Teisendorf, Achthal und Eisenärzt, im Wendelstein-Vorland und im Bereich des Schlier- und Tegernsees.

Der Begriff des Ultrahelvetikums stammt aus der Schweiz. Seine Anwendung in den Ostalpen erfolgte nicht immer in gleicher Weise. So blieb dieser Begriff nicht auf das Vorland der Ostalpinen Flyschzone beschränkt, sondern wurde auch auf diese selbst übertragen (z. B. E. KRAUS 1951 a, S. 453—454; 1951 b, S. 34—37<sup>58</sup>); TERCIER 1936, S. 233—234). Man könnte daher der Ansicht sein, daß der Ausdruck „Ultrahelvetikum“ infolge seines verschiedenartigen Begriffsinhaltes bei den einzelnen Autoren vorbelastet ist und daher vermieden werden soll. Wenn er in der vorliegenden Arbeit dennoch Verwendung findet, so geschieht dies aus dem Grund, weil zwischen den Bezeichnungen Nordhelvetikum, Südhelvetikum und Ultrahelvetikum eine enge gedankliche Verbindung besteht. Das Wort „*ultra*“ kommt aus dem Lateinischen und bedeutet soviel wie „jenseits, darüber hinaus“. Das Ultrahelvetikum umfaßt demnach solche Sedimente, die jenseits, also südlich des Nord- und Südhelvetikums, zur Ablagerung gekommen sind. Dagegen wird die Ostalpine Flyschzone nicht mehr zum Ultrahelvetikum gerechnet. Damit erscheint jede Verwechslung ausgeschlossen; mögliche Einwände können sich daher nur auf die Nomenklatur, nicht aber auf die paläogeographische Auffassung beziehen.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit soll die im Schrifttum häufig erörterte Frage, ob der Ostalpine Flysch ultrahelvetischen, penninischen oder unterostalpinen Ursprungs ist, nicht behandelt werden. Dieses Problem ist vom östlichen Oberbayern aus ohne gleichzeitige regionale Untersuchungen über die westliche Fortsetzung der einzelnen Tröge nicht zu lösen. Außerdem spielen derartige Gedankengänge bei den folgenden Überlegungen keine Rolle, so daß auf eine bibliographische Aufzählung der verschiedenen Meinungen verzichtet wird.

Das Ultrahelvetikum kann im Sinne von OSSWALD (1928, S. 189, 262—264) auch als „Zwischenzone“ bezeichnet werden, da ihr Autor hierher Ablagerungen stellte, die südlich der helvetischen Zone und nördlich des „Stirnrandes der Flyschschubmasse“ entstanden sind<sup>59</sup>). Allerdings rechnete OSSWALD zu seiner Zwischenzone nur klastische Bildungen, so z. B. die Brekzien von der Tregler Alm und ähnliche Gesteine aus dem Schliersee-Gebiet, während er die bunten und gefleckten Pelite des Wendelstein-Vorlandes als helvetisch auffaßte. So kam er zu der Überzeugung, daß die Zwischenzone dem Flyschtrog mehr benachbart war als dem Helvetikum (vgl. hierzu Fußn. 80 auf S. 120). Dafür spricht zunächst auch die Tatsache, daß die häufig sehr grobstruiereten Brekzien neben anderen Komponenten Malmablagerungen (?) und gleichaltrige basische Eruptiva einschließen. Derartige Brekzien sind nämlich dem Helvetikum fremd.

Es ist sodann darauf hinzuweisen, daß M. RICHTER (1937, S. 164; vgl. hierzu S. 147—148) die Ansicht vertrat, im östlichen Oberbayern seien ultrahelvetische Ablagerungen überhaupt nicht zur Ausbildung gekommen. Die östlichsten Vorkommen sicheren Ultrahelvetikums sind seiner Meinung nach in der Füssener Bucht aufgeschlossen. Allerdings nahm er an, daß östlich der Isar die ultra-

<sup>58</sup>) In der vorliegenden Arbeit wird von den zahlreichen Veröffentlichungen E. KRAUS' meist nur seine „Baugeschichte“ (1951 a—b) zitiert, weil dieses zusammenfassende Werk alle wesentlichen Gedankengänge des genannten Autors enthält.

<sup>59</sup>) Im Gegensatz dazu brachte E. KRAUS (1951 a, S. 453) die Zwischenzone OSSWALDS mit seiner „Vindelizischen Südschwelle“ (= „Rumunischer Rücken“ KOCKELS; vgl. hierzu S. 163) in Verbindung, die aber ehemals zwischen Flysch und Kalkalpen gelegen hat (1951 b, S. 35—37).

helvetische Fazies auf die Oberkreidesedimente des Helvetikums übergreifen hat, so daß „bunte Leist- bzw. Leimernschichten“ entstanden sind. Ähnliche bzw. übereinstimmende Angaben finden sich bei M. RICHTER & A. (1939, S. 696), SCHMIDT-THOMÉ (1939, S. 274, 277, 284—285), CUSTODIS & SCHMIDT-THOMÉ (1939, S. 359, 368, vgl. hierzu Abb. 6 auf S. 371) und SCHMIDT-THOMÉ (1954, S. 135—136, 144). M. RICHTER (1957, S. 160) faßte seine Ansicht zuletzt in folgende Worte zusammen: „Die ganze helvetische Schichtserie mit Ausnahme des Eozäns macht den Eindruck, daß im östlichen Oberbayern und weiter östlich helvetische und ultrahelvetische Fazieszonen endgültig zusammenlaufen.“ Als Hauptargument führte er an, daß östlich der Isar die Seewer-Kalke und Leist-Mergel vorwiegend bunt gefärbt sind und so an die Liebensteiner Kalke und Leimern-Schichten des Allgäus erinnern.

In Anlehnung an die oben zitierten Arbeiten schied der Verfasser in seinen früheren Veröffentlichungen ebenfalls kein Ultrahelvetikum aus. Er war daher wie seine Vorgänger gezwungen, die vorwiegend mergeligen Sedimente in das Helvetikum, die gröberklastischen Gesteine dagegen in den Flysch zu stellen. Um das Verständnis der folgenden Ausführungen zu erleichtern, soll zunächst ein kurzer Überblick über die bisherige Deutung der in dieser Arbeit als ultrahelvetisch aufgefaßten Ablagerungen des östlichen Oberbayerns gegeben werden. Als erste sei die *kalkig-mergelige* bzw. *tonig-mergelige* Fazies besprochen.

Die ältere Literatur kann hier weitgehend übergangen werden, da sie bereits von DE KLASZ (1953 a, S. 223—224; in GANSS & A. 1956, Fußn. 16 auf S. 42; 1956, S. 415—416) zum großen Teil ausgewertet wurde. In den meisten Fällen wurden die in Rede stehenden Ablagerungen als *Nierentaler*, *Seewerschichten* oder *Bunte Leistmergel* bezeichnet (vgl. hierzu LEBLING 1912, S. 495, Tab. auf S. 499).

Besonders hervorzuheben ist, daß schon REIS (1896, S. 3—4, 15, 88, 92, 98 *usf.*), der die bunten und z. T. gefleckten Mergel der näheren und weiteren Umgebung von Siegsdorf ausführlich beschrieb, die „obere Abtheilung der Nierenthalschichten“ in eine enge Beziehung zum Flysch brachte und somit ihre südliche Lage erkannte. So nannte er sie einmal die „Südfacies der sog. Nierenthal-Schichten“ (1897, S. 74), die seiner Ansicht nach eine fazielle Vertretung der weiter im Norden gelegenen Pattenauer und Gerhardsreiter Schichten darstellt (1896, S. 2, 14—15). Da zu seiner Zeit die Überschiebung des Flysches auf sein Vorland noch nicht bekannt war, deutete er sie allerdings noch als normalstratigraphische Unterlage der Flyschserie (vgl. hierzu REIS 1922 b, S. 238). Obere Nierentaler Schichten kommen nach seinen Angaben (1896, S. 3, 15, 86, 99) auch im Liegenden der Achthaler Sandsteine vor; diese liegen nach der Zonengliederung von REIS im Süden der Kressenberg-Sandnock-Zone und im Norden des Flysches. Allerdings äußerte REIS in einem späteren Abschnitt seiner Arbeit (*l. c.*, S. 109) Zweifel am Kreidealter dieser bunten Schichten und schließlich hielt er sie überhaupt für rötlich gefärbte Stockletten (*l. c.*, S. 148—149), eine Ansicht, die er aber später widerrief (1922 a, Fußn. 3 auf S. 204).

Rotgefärbte Stockletten wurden von REIS (1896, S. 148; 1897, S. 72) auch aus dem Gebiet W Tölz und vom Grünten angegeben (vgl. hierzu IMKELLER 1895/96, S. 50). In neuerer Zeit beschrieb HERBST (1938, S. 39) rote Stockletten<sup>60)</sup> aus dem Wendelstein-Vorland;

<sup>60)</sup> Es dürfte ziemlich sicher sein, daß die meisten der in der älteren Literatur genannten Vorkommen rotgefärbter Stockletten keine zeitlichen Äquivalente der nord- und südhelvetischen Stockletten darstellen, sondern älter sind. Mergel, die in stratigraphischer und faunistischer Hinsicht, wenn auch mit einer gewissen Einschränkung, als „rote Stockletten“ bezeichnet werden könnten, kennt der Verfasser bis jetzt nur aus dem Nattergraben bei Eisenärzt (vgl. hierzu DE KLASZ in GANSS & A. 1956, S. 50). Ihr Alter ist Ober-Lutet (S. 105). — Die bunten Mergel des Wendelstein-Vorlandes werden derzeit von *can. geol. U. PFLAUMANN* mikropaläontologisch untersucht.

dabei nahm er an, daß die Brekzien der Tregler Alm helvetischen Stockletten eingelagert sind. Einschränkend fügte er allerdings hinzu (l. c., S. 41): „Es mag hierbei dahingestellt sein, ob die Brekzien der Tregler Alm zum Ultrahelvet zu rechnen sind.“

Mit Hilfe mikropaläontologischer Arbeitsmethoden ist es in den letzten Jahren gelungen, die Altersfrage der fast immer megafossilereen Bunt- und Fleckenmergel weitgehend zu klären. Es konnte festgestellt werden, daß ein Teil dieser Ablagerungen der Kreide und zwar fast ausschließlich der Oberkreide, der andere Teil dem Alttertiär angehört.

Zu Beginn seiner Arbeiten verwendete der Verfasser noch den Ausdruck „Bunte Leistmergel“, die er einer südlichen helvetischen Zone zuwies (HAGN 1950 b, S. 35). HAGN & HÖLZL (1952, S. 19) machten auf Grund von Übersichtsbegehungen im Raum S und SE Siegsdorf darauf aufmerksam, daß in den südhelvetischen Bereichen gegenüber den nördlicher gelegenen Gebieten in der Ausbildung der Oberkreidesedimente fazielle Veränderungen zu beobachten sind. Sie schlugen vor, die Bezeichnung „Nierentaler Schichten“ nicht mehr zu verwenden (zur Fassung dieses Begriffes s. HAGN 1957, S. 15 usw.). Aus dem Eisenärzter Gebiet (Nattergraben) wurde ferner der Fund roter Stockletten mitgeteilt (l. c., S. 20). In einer weiteren Arbeit (HAGN 1952 b, Tab. auf S. 75) führte der Verfasser schließlich den Begriff „helvetische Südfazies“ für Oberkreideablagerungen, die er als südhelvetische Äquivalente der Pattenauer und Gerhardsreiter Schichten sowie des Oberen Maastrichts auffaßte, in die Literatur ein.

GANSS (1951 a, S. 80) erwähnte aus dem Gebiet SE Eisenärzt rote Mergel, die „nach HAGN in das Mitteleocän“ zu stellen sind. Sie sind intensiv mit „Leistmergeln“ verknüpft. Den Achthaler Sandstein und seine Tonzwischenlagen beschrieb er mit folgenden Worten (l. c., Anmerkung auf S. 79): „Glaukonitischer z. T. mürber Sandstein mit seltenen Einlagerungen von roten Mergeln, die nach HAGN eine Sandschalerfauna enthalten, wie sie HILTERMANN aus dem galizischen Eozän beschreib.“ In einer fast gleichzeitig erschienenen weiteren Arbeit (1951 c, S. 358) nannte er die Ausbildung der bunten Mergel eine dritte Fazies des Helvetikums; er führte nochmals aus, daß im Halbfenster von Helvetikum im Flysch bei Eisenärzt (= Nattergraben bei HAGN & HÖLZL 1952, S. 20) mächtige graue Mergel anstehen; „mit diesen Mergeln sind rote Tone unregelmäßig verfalzt, deren Mikrofauna nach HAGN auf Eozän weist“.

KNIPSCHER (1952, S. 51) teilte mit, daß er Schlammproben aus dem Liegenden des Achthaler Sandsteins mikropaläontologisch untersucht hat; er glaubte, „das Alter des von REIS (1896) beschriebenen Grenzsandsteinhorizontes als etwa Dan“ bestimmen zu können. Neben einigen Sandschalern fand er auch „Globorotalien“<sup>68</sup>). KNIPSCHER schloß aus der angeführten Altersbestimmung auf „eine ausgedehnte Meeresbedeckung im nördlichen Teil des alpinen Beckens während des Dan“. Er bemerkte hierzu ergänzend: „Diese Meeresbedeckung wird sich auch auf Teile des späteren Molassetroges erstreckt haben.“

PREY (1952 a, S. 42—45) beschrieb von Rogatsboden (Niederösterreich) eine „Buntmergel-Fleckenmergelserie“, die sich vorwiegend aus grauen, roten und graugrünen Mergeln zusammensetzt; sandige Einlagerungen fehlen vielfach. Auf gelegentliche klastische Einschaltungen in diese „selbständige Schichtserie“ wird weiter unten noch eingegangen (S. 98—99). Diese „Buntmergelserie“, wie sie PREY abgekürzt nannte, erinnert an das Helvetikum in Oberösterreich. Die Mergel sind meist intensiv miteinander verknüpft. Nach Aussage der durchwegs ziemlich reichen Foraminiferenfaunen, in denen z. T. *Reussella szajmochae* häufiger auftritt, reicht die Schichtfolge vom Cenoman bis wahrscheinlich ins Obereozän. „Die Foraminiferenfaunen können am ehesten als Mittelding zwischen Flysch und Helvetikum charakterisiert werden.“ PREY formulierte die Arbeitshypothese, daß die Buntmergelserie dem südlichen Randstreifen des helvetischen Trogs entstammt. Dem entspricht gut die Beobachtung, daß die Buntmergelserie vom Flysch tektonisch überlagert wird.

Neubegehungen im Wendelstein-Vorland führten den Verfasser (1953 a, S. 313; 1953 d, S. 2) zu dem Ergebnis, daß am Jenbach und am Feilnbacher Berg Maastricht-Ablagerungen in „helvetischer Südfazies“ aufgeschlossen sind. Es handelt sich hierbei um grünlichgraue, dunkelgefleckte Kalkmergel, die nicht selten mit Kalkbänkchen wechsellagern. — Die roten Tone von Achthal wurden als Oberpaleozän bestimmt (1953 a, S. 330, 336) und gleichfalls als südhelvetische Sedimente aufgefaßt (l. c., S. 336). Der Verfasser ließ zwar die Möglichkeit offen, daß im Bereich der bunten Mergel Unterpaleozän (einschließlich Dan) gefunden werden könne, betonte aber, daß Äquivalente dieses Zeitabschnitts vorerst noch nicht nachgewiesen seien.

DE KLASZ (1953 a, S. 223—224) schlug für gelbe, grünlich- oder bläulichgraue Mergel des Siegsdorf—Eisenärzt Gebiets, denen rote und schwarze Lagen eingeschaltet sein können, die Bezeichnung „Buchecker Schichten“ vor. Ihr stratigraphischer Bereich ist Santon—Ober-Maastricht. In einer weiteren Arbeit (1953 b, S. 434—435) teilte er den Fund eines mikro-fossilführenden Mergels mit, der „höchstwahrscheinlich“ in das Dan, allenfalls noch in das Untere Paleozän gestellt werden kann. Das Gestein tritt in enger Nachbarschaft mit Buchecker Schichten auf. In seiner unveröffentlichten Dissertation beschrieb DE KLASZ (1953 c, Ms.) sowohl die Buchecker Schichten als auch die alttertiären Äquivalente derselben Fazieszone, die er für südhelvetisch hielt. Der Schichtbestand reicht bis in das Eozän (vgl. hierzu DE KLASZ in GANSS & A. 1956).

Im selben Jahr machte PREY (1953) die Buntmergelserie auch aus Oberösterreich bekannt. Er führte aus, daß die Schichtlücke zwischen Oberkreide und Alttertiär, die noch im eigentlichen Helvetikum vorhanden ist, „anscheinend in der Buntmergelserie geschlossen ist“ (l. c., S. 340). Zur paläogeographischen Stellung der Buntmergelserie äußerte er: „Die Charaktere der Buntmergelserie nehmen im gemeinsamen Ablagerungsraum [des Helvetikums; der Verf.] jedenfalls den südlicheren Raum ein und stehen offensichtlich mit der Klippenzone<sup>61)</sup> in enger Beziehung.“

In seiner Dissertation kam der Verfasser (HAGN 1954 c, S. 47, 55) nochmals auf die helvetische Südfazies der Oberkreide zurück, desgleichen auf die roten Stockletten des Nattergrabens bei Eisenärzt. Er vertrat die Ansicht, „daß dieselben ausschließlich zusammen mit den grünlichen oder auch rötlichen Oberkreidemergeln der helvetischen Südfazies auftreten, die bei Neubeuern vom Flysch überfahren und damit unzugänglich ist“ (l. c., S. 55). In Fußnote 9 a übernahm er „für derartige bunte Mergel des südlichsten Helvetikums“ die Bezeichnung Buntmergelserie, da der von DE KLASZ aufgestellte Name nur einen Teil der kretazischen Schichtfolge umfaßt (vgl. hierzu HAGN 1955 a, Fußn. 3 auf S. 18). — Die roten Tone von Achthal, die dem Achthaler Grünsandstein eingelagert sind, stellte der Verfasser auf Grund eines Vergleichs der ausgeschlammten Sandschalerfauna mit ähnlichen Faunen aus Bunten Tönen der Karpaten in das Paleozän (1954 c, S. 23).

DE KLASZ & KNIPSCHER (1954, S. 603) erwähnten drei Vorkommen roter Mergel aus dem östlichen Oberbayern und Österreich, die sie auf Grund ihrer Mikrofaunen für Äquivalente des Dans hielten. Der Fauna der roten Tonschmitzen des Achthaler Sandsteins schrieben sie ein paleozänes Alter zu (l. c., Fußn. 4 auf S. 603; vgl. hierzu HAGN 1955 a, S. 30).

GANSS (in GANSS & SCHMIDT-THOMÉ 1955, S. 483) berichtete über eine flyschähnliche Fazies des Helvetikums im Teisendorfer Gebiet, die er für eine östliche Fortsetzung der Kressenberger Ausbildung hielt. Er nannte sie „Teisendorfer Fazies“.

DE KLASZ (in GANSS & A. 1956, S. 42—44, 48—51) lieferte in seinem Beitrag zur „Geologie des Blattes Bergen“ eine ausführliche Beschreibung der Buchecker Schichten und ihres Hangenden. Nach seinen Angaben ist die gesamte Schichtfolge, die der südlichen helvetischen Fazieszone angehört<sup>62)</sup>, faziell stark differenziert und weist verschiedene Farbtöne auf. Innerhalb des Alttertiärs unterschied DE KLASZ eine „helvetische Fazies“ und eine „Flysch-ähnliche Fazies“, wobei die letztere zumindest teilweise tonreicher ist. Auf die Einschaltung klastischer Gesteine ist weiter unten noch zurückzukommen (S. 99). Nach den mikropaläontologischen Befunden setzen die Buchecker Schichten im Oberconiac (?) bzw. im Santon ein und reichen bis zum Oberen Maastricht. Ihre alttertiären Äquivalente umfassen den Zeitbereich Dan?—Paleozän bis Mitteleozän.

Derselbe Autor betonte in einer anderen Arbeit die Notwendigkeit, an dem Begriff der „Buchecker Schichten“ festzuhalten, weil derzeit kein besserer Name verfügbar sei (DE KLASZ

<sup>61)</sup> Auf das Problem der Klippenzone soll hier nicht eingegangen werden. Dagegen ist noch darauf hinzuweisen, daß es auch innerhalb des ostalpinen Flysches bunte Mergel gibt, die mit der Buntmergelserie nicht verwechselt werden dürfen. Hierher gehören einmal die Unteren und Oberen Bunten Mergel der Flysch-Unter- und Oberkreide sowie bunte Mergel, welche nach M. RICHTER & A. (1939, S. 689) die Grenze Kalkalpen/Flysch auf weite Erstreckung hin begleiten (= „Höchste Bunte Mergel“ im Sinne von HERBST 1938, S. 19).

<sup>62)</sup> Zusammen mit der Buntmergelserie beschrieb DE KLASZ (l. c., S. 45—48 bzw. S. 52—53) auch den Hachauer Sandstein und die „Eisenärzt Fazies der Kressenberger Schichten“. Wie bereits ausgeführt wurde, werden die beiden zuletztgenannten Ablagerungen vom Verfasser nicht dem Ultrahelvetikum, sondern dem Südhelvetikum in der Fassung der vorliegenden Arbeit zugerechnet (S. 66).

1956, S. 414). Den Ausdruck „Buntmergelserie“ lehnte er deshalb ab, „weil es noch keineswegs nachgewiesen ist, daß die von PREY (1952) so bezeichnete Schichtserie auch in unserem Gebiet zur Ablagerung gekommen ist“ (l. c., S. 417). DE KLASZ wies ferner darauf hin, daß PREY im Bereich seiner Buntmergelserie eine ununterbrochene Sedimentation von der Unterkreide bis in das Alttertiär annimmt. Die Buchecker Schichten setzen dagegen erst im Untersenen ein; außerdem hat seiner Ansicht nach in dem von ihm untersuchten Gebiet an der Wende von Oberkreide zu Alttertiär eine kurze Sedimentationsunterbrechung stattgefunden.

Die geologische und mikropaläontologische Untersuchung einer bunten, lithologisch nicht gliederbaren Schichtfolge im Sprunggraben bei Teisendorf führte GANSS & KNIPSCHER (1956) zu dem Ergebnis, daß auf einen Bereich von nur wenigen Metern ein Übergang von Maastricht über Dan in Paleozän-Untereozän nachgewiesen werden kann (GANSS in GANSS & KNIPSCHER 1956, S. 617)<sup>63</sup>. „Diese bunte Schichtfolge gehört zum Helvetikum, das hier einen flysch-artigen Charakter annimmt, der sich weiter nach Osten verfolgen läßt. Westlich Achthal verzahnt dieses Helvetikum mit der Kressenberger Fazies“<sup>64</sup>. GANSS verwendete für diese Ablagerungen, die er mit den Bunten Mergeln und den Hieroglyphen-Schichten des Karpaten-Flysches verglich, die Bezeichnung „Teisendorfer Fazies“ (l. c., S. 618). Ein Vergleich mit den von DE KLASZ aus dem Raum von Eisenärzt beschriebenen bunten Schichten sowie mit der Buntmergelserie Österreichs wurde dagegen nicht angestellt. GANSS machte ferner die Beobachtung, daß der Achthaler Sandstein „ostwärts mit der Serie der bunten Mergel verzahnt“ ist (l. c., S. 620)<sup>65</sup>. Schließlich teilte er noch mit, daß im Verein mit bunten Mergeln auch

<sup>63</sup> Der Nachweis des Dans ist im Sprunggraben nicht erbracht worden, denn die von KNIPSCHER (in GANSS & KNIPSCHER 1956, S. 624, 626) angeführte Fauna enthält Truncorotalien (vgl. hierzu l. c., S. 628). Nach LOEBLICH & TAPPAN (1957, Abb. 1 auf S. 1111) muß die Fundschicht bereits in das Oberpaleozän gestellt werden. Es erscheint daher ziemlich unwahrscheinlich, daß die Zusammensetzung der Probe A 123/54 homogen ist, wie dies KNIPSCHER (l. c., S. 621, 626) annahm. Nach Ansicht des Verfassers ist vielmehr an eine Umlagerung oder an eine tektonische Vermengung verschieden alter Schichten zu denken. Da die Serie nach der Gesteinsausbildung nicht gegliedert werden kann (s. oben), läßt sich eine stattgefundene Umlagerung an der Matrix der allochthonen Faunenelemente nicht erkennen; daß Maastricht- und Alttertiärsedimente in der Buntmergelserie oft auf engstem Raum beisammenliegen und somit leicht miteinander verknüpfet werden können, konnten schon GANSS (1951 a, S. 80; 1951 c, S. 358) und HAGN & HÖLZL (1952, S. 20) im Nattergraben bei Eisenärzt beobachten.

Ergänzend ist noch darauf hinzuweisen, daß die von KNIPSCHER (l. c., Abb. 2, Fig. 10 a—c) abgebildete „*Globorotalia wilcoxensis* CUSHMAN & PONTON kein Gehäuse aus dem Sprunggraben, sondern ein Gehäuse aus Kuba darstellt. Ein Vergleich der zitierten Abbildung mit den Zeichnungen bei CUSHMAN & BERMÚDEZ (1949, Taf. 7, Fig. 16—18) ergibt nämlich eine völlige Übereinstimmung (vgl. hierzu Fußn. 38 auf S. 54). Die Einsichtnahme in das KNIPSCHERSche Belegmaterial, die Dr. J. H. ZIEGLER dem Verfasser am 13. 2. 1958 am Bayerischen Geologischen Landesamt in München gewährte, zeigte darüber hinaus, daß das in der Zelle 593 aufbewahrte Hypotypoid zu „*Globorotalia wilcoxensis* kaum eine Ähnlichkeit mit der genannten Abbildung besitzt (vgl. hierzu das Referat von H. BARTENSTEIN im Zentralbl. f. Geol. u. Pal., Jahrgang 1956, S. 488—489). Es konnte ferner festgestellt werden, daß auch ein Teil der übrigen Zeichnungen der Abb. 2 mit den Typoiden nicht in allen Merkmalen übereinstimmt.

<sup>64</sup> Diese Ansicht ist nicht ganz neu, denn REIS (1896, S. 99) schrieb schon seinerzeit: „Es scheint die Facies [des Achthaler Sandsteins; der Verf.] selbst nach NO. über die Faciesgrenzen in den Kressenberger Schichten ... überzugreifen.“ Allerdings widerrief er diese Ansicht in einem späteren Teil seiner Arbeit (l. c., S. 152).

<sup>65</sup> Zur Frage der „Bunten Tone“ von Achthal ist folgende Äußerung GANSS' (in GANSS & KNIPSCHER 1956, Fußn. 2 auf S. 618) nachzutragen: „Aus schlecht aufgeschlossenen, vermutlich angelagerten bunten Mergeln untersuchte H. HAGN 1950 für mich eine Probe, die er auf Grund einer Sandschalerfauna ins Mittelpaleozän und später ins Paleozän einstuft.“ Hierzu ist zu bemerken, daß die genannte Probe auf einer gemeinsamen Exkursion im Jahre 1950 aufgesammelt wurde. Der Verfasser teilte noch im selben Jahre Dr. O. GANSS das Bestimmungsergebnis mit: er verglich die Fauna dieser Probe zunächst mit dem Untereozän der Bunten Tone des Karpaten-Flysches (HILTERMANN 1943). Später stellte er die Probe in das Paleozän bzw. in das Oberpaleozän (vgl. hierzu die Zitate in GANSS 1951 a; HAGN 1953 a; 1954 c). Eine Einstufung in

stocklettenähnliche Gesteine auftreten; nördlich davon folgen Stockletten der Kressenberger Zone. In der Legende zu Abb. 1 auf S. 619 wurden die Stockletten in das „Unt.—Mittl. Eozän“ gestellt, während im Text (l. c., S. 620) von „nur mitteleozänen Stockletten“ die Rede ist<sup>66)</sup>.

In seiner Arbeit über das Molassefenster von Rogatsboden (NÖ.) machte PREY (1957, S. 308—321) erneut ausführliche Angaben über die Buntmergelserie in Österreich. „Der Umfang der Schichtfolge ist bisher als oberstes Alb bis Obereozän festgestellt. Wesentliche Schichtlücken sind sicherlich nicht vorhanden“ (l. c., S. 308). PREY neigte ferner dazu, ein Auftreten der Buntmergelserie auch in Bayern, vor allem auf Blatt Bergen, sowie im Allgäu und in Vorarlberg anzunehmen (l. c., S. 320).

ABERER & BRAUMÜLLER (1958, S. 4, 16, 33) hielten die Buntmergelserie in Übereinstimmung mit PREY für ein tektonisch selbständiges Element; sie faßten diese Ablagerungen als eine südliche Fazies des helvetischen Trogs auf (l. c., S. 16, 34). Den Ausdruck „Bucheckerschichten“ lehnten die beiden Autoren dagegen ab, da sie einen unmittelbaren Zusammenhang zwischen der Buntmergelserie Ober- und Niederösterreichs und den bunten Mergeln des Sulzberg-Gebiets (SE Siegsdorf) annahmen (l. c., S. 16, 17).

Aus dem geschichtlichen Überblick erhellt, daß die Buntmergelserie eine regional weite Verbreitung zwischen dem südlichen Helvetikum und der ostalpinen Flyschzone besitzt. Teils ist die Fazies tonig-mergelig, teils kalkig-mergelig. Erstaunlich ist die weite Vertikalverbreitung, die in Österreich von

---

das Mitteleozän ist nie erfolgt. Es muß daher angenommen werden, daß GANSS die roten „Mergel“ von Achthal mit den roten „Tonen“ des Nattergrabens (die petrographische Beschaffenheit ist genau umgekehrt) verwechselt hat (vgl. hierzu die Zitate bei GANSS 1951 a und c; HAGN & HÖLZL 1952; HAGN 1954 c; DE KLASZ in GANSS & A. 1956, S. 50; ferner das unrichtige Seitenzitat [S. 80 statt 79] bei KNIPSCHER 1952, S. 50, 11. Zeile von unten). Auch diese Probe wurde im Herbst 1950 auf einer gemeinsamen Exkursion mit Dr. O. GANSS aufgenommen. Hinzukommt, daß GANSS (1956) das zuletztgenannte Vorkommen auf seiner geologischen Karte (Blatt Bergen) mit der Signatur „Bunte Mergel des Dan, Paleozän u. Untereozän“ versehen hat, obwohl die „roten Stockletten“ dieser Fundstelle, die Hantkeninen des Ober-Lutet führen (S. 105), vom Verfasser bereits im Jahre 1950 in das Mitteleozän gestellt wurden. Die Legende für die Originaleintragung bei DE KLASZ (1953 c) lautete dagegen „Dan? — Paleozän — Eozäne Bunte Mergel und Sandsteine“.

<sup>66)</sup> Es handelt sich hierbei nicht um echte Stockletten, sondern um stocklettenähnliche Gesteine des Ultrahelvetikums (vgl. hierzu die Fossilangaben von KNIPSCHER in GANSS & A. 1956, S. 67, sowie die Ausführungen auf S. 54 und S. 125 der vorliegenden Arbeit). Wie bereits dargelegt, setzen die Stockletten des Nord- und Südhelvetikums erst im oberen bzw. im obersten Lutet ein.

Durch eine Aufsammlung von Schlammproben, die der Verfasser am 24. 10. 1959 zusammen mit Dipl.-Geol. D. HERM und A. v. HILLEBRANDT im Sprunggraben durchführte, konnte diese Ansicht bestätigt werden; die Mikrofaunen der stocklettenartigen Gesteine (Proben 1809—1817, 1820) lassen eine Altersbestimmung als tieferes bis mittleres Lutet zu (Zone 1, vgl. hierzu S. 55). Die pelagischen Anteile der Mikrofaunen sind gekennzeichnet durch das Auftreten großer Truncorotalien; die benthonischen Faunenelemente erinnern dagegen stark an solche der Stockletten. Zwei weitere Schlammproben (1818, 1819) konnten in das Paleozän eingestuft werden; möglicherweise liegt Dan vor. Die reichen Faunengemeinschaften setzen sich aus Sand- und Kalkschalern zusammen; die meisten Sandschalerarten kommen auch in den Roten Tonen von Achthal vor (S. 103). Zusätzliche Arten sind *Textulariella* (?) *varians* GLAESSNER und *Aragonia ouezzanensis* (REY); zu erwähnen sind ferner artlich noch nicht bestimmte Vertreter der Gattungen *Spiroplectamina*, *Gaudryina* (*Siphogaudryina*), *Gaudryina* (*Pseudogaudryina*) und *Arenobulimina*. Unter den kalkschaligen Arten ist *Eponides megastoma* (GRZYB.) hervorzuheben. Pelagische Faunenelemente treten sehr stark zurück und sind ziemlich kleinwüchsig; Probe 1818 enthält winzige, feinstachelige Globorotalien, deren Peripherie nicht gekielt ist. Maastricht konnte in der vorliegenden Probenserie nicht nachgewiesen werden. Stellenweise war eine starke tektonische Beanspruchung der ultrahelvetischen Mergel zu beobachten; Ruschelzonen und Harnische sind weitverbreitete Erscheinungen.

der höchsten Unterkreide bis zum Obereozän reicht. Im östlichen Oberbayern ist dagegen erst ein Teil dieses stratigraphischen Bereichs nachgewiesen. Hier sind also noch zusätzliche Untersuchungen notwendig, um den Anschluß an das österreichische Gebiet herzustellen.

Als zweite soll die gröberklastische, häufig polygene, flysch-ähnliche Fazies des Ultrahelvetikums diskutiert werden. Es handelt sich hierbei um die Dürnbach-Brekzie (NW Tegernsee), um die Vorkommen des Gschwendtner-Bergs und E des Schliersbergs im Schliersee-Gebiet, um die Brekzien der Tregler Alm (Wendelstein-Gebiet) und SE Siegsdorf sowie, allerdings mit Vorbehalt, um die Eschbannhauser Konglomerate des Teisendorfer Gebiets.

**Dürnbach-Brekzie.** — Aus dem oberen Dürnbach nordwestlich des Tegernsees beschrieb BODEN (1922 a, S. 1 usf.) erstmals eine polygene, grobstruierte Brekzie, die Anzeichen einer starken tektonischen Beanspruchung erkennen ließ. Im wesentlichen ist die „Dürnbach-Brekzie“ als ein 4 m breiter und 2 m hoher Felsklotz (nördliches Vorkommen) und als eine schmale, etwa 2 m breite Rippe (südliches Vorkommen) aufgeschlossen. Im N dieser Brekzie folgen „Seewermergel“ (= Buntmergelerde der heutigen Auffassung), im S schließen Sandsteine der Ostalpinen Flyschzone an. Die Grenzflächen selbst sind einer Beobachtung nicht zugänglich. Die Dürnbach-Brekzie setzt sich aus sedimentären und kristallinen Komponenten zusammen. Besonders häufig treten in ihr Grünsteine (Diabase), schwarze, phyllitische Tonschiefer, Kalke sowie rote, gelbe und graue Mischgesteine aus Kalken und Grünsteinen („Ophikalzite“) auf. Diese Mischgesteine sind nach BODEN durch eine submarine Eruption vermutlich im Oberen Jura entstanden. Daneben wurden Quarzite, Granite und andere Intrusiv-Gesteine beobachtet. Altersweisende Fossilfunde konnten nicht gemacht werden.

Weitere Vorkommen von Dürnbach-Brekzie wurden von BODEN aus dem unteren Festenbach S Marienstein sowie von der Bacher Alm angegeben. Wenig später konnte BODEN (1923, S. 216—223) Äquivalente dieser Brekzie auch im Gebiet des Schliersees und weiter östlich davon nachweisen. Es handelt sich hierbei um „isolierte Blöcke, deren Auftreten die ursprüngliche Lage an den Kontaktstellen vom Flysch mit der helvetischen Kreide außer Zweifel läßt“ (l. c., S. 216).

M. RICHTER (1937, S. 141) vereinigte die Dürnbach-Brekzie mit den Unternogg-Schichten (vgl. hierzu S. 113). Im Eckergraben zwischen Tegernsee und Schliersee fand er darin Bruchstücke von Inoceramenschalen. Nach M. RICHTER & A. (1939, S. 678) hat die Dürnbach-Brekzie dem ursprünglichen Nordrand der Flyschzone angehört und ist bei der Überschiebung von Flysch auf Helvetikum in ihre heutige Lage gekommen. Da die Dürnbach-Brekzie ihrer Meinung nach gleicher Entstehung mit den Unternogg-Schichten ist, machten die genannten Autoren den Vorschlag, die Bezeichnung „Dürnbachbrekzie“ zugunsten der Unternogg-Schichten einzuziehen.

HERBST & TEICHMÜLLER (1936, S. 7) und HERBST (1938, S. 40) deuteten die Dürnbach-Brekzie als helvetisches Eozän in grobklastischer Ausbildung. Die beiden Autoren vertraten die Ansicht, daß sie den Brekzienvorkommen der Tregler Alm im Wendelstein-Vorland gleichzustellen sei.

In Anlehnung an die Auffassung M. RICHTERS (1937) hielt der Verfasser (1955 c, S. 3 Tab. 5, Taf. 41, Bild 1) die Dürnbach-Brekzie für eine fazielle Vertretung der Unternogg-Schichten. Dieser Schichtvergleich führte zur Annahme eines oberpaleozänen—untereozänen (?) Alters. Das erwähnte Schlibbild zeigt die wohlerhaltene ophitische Struktur einer Diabasscholle aus der Dürnbach-Brekzie.

Zuletzt rechnete M. RICHTER (1957, S. 164) die „splitführende eozäne Dürnbachbrekzie“ zu seiner „Feuerstätter Decke“, zu der er u. a. auch die Unternogg-Schichten und den „Wildflysch“ (im engeren Sinn) des Westens stellte (vgl. hierzu S. 114).

Die von M. RICHTER (1937, S. 141) und M. RICHTER & A. (1939, S. 677) aus der Dürnbach-Brekzie des Eckergrabens angeführten „Bruchstücke von Inoceramen“ sprechen zunächst für ein kretazisches Alter dieser Schichten. In diesem Zusammenhang sind einige Bemerkungen GÖTZINGER & BECKERS (1932, S. 363, 372—373) von Bedeutung, nach denen auch im Greifensteiner Sandstein des Wienerwald-Flysches das Vorkommen derartiger Bruchstücke nicht selten beobachtet wird. Da aber diese Fossilreste dort zusammen mit Nummuliten auftreten, kommt für den Greifensteiner Sandstein nur ein alttertiäres Alter in Betracht. Die beiden Autoren wiesen darauf hin, daß es sich bei den faserigen Schalenbruchstücken um Reste der auch im

Tertiär verbreiteten Gattungen *Pinna* oder *Perna* handeln könne. Unter diesen Gesichtspunkten können möglicherweise auch die „Inoceramenreste“ aus der Dürnbach-Brekzie betrachtet werden <sup>66a</sup>).

In diesem Zusammenhang ist von Bedeutung, daß FÖRSTER & OEBBEKE (1923, S. 136—139) in Bohrungen am Westufer des Tegernsees eine „Konglomeratzone“ nachweisen konnten, die von Flysch überlagert wird; im Liegenden folgen bunte, pelitische Gesteine der Oberkreide. Nach Aussage der Foraminiferen ist die Konglomeratzone ebenfalls in die Oberkreide zu stellen. Die Flyschablagerungen gehören nach dem heutigen Stand der Kenntnisse der Unterkreide an; sehr wahrscheinlich wird das tektonisch Hangende der Konglomeratzone von Tristel-Schichten gebildet. Die bunten Oberkreidegesteine stellen offenbar ein Schichtglied der Buntmergelserie dar; z. T. mögen sie auch echte Seewer-Schichten sein. Nach einem Vergleich der Konglomeratzone mit der Dürnbach-Brekzie bemerkten die beiden Autoren (l. c., S. 142, vgl. hierzu Tab. auf S. 149): „Wir stehen nicht an, diese Dürnbachbrekzien mit unserer Konglomeratzone zu identifizieren.“

Ist diese Parallelisierung richtig, dann wäre der Dürnbach-Brekzie kein alttertiäres, sondern ein oberkretazisches Alter zuzuschreiben. Allerdings kommt für sie, wie noch gezeigt werden wird (S. 101), sogar eine Entstehung in der höheren Unterkreide in Frage. Schließlich wäre auch noch denkbar, daß Brekzien und Konglomerate feineren und gröberen Kornes, die alle mehr oder weniger die Fazies der Dürnbach-Brekzie aufweisen, im ultrahelvetischen Raum zu verschiedenen Zeiten gebildet wurden <sup>66b</sup>).

Die Nummuliten - Schichten des Gschwendtner - Bergs NW Schliersee. — BODEN (1922 b, S. 374; 1923, S. 227) fand am westlichen Gschwendtner-Berg S Rettenbeck grobkörnige Quarzsandsteine, die gespickt sind mit schwarzen Schieferfetzen. Sie führen zahlreiche kleine Nummuliten sowie Bryozoenreste. SCHLOSSER bestimmte aus diesen Gesteinen *Nummulites incrassatus* DE LA HARPE und „*Orthophragmina*“ *pratti* MICHELIN; er schloß daraus auf ein obereozänes Alter dieser Ablagerungen (zit. in BODEN 1930, S. 89, 216).

OSSWALD (1928, S. 263) führte aus denselben Schichten einige Nummuliten an, von denen *N. cf. bronjniarti* D'ARCH. und *N. guettardi* D'ARCH. auf Mitteleozän hinweisen, während alle anderen Arten Obereozän anzeigen. Nach HERBST (1938, S. 14) handelt es sich bei den Vorkommen vom Gschwendtner-Berg „wahrscheinlich um helvetisches Eozän“.

M. RICHTER (1937, S. 141) rechnete auch diese Gesteine zu den Unternogg-Schichten. Dieselbe Ansicht vertraten M. RICHTER & A. (1939, S. 676), die darin häufig kleine Nummuliten, Assilinen, Discocyclinen und Seeigelreste beobachten konnten. Auch MÜLLER-DEILE (1940, S. 352) gelangte zu dem Schluß, daß die beiden Vorkommen in jeder Hinsicht völlig übereinstimmen.

Aus einem brekziösen Sandstein des Gschwendtner-Bergs beschrieb der Verfasser (HAGN 1950 a, S. 175—177) zwei Korallengerölle, die er der Liebenswürdigkeit Dr. O. HÖLZLS verdankt. Er bildete außerdem zwei Schnitte durch Nummuliten ab (l. c., Taf. 1, Bild 1, 4). Er sah in diesen nummulitenführenden Sandsteinen ein Vorkommen von Unternogg-Schichten (l. c., S. 176, 179—180). In einer späteren Arbeit (1955 c, Taf. 40, Bild 2) stellte er die Schichten des Gschwendtner-Bergs in das Untereozän (Cuis); das wiedergegebene Dünnschliffbild zeigt *Nummulites cf. globulus* LEYM. <sup>66c</sup>).

<sup>66a</sup>) Nach KOPP (1959, S. 490) kommen Inoceramen im Mittelmeerraum vereinzelt noch im Alttertiär vor. Über Inoceramenfunde aus dem Alttertiär der Nordalpen vgl. SCHACHL (1939, S. 292).

<sup>66b</sup>) Vgl. hierzu Fußn. 66 c.

<sup>66c</sup>) Am 19. 9. 1959 unternahm der Verfasser eine Exkursion in das Gebiet des Gschwendtner-Bergs NW Schliersee, mit dem Ziel, die von BODEN entdeckten Nummuliten-Sandsteine wiederzufinden (der Gschwendtner-Berg NW Schliersee darf nicht mit dem Gschwendtner Berg E bzw. SE des Schliersbergs verwechselt werden, der ebenfalls auf Pos.-Bl. Schliersee 813 liegt). Trotz eifriger Suchens, bei dem der Verfasser von Dipl.-Geol. D. HERM und cand. geol. U. PFLAUMANN unterstützt wurde, gelang es nicht, auch nur das kleinste nummulitenführende Gesteinsstück zu finden. Wie Dr. h. c. O. HÖLZL hierzu in seinem Brief vom 27. 9. 1959 mitteilte, wurde das Vorkommen vor Jahren durch eine Engländerin ausgebeutet. Der inzwischen verstorbene Besitzer des Rettenbeck-Hofes leistete hierbei Spanndienste. Weitere Einzelheiten sind leider unbekannt, insbesondere auch der Aufbewahrungsort des gesammelten Materials, das offenbar noch unbearbeitet ist. Die Bayerische Staatssammlung für Paläontologie u. historische

Der „Wildflysch“ im Gschwendgraben E des Schliersbergs. — NE von Schliersee wurde von E. KRAUS (1932, S. 46) ein weiteres Vorkommen nummulitenführender Gesteine entdeckt, das sehr wahrscheinlich ebenfalls zum Ultrahelvetikum gestellt werden darf. U. a. wurden „über 2 m rötlich-grünliche, völlig zermalnte Nummuliten-Kalke“

Geologie besitzt insgesamt zwei kleine Gesteinsstückchen mit Nummuliten und Discocyclinen; das eine wurde dem Verfasser von Dr. h. c. O. HÖLZL im Jahre 1949 überlassen, das andere stammt aus der Coll. F. KRAUS, die von der Bayerischen Staatssammlung vor wenigen Jahren erworben wurde. Dazu kommen noch die Dünnschliffe aus der früheren Privatsammlung des Verfassers, die einen Teil des Belegmaterials zu einer seiner ersten Arbeiten darstellen (HAGN 1950 a). Das gesamte Material wurde A. I. KENAWY, M. Sc., zur Bearbeitung im Rahmen seiner Dissertation übergeben.

Etwas unterhalb der BODENSchen Nummulitenfundstelle, bei 920 m, wurde eine Schlämprobe eines gelblichgrauen, plattigen Mergels aufgesammelt, aus der eine ziemlich kleinwüchsige Mikrofauna ausgeschlämmt wurde (Probe 1786). Sie setzt sich fast ganz aus pelagischen Faunenelementen zusammen; abgesehen von Globigerinen sind vor allem Truncorotalien und „*Globigerinella micra* (COLE) zu nennen. Es liegt sehr wahrscheinlich Untereozän vor; eine genauere Bestimmung ist infolge der Kleinwüchsigkeit der Fauna nicht möglich. Durch diesen Fund ist älteres Alttertiär am Gschwendtner-Berg erneut nachgewiesen, diesmal jedoch nicht durch Nummuliten, sondern mit Hilfe von Kleinforaminiferen. Die untersuchten Mergel gehören wie die Nummulitensandsteine dem Ultrahelvetikum an; da der Habitus der Fauna flyschartig ist, können sie der südultrahelvetischen Fazieszone zugerechnet werden. Kleinwüchsige und meist ziemlich spärliche Mikrofaunen sind dem Verfasser auch aus der Zementmergelserie des Dandlberg-Flysches bekannt (HAGN 1954 c, S. 107—108, 118).

Dem südlichen Ultrahelvetikum ist ferner eine mittel- bis grobkörnige Phyllitbrekzie zuzuordnen, die als loser Block bei 870 m in einem kleinen Bachlauf gefunden wurde, der zwischen dem Holzabfuhrweg und dem Fußweg zur Gindelalm verläuft. Der sandigen Grundmasse sind zahlreiche Phyllitfetzen und -brocken verschiedener Größe eingelagert. Die einzelnen Komponenten erscheinen unsortiert und meist kantengerundet; seltener sind sie abgerollt. Im Schliff (G 43 a/60) konnten außerdem Reste von Grünsteinen beobachtet werden. Da altersweisende Mikrofossilien fehlen, kann über das Alter dieser Brekzie, die durch ihren Phyllitreichtum an die von BODEN beschriebenen Sandsteine erinnert, nichts ausgesagt werden.

Sicher alttertiären Alters ist ein glaukonitischer Sandstein, der zusammen mit der genannten Phyllitbrekzie, ebenfalls als loser Block, gefunden wurde. Im Dünnschliff (767 a/60) konnten die Gattungen *Nummulites*, *Assilina* und *Discocyclina* nachgewiesen werden. Es handelt sich entweder um Unter- oder Mitteleozän, dessen Zugehörigkeit zu einer bestimmten Fazieszone noch nicht ganz klar ist. Gegen die Zuweisung zur Adelholzener Zone spricht der Quarzreichtum des Sandsteins; in den Adelholzener Schichten überwiegt in der Regel der organogene Schutz. An sich wären Adelholzener Schichten im Bereich des Gschwendtner-Bergs zu erwarten, da der Verfasser (1954 c, S. 45) ein von O. HÖLZL bei 870 m entdecktes, von M. RICHTER & A. (1939, S. 667) beschriebenes Glaukonitkalkvorkommen zu diesen Schichten gestellt hat. Andererseits könnte der vorliegende glaukonitische Sandstein auch dem Ultrahelvetikum entstammen. Sehr wahrscheinlich gehören hierher auch die von M. RICHTER & A. (1939, S. 667) als glaukonitische Fazies der Wangschichten beschriebenen grünsandigen Gesteine, die in einem kleinen Graben ca. 550 m südlich der Kapelle von Rettenbeck bei 825 m beobachtet wurden (bezüglich der aus diesen Ablagerungen angegebenen Fossilien vgl. HAGN 1950 a, S. 176).

Im Bereich des Gschwendtner-Bergs stehen auch Oberkreideschichten des Ultrahelvetikums an. Die Untersuchung dreier Schlämmpfropfen ergab folgendes Ergebnis: Probe 1788, ein grauer bis graugrünliger, etwas plattiger Mergel wurde am Holzziehweg bei 870 m entnommen. Die reiche Fauna läßt auf Unteres Obercampan schließen. Probe 1787 stammt aus dem kleinen Bachlauf bei 870 m, in dem die Phyllitbrekzie und der glaukonitische Sandstein gefunden wurden. Die Mergel sind tektonisch außerordentlich stark beansprucht. Die reiche, jedoch schlecht erhaltene Mikrofauna deutet auf den Zeitbereich Obercampan—Untermaastricht. Probe 1789 wurde zwischen dem Holzabfuhrweg und dem Fußweg zur Gindelalm bei 910 m aufgesammelt; sie erinnert faziell stark an die Roten Tone von Achthal (S. 103). Der Schlämmpfropfen enthält eine reiche, großwüchsige Sandschalerfauna („Wildflysch-Sandschaler“, vgl. hierzu S. 139). Die Fauna zeigt eine große Ähnlichkeit mit der Sandschalerfauna der Roten Tone von Achthal; das Auftreten der Gattungen *Litnola* und *Heterostomella* macht aber eine Einstufung in das

beobachtet. Weitere Untersuchungen müssen erst noch über die endgültige Einstufung dieses Vorkommens entscheiden <sup>66d</sup>).

Die Brekzien von der Tregler Alm im Wendelstein-Vorland. — NE der Tregler Alm fand OSSWALD (1928, S. 262—263) polygene, teilweise sehr grobstruierte Brekzien, die sich vorherrschend aus Phylliten und Tonschiefern, Diabasen und Grünsteinen sowie aus Kalken und Dolomiten zusammensetzen (vgl. hierzu S. 88). Seltener treten Ophikalzite, Sandsteine und Quarzite auf. Es gelang OSSWALD, in diesen grobklastischen Ablagerungen zwei Nummulitenbruchstücke aufzufinden, die er als „*Nummulites cf. laevigatus* BRUG.“ und „*N. cf. planulatus* LAM.“ bestimmte. Demnach müßte es sich bei diesen Brekzien um zeitliche Äquivalente des Unter- und Miozäns handeln.

HERBST & TEICHMÜLLER (1936, S. 7) und HERBST (1938, S. 38—42) gelangten zu der Auffassung, die Brekzien der Tregler Alm seien Scherlinge im Hangenden der helvetischen Stockletten bzw. sie seien diesen stratigraphisch eingeschaltet (vgl. hierzu S. 89—90). Es käme ihnen daher ein obereozänes Alter zu. In Blöcken 400 m NNW der Tregler Alm fand HERBST überdies zahlreiche, nicht näher bestimmbare Nummulitenbruchstücke.

Nach MÜLLER-DEILE (1940, S. 351) trifft die Ansicht HERBSTS nicht zu; die Brekzien der Tregler Alm stellen nach diesem Autor Äquivalente der Unternogg-Schichten bzw. der Dürnbach-Brekzie dar (vgl. hierzu M. RICHTER 1937, S. 141). Dieselbe Ansicht vertrat der Verfasser (1950 a, S. 179).

Maastricht notwendig, zumal das vorliegende Gehäuse von *Lituola* mit *L. grandis* (REUSS) verglichen werden kann.

Das von M. RICHTER & A. (1939) in ihre Karte eingetragene Vorkommen von „Unternoggschichten“ konnte westlich des Holzabfuhrwegs bei 890 m wieder aufgefunden werden. Es handelt sich um helle Fein- bis Grobbrekzien. Als häufige Komponenten wurden u. a. Jurakalke, Granit mit blauen Quarzen, Grünstein, Quarz und Hornstein ermittelt. Nummuliten konnten nicht entdeckt werden; es wurde jedoch ein fraglicher Korallenrest gefunden. Die vom Verfasser (1950 a, S. 175—177) aus den Unternoggschichten beschriebenen Korallenfunde stammen von dieser Lokalität, wie ein Vergleich der Gesteinsbeschaffenheit zeigt.

Wenig oberhalb dieses Vorkommens sind bunte, polygene, grobe Brekzien aufgeschlossen, die von glaukonitführenden, quarzitischen Sandsteinen und plattig ausgebildeten, sandigen Mergeln begleitet werden. Im Dünnschliff (G 41—42 a/60) konnten unter den anorganischen Komponenten mehrfach Phyllite, Diabase und Porphyre nachgewiesen werden. Im Bindemittel wurden neben prismatischen Schalenresten pelagische Foraminiferen entdeckt; abgesehen von Guembelinen und Globigerinellen wurden nicht selten Schnitte durch einkielige „Globotruncanen“ beobachtet, die nur als *Rotalipora* bestimmt werden können. Weitere Schnitte lassen sich auf die Gattung *Praeglobotruncana* beziehen. Da es nicht gelang, andere altersweisende Mikrofossilien festzustellen, darf angenommen werden, daß die untersuchte Brekzie dem Cenoman angehört. Durch Schliffuntersuchungen an anderen Brekzien kann diese Altersbestimmung sicherlich auch noch auf andere Horizonte der Oberkreide ausgedehnt werden. Somit ist erwiesen, daß die Ablagerung der südultrahelvetischen Brekzien und Konglomerate auch im östlichen Oberbayern nicht auf das Alttertiär beschränkt ist, sondern bereits in der Kreide eingesetzt hat (vgl. hierzu S. 95).

<sup>66d</sup>) Wie Prof. Dr. E. KRAUS dem Verfasser am 7. 9. 1959 mündlich mitteilte, wurde das Belegmaterial zu seiner Arbeit während des Krieges vernichtet. Er konnte daher weder die Originalschliffe noch Gesteinsproben von diesem Vorkommen zur Verfügung stellen. Der Verfasser versuchte daher am 19. 9. 1959, unterstützt von Dipl.-Geol. D. HERM und cand. geol. U. PFLAUMANN, im Kaltwassergraben, einem linken Zufluß des Etzengrabens (= „Gschwendt-Graben“ bei E. KRAUS), neues Material aufzusammeln. Leider ohne Erfolg. Es wurden lediglich die schon von BODEN (1923, S. 218) beschriebenen Ophiolithkalke gefunden; einige davon erinnern durch ihre rötlich-grünlichen Farben sowie durch ihre starke tektonische Durchbewegung an das von E. KRAUS beschriebene Gestein. Nummuliten konnten nirgends beobachtet werden; auch im Dünnschliff (769—771 a/60) erwiesen sich die Ophiolithkalke als fossilifer. Prof. Dr. E. KRAUS sei auch an dieser Stelle für seine Angaben zur Auffindung der Fundstellen (Brief vom 8. 9. 1959) bestens gedankt.

Seit einiger Zeit ist cand. geol. U. PFLAUMANN mit der Aufgabe betraut, das Ultrahelvetikum des Wendelstein-Vorlandes neu zu bearbeiten<sup>66e)</sup>.

Brekziöse, polygene Sandsteine im Habachgraben SE Siegsdorf. — Als lose Blöcke fand der Verfasser (1952 a, Fußn. 2 auf S. 215) an der genannten Lokalität<sup>66f)</sup> in der Grenzregion zwischen Ostalpinem Flysch und Helvetikum nummulitenführende Gesteine, die ein weiteres gesichertes Vorkommen von Ultrahelvetikum darstellen. In einer späteren Arbeit bildete er (1955 c, Taf. 40, Bild 1) ein Mikrophotogramm mit *Nummulites ataticus* LEYM. ab.

Die Eschbannhauser Konglomerate. — Nach REIS (1922 a, S. 207) liegt an der Sur NE Teisendorf „über den Nierentalschichten SW. von Gumperting und O. von Eschbannhausen ein mächtiger Komplex schwarzer Sandschiefer, Sandsteine und Konglomerate, welche größere Gerölle von zum Teil auch quarzitischen Phylliten, harten Tonschiefern mit granitischen Gesteinen und Quarzporphyren enthalten, die Surtal- oder Eschbannhauser Konglomerate, wie ich sie nennen möchte“. Der vermutete Schichtverband dieser Konglomerate mit „Nierentaler Schichten“ (vgl. hierzu S. 89) veranlaßte REIS, in ihnen helvetische Ablagerungen zu erblicken.

E. KRAUS (1932, S. 52—53) hielt die Surtal- oder Eschbannhauser Konglomerate für „großartig“ entwickelte ultrahelvetische Wildflysch-Ablagerungen. M. RICHTER (1937, S. 141) faßte sie als Äquivalente der Unternogg-Schichten auf, räumte jedoch ein, es könne sich bei diesen Konglomeraten auch um „Flyschgault“, also um höhere Unterkreide der ostalpinen Flyschzone handeln. Geologische und schwermineralanalytische Untersuchungen SCHMIDT-THOMÉS (1939, S. 277—280) führten zu dem Ergebnis, daß die „Surtal-Serie“ dem Flyschgault entspricht. In jüngster Zeit vertrat M. RICHTER (1957, S. 164) erneut die Meinung, „ein Teil der Brekzien und Konglomerate von Eschbannhausen und im Surtal“ sei nicht zum Gault des ostalpinen Flysches zu stellen, sondern als Schichtglied der Feuerstätter Decke und damit als Äquivalente der Dürnbach-Brekzie aufzufassen.

Es ist ferner nicht ausgeschlossen, daß die von GANSS (in GANSS & A. 1956, S. 36) aus dem Gebiet des Blattes Bergen beschriebene „Sedimentärbreccie“ mit bunten Phylliten und verschiedenen anderen kristallinen Komponenten nicht dem Gault der ostalpinen Flyschzone, sondern ebenfalls dem Ultrahelvetikum angehört. Dafür spricht in erster Linie ihre enge Nachbarschaft mit Gesteinen der Buntmergelserie, sodann die Tatsache, daß sie „mit den umgebenden Gaultgesteinen nie in unmittelbarem Kontakt“ stehen (l. c., Fußn. 13 auf S. 36), und schließlich ihre große Ähnlichkeit mit entsprechenden Bildungen des Westens (z. B. der Tregler Alm). Ein derartiger Vergleich ist vor allem deshalb gestattet, weil das Wendelstein-Vorland hinsichtlich der Beziehung Ultrahelvetikum/Ostalpinen Flysch von allen anderen Vorkommen die größte Übereinstimmung mit dem Eisenärzter Gebiet aufweist.

Äquivalente im Osten. — Bei der Beschreibung der Buntmergelserie von Rogatsboden erwähnte PREY (1952 a, S. 43) auch grobklastische Ablagerungen, so u. a. Brekzien und Konglomerate mit z. T. kristallinen Komponenten sowie brekziöse Lithothamnien-Kalke. Gelegentlich führen diese Gesteine tertiäre Großforaminiferen. Freilich besitzen die klastischen Einschaltungen „nur geringe Verbreitung und auch geringe Mächtigkeiten“ (PREY 1957, S. 308). Auch darin ergibt sich eine gute Vergleichsmöglichkeit mit den genannten ostbayerischen Vorkommen.

Die bisherigen Untersuchungen haben demnach ergeben, daß die gröberklastischen Gesteine des Ultrahelvetikums z. T. Nummuliten und andere Leitfossilien des Alttertiärs enthalten. Nach dem heutigen Stand unserer Kenntnisse darf mit Sicherheit mit dem Vorhandensein von Untereozän in einigen Vorkommen gerechnet werden. Um zusätzliche Altershinweise zu erlangen, wurde

<sup>66e)</sup> Inzwischen wurden von cand. geol. U. PFLAUMANN in den Brekzien reiche Funde von Nummuliten gemacht. Ihre Bearbeitung ist derzeit durch A. I. KENAWY, M. Sc., im Gange.

<sup>66f)</sup> Der genaue Fundort der vom Verfasser im Jahre 1950 aufgesammelten Blöcke kann heute nicht mehr angegeben werden. Nach seiner Erinnerung wurden sie im Unterlauf des Moosgrabens, der einen linken Zufluß des Habachs bildet, gefunden. In jüngster Zeit wurden im benachbarten Katzenlochgraben ebenfalls nummulitenführende Sandsteine des Ultrahelvetikums entdeckt, die aber weniger brekziös ausgebildet sind (vgl. hierzu Fußn. 56 a auf S. 81).

A. I. KENAWY, M. Sc., die Aufgabe gestellt, die Großforaminiferen des Ultrahelvetikums nicht nur der östlichen, sondern auch der westlichen Bayerischen Alpen zu bearbeiten. Vor allem wird die Frage zu klären sein, ob die Sedimentation auch im bayerischen Raum bis zum Obereozän angedauert hat.

Als letzte Fazies sind noch die feinklastischen Einschaltungen zu behandeln, die zwar meist stark zurücktreten, örtlich aber doch Bedeutung erlangen können. So beschrieb schon PREY (1952 a, S. 43) von Rogatsboden schwärzliche, feinglimmerige, feinsandige Mergel<sup>66g</sup>), ferner Kalksandsteine und eine „Glaukonitsandsteinserie“. Auch DE KLASZ (in GANSS & A. 1956, S. 43, 49—51) fand in seinem Untersuchungsgebiet schwarze, sandige Mergel der höchsten Oberkreide<sup>66g</sup>) sowie sandige Mergel und Sandsteine verschiedener Korngröße und Ausbildung, die dem Alttertiär angehören. Glimmer und Glaukonit können angereichert sein, lagenweise sind auch organogene Beimengungen (Foraminiferen, Lithothamien) häufig.

Eine besondere Beachtung verdient in diesem Zusammenhang der Achthaler Sandstein, der in seiner typischen Ausbildung durch die Einlagerung bunter, vorwiegend roter Tone gekennzeichnet ist (REIS 1896, S. 86, 99; vgl. hierzu S. 90—92). Da er in der Literatur meist mit den von REIS (l. c., S. 24 *usf.*) ausgeschiedenen Grenzsandsteinen, die im Norden an den Achthaler Sandstein anschließen und im Liegenden der südhelvetischen Erzfazies auftreten, vereinigt wurde (z. B. von REIS 1895 selbst), ist die Fassung dieses Begriffes in der Literatur nicht einheitlich.

REIS (1896, S. 2, 24) brachte den Achthaler Sandstein, dessen Name bereits auf GÜMBEL (1861, S. 616) zurückgeht, und die genannten Grenzsandsteine in eine enge Beziehung zueinander, hielt aber die erstere Schicht für eine Flyschfazies der letzteren. Desgleichen nannte er den Achthaler Sandstein „eine reine Sandsteinausbildung des Flysches“ und zwar „unter allen Umständen“ (l. c., S. 99). REIS erkannte demnach bereits die vermittelnde Stellung des Achthaler Sandsteins zwischen dem Südhelvetikum und der Flyschzone (vgl. hierzu l. c., S. 100, 129). Den Achthaler Sandstein hielt er, wie auch die Grenzsandsteine und den Flysch, zunächst für eine untereozäne Ablagerung. Da er aber später annahm, das Liegende des Achthaler Sandsteins seien nicht Obere Nierentaler Schichten, sondern Stockletten (l. c., S. 149; vgl. hierzu S. 49, 89), war er gezwungen, diesem ein jüngeres Alter zuzuschreiben. In einer späteren Arbeit widerrief er diese Ansicht aber wieder (1922 a, Fußn. 3 auf S. 204).

SCHLOSSER (1925 a, S. 167—168) erwähnte einen „Grünsand des Achthaler Bergbaues“ und führte daraus einige Megafossilien an, die für ein oberpaleozänes Alter (Thanet) dieses Sandsteins sprechen. Er nannte dieselben Ablagerungen auch „Achthaler Grünsand“ (l. c., S. 168) bzw. „Achthaler Sandsteine“ (l. c., S. 204). Es dürfte heute ziemlich sicher sein, daß die von SCHLOSSER bearbeitete Fauna nicht aus dem ultrahelvetischen Achthaler Sandstein, sondern aus den südhelvetischen Grenzsandsteinen stammt, aus deren Äquivalenten am Haunsberg TRAUB (1938) seine Paleozänfauna beschrieben hat (S. 81). Für diese Ansicht spricht u. a. das Fehlen von Megafossilien im Achthaler Sandstein der Typlokalität, wovon sich der Verfasser selbst überzeugen konnte<sup>66h</sup>).

GANSS (1951 c, S. 356) stellte den Achthaler Sandstein in das Südhelvetikum, indem er schrieb: „Die Schuppen der Kressenberger Fazies sind besonders durch den Achthaler Sandstein an der Basis charakterisiert.“

<sup>66g</sup>) Inwieweit diese Mergel den tieferen Hachauer Schichten des Südhelvetikums entsprechen, kann einstweilen noch nicht entschieden werden (vgl. hierzu Fußn. 56 a auf S. 82—83).

<sup>66h</sup>) Siehe Nachtrag S. 208.

Der Verfasser (HAGN 1954 c, S. 23—24, 71, 79) glaubte, Äquivalente des Achthaler Sandsteins im Südhelvetikum von Neubeuern a. Inn nachweisen zu können. Er wurde in seiner Ansicht vor allem durch die große Ähnlichkeit des genannten Vorkommens mit dem Achthaler Sandstein der Typlokalität bestärkt. Eine Einlagerung bunter Tone konnte bei Neubeuern a. Inn allerdings nicht beobachtet werden. Es ist daher anzunehmen, daß auch diese Ablagerungen den Grenzsandsteinen entsprechen, wie sie in ähnlicher Ausbildung im Jobstenbruch bei Teisendorf oder in der helvetischen Zone W Tölz anstehen.

GANSS (in GANSS & KNIPSCHER 1956, S. 618) führte den Achthaler Sandstein wiederum als Liegendes der Kressenberger Fazies an; seiner Meinung nach verzahnt dieser Sandstein, den er als einen „örtlich begrenzten Schwemmkegel“ auffaßte, ostwärts mit der Serie der bunten Mergel (l. c., S. 620; vgl. hierzu S. 92).

Aus den bisherigen Ausführungen geht hervor, daß es zweckmäßig ist, den Achthaler Sandstein, der ohne Zweifel eine ultrahelvetische Bildung darstellt, von seinen südhelvetischen Äquivalenten zu unterscheiden. Auf Fragen der Abgrenzung des Ultrahelvetikums vom Südhelvetikum wird in einem späteren Kapitel dieser Arbeit näher eingegangen; dort finden auch die Gerölle von Jura-Kalken, die im Achthaler Sandstein gelegentlich auftreten, ihre gebührende Berücksichtigung (S. 123). Vorher sollen aber noch weitere Mitteilungen über die Stratigraphie des ostbayerischen Ultrahelvetikums gemacht werden und zwar auf Grund neuerer, noch nicht veröffentlichter Ergebnisse des Verfassers.

### β. Die stratigraphischen Ergebnisse mikropaläontologischer Neuuntersuchungen

In den vergangenen Jahren wurden vom Verfasser an vielen Stellen des ostbayerischen Ultrahelvetikums Schlammproben aufgesammelt, um mit Hilfe der eingeschlossenen Mikrofaunen Altersbestimmungen durchzuführen. Zur Ergänzung wurden Schlammrückstände aus dem anschließenden österreichischen Raum herangezogen, die der Verfasser Dr. W. SCHORS verdankt. Die folgenden Ausführungen beziehen sich im wesentlichen auf solche Ablagerungen, deren Mikrofaunen entweder noch unbekannt sind oder deren Einstufung umstritten ist. Auf diese Weise soll versucht werden, den stratigraphischen Bereich der Buntmergelserie noch besser abzugrenzen. Wenn auch in dieser Arbeit in erster Linie die alttertiären Schichtglieder interessieren, so sollen doch auch die Kreideschichten mitbehandelt werden, da auf sie bei paläogeographischen Überlegungen noch zurückzukommen sein wird.

Graben NE Schliersee bei etwa 880 m, SE der Fundstelle im Ostergraben (Geol. Karte: M. RICHTER & A. 1939; Signatur: „graue und bunte Leistmergel“). Probe Nr. 1146.

Lithologie: Rote Linse zwischen grauen und schwärzlichen, stark durchbewegten, verruschelten Mergeln, im Kontakt mit einer kleinen Scholle einer mittelkörnigen, bunten, polygenen Brekzie.

Mikrofauna: Die sehr spärliche, nur aus Sandschalern bestehende Mikrofauna setzt sich aus den Gattungen *Dendrophrya*, *Hormosina*, *Glomospira*, *Trochamminoides* und *Plectorecurvoides* zusammen. Die Erhaltung der Gehäuse ist infolge tektonischer Beanspruchung ziemlich schlecht.

Einstufung: Innerhalb der genannten Fauna spielt nur die Gattung *Plectorecurvoides* eine Rolle. Leider läßt das einzige Gehäuse keine endgültige Bestimmung als *P. alternans* NOTH zu. *P. alternans* wurde von NOTH (1952 S. 117—119) aus dem Gault-Flysch Ober- und Niederösterreichs sowie aus einer Probe roter Schiefer von der Wende Alb/Cenoman beschrieben, wo sie in sehr spärlichen Sandschalerfaunen auftritt. Nach HANZLÍKOVÁ (in ROTH & MATEJKA 1956, S. 313) hat dieselbe Art eine große Bedeutung „for an extraregional correlation“. Als

Fundschrift im Magura-Flysch wurde von HANZLÍKOVÁ Apt angegeben. PREY (1957, S. 309) fand *P. alternans* auch in der Buntmergelserie des Gebiets von Rogatsboden (NÖ.) und zwar in Schichten, die er als oberstes Alb bis Unteres Cenoman einstuft. Seiner Ansicht nach kann diese Art nach den bisherigen Erfahrungen als Leitfossil für Mittlere Kreide („etwa Gault — unt. Cenoman“) gelten (l. c., S. 322)<sup>66i</sup>).

Damit liegt zwar in der Probe 1146 ein Hinweis auf höhere Unterkreide vor, doch kann von einem sicheren Nachweis noch nicht gesprochen werden. Das einzige Gehäuse zeigt nämlich die alternierende Kammeranordnung nur in einem Teil des letzten Umgangs. Außerdem kann über die Variationsbreite der bayerischen Form noch nichts ausgesagt werden. Nicht unerwähnt soll bleiben, daß ein Teil der Jugendformen von *Thalmannammina subtribinata* (GRZYB.) aus den paleozänen roten Tonen von Achthal (S. 103) im letzten Umgang ebenfalls eine zweizeilig-alternierende Kammeranordnung erkennen läßt, während erwachsene Gehäuse durchaus einzeilig sind. Möglicherweise handelt es sich hierbei um einen Ahnenrest, was besagen würde, daß die Gattung *Thalmannammina* von *Plectorecurvoides* abgeleitet werden kann.

**Bemerkungen:** Die mikroskopische Untersuchung der obengenannten bunten Brekzie (Schliffe Nr. 635—636 a/57) hat folgendes ergeben: Das Gestein besteht vorwiegend aus kristallinen Komponenten. Seine Hauptgemengteile sind dunkle Phyllite und Grünschiefer, die wohl von zersetzten Diabasen herrühren. Ferner beobachtet man große Quarzkörner, feinkörnige Kalke bzw. Dolomite, glaukonitische Sandsteine, Hornsteine sowie hämatitisch imprägnierte Komponenten. Brauneisen und andere Verwitterungsprodukte wurden ebenfalls angetroffen. Ablagerungen der Oberkreide konnten durch Mikrofossilien nicht nachgewiesen werden. Es ist im allgemeinen eine große Ähnlichkeit mit dem Gesteinsbestand der Dürnbach-Brekzie (S. 94) festzustellen, nur ist das Korn der vorliegenden Brekzie feiner.

Von besonderer Bedeutung wäre eine Antwort auf die Frage, ob die beschriebene Brekzie derselben Fundschrift angehört wie die roten Mergel mit *Plectorecurvoides*. Es ist nämlich durchaus damit zu rechnen, daß auch im östlichen Oberbayern in einem Teil des ultrahelvetischen Raums in der höheren Unterkreide grobklastische Ablagerungen zum Absatz gekommen sind, nur gestaltet sich ihr Nachweis infolge des Fehlens oder des starken Zurücktretens von Fossilien äußerst schwierig. In diesem Zusammenhang ist gerade die Dürnbach-Brekzie daraufhin zu überprüfen, ob sie nicht als sedimentäre Brekzie der höheren Unterkreide des Ultrahelvetikums betrachtet werden kann (vgl. hierzu S. 95).

**Ostergraben NE Schliersee, in der Nähe der Flyschüberschiebung** (Geol. Karte: M. RICHTER & A. 1939, vgl. hierzu S. 665—666; Signatur: „graue und bunte Leistmergel“). Proben Nr. 1023—1026.

**Lithologie:** Pr. 1023: Grünlichgrauer Fleckenmergel und dunkel- bis mittelgrauer Tonmergel, tektonisch miteinander verknüpfet, dazwischen Scholle eines rötlichen Mergels. Die Probe ist durchsetzt mit sekundären Kalzitausscheidungen.

Pr. 1024: Ähnlich der vorhergehenden Probe, jedoch ohne rötliche Komponenten.

Pr. 1025: Grauer, grünlichiger Mergel, tektonisch ebenfalls durchbewegt, aber nicht so stark wie die beiden vorhergehenden Proben.

Pr. 1026: Grauer und roter, harter Kalkmergel, tektonisch stark beansprucht, mit Kalzitruscheln.

**Mikrofaunen:** Das Faunenbild wird von Globotruncanen beherrscht. Besonders häufig beobachtet man die Gruppe der *G. lapparenti* BROTZEN<sup>67</sup>). Stratigraphisch wichtig ist *G. concavata* (BROTZEN). Weitere pelagische Faunenelemente sind Guembelinen, *Ventilabrella deflaensis* SIGAL und Globigerinen. An benthonischen Arten sind vor allem *Gaudryina bronni* (REUSS) und *Stensioeina exsculpta* (REUSS) zu nennen.

**Einstufung:** Der Nachweis von *Globotruncana concavata* (BROTZEN) und *Ventilabrella deflaensis* SIGAL bedingt eine Einstufung in das Santon.

**Krainsberggraben NW Schliersee bei etwa 860 m** (Geol. Karte: M. RICHTER & A. 1939; Signatur: „graue und bunte Leistmergel“). Proben Nr. 1207—1208.

<sup>66i</sup>) Weitere Angaben über die stratigraphische Verbreitung der Gattung *Plectorecurvoides* sind in einer jüngst erschienenen Arbeit von GEROCH (1959, S. 118, Verbreitungstabelle auf S. 119) über sandschalige Foraminiferen des Karpaten-Flysches enthalten.

<sup>67</sup>) Nach POKORNÝ (1958, S. 411) ist dieser Artname invalid und muß durch einen anderen ersetzt werden.

Lithologie: Pr. 1208: Grauer, dunkelgefleckter, weicher, etwas plattig ausgebildeter Mergel.

Pr. 1207: Grauroter bis rosafarbener Kalkmergel bis Mergelkalk, an Seewer-Schichten erinnernd.

Mikrofaunen: Die Faunenvergesellschaftungen erinnern an diejenigen des Helvetikums. Den Hauptbestandteil der Faunen bilden Globotruncanen; hervorzuheben ist wiederum *G. concavata* (BROTZEN). In der Probe 1208 nehmen darüber hinaus zahlreiche sand- und kalkschalige Gattungen an der Zusammensetzung des Faunenbildes teil. Es sind dies: *Rhabdammina*, *Involutina*, *Verneuilina*, *Heterostomella*, *Dorothia*, *Marssonella*, *Arenobulimina*, *Lenticulina*, *Dentalina*, *Nodosaria*, *Astaculus*, *Neoflabellina*, *Ramulina*, *Guembelina*, *Ventilabrella*, *Eponides*, *Stensioeina* und *Globigerinella*. Die Gattung *Ventilabrella* ist durch die Art *V. deflaensis* SIGAL vertreten. — Die Mikrofauna der Probe 1207 besteht fast ganz aus Globotruncanen, unter denen die Unterarten der *G. lapparenti*-Gruppe vorherrschen; u. a. konnte *G. lapparenti coronata* BOLLI bestimmt werden. *G. concavata* (BROTZEN) wurde ebenfalls beobachtet.

Einstufung: Santon.

Bemerkungen: Zusammen mit der Schlammprobe 1207 wurde eine Gesteinsprobe eines dichten, rosafarbenen Mergelkalks aufgesammelt. Der Schliff (682 a/57) zeigt eine kalkig-mergelige Grundmasse, die zahlreiche pelagische Foraminiferen einschließt. Es wurden die Gattungen *Guembelina*, *Globotruncana*, *Globigerina* und *Globigerinella* beobachtet. Inoceramenprismen ließen sich ebenfalls feststellen. Das Gestein zeigt eine starke tektonische Beanspruchung, die in zahlreichen sich kreuzenden Rupturen zum Ausdruck kommt (Taf. 4, Bild 1).

Jenbach, Wendelstein-Vorland, großer Aufschluß am rechten Ufer (Geol. Karte: OSSWALD 1928, vgl. hierzu S. 258; Signatur: „jüngeres Maastricht in Nierentaler Fazies“). Proben Nr. 1325, 1326, 1328.

Lithologie: Pr. 1328: Grünlichgrauer, stärker geschieferter Kalkmergel.

Mikrofauna: Die reiche, vorwiegend pelagische Mikrofauna enthält an bezeichnenden Arten: *Pseudotextularia elegans* (RZEHAK), *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *G. lapparenti lapparenti* BROTZEN, *G. lapparenti coronata* BOLLI, *G. lapparenti tricarinata* (QUEREAU) und *G. elevata elevata* (BROTZEN). An benthonischen Arten sind *Neoflabellina rugosa* (D'ORB.) var. und *Reussella szajnochae* (GRZYB.) var. zu nennen.

Einstufung: Das gemeinsame Auftreten von *Globotruncana lapparenti coronata* und *G. elevata elevata* zusammen mit den übrigen genannten Faunenelementen spricht für ein untercampanes Alter der untersuchten Probe.

Pr. 1325: Grünlichgrauer, feinplattig ausgebildeter Kalkmergel.

Mikrofauna: Unter den vorherrschenden pelagischen Faunenelementen fallen vor allem die Arten *Pseudotextularia elegans* (RZEHAK), *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *G. fundiconulosa* SUBBOTINA<sup>68</sup>) und *G. caliciformis* (DE LAPP.) auf.

Einstufung: Die Probe ist mit Rücksicht auf die beiden Globotruncanen-Arten *G. fundiconulosa* und *G. caliciformis* in das höhere Campan zu stellen.

Pr. 1326: Mittelgrauer, stellenweise dunkel gefleckter, etwas geschieferter Kalkmergel.

Mikrofauna: In der reichen, vorwiegend pelagischen Mikrofauna herrschen Guembelinen vor. An stratigraphisch bedeutsamen Arten dieser Fauna sind zu nennen: *Pseudotextularia textulariformis* WHITE, *Planoglobulina acervulinoides* (EGGER), *Ventilabrella multicamerata* DE KLASZ, *Pseudoguembelina excolata* (CUSHMAN), *Bolivinooides decoratus decoratus* (JONES), *Globotruncana contusa* (CUSHMAN), *G. stuarti* (DE LAPP.) und *G. citae* BOLLI.

<sup>68</sup>) *Globotruncana fundiconulosa* wurde von SUBBOTINA (1953 a, S. 200, Taf. 14, Fig. 1—4; Taf. 15, Fig. 1—2) aus dem Campan (?)—Maastricht der UdSSR beschrieben. Diese Art stellt offenbar ein älteres Synonym zu *Globotruncana lobata* DE KLASZ (1955, S. 43—44, Taf. 7, Fig. 2) dar, die von ihrem Autor aus dem Oberen Obercampan des Eisenärzter Raumes sowie aus „probably late Campanian“ der Gegend von Bizerta, Tunesien, bekanntgemacht wurde. Dem Verfasser liegt sowohl Material von bayerischen Fundorten als auch von der von DE KLASZ genannten tunesischen Lokalität vor. Es scheint, als sei die Abbildung der Ventralseite von *G. lobata* auf Taf. 7, Fig. 2 etwas schematisiert; die Ventralseiten aller vorliegenden Gehäuse entsprechen dagegen gut der Abbildung bei SUBBOTINA. Da alle übrigen Merkmale übereinstimmen, ist ein Zweifel an der Identität der beiden Arten wohl ausgeschlossen.

**Einstufung:** Die Fundschicht dieser Probe gehört dem Unter-Maastricht, und zwar sehr wahrscheinlich seinem tieferen bis mittleren Teil an.

**Bemerkungen:** DE KLASZ (1953 a, Fußn. 4 auf S. 235) machte als erster darauf aufmerksam, daß in den Aufschlüssen am Jenbach bei Feilnbach nicht nur Äquivalente des Maastrichts, wie der Verfasser ursprünglich annahm (vgl. hierzu S. 90), sondern auch ältere Horizonte der Oberen Kreide vertreten sind. So stufte er eine Probe von dieser Lokalität in das Untere Obercampan ein. Da die Buntmergelserie des Wendelstein-Vorlandes bis jetzt nur unvollständig bekannt ist, wurde cand. geol. U. PFLAUMANN mit der Aufgabe betraut, den stratigraphischen Umfang dieser Schichtfolge durch weitere Untersuchungen noch genauer festzulegen.

**Achthal bei Teisendorf** (Geol. Karte: REIS 1895; Signatur: „Grenzsandstein“). Probe Nr. 1331.

**Lithologie:** Dunkelroter Ton mit grünlichen Reduktionsflecken, etwas schiefrig ausgebildet, als Einlagerung in Achthaler Grünsandstein.

**Mikrofauna:** Die Fauna setzt sich ausschließlich aus sandschaligen Foraminiferen zusammen. Es konnten bestimmt werden (vgl. hierzu Taf. 11):

- Rhabdammina cylindrica* GLAESSNER
- Rhizammina* sp.
- Placentamina placentata* (GRZYB.)
- Hyperammina* sp.
- Dendrophrya robusta* GRZYB.
- Reophax scalaris* GRZYB.
- Reophax duplex* GRZYB.
- Reophax splendidus* GRZYB.
- Nodellum velascoense* (CUSHMAN)
- Involutina glabrata* (CUSHMAN & JARVIS)
- Involutina* cf. *pennyi* (CUSHMAN & JARVIS)
- Involutina* sp.
- Glomospira gordialis diffundens* CUSHMAN & RENZ
- Glomospira charoides corona* CUSHMAN & JARVIS
- Ammolagena clavata* (JONES & PARKER)
- Trochamminoides irregularis* (WHITE)
- Haplophragmoides walteri* (GRZYB.)
- Thalmannammina subturbinata* (GRZYB.)
- Barkerina trinitatisensis* (CUSHMAN & JARVIS)
- Spiroplectammina* sp.
- Dorothia tenuis* (GRZYB.)
- Rzehakina epigona lata* CUSHMAN & JARVIS<sup>69)</sup>

Die Anwesenheit einiger weiterer Gattungen ist wahrscheinlich, doch reicht ihre Erhaltung nicht aus, um eine Bestimmung durchzuführen.

**Einstufung:** Die vorliegende Fauna zeigt eine weitgehende Übereinstimmung mit Sandschalerfaunen der Buntmergelserie Österreichs (PREY 1952 a, 1953, 1957), mit Faunen der Lizard Springs Formation von Trinidad (CUSHMAN & RENZ 1946), der Karpaten (GRZYBOWSKI 1896 und später; HILTERMANN 1943; BIRKENMAJER 1954; HOMOLA & HANZLÍKOVÁ 1955) und des Kaukasus (GLAESSNER 1937, SUBBOTINA 1950). Faunistische Beziehungen bestehen aber auch zu den Sandschalerfaunen der ostalpinen Flyschzone Österreichs und damit Bayerns (vgl. hierzu NOTH 1951, S. 18—19). Die Fauna der roten Tone von Achthal zeigt zweifellos einen eindeutigen Flyschcharakter. Derartige Faunen sind in der Regel nur schwer einzustufen. Wenn auch ein Teil der angeführten Faunenelemente eine große Vertikalverbreitung besitzt (z. B. *Ammolagena clavata*), so läßt doch ein Vergleich der Gesamtf fauna insbesondere mit den Faunen Westindiens und der Karpaten eine Bestimmung als Paleozän als gesichert erscheinen.

<sup>69)</sup> An dieser Stelle sei eine frühere irrtümliche Äußerung des Verfassers (HAGN in ROSENBERG 1955, S. 146—147) berichtigt, nach der *Rzehakina epigona* (RZEHA) und *Reussella szajnochae* (GRZYB.) auf die Oberkreide beschränkt seien. Beide Arten kommen auch noch im tieferen bzw. im tiefsten Alttertiär vor (vgl. hierzu HAGN 1953 a, S. 330; NOTH in NOTH & WOLETZ 1954, S. 147; DE KLASZ & KNIPSCHER 1954, Fußn. 4 auf S. 603 bzw. S. 603, Tab. auf S. 605).

Sehr wahrscheinlich liegt höheres Paleozän vor. Dafür sprechen auch alle bisher bekanntgewordenen geologischen Gesichtspunkte (vgl. hierzu Fußn. 66 h auf S. 99).

**Bemerkungen:** Bezüglich der bisherigen Einstufung dieses Vorkommens sei auf die bereits zitierten Textstellen (REIS 1896; GANSS 1951 a; HAGN 1953 a; HAGN 1954 c; DE KLASZ & KNIPSCHER 1954; GANSS in GANSS & KNIPSCHER 1956) verwiesen (S. 89—92, Fußn. 65 auf S. 92).

Mattsee N Salzburg, Graben NW Holzhäusl bei Buglsberg (Geol. Karte: ABERER & BRAUMÜLLER 1958; Signatur: „Stockletten“). Proben Nr. 1280—1281. Ded. Dr. W. SCHORS 1951.

**Lithologie:** Gelblichgrauer, stellenweise dunkelgefleckter Kalkmergel (diese Beobachtung wurde bei einem Besuch der obengenannten Fundstelle unter Führung von Dr. F. ABERER und Dr. E. BRAUMÜLLER im September 1956 gemacht; von Dr. W. SCHORS erhielt der Verfasser nur Schlämmrückstände).

**Mikrofauna:** Pr. 1280: Die reiche Foraminiferenfauna enthält nicht selten *Hantkenina mexicana* CUSHMAN, *Truncorotalia crassata* (CUSHMAN) und massenhaft Globigerinen. Das reich entwickelte Benthos setzt sich aus sand- und kalkschaligen Formen zusammen. U. a. können *Textularia eocaena* (GÜMBEL), *Gaudryinella schroederi* HAGN und *Plectina* sp. genannt werden.

Pr. 1281: Die Probe führt anstelle von Hantkeninen die ebenfalls sehr auffällige *Hastigerinella eocanica* NUTTALL, ferner *Truncorotalia crassata* (CUSHMAN) und große Truncorotalien aus der Gruppe der *T. aragonensis* (NUTTALL). Außerdem wurde *Tritaxilina pupa* (GÜMBEL) beobachtet.

**Einstufung:** Für die Altersbestimmung sind vor allem die Hantkeninen und die Truncorotalien wichtig. Nach der in einem früheren Teil dieser Arbeit erzielten Zonengliederung des Lutets und Leds mit Hilfe von Kleinforminiferen müssen die beiden Proben in das untere bis mittlere Lutet gestellt werden (S. 56). Die Fundschicht ist in jedem Fall älter als die Horizonte mit *Hantkenina dumblei* WEINZIERL & APPLIN, *H. longispina* CUSHMAN und *H. liebusi* SHOKHINA, weil *H. mexicana* nach BRÖNNIMANN (1951; S. 246) die stratigraphisch älteste und morphologisch primitivste Art ist. Auch GRIMSDALE (1951, Abb. 1 auf S. 466) gibt diese Art nicht mehr aus dem höheren Teil des Lutets an. Für ein höheres Alter als Ober-Lutet spricht schließlich auch das häufige Auftreten großer Truncorotalien in der Probe 1281, die vorläufig als *T. aff. aragonensis* (NUTTALL) bezeichnet werden sollen. Derartige Formen werden im höheren Lutet nur mehr ausnahmsweise gefunden (Fußn. 39 auf S. 55).

**Bemerkungen:** THALMANN (1951, S. 223) berichtete über Proben von Mattsee, die er ebenfalls von Dr. W. SCHORS erhalten hatte; er teilte mit, daß er zwar keine Hantkeninen, dafür aber *Hastigerinella* ex. gr. *eocanica* NUTTALL fand. Er stellte die Proben in das Mittel-eozän. ABERER & BRAUMÜLLER (1958, S. 14) hielten dieselben Schichten auf Grund des vom Verfasser gemachten Fundes von *Hantkenina mexicana* für „höheres Eozän“ bzw. für „? Ober-eozän“ (l. c., Taf. 1). In Taf. 1—2 ihrer Arbeit zeichneten sie die Fundschicht im Profil über der Erzfazies der Kressenberger Schichten ein.

Dazu ist zu bemerken, daß die gefleckten „Stockletten“ von Mattsee nicht in einem Profil des Südhelvetikums (z. B. des Wartsteins bei Mattsee) liegen können, sondern einer südlicheren Zone angehören müssen. Dafür spricht auch ihre enge räumliche Nachbarschaft mit den bunten Mergeln von Buglsberg (vgl. hierzu ABERER & BRAUMÜLLER 1958, Taf. 1—2). Man ist daher berechtigt, auch sie zur Buntmergelserie zu stellen. Auf diese Weise wird der Widerspruch beseitigt, der in der Annahme begründet liegt, die unter- bis mitellutetischen Stockletten von Mattsee lägen im Profil über der südhelvetischen Erzserie; in diesem Fall könnten die Stockletten nämlich erst im oberen bzw. obersten Lutet einsetzen (S. 53). Daß es stocklettenähnliche Mergel auch im Ultrahelvetikum gibt, wurde in früheren Abschnitten dieser Arbeit schon gezeigt (S. 54, Fußn. 66 auf S. 93). Es wurde auch bereits darauf hingewiesen, daß die Stocklettenfazies im Bereich der Buntmergelserie tiefer einsetzt als im Nord- und Südhelvetikum. So wurden altersmäßig entsprechende Ablagerungen von KNIPSCHER (in GANSS & A. 1956, S. 67) aus dem Sprunggraben bei Teisendorf angeführt.

Nattergraben bei Eisenärzt (Geol. Karte: GANSS 1956; Signatur: „Bunte Mergel des Dan, Paleocän u. Untereocän“; vgl. hierzu Fußn. 65 auf S. 92—93 der vorliegenden Arbeit). Proben Nr. 1275—1276.

**Lithologie:** Rötlichgrauer, schwach geschieferter Kalkmergel mit weißlichen, stellenweise schwärzlich gefleckten Klufflächen.

Mikrofauna: Pr. 1275: Die Faunengemeinschaft besteht vorwiegend aus Globigerinen; alle übrigen Faunenelemente treten dagegen stärker zurück. Es konnten die folgenden pelagischen Gattungen und Arten bestimmt werden:

*Globigerina linaperta* FINLAY  
*Globigerina* cf. *dissimilis* CUSHMAN & BERMÚDEZ  
*Globigerinoides orbiformis* (COLE)  
*Globigerinatheka barri* BRONNIMANN  
 „*Globigerinella*“ *micra* (COLE)  
*Truncorotalia crassata* (CUSHMAN)  
*Truncorotalia* cf. *wilcoxensis* (CUSHMAN & PONTON)  
*Truncorotaloides topilensis* (CUSHMAN)  
*Hantkenina dumblei* WEINZIERN & APPLIN  
*Hantkenina longispina* CUSHMAN  
*Hantkenina liebusi* SHOKHINA

Pr. 1276: Die Mikrofauna erinnert stark an diejenige gewöhnlicher Stockletten. Die Globigerinen überwiegen auch in dieser Probe. Die Foraminiferengehäuse sind ziemlich gut erhalten und nicht korrodiert. Es wurden die beiden Hantkeninen-Arten *H. longispina* CUSHMAN und *H. liebusi* SHOKHINA festgestellt. An benthonischen Arten sind vor allem *Vulvulina eocaena* MONTAGNE, *Plectina* sp. und *Osangularia pteromphalia* (GÜMBEL) zu nennen.

Einstufung: Der Nachweis der oben angeführten Hantkeninen-Arten erlaubt zusammen mit den Truncorotalien eine Einstufung in das Ober-Lutet<sup>70)</sup> <sup>71)</sup> (vgl. hierzu S. 43, 55, 56). Die vorliegende Hantkeninen-Vergesellschaftung ist jünger als die Hantkeninen der Probe von Mattsee. Andererseits sind die beiden Faunen etwas älter als die der meisten Stockletten, da sie noch zahlreiche Truncorotalien sowie die Gattung *Truncorotaloides* führen.

Bemerkungen: Das starke Vorwalten von Globigerinen und die dadurch bedingte Ähnlichkeit der Faunengemeinschaften mit Mikrofaunen der Stockletten bewog den Verfasser, von „roten Stockletten“ zu sprechen (vgl. hierzu die auf S. 90—91 zitierten Textstellen in GANSS 1951 a und c, HAGN & HÖLZL 1952 und HAGN 1954 c sowie Fußn. 60 und 65 auf S. 89 bzw. 92 der vorliegenden Arbeit). Das Vorkommen im Nattergraben wurde auch von DE KLASZ (in GANSS & A. 1956, S. 50), jedoch ohne Angabe von Fossilien, kurz erwähnt.

Schönecker Seitengraben, südlicher Seitenast, SSE Siegsdorf (Geol. Karte: GANSS 1956; Signatur: „Stockletten“). Proben Nr. 643—644.

Lithologie: Lichtgrauer, dunkelgefleckter, kalkiger Mergel mit gelblichbräunlichen Anwitterungsflächen.

Mikrofauna: Die Fauna ist ungemein reich, fast großwüchsig und entspricht in ihrer Zusammensetzung vollkommen den Stockletten des Nord- und Südhelvetikums. Von den benthonischen Arten sei nur *Triplasia loeblichii* HAGN genannt.

Einstufung: Da keine Zonenleitfossilien angetroffen wurden, kann nicht entschieden werden, ob die Fundschicht dem obersten Lutet oder dem Led angehört. Es ist aber wahrscheinlicher, daß bereits Äquivalente des Leds vorliegen.

Bemerkungen: Die gefleckten „Stockletten“ des Südastes des Schönecker Seitengrabens sollen in der vorliegenden Arbeit ebenfalls zur Buntmergelserie gestellt werden, da sie, ähnlich

<sup>70)</sup> Dr. M. N. BRAMLETTE, dem der Verfasser eine Probe der „roten Stockletten“ des Nattergrabens zur Untersuchung auf Coccolithen zusandte, teilte am 29. 8. 1958 freundlicherweise brieflich mit, daß das Sediment massenhaft diese winzigen Mikrofossilien enthält. Die Gattung *Discoaster* ist ebenfalls reichlich vertreten. Auf Grund der angetroffenen Formen schloß BRAMLETTE auf ein Lutet-Alter der untersuchten Probe (Präparat 372 b/58).

<sup>71)</sup> Derselben Fundschicht gehört auch eine Schlammprobe an, die Prof. Dr. E. KRAUS am 22. 8. 1956 im „Hohlweg-Beginn W Kapelle Sigishofen SE Sonthofen, Bl. Immenstadt 856, Allgäu“ aufsammlte (Nr. 1015). Die reiche, infolge tektonischer Beanspruchung allerdings nur mäßig erhaltene Foraminiferenfauna setzt sich vorwiegend aus pelagischen Faunenelementen zusammen, in denen Globigerinen überwiegen. Mittelgroße Truncorotalien mit deutlich gekielter Peripherie sind gelegentlich anzutreffen. Sehr selten ist dagegen *Hantkenina dumblei* WEINZIERN & APPLIN. Als bezeichnende benthonische Art kann *Plectina dalmatina* SCHUBERT genannt werden.

den Stockletten von Mattsee, dunkle Flecken zeigen. Bezeichnend ist auch ihre benachbarte Lage zu bunten Schichten des Paleozän—Untereozäns, auf die weiter unten noch eingegangen werden wird (S. 108).

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß durchaus Hinweise dafür vorliegen, daß auch das Ultrahelvetikum im östlichen Oberbayern bereits in der höheren Unterkreide einsetzt. Allerdings sind noch weitere Funde notwendig, um diese Vorstellung Gewißheit werden zu lassen. Äquivalente des Cenomans, des Turons und des untersten Senons konnten bis jetzt noch nicht nachgewiesen werden. Gut belegt sind dagegen Ablagerungen des Santons, Campans und Maastrichts. Man geht wohl nicht fehl in der Annahme, daß auch im ostbayerischen Ultrahelvetikum keine Schichtlücke an der Wende Oberkreide/Tertiär ausgebildet ist; man darf wohl eine „*série compréhensive*“ annehmen, auch wenn DE KLASZ sein Dan meist mit einem Fragezeichen versehen hat (vgl. hierzu Abb. 7 auf S. 60). Die alttertiäre Schichtfolge reicht über das Paleozän und Untereozän in das Mitteleozän hinein; im Lutet konnte durch Funde von Arten der Gattung *Hantkenina* und mit Truncorotalien eine Zonengliederung durchgeführt werden. Nicht fest steht dagegen, ob auch das Obereozän in der Schichtfolge der ostbayerischen Buntmergelserie vertreten ist, wenn auch vermutet werden kann, daß die hellen, dunkel gefleckten Kalkmergel des Südastes des Schönecker Seitengrabens dem Led entsprechen. Die bisherige Untersuchung der Großforaminiferen, deren Auftreten auf die grobklastische Ausbildung des Ultrahelvetikums beschränkt ist, hat das Vorhandensein von Untereozän erkennen lassen. Neuuntersuchungen müssen vor allem darauf abzielen, die jüngsten Ablagerungen des Ultrahelvetikums, also das Mittel- und wahrscheinlich auch das Obereozän, möglichst genau zu erfassen.

#### γ. Alter, Fazies und tektonische Stellung der Schönecker Fischechiefer („*Meletta*-Schichten“)

Im Anschluß an die Buntmergelserie ist noch eine Schicht zu besprechen, die in der Literatur in recht verschiedener Weise gedeutet wurde. Es sind dies die Schönecker Fischechiefer, wie sie der Verfasser nennen möchte. Sie sind bis jetzt nur von zwei Fundstellen SE Siegsdorf bekannt; die eine liegt im Südast des Schönecker Seitengrabens, die andere im Habachgraben. Da sie trotz ihrer geringen räumlichen Verbreitung in jüngster Zeit für paläogeographische und tektonische Überlegungen herangezogen wurden, ist ein ausführlicheres Eingehen auf diese Ablagerungen unerlässlich.

BÖHM (1891, S. 17), der Entdecker der Schönecker Fischechiefer, beschrieb sie mit folgenden Worten: „Schwarzgrauer, dünnblättriger Mergelschiefer, auf den Schichtflächen reichlich mit Schuppen von *Meletta sardinites* HECKEL, im Schönecker Graben und Habach.“ Er hielt sie für das Hangende der Stockletten und faßte sie als Barton auf (vgl. hierzu l. c., Profil E auf S. 22 und Profil F auf S. 23).

REIS (1896, S. 80, 144) betrachtete die Schönecker Fischechiefer in Anlehnung an BÖHM als obersten Stocklettenhorizont bzw. als Hangendes der Stockletten. Er sah in ihnen Äquivalente der Eisenärztter Fazieszone (l. c., S. 149; vgl. hierzu S. 80). REIS wies ferner auf die fazielle Übereinstimmung dieser Ablagerungen mit den Fischechiefern von Reit i. Winkl hin und verglich sie außerdem mit den *Meletta*-Mergeln von Bruderndorf in Niederösterreich (l. c., Anmerkung auf S. 144).

WEILER (1932) beschrieb aus den fischführenden Schichten des Habachgrabens einige wenige Fischreste; er faßte das einbettende Sediment als die südlichste und älteste Bildung der Unteren

Meeresmolasse auf (l. c., S. 305). Das Alter der Fundschicht ermittelte er als Mitteloligozän (l. c., S. 345).

Der Verfasser (HAGN 1952 b, Tab. auf S. 75) führte in einer vergleichenden Tabelle des Neubeurer und Kressenberger Gebiets „Schichten des Habach-Grabens“ auf, die er für übereinstimmend mit den von BÖHM beschriebenen Ablagerungen hielt. Er stellte sie mit Vorbehalt in das Priabon <sup>72)</sup>.

TRAUB (1953, S. 20, 29—30) brachte die Fischechiefer des Siegsdorfer Gebiets mit den „grauen, sandigen Mergel(n) mit Fischechuppen und *Clavulina szaboi*, die S. PREY (1949) über den Stockletten des Ohlstorfer Grabens im helvetischen Fenster rd. 5 km nördlich Gmunden am Traunsee fand und obereozän bis unteroligozän sind“, in Beziehung <sup>73)</sup>.

DE KLASZ (1953 c, Ms.) konnte bei der Kartierung des Siegsdorf—Eisenärztler Gebietes die Fundstelle im Südast des Schönecker Seitengrabens wieder auffinden. Er gab eine ausführliche Beschreibung der betreffenden Schichten, dessen Alter er als Oligozän bestimmte (vgl. hierzu DE KLASZ in GANSS & A. 1956).

KNIPSCHER & TILLMANN (1954, S. 95) äußerten die Ansicht, daß die Fischechiefer des Schönecker Seitengrabens ein unteroligozänes Alter besitzen. Zum Vergleich führten sie die Fischechiefer der Bohrungen Isen 1 und Ampfing 1—3 an. Die beiden Autoren bemerkten noch, daß die genannten Sedimente „vermutlich konkordant auf den obereozänen Stockletten“ liegen (vgl. hierzu Fußn. 75).

DE KLASZ (in GANSS & A. 1956, S. 68) beschrieb die „*Meletta*-Schichten“ des Südastes des Schönecker Seitengrabens <sup>74)</sup> als „plattige, mittelgraue, in bergfeuchtem Zustand dunkelgraue Mergel, die reichlich Pflanzenreste und Fischechuppen führen“. Nach seinen Beobachtungen sind sie im Norden mit Stockletten, im Süden mit „paleocän-untereozänen bunten Mergeln und Sandsteinen verschuppt“. Er hielt sie dennoch für ein Schichtglied der nordhelvetischen Fazieszone. DE KLASZ nahm an, daß die „*Meletta*-Schichten“ von den „liegenden Stockletten . . . durch eine Sedimentationslücke getrennt“ sind. Nach den Bestimmungen Dr. W. WEILERS können die Fischechuppen als „*Clupea cf. sardinites* HECKEL“ bezeichnet werden; die Fischechiefer können daher in das Oligozän gestellt werden. Nach dem mikropaläontologischen Befund von DE KLASZ liegt entweder Unter- oder Mitteloligozän vor; er verglich die Mikrofaunen, in denen Globigerinen überwiegen, vor allem mit den „Häringer Zementmergeln (Lattorfien)“. Ergänzend teilte er mit, daß in einzelnen Proben nicht selten umgelagerte Kreideforaminiferen beobachtet werden können.

KNIPSCHER (in GANSS & A. 1956, S. 65) vertrat die Meinung, daß die unteroligozänen Fischechiefer des Südastes des Schönecker Grabens mit „Stockletten-Mergel in direktem Kontakt“ stehen, „ohne daß wir hier das Ausmaß einer möglichen Schichtlücke genau überblicken können“ <sup>75)</sup>.

GANSS (1956) trug die Schönecker Fischechiefer in die „Geologische Karte der Umgebung von Bergen im Chiemgau“ als normale Einlagerung zwischen Stockletten im Norden und Bunten Mergeln des „Dan, Paleocän u. Untereocän“ ein. Auf der Profiltafel (Profil 2) zeichnete er dagegen zwischen Stockletten und Fischechiefern eine Störung ein; die Grenzfläche zwischen diesen und der Buntmergelserie faßte er wie auf der geologischen Karte als Schichtgrenze auf.

<sup>72)</sup> Eine neuerliche Durchsicht der entsprechenden Proben (Nr. 1344—1345) aus dem Habachgraben ergab, daß es sich hierbei um Oberes Lutet handelt. Die Mikrofaunen enthalten nämlich u. a. *Truncorotalia spinulosa* (CUSHMAN). Die „Schichten des Habach-Grabens“ haben daher mit den Schönecker Fischechiefern nichts zu tun.

<sup>73)</sup> Eine Schlammprobe aus den *Clavulinoides szaboi*-führenden Ablagerungen von Ohlstorf hat sich mittlerweile ebenfalls als Oberes Lutet herausgestellt (S. 40).

<sup>74)</sup> Nach DE KLASZ (l. c., S. 68) haben „inzwischen auf dem Gebiet des benachbarten Blattes Nr. 794 (Inzell) Dr. GANSS und Dr. KNIPSCHER weitere Aufschlüsse des besagten Mergels entdeckt“. Es handelt sich hierbei um das bereits von BÖHM und WEILER beschriebene Vorkommen im Habachgraben SE Siegsdorf. Nach einer freundlichen mündlichen Mitteilung von Dr. J. H. ZIEGLER liegen die Aufschlüsse im Nordast des Katzenlochgrabens, eines linken Zuflusses des Habachs.

<sup>75)</sup> Da KNIPSCHER die Schönecker Fischechiefer in das Unteroligozän stellte (l. c., S. 65), die jüngsten Stockletten im östlichen Bayern aber in das Untere Obereozän einstuft (l. c., S. 67), muß die erwähnte Schichtlücke zumindest das Obere Obereozän umfassen.

SCHMIDT-THOMÉ (1957, S. 231) bezeichnete die Fischeschiefer des Schönecker Seitengrabens als „Äquivalente der gleichalten Glarner Fischeschiefer der Schweiz“.

PREY (1957, S. 338) schrieb in jüngster Zeit: „Sehr bemerkenswert erscheint der Fund von oligozänen Molassemergeln mitten im Helvetikum im Schönecker Graben NO Eisenärzt in Bayern (O. GANSS, 1956). Die Stellung inmitten von Helvetikum und beider miteinander unter dem Flysch ist mit unserer Molasse unmittelbar vergleichbar. Der Hangendkontakt wird als sichtlich tektonisch beschrieben, der Liegendkontakt hingegen als stratigraphisch mit einer Schichtlücke aufgefaßt. Ob er vielleicht doch auch tektonisch sein kann, kann ich nicht beurteilen.“

Eine Begehung, die der Verfasser im Jahre 1954 zusammen mit Dr. TH. VON OETTINGEN und Dr. F. OSCHMANN durchführte, zeigte, daß im Norden der Schönecker Fischeschiefer helle, dunkelgefleckte „Stockletten“ (S. 105), im Süden davon bunte Schichten des Paleozän—Untereozäns aufgeschlossen sind (Probe 642). Die fischführenden Ablagerungen liegen demnach inmitten von Sedimenten der Buntmergelserie. Da die Kontakte nicht zu sehen waren, kann nur vermutet werden, daß die Schönecker Fischeschiefer von ihren Nachbargesteinen durch Störungen getrennt werden. Es konnte außerdem die zusätzliche Beobachtung gemacht werden, daß manche Schichtflächen der Fischeschiefer mit Pteropoden geradezu übersät sind.

Mikropaläontologische Untersuchungen des Verfassers an Proben von Schönecker Fischeschiefern (Nr. 645—649) erbrachten das Ergebnis, daß die Mikrofaunen fast ausschließlich aus Globigerinen und Fischresten zusammengesetzt sind. Benthonische Faunenelemente wurden dagegen ziemlich selten angetroffen. Auffallend ist ferner die Kleinwüchsigkeit der meisten Foraminiferengehäuse. Die Globigerinen verteilen sich auf drei Arten, von denen vor allem die kleine *G. officinalis* SUBBOTINA außerordentlich häufig ist. Die beiden anderen Arten stehen *G. bulloides* D'ORB. bzw. *G. globularis* ROEMER nahe.

Die wichtigste Art dieser eintönigen Faungemeinschaften ist zweifellos *G. officinalis*, die von SUBBOTINA (1953 a, S. 78—79, Taf. 11, Fig. 1—7, Tab. 1) als Zonenleitfossil für das höchste Obereozän und für das Unteroligozän des östlichen Teiles des nördlichen Kaukasus beschrieben wurde. Diese winzige Art kann, wenn sie vereinzelt auftritt, leicht übersehen oder für die Jugendform einer größeren Art gehalten werden. Bei einem häufigeren oder sogar massenhaften Auftreten ist sie dagegen sehr bezeichnend.

Ein faunistischer Vergleich der Schönecker Fischeschiefer mit den Fischeschiefern von Entfelden bei Reit i. Winkl (Probe 6) zeigte, daß die genannte Art auch im Unteroligozän des inneralpiner Raums vorkommt. Die Fauna enthält außerdem noch größere, stark verdrückte Globigerinen und einige benthonische Formen (vgl. hierzu S. 157).

Es muß heute allerdings angenommen werden, daß *G. officinalis* auch noch in jüngeren Schichten als Unteroligozän auftritt, denn der Verfasser konnte diese Art in einer Probe aus dem Oberen Rupel des Traun-Profiles (Nr. 1323) zusammen mit *Globigerina bulloides* ziemlich häufig nachweisen (vgl. hierzu HAGN & HÖLZL 1952, S. 32). Somit läßt auch *G. officinalis* keine Unterscheidung zwischen Lattorf und Rupel zu. Auch geologische Überlegungen helfen nicht weiter, denn man kennt die Ausbildung als Fischeschiefer im Bereich der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes, abgesehen von eozänen und miozänen Vorkommen, sowohl aus dem Lattorf (Entfelden bei Reit i. W.: HAGN 1953 e, S. 337. — Vorland-Molasse: vgl. hierzu S. 69 der vorliegenden Arbeit) als auch aus dem Oberen Rupel (Traun-Profil: WEILER 1932, S. 305, 342, 345; HAGN & HÖLZL 1952, S. 31. — Bohrung Ortenburg CF 1001 in Niederbayern: HAGN 1955 d, S. 330—331). Es darf allerdings nicht verschwiegen werden, daß der Ausdruck „Fischeschiefer“ in der alpinen Literatur in einem recht weiten petrographischen Sinn verwendet wird; in der Regel spricht man bereits von einem Fischeschiefer, wenn der betreffende ton- oder kalkreichere Mergel eine mehr oder weniger plattige Ausbildung zeigt und auf den Schichtflächen wenigstens Fischschuppen enthält.

Die Schönecker Fischeschiefer können daher nach den bisherigen Untersuchungen entweder in das Lattorf oder in das Rupel gestellt werden. Wie bereits ausgeführt wurde (S. 105), kommt für die gefleckten „Stockletten“ im

Norden der Fische Schiefer entweder ein jungmittel- oder ein altobereozänes Alter in Frage. Selbst wenn man von der Möglichkeit des Vorhandenseins einer Störung zwischen „Stockletten“ und Fische Schiefer absieht, kann man trotzdem keinen Übergang zwischen den beiden Ablagerungen annehmen, da sie durch eine nachweisbare Schichtlücke voneinander getrennt sind.

Eine weitere Frage betrifft die Ablagerungsbedingungen, unter denen das in Rede stehende Sediment entstanden ist. Hierüber geben die Fossilien weitgehend Auskunft. Merkwürdig ist, daß fast nur Formen des Nekton (Fische) und Plankton (Globigerinen, Pteropoden) angetroffen wurden. Benthonische Faunenelemente treten außerordentlich stark zurück. Nochmals erwähnt sei auch die Kleinwüchsigkeit der meisten Foraminiferen sowie die Tatsache, daß zwar eine Armut an Gattungen und Arten, jedoch ein Individuenreichtum festzustellen ist. Die Pteropodenpflaster auf manchen Schichtflächen liefern hierfür ein schönes Beispiel. Alle die genannten Erscheinungen weisen darauf hin, daß die Schönecker Fische Schiefer nicht in einem normalen marinen Biotop zur Ablagerung gekommen sind.

Für diese Ansicht gibt es im einschlägigen Schrifttum einige Belege. Hier ist vor allem BEETS (1941, S. 215) zu nennen, der sich u. a. auf Aussagen von KERNER v. MARILAUEN und H. SCHMIDT stützte. Er vertrat die Ansicht, daß Sedimente mit einer armen Bodenfauna und reichen pelagischen Faunenelementen in einem mehr abgeschlossenen als tiefen Becken abgelagert wurden. Als Beispiel führte er das Langhien von Piemont an, in dem neben seltenen benthonischen Resten reiche pelagische Faunen, darunter Pteropoden, gefunden wurden. Er nahm an, daß das Bodenwasser zumindest zeitweilig vergiftet war, so daß benthonische Organismen nur an vereinzelt Stellen leben konnten. Ähnliche Angaben machte DI NAPOLI-ALLIATA (1952, S. 21, 23), der derartige Thanatocönoson für „connesso a bacini chiusi“ hielt (l. c., S. 27). Darüber hinaus teilte Dr. W. WEILER dem Verfasser am 29. 10. 1954 brieflich mit, daß küstennahe Partien des Septarientons des Mainzer Beckens ebenfalls massenhaft Pteropoden führen können.

Es dürfte ziemlich sicher sein, daß die Schönecker Fische Schiefer in einer nicht allzu großen Entfernung von der Küste abgelagert wurden. Dafür spricht u. a. ihr Reichtum an Pflanzenresten. Sodann ist anzunehmen, daß sie nicht in einem offenen Meer entstanden sind wie z. B. die Stockletten, sondern daß ihr Ablagerungsraum stark eingeengt und möglicherweise von Aussüßung bedroht war. Über die Ablagerungstiefe läßt sich keine genaue Angabe machen, doch dürfte sie nicht allzugroß gewesen sein. So sprach REIS (1896, S. 144) von einer Seichtwasserfazies, WEILER (1932, S. 342, 345) hielt die entsprechenden Ablagerungen des Habachgrabens ebenfalls für Bildungen eines flachen, bewegten Meeres und auch DE KLASZ (in GANSS & A. 1956, S. 69) bezeichnete die von ihm beschriebenen „Meletta-Schichten“ als Flachwassersedimente. Als Transgressionsfazies kann man sie allerdings nicht deuten, da ihnen gröbere Bestandteile fehlen. Sie können aber auch nicht für Stillwassersedimente gehalten werden, wie z. B. die Fische Schiefer der Oberen Adelholzener Schichten der Gräben S Spirka (S. 26—27), da einmal die kalkschaligen Foraminiferengehäuse weder angelöst noch aufgelöst und andererseits, wie ebenfalls eigene Beobachtungen zeigten, die einzelnen Teile von Fische Skeletten ziemlich weit auseinandergeschwemmt worden sind.

Endlich ist die Frage aufzuwerfen, ob die Schönecker Fische Schiefer als jüngstes Schichtglied des Ultrahelvetikums aufgefaßt werden können. Dagegen spricht zunächst die Ausbildung des Gesteins, das vielmehr an Molasse als an Helvetikum oder Ultrahelvetikum

erinnert. In diesem Zusammenhang ist von Bedeutung, daß die Schönecker Fischeschiefer in Fazies und Fossilführung viele Gemeinsamkeiten mit der „Inneralpinen Molasse“ von Rogatsboden in Niederösterreich aufweisen, deren jüngste Schichtglieder dem Rupel angehören (PREY 1957, S. 339). So können z. B. „in den schiefrigen Tonmergeln Fischeschuppen und Fischreste auffällig angehäuft“ sein (l. c., S. 302). Pteropoden wurden ebenfalls beobachtet (l. c., S. 305). Ein weiteres negatives Argument stellt die bis jetzt notwendige Annahme einer Schichtlücke zwischen den jüngsten Ablagerungen des Ultrahelvetikums und den Schönecker Fischeschiefern dar. Man wäre nämlich gezwungen, eine oligozäne Transgression anzunehmen, die den Bereich der Buntmergelserie erneut überwältigt hätte. Es bleibt dann immer eine Frage der Übereinkunft, ob man diese Oligozänablagerungen als Schichtglied der Buntmergelserie, weil über der Buntmergelserie abgelagert, oder als Molasse bezeichnet.

Es wäre an sich durchaus vorstellbar, daß die Meeresbedeckung im ultrahelvetischen Raum ohne Schichtunterbrechung bis in das Oligozän hinein andauert hat, während das Nord- und Südhelvetikum bereits Festland geworden waren. Wie später noch dargelegt wird, war auch der helvetisch-ultrahelvetische Trog asymmetrisch gebaut und wies im Süden seine größten Tiefen auf (S. 133). Hier hätten also während einer Verlandungszeit die Schönecker Fischeschiefer entstanden sein können (vgl. hierzu HAGN & ZEIL 1954, Fußn. 4 auf S. 575; HAGN 1955 c, Fußn. 1 auf S. 3). Einstweilen kann aber diese Vorstellung nicht bewiesen werden, so daß sie im Transgressionsdiagramm (Abb. 7 auf S. 60) auch nicht berücksichtigt wurde.

Die Theorie einer Oligozäntransgression wurde von DE KLASZ (in GANSS & A. 1956, S. 68—69) vertreten. Er schrieb: „Das Vorkommen ist deshalb von paläogeographischem Interesse, weil es erstmals den Nachweis liefert, daß das Oligocänmeer tatsächlich auf den helvetischen Teil des Alpenkörpers übergreifen hat, zumindest im besprochenen Gebiet.“ Einschränkend fügte er aber hinzu, daß durch Umlagerungsvorgänge bewiesen ist, „daß nicht das gesamte Helvetikum überflutet war“ (l. c., Fußn. 34 auf S. 69). Da die Schönecker Fischeschiefer heute ein verschwindend kleines Areal einnehmen und offenbar auch früher nicht weite Teile des Alpenkörpers bedeckten — was aus ihrer faziellen Eigenart geschlossen werden kann —, da sie zudem keine Transgressionsfazies zeigen, müssen sie als Beweis für die Annahme einer ausgedehnten „Molassehülle“ (vgl. hierzu S. 174 *usf.*) in der Tat ausscheiden.

Da somit auch diese Erklärung nicht befriedigt, bleibt nur mehr eine letzte Deutung, die tektonische. Sie wurde in letzter Zeit vor allem von PREY (1957, Abb. 1 auf S. 338) auf das Gebiet von Rogatsboden (NO.) angewendet. PREY vertrat die Ansicht, daß die „Inneralpine Molasse“ von Rogatsboden von der Buntmergelserie und vom Flysch überfahren und später hochgeschuppt wurde; durch die Erosion entstand der fensterartige Aufbruch von Molasse, der heute von Buntmergelserie ummantelt wird. Diese Vorstellung hat zweifellos viel für sich und sollte ernsthaft geprüft werden; es erscheint ziemlich wahrscheinlich, daß sie auch für die Aufschlüsse im Südast des Schönecker Seitengrabens und im Habachgraben Gültigkeit besitzt.

Demnach wären die Schönecker Fischeschiefer nichts anderes als Teile der Subalpinen Molasse, die bei der Überföhrung von Flysch, Ultrahelvetikum und Helvetikum auf Molasse im Süden zurückgeblieben sind, hochgeschuppt wurden und heute als tektonische Fenster inmitten der Buntmergelserie oder zwischen

Südhelvetikum und Ultrahelvetikum (Habachgraben; BÖHM 1891, Profil F auf S. 23) auftauchen (vgl. hierzu S. 187)<sup>75a)</sup>. Sie werden daher in der vorliegenden Arbeit nicht als Schichtglied der Buntmergelserie betrachtet<sup>75b)</sup>.

#### δ. Das Ultrahelvetikum im westlichen Oberbayern und im Allgäu

Bevor auf die Abgrenzung des ostbayerischen Ultrahelvetikums vom Südhelvetikum und vom Flysch eingegangen wird, sollen noch die ultrahelvetischen Äquivalente des Westens zum Vergleich herangezogen werden. Die Diskussion kann sich hierbei auf die neueste Literatur beschränken, da die in diesem Abschnitt angeführten Schichtnamen im „Lexique Stratigraphique International“ (HAGN 1959, Ms.) ausführlich erörtert werden.

Das Ultrahelvetikum des Allgäus wurde von den meisten Autoren als Liebensteiner Decke bezeichnet. Gelegentlich wurde auch der Begriff der Feuerstätter Decke verwendet. Dagegen blieb die Balder-schwanger Klippenzone bis in die jüngste Zeit hinein umstritten. Ganz allgemein kann gesagt werden, daß man den ultrahelvetischen Ablagerungsraum fast immer als den Raum der Wildflyschbildung auffaßte. Dabei wurde vielfach angenommen, daß die Leimern-Schichten, die vorwiegend bunt gefärbt oder dunkel gefleckt sind, konkordant von Wildflysch überlagert werden (z. B. M. RICHTER 1937, S. 135; CUSTODIS & SCHMIDT-THOMÉ 1939, S. 341 usf.).

Somit ergibt sich ein erster Vergleich zwischen der Buntmergelserie des östlichen Oberbayerns und Österreichs und den Leimern-Schichten des Westens, die KRAUS (1927, S. 273) einmal „graufleckige(n) und bunte(n) Nierentaler, Leimern- und Seewenschichten“ nannte. Ein derartiger Vergleich wurde in jüngster Zeit von ABERER & BRAUMÜLLER (1958, S. 4, 33) gezogen. Auf der anderen Seite kann die gröberklastische Fazies des ostbayerischen Ultrahelvetikums mit den wildflyschartigen Bildungen des Westens in Beziehung gebracht werden, worauf E. KRAUS in verschiedenen Arbeiten aufmerksam machte.

Für die weiteren Überlegungen ist eine Arbeit von M. RICHTER (1957) von Bedeutung, in der er den Raum zwischen Helvetikum und Flysch vor allem im westlichen Allgäu neu gliederte. M. RICHTER unterschied eine Liebensteiner und eine Feuerstätter Decke, die er beide streng voneinander getrennt hielt (l. c., S. 161). Die Liebensteiner Decke, die mit tektonischem Kontakt auf dem Helvetikum ruht, faßte er als tektonisch tiefere Einheit auf als die Feuerstätter Decke; diese wird vom Flysch tektonisch überlagert (l. c., S. 156, 160). Die Liebensteiner Decke, die er allein als ultrahelvetisch auffaßte, setzt sich im wesentlichen aus dem Liebensteiner Kalk, den Leimern-Schichten und der Schelpen-Serie zusammen (l. c., S. 156). Ihr Schichtbestand reicht, wenn auch mit Unterbrechungen, vom Apt bis in das Untereozän. Die Feuerstätter

<sup>75a)</sup> Eine Begehung der Aufschlüsse im Nordast des Katzenlochgrabens (vgl. hierzu Fußn. 74 auf S. 107), die der Verfasser am 24. 10. 1959 zusammen mit Dipl.-Geol. D. HERM und A. v. HILLEBRANDT durchführte, zeigte, daß die Schönecker Fischechiefer (Proben 1822—1824) im N an Stockletten (Probe 1828), im S an Hachauer Schichten des Oberen Maastrichts (Probe 1821) angrenzen. Die Grenzfläche zu den Hachauer Schichten ist mit Sicherheit tektonisch; der Kontakt zu den Stockletten war nicht aufgeschlossen. Hervorzuheben ist, daß die Hachauer Schichten ihrerseits im S mit Ablagerungen der ultrahelvetischen Buntmergelserie in einem tektonischen Kontakt stehen (vgl. hierzu Fußn. 56 a auf S. 80).

<sup>75b)</sup> Vgl. hierzu Fußn. 115 a auf S. 188.

Decke deutete er als penninisch (l. c., S. 164) bzw. nordpenninisch (l. c., S. 173); ihre ältesten Anteile gehören in das Valendis bis Unterbarrême („Aptychenschichten“), ihre jüngsten in den Zeitbereich Maastricht bis Mitteleozän („Obere Junghansenschichten“) (l. c., S. 161). Dabei vertrat M. RICHTER die Ansicht, daß allein die Oberen Junghansen-Schichten, zu denen auch das Bolgen-Konglomerat zu stellen ist, als Wildflysch bezeichnet werden dürfen (l. c., S. 163), dagegen nicht die Schelpen-Serie, obwohl sie Leimern-Schichten stratigraphisch auflagert (l. c., S. 156, 158). Zu seiner Feuerstätter Decke wurden von M. RICHTER auch die Unternogg-Schichten des westlichen Oberbayerns, die Dürnbach-Brekzie des östlichen Oberbayerns sowie mit Vorbehalt ein Teil des Eschbannhauser Konglomerats der Teisendorfer Gegend gerechnet (l. c., S. 164).

Wenn man von den älteren Schichtgliedern absieht, kommen also folgende Ablagerungen für einen Vergleich mit dem Ultrahelvetikum des östlichen Oberbayerns in Betracht (in alphabetischer Anordnung):

Bolgen-Konglomerat  
 Junghansen-Schichten (Obere)  
 Leimern-Schichten  
 Schelpen-Serie  
 Unternogg-Schichten  
 Wildflysch

Um das Verständnis der späteren Ausführungen zu erleichtern, sollen die obengenannten Schichten kurz charakterisiert werden. Die Darstellung erfolgt nach dem „Lexique Stratigraphique International“ (HAGN 1959, Ms.); dort sind auch die hier fehlenden bibliographischen Hinweise sowie weitere Einzelheiten zu finden.

#### Bolgen-Konglomerat

Als „Bolgenkonglomerat“ beschrieb CORNELIUS aus dem Balderschwanger Klippengebiet (westliches Allgäu) einen besonders hervortretenden Konglomerathorizont seiner Junghansen-Schichten. Es ist reich an kristallinen Komponenten, die z. T. beträchtliche Dimensionen aufweisen können. So konnte CORNELIUS mehrfach Blöcke von 20–40 m<sup>3</sup> auffinden. Das Bolgen-Konglomerat war bereits STUDER und GÜMBEL bekannt. M. RICHTER (1957, S. 162) machte in Übereinstimmung mit CORNELIUS den Vorschlag, die „sehr groben Konglomeratbänke in den oberen Junghansenschichten“ als Bolgen-Konglomerat zu benennen. Damit ist die Altersfrage dieses „Riesenkonglomerats“, wie es GÜMBEL bezeichnete, eng mit der der Oberen Junghansen-Schichten verknüpft.

#### Obere Junghansen-Schichten

Auch diese Schichtbezeichnung stammt aus dem Balderschwanger Klippengebiet. Mit dem Namen „Junghansenschichten“ belegte CORNELIUS eine lithologisch recht vielseitig ausgebildete Schichtfolge, die sich vorwiegend aus schwarzen Ton-, Mergel- und Sandschiefern, Quarziten, Ölquarziten, Quarzbrekzien, polygenen Brekzien, Konglomeraten, Sandsteinen sowie aus Kalken und Kieselkalken zusammensetzt. Nach M. RICHTER (1957, S. 161) stellen die Junghansen-Schichten keine einheitliche Schichtserie dar. Er teilte sie deshalb in Untere und Obere Junghansen-Schichten auf, von denen die ersteren von ihm, hauptsächlich nach mikropaläontologischen Untersuchungen von F. BETTENSTAEDT, als mittlere Unterkreide (Barrême—Unt. Apt), die letzteren als zeitliche Äquivalente der höchsten Oberkreide und des tieferen Alttertiärs (Maastricht—Mitteleozän) eingestuft wurden. Für die Altersstellung der Oberen Junghansen-Schichten sind einige Vorkommen von Nummuliten-Kalken bedeutsam, die bereits von CORNELIUS beschrieben wurden. M. RICHTER (1957, S. 162) vereinigte sie mit seinen Oberen Junghansen-Schichten, indem er schrieb: „Die oberen Junghansenschichten enthalten an verschiedenen Stellen eoazäne Nummuliten, so z. B. im Lenzengraben bei Balderschwang, dann auf der Süd-

seite vom Bolgen, und schließlich fand ich noch nördlich von Vorder-Hindelang am Mettesmoos gleichfalls nummulitenführendes Eozän. Wie die Untersuchungen ergaben, handelt es sich dabei um Paleozän bis höchstens Mitteleozän<sup>76)</sup>.

#### Leimern-Schichten

Dieser Ausdruck wurde von KAUFMANN für ein Schichtglied des schweizerischen Ultrahelvetikums geprägt. Die in der Regel ziemlich kalkreichen Schichten wurden im Allgäu von früheren Autoren meist als „Leistmergel“, „Seewenschichten“, „Couches rouges“ oder als „Nierentaler Schichten“ bezeichnet. Da sie meist graue, rote und grüne Farbtöne aufweisen, nannte sie M. RICHTER (1937, S. 135) „Bunte Leimernschichten“. Vielfach treten innerhalb dieser Serie Gesteine auf, die in der Fazies der helvetischen Wangschichten entwickelt sind und daher früher mit diesen verwechselt wurden (M. RICHTER 1937, S. 135; 1957, S. 156, 158—159). Diese „Schwarzen Leimernschichten“ sind auf den höheren Teil der Leimern-Schichten beschränkt; Einschaltungen glaukonitischer, härterer Sandkalke enthalten kleine Assilinen und Discocyclinen. Die Leimern-Schichten des Allgäus wurden von C. A. WICHER, F. BETTENSTAEDT und z. T. von R. OBERHAUSER mikropaläontologisch untersucht. Die Untersuchungen wurden dadurch erschwert, daß sich die meist armen Mikrofaunen der Leimern-Schichten vorwiegend aus sandschaligen Foraminiferen zusammensetzen, während die stratigraphisch wertvolleren Kalkschaler nur lagenweise häufiger sind. Die genannten Autoren kamen zu dem Ergebnis, daß die Bunten Leimern-Schichten den stratigraphischen Bereich vom Ober-Campan bis zum Dan II bzw. bis zum Paleozän umfassen (vgl. hierzu M. RICHTER 1957, S. 156, 159). Eine Schichtlücke an der Wende Kreide/Tertiär ist nicht nachzuweisen. Die Fazies der Schwarzen Leimern-Schichten, die mit der Schelpen-Serie eng verknüpft ist, reicht dagegen bis in das Untereozän hinein.

#### Schelpen-Serie

Die Schelpen-Serie ist bis jetzt nur ungenügend bekannt. Ursprünglich wurden diese Ablagerungen von ihrem Entdecker, H. P. CORNELIUS, für eine fazielle Vertretung des Unteren Piesenkopf-Kalkes im Balderschwanger Klippengebiet gehalten. An der Typlokalität sind dunkle, vorwiegend mergelige, seltener sandige Kalke aufgeschlossen, die häufig mit dunklen Tonschiefern wechsellagern. Außerdem beobachtet man Einschaltungen von Sandsteinen sowie von feinen, polygenen Brekzien. Nach M. RICHTER (1957, S. 156—160) stellt die Schelpen-Serie das jüngste Schichtglied der Liebensteiner Decke dar; ihr Alter ist untereozän. Bemerkenswert ist die beschränkte regionale Verbreitung der Schelpen-Serie; man kennt sie aus dem Allgäu im wesentlichen nur aus dem Gebiet zwischen Iller und Subersach sowie in geringer Mächtigkeit aus dem Kleinen Walsertal. Dagegen fand M. RICHTER in der Schweiz „typische Schelpen-Serie mit Feinbrekzien und Discocyclinen“.

Den bisherigen Darstellungen in der Literatur ist zu entnehmen, daß sich die Schelpen-Serie allmählich aus den Leimern-Schichten entwickelt. Dabei ist die Fazies der Schwarzen Leimern-Schichten besonders geeignet, einen petrographischen Übergang zu vermitteln. Die klastischen Einschaltungen wurden früher als Wildflysch gedeutet; nach Ansicht M. RICHTERS (1957, S. 158) trifft diese Deutung aber nicht zu (vgl. hierzu S. 112).

#### Unternogg-Schichten

Obwohl die Unternogg-Schichten im Schrifttum sehr häufig genannt wurden, sind die Meinungen über ihre stratigraphische Stellung und über ihre paläogeographische Zugehörigkeit bis in die jüngste Zeit hinein stark auseinanderggegangen. Sie wurden, je nach Autor, als paleo-

<sup>76)</sup> Das Vorkommen „am Mettesmoos“ wurde vom Verfasser mikropaläontologisch untersucht (Bericht an die Preußag vom 9. 12. 1952). Es handelt sich um Eozängerrolle im Wildflysch, die von M. RICHTER entdeckt wurden (Notiz der Preußag vom 6. 10. 1952). Das Auftreten von Wildflysch an der genannten Lokalität war bereits CUSTODIS & SCHMIDT-THOMÉ (1939, S. 348) bekannt. Die Gerölle erwiesen sich im Schlift als Untereozän; es ist daher wahrscheinlich, daß sie erst im Mitteleozän oder noch später in den Wildflysch der genannten Fundstelle gerieten, dessen Bildung also wohl erst ab mitteleozäner Zeit erfolgt sein konnte. A. I. KENAWY, M. Sc., der die Großforaminiferen des bayerischen Ultrahelvetikums bearbeitet, wird auch dieses Vorkommen berücksichtigen. Nachzutragen ist noch, daß auf der topographischen Karte von Bayern 1 : 25 000 (Bl. Hindelang 857) nördlich Vorder-Hindelang nur eine Lokalität „Im Meilesmoos“, nicht aber „am Mettesmoos“ eingezeichnet ist.

zäne, unter-, mittel- oder obereozäne Ablagerungen aufgefaßt und als Helvetikum, Ultrahelvetikum oder Flysch gedeutet (vgl. hierzu HAGN 1959, Ms.). Ihr Stratotyp liegt etwa 800 m südwestlich des Forsthauses Unternogg an der Halbammer (Traudhgau, westliches Oberbayern). M. RICHTER (1937, S. 140), der die Unternogg-Schichten in den ostalpinen Flysch stellte, schrieb: „Ihre Zusammensetzung ist sehr wechselnd: Mergel, Sandkalke, rote Schiefer, Glaukonitsandsteine und -quarzite sowie Brekzien und Konglomerate treten auf. Sie bestehen aus gerollten und eckigen Quarzen, Phyllitfetzen, Brocken von rotem Granit, roten Feldspäten, Glimmerschieferbrocken, Quarzporphyr, Diabasbrocken, grünen Hornsteinen und grauen Kalken. An Fossilien fanden sich ... kleine Nummuliten, Assilinen, Inoceramenbruchstücke, *Cardium* sp., sowie verkohltes Holz.“

Eine Neuuntersuchung der Typlokalität der Unternogg-Schichten wurde in jüngster Zeit von REICHELT (1955, Ms.) durchgeführt. Die Auswertung der Schlammproben erfolgte durch F. BETTENSTAEDT, die Dünnschliffe alttertiärer Gesteine wurden vom Verfasser untersucht. Es wurde festgestellt, daß die Unternogg-Schichten keine stratigraphisch einheitliche Schichtfolge darstellen, sondern sich aus einzelnen Schuppen zusammensetzen, die ein sehr verschiedenes Alter besitzen. Demnach gehören die ältesten Ablagerungen in das Apt bzw. Alb, die jüngsten in das Untereozän. Alttertiär konnte nur in den Nummuliten-Brekzien nachgewiesen werden; die mikroskopische Untersuchung ergab, daß die vorliegenden Arten *N. planulatus* (LAM.) und *N. globulus* LEYM. nahestehen. Daraus kann auf ein untereozänes Alter der untersuchten Schicht geschlossen werden.

Nach REICHELT (1955, Ms.) müssen die Unternogg-Schichten von der ostalpinen Flyschzone abgetrennt werden; er hielt sie für eine Schichtserie des Ultrahelvetikums. M. RICHTER (1957, S. 164) rechnete die Unternogg-Schichten zu seiner Feuerstätter Decke, da ihr Schichtumfang im wesentlichen dem der eben genannten tektonischen Einheit entspricht. Er schlug ferner vor, die Bezeichnung „Unternoggschichten“ in Zukunft nicht mehr zu verwenden. Es erscheint allerdings nicht notwendig, diesen im Schrifttum eingebürgerten Namen aufzugeben, wenn man, einem Vorschlag BETTENSTAEDTS folgend, den stratigraphischen Begriff „Unternoggschichten“ auf die nummulitenführenden Anteile beschränkt, da ja die Lokalität Unternogg immer im Zusammenhang mit den Nummulitenfunden genannt wurde. Das Alter der Unternogg-Schichten (s. str.) wäre demnach untereozän, wobei durch die Untersuchungen A. I. KENAWYS, M. Sc., erst noch zu beweisen ist, ob Paleozän oder jüngere Horizonte sicher auszuschließen sind.

Ergänzend sei noch mitgeteilt, daß der Verfasser auf einer gemeinsamen Exkursion mit Dr. R. REICHELT am 12. 8. 1957 am linken Ufer der Halbammer im Bereich der Unternoggschichten (s. l.) eine Schlammprobe aufsammlte, die eine Mikrofauna des Unter-Turons lieferte (Probe 1373). Sie setzt sich im wesentlichen aus *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI), *Praeglobotruncana delrioensis turbinata* (REICHEL) und *Rotalipora turonica* BROTZEN zusammen. Weitere Arten konnten infolge der schlechten Erhaltung nicht bestimmt werden. Wenn auch die Vertikalverbreitung von *H. helvetica* in der Literatur etwas umstritten ist, so kann die untersuchte Fundschicht im Hinblick auf die begleitenden Arten doch nicht jünger als Unterturon sein; eher käme noch ein oberstcenomanes Alter in Frage. *H. helvetica* wurde im übrigen erst kürzlich von SCHEIBNER (1958, S. 193—194) aus dem Unter-Turon der Westkarpaten beschrieben.

Schließlich ist noch darauf hinzuweisen, daß bei Unternogg an der Halbammer in enger Nachbarschaft mit schwärzlichen, tonreichen Gesteinen der höheren Unterkreide Glaukonitsandsteine anstehen. Es ist nicht ausgeschlossen, daß diese Grünsandsteine eine ähnliche Bildung darstellen wie die „Glaukonitsandsteinserie“, die PRÉY (1957, S. 330—332) von Rogatsböden (NO.) beschrieb und die er am ehesten als Gaultbasis der dortigen Buntmergelserie deuten möchte.

Wildflysch

Vgl. hierzu das folgende Kapitel.

Kehren wir nun zu den Ergebnissen M. RICHTERS (1957) zurück. Der Verfasser hält es für vorteilhaft, in der vorliegenden Arbeit anstelle von Liebensteiner und Feuerstätter „Decke“ den Ausdruck Liebensteiner und Feuerstätter „Faziesraum“ zu gebrauchen. Da nach M. RICHTER die Feuerstätter „Decke“ eine höhere tektonische Einheit darstellt als die Liebensteiner „Decke“, müssen die Gesteine der ersteren Einheit im Süden der letzteren zur Ablagerung gekommen sein. Da ferner in dieser Arbeit der Raum zwischen

Helvetikum im Norden und Flysch im Süden *ultrahelvetisch* genannt wird (S. 88), kann der Liebensteiner Faziesraum als *nord-* und der Feuerstätter Faziesraum als *südultrahelvetisch* bezeichnet werden. Die Leimern-Schichten wären somit Ablagerungen des Nordultrahelvetikums, die Unternogg-Schichten und der Wildflysch Bildungen des südultrahelvetischen Raumes. Ein Faziesvergleich bestätigt diese Annahme, denn die Leimern-Schichten schließen sich faziell ziemlich eng an das Helvetikum an, während sowohl die Unternogg-Schichten als auch alle anderen wildflyschartigen Gesteine mehr oder minder starke Anklänge an die Flyschfazies zeigen.

Überträgt man diese Gliederung in Nord- und Südultrahelvetikum auf das östliche Oberbayern, so ergibt sich eine gute Übereinstimmung mit dem Westen. Auch das ostbayerische Ultrahelvetikum zeigt z. T. Züge, die mehr an das Helvetikum erinnern und umgekehrt. So kann man zumindest einen großen Teil der Buntmergelserie, die, wie bereits gezeigt wurde (S. 111), mit den Leimern-Schichten des Allgäus eine auffallende Ähnlichkeit besitzt, ohne Vorbehalt dem nördlichen Ultrahelvetikum zuteilen. Andererseits darf aus der Flyschähnlichkeit der gröberklastischen Fazies (Dürnbach-Brekzie, polygene, z. T. nummulitenführende Sandsteine, Brekzien und Konglomerate verschiedener Fundorte) auf die Nähe des Flyschtroges geschlossen werden, d. h. die genannten Gesteine können als Abkömmlinge des südultrahelvetischen Raumes aufgefaßt werden. Damit kann auch das ostbayerische Ultrahelvetikum in einen nördlichen und in einen südlichen Teil aufgegliedert werden.

In jüngster Zeit erschien eine Arbeit von BETTENSTAEDT (1958 a, S. 578 *usf.*), in der vor allem die Frage der Abgrenzung der „Liebensteiner Decke“ vom Helvetikum im Allgäuer Raum behandelt wird. Im Verlauf eingehender mikropaläontologischer Untersuchungen gelangte BETTENSTAEDT zu dem Ergebnis, daß zwischen den beiden Einheiten sowohl faziell als auch faunistisch Übergänge bestehen. So zeigen z. B. die helvetischen Wang-Schichten einen allmählichen Übergang in die „ultrahelvetischen“ Leimern-Schichten. BETTENSTAEDT folgerte daraus, daß die beiden Schichtglieder in einem einzigen Ablagerungsraum entstanden sind, der nicht durch eine trennende Schwelle gegliedert war. Die Ausscheidung einer selbständigen „Liebensteiner Decke“ lehnte er daher ab. Nach seinem Befund reicht die Sedimentation im Bereich der Leimern-Schichten ohne Unterbrechung von der Oberkreide bis in das Untereozän, während weiter im Norden die mitteleozänen „Bürgenschichten“ auf Wang-Schichten transgredieren (vgl. hierzu Fußn. 57 auf S. 84). Das stratigraphisch Hangende der südlichsten helvetischen Schichtfolge wird von Leimern-Schichten und Wildflysch gebildet. BETTENSTAEDT bestätigte damit die Ansicht von E. KRAUS (1951 a, S. 454), nach der die „ultrahelvetische Leimern-Wildflysch-Fazies“ im Allgäu aus der helvetischen Normalfazies allmählich hervorgeht. Er war ferner der Ansicht, daß auch zwischen der Feuerstätter „Decke“ und der Sigiswanger „Decke“ (letztere gehört bereits zur Ostalpinen Flyschzone) „keine wesentlichen trennenden Schwellen“ bestanden haben (l. c., S. 588): BETTENSTAEDT machte nämlich die Beobachtung, daß der Wildflysch, die Leimern-Schichten, die Schelpen-Serie, die Oberen Jung-hansen-Schichten sowie die Hällritzer und Bleicherhorn-Schichten der Ostalpinen Flyschzone als gemeinsames Faunenelement sog. „Wildflysch-Sandschaler“ führen, die auf einen gemeinsamen Lebensraum hinweisen (l. c., S. 572).

Es ist das große Verdienst BETTENSTAEDTS, auf die engen faziellen und faunistischen Beziehungen zwischen dem südlichen Teil des Helvetikums und dem Schichtbestand der „Liebensteiner Decke“ hingewiesen zu haben. Die Fülle seiner Beobachtungen verlangt nach einer klaren Entscheidung. Einschränkend muß allerdings gesagt werden, daß die Annahme von Schwellen nicht ganz umgangen werden kann. So ist z. B. das Grüntenerz ohne die Existenz eines Festlandes, von dem die eisenhaltigen Lösungen stammen, nicht denkbar. Auf Schwellen oder Inselzüge weisen aber auch die klastischen Komponenten der Schelpen-Serie und des Wildflysches hin; dabei ist es gleichgültig, in welchem Sinne man den Wildflysch-Begriff definiert.

Angeregt durch die von BETTENSTAEDT vorgetragenen Argumente versucht der Verfasser, in den beiden folgenden Kapiteln Klarheit sowohl in der Frage des Wildflysches als auch in der Frage nach der Abgrenzung des ostbayerischen Ultrahelvetikums zu erlangen.

### ε. Zur Deutung des Wildflysches

Der Wildflysch gehört zu den umstrittensten Gebilden der Bayerischen Alpen. Seine Deutung schwankt nicht nur von Autor zu Autor, sondern auch ein und derselbe Autor änderte seine Meinung mehrmals im Lauf einiger Jahre. So hielt M. RICHTER den Wildflysch nacheinander für *helvetisch*, *unterostalpin* und *ultrahelvetisch* (vgl. hierzu HAGN 1959, Ms.), während er ihn in jüngster Zeit seiner Feuerstätter „Decke“ zuwies, die er als *nordpenninisch* auffaßte (1957, S. 173). Eine gewisse Verwirrung mußte auch dadurch entstehen, daß M. RICHTER den Wildflysch, den er ursprünglich für das stratigraphisch Hangende der Leimern-Schichten gehalten hatte, neuerdings zu einer anderen tektonischen Einheit stellte als diese (S. 112). Da wildflyschartige Bildungen auch im östlichen Oberbayern vorkommen, ist es notwendig, das Thema „Wildflysch“ auch in der vorliegenden Arbeit zu behandeln.

Der Ausdruck „Wildflysch“ stammt aus den Schweizer Alpen und wurde von F. J. KAUFMANN geprägt. M. RICHTER (1937, S. 135) charakterisierte den Wildflysch des Allgäus mit folgenden Worten: „Eine düstere, kalkig-sandig-schiefrige Schichtfolge mit exotischen Blöcken, Geröllen und Komponenten, die vielfach regellos und wirr im Wildflysch eingelagert sind.“ Das außerordentlich umfangreiche Schrifttum über Aufbau, Entstehung und Verbreitung wildflyschartiger Bildungen läßt erkennen, daß als Wildflysch häufig nur eine bestimmte Fazies, nämlich eine vorherrschend grobklastische Ausbildung in Verbindung mit einer „wilden“, also unregelmäßigen Lagerung, bezeichnet wurde. So ist nach E. KRAUS (1932, S. 23) der Ausdruck „Wildflysch“ als ein „orogen bedingter Faziesbegriff“ aufzufassen. In vielen Arbeiten wurde derselbe Name hingegen als *stratigraphischer Begriff* verwendet, mit dem bestimmte Vorstellungen über das Alter sowie über die Beziehungen zu benachbarten Gesteinen, z. B. zu den Leimern-Schichten, verbunden wurden. So hielt M. RICHTER (1937, Tab. auf S. 134) den Wildflysch für eine obersenone Ablagerung, wobei er mit der Möglichkeit rechnete, daß die „höheren Teile des Wildflysch in das älteste Tertiär hineinreichen können“. Dieser Auffassung schlossen sich u. a. CUSTODIS & SCHMIDT-THOMÉ (1939, S. 347) und SCHMIDT-THOMÉ (1954, S. 136) an. Auf ein alttertiäres Alter wenigstens eines Teiles des Wildflysches weisen Funde von Discocyclinen hin, die CUSTODIS & SCHMIDT-THOMÉ (1939, S. 348, 350) im Allgäu machen konnten. OBERHAUSER (1953, S. 183) fand im Wildflysch reiche Foraminiferenfaunen, die Dan, Paleozän und vermutlich sogar Eozän

anzeigen. Auch BETTENSTAEDT konnte zusammen mit C. A. WICHER im Wildflysch des Allgäus mit Hilfe von Kleinforaminiferen Dan, Paleozän und Untercozän nachweisen (vgl. hierzu HAGN 1959 Ms.).

Um eine Entscheidung in der Frage, ob der Wildflysch nur eine Fazies oder einen mehr oder weniger scharfumrissenen stratigraphischen Horizont darstellt, herbeizuführen, ist es notwendig, eine möglichst klare Vorstellung von seiner Entstehung zu gewinnen. Zunächst sollen aus dem einschlägigen Schrifttum einige Ansichten herausgegriffen werden, um sie anschließend diskutieren zu können. Es wird hierbei bewußt auf eine Vollständigkeit verzichtet, da es unmöglich ist, alle entsprechenden Textstellen an dieser Stelle zu referieren.

Die Entstehung der wildflyschartigen Brekzie der Tregler Alm (Wendelstein-Vorland) erklärte OSSWALD (1928, S. 264) mit folgenden Worten: „Wir nehmen daher an, daß sie in der Hauptsache entstanden ist durch Einschüttung vom Stirnrand einer — vielleicht noch schuppenweise gegliederten — Schubmasse aus Paläozoikum mit vornehmlich aus Oberjura und Diabas gebildetem Deckgebirge (mit dem möglicherweise noch nördlichste Flyschpartien tektonisch oder stratigraphisch verknüpft waren) auf einen unbekanntem, durch Abscheerung verloren gegangenen Untergrund.“ Er fuhr fort: „Um diese Zeit [im Unteren Priabon; der Verf.] muß sich also der Flysch und sein nördliches paläozoisch-mesozoisches Vorland<sup>77)</sup> nach N vorbewegt haben, mit ihm natürlich auch sein inneralpines Hinterland.“

M. RICHTER (1937, S. 135) äußerte die Ansicht, daß die Komponenten des Wildflysches „vermutlich“ einer „steilen wandernden Geantiklinale auf der Südseite des Wildflyschraumes, die mit den großen Deckenschüben am Ende der Kreide zusammenhängen mag“, entstammen.

CUSTODIS & SCHMIDT-THOMÉ (1939, S. 368) nahmen eine „solide Trennungsschwelle“ zwischen der Flyschzone und dem Ultrahelvetikum an. Sie führten weiter aus: „Vom Nordrand dieser Schwelle müssen die grobklastischen Einschaltungen der Wildflyschserie stammen.“ Die Schwelle selbst hielten sie für den C e t i s c h e n R ü c k e n (l. c., S. 370).

In seiner „Baugeschichte“ schrieb E. KRAUS (1951 a, S. 471): „Die Wildflyschfazies hängt, wie schon 1932 gezeigt wurde, offenbar mit dem oberflächlichen Ausstrich einer großen Schubdecke, und zwar mit deren Stirnschwellen-Vortiefenschutt zusammen. Als er im O einsetzte, dürften sich dort die großen kalkalpinen Decken in Bewegung gesetzt haben, deren nördliche Ausstriche demnach zunächst in der nördlichen Randzone der ultrahelvetischen Kreideflyschdecke von Sigiswang gegen den helvetischen Trog, also im Bereich der Feuerstätter Wildflyschschwelle von Balderschwang am Randostalpin, außerdem auch im Bereich der Vindelizischen Südschwelle zwischen kalkalpinen Allgäudecke und ultrahelvetischer Oberstdorfer Kreideflyschdecke gelegen haben.“ Nach E. KRAUS (l. c., S. 468, 472) gehört der Wildflysch nicht nur der Oberkreide, sondern z. T. sogar der Unterkreide an.

Im zweiten Teil seines Werkes bezeichnete E. KRAUS (1951 b, S. 34—36) den Wildflysch als eine hochorogene Fazies, die sowohl in der Unter- und Oberkreide als auch im Alttertiär auftritt. „Zusammen mit kristallinen Schwellenresten führt er die großen Nummuliten wahrscheinlich des übergreifenden Lutets“ (l. c., S. 36). Der Wildflysch ist ein grober Schwellenschutt, der z. T. von der „Vindelizischen Nordschwelle“ (Cetischer Rücken auct.), z. T. von der „Vindelizischen Südschwelle“ (Rumunischer Rücken auct.) stammt. Er hielt damit nicht nur die Vorkommen des Balderschwanger Klippengebiets, von Unternogg, E des Schliersbergs und von Achthal und Teisendorf für Wildflysch, sondern sprach auch von „Wildflyschmassen“ im Süden der Flyschzone. Über den Wildflysch besonders zwischen Chiemsee und Salzach-Vorland teilte er mit, daß er als Schwellenschutt der Vindelizischen Nordschwelle aufzufassen ist. Diese Schwelle war bedeckt von randostalpinem Oberjura; die Juraschichten liegen nach E. KRAUS dem Kristallin aber nicht transgressiv auf, sondern sind als kalkalpine Deckenstirn, also als tektonisch verfrachtet, anzusehen. Dieser Oberjura wurde aber bereits in der älteren Kreidezeit durch Einsenkung oder Abtragung wieder beseitigt und „durch den Kreideflysch sedimentär ersetzt“.

<sup>77)</sup> Während OSSWALD an eine Schwelle im Norden der Flyschzone dachte, bemerkte E. KRAUS (1951 a, S. 453): „Es handelte sich bei der Schwelle nach OSSWALD um die bereits nahe herangerückte Stirnrandschwelle der Allgäudecke (Vorzone).“ Vgl. hierzu Fußn. 59 auf S. 88.

In einem späteren Teil seines Buches (l. c., S. 455) brachte er den Wildflysch ferner in einen engen Zusammenhang mit „orogen oft übersteilten Meeresboden-Böschungen“.

Wie bereits ausgeführt wurde, ist M. RICHTER (1957, S. 158, 163) neuerdings der Ansicht, daß die Liebensteiner „Decke“ keinen Wildflysch enthält. Er ist ganz auf die Feuerstätter „Decke“ beschränkt und kann genauso gut mit den Namen „Obere Junghansenschichten“ und „Bolgenkonglomerat“ belegt werden. M. RICHTER schlug daher vor, hinfort nicht mehr von Wildflysch zu sprechen. Die genannten Ablagerungen zeigen eine orogene Fazies und stellen die größten Sedimente des Allgäus und Vorarlbergs dar. Einzelne Blöcke erreichen z. T. mehrere cbm Größe. Die unregelmäßigen Lagerungsverhältnisse veranlaßten M. RICHTER zu einem Vergleich der Oberen Junghansen-Schichten mit einer Wildbachschüttung. Wesentlich erscheint die Feststellung, daß die Geröllverteilung durch die gesamte Schichtserie der Feuerstätter „Decke“ (Valendis—Mitteloazän) hindurch keine Änderung erfahren hat; daraus ist der Schluß zu ziehen, daß das geröllspendende Festland während dieser ganzen Zeit dasselbe geblieben ist (l. c., S. 161—163).

Im einzelnen möchte der Verfasser hierzu folgendes bemerken:

Die von E. KRAUS vertretene Ansicht, die im Bereich der „Vindelizischen Nordschwelle“ ehemals vorhanden gewesenen Oberjura-Sedimente seien durch tektonische Vorgänge an ihren damaligen Platz geraten, kann nach dem heutigen Stand der Kenntnisse nicht mehr aufrecht erhalten werden. Wir wissen heute, daß das Meer der kalkalpinen Geosynklinale zur Zeit des Oberen Jura weit auf das Vorland übergreifen hat und mit dem Meer des schwäbisch-fränkischen Jura in Verbindung getreten ist (vgl. hierzu das folgende Kapitel). Damit können die heute noch häufig in Form von Geröllen auftretenden Reste derartiger Jura-ablagerungen als Zeugen einer mesozoischen Sedimenthülle der genannten Kristallinschwelle aufgefaßt werden. Somit ist die Deutung als kalkalpine Deckenstirn abzulehnen.

Der Ausdruck „Wildflysch“ sollte, wenigstens im Bereich der Bayerischen Alpen, auf den ultrahelvetischen Raum beschränkt bleiben, um diesen Begriff nicht zu sehr zu erweitern und seine Bedeutung dadurch zu schmälern. Nicht jeder grobe Schwellenschutt verdient die Bezeichnung Wildflysch. Dies gilt nach Ansicht des Verfassers vor allem für die Brekzien und Konglomerate am Südrand der Ostalpinen Flyschzone („Tratenbach-Schichten“, S. 141).

Die Entstehung des Wildflysches steht, jedenfalls in den Bayerischen Alpen, in keinem unmittelbaren Zusammenhang mit dem Vorrücken irgendeiner Schubmasse, gleichviel, ob die Deckenstirn im Sinne von OSSWALD aus Paläozoikum, Oberjura und Diabas der „Zwischenzone“, oder nach E. KRAUS aus kristallinen Schwellenresten und kalkalpinen Gesteinen bestanden haben soll. Nach den Angaben von E. KRAUS reicht die hochorogene Fazies des Wildflysches von der Unterkreide bis in das Alttertiär (s. oben). Wenn also irgendeine kalkalpine Decke irgendwann in der Kreide bis nahe an den ultrahelvetischen Trog vorgezogen wäre, dann müßte eine derartige Schubmasse die Sedimentation im Ostalpinen Flyschtrog ganz empfindlich gestört haben. Betrachtet man aber die durchaus normale, von der Unterkreide bis mindestens in das Maastricht reichende Schichtfolge der im Süden an das Ultrahelvetikum anschließenden Flyschzone, dann stößt man nur auf einen einzigen grobklastischen Horizont, nämlich im Gault. Fein- bis mittelklastische Gesteine kommen zwar nicht selten vor (z. B. Quarzitzerie, Reiselsberger Sandstein, Hällritzer und Bleicherhorn-Serie), doch läßt sich der Anteil an feinkörnigen Gesteinen, vor allem in der Flysch-Oberkreide, nicht übersehen. Sicher zeigen die Flyschsedimente häufig infolge Verteilung der Böschungswinkel Anzeichen submariner Rutschungen, wohl deutet

manche Erscheinung auf Bodenunruhen hin, so daß man den Flysch mit Recht als orogen bezeichnen kann, die Existenz einer kalkalpinen Decke im Flyschraum läßt sich aber nicht nachweisen. Somit könnte das Vorbränden einer kalkalpinen Schubmasse erst im Alttertiär erfolgt sein, zu einer Zeit nämlich, in der die Sedimentation im Flyschtrogl bereits aufgehört hat zu bestehen. Eine derartige Annahme käme also allenfalls für die tertiären Anteile des Wildflysches in Betracht. Es ist allerdings nicht einzusehen, warum der Kreide-Wildflysch anders entstanden sein sollte als seine alttertiären Äquivalente.

Der Verfasser stimmt mit allen Autoren überein, die den Wildflysch von einer Schwelle im Norden des Flyschtrogs herleiten. Es bleibt dabei eine nomenklatorische Frage, ob man dieses schuttliefernde Festland im Sinne von OSSWALD als einen Bestandteil seiner „Zwischenzone“, nach KRAUS als „Vindelizische Nordschwelle“ oder mit CUSTODIS & SCHMIDT-THOMÉ als „Cetischen Rücken“ bezeichnet. So rechnet z. B. auch HERBST (1938, S. 42) mit der Möglichkeit, daß die kristallinen Komponenten der Feuerstätter Decke von einer Schwelle im Norden des Flysches stammen.

Das Landgebiet im Norden der Flyschzone wurde von BRINKMANN & A. (1937, S. 443) „Cetischer Rücken“ genannt. Seither hat sich diese Bezeichnung im Schrifttum gut eingebürgert und wurde auch vom Verfasser in seinen bisherigen Arbeiten verwendet. Die frühere Existenz dieser Schwelle erscheint heute vollkommen gesichert. Durch schwermineralanalytische Untersuchungen (W. RICHTER 1937) sowie durch die petrographische Bearbeitung der gröberklastischen Komponenten der Brekzien und Konglomerate (z. B. BODEN 1922 a; ZEIL 1956 b) ist es überdies gelungen, weitgehende Aussagen über die lithologische Zusammensetzung dieser und anderer Schwellen zu machen, die inzwischen teils erosiv entfernt, teils tektonisch unterdrückt wurden. Eine weitere Möglichkeit der Rekonstruktion der alten trennenden Barren zwischen den einzelnen Vortiefen liegt in der Erforschung der verschiedenen Fazies der Trogsedimente, auf die noch zurückzukommen sein wird (S. 127 *usf.*, 163).

Die Entstehung des Wildflysches mit seinen riesigen Komponenten kann nach Ansicht des Verfassers nur dadurch erklärt werden, daß von der Steilküste einer Kristallinschwelle große Blöcke in das Meer glitten und am Meeresboden in den oft feinen Schlamm eingebettet wurden<sup>77a</sup>). Darauf ist auch das meist unvermittelte Nebeneinander grober Blöcke und verhältnismäßig sandfreier Schichten zurückzuführen. Auch die Wickelungsstrukturen finden damit ihre Erklärung, denn es liegt auf der Hand, daß die die steile Böschung hinabkollernden Blöcke eine große Bewegungsenergie erzeugten und sich bei ihrer Sedimentation tief in den Meeresboden eingruben, indem sie sich wohl noch mehrmals überschlugen. Es darf angenommen werden, daß sich die Blöcke vom nördlichen Steilhang des Cetischen Rückens<sup>78</sup>)<sup>79</sup>) lösten; sie gelangten dadurch in den Südteil des ultrahelvetischen Raumes. Wie noch gezeigt werden wird (S. 133), war gerade dieser Meeresteil relativ tief. Es mögen daher beim Transport auch noch die sog. „turbidity currents“ eine Rolle ge-

<sup>77a</sup>) Gleichsinnig hierzu schrieb TRÜMPY (1958, S. 90): „Viele Flyschbreccien sind das Produkt submariner Murgänge.“ Wenige Seiten früher bemerkte er über marine Brekzien der alpinen Geosynklinale im allgemeinen (l. c., S. 84): „Es dürfte sich großenteils um submarine Schutt- und Bergsturzhalden an tektonisch aktiven, oft durch kontemporäre Verwerfungen bedingten Steilrändern handeln.“

<sup>78</sup>) Vgl. hierzu Fußn. 80 auf S. 120.

<sup>79</sup>) Vgl. hierzu ZEIL (1956 b, Abb. 3 auf S. 139). ZEIL ging allerdings auf das Problem des Wildflysches nicht ein; er bemerkte sogar, daß sich nördlich des Cetischen Rückens „keine Schüttungen von ‚exotischem‘ Material beobachten“ lassen (l. c., S. 138).

spielt haben, doch soll auf dieses Problem hier nicht näher eingegangen werden. Da der Cetische Rücken eine, wenn vielleicht auch nur dünne sedimentäre Hülle trug, gelangten neben den kristallinen Komponenten auch Sedimente in die wildflyschartigen Bildungen.

Es bleibt noch die Frage zu beantworten, w a r u m sich überhaupt während der gesamten Zeit der Wildflyschbildung, die immerhin von der Unterkreide bis in das Alttertiär angedauert hat, große und kleinere Blöcke loslösen konnten. Es kann sehr wohl sein, daß durch orogenetische Vorgänge im Süden, die Seebeben oder ähnliche Erschütterungen erzeugten, das innere Gefüge der Schwelle gelockert wurde, so daß die exogenen Kräfte leichtes Spiel hatten. Vielleicht waren diese Krustenbewegungen die ersten Vorboten der späteren Überschiebung von Flysch auf Ultrahelvetikum und Helvetikum. In dieser Hinsicht dürfte der Ausdruck „hochorogene Fazies“ für den Wildflysch zu interpretieren sein; die gebirgsbildenden Ereignisse im alpinen Orogen waren also mittelbar, aber nicht unmittelbar an der Entstehung des Wildflysches beteiligt.

Aus alledem geht hervor, daß das südliche Ultrahelvetikum der eigentliche Raum der Wildflyschbildung war, denn nur in diesem Bereich waren alle Gegebenheiten vorhanden, um dieses einzigartige geologische Phänomen entstehen zu lassen. Aus diesem Grund ist auch M. RICHTER beizupflichten, wenn er den Wildflysch auf seine Feuerstätter „Decke“ beschränkt <sup>80</sup>).

Eine andere Frage ist die, wie denn der „Wildflysch“ im Hangenden der Leimern-Schichten, also im nordultrahelvetischen Raum, zu verstehen ist. Die grobklastischen Einschaltungen der Schelpen-Serie, wie M. RICHTER diese Ablagerungen in Abänderung der Ergebnisse von CORNELIUS bezeichnet hat, weisen zunächst auf eine eigene schuttliefernde Schwelle an der Grenze von Nordultrahelvetikum zum Südhelvetikum hin. Sollte eine solche Schwelle wirklich bestanden haben, so hatte sie sicherlich nicht die Bedeutung wie der Cetische Rücken. Andererseits wäre zu überlegen, ob nicht der Schutt des Cetischen Rückens durch Trübeströmungen („turbidity currents“) und durch die hohe Beschleuni-

---

<sup>80</sup>) Es soll hier noch darauf hingewiesen werden, daß OSSWALD (1928, S. 189) dazu neigte, die Komponenten der Brekzien seiner „Zwischenzone“ vom Südhang einer Schwelle abzuleiten, die ehemals zwischen Flysch und Helvetikum auftrug (= Cetischer Rücken der heutigen Auffassung). Er schrieb nämlich: „Wahrscheinlich lag er [der Bereich der Zwischenzone; der Verf.] am S-Rand einer Schwelle, in der im Frühtertiär schon ausgedehnte Flächen kristalliner Gesteine entblößt gewesen sein müssen“ (vgl. hierzu l. c., S. 264). Desgleichen faßten M. RICHTER (1937, S. 140—141) und M. RICHTER & A. (1939, S. 678) die Unternogg-Schichten und verwandte Bildungen (z. B. Dürnbach-Brekzie) als nördlichste, grobklastische Fazies der Ostalpinen Flyschzone auf, an die sich im Süden die feinerklastische Ausbildung der „eigentlichen“ Flyschserie anschloß (vgl. hierzu MÜLLER-DEILE 1940, S. 346). Diese Vorstellung bedingt gleichfalls, daß der Gesteinsschutt der Brekzien vom Südhang einer materialspendenden Schwelle abgeleitet wird. Dagegen führte M. RICHTER (1937, S. 135) die Bildung des Wildflysches des Allgäus auf die Schüttung von einer Schwelle zurück, die im Süden des Wildflysch-Raumes gelegen hat; die klastischen Komponenten können daher nur vom Nordhang dieser Schwelle stammen (vgl. hierzu S. 119). Schließt man sich der neuesten Ansicht M. RICHTERS (1957, S. 164) an, nach der nicht nur der „Wildflysch“, sondern auch die Unternogg-Schichten und ihre Äquivalente im östlichen Oberbayern zur Feuerstätter „Decke“, also zu ein und derselben tektonischen Einheit gehören, dann kann man die genannten Ablagerungen entweder nur auf den Nordhang oder nur auf den Südhang des Cetischen Rückens beziehen. In der vorliegenden Arbeit wird der ersteren Deutung der Vorzug gegeben.

gung, die er beim Hinabgleiten in größere Meerestiefen erlitten hat, bis in den nordultrahelvetischen Raum gelangt sein kann. In einem solchen Fall wäre natürlich die Annahme einer eigenen geröllspendenden Schwelle nicht notwendig (vgl. hierzu S. 124). Schließlich ist noch damit zu rechnen, daß so mancher „Wildflysch“, der angeblich Leimern-Schichten stratigraphisch überlagert, südultrahelvetischen Ursprungs ist und das tektonisch Hangende dieses Schichtgliedes darstellt.

Die Tatsache, daß nur im Norden des Cetischen Rückens Wildflysch-Bildungen entstanden sind, nicht aber im Süden davon, kann ebenfalls ausreichend erklärt werden. Der Cetische Rücken besaß nur im Norden einen Steilabfall, während sein Südhang flachere Böschungswinkel besaß. So konnte durch die Verwitterung feineres Gesteinsmaterial aufbereitet werden, das vor allem den Reiselsberger Sandstein und die klastischen Einlagerungen der Hällritzer und Bleicherhorn-Serie (= Schliersberg-Sandstein im Osten) aufbaut. Für ein flacheres Ufer spricht auch die Tatsache, daß die Flyschablagerungen keine Sedimente eines tieferen Meeres sind, sondern z. T. ausgesprochene Flachwasserabsätze darstellen (vgl. hierzu ZEIL 1956 b, S. 140—141). Daß Schwellen im Norden einen Steilabfall, im Süden flachere Hänge aufweisen können, stellte der Verfasser am Beispiel der Intrahelvetischen Schwelle fest (HAGN 1954 c, S. 79). Genauso wie die einzelnen Vortiefen einen recht ähnlichen Bau aufwiesen, zeigten wohl auch die dazugehörigen Schwellen in ihrer Morphologie weitgehende Analogien (vgl. hierzu S. 132 usw.).

Berücksichtigt man alle bisherigen Ergebnisse, so erscheint es richtiger, unter „Wildflysch“ nur einen Faziesbegriff zu verstehen, als ihn einem bestimmten stratigraphischen Bereich zuzuteilen. Wildflyschartige Bildungen entstanden bereits in der Unterkreide, aber selbst im Alttertiär waren die Ablagerungsbedingungen noch dieselben. Ausschlaggebend für die Bildung des Wildflysches war der Nordabfall des Cetischen Rückens, also eine paläogeographische Gegebenheit. So lange sie anhielt, konnte Wildflysch entstehen. Man kann zwar besonders grobe Konglomerate als Bolgen-Konglomerate ausscheiden oder eine lokale Serie als Unternogg-Schichten bezeichnen. Allen gemeinsam aber ist die Wildflysch-Fazies.

Wildflysch in typischer Ausbildung ist vor allem aus dem Allgäu und von Vorarlberg bekannt. Das beste Beispiel hierfür ist das Bolgen-Konglomerat der Balderschwanger Klippenzone. Im westlichen und östlichen Oberbayern erreicht der Wildflysch nirgends mehr eine derartige Großartigkeit. Wohl findet man auch im Osten, vor allem im östlichen Oberbayern, Schwellenschutt des Cetischen Rückens, aber die Größe der einzelnen Komponenten hat, von ganz wenigen Ausnahmen (z. B. Achthaler Granit, S. 122) abgesehen, bedeutend abgenommen. Dies mag daran liegen, daß die gebirgsbildenden Intensitäten im Osten geringer waren als im Westen; dadurch wurde der Cetische Rücken nicht so weit herausgehoben und dementsprechend auch nicht so stark abgetragen. Immerhin ist der Cetische Rücken auch im östlichen Oberbayern durch sein Schuttmaterial nachzuweisen; auch dort hatte er an der Gestaltung der Fazies im Ultrahelvetikum und im Flysch einen maßgeblichen Anteil.

### ζ. Die Abgrenzung des ostbayerischen Ultrahelvetikums vom Südhelvetikum und vom Flysch

Die vorangegangenen Ausführungen haben gezeigt, daß auch im östlichen Oberbayern im Süden des Ultrahelvetikums eine Schwelle anzunehmen ist, die als Cetischer Rücken bezeichnet werden kann<sup>81)</sup>. Dieses ausgedehnte und zusammenhängende Landgebiet hat die Fazies im ultrahelvetischen Raum maßgeblich beeinflußt; von ihm stammen die klastischen Komponenten der südultrahelvetischen Sandsteine, Brekzien und Konglomerate, die nicht selten ein wildflyschartiges Gepräge aufweisen (vgl. hierzu E. KRAUS 1942, S. 217—218). Der Cetische Rücken hat seine Rolle als Geröllspender bereits in der Unterkreide übernommen, denn die höhere Flysch-Unterkreide enthält z. T. recht grobe Brekzien und Konglomerate (z. B. SCHMIDT-THOMÉ 1939, S. 275—276; ZEIL 1956 b, S. 137—138; vgl. hierzu GANSS in GANSS & A. 1956, S. 39). Daß im ostbayerischen Ultrahelvetikum bislang keine Äquivalente der Unterkreide sicher nachgewiesen werden konnten, liegt am Fehlen bzw. an der Seltenheit geeigneter Fossilien; zudem verhindert die starke tektonische Zerstückelung gerade im südultrahelvetischen Raum eine profilmäßige Erfassung der Schichten. Wie bereits ausgeführt wurde, kann aber das Vorhandensein unterkretazischer Schichtglieder vermutet werden; in diesem Zusammenhang wurde vor allem die Dürnbach-Brekzie genannt (S. 95, 101). Hierher könnten aber auch bestimmte grobklastische Bildungen der Siegsdorfer Gegend sowie die Eschbannhauser Konglomerate im Surtal bei Teisendorf gehören (S. 98). Dagegen ist Alttertiär in grobklastischer Fazies durch Fossilien gut belegt; die bisher gemachten Nummulitenfunde weisen vor allem auf Untereozän (S. 98). Daraus kann gefolgert werden, daß der Cetische Rücken noch im tieferen Alttertiär der Abtragung preisgegeben war und daher Schutt liefern konnte.

Als Abkömmling des Cetischen Rückens ist auch der Achthaler Granit aufzufassen, der früher bei Achthal in großen Blöcken gefunden wurde. Heute sind fast alle Vorkommen verbaut. Nach REIS (1922 a, S. 229—231) erreichten einzelne Blöcke beträchtliche Dimensionen. SCHMIDT-THOMÉ (1939, S. 280—281) hielt sie für tektonische Schubspäne an der Nordgrenze des Flysches; er nahm an, daß sie vom Untergrund oder vom unmittelbaren Nordrand des Flyschtrogs stammen. E. KRAUS (1951 b, S. 35—36) bezeichnete den Achthaler Granit als exotisches Schwellengestein, dessen Heimat die Vindelizische Nordschwelle (= Cetischer Rücken auct.) war. Die vom Verfasser (HAGN 1954 c, S. 71, 78—79; 1955 c, Erklärung zu Taf. 50, Bild 2) vorgetragene Ansicht, der Achthaler Granit sei von einer weiter im Norden gelegenen Schwelle, nämlich von der Intrahelvetischen Schwelle, abzuleiten, kann heute nicht mehr aufrechterhalten werden. Gegen eine derartige Auffassung spricht vor allem die südliche Lage des Achthaler Granits, inmitten von Schichtgliedern des Ultrahelvetikums und nahe der Flyschüberschiebung. Die großen Blöcke des Achthaler Granits erinnern an das Bolgen-Konglomerat im westlichen Allgäu (S. 112); es ist nicht ausgeschlossen, daß sie sich einst nach Art der Wildflysch-Komponenten vom Nordhang des Cetischen Rückens gelöst haben und so in den südultrahelvetischen Raum gelangt sind (vgl. hierzu GANSS 1951 a, S. 78; 1951 c, S. 357; GANSS in GANSS & A. 1956, S. 39). Andererseits ist natürlich auch die Deutung als tektonische Scherlinge denkbar. Ob der Achthaler Granit ein Äquivalent des Buchdenkmal-Granits im Gebiet der Weyerer Bögen in Oberösterreich ist (vgl. hierzu BRINKMANN & A. 1937, Abb. 1 auf S. 441; SCHMIDT-THOMÉ 1939, S. 281), sei zunächst dahingestellt; auf einer Exkursion der Geologischen Gesellschaft in Wien, die Herr G. ROSENBERG am 18. 4. 1954 führte, konnte sich der Ver-

<sup>81)</sup> PREY (1957, S. 320) neigte ebenfalls dazu, die kristallinen Komponenten der Brekzien und Konglomerate der österreichischen Buntmergelserie von einem Liefergebiet abzuleiten, das ehemals zwischen der Flyschzone und dem Südrand des Helvetikums (s. l.) gelegen hat.

fasser allerdings selbst davon überzeugen, daß der Buchdenkmal-Granit in unmittelbarer Nähe der Buntmergel-Serie aufgeschlossen ist.

Es darf angenommen werden, daß der Cetische Rücken, wie auch die übrigen Schwellen, wenigstens stellenweise von Jura-Sedimenten bedeckt war, die mit den Ablagerungen der kalkalpinen Geosynklinale in Verbindung standen. Eine solche Vorstellung hat die Annahme zur Folge, daß das alpine Jurameer zeitweise über sein eigentliches Areal hinaus auf sein Vorland übergreifen und dort seine Absätze hinterlassen hat. Außerdem kann der Cetische Rücken zu dieser Zeit noch keine Hochlage eingenommen haben wie in der Unterkreide und später, sondern sein Scheitel muß sich noch unter dem Niveau des Meeresspiegels befunden haben. Einen Grund zu dieser Annahme bilden u. a. Kalkgerölle, die sowohl in Flyschbrekzien als auch im Achthaler Sandstein gefunden wurden (vgl. hierzu S. 118). Auf karbonatische Gerölle im Achthaler Sandstein machte bereits REIS (1896, S. 86) aufmerksam. Der Verfasser (HAGN 1954 c, S. 23) konnte derartige Gerölle ebenfalls auffinden; nach seinen Beobachtungen führen sie Radiolarien und spärliche Foraminiferen. Er schloß daraus auf eine sedimentäre Bedeckung der einzelnen Schwellen, die wohl vorwiegend aus Malm-Ablagerungen bestand (l. c., S. 78; vgl. hierzu HAGN & ZEIL 1954, S. 555). Der Verfasser führte ferner aus, daß in Flysch-Konglomeraten gelegentlich Gerölle auftreten, die stark an bestimmte Varietäten des liassischen Hierlatz-Kalkes erinnern (l. c., S. 111—112). Er nahm daher an, daß nicht nur Ablagerungen des Malm, sondern auch solche des Lias im Untergrund der Flyschzone zu erwarten sind. Wenig später veröffentlichte der Verfasser (HAGN 1955 c, Taf. 20, Bild 2; Taf. 32, Bild 2) Dünnschliffbilder eines Calpionellen-Kalks, der als Bestandteil einer Flysch-Brekzie des Eisenärzter Gebiets angetroffen wurde. GANSS (in GANSS & A. 1956, S. 36—37) beschrieb aus demselben Gebiet ebenfalls oberjurassische Ablagerungen, die als Blöcke in sedimentären Flysch-Brekzien auftreten. Er betonte die auffallende Größe einzelner megafossilführender Komponenten, die z. T. Riff-sedimente darstellen.

Im Anschluß daran ist auch der Fund eines Radiolaritgerölls zu erwähnen, der TRAUB (1953, S. 22, 30, 33) im Helvetikum des Haunsbergs (N Salzburg) gelang. Zum Malm des kalkalpinen Vorlandes ist ferner das Knollenkalkvorkommen von Großweil bei Schlehdorf am Kochelsee zu stellen, dessen reiche Cephalopoden-Faunen nach den Bestimmungen von WEBER (1939, S. 446—447) auf Oxford und Kimmeridge hinweisen. Zu diesen subalpinen Jura-Ablagerungen gehören zweifellos auch die Ophiolithkalken, die am Aufbau verschiedener grobklastischer Bildungen des südlichen Ultrahelvetikums Anteil nehmen. Außerdem sind hierher umgelagerte Oberjura-Fossilien zu rechnen, die in den erzführenden Schichten des Kressenbergs gefunden wurden (S. 128)<sup>82)</sup>.

Wenn auch im südultrahelvetischen Raum gröberklastische Ablagerungen überwiegen, so fehlen doch feinkörnige Sedimente nicht. Diese sind, wie im übrigen Ultrahelvetikum, häufig bunt gefärbt. So nahm z. B. HERBST (1938, S. 38—42) an, daß die Brekzien der Tregler Alm (Wendelstein-Vorland) helvetischen, z. T. rotgefärbten „Stockletten“ sedimentär eingeschaltet sind. In diesem Zusammenhang ist von Bedeutung, daß die pelitischen Einlagerungen des Südultrahelvetikums in der Regel kalkärmer sind als die entsprechenden Ablagerungen des nordultrahelvetischen Bereiches. Man hat daher in der Literatur häufig von „Bunten“ oder „Roten Tönen“ gesprochen. Schon REIS (1896, S. 3)

<sup>82)</sup> Ergänzend hierzu sei mitgeteilt, daß der Verfasser durch Dünnschliffuntersuchungen im Oberen Malm der NW Augsburg gelegenen Bohrungen Gablingen 1 A, 2 und 3 bezeichnende Mikrofossilien oberjurassischer Aptychen-Schichten nachweisen konnte (Bericht an die Gewerkschaft Brigitta vom 5. 8. 1958). Es wurden die Ciliaten-Gattung *Calpionella*, die ihrer Stellung im System nach unsichere *Stomiospaera moluccana* WANNER sowie Reste der Grünalgen *Globochaete alpina* LOMBARD und *Eothrix alpina* LOMBARD erkannt. Man ist daher auch aus diesem Grund zu dem Schluß berechtigt, daß das Meer der kalkalpinen Geosynklinale zur oberen Malmzeit auf breiter Front mit dem Meer des schwäbisch-fränkischen Jura in Verbindung standen hat. Für die Erlaubnis zur Veröffentlichung dieses Bestimmungsergebnisses dankt der Verfasser den an den Bohrungen Gablingen beteiligten Erdölfirmen Gewerkschaft Brigitta, Gewerkschaft Elwerath und Wintershall AG., insbesondere dem Chefgeologen der Gewerkschaft Brigitta, Dr. F. TRUSHEIM.

konnte darauf hinweisen, daß die „obere Abtheilung der Nierenthalschichten“ bei Achthal einen geringeren Kalkgehalt aufweist als andere Vorkommen. Es ist daher auch aus diesem Grund anzunehmen, daß der Achthaler Sandstein mit seinen Einlagerungen von bunten Tönen dem Südultrahelvetikum angehört (vgl. hierzu S. 99—100). Dafür spricht auch seine räumliche Nähe zum Achthaler Granit. DE KLASZ (in GANSS & A. 1956, S. 48) unterschied ferner innerhalb der bunten Alttertiär-Sedimente des Eisenärzter Gebietes eine „Helvetische“ und eine „Flysch-ähnliche“ Ausbildung; letztere enthält u. a. wiederum rote Tone. Berücksichtigt man daher sowohl die gröberklastische als auch die feinkörnige Ausbildung der südultrahelvetischen Sedimente, dann kann gesagt werden, daß sie sich faziell weit mehr an die Fazies der Ostalpinen Flyschzone als an die des Helvetikums anschließt. In dieselbe Richtung weisen auch die Mikrofaunen der bunten Tone; in ihnen überwiegen sandschalige Gattungen oder sie setzen sich überhaupt nur aus Sandschalern zusammen, die zum größten Teil auch in der Ostalpinen Flyschzone weit verbreitet sind (S. 139). Das bedeutet aber, daß das Südultrahelvetikum im Gegensatz zum Nordultrahelvetikum faziell und auch faunistisch eine Brücke zum Ostalpinen Flysch schlägt. Dies ist nicht verwunderlich, denn die beiden paläogeographischen Einheiten lagen einst im Wirkungsbereich ein und derselben Schwelle, nämlich des Cetischen Rückens, wenn sie auch durch diesen Festlandszug selbst voneinander getrennt waren (vgl. hierzu S. 133).

In diesem Zusammenhang ist eine frühere Äußerung des Verfassers (HAGN 1954 c, S. 116) anzuführen, nach der Flysch und Helvetikum Einheiten darstellen, zwischen denen keinerlei Beziehungen festgestellt werden können. Er schrieb: „Die Ablagerungsbedingungen des einen Raums haben auf den anderen nicht übergegriffen.“ Eine gewisse Flyschähnlichkeit zeigen im Gebiet von Neubeuern a. Inn nur Lithothamnien-Schuttkalke, die auf der Schichtunterseite Kegelwülste, auf der Schichtoberseite dagegen chondritenähnliche Annelidenfährten aufweisen (l. c., S. 49—50, 119). Daraus kann allenfalls der Schluß gezogen werden, daß die Flysch-Fazies auf den helvetischen Raum erst gegen Ende des Miozäns, also nicht lange vor Beendigung der Sedimentation in diesem Becken, übergegriffen hat. Für eine reinliche Scheidung von Flysch und Helvetikum sprachen sich in den letzten Jahren auch PREY (z. B. 1951 a, S. 126; 1951 b, S. 153—155; 1952 b, S. 101) und ZEIL (1956 b, S. 139, 141) aus. Diese Auffassung ist umso mehr berechtigt, wenn man das Ultrahelvetikum, dessen nördlicher Teil zum Helvetikum, dessen südlicher Teil aber zum Flysch vermittelt, vom Helvetikum abtrennt.

Damit sind das Südultrahelvetikum und seine Beziehungen zum Flysch hinlänglich erörtert. Es gilt nun, die Stellung des Nordultrahelvetikums zu klären und seine Abgrenzung vom Südhelvetikum durchzuführen. Diese Aufgabe ist nicht leicht, denn es wurde ja bereits betont, daß die Ablagerungen des nördlichen Ultrahelvetikums faziell zum Südhelvetikum vermitteln. Es erhebt sich daher die Frage, ob die südhelvetischen und nordultrahelvetischen Sedimente einem gemeinsamen Ablagerungsraum entstammen oder in zwei durch eine Schwelle oder durch einen Inselzug mehr oder weniger voneinander getrennten Becken zum Absatz gelangten.

Es ist hier nochmals auf die vor allem von M. RICHTER und seiner Schule vertretene Auffassung zurückzukommen, nach der östlich der Füssener Bucht kein selbständiges Ultrahelvetikum mehr nachgewiesen werden kann, weil der ultrahelvetische Trog eine Verschmelzung mit dem helvetischen Ablagerungsraum erfahren hat (vgl. hierzu S. 88). Infolge der Verschmälerung des helvetischen Trogs nach Osten sei es zu einem Zusammenrängen der Linien gleicher Fazies gekommen (M. RICHTER 1937, S. 3, 156). So nahmen z. B. CUSTODIS & SCHMIDT-THOMÉ (1939, Abb. 6 auf S. 371) nur im Westen eine trennende Schwelle zwischen Helvetikum und Ultrahelvetikum an, während diese Barre nach ihrer Ansicht bereits östlich von Füssen

nicht mehr nachzuweisen ist. Für das österreichische Gebiet bemerkte PREY (1957, S. 316): „Aus den angeführten Gründen resultiert somit das Bild eines gemeinsamen Meerestrogas von Helvetikum und Buntmergelserie mit faziell bedingten Verschiedenheiten der beiden. Der Ablagerungsraum der Buntmergelserie muß im Süden bzw. im Südosten an den des Helvetikums anzuschließen sein.“ In jüngster Zeit vertrat BETTENSTAEDT (1958 a, S. 587) den Standpunkt, daß der helvetische und ultrahelvetische Raum nicht nur im östlichen Oberbayern, sondern auch im Allgäu und zumindest im östlichen Vorarlberg miteinander verschmolzen waren. Die Annahme einer trennenden Schwelle lehnte er ab.

Es soll nicht bestritten werden, daß der südhelvetische und der nordultrahelvetische Raum im östlichen Oberbayern eine Reihe von Gesteinstypen gemeinsam haben, vor allem, was die feinstkörnigen Sedimente anlangt. Das Nordultrahelvetikum zeichnet sich, wie bereits gezeigt wurde (S. 115, 123), durch das Überwiegen pelitischer, meist ziemlich kalkreicher Sedimente aus, denen nur untergeordnet feinklastische Gesteine eingeschaltet sind. Diese Feststellung spricht zunächst durchaus für einen gemeinsamen Ablagerungsraum und gegen die Schwellentheorie. Als Beispiele einer weitgehenden faziellen Übereinstimmung können die Seewer-Schichten des Südhelvetikums und bestimmte kalkreiche, ebenfalls häufig rötlich gefärbte Schichtglieder der Buntmergelserie angeführt werden (z. B. Krainsberggraben NW Schliersee, S. 101—102). Auf das Auftreten stocklettenartiger Gesteine im Ultrahelvetikum wurde bereits mehrfach hingewiesen (S. 54, 93, 104—105). Nicht gerade ein Argument für eine ausgedehnte Schwelle ist auch die Tatsache, daß im nördlichen Ultrahelvetikum Lithothamnien-Kalke offenbar fehlen. Diese Beobachtung steht in gutem Einklang mit dem Befund, daß die Lithothamnien-Kalkbänke des Südhelvetikums von Norden nach Süden immer mehr an Mächtigkeit abnehmen (S. 64—65).

Auf der anderen Seite fällt es nicht schwer, fazielle Unterschiede zwischen den beiden Einheiten festzustellen. So läßt sich z. B. die lithologische Gliederung der helvetischen Campan- und Maastricht-Sedimente nicht auf die Buntmergelserie übertragen (S. 78). Außerdem fehlen der nordultrahelvetischen Schichtfolge des östlichen Oberbayerns die für das Südhelvetikum bezeichnenden Rot- und Schwarzerze sowie deren Begleitgesteine. Auch sucht man vergebens nach organogenen Gesteinen wie z. B. nach Nummuliten- oder Lithothamnien-Kalken. Die nordultrahelvetische Serie ist, von den wenigen feinklastischen Einschaltungen abgesehen, kalkig-mergelig entwickelt; Buntfärbung und häufige Fleckenbildung sind kennzeichnende Merkmale. Nur so erklärt es sich, daß die Fazies stocklettenähnlicher Mergel im Ultrahelvetikum bedeutend früher einsetzen konnte als im Nord- und Südhelvetikum.

Das Auftreten dunkler Flecken ist zwar nicht ausschließlich auf das Ultrahelvetikum beschränkt, doch sind dunkelgefleckte Gesteine in diesem Raum besonders häufig und fallen daher sofort auf. Dunkelgefleckte oder -geflamte kalkige Mergel oder Mergelkalke kommen darüber hinaus, wenn auch untergeordnet, sowohl im Nord- als auch im Südhelvetikum vor. So fand der Verfasser (HAGN 1954 c, S. 48, 86) im Rohrdorfer Bruch bei Neubuern a. Inn einen bläulichgrauen, leicht grünstichigen, dunkelgefleckten, harten Kalkmergel, der zu den Stockletten des überschobenen Nordhelvetikums gehört<sup>83)</sup>. Außerdem konnten in den südlichsten Stockletten-Aufschlüssen desselben Gebietes (SE Altenbuern und SW Althaus) Kalkmergel mit vereinzelten dunklen Flecken beobachtet werden (l. c., S. 50; vgl. hierzu S. 104—105 der vorliegenden Arbeit). Die genannten Aufschlüsse werden noch dem Südhelvetikum zugerechnet, weil im gesamten Gebiet von Neubuern a. Inn Schichtglieder der ultrahelvetischen Buntmergelserie fehlen. Zusammenfassend kann daher gesagt werden, daß dunkle Flecken allein noch kein Beweis für

<sup>83)</sup> Vgl. hierzu Fußn. 41 auf S. 57.

die Zugehörigkeit zum Ultrahelvetikum sind; kommt aber die räumliche Nachbarschaft mit bunten Sedimenten hinzu, dann kann die Zuordnung zur Buntmergelerde ohne Vorbehalt erfolgen.

Über die Entstehung der dunklen Flecken in ultrahelvetischen Gesteinen sind bislang noch keine Untersuchungen durchgeführt worden. Man darf wohl annehmen, daß sie, wenigstens in den meisten Fällen, Reste von Faulschlammbildungen darstellen, wie dies für die alpinen Lias- bzw. Neokomfleckenmergel und -kalke angenommen wurde (ALBRECHT 1953, S. 93; ZEIL 1956 a, S. 404). Möglicherweise sind in ihnen auch Spurenelemente angereichert. Gelegentlich beobachtet man auf den Schichtflächen auch Lebensspuren nach Art der Chondriten, wie sie im Flysch außerordentlich häufig sind. So sammelte der Verfasser am Feilnbacher Berg (Wendelstein-Vorland) vor Jahren ein Handstück eines grünlichgrauen, plattig ausgebildeten Kalkmergels auf, dessen Schichtflächen dunkle Chondriten zeigen.

War bis jetzt nur von den faziellen Übereinstimmungen oder Verschiedenheiten die Rede, so sollen jetzt die faunistischen Beziehungen näher untersucht werden. Da Megafaunen so gut wie fehlen, kommen für eine Diskussion nur die meist sehr reichlich auftretenden Mikrofaunen in Betracht. Es wurde bereits darauf hingewiesen (S. 87), daß im ultrahelvetischen Raum sowohl Faunen mit vorherrschend Kalkschalern, die überwiegend pelagischen Gattungen angehören, als auch mehr oder minder reine Sandschalerfaunen angetroffen werden. Nach den bisherigen Beobachtungen kann gesagt werden, daß die Sandschalerfaunen, die eine große Ähnlichkeit mit Faunen aus dem Flysch aufweisen, für das Südultrahelvetikum, die kalkschaligen Vergesellschaftungen dagegen für das nördliche Ultrahelvetikum kennzeichnend sind. Als Beispiel für die erstgenannte Gruppe kann die Fauna der Roten Tone von Achthal genannt werden (S. 103), während zur zweiten Gruppe die überwiegend pelagischen Faunen aus dem Krainsberggraben, aus dem Ostergraben, vom Jenbach, aus dem Nattergraben und aus dem Südast des Schönecker Seitengrabens gehören (S. 101—102, 104—105). Die Faunen der soeben genannten Fundorte sind von altersgleichen Faunengemeinschaften aus dem Südhelvetikum meist nicht wegzukennen, wenn auch die ultrahelvetischen Faunen in der Regel etwas reicher an pelagischen Faunenelementen sind als ihre südhelvetischen Äquivalente.

Dennoch sind zwischen den südhelvetischen und nordultrahelvetischen Faunen kleinere Unterschiede zu verzeichnen. So kommen z. B. die beiden Arten *Reussella szajnochae* (GRZYB.) und *Globotruncana calcarata* CUSHMAN im Ultrahelvetikum ziemlich häufig vor, während sie im Helvetikum fehlen oder doch stark zurücktreten. *Reussella szajnochae* besitzt infolge ihrer verhältnismäßig langen Lebensdauer (Untercampan—Dan) keinen allzugroßen Wert für feinstratigraphische Untersuchungen (vgl. hierzu DE KLASZ & KNIPSCHER 1954, S. 603, Tab. auf S. 605; HAGN 1955 a, S. 28—29). *G. calcarata* ist dagegen ein wertvolles Leitfossil für das höchste Obercampan<sup>84)</sup>. Vor wenigen Jahren konnte der Verfasser am Schliersberg-Nordfuß bei etwa 920 m in einem schlecht aufgeschlossenen Gebiet eine Mergelprobe aufsammeln, die zahlreiche Gehäuse dieser Art enthielt (Probe 1119). Die übrigen teils sand-, teils kalkschaligen Faunenelemente stimmen weitgehend mit denen der helvetischen Pinswanger Schichten überein (HAGN 1953 d). Erwähnenswert ist noch, daß die Fundstelle der genannten Probe nicht weit vom Nordrand des Schliersberg-Flysches entfernt liegt.

Schließlich ist noch die etwas komplexe Frage zu behandeln, warum manche ultrahelvetischen Sedimente wie die meisten Flysch-Ablagerungen mehr oder minder reine Sandschalerfaunen führen, während andere Proben reich an Globotruncanen bzw. Globigerinen und anderen kalkschaligen Gattungen sind (vgl. hierzu BETTENSTAEDT 1958 a, S. 580). Reiche pelagische Faunen sprechen, vor allem, wenn ihnen sand- und kalkschalige Formen des Benthos beigemischt sind, für Ablagerungen des offenen Meeres; da einige Gattungen wie z. B. *Globotruncana*, *Truncorotalia* und *Hantkenina* nach den bisherigen Beobachtungen ausgesprochen wärme-

<sup>84)</sup> Vgl. hierzu ZIEGLER 1959, S. 68 und Fußn. 5 auf derselben Seite.

liebend waren, können für das Nordultrahelvetikum warme Meeresströmungen angenommen werden. Die ökologische Deutung der Sandschalerfaunen ist nicht so einfach, denn sie können auf kaltes, tiefes oder verunreinigtes Wasser hindeuten. So sind reine Sandschalerfaunen, wie sie sich z. B. in den Bunten Tonen der Karpaten finden, nach GLAESSNER (1937, S. 395) „bezeichnend für Gebiete mit niedriger Wassertemperatur“. STAINFORTH (1952, S. 43) äußerte dagegen die Ansicht, daß für die Entstehung der Sandschalerfaunen der Flyschablagerungen „turbidity was the controlling ecologic factor“. Da die bunten Tone des südlichen Ultrahelvetikums, wie noch gezeigt werden wird, keine Tiefseeablagerungen darstellen, kommen für eine Erklärung am ehesten kalte Strömungen in Betracht, die entlang des Cetischen Rückens verliefen (vgl. hierzu HAGN 1954 c, S. 71). Dabei kann auch die Verunreinigung des Wassers durch „turbidity“ eine Rolle spielen, da Bodenunruhen und submarine Rutschungen bei vorherrschender klastischer Sedimentation sowohl im Flyschtrog als auch im Südultrahelvetikum, dem Raum der Wildflyschbildung, häufige Erscheinungen waren.

Es gilt nun die Frage zu untersuchen, ob es ein Beweismittel gibt, das die Annahme einer Schwelle oder eines Inselzuges zwischen dem Südhelvetikum und dem Nordultrahelvetikum gestattet. Diese Frage soll vorerst etwas allgemeiner gestellt werden und wie folgt lauten: „Was spricht für die frühere Existenz einer oder mehrerer Schwellen im Bereich des helvetischen und ultrahelvetischen Trogs?“ Zunächst kommt es nämlich darauf an, den Nachweis von Schwellen im Norden des Cetischen Rückens zu liefern; ihre paläogeographische Einordnung soll einstweilen noch eine *cura posterior* sein.

Es wurde bereits mehrfach betont, daß vielen kretazischen und alttertiären Sedimenten des Ultrahelvetikums eine meist intensive Buntfärbung eigen ist. Häufig sind es rote Farbtöne; in diesem Zusammenhang ist nochmals an die „roten Stockletten“ des Eisenärzter Gebiets zu erinnern (S. 104—105). Im Nordhelvetikum fehlen rotgefärbte Sedimente gänzlich. Aus dem Südhelvetikum sind die Seewer-Schichten zu nennen, die lagenweise ziegelrote Farben aufweisen können; seltener trifft man ein dunkleres Rot an. Ihr Gesteinscharakter kann am besten mit der Scaglia der Südalpen und mit dem norddeutschen Pläner verglichen werden. Der Vollständigkeit halber seien rötlichgefärbte Kalkgerölle erwähnt, die der Verfasser (HAGN 1952 b, S. 71; 1954 c, S. 61—62, 79) in den Lithothamnien-Kalken des Kirchberges bei Neubeuern a. Inn fand. Schließlich ist auch noch auf die Bunten Mergel der Ostalpinen Flyschzone hinzuweisen, die in der höchsten Unterkreide bzw. in der Oberkreide wichtige lithologische Leithorizonte darstellen.

Das Auftreten roter Farben wurde vom Verfasser (HAGN 1950 b, S. 35; 1952 b, S. 71; 1954 c, S. 55, 61; HAGN & HÖLZL 1952, S. 20) auf die Einschwemmungen von Laterit von verwitterten Landgebieten zurückgeführt. Dafür spricht der meist sehr gute Erhaltungszustand der kalkschaligen Foraminiferen ultrahelvetischer Ablagerungen. An submarine Verwitterungsvorgänge (Halmyrolyse) kann wohl nicht gedacht werden, da sie sich sicherlich nachteilig auf die Erhaltung der Foraminiferen ausgewirkt hätten. Eine Verwitterung von Tuffen scheidet, da man in der Kreide und im Alttertiär aus dem alpinen Raum keinen Vulkanismus kennt, ohnehin aus; eine Zersetzung einzelner kristalliner Komponenten von Wildflysch-Ablagerungen (z. B. der Diabase) hat wohl kaum genügend Eisen geliefert, um die Rotfärbung im gesamten ultrahelvetischen Raum herbeizuführen. Somit ist es das wahrscheinlichste, daß von Festlandgebieten, auf denen lateritische<sup>84a)</sup> Verwitterung stattfinden konnte, feinklastische eisenhaltige und

<sup>84a)</sup> „Laterit“ wird in den vorliegenden Ausführungen als Sammelbegriff gebraucht; es kann hier nicht der Ort sein, auf den Chemismus terrestrer Verwitterungsvorgänge einzugehen. Vom Verfasser wird angenommen, daß die färbenden Eisensubstanzen der oben beschriebenen Ablagerungen zwar vorwiegend von kristallinen Gesteinen der einzelnen Schwellen stammen, daß aber auch die sedimentären Hüllgesteine (z. B. Tone, Mergel) als Ausgangsmaterial in Frage kommen. Die von verwitterten Kalken herrührenden Eisenverbindungen wären nach der allgemein gebräuchlichen Nomenklatur allerdings als „Kalk-Bauxite“ zu bezeichnen.

daher färbende Substanzen („Rotschlamm“) in die angrenzenden Meere gelangt sind, in denen sie durch Strömungen weiter ausgebreitet wurden (vgl. hierzu E. KRAUS 1942, S. 224).

Nicht minder bedeutsam sind in diesem Zusammenhang die oolithischen Brauneisenerze des Südhelvetikums, die vorwiegend im Lutet auftreten. Sie stellen Fällungen aus eisenhaltigen Lösungen dar, die von einem tiefgründig verwitterten Landgebiet in das helvetische Meer eingefloßt wurden (HAGN 1954 c, S. 72). Da über Lage und Ausdehnung dieser erzspendenden Schwelle in der Literatur recht verschiedene Ansichten geäußert wurden, sei im folgenden ein kurzer Überblick über diesen Fragenkomplex gegeben (vgl. hierzu HAGN 1954 c, S. 72, 76—77).

REIS (1896, 96—104) vertrat die Ansicht, daß die Sedimente des Helvetikums und des Flysches in einem gemeinsamen Ablagerungsraum, der allerdings von Norden nach Süden faziell reich differenziert war, entstanden sind. Dieser Trog, dessen Tiefe nach Süden zunahm, wurde im Norden durch das vindelizische Ufer, im Süden durch den Alpenkörper begrenzt (vgl. hierzu l. c., S. 16, 59). Im Süden des „vindelicischen Urgebirgrückens“ nahm REIS (l. c., S. 102) zur Zeit der Ablagerung der Adelholzener Schichten eine submarine Barre an, die er als einen Teil des Vindelizischen Landes auffaßte. Diese Schwelle bewirkte die faziellen Verschiedenheiten zwischen der Adelholzener und der Eisenärzter Fazieszone (vgl. hierzu S. 64 der vorliegenden Arbeit). Noch weiter im Süden, im Süden der Kressenberger Zone, rechnete er mit einer ehemaligen „prävindelicische(n) inselartige(n) Erhebung“ oder mit mehreren derartigen Auftragungen (l. c., S. 85, 119). Für die Frage nach der Herkunft der Eisenlösungen ist die Beobachtung von REIS wesentlich, daß sich die im Süden an die Kressenberger Fazieszone anschließende Sandnock-Fazies durch die Abnahme des Erz- und Glaukonitgehaltes sowie durch die Zunahme an Quarzkörnern, verbunden mit einem Anschwellen der Mächtigkeit, auszeichnet (l. c., S. 55). Die Kressenberger Erzschichten verdanken „erztreibenden Strömungen, welche südlich von der Eisenärzter Zone ihren Curs hatten“, ihre Entstehung (l. c., S. 60). Weitere Ausführungen über die Genese der Kressenberger Eisenerze finden sich auf S. 110—127 seiner Arbeit.

In einer späteren Veröffentlichung schrieb REIS (1922 b, S. 328): „Es konnte sich also schon zur Kreidezeit vor den damaligen Kalkalpen eine breite Muldenstrecke vielleicht mit einer in der Mitte der Geosynklinale längsgerichteten Aufwölbungsbreite<sup>85)</sup> gebildet haben, welche letztere zwei Muldenbecken trennte und vielleicht aus mehreren Teilalten bestand.“ Damit trennte REIS den helvetischen Trog vom Ablagerungsraum des Flysches ab. Er machte erneut darauf aufmerksam, daß im Süden an die Kressenberger Ausbildung eine Zone anschließt, die durch einen geringeren Erzgehalt ausgezeichnet ist. Er teilte ferner mit, daß er im Achthaler Bergbau im Hangenden des Christophflözes „neben kalkigen alpinoiden Geschieben“ ein glimmerreiches Gneisgeröll fand, das aus der Gegend von Passau stammen könnte (l. c., Fußn. 1 auf S. 223).

SCHLOSSER (1925 a, S. 153—154, 186, 191, 206) führte aus den Kressenberger Schichten des Kressenbergs u. a. Reste einer Land- oder Sumpfschildkröte, Knochen und Platten von Krokodilen sowie einen Zahn und ein Unterkieferfragment der Tapir-Gattung *Lophiodon* an. Außerdem erwähnte er umgelagerte Versteinerungen aus dem Oberjura (u. a. *Millericrinus*) sowie Gerölle von kristallinen Gesteinen (roter Granit, Glimmerschiefer). SCHLOSSER nahm an, daß die eingeschwemmten Fossilien aus der Gegend von Ortenburg in Niederbayern stammen, während die kristallinen Gerölle aus dem Raum Regensburg—Straubing bzw. aus dem Bayerischen Wald durch einen Fluß herangeführt wurden (l. c., S. 191).

TRAUB (1938, S. 15) konnte in den paleozänen Ablagerungen des Haunsberges (N Salzburg) die Gastropoden-Gattungen *Clausilia*, *Melanopsis* und *Pyrgulifera* nachweisen. Diese Land- und Süß- bzw. Brackwassermollusken machen nach TRAUB die Annahme eines nahegelegenen Festlandes oder einer Insel notwendig. Für diese Ansicht spricht auch die küstennahe Ausbildung der fossilführenden Sedimente.

<sup>85)</sup> Diese „Aufwölbungsbreite“ ist, bei sorgfältiger Auslegung des REISSchen Textes, mit dem Cetischen Rücken und nicht mit der Intrahelvetischen Schwelle oder irgendeiner Barre im Norden der Flyschzone zu vergleichen (HAGN 1954 c, S. 76; DE KLASZ in GANSS & A. 1956, S. 42).

In einer seiner ersten Arbeiten vertrat der Verfasser (HAGN 1950 b, S. 28, 32) den Standpunkt, daß die Entstehung der Rot- und Schwarzerze auf terrigene Einschwemmungen vom Südufer des helvetischen Trogs (Cetischer Rücken) zurückzuführen ist.

GANSS (1951 a, S. 78) äußerte die Ansicht, daß die Adelholzener und Kressenberger Fazieszone wohl kaum in einem unmittelbaren Zusammenhang standen, sondern durch einen Inselrücken voneinander getrennt waren. Als Beweise führte er exotische Komponenten aus den Kressenberger Schichten, wie Granite, Glimmerschiefer, Phyllite und Jurakalke an. Er rechnete hierher auch den Achthaler Granit; die einzelnen Blöcke seien von einer Steilküste abgebrochen. In einer weiteren Arbeit (1951 c, S. 357) nahm er ebenfalls eine Grundgebirgsschwelle zwischen der Adelholzener und der Kressenberger Zone, den beiden „Hauptfaziesgebieten“, an; nach GANSS bestand diese Schwelle möglicherweise nur aus einer Inselreihe, deren Steilküsten die Granitblöcke lieferten.

E. KRAUS (1951 b, S. 37) leitete den „moldanubischen Granit und Gneis“ des Kressenbergs von seiner „Germanischen Südschwelle“ ab, die er als Randschwelle an der Grenze von Molasse zu Helvetikum auffaßte. Einen Teil des Sandes und der Quarzgerölle führte er auf Einschwemmungen von der Vindelizischen Nordschwelle (Cetischer Rücken *auct.*) zurück; die übrigen terrigenen Komponenten stammen, wie auch die Oxford-Versteinerungen, Holzstämmе, Schildkröten und Krokodilreste, von der Germanischen Südschwelle (*l. c.*, S. 34). Die Bildung der oolithischen Eisenerze erklärte er durch die Tätigkeit  $\text{FeCO}_3$ -haltiger, vulkanischer Quellen.

Wenig später führte der Verfasser (1952 b, S. 71) den Begriff der „Intrahelvetischen Schwelle“ in die Literatur ein. Diese Schwelle entspricht der submarinen Barre, die bereits REIS (1896) zwischen der Adelholzener und der Eisenärzter Fazieszone angenommen hatte. Er kam zu der Überzeugung, daß der Brauneisengehalt bestimmter helvetischer Sedimente von dieser Schwelle, die einstmals Nord- und Südhelvetikum voneinander getrennt hat, herrührt. Der Verfasser (1953 a, S. 335) bemerkte hierzu ergänzend, daß die helvetischen Rot- und Schwarzerze in einem ursächlichen Zusammenhang mit postkretazisch verwitterten kristallinen Gesteinen eben dieser Schwelle stehen.

TRAUB (1953, S. 32—33) gelangte, ausgehend von den geologischen Verhältnissen am Haunsberg (N Salzburg) zu dem Schluß, daß südlich des Bildungsraumes der Rot- und Schwarzerz-Schichten eine Schwelle anzunehmen ist, die er in Anlehnung an REIS (1896) „Prävindelizische Inselschwelle“ nannte. Von ihr stammen die Gehäuse von *Clausilia* und *Melanopsis* sowie die Holzreste, die im Paleozän des Kroisbaches gefunden wurden. Auf eine Schüttung von einer im Süden gelegenen Schwelle weist nach TRAUB u. a. die starke Mächtigkeitzunahme der sandigen Mittelschichten nach Süden zu hin, während die Mächtigkeit der kalkigen Roterzfazies in derselben Richtung abnimmt (*l. c.*, S. 31, Abb. 3 auf S. 32). TRAUB betonte, daß die von ihm angenommene Prävindelizische Inselschwelle weder mit der „Intrahelvetischen“ Schwelle noch mit dem Cetischen Rücken vereinigt werden darf, da sie offenbar zwischen den beiden Schwellenzügen gelegen hat (*l. c.*, S. 33).

In seiner Dissertation ging der Verfasser (HAGN 1954 c, S. 71—73, 76—80) ausführlich auf die Bedeutung der Intrahelvetischen Schwelle ein und stellte erneut die Frage nach der Herkunft der Eisenlösungen. Der ursprünglich verwendete Name „Intrahelvetisch“ wurde aus sprachlichen Gründen in „Intrahelvetisch“ umgewandelt (*l. c.*, Fußn. 13 auf S. 76). Die eisenhaltigen Lösungen stammen von der Intrahelvetischen Schwelle, deren Gesteine im Alttertiär tiefgründig verwitterten. Von Bedeutung ist, daß bereits die Sedimente des Oberpaleozäns von Neubuern a. Inn einen merklichen Brauneisengehalt aufweisen (*l. c.*, S. 18—21, 71, 77). Als hauptsächlich „Erzbringer“ wurde der rote Granit des Kressenbergs angesehen; in gleicher Weise wurden die übrigen kristallinen Komponenten sowie die Reste von Land- und Süßwasserorganismen auf die Intrahelvetische Schwelle bezogen<sup>85a</sup>). Auch der Achthaler Granit wurde in eine enge Beziehung zu dieser Schwelle gebracht. Ein Mikrophotogramm des roten Granits vom Kressenberg findet sich in HAGN (1955 c, Taf. 51, Bild 1; vgl. hierzu S. 65 der vorliegenden Arbeit).

DE KLASZ (in GANSS & A. 1956, S. 42) bemerkte, daß die Ablagerung der nord- und südhelvetischen Sedimente offenbar „in mehr oder weniger getrennten Sedimentationsräumen“ erfolgte. Dagegen äußerte GANSS (*l. c.*, S. 101) im Gegensatz zu seinen früheren Ausführungen (1951 a und c) die Ansicht, daß zwischen Nord- und Südhelvetikum weder eine trennende Schwelle noch Inseln anzunehmen sind.

<sup>85a</sup>) Siehe Nachtrag Seite 208.

Die Auswertung der zitierten Literatur erlaubt zunächst den sicheren Schluß, daß nördlich des Cetiſchen Rückens eine Schwelle oder ein Inselzug gelegen hat, von dem einerſeits die eisenhaltigen Lösungen und die Gerölle der genannten kristallinen Gesteine, anderſeits die Reste der land- und süßwasserbewohnenden Tiere ſowie die pflanzlichen Fossilien ſtammen. Auch die ſeltenen Brackwasserformen (u. a. *Pyrgulifera*) weiſen auf den Zuſtrom von Süßwasser ins Meer hin. Die umgelagerten Jurafoſſilien laſſen ſich unſchwer auf Ablagerungen beziehen, die eine ſedimentäre Bedeckung der Kristallinſchwelle gebildet haben. Es iſt noch beſonders zu betonen, daß der rote Granit des Kreſſenbergs nicht mit dem Achthaler Granit gleichgeſtellt werden darf, da er am Aufbau der erzliefernden Schwelle beteiligt war, während der Achthaler Granit ein Abkömmling des Cetiſchen Rückens iſt (S. 122).

Hier iſt die Frage aufzuwerfen, ob das erzliefernde Feſtland eine durchgehende Schwelle war oder einen Inselzug darſtellt. Da die ſüdhelvetiſche Zone von Öſterreich über Bayern bis in die Schweiz hinein erzführend iſt (Haunsberg—Kreſſenberg—Neubeuern a. Inn—Tölz—Grünt—Einsiedler-Schichten der Schweiz), kann nicht an eine lokale Auftragung gedacht werden, ſondern es muß zumiſt eine von Ost nach West verfolgbare, alſo zonal angeordnete Inſelgirlande angenommen werden. Hauptvorausſetzung für die ausreichende Entſtehung eisenhaltiger Lösungen war ein verhältnismäßig hoher Eisengehalt der Gesteine der erzbringenden Schwelle, der größer war als der anderer Feſtlandgebiete. Es iſt bekannt, daß das Ausmaß der Vererzung nicht überall gleich iſt; nicht an allen Orten lohnte ſich daher die bergmänniſche Gewinnung der ſedimentären Eisenerze, wie im Kreſſenberger und Achthaler Bezirk. So iſt ein Anſchwellen und Vertauben der Erze keine ſeltene Erſcheinung (vgl. hierzu HAGN 1954 c, S. 31, 38). Der Grund hierfür kann darin geſucht werden, daß entweder nur einzelne Inſeln vorhanden waren, die Erzlösungen liefern konnten, oder daß der Eisengehalt der zersetzten Gesteine der Erzſchwelle örtlich ſchwankte. Schließlich iſt auch noch zu bedenken, daß die Zufuhr eisenhaltiger Lösungen von den jeweiligen Entwässerungssystemen der Schwelle oder der einzelnen Inſeln abhing. Eine klare Entſcheidung in dieſer Frage wird dadurch verhindert, daß nur ein Bruchteil der ſüdhelvetiſchen Erze aufgeſchloſſen iſt, während die meiſten Vorkommen inſolge tektoniſcher Unterdrückung einer Beobachtung nicht zugänglich ſind.

Bei der Lokaliſierung der einzelnen Schwellen iſt zu bedenken, daß Laterit und Brauneisenoide, die beiden färbenden Bestandteile der ſüdhelvetiſchen und ultrahelvetiſchen Sedimente, verſchiedener Entſtehung ſind. Die lateritiſchen Verwitterungsprodukte wurden auf den Schwellen oder Inſeln gebildet und unverändert in das Meer befördert, wo ſie inſolge ihres feinen Kornſ als feiſte Trübe weithin verfrachtet wurden. Dieſe feiſtklaſtiſchen Partikelchen können in weiter Entfernung von der Küſte zu Boden ſinken und den Sedimenten eine rötliche Färbung verleihen (vgl. hierzu die Seewer-Schichten). Die Brauneisenoide ſtellen dagegen Fällungen aus eisenhaltigen Lösungen dar, die ebenfalls von einer Schwelle oder von einer Inſel ſtammen; ihre Bildung erfolgte aber im Meere ſelbſt. Die Unterſchiede in den beiden Bildungsweiſen machen ſich auch in der Erhaltung der Fossilien bemerkbar. Während nämlich die Mikrofoſſilien der Buntmergelserie in den allermeiſten Fällen wohl erhalten ſind, falls ſie nicht durch tektoniſche Ereigniſſe in Mitleidſchaft gezogen wurden, ſind die Schalen und Gehäuse der in den helvetiſchen Erzſchichten eingeſchloſſenen Verſteinerungen inſolge metasomatiſcher Vorgänge manchmal in Brauneisen umgewandelt; häufig wurden ſie auch, wie die meiſten Aragoniſchalen, überhaupt aufgelöſt. So ſind z. B. die mit Brauneisen imprägnierten Nummuliten und Discocyclinen des Kreſſenbergs ſeit alters berühmt, weil ſie durch den Kontrast Brauneisen/Kalzit alle Einzelheiten der Feiſtstruktur beſonders klar zeigen.

Es wurde gezeigt, daß als Liefergebiete der eisenhaltigen Lösungen oder zumindest der kristallinen Komponenten, die als Ausgangsgesteine in Frage kommen, von den einzelnen Autoren die Germanische Südschwelle, die Intrahelvetische Schwelle, die Prävindelizische Inselfchwelle und sogar der Cetische Rücken angenommen wurde. Hierzu ist folgendes zu bemerken:

Die Germanische Südschwelle kann als Herkunftsgebiet der Eisenlösungen nicht in Frage kommen, da sie erst in viel späterer Zeit, nämlich im tieferen Oligozän, in Erscheinung trat (S. 163—164). Zudem fehlen im Nordhelvetikum alle Anzeichen von Vererzung; der verhältnismäßig hohe Glaukonitgehalt der Adelholzener Schichten kann ebenso gut mit der nächst-südlich gelegenen Schwelle, der Intrahelvetischen Schwelle, in Verbindung gebracht werden.

Der Cetische Rücken muß ebenfalls von vorneherein als Liefergebiet ausscheiden, da es höchst unwahrscheinlich ist, daß die Erzlösungen den Weg vom Südultrahelvetikum bis zum Südhelvetikum zurücklegen hätten können, ohne ausgefällt zu werden. Aus demselben Grund kann auch die Prävindelizische Inselfchwelle als erzspendendes Festland nicht ernstlich in Betracht gezogen werden, denn es wäre unverständlich, warum in einem derartigen Fall Erzlösungen nicht auch in den nordultrahelvetischen Raum hätten gelangen können. Es muß in diesem Zusammenhang noch einmal daran erinnert werden, daß im Bereich des Nordultrahelvetikums zu einer Zeit, in der im Südhelvetikum die Rot- und Schwarzerze abgelagert wurden, erzfreie, stocklettenähnliche Mergel entstehen konnten (S. 125). Als weiteres Argument kann angeführt werden, daß nach den Beobachtungen von REIS im Süden an die Kressenberger Zone, die besonders reich an Erzen ist, die Sandnock-Fazies anschließt, die sich durch eine Abnahme des Erzgehaltes auszeichnet. Als Bestätigung dieser Ansicht kann auch die Feststellung TRAUBS gelten, nach der die südhelvetischen Roterzschichten im Norden eine größere Mächtigkeit aufweisen als im Süden.

Somit bleibt nur die Intrahelvetische Schwelle als Liefergebiet der Erzlösungen übrig. In der Tat erfüllte sie zumindest eine der Voraussetzungen, die für die Entstehung der eisenhaltigen Lösungen unabdingbar notwendig waren, nämlich die langandauernde, tiefgründige Verwitterung. Es ist heute zur Gewißheit geworden, daß im Nordhelvetikum von der höchsten Oberkreide bis hinein ins mittlere Miozän eine Schichtunterbrechung stattgefunden hat, während zur gleichen Zeit im südhelvetischen Raum die Meeresbedeckung, allenfalls mit einer geringfügigen Unterbrechung an der Wende von Kreide zu Tertiär, anhielt (S. 75, 86). Während dieser Zeitspanne konnte der kristalline Kern der Intrahelvetischen Schwelle, zu der auch der rote Granit des Kressenbergs gehört, von seiner jurassischen und oberkreidatischen Sedimenthülle befreit werden und im Alttertiär der terrestrischen Verwitterung anheimfallen. Nirgends sonst, weder im Norden noch im Süden dieser Schwelle waren, abgesehen vielleicht vom Cetischen Rücken, diese Möglichkeiten gegeben. Dazu kommt noch, daß die Trockenlegung des nordhelvetischen Teiltrogens keine örtliche Erscheinung war, sondern von den österreichischen Ostalpen über Bayern bis in die Westalpen verfolgt werden kann. Daraus erhellt, daß die Eisenerze der Kressenberger Schichten in einer engen kausalen Beziehung zur Schichtlücke im Nordhelvetikum stehen und damit auf die Intrahelvetische Schwelle zurückzuführen sind. Der Umstand, daß der Erzreichtum in der Kressenberger Zone am größten war, erklärt sich daraus, daß der Hauptteil der Eisenlösungen erst in einer gewissen Entfernung von der Küste ausgefällt wurde (vgl. hierzu HAGN 1954 c, S. 72; vgl. hierzu Abb. 8 auf S. 133 der vorliegenden Arbeit).

Die Intrahelvetische Schwelle läßt sich seit der höheren Oberkreide nachweisen. Sehr wahrscheinlich darf schon der Stallauer Grünsandstein auf diese Schwelle bezogen werden. Zur Zeit der Pinswanger und Pattenauer Schichten ist wohl an eine submarine Barre zu denken, deren Bedeutung für die Faziesentwicklung noch nicht allzu groß war (vgl. hierzu S. 78). Allerdings mögen schon damals einzelne Inseln bestanden haben, von denen die terrigenen Einschwemmungen stammen, die in der etwas küstennäheren Ausbildung der Pinswanger Schichten der tektonischen Brekzie des Rohrdorfer Bruches gefunden wurden (HAGN 1953 a, S. 333; 1954 c, S. 80). Deutliche Anzeichen eines Landgebietes machen sich bereits in den Gerhardtstreiter Schichten bemerkbar, die im Gegensatz zu den Pattenauer Schichten einen bestimmten Feinsandgehalt aufweisen; auch läßt die Fauna der Gerhardtstreiter Schichten, die lagenweise reich an Glaukonit sein können, auf eine geringere Wassertiefe schließen. Im höheren

Maastricht scheint die Intrahelvetische Schwelle bereits ein zusammenhängender Festlandsstreifen gewesen zu sein, der das nach Ablagerung der Gerhardtstreiter Schichten trockengelegte Nordhelvetikum vom Südhelvetikum trennte, in dem die landnahen Hachauer Schichten abgelagert wurden (vgl. hierzu S. 65). Die inzwischen tiefgründig verwitterte und teilweise abgetragene Intrahelvetische Schwelle wurde erst wieder im mittleren Lutet überflutet, als das Meer des Südhelvetikums zur Zeit der Adelholzener Schichten auf sein nördliches Vorland übergriff. Während die Transgression immer weitere Teile des nördlichen Randstreifens erfaßte, erfolgte im Süden eine Trogvertiefung, in deren Verlauf die Stockletten entstanden. Die vor allem im Bereich der Intrahelvetischen Schwelle auftretenden Lithothamnien-Kalke sprechen aber dafür, daß trotz der Absenkung noch genügend Untiefen vorhanden waren, auf denen sich die Lithothamnienrasen ansiedeln konnten. Örtlich mögen auch inselartige Aufragungen bestanden haben. Es darf ferner angenommen werden, daß der Nordabfall der Intrahelvetischen Schwelle steiler war als sein Südhang, da am Kirchberg bei Neubeuern a. Inn Riffbildungen beobachtet wurden, die auf den Nordrand der aus Lithothamnien-Kalken bestehenden Schubmasse des Südhelvetikums beschränkt sind (HAGN 1954 c, S. 60—61, 79).

Für die Frage nach der Herkunft des *Laterits* ist von Bedeutung, daß die meisten Vorkommen im ultrahelvetischen Raum liegen. Im Nordhelvetikum fehlen lateritische Färbungen vollständig, und auch in der südlichen helvetischen Fazieszone sind sie auf die Seewer-Schichten und auf die verhältnismäßig seltenen Kalkgerölle beschränkt, die am Kirchberg bei Neubeuern a. Inn in gröberstruiereten Lithothamnien-Kalken gefunden wurden (S. 127). Dagegen werden Rotfärbungen sowohl im Nord- als auch im Südultrahelvetikum beobachtet. Da bunte Schichten auch in der Ostalpinen Flyschzone auftreten, kann zumindest ein Teil der lateritischen Einschwemmungen auf den Cetischen Rücken zurückgeführt werden. Andererseits ist anzunehmen, daß lateritische Substanzen auch von weiter nördlich gelegenen Schwellen oder Inseln in das Meer gelangten. Für die rotgefärbten Kalkgerölle aus den Lithothamnien-Kalken des Kirchbergs bei Neubeuern a. Inn ist durchaus an eine inselartige Aufragung der Intrahelvetischen Schwelle zu denken, während für die Rotfärbung im nordultrahelvetischen Bereich am ehesten eine Schwelle oder ein Inselzug in Betracht kommt, der im Grenzbereich von Südhelvetikum zum Nordultrahelvetikum gelegen hat.

Damit kann erneut die Frage gestellt werden, ob zwischen dem südhelvetischen Ablagerungsraum und dem nördlichen Ultrahelvetikum eine Schwelle oder ein Inselzug anzunehmen ist oder nicht. Diese Frage kann, wenigstens teilweise, ohne weiteres bejaht werden. Sieht man nämlich von möglichen lateritischen Einschwemmungen ab, so bleibt als wesentliches Argument die Beobachtung von REIS, daß in der Sandnock-Fazies gegenüber der Kressenberger Ausbildung eine Zunahme des Quarzgehaltes zu verzeichnen ist (S. 128). Auch TRAUB konnte am Haunsberg die Feststellung treffen, daß die Mächtigkeit der sandigen Mittelschichten nach Süden zunimmt (S. 129). Außerdem zeigte DE KLASZ, daß der bunten Schichtfolge des ultrahelvetischen Alttertiärs im Eisenärztler Raum gelegentlich Sandsteinbänkchen eingeschaltet sind (S. 99). Im Allgäu erscheint die Annahme einer schuttliefernden Schwelle oder einzelner Inseln gleichfalls nicht zu umgehen, da sowohl der Feinsandgehalt der „schwarzen Leimerschichten“ als auch die gröberklastischen Bestandteile der Schelpen-Serie („Wildflysch“ auct.) ein kristallines Liefergebiet voraussetzen. Einschränkend ist allerdings zu bemerken, daß diese Annahme im wesentlichen nur für das Alttertiär gilt, da die oberkretazischen Ablagerungen des Südhelvetikums und des Nordultrahelvetikums teilweise sehr enge fazielle und faunistische Beziehungen zueinander aufweisen, so daß eine trennende Barre oder faziesbeeinflussende Insel

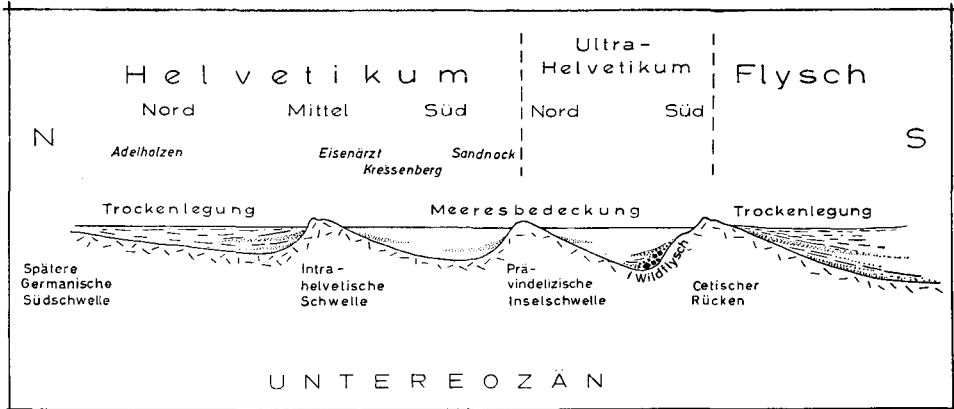


Abb. 8. Schematische Darstellung des helvetischen und ultrahelvetischen Trogs sowie der Flyschzone während des Untereozäns.

nicht mit Sicherheit angenommen werden kann (vgl. hierzu S. 125). Es erscheint außerdem ziemlich sicher, daß diese Prävindelizische Inselfschwelle<sup>86)</sup>, wie sie nach REIS (1896, S. 85) und TRAUB (1953, S. 33) genannt werden soll, niemals die Bedeutung erlangt hat wie etwa die Intrahelvetische Schwelle oder gar der Cetische Rücken, da ihre Breite offenbar bedeutend geringer war.

Für das ostbayerische Ultrahelvetikum kann demnach das folgende paläogeographische Bild entworfen werden (vgl. hierzu Abb. 8): Der ultrahelvetische Trog wurde im Norden durch die Prävindelizische Inselfschwelle und im Süden durch den Cetischen Rücken begrenzt; dabei ist zu berücksichtigen, daß der erstgenannte Festlandszug nicht immer und nicht an allen Orten als trennende und schuttliefernde Barre gewirkt hat. Die Ablagerungstiefe war im allgemeinen etwas größer als im Südhelvetikum und in der nordhelvetischen Fazieszone; Tiefseeablagerungen liegen aber nicht vor. Als Arbeitshypothese wird dabei angenommen, daß die einzelnen Tröge, ähnlich wie der Molassetrog, einen asymmetrischen Bau aufwiesen und daher im Süden am tiefsten waren (vgl. hierzu S. 161). Aus den faunistischen Befunden kann ferner auf die frühere Existenz warmer und kalter Strömungen geschlossen werden; es wurde gezeigt, daß die warmen Strömungen im Nordultrahelvetikum, die kalten im Südultrahelvetikum verliefen (S. 127). Es ist möglich, daß beim Zusammentreffen der beiden Strömungen Glaukonit in größeren Mengen ausgefällt wurde. Während ein Großteil der ultrahelvetischen Sedimente auf tieferes Wasser hinweist, kommen, vor allem im südultrahelvetischen Raum, auch Flachwassersedimente vor. Hierher sind insbesondere nummulitenführende Sandsteine und Brekzien zu rechnen, die wohl in flachen Buchten zur Ablagerung gekommen sind. Dieselbe Annahme ist für die Nummuliten- und Lithothamnien-Kalke der Oberen Junghansschichten notwendig, die als Gerölle im Wildflysch auftreten. Da die

<sup>86)</sup> Der Name erscheint zwar nicht besonders glücklich, weil er an den Begriff des „Vindelizischen Landes“ der alten Autoren anklängt, doch soll er vorerst beibehalten werden, um keine neue Bezeichnung schaffen zu müssen.

Bildung des Wildflysches in einem früheren Abschnitt dieser Arbeit (S. 119) mit dem Steilabfall des Cetischen Rückens in Verbindung gebracht wurde, liegt hier ein scheinbarer Widerspruch vor. Es ist aber durchaus denkbar, daß der Cetische Rücken, wenn vielleicht auch nur örtlich, einen schmalen Schelf besaß, auf dem sich die Flachwassersedimente bilden konnten und von dem sie durch „turbidity currents“<sup>87)</sup> zusammen mit den kristallinen Komponenten des Wildflysches in die Tiefe des ultrahelvetischen Tros verfrachtet wurden.

Da buntgefärbte Sedimente im gesamten ultrahelvetischen Raum auftreten, ist man berechtigt, den Ausdruck *Buntmergelserie* auf alle buntgefärbten, vorwiegend mergelig ausgebildeten Schichtglieder dieses Tros anzuwenden. Er stellt daher einen *Faziesbegriff* dar, der über das genauere Alter noch nichts aussagt. Da die Schichtfolge der Buntmergelserie lithologisch im allgemeinen nicht gliederbar ist, führt auch die Anwendung lokaler Schichtbezeichnungen (z. B. Buchecker Schichten) nicht weiter, denn diese stellen nur künstlich abgegrenzte Begriffe dar. Es wird daher vorgeschlagen, in Zukunft von Campan, Maastricht, Paleozän oder Eozän der Buntmergelserie zu sprechen. Ein weiterer Faziesbegriff des Ultrahelvetikums ist der des *Wildflysches*, der die vorherrschend gröberklastischen Gesteinsausbildungen umfaßt. Es ist zwar manchmal möglich, eine besonders charakteristisch ausgebildete Ablagerung mit einem eigenen Namen (z. B. Bolgen-Konglomerat, Dürnbach-Brekzie) zu belegen, doch befriedigt auch hier die petrographische Gliederung nicht. Daß auch die Verwendung des Begriffes Achthaler Sandstein in stratigraphischem Sinn zu Irrtümern geführt hat, wurde bereits weiter oben ausgeführt (S. 99—100). Es ist daher besser, bei der Beschreibung von ultrahelvetischen Ablagerungen anstelle von lokalen Schichtbezeichnungen die Fazies anzugeben und mit ihr die Angabe des durch Fossilien ermittelten stratigraphischen Niveaus zu verbinden.

Der ultrahelvetische Trog besaß ursprünglich nur eine geringe Breite, vielleicht war er der schmalste Ablagerungsraum überhaupt. Und doch hat er viele Rätsel aufgegeben, deren Lösung nicht zuletzt dadurch erschwert wird, daß die Sedimente dieses Raums im Verlauf der Flyschüberschiebung eine starke Raumverengung erfuhren und fast immer aus ihrem ursprünglichen Profilzusammenhang gerissen wurden. Schließlich fällt auch noch ins Gewicht, daß der ultrahelvetische Ablagerungsraum des östlichen Oberbayerns gegenüber seiner westlichen Fortsetzung eine viel geringere Ausdehnung besaß, so daß man mit gutem Grund davon sprechen kann, daß die Faziesräume im Osten zusammenschrumpften. Da auch die ehemals trennenden Schwellen und Inselzüge infolge tektonischer Vorgänge heute längst nicht mehr der unmittelbaren Beobachtung zugänglich sind, sondern durch ihre Abtragungsprodukte ermittelt werden müssen, war es notwendig, in den vorangegangenen Ausführungen durch eine Gesamtchau der einzelnen Argumente über die Abgrenzung des Ultrahelvetikums nach Norden und Süden so gut wie möglich Klarheit zu erlangen.

---

<sup>87)</sup> Da Dr. W. ZEIL seit einiger Zeit die Bedeutung der „turbidity currents“ für die fazielle Ausbildung der Flyschablagerungen untersucht, soll auf sie hier nicht näher eingegangen werden.

### g. Ostalpiner Flysch

Nachdem die Abgrenzung des Ultrahelvetikums von der Ostalpinen Flyschzone erfolgt ist, soll jetzt die Frage geprüft werden, ob auch im oberbayerischen Flysch alttertiäre Ablagerungen nachgewiesen werden können oder doch zu erwarten sind. Sieht man das einschlägige Schrifttum durch, dann erhält man auf diese Frage recht verschiedene Antworten, die durch die wechselnden Auffassungen über die stratigraphische, paläogeographische und tektonische Stellung des Ostalpinen Flysches bedingt sind. Es kann hier nicht der Ort sein, einen Abriss der Erforschungsgeschichte des Flysches zu geben. An dieser Stelle genügt der Hinweis, daß die älteren Autoren (z. B. GÜMBEL, REIS) den Flysch zur Gänze in das Alttertiär stellten, während in späterer Zeit meist der ältere Flysch zur Kreide, der jüngere zum Alttertiär gerechnet wurde. Daneben fehlte auch die Meinung nicht, daß in der Flyschfolge ausschließlich Äquivalente der Unter- und Oberkreide enthalten sind.

Bei der Darstellung der neueren Ergebnisse erscheint es zweckmäßig, zuerst die im Nordteil der Flyschzone liegenden „Tertiär“-Vorkommen zu besprechen. Hierher gehören die im Kern der Sigiswanger Oberkreidemulde auftretenden Schichten des Schliersbergs NE Schliersee sowie entsprechende Ablagerungen vom Hörnle bei Bad Kohlgrub (westliches Oberbayern). Im selben Zusammenhang ist auch ein erratisches Vorkommen von „Paleozän“-Flysch vom Zwiesel bei Bad Tölz zu behandeln. Dagegen sind die Konglomerate des Tratenbachs NE Lengries auf den Südrand der Flyschzone beschränkt; ihre stratigraphische und paläogeographische Deutung wird daher den Abschluß dieses Kapitels bilden.

**Schliersberg-Sandstein.** — Nach M. RICHTER (1937, S. 139—140, Abb. 50 auf S. 152) liegen die Tertiäraufschlüsse am Schliersberg auf der Nordseite unterhalb des Gipfels. Das Liegende bilden Piesenkopf-Schichten der höheren Oberkreide. Er schrieb: „Der allmähliche Übergang legt nahe, in den genannten Vorkommen Paleozän oder Untereozän zu sehen.“ Eine eingehende petrographische Beschreibung der Sandsteine des Schliersberggipfels, die auf der geologischen Karte mit der Signatur der Unternogg-Schichten versehen wurden, lieferten M. RICHTER & A. (1939, S. 675—676). Demnach gehen diese Gesteine aus den liegenden Piesenkopf-Kalken durch allmähliche Sandaufnahme hervor. Harte Sandkalke und kalkige Sandsteine überwiegen. „Die Sandsteine sind teils fein-, teils mittelkörnig und enthalten reichlich Glimmer, auf den Schichtflächen vielfach auch kohliges Pflanzenhäcksel. Einzelne Bänke sind außerdem reich an Glaukonit.“ Aus dem Fehlen einer Schichtlücke schlossen die genannten Autoren, „daß es sich bei diesen Serien nur um Untereozän handeln kann. Daß es sich überhaupt um Eozän handelt, wird durch das Vorhandensein von kleinen Nummuliten und Discocyclinen ... bewiesen.“ In einer späteren Arbeit belegte M. RICHTER (1955, Tab. auf S. 545) dieselben Gesteine, die er nunmehr für Ablagerungen des Maastrichts hielt, mit dem Namen „Schliersberg-Sandstein“; eine Begründung dieser abweichenden Einstufung gab er indes nicht. Auch in einer jüngst erschienenen Veröffentlichung stellte M. RICHTER (1957, S. 171) die Sandsteine des Schliersberggipfels in das Maastricht.

Neuaufsammlungen, die der Verfasser auf zwei Exkursionen durchführte, erbrachten das folgende Ergebnis:

Schlammproben (Nr. 1028, 1151—1153, 1206), die mergeligen Lagen zwischen den einzelnen Sandsteinbänken entnommen wurden, lieferten reiche bis mäßig reiche Mikrofaunen, in denen großwüchsige Sandschalen überwiegen. Die Faunen sind zwar teilweise reich an Individuen, jedoch verhältnismäßig arm an Gattungen und Arten. Insgesamt konnten folgende sandschalige Gattungen nachgewiesen werden:

*Rhabdammina*  
*Rhizammina*  
*Hyperammina*  
*Dendrophrya*  
*Hormosina*  
*Involutina*  
*Glomospira*  
*Trochamminoides*

Probe 1028 enthält zusätzlich seltene kalkschalige Foraminiferen, darunter kleinwüchsige zweikielige Globotruncanen sowie Gehäuse der Gattung *Lockhartia*<sup>88)</sup> (Taf. 12). In der Probe 1151 wurde das Gehäuse einer *Guembelina* gefunden. Probe 1152 führt kleine, zweikielige Globotruncanen, Gehäuse der Gattungen *Lockhartia* und *Globigerina* sowie andere, infolge schlechter Erhaltung nicht näher bestimmbare Kleinforaminiferen. Probe 1206 lieferte kleine ein- und zweikielige Globotruncanen, Globigerinen und Globigerinellen, ferner die sandschalige Art *Hormosina rhumbleri* (FRANKE). Reste von Bryozoen wurden in den Proben ebenfalls gelegentlich angetroffen.

Von den Dünnschliffen, die vom Schliersberg-Sandstein angefertigt wurden, ist nur ein einziger Schliff (Nr. 649/a/57) stratigraphisch bedeutsam. Der untersuchte Sandkalk enthält neben anderen, nicht bestimmbaren Kleinforaminiferen häufig *Guembelinen*, seltene Globotruncanen-Bruchstücke sowie einen Orbitoiden-Rest. Dazu gesellen sich spärliche Bryozoen-Fragmente. Die übrigen Schliffe zeigten dagegen keine altersweisenden Mikrofossilien.

Somit kann gesagt werden, daß die Mikrofaunen des Schliersberg-Sandsteins keine Hinweise auf ein alttertiäres Alter liefern. Sie sprechen vielmehr für höchste Oberkreide. Eine Entscheidung darüber, ob Campan oder Maastricht vorliegt oder ob im Schliersberg-Sandstein beide Zeitabschnitte vertreten sind, ist erst nach Gewinnung eines reicheren Materials an kalkschaligen Foraminiferen möglich.

Es darf angenommen werden, daß die von M. RICHTER & A. (1939) in ihren Schliffen beobachteten Nummuliten und Discocyclinen in Wirklichkeit großwüchsige Lenticulinen bzw. Orbitoiden waren. Die genannten Gattungen zeigen z. T. eine weitgehende morphologische Übereinstimmung. Wenn bei schlechter Erhaltung oder ungünstiger Schnittlage die trennenden Merkmale nicht mit Sicherheit festgestellt werden können, stößt eine Unterscheidung, vor allem der Orbitoiden und Discocyclinen, manchmal auf große Schwierigkeiten.

Ergänzend ist noch mitzuteilen, daß Frau Dr. G. WOLETZ drei Gesteinsproben, die der Verfasser unter dem Hauptgipfel des Schliersbergs aufsammlte, schwermineralanalytisch untersuchte. Das Ergebnis lautete (briefliche Mitteilung vom 23. 1. 1957): „Alle drei Proben aus dem Flysch des Schliersberges enthalten unter den durchsichtigen Schwermineralen viel Granat, danach ist es nach den bisherigen Erfahrungen bei den Flyschuntersuchungen ausgeschlossen, daß es sich um Eozänflysch handeln könnte. Solche Schwermineralgesellschaften sind aus

<sup>88)</sup> Die wenigen Gehäuse lassen noch keine artliche Bestimmung zu. Sie zeigen aber eine große Ähnlichkeit zu Gehäusen von *L. cf. minuscula* HOFKER, die der Verfasser Dr. G. COLOM aus dem Maastricht von Spanien verdankt. In jüngster Zeit beschrieb HOFKER (1958) aus dem Campan des Harz-Vorlandes eine recht ähnliche Form als *Daviesina voighti*. Diese neue Art steht nach HOFKER (l. c., S. 71) morphologisch zwischen „*Lockhartia* (*Daviesina* ?) *minuscula*“ HOFKER aus dem Santon NW-Deutschlands und *Daviesina flewiansi* (D'ORB.) aus dem Maastricht von Holland. Es ist daher zu erwarten, daß die eingehende Bearbeitung einer reicheren Population eine genauere Einstufung des Schliersberg-Sandsteins ermöglichen wird.

verschiedenen Niveaus der Oberkreide bekannt. Die drei Proben dürften aber verschiedenen Lagen der Oberkreide angehören, es ist mir bisher aber nicht möglich genauere Einstufungen zu machen.“ Frau Dr. WOLETZ sei für ihre Mitteilung auch an dieser Stelle herzlich gedankt.

Das Vorkommen am Hörnle bei Bad Kohlgrub. — BLÜHER (1935, S. 36) beschrieb vom Hörnle „feinbreschige Sandkalke“, aus denen er u. a. die Gattungen *Nummulites*, *Rupertia* und „*Orthophragmina*“ (= *Discocyclus*) angab. Die genannten Gattungen schließen bei richtiger Bestimmung Oberkreide aus. Nach BLÜHER enthält dieselbe Fauna aber auch noch „*Discorbina canaliculata* Rss.“ (= zweikielige *Globotruncana*) und *Orbitoides* sp., zwei Faunenelemente, die für höhere bzw. höchste Oberkreide bezeichnend sind. Es bleibt unklar, „welche Eozän-Stufe im Hörnle-Flysch vorhanden ist . . . Bei dem Übergang der Oberkreide-Mergel in die nummulitenführenden Sedimente könnte man unter Umständen an Paleozän denken.“

M. RICHTER (1937, S. 139) bemerkte hierzu folgendes: „Aus den Piesenkopfschichten entwickeln sich gelegentlich noch höhere Schichtglieder, die bereits zum Tertiär überleiten. Eine deutliche Grenze zwischen ihnen und den Piesenkopfschichten kann dabei nicht gezogen werden. Solche höheren Horizonte treten in tektonisch einwandfreier Stellung auf einmal im Hörnlegebiet bei Kohlgrub, dann wieder weiter im Osten auf dem Schliersberg, hier von BODEN irrlicherweise mit den Reiselsberger Sandsteinen verwechselt. Im Hörnlegebiet entwickeln sich aus den Piesenkopfschichten Feinbrekzien, Sandkalke, kalkige und glaukonitische feine Sandsteine. H. J. BLÜHER hat in ihnen im Dünnschliff Nummuliten nachgewiesen.“

HERBST (1938, S. 15) berichtete von einem *Inoceramen*-Fund, den er im Schönaugraben etwa 150 m unter dem BLÜHERSchen „Eozän“ machen konnte. Außerdem zitierte er eine Angabe HAHNS, nach der im unteren Reißberggraben ebenfalls ein *Inoceramus* gefunden wurde (l. c., S. 13, 15).

E. KRAUS (1942, S. 121, 131—133) stellte die Sandkalke des Hörnle aus tektonischen Gründen in die Unterkreide.

REICHEL (1955, Ms.) berücksichtigte im Rahmen der Bearbeitung des Trauchgau-Flysches auch den Hörnle-Aufacker-Flysch. Er stellte am Hörnle die Hällritzer und Bleicherhorn-Serie (s. unten) fest, von denen die letztere noch bis in das tiefste Alttertiär hineinreichen soll.

Am 11. 8. 1957 wurden unter Führung von Dr. R. REICHEL im Gebiet des Hörnle Neubegutungen durchgeführt, um durch die Aufsammlung von Schlamm- und Schleifproben eine Entscheidung in der oben skizzierten Altersfrage herbeizuführen. Das aufgesammelte Material stammt aus dem Schönaugraben, der zwischen dem Elmau-Berg und dem Aschler-Berg im N des Hinteren Hörnle nach Norden zieht, und aus dem Reißberggraben, der östlich des Hinteren Hörnle beginnt und einen nördlichen Quellast des Unsinnigen Grabens darstellt (vgl. hierzu die geologische Karte bei BLÜHER 1935). Nach einer freundlichen mündlichen Mitteilung von Dr. R. REICHEL befinden sich die jüngsten Aufschlüsse des Gebietes, die zur Bleicherhorn-Serie gehören, im Reißberggraben, während im Schönaugraben, abgesehen von der Zementmergelserie, nur die etwas ältere Hällritzer Serie aufgeschlossen ist.

Die im Schönaugraben aufgesammelten Mergelproben (1357—1366) haben, ähnlich wie die Mergelinschaltungen im Schliersberg-Sandstein, reiche bis mäßig reiche Foraminiferenfaunen geliefert, in denen großwüchsige Sandschaler das Faunenbild bestimmen. Die stratigraphisch wertvolleren kalkschaligen Foraminiferen wurden nur ganz untergeordnet angetroffen. Die Probe 1360 enthält folgende sandschalige Gattungen und Arten:

*Proteonina complanata* (FRANKE)  
*Placentamina lenticularis* (GRZYB.)  
*Dendrophrya excelsa* GRZYB.  
*Dendrophrya cf. excelsa* GRZYB.  
*Hormosina ovulum* (GRZYB.)  
*Hormosina rhumbleri* (FRANKE)  
*Involutina glabrata* (CUSHMAN & JARVIS)  
*Glomospira irregularis* (GRZYB.)  
*Trochamminoides* (?) sp.  
*Rzehakina epigona* (RZEHAČ)

In den übrigen Proben wurden noch folgende zusätzliche Gattungen und Arten gefunden:

*Rhabdammina* sp.  
*Hyperammina subnodosiformis* GRZYB.  
*Reophax scalaris* GRZYB.  
*Glomospira gordialis* (JONES & PARKER)  
*Lituotuba* sp.  
*Trochamminoides irregularis* (WHITE)  
*Thalmannammina* sp.

Pelagische Kleinforaminiferen wurden in den Proben 1359, 1360 und 1362 festgestellt. Probe 1359 enthält *Globotruncana cf. linneiana* (D'ORB.), *G. cf. rugosa* (MARIE) und *Guembeлина* sp. In der Probe 1360 konnten *G. cf. linneiana* und *Globotruncana* sp. beobachtet werden, während aus Probe 1362 ein großwüchsiges Gehäuse sowie ein teilweise erhaltener Kieselsteinkern von *G. rugosa* isoliert wurden.

Aus den härteren Gesteinspartien wurden mehrere Dünnschliffe angefertigt (Nr. 728—735 a/58). Der Hällritzer Serie fehlen die Mürbsandsteine der Bleicherhorn-Serie, wie sie im Reißberggraben ziemlich häufig auftreten. Dafür stellen sich neben feineren auch etwas gröbere Brekzien ein. Im Oberlauf des Schönaugrabens beobachtet man Anzeichen von submariner Gleitung; Handstücke zeigen das taschenförmige Eingreifen einer Feinbrekzie in eine dichte, pelitische Gesteinsvarietät.

In einem Teil der Schliffe konnten Reste von Orbitoiden festgestellt werden. Gelegentlich beobachtet man die Gattung *Siderolites*; die angetroffene Art gehört aber nicht zu *S. calcitrapoides* LAM. Schliff 734 a/58 enthält *Bolivina incrassata* REUSS, in Schliff 732 a/58 konnten umgelagerte Orbitolinen nachgewiesen werden. Weitere organogene Bestandteile der untersuchten Schliffe sind nicht näher bestimmbare Kleinforaminiferen, Schwammreste, Bryozoen, seltene Hippuriten- und *Radiolites*-Bruchstücke sowie Echinodermen-Reste.

Die Mikrofaunen der im Reißberggraben aufgesammelten Schlämmpuben (1348—1356) sind im allgemeinen bedeutend ärmer als die des Schönaugrabens. Z. T. sind sie überhaupt nahezu mikrofossillier oder führen, abgesehen von seltenen Sandschalern, nur pyritisierte stabartige Gebilde. Die reichste Probe (Nr. 1348) enthält eine mäßig reiche, großwüchsige Sandschalerfauna, die sich aus den Gattungen *Rhabdammina*, *Rhizammina*, *Dendrophrya*, *Hormosina*, *Involutina*, *Glomospira* und *Trochamminoides* zusammensetzt. Dazu wurden einige wenige verkieselte Kalkschaler festgestellt, die als *Pleurostomella* sp. und *Gyroidina* sp. bestimmt werden konnten. Altersweisende Mikrofossilien fehlen. Eine andere Probe (Nr. 1353), die bei 1310 m entnommen wurde, lieferte Gehäuse der Gattung *Hormosina*, Pyritstengel und Kieselsteinkerne der Diatomeen-Gattung *Coscinodiscus* (s. unten).

Im Reißberggraben sind zahlreiche Mürbsandsteinbänke aufgeschlossen. Feinkörnige Brekzien, Sandsteine und Kalksandsteine sind ebenfalls häufig. Mergel- und Mergelkalkbänkchen zeigen auf den Schichtflächen nicht selten Chondriten und Helminthoiden. Die Mergelzwischenlagen sind häufig ziemlich tonreich ausgebildet.

In einem Teil der Dünnschliffe (Nr. 719—727 a/58; G 2—4 a/58) von den eben genannten Gesteinen wurden seltene Bruchstücke von Orbitoiden und Globotruncanen nachgewiesen. Stratigraphisch ohne Bedeutung sind dagegen Reste anderer Foraminiferen, Schwamm-



Abb. 9. *Orbitoides* sp., nichtorientierter Schrägschliff. — Maastricht (?), Bleicherhorn-Schichten, Reißberggraben am Hörnle bei Bad Kohlgrub, 1340 m. — Belegstück Prot. 753 = Schliff G 4 a/58. — 75 : 1.

nadeln und Bryozoen. Orbitoiden wurden bei 1300 m (Schliffe 719 a/58 und G 2 a/58), 1320 m (Schliffe 722 a/58 und G 3 a/58) und 1340 m (Schliffe 725 a/58 und G 4 a/58) beobachtet. Abb. 9 zeigt einen Schrägschnitt durch einen *Orbitoides* (G 4 a/58), der durch die Theca des Embryonalapparates hindurchgeht; die dachziegelartig gebogenen Außenwände der Äquatorialkammern sind gut zu erkennen.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß weder im Schönaugraben noch im Reißberggraben Hinweise für ein Alttertiäralter der untersuchten Schichten ermittelt werden konnten. Die Hällritzer Serie des Schönaugraben gehört nach Aussage der pelagischen Foraminiferen noch nicht dem Maastricht an; sie kann daher am ehesten in das Ober-Campan eingestuft werden. Auch die übrigen Faunenelemente widersprechen dieser Altersbestimmung nicht. Allenfalls käme für eine Einstufung noch das tiefste Unter-Maastricht in Frage. Die Schichten des Reißberggrabens sind dagegen wohl schon dem Maastricht zuzurechnen; eine sichere Einstufung wird allerdings dadurch erschwert, daß einerseits pelagische Kleinforaminiferen fehlen, andererseits die spärlichen Orbitoiden-Reste, die ohnehin nur in nichtorientierten Schliffen vorliegen, bis jetzt nicht näher bestimmt werden konnten.

Von einigem stratigraphischen Interesse ist das Auftreten von Kiessteinkernen der Diatomeen-Gattung *Coscinodiscus* im Reißberggraben bei 1310 m (Pr. 1353), weil dieses Fossil bislang als Leitform für das tiefere Alttertiär, wenigstens des nordwestdeutschen Raums, betrachtet wurde (BETTENSTAEDT 1949, Abb. 1 b auf S. 158). Im Reißberggraben gehört die *Coscinodiscus*-führende Fundschicht mit Sicherheit der Oberkreide an, denn sowohl die liegenden als auch die hangenden Schichten sind bei 1300—1320 m durch das Auftreten von Orbitoiden gekennzeichnet (s. oben). Inzwischen wurden Kiessteinkerne von *Coscinodiscus* auch im Unter-Maastricht der helvetischen Zone beobachtet; die entsprechende Schlammprobe stammt aus den Gerhardtsreiter Schichten des E—W verlaufenden Grabens S Spirka (Probe 1495).

Von geringem stratigraphischen Wert, aber außerordentlich aufschlußreich für die Deutung der Fazies, sind die sandschaligen Foraminiferen, die in der Regel ziemlich großwüchsig ausgebildet sind. BETTENSTAEDT (1958 a, S. 572) nannte sie „Wildfisch-Sandschaler“; er rechnete hierher u. a. die Gattungen *Ammodiscus* (= *Involutina*), *Trochamminoides*, *Barkerina*, *Placen-*

*tamina*, *Proteonina*, *Hormosina* und *Nodellum*. Es wurde bereits gezeigt, daß mehr oder minder reine Sandschalerfaunen, die sich aus den genannten und noch einigen anderen Gattungen zusammensetzen, auch im südultrahelvetischen Raum vorkommen (S. 87, 103). Die Sandschalerfaunen der Hällritzer und Bleicherhorn-Serie weisen wohl ebenfalls auf kalte Strömungen hin, die entlang des Südhanges des Cetischen Rückens verliefen (vgl. hierzu S. 127).

Die Brekzien vom Zwiesel bei Bad Tölz. — Es handelt sich um lose Blöcke, deren Alter vom Verfasser (1950 a, S. 168—170; 1951, S. 114, 117) wegen angeblicher Discocyclinen-Funde zunächst als tiefstes Paläozän bzw. als Paleozän bestimmt wurde (zur Geologie des Gebietes vgl. SCHMIDT-THOMÉ 1951, Abb. 1 auf S. 214). Die spätere Umbestimmung der Discocyclinen in Orbitoiden machte, zumal die Schriffe neben anderen Oberkreide-Foraminiferen *Siderolites calcitrapoides* LAM. enthalten, die Annahme eines Maastricht-Alters notwendig (1953 b, S. 19; 1954 c, Fußn. 15 auf S. 110; 1955 c, Taf. 38, Bild 1—2; Taf. 39, Bild 1). Eine Umlagerung der für Maastricht bezeichnenden Foraminiferen in jüngere Schichten (Dan), wie sie der Verfasser (1952 a, S. 214—215) zeitweilig für möglich hielt, hat wohl nicht stattgefunden. Entgegen einer früheren Auffassung kann heute angenommen werden, daß auch die Brekzien vom Zwiesel der obersten Kreide der nördlichen Flyschmulde angehören und somit Äquivalente des Schliersberg-Sandsteins und der Schichten vom Hörnle darstellen.

Nach Ansicht des Verfassers sind die Sandsteine, Kalksandsteine, Sandkalke sowie die fein- bis mittelkörnigen Brekzien der Hällritzer und Bleicherhorn-Serie und deren Äquivalente im Osten und Westen Ablagerungen eines nicht sehr tiefen Trogs. Die meist nicht seltenen Mergel- und Mergelkalk-Zwischenlagen mit Lebensspuren (Chondriten und vor allem Helminthoiden) lassen denselben Schluß zu (vgl. hierzu TAUBER 1949, S. 145 *usf.*; HAGN 1954 c, S. 108). Es wurde bereits auf S. 121 die Vermutung ausgesprochen, daß der Südhang des Cetischen Rückens flacher war als sein Nordabfall. Dennoch konnte es an örtlich übersteilten, durch Bodenunruhen bewegten Böschungen zu submarinen Rutschungen kommen (S. 138). Es kann also E. KRAUS (1951 b, S. 35) nicht beigeplichtet werden, wenn er von einer „Tiefwasserflyschvertretung“ im Maastricht spricht. Da Dr. W. ZEIL derzeit mit Faziesfragen im Flysch beschäftigt ist, soll auf sie in der vorliegenden Arbeit nicht näher eingegangen werden (vgl. hierzu ZEIL 1956 b, S. 140—141).

Im nördlichen Faziesbereich der Ostalpinen Flyschzone Oberbayerns konnten somit bis heute keine Ablagerungen alttertiären Alters nachgewiesen werden. Dadurch wird die Ansicht von E. KRAUS (1951 b, S. 34—35) bestätigt, daß die jüngsten Versteinerungen der Flyschzone auf Maastricht hinweisen. Es muß allerdings die Möglichkeit offengelassen werden, daß an anderen, noch nicht eingehender untersuchten Stellen des oberbayerischen Flysches (z. B. Teisenberg, Schwaiger Alm bei Lenggries) doch noch Äquivalente des ältesten Tertiärs gefunden werden. Außerdem ist nicht mit Sicherheit auszuschließen, daß über dem Maastricht noch alttertiäre Schichten zur Ablagerung gekommen sind, die aber später wieder erosiv entfernt wurden. Dafür könnte sprechen, daß REICHEL (in ZÖBELEIN 1955, S. 343) das Alter flyschartiger Gerölle aus dem Katt und Unterquitan der Murnauer und Rottenbacher Mulde an Ammer und Lech als Alttertiär bestimmen konnte. Es wäre aber ebensogut denkbar, daß derartige Gesteine aus dem südlichen Ultrahelvetikum stammen, dessen Ablagerungen ja gleichfalls Flyschfazies zeigen (S. 122). In jedem Fall dürfte es ziemlich unwahrscheinlich sein, daß im Bereich der Ostalpinen Flyschzone in nachpaleozäner Zeit noch marine Sedimente gebildet wurden, weil sich das Hauptsenkungsgebiet in der Zwischenzeit weiter nach Norden verlagert hat (vgl. hierzu Abb. 7).

Zieht man die östliche Fortsetzung der Ostalpinen Flyschzone zum Vergleich heran, so ergeben sich ähnliche Gesichtspunkte. Nach PREY (1957, S. 321, 325—326) reicht die Schichtfolge des Flysches im Raum von Rogatsboden (NÖ) bis in das Dan bzw. bis ins älteste Paleozän; diese jüngsten Flyschablagerungen, die aus der mürbsandsteinführenden Oberkreide hervorgehen, führen *Textulariella* (?) *varians* GLAESSNER, alttertiäre Globigerinen- und Globorotalien-Arten sowie Pyritsteinkerne der Diatomeen-Gattungen *Coscinodiscus* und *Triceratium* (l. c., S. 326). Auch im oberösterreichischen Flysch sammelte PREY (l. c., S. 328) E Gmunden eine Probe auf, deren Mikrofauna auf ältestes Tertiär hinweist.

Ein Vergleich mit dem Westen führt zu übereinstimmenden Ergebnissen. Nach M. RICHTER (1957, Tab. auf S. 169) umfaßt die Bleicherhorn-Serie der nördlichen Allgäu—Vorarlberger Flyschzone auch noch das Dan und das Paleozän (?); im Text auf derselben Seite vertrat M. RICHTER allerdings die Meinung, daß die genannten Schichten über das Maastricht nicht hinausreichen. Mikropaläontologische Untersuchungen führten BETTENSTAEDT (1958, S. 578, Tab. 2 auf S. 577) zu der Auffassung, daß in der Bleicherhorn-Serie auch noch paleozäne bis untereoazäne Ablagerungen enthalten sind.

Abschließend ist daher zu bemerken, daß der Schliersberg-Sandstein des ostoberbayerischen Flysches ein Äquivalent zu folgenden Ablagerungen darstellt:

Im Osten: Mürbsandsteinführende Oberkreide (PREY 1951 a, S. 125). Eine ausführliche Beschreibung dieser Schichten findet sich in PREY (1951 b, S. 139—140).

Im Westen: Hällritzer-Serie (M. RICHTER 1955, Tab. auf S. 545) bzw. Hällritzer-Schichten (E. KRAUS 1955, S. 564) und Bleicherhorn-Serie (M. RICHTER 1955, l. c.) bzw. Bleicherhorn-Schichten (E. KRAUS 1955, l. c.). Die Namen stammen aus dem westlichen Allgäu. Im Liechtensteiner Flysch entsprechen die Planknerbrücke- und die Fanóla-Serie (BLASER in ALLEMANN & BLASER 1951, S. 188, 190).

Weitere synonyme Ausdrücke sind Muldeneocän (MÜLLER-DEILE 1940, S. 346) und Jüngerer Flysch-Sandstein (W. RICHTER 1937, S. 64; vgl. hierzu HAGN 1959, Ms.).

Zuletzt ist noch das am Südrand der Flyschzone liegende Konglomeratvorkommen im Tratenbach NE Lenggries zu besprechen. Bezüglich der älteren Literatur (BODEN) sei auf HAGN (1959, Ms.) verwiesen. Nach M. RICHTER & A. (1939, S. 689) stellen diese Ablagerungen, die reich an kalkalpinen und exotischen Komponenten sind, Äquivalente des Cenomans dar, das als eigene tektonische Schuppe am Südrand der Flyschzone vom Allgäu bis in das östliche Oberbayern entlangzieht.

Funde von Inoceramen gestatteten HERBST (1938, S. 15), das Alter eines Teiles der Konglomeratvorkommen am Südrand der Flyschzone mit großer Wahrscheinlichkeit als Maastricht zu bestimmen. Er stellte diese Konglomerate in die Flyschzone, betonte jedoch gleichzeitig, daß entsprechend ausgebildete Ablagerungen auch in der benachbarten kalkalpinen Randzone auftraten (l. c., S. 22).

Mikropaläontologische Untersuchungen des Verfassers (HAGN 1951, S. 113 usf.) erbrachten den Nachweis, daß die Konglomerate des Tratenbachs nicht dem Cenoman angehören können, da Mergelzwischenlagen neben umgelagerten Oberkreidefaunen Foraminiferen lieferten, die ein jüngeres Alter als Senon anzeigen. Wenig später wies er erneut darauf hin, daß das genannte Vorkommen nicht älter als Dan sein kann, da in ihm „*Globorotalia angulata* (WHITE)“ auftritt (HAGN 1952 a, S. 213—214). Eine weitere Arbeit des Verfassers (HAGN 1955 c, Taf. 39, Bild 2) enthält das Dünnschliffbild eines feinkörnigen, plattigen

Sandsteins, der ebenfalls im Schichtverband mit dem Tratenbach-Konglomerat steht.

In jüngster Zeit konnte der Verfasser die Bestimmungen der Foraminiferen des Tratenbach-Konglomerats mit Hilfe eines reichen Vergleichsmaterials überprüfen (Proben 1021—1022). Demnach ist die „*Guembelina* mit stark aufgeblähten Kammern“ (HAGN 1951, S. 108) als *Guembelina crinita* GLAESSNER zu bestimmen. Die „*Globigerina*, die der *Gl. angulata* WHITE . . . aus dem Velasco von Mexico (nach WICHER 1949 = Dan) außerordentlich nahesteht“ (l. c., S. 108), ist zwar mit *Globorotalia* = *Truncorotalia angulata* (WHITE) eng verwandt, fällt aber in die Variationsbreite von *Truncorotalia crassata aequa* (CUSHMAN & RENZ). Die Gattungen *Operculina*, *Bulimina*, *Alabamina* und *Cibicides* lassen indes keine artliche Bestimmung zu, da die wenigen Gehäuse hierfür nicht ausreichen. Wenn auch die Fauna arm an Arten und Individuen ist, so gestatten doch die pelagischen Faunenelemente (*Truncorotalia* und *Guembelina*), das Alter der untersuchten Schichten als höheres Paleozän zu bestimmen, wobei nach LOEBLICH & TAPPAN (1957, Abb. 4 auf S. 1126) Untereozän nicht mit Sicherheit auszuschließen ist.

Es muß weiteren Untersuchungen vorbehalten bleiben, das Liegende des Tratenbach-Konglomerats zu ermitteln und seinen Schichtumfang genauer festzulegen. Nach den Inoceramen-Funden HERBSTS darf damit gerechnet werden, daß in dieser Schichtserie neben alttertiären Anteilen auch Äquivalente der höchsten Oberkreide vertreten sind. Sodann bleibt die Frage nach der regionalen Verbreitung des Tratenbach-Konglomerats zu beantworten; insbesondere sind die gegenseitigen Beziehungen zwischen den jüngsten Flyschablagerungen und dem „oberostalpinen Rand-Cenoman“ noch eingehend zu überprüfen. Die Untersuchungen ZEILS (1955, S. 216) haben nämlich ebenfalls ergeben, daß dieser „cenomane Randstreifen“ (M. RICHTER & A. 1939, S. 689) nicht einheitlich aufgebaut ist; während örtlich in dieser Zone Cenoman mit Mikrofossilien nachgewiesen werden kann, sind im Gebiet der Benediktenwand sowie zwischen Isar und Schliersee in der gleichen Zone Flyschsedimente jüngeren Alters vertreten.

## h. Nördliche Kalkalpen

### a. Einführende Bemerkungen

Bis in die jüngste Zeit herrschte im Schrifttum die Meinung, daß das kalkalpine Gebiet während des älteren Alttertiärs trockengelegt war und erst wieder im Obereozän vom Meer überflutet wurde. Diese Ansicht wurde u. a. von SCHLOSSER (1925 b, S. 48, 65—66), OSSWALD (1928, S. 260—262), TRAUB (1948, S. 166), HAGN (1950 b, S. 36—38), GANSS (1951 b, S. 209), E. KRAUS (1951 b, S. 42—43)<sup>89)</sup>, HAGN (1954 c, S. 55, 66, 117, 122), HAGN & ZEIL (1954, S. 553—554, 564, 575—576), HAGN (1955 c, S. 3, Tab. 4 auf S. 12) und HEISSEL (1957, S. 64) vertreten. In manchen Textstellen ist sogar davon die Rede, daß die Alttertiär-Transgression erst im Oberen Obereozän (Priabon s. str.) erfolgte.

Neuuntersuchungen, die in den letzten Jahren im Reichenhaller Becken und im Unterinntaler Tertiär-Gebiet durchgeführt wurden, lieferten den Beweis, daß die kalkalpine Schichtfolge vollständiger ist, als man bisher angenommen

<sup>89)</sup> Auf S. 41 derselben Arbeit vertrat E. KRAUS dagegen die Ansicht, daß die nördlichen Kalkalpen zur „Lutet-Obereozän (?)“ -Zeit“ von einem Flachmeer bedeckt waren.

hatte. Auf Einzelheiten dieser Ergebnisse wird in den folgenden Kapiteln eingegangen werden. Die Untersuchungen an anstehenden Gesteinen erfuhren eine wertvolle Ergänzung durch die Bearbeitung von Tertiärgeröllen, die ZÖBELEIN (1955) in den Angerberg-Schichten des Höllgrabens bei Kleinsöll (bei Kundl, Unterinntal) aufsammlte. Nach den mikropaläontologischen Befunden REICHEL'S (in ZÖBELEIN 1955, S. 343) kann das Alter dieser Gerölle als paleozän, unter- oder mitteleozän bestimmt werden. Auffallend ist, daß die größten Gerölle (bis über 30 cm Kantenlänge) dem Paleozän angehören. Die paleozänen Ablagerungen sind als Sandsteine, Sandkalke, Mergelkalke und Kalke entwickelt, während das Unter- und Mitteleozän meist durch sandige Nummuliten—Lithothamnien-Kalke vertreten ist<sup>90)</sup>.

Hinweise auf Umlagerungsvorgänge, denen ältertertiäre Ablagerungen der Kalkalpen zum Opfer gefallen sind, finden sich auch schon in früheren Arbeiten. So erwähnte HERBST (1938, S. 54) Nummuliten-Kalkgerölle aus Priabon-Konglomeraten des Unterinntales. BRINKMANN (1948, Tab. zw. S. 256 und 257) gab gleichfalls aus dem Unterinntal Nummuliten-Kalkgerölle an, die er in den Zeitbereich Untereozän bis Mittleres Mitteleozän stellte. Da in der Literatur keine weiteren Angaben aufzufinden waren, ist zu vermuten, daß sich die angeführten Zitate auf eine Textstelle bei AMPFERER (1922, S. 117) beziehen; der genannte Autor berichtete über den Fund eines Gerölls von Nummuliten-Kalk im Liegend-Konglomerat der Angerberg-Schichten beim Berglsteinersee, das er aus dem Liegenden der oligozänen Zementmergelserie herleitete. Da AMPFERER (l. c., S. 113) annahm, daß im Unterinntal zwischen dem Obersenon und dem Priabon eine beträchtliche Schichtlücke klappt, konnte er das Muttergestein des Gerölls allerdings nicht in älteren als obereozänen Gesteinen suchen<sup>91)</sup>.

Es sind noch viele Fragen, die das inneralpine Tertiär betreffen, offen. In der vorliegenden Arbeit soll vor allem dem Einsetzen der Transgression bzw. der Transgressionen, der Ausbildung von Schichtlücken, der Faziesentwicklung und schließlich dem Aufhören der Sedimentation in den einzelnen Becken ein besonderes Augenmerk gewidmet werden. Da derzeit im kalkalpinen Raum unter Anleitung des Verfassers mehrere Diplomarbeiten und Dissertationen angefertigt werden, sollen die folgenden Ausführungen so kurz wie möglich gehalten werden.

### β. Reichenhaller Becken

Im Reichenhaller Becken, zu dem auch das Untersberg-Vorland gerechnet wird, konnten in den vergangenen Jahren wesentliche Neuerkenntnisse gewonnen werden. Eine kurze Übersicht mag dies bestätigen.

Der Verfasser (HAGN 1952 a, S. 203, 208—209, 211) konnte mit Hilfe von Kleinforaminiferen im Untersberg-Vorland zum ersten Mal Schichten nachweisen, die jünger als Maastricht, aber älter als Obereozän sind. Er hielt nach dem damaligen Stand der Kenntnisse eine Einstufung in das Dan (noch als oberste Kreide aufgefaßt) für gerechtfertigt. Die ausgeschlammten Mikrofaunen enthalten, abgesehen von zahlreichen umgelagerten Foraminiferen aus der Oberkreide, „gekielte Globorotalien“ (= Truncorotalien), darunter *T. angulata* (WHITE) (vgl. hierzu l. c., S. 207).

REICHEL (in ZÖBELEIN 1955, S. 345) gelangte zu dem Ergebnis, daß ein sandiger Globigerinen-Kalk aus dem Weißbachtal bei Reichenhall wahrscheinlich dem Untereozän angehört.

DE KLASZ (1956, S. 413—414) bezweifelte das Dan-Alter der vom Verfasser aus dem Untersberg-Vorland beschriebenen Ablagerungen; er ist eher geneigt, in ihnen Äquivalente des

<sup>90)</sup> Vgl. hierzu Fußn. 106 und Fußn. 107 auf S. 168.

<sup>91)</sup> Auf briefliche Anfragen teilten sowohl Prof. Dr. R. BRINKMANN als auch Dr. G. HERBST dem Verfasser liebenswürdigerweise brieflich mit, daß ihren Angaben keine eigenen Funde zugrunde lägen, sondern daß sie sich auf das bestehende Schrifttum bezögen.

Paleozäns zu erblicken. Er fügte allerdings hinzu: „Ich kann mich hier nicht mit dem komplizierten Problem der Danien—Paleozän-Grenze auseinandersetzen.“

KÜPPER (1956, S. 275) teilte mit, daß er am Nordfuß des Untersbergs Gesteine in der Ausbildung der Nierentaler Schichten fand, die eine reiche Mikrofauna des Paleozäns lieferten (vgl. hierzu l. c., S. 284).

Im Zusammenhang mit der Deutung des Profils des Beckens von Gosau kam der Verfasser (HAGN 1957, S. 31—33) nochmals auf das Dan am Nordfuß des Untersbergs zurück. Er bestimmte die Fundschicht der seinerzeit untersuchten Proben als höheres Dan (= Dan II) im Sinne von WICHER bzw. BETTENSTAEDE & WICHER; ausschlaggebend hierfür war das Auftreten von *Truncorotalien*, da diese Gattung bisher im allertiefsten Tertiär noch nicht gefunden wurde (vgl. hierzu l. c., S. 28—30).

SCHLAGER (1957, S. 70—71) veröffentlichte ein Untersuchungsergebnis des Verfassers, nach dem im Kühlgraben (Untersberg-Vorland) über Dan II Paleozän und darüber Untereozän folgt. Im Paleozän treten die ersten Nummuliten und Discocyclinen auf, das Untereozän ist durch *Cwoillierina vallensis* (RUIZ DE GAONA) und *C. yarzai* (RUIZ DE GAONA) hinlänglich gesichert.

HERM (1957, Ms.) konnte das Alter der Schichten im Weißbach, die von REICHEL (in ZÖBELEIN) mit Wahrscheinlichkeit dem Untereozän zugeordnet wurden, auf Grund von Hantkeninen-Funden als Mitteleozän bestimmen. Es gelang ihm ferner, die Transgressionsbildungen im Gebiet von Hallthurn in das höhere Mitteleozän einzustufen. Ablagerungen des Obereozäns sind weit verbreitet und zeigen eine fazielle Differenzierung in Konglomerate, Sandsteine, Mergel und Riffbildungen.

v. HILLEBRANDT (1957, Ms.) untersuchte das Tertiär des Untersberg-Vorlandes, dessen Mächtigkeit über 1400 m beträgt. Er konnte mit Hilfe von Mikro- und Megafaunen eine geschlossene Schichtserie belegen, die das Dan, Paleozän, Unter-, Mittel- und Obereozän umfaßt<sup>92)</sup>.

Diese kurze Rückschau zeigt bereits mit großer Deutlichkeit, wie innerhalb weniger Jahre die früher allgemein gültige Ansicht, über Nierentaler Schichten des Maastrichts folgten transgressiv Ablagerungen des Obereozäns, hinfällig geworden ist (vgl. hierzu SCHLAGER 1957, S. 70). Weitere wesentliche Befunde sind von den noch laufenden Arbeiten D. HERMS und A. v. HILLEBRANDTS zu erwarten. Es sei hier nur noch darauf verwiesen, daß nach der Zonengliederung von LOEBLICH & TAPPAN (1957, Abb. 1 auf S. 1111; vgl. hierzu S. 60 der vorliegenden Arbeit) das vom Verfasser ausgeschiedene Dan bzw. Dan II im Untersberg-Vorland bereits als höheres Paleozän aufzufassen ist; dies hat zur Folge, daß auch das Paleozän des Kühlgrabens (s. oben) bereits als tieferes Untereozän eingestuft werden muß.

Zum Schluß verdient noch festgehalten zu werden, daß das Tertiär des Reichenhaller Beckens ausschließlich *marin* ausgebildet ist.

## γ. Unterinntal Oberaudorf

Das altbekannte Vorkommen obereozäner Schichten bei Oberaudorf a. Inn wurde vom Verfasser seit 1950 mehrmals besucht. Auf den einzelnen Exkursionen wurden zahlreiche Schlammproben entnommen und eine reiche Molluskenfauna aufgesammelt. Bei der vorläufigen Bearbeitung der Schlammproben ergaben sich einige neue Gesichtspunkte für die Auffassung des Oberaudorfer Eozäns, so daß cand. geol. H. VÖLK mit der eingehenden Bearbeitung des Eozäns und seines mesozoischen Rahmens betraut wurde. Die folgenden Ausführungen

<sup>92)</sup> PAPP (1958, S. 254) erwähnte ebenfalls kurz das fossilführende Untereozän des Untersberg-Vorlandes. Äquivalente des Lutets konnte er mit Hilfe von Großforaminiferen jedoch nicht erfassen. Das Vorkommen von Groß-Gmain stufte er auf Grund von Nummuliten-Funden mit einem geringen Vorbehalt in das ältere Obereozän (Led) ein (l. c., S. 254, 264).

beschränken sich daher auf die Darstellung der wichtigsten Probleme, deren Behandlung im Rahmen der vorliegenden Arbeit unerlässlich erscheint. Auch der für die Einführung notwendige Literaturreblick soll möglichst kurz gehalten werden, um der zusammenfassenden Arbeit Herrn VÖLKS nicht vorzugreifen.

SCHLOSSER (1925 b, S. 55—57) ist eine ausführliche Beschreibung des Eozänvorkommens von Oberaudorf a. Inn zu verdanken. Nach seinen Angaben (l. c., Tab. auf S. 60) liegen an der Basis Konglomerate; im Hangenden folgen Ablagerungen, die durch eine Fauna und Flora des Priabons<sup>98)</sup> ausgezeichnet sind. Im Text (l. c., S. 55) führte SCHLOSSER dagegen aus, daß es nicht ganz sicher sei, ob die Konglomerate von der Gfallermühle wirklich das jüngste Schichtglied des Oberaudorfer Eozäns darstellen, wie die früheren Bearbeiter angenommen hatten. Die Komponenten dieser Konglomerate setzen sich aus Ablagerungen der Trias, des Jura und der Kreide zusammen; SCHLOSSER hob besonders cenomane Sandkalke mit *Exogyra columba* (LAM.) und Gerölle mit Korallen hervor. Er war der Ansicht, daß die Konglomerate von der Gfallermühle in der Brandung des Eozänmeeres entstanden sind. Derselbe Autor beschrieb ferner die reiche Molluskenfauna verschiedener Fundpunkte und teilte auch Bestimmungen der angetroffenen Nummuliten-Arten mit. Im wesentlichen handelt es sich um *N. fabianii* (PREVER), *N. incrassatus* DE LA HARPE, *N. garnieri* DE LA HARPE sowie mit Vorbehalt um *N. striatus* (BRUGU.) (l. c., S. 5—6; vgl. hierzu S. 55, 57).

HASEMANN (1929, S. 25—26) gab ebenfalls eine Beschreibung des Basiskonglomerats und der hangenden Schichten. Er fand u. a. dünne Kohleflözchen als Einschaltung in die Konglomerate, die als marine Bildung aufgefaßt wurden.

Die Untersuchung von Schlammproben aus Mergelzwischenlagen der Konglomerate führte den Verfasser (1950 b, S. 36) zu dem Ergebnis, daß „der größte Teil der Priabonkonglomerate von Oberaudorf limnischer Entstehung“ sein dürfte.

HAGN & ZEIL (1954, S. 554) berichteten über Neuaufsammlungen von Nummuliten bei Oberaudorf. Es wurden die Arten *N. fabianii* (PREVER), *N. incrassatus* DE LA HARPE, *N. striatus* (BRUGU.) und *N. garnieri* DE LA HARPE nachgewiesen. Sie bemerkten hierzu: „Während *N. fabianii* mehr auf das höhere Obereozän beschränkt ist, finden sich die übrigen Arten vorwiegend im Led.“ Wenig später veröffentlichte der Verfasser (HAGN 1955 c, Taf. 26, Bild 1—2; Taf. 27, Bild 1) Dünnschliffbilder von Gesteinen von Oberaudorf; ihr Alter wurde als Priabon (s. str.) angegeben.

REICHEL (in ZÖBELEIN 1955, S. 345) bestimmte das Alter von Sandkalken bzw. von Kalksandsteinen mit *Nummulites* cf. *fabianii* von Oberaudorf als Unterpriabonien (im Sinne von Unterem Obereozän).

HEISSEL (1957, S. 58) teilte das Ergebnis von mikropaläontologischen Untersuchungen mit, die R. OBERHAUSER an sandigen Zwischenlagen von Konglomeraten durchführte. Im Schliff konnten zahlreiche Mikrofossilien festgestellt werden, darunter Groß- und Kleinforaminiferen, Radiolarien, Ostracoden, Bryozoen, Echinodermen-Reste und Lithothamnien-Bruchstücke. Er schrieb: „Der Erhaltungszustand der Foraminiferen ist mitunter so, daß man, lägen nicht priabone, sondern jüngere, etwa aquitane Gesteine vor, an der Autochthonie der Fossile stark zweifeln würde.“ HEISSEL deutete die Konglomerate als marine Ablagerungen des Obereozäns.

Neuaufsammlungen von Schlammproben (1110—1111, 1216—1234), die im Jahre 1957 im Bereich der Konglomeratvorkommen an der Gfallermühle und des Mühlbacher Bergs durchgeführt wurden, erbrachten das folgende Ergebnis:

<sup>98)</sup> SCHLOSSER (l. c., S. 65) verstand unter Priabon offenbar das gesamte Obereozän. Seiner Meinung nach dürfte im Unterinntal die Trennung in Auvers und Barton sehr schwer fallen (l. c., S. 52). Da er in diesem Zusammenhang von Priabona-Schichten sprach, faßte er das Auvers ebenso wie das Barton als Zeitabschnitt des Obereozäns auf (vgl. hierzu l. c., S. 58). Auf S. 65 derselben Arbeit stellte SCHLOSSER das Auvers dagegen mit Vorbehalt zum Mitteleozän. In der vorliegenden Arbeit wird der Begriff Auvers nicht verwendet; das Untere Obereozän wird als Led, das Obere als Priabon bezeichnet (vgl. hierzu S. 61).

Der Rückstand der Schlammproben enthält viel Karbonatschutt (u. a. Hauptdolomit), seltener auch Hornsteingeröllchen. Glaukonit fehlt fast vollständig.

An organischen Resten, deren Alter mit dem der Konglomerate übereinstimmt, können genannt werden: Deckel von Landschnecken (*Palaeocyclotus* und *Procyclotella*), Schalen-splitter von Gastropoden-Gehäusen, Kohlestückchen, Osteokollen, Holzreste sowie Palisadenzellen der Süßwasseralge *Limnocoodium*. In einer einzigen Probe wurde das Fragment eines Säugetierzahnes gefunden.

Daneben konnten allochthone Mikrofossilien beobachtet werden, die aus älteren Schichten in die Konglomerate eingeschwemmt wurden. Hierher gehören: Klein- und Großforaminiferen, Radiolarien, Schwammreste, Bryozoen, Inoceramen-Prismen, Ostracoden und Seeigel-Stacheln.

Die vorläufige Durchsicht der einzelnen Proben ließ folgende Foraminiferen erkennen:

- 1216: *Rotalipora reicheli* MORNOD  
*Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMM.) = *Gl. stephani* GAND.  
*Globotruncana lapparenti coronata* BOLLI  
 Globigerinen
- 1218: *Praeglobotruncana*  
*Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI)  
 zweikielige Globotruncanen  
*Guembelina*  
*Marssonella*  
 Globorotalien
- 1219: *Rotalipora turonica* BROTZEN  
*Globotruncana* sp. sp.  
*Nummulites*  
*Discocyclus*  
*Turborotalia*  
*Truncorotalia*
- 1220: *Tritaxia pyramidata* REUSS  
*Lenticulina*  
*Orbitolina concava* (LAM.)  
 zweikielige Globotruncanen
- 1222: *Globigerinella*  
*Nummulites*  
*Globigerina*
- 1223: Doppelkielige Globotruncanen  
 Globigerinen  
*Truncorotalia*  
*Operculina*  
*Orbitolites*
- 1224: *Aragonia*
- 1225: *Globotruncana lapparenti coronata* BOLLI  
*Eowigerina*
- 1226: zweikielige Globotruncanen  
*Guembelina*  
*Stensioeina*  
 Globigerinen
- 1234: Discocyclusen-Bruchstück.

Im einzelnen sind noch folgende Bemerkungen zu machen:

Landschnecken-Reste. — In manchen Mergellagen konnten kleine Gehäuse von Landschnecken festgestellt werden. Sie sind zwar in der Regel stark verdrückt, besitzen aber häufig noch ihre Schalensubstanz und zeigen eine wohlerhaltene Skulptur. Manchmal ist die Schalensubstanz auch in eine kreidige Masse umgewandelt. Von einer Bestimmung wurde vorerst abgesehen.

Im Grobbrückstand der meisten Schlammproben fanden sich nicht selten Bruchstücke von Deckeln von Schneckengehäusen, die zur Familie der Cyclophoridae gehören. Eine der Arten kann mit „*Cyclotopsis vicentina* n. sp.“ (OPPENHEIM 1890, Taf. 3, Fig. 5 e—g) und mit „*Cyclo-*

*tus* (*Cyclotopsis*?) *exaratus* SANDB.“ (l. c., Taf. 3, Fig. 7 c—e) aus dem Landschnecken-Tuff von Roncà verglichen werden (l. c., S. 114). Nach WENZ (1923, S. 1789) sind beide Arten unter der Bezeichnung *Palaeocyclotus exaratus* (SANDB.) zu vereinigen. Ein Deckelbruchstück dieser Art ist auf Taf. 2, Bild 6 abgebildet. Daneben kommen noch Bruchstücke von Deckeln vor, die „*Cyclotus laevigatus* SANDB.“ (OPPENHEIM 1890, Taf. 3, Fig. 3 c) aus denselben Schichten entsprechen. Nach WENZ (1938—1944, S. 462) muß diese Art zur Gattung *Procyclotella* gestellt werden<sup>93a</sup>). Ein sehr großes, mäßig eng gewundenes Deckelfragment, dessen erhaltener Radius 5,5 mm mißt, gehört wahrscheinlich ebenfalls zu dieser Gattung.

Damit ist die Familie der Cyclophoridae auch im Eozän der Bayerischen Nordalpen nachgewiesen. Nach KÜHN (1948, S. 82—83) gehören die Süßwasserablagerungen des Profils von Roncà im Vicentin in das Led, während die Schichten mit *Nummulites brongniarti* D'ARCH. & HAIME sowie die Brackwasserabsätze in das Obere Lutet zu stellen sind. *Palaeocyclotus exaratus* wurde vom selben Autor (l. c., S. 72) auch aus dem Led des Monte Promina in Dalmatien beschrieben sowie aus dem Obereozän von Venetien und der Westalpen genannt. In der Tab. auf S. 84—85 ist die Art auf das Led beschränkt.

**Osteokollen.** — Mit diesem Namen wurden Wurzelröhrchen belegt, die syngenetisch durch Kalkfällung um abgestorbene Pflanzenteile gebildet wurden. Am Aufbau der kalkigen Röhren, die auf der Innenseite meist noch die Abdrücke von Pflanzenzellen erkennen lassen, sind Kalkalgen offenbar nicht beteiligt, wie Dünnschliffe gezeigt haben. Ihre Entstehung ist im Süßwasser erfolgt; zusammengeschwemmte Kalkkrusten von Wasserpflanzen sind dem Verfasser ferner aus den limnofluviatilen Angerberg-Schichten von Leitwang i. Tirol (HAGN 1953 e, S. 339) sowie aus alluvialen Ablagerungen von Neubeuern a. Inn (HAGN 1954 b, S. 414 usf.) bekannt.

**Limnocodium.** — Die vorliegenden Reste zeigen eine große Ähnlichkeit mit *L. hispidum* RUTTE aus den mitteleozänen Süßwasserkalken von Kleinkems in Baden (RUTTE 1953, Abb. 4—5). Nach demselben Autor kommt *L. hispidum* auch in der kattischen Süßwassermolasse von Baden vor. In den meisten Fällen beobachtet man nur einen *Limnocodium*-Detritus; seltener stehen die Palisadenschläuche noch um den zentralen Hohlraum herum. Im Querschliff (716 a/57; Abb. 10 auf S. 148) beobachtet man deutlich einen Zentralkanal im Innern der Palisadenschläuche. Isolierte Palisadenschläuche erinnern stark an die Kalkprismen von Inoceramen-Schalen; mit Hilfe eines Schliffes kann aber in jedem Fall eine sichere Unterscheidung getroffen werden.

Die stratigraphische Deutung der in Rede stehenden Konglomerate ist verhältnismäßig einfach, denn für eine Einstufung kommen nur solche Fossilreste in Betracht, die dasselbe Alter besitzen wie die Konglomerate selbst. Es können also alle allochthonen Faunenelemente übergangen werden. Von den *quasi* autochthonen Fossilien sind wiederum nur die Landschnecken-Reste zu gebrauchen, weil sowohl die Kalkalgen als auch die übrigen pflanzlichen Überreste für feinstratigraphische Untersuchungen entweder nur bedingt oder überhaupt nicht zu verwenden sind. Die Landschnecken weisen auf einen jüngeren Horizont der Roncà-Schichten im Vicentin hin, die von KÜHN (s. oben) in das Led gestellt wurden. Allenfalls käme noch höchstes Lutet für eine Einstufung in Frage. Man ist daher berechtigt, das Alter der Konglomerate von der Gfallermühle und des Mühlbacher Bergs einstweilen als tieferes Obereozän zu bestimmen. Es besteht durchaus die Möglichkeit, daß durch weitere Landschneckenfunde oder vielleicht sogar mit Hilfe von bestimmbareren Säugetierresten noch weitere Aussagen über das Alter dieser Konglomerate gemacht werden können.

<sup>93a</sup>) Auf einer Exkursion der Società Paleontologica Italiana konnte der Verfasser am 25. 9. 1959 zusammen mit Dipl.-Geol. D. HERM und A. v. HILLEBRANDT am Monte Rochetta bei Soave (Vicentin) eine Gesteinsprobe aufsammeln, die neben anderen Landschneckenresten zahlreiche Deckel der oben genannten Arten enthielt. Ein Vergleich des nordalpinen mit dem südalpinen Vorkommen zeigte eine gute Übereinstimmung. Die Fundschicht wird von den italienischen Geologen als Ober-Lutet bestimmt und den Schichten von Roncà gleichgestellt.

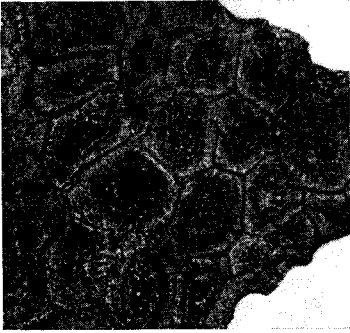


Abb. 10. *Linnocodium* sp., Quer- bzw. Schrägschliff durch die Palisadenschläuche, den Zentralkanal zeigend. — Led, Oberaudorf, Gfällermühle, Oberbayern. — Belegstück Plant. 101. — Schliff 716 a/57. — 120 : 1.

Auch die Feststellung des Faziescharakters, also die Entscheidung der Frage, ob die Konglomerate mariner oder limnofluviatiler Entstehung sind, hängt ausschließlich von den ledischen Fossilien ab. Zunächst ist festzustellen, daß keinerlei Anzeichen für eine marine Sedimentation zu beobachten sind. Autochthone marine Mikrofossilien fehlen vollständig; die wenigen Glaukonitkörner lassen sich unschwer durch Umlagerung erklären. Hinzukommen die nicht seltenen Reste von Landschnecken; aber man könnte einwenden, die Gehäuse seien durch Bäche oder Flüsse in einen litoralen Meeresbereich eingeschwemmt worden. Entscheidend für die Annahme einer limnofluviatilen Ausbildung sind, abgesehen von den zahlreichen Osteokollen, die Reste der Süßwasser-Gattung *Linnocodium*. Das Fehlen von Süßwassermollusken kann möglicherweise dadurch erklärt werden, daß die Strömungsgeschwindigkeit des Wassers zu hoch war; vielleicht gelingt es aber doch noch, Reste auch dieser Faunengruppe zu entdecken.

Es ist somit nicht möglich, die beschriebenen Ablagerungen mit marinen Konglomeraten zu vergleichen. Nach TRAUB (1948, S. 55, 60, 63) führt das Wachtberg-Konglomerat der miozänen Molasse N Salzburg Reste mariner Organismen wie Bryozoen, *Ostrea*, *Pecten* und *Balanus*. Als marines Konglomerat kann ferner der aquitane Schotterkegel der „Ur-Traun“ von der Blauen Wand im Traunprofil gelten (HAGN & HÖLZL, 1952, S. 52). Auch das Grundkonglomerat des Beckens von Häring i. T. wurde von HEISSEL (1951, S. 211) als marine Bildung aufgefaßt (vgl. hierzu S. 151).

Dagegen ist ein Vergleich der Konglomerate von Oberaudorf mit anderen limnofluviatilen Ablagerungen möglich. In erster Linie wären hier die Oberangerberg-Schichten von Leitwang i. T. zu nennen, die ebenfalls zahlreiche Osteokollen geliefert haben (S. 158). Die Bunte Molasse des Alpen-Vorlandes weist ebenfalls eine weitgehende Übereinstimmung im Faziescharakter auf. Die Wechsellagerung von Konglomeraten mit Mergelbänken kann auch bei Oberaudorf mit einem Pendeln der Flußmündung erklärt werden (vgl. hierzu SCHIEMENZ 1955, S. 400). Außerdem lag dem Verfasser vom Mühlbacher Berg eine Probe eines rötlichbräunlichen, geflammtten Mergels vor, die stark an gewisse Gesteinsvarietäten der Bunten Molasse erinnert. Schließlich ist noch auf die Ergebnisse zu verweisen, die der Verfasser (HAGN 1954 b, S. 408 usf.) durch die Untersuchung eines alluvialen Foraminiferen-Mergels des Pinswanger Grabens bei Neubeuern a. Inn erzielen konnte; gerade das genannte Vorkommen zeigt in eindrucksvoller Weise, wie Umlagerungen von Foraminiferen und anderen Mikrofossilien aus verschiedenen alten Schichten zustandekommen (vgl. hierzu l. c., S. 427—429).

Die paläogeographische Auswertung des beschriebenen Vorkommens steht noch in den Anfängen; sie wird durch cand. geol. H. VÖLK durchgeführt werden. Es soll hier nur soviel gesagt werden, daß die Konglomerate von Oberaudorf umgelagerte Gesteine und Mikrofossilien aus Trias, Jura, Kreide und Alttertiär enthalten. Von besonderem Interesse wird das ein-

gehende Studium der oberkretazischen und alttertiären Foraminiferen sein. Die bisherigen Funde (S. 146) weisen nämlich darauf hin, daß, abgesehen vom Cenoman, auch noch Unter-Turon und höhere Horizonte der Oberkreide durch allochthone Faunenelemente nachgewiesen werden können; innerhalb des Alttertiärs kann umgelagertes Paleozän vermutet, Unter- und Mitteleozän mit einiger Sicherheit angenommen werden. Neben diesen feinstratigraphischen Untersuchungen wird auch die Feststellung der Schüttungsrichtung eine wichtige Aufgabe sein. Dabei ist es nötig, die Untersuchung von Schlammproben durch Geröllanalysen zu ergänzen, da zu erwarten ist, daß das umgelagerte Alttertiär auch durch härtere, umlagerungsfähige Gesteine vertreten ist<sup>93b</sup>). Besonders bei paläogeographischen Fragestellungen hat sich eine Kombination dieser beiden Arbeitsmethoden gut bewährt (HAGN 1950 b, S. 7 usw.). Die Konglomerate von Oberaudorf bieten durch ihre allochthonen Faunenkomponenten eine seltene Gelegenheit, heute längst abgetragene Oberkreide- und Alttertiärvorkommen zu ermitteln; für die Geschichte des Unterinntales sind diese Untersuchungen daher von großem Wert, zumal sie eine sichere Beurteilung der paläogeographischen Verhältnisse in altobereozäner Zeit gestatten.

Die marinen Ablagerungen im Hangenden der Konglomerate können kurz behandelt werden. Es gilt hier nur zu entscheiden, ob sie dem Unteren oder dem Oberen Obereozän angehören. Diese Altersfrage ist für einen Vergleich mit den ältesten Tertiärablagerungen des Beckens von Häring i. T. wichtig (vgl. hierzu S. 150). Die Literaturübersicht am Anfang dieses Kapitels zeigt, daß beide Ansichten vertreten worden sind.

Auf die Molluskenfaunen soll hier nicht näher eingegangen werden, da die in den letzten Jahren durchgeführten reichen Aufsammlungen noch nicht bearbeitet sind. Es soll hier nur darauf verwiesen werden, daß *Natica (Ampullina) vapincana* D'ORB., die von SCHLOSSER (1925 b, S. 32) auch bei Oberaudorf nachgewiesen wurde, nach KÜHN (1948, S. 74) auf das Untere Obereozän beschränkt ist. Auch in der Arbeit von SCHLOSSER (1925 b, S. 32, 54) findet man vereinzelte Hinweise auf tieferes Obereozän.

Die Vergesellschaftung der Nummuliten-Arten *N. striatus* (BRUGU.), *N. garnieri* DE LA HARPE und *N. fabianii* (PREVER), die aus einer Schlammprobe (Nr. 1006) von der Straße Gfallermühle—Mühlau ausgeschlämmt wurden, spricht gleichfalls für ein Led-Alter der marinen Schichten (vgl. hierzu RUIZ DE GAONA & COLOM 1950, S. 358 usw.; RUIZ DE GAONA 1952, S. 64, 69—70). Die Erhaltung der Nummulitengehäuse ist zwar nicht besonders günstig, doch konnten die genannten Arten sicher erkannt werden (Taf. 1, Bild 3; Taf. 2, Bild 1—3, 7). *N. fabianii* wurde außerdem in einem bläulichgrauen, angewittert bräunlichen, feinkörnigen Kalksandstein, der als Geschiebe in einer Lokalmoräne an der Schießstätte von Oberaudorf gefunden wurde, in zahlreichen Exemplaren beobachtet (Schliff 216 a/52, Taf. 3, Bild 1).

Es fehlt in der Literatur nicht an Angaben, daß *N. fabianii* leitend für das Obere Obereozän ist. Diese Auffassung bewog den Verfasser, die inneralpinen Eozänvorkommen zeitweilig in das Priabon zu stellen (S. 142, 145). So führte z. B. O. RENZ (1936, S. 131) *N. fabianii* als kennzeichnend für das Obere Priabon des Apennins an. KÜHN (1948, S. 80, Tab. auf S. 82) hielt

<sup>93b</sup>) Herr cand. geol. H. VÖLK teilte dem Verfasser freundlicherweise mündlich mit, daß er inzwischen in den Basalkonglomeraten mehrere fossilführende Alttertiärgerölle gefunden hat (vgl. hierzu Fußn. 93 c auf S. 150).

dieselbe Art für ein Zonenleitfossil des Oberen Obereozäns (Wemmel = Priabon) im mediterranen Bereich. EAMES (1953, S. 389) fand *N. fabianii* in Marokko zusammen mit Hantkeninen, Discocyclinen, Astero-cyclinen und Aktinocyclinen in „a typical uppermost Eocene suite“. Auch MÉSZÁROS & MAROSI (1957, Tab. 2 auf S. 46) schieden in der Region von Klausenburg (Transilvanien) im unteren Teil des Wemmels einen Horizont mit *N. fabianii* aus.

Auf der anderen Seite wurde *N. fabianii* auch aus dem Unteren Obereozän angegeben. Sieht man von älteren Darstellungen ab, so ist hier vor allem SCHWEIGHAUSER (1953, Abb. 10 auf S. 26) zu nennen, der die genannte Art im Vicentin vorwiegend im Unteren Priabon, d. h. im Unteren Obereozän antraf. Wie bereits ausgeführt, hielt REICHEL (in ZÖBELEIN 1955, S. 345) Gesteine mit *N. cf. fabianii* von Oberaudorf für Ablagerungen des Unterpriabonien. Schließlich gab auch Szórs (1956 a, Tab. auf S. 175) *N. fabianii* aus dem Unteren Obereozän von Ungarn an.

Abschließend ist daher zu sagen, daß die Oberaudorfer Schichten, wie sie der Verfasser nennen möchte, zum Unteren Obereozän gestellt werden können. Inwieweit für die tiefsten Schichtglieder noch ein jungmittel-eozänes Alter in Frage kommt, kann vorerst nicht entschieden werden. Den tieferen Teil der Oberaudorfer Schichten nehmen limnofluviatile Konglomerate ein, die von marinen, nummuliten- und molluskenführenden Schichten überlagert werden<sup>93c</sup>). Die Konglomerate enthalten neben mesozoischen Komponenten Reste alttertiärer Ablagerungen, die auf einen ursprünglich reicheren Schichtbestand des Unterinntaler Tertiärs schließen lassen, als er uns heute anstehend zugänglich ist. Das bedeutet aber, daß ein großer Teil des inneralpinen Alttertiärs mit Ablagerungen des helvetischen Trogs altersgleich ist (vgl. hierzu die anderslautenden Angaben bei HAGN & ZEIL 1954, S. 553—554).

#### Häring i. T.

Im Becken von Häring i. T. sind drei Fragen von entscheidender Bedeutung, die wie folgt formuliert werden können:

1. Sind die ältesten Eozän-Ablagerungen von Häring i. T. gleichalt mit denen von Oberaudorf oder besitzen sie ein etwas jüngeres Alter?
2. Ist zwischen den Zementmergeln des Lattorfs und den jungoligozänen bis allenfalls untermiozänen Angerberg-Schichten eine Schichtlücke ausgebildet oder hat man eine kontinuierliche Schichtfolge vor sich? In diesem Zusammen-

<sup>93c</sup>) Nach den Untersuchungen cand. geol. H. VÖLK liegen die vom Verfasser beschriebenen limnofluviatilen Konglomerate von Oberaudorf nicht im Liegenden, sondern im Hangenden der marinen Schichten. Es ist Herrn VÖLK überdies gelungen, die eozäne Schichtfolge von Oberaudorf weiter aufzugliedern. Demnach folgt auf ein marines Basiskonglomerat mit angebohrten Geröllen eine Mergellage mit Deckeln von Landschnecken, die wohl als limnofluviatil aufzufassen ist. Etwas höher im Profil wird ein mariner Molluskenhorizont beobachtet, zu dem z. B. die Aufschlüsse an der Straße Gfallermühle—Mühlau zu rechnen sind. Die nächstjüngere Schicht bilden Sandsteine mit *Nummulites fabianii* (PREVER). Im Hangenden setzen erneut Konglomerate ein; ihre Entstehung ist sehr wahrscheinlich im Brackwasser erfolgt. Sie werden von Echiniden-Sandsteinen und schließlich von den limnofluviatilen Konglomeraten überlagert. Als wesentliches Ergebnis kann somit festgehalten werden, daß die grobklastische Fazies im Profil von Oberaudorf nicht auf einen einzigen Abschnitt beschränkt ist, sondern mehrfach auftritt. Außerdem ist der Faziescharakter der einzelnen Konglomerathorizonte wie auch der mergeligen Einschaltungen verschieden. Marine Ablagerungen werden demnach wiederholt von nichtmarinen abgelöst; diese Feststellung kann unschwer durch ein mehrfaches Vordringen und Zurückweichen des eozänen Meeres erklärt werden. Herrn VÖLK sei für die Erlaubnis, über seine Ergebnisse an dieser Stelle kurz berichten zu dürfen, herzlich gedankt.

hang ist vor allem die Frage zu stellen, ob Äquivalente des Rupels zur Ablagerung gekommen sind, da die Antwort auf diese Frage für die Deutung der Paläogeographie des inneralpinen Raums von einiger Bedeutung ist.

3. Welche Aussagen sind über das Alter und den Faziescharakter der Angerberg-Schichten möglich?

Zunächst soll wiederum ein kurzer historischer Überblick folgen, in dem vorwiegend die jüngeren Arbeiten berücksichtigt werden.

AMPFERER (1922, S. 113 usf.) gab eine Übersicht über den Schichtbestand des Tertiärs im Becken von Häring i. T. Er war der Ansicht, daß die Zementmergelserie wenigstens in der Inntalmulde allmählich in die Konglomerate der Angerberg-Schichten übergeht (l. c., S. 117, 120). Wenige Seiten später bemerkte er aber, daß die Transgression der Angerberg-Schichten, „die sicherlich auf große Strecken hin alles bis zum Grundgebirge zerstört“ hat, über die Zementmergelserie hinweggegangen ist (l. c., S. 124). Aus einer anderen Textstelle geht klar hervor, daß AMPFERER (l. c., S. 118) in der Mitte der Mulde eine kontinuierliche Sedimentation annahm, während er an den Muldenrändern mit Erosionsvorgängen rechnete.

SCHLOSSER (1923) führte eine Revision der Megafaunen der Zementmergel von Häring i. T. und der strandnäheren Ablagerungen von Reit i. Winkl durch. Er bestimmte das Alter der beiden Faunen als Unteroligozän (l. c., S. 287). Die Fauna von Häring i. T. läßt neben faunistischen Beziehungen zum vicentinischen Oligozän eine besonders weitgehende Übereinstimmung mit der Fauna des Kleinzeller Tegels von Ungarn erkennen, eine Ablagerung, die man heute ganz allgemein in das Rupel stellt (l. c., S. 255, 285)<sup>94</sup>.

In seiner Monographie der Eozänfaunen der Bayerischen Alpen ging SCHLOSSER (1925 b) ausführlich auf das Tertiär des Kufstein und Häringer Gebietes ein. Er betonte, daß in diesem Becken marines Eozän fehlt, dafür sind limnische und z. T. brackische Ablagerungen (Pechkohle, Stinksteine und pflanzenführende Schichten) vorhanden (l. c., S. 53). Seiner Ansicht nach sind die Häringer Pflanzenschichten mit *Sequoja sternbergi* mit den marinen Ablagerungen von Oberaudorf, die ebenfalls gelegentlich eingeschwemmte Pflanzenreste führen, darunter die genannte Art, altersgleich; beide Schichtglieder gehören in das Priabon (s. l.). Für die darunterliegenden Stinksteine und Kohlen mit Brack- und Süßwassermollusken (Cyrenen, *Limnaea* u. a.) nahm er ebenfalls ein obereozänes Alter an, wenn er auch für die tiefsten Schichten die Beteiligung von Lutet nicht gänzlich ausschloß (l. c., S. 57—59, Tab. auf S. 60). Die Zementmergel von Häring i. T. hielt er für Äquivalente des Lattorfs (l. c., S. 58—59, Tab. auf S. 60). SCHLOSSER (l. c., Fußn. 1 auf S. 53) nahm ferner an, daß zwischen dem marinen Lattorf und den als Aquitan aufgefaßten Angerberg-Schichten eine Schichtlücke ausgebildet ist, die das Rupel und Katt umfaßt, da diese Stufen nicht einmal durch Süßwasserbildungen vertreten sind. Wenig später sprach er (l. c., S. 60) von einer wahrscheinlichen Diskordanz zwischen den Häringer Schichten und den „molasseartigen Angerbergsschichten“; die Zeitspanne Rupel—Katt ist lediglich durch tektonische Vorgänge ausgefüllt (l. c., S. 61). Die Angerberg-Schichten faßte er als Deltaaufschüttungen eines „Prae-Inn“ und einer „Prae-Ache“ auf.

BODEN (1931, S. 20, 29) nahm für das Unterinntal und für das Becken von Kössen—Reit i. Winkl gleichfalls eine Schichtlücke zwischen Lattorf und Aquitan an.

HEISSEL (1951) lieferte eine ausführliche Beschreibung der einzelnen Schichtglieder des Tertiärs von Kufstein und Häring i. T. Die basale Schichtgruppe setzt sich aus einem Grundkonglomerat, aus Nummuliten—Korallen—Lithothamnien-Kalken bzw. -Kalkbrekzien sowie aus Konglomeraten zusammen. Darüber folgen Kohle und Bitumergel. Das Alter der genannten Schichten wird als Priabon angegeben. Nach HEISSEL stellen die Konglomerate ins Meer geschüttete Flußschotter dar; auch die organogenen Gesteine sprechen für einen marinen Ablagerungsraum. Dagegen hegte HEISSEL Zweifel an der Richtigkeit der Ansicht einer limni-

<sup>94</sup> Eine Ausnahme hiervon macht KOROBKOV (1952, S. 114), der den Kleinzeller Tegel Ungarns auf Grund seiner Molluskenfauna in das Obereozän einstuft (vgl. hierzu MÉSZÁROS & MAROSI 1957, S. 44, Tab. 1 auf S. 45). Prof. Dr. I. A. KOROBKOV teilte dem Verfasser freundlicherweise brieflich mit, daß er auch die Zementmergel von Häring i. T. als Ablagerungen des Obereozäns auffaßt. Die Ansicht des Verfassers über das Alter des Ofener Mergels und Kleinzeller Tegels in Ungarn ist in seiner Arbeit über den Monte Brione am Gardasee (1956, S. 92) niedergelegt (vgl. hierzu S. 70).

schen Entstehung der Kohle und der Bitummergele, da SANDER (in AMPFERER 1922) in diesen Ablagerungen Schälchen und Gehäuse wahrscheinlich von Gastropoden, Zweischalern und Ostracoden gefunden hat (l. c., S. 210—213)<sup>95</sup>). Die Zementmergel des Lattorfs gehen aus den Bitummergele durch Abnahme des Bitumengehaltes hervor. Die liegenden Partien der Zementmergel sind kalkreich, die hangenden Teile zeichnen sich durch einen größeren Tongehalt aus. Den älteren Zementmergele sind Konglomerate eingeschaltet; nach Süden zu macht sich eine fazielle Vertretung der Zementmergel durch klastische Gesteine bemerkbar. Nach HEISSEL beträgt die Mächtigkeit der Zementmergel, deren litorale Einschläge unverkennbar sind, nur ca. 200 m (l. c., S. 212—213). Im Hangenden der Zementmergel erfolgt durch allmähliche Sandaufnahme und Zunahme des Glimmergehaltes ein Übergang in die ebenfalls marinen Unterangerberg-Schichten<sup>96</sup>). Auch die Oberangerberg-Schichten sind noch marin beeinflusst (l. c., S. 209—210). Sie wurden in Anlehnung an SCHLOSSER in das Aquitan gestellt.

E. KRAUS (1951 b, S. 292) machte die Angabe, daß das „Priabon—Oligozän“ im Unterinntal eine Mächtigkeit von 2 km erlangt. Davon entfallen „bis“ bzw. „über“ 1000 m auf die Zementmergel (l. c., S. 43—44), aus denen ohne sichtbare, scharfe Grenze die ebenfalls 1000 m mächtigen Angerberg-Schichten hervorgehen (l. c., S. 293)<sup>97</sup>). E. KRAUS (l. c., S. 294) bezeichnete diese Ablagerungen als „marin-fluviatile Molasse“.

ZÖBELEIN (1952, S. 53) hielt, zumindest für einen Teil der Angerberg-Schichten, ein kattisches Alter für gegeben.

SCHMIDT-THOMÉ (1954, S. 133) bezeichnete die Häringer Schichten<sup>98</sup>) als Obereozän. Ihre Mächtigkeit gab er mit maximal 1000 m an. Die Angerberg-Schichten, „die z. T. noch zu den oberen Häringer Schichten gerechnet werden und dem Lattorf (sic!) angehören“, stellte er in den Zeitbereich Katt—Aquitan. Ablagerungen des Rupels fehlen. Die Angerberg-Schichten erreichen ebenfalls eine Mächtigkeit bis 1000 m<sup>97</sup>).

Der Verfasser (HAGN 1955 c, Tab. 4 auf S. 12) stellte die Kohlschichten von Häring i. T. mit Land- und Süßwassermollusken in das Led, die darüberfolgenden pflanzenführenden Ablagerungen sowie die Stinksteine mit Cyrenen in das Priabon (s. str.). Die Zementmergel faßte er als Äquivalente des Lattorfs auf. Die Angerberg-Schichten wurden dem Katt und Aquitan zugeteilt; im Rupel wurde eine Schichtlücke angenommen.

ZÖBELEIN (1955, S. 343) berichtete über Landschneckenfunde in den Angerberg-Schichten bei Kufstein. Er konnte ferner limnische Mollusken und Kleinsäugerzähne auffinden. Die Landschnecken weisen auf Katt. ZÖBELEIN ließ die Möglichkeit offen, daß innerhalb der Angerberg-Schichten neben Süßwasserbildungen auch Brackwasserablagerungen auftreten (bezüglich der Funde von Alttertiärgeröllen vgl. S. 143).

HEISSEL (1957) gab erneut einen Überblick über die Tertiärvorkommen des Unterinntales. Er vertrat die Ansicht, daß zwischen Lattorf und Katt keine Schichtlücke ausgebildet ist. Ablagerungen des Rupels sind zwar vorhanden, bis jetzt aber faunistisch noch nicht nachgewiesen (l. c., S. 57). Die Unterangerberg-Schichten sind mariner Entstehung; ein Sandstein aus der Lehmgrube von Kirchbichl lieferte u. a. einen Discocyclinen-Rest (l. c., S. 52). Die Unterangerberg-Schichten wurden wie die hangenden Oberangerberg-Schichten als Katt = höheres Oligozän bestimmt. Auch die Oberangerberg-Schichten besitzen nach HEISSEL (l. c., S. 54—55) einen marinen Einschlag; er bezog sich hierbei u. a. auf einen Dünnschliff eines Sandsteins, der „? *Miscelanea*“

<sup>95</sup>) Ohne Kenntnis der angetroffenen Gattungen ist eine Aussage über das Biotop nicht möglich. Gastropoden, Lamellibranchiaten und Ostracoden kommen aber auch in limnischen Schichten vor.

<sup>96</sup>) HEISSEL (1951, S. 210) verwendete die Schreibweise „Unterangerberger“ und „Oberangerberger Schichten“.

<sup>97</sup>) Diese Mächtigkeitsangaben, die auf AMPFERER (1922, S. 120) zurückgehen, sind zweifellos viel zu hoch gegriffen (vgl. hierzu HEISSEL 1951).

<sup>98</sup>) Der Ausdruck „Häringer Schichten“ wird in der Literatur nicht einheitlich gebraucht. Einmal werden hierunter nur die basalen, eozänen Schichten verstanden (z. B. AMPFERER 1922, S. 120), dann wieder die hangenden Zementmergel in diesen Begriff mit eingeschlossen. SCHMIDT-THOMÉ verwendete die zweite Fassung des Begriffes „Häringer Schichten“.

sowie Nummuliten und Discocyclinen enthält. HEISSEL bemerkte hierzu, daß Nummuliten und Discocyclinen mit einzelnen Arten bis in das Unteroligozän hineinreichen (l. c., S. 55, 59—60)<sup>99)</sup>.

KRUTZSCH & LOTSCH (1957, S. 497—498) nahmen in jüngster Zeit auf Grund von Analogieschlüssen zu norddeutschen Verhältnissen für die megafossilführenden marinen Ablagerungen von Häring i. T. ein obereozänes Alter an (vgl. hierzu S. 61—62).

Versuchen wir nun, eine Antwort auf die eingangs skizzierten Fragen zu geben:

1. Ein Vergleich der basalen Schichtgruppe von Häring i. T. mit den Oberaudorfer Schichten ist aus faziellen Gründen nicht leicht. Während nämlich bei Oberaudorf die limnofluviatilen Ablagerungen im Liegenden der marinen Schichten angetroffen werden, ist es bei Häring i. T. gerade umgekehrt<sup>99a)</sup>. Hier liegen über marinen Basalbildungen Sedimente, deren Fazies und Fauna eine starke Aussüßung anzeigen. Aus diesem Grund sind auch die Faunen der beiden Vorkommen voneinander völlig verschieden. Als *tertium comparationis* könnte man allenfalls die Pflanzenreste (z. B. *Sequoja sternbergi*) heranziehen, doch ist dem Verfasser nicht bekannt, ob diese pflanzlichen Fossilien eine Unterscheidung in Led und Priabon zulassen. Eine Klärung der Frage, ob die ältesten Eozän-schichten im Becken von Häring i. T. dem Unteren oder Oberen Obereozän angehören, kann daher nur ein Vergleich der Häringer Fauna und Flora mit Faunen und Floren anderer Gebiete liefern. Ein derartiger Vergleich setzt aber eine Revision der eingeschlossenen Organismenreste voraus, die erst noch durchzuführen wäre.

2. Bis jetzt sind Äquivalente des Rupels im Becken von Häring i. T. faunistisch noch nicht nachgewiesen. Es stehen sich also die Ansichten von SCHLOSSER und BODEN sowie AMPFERER und HEISSEL unvermittelt gegenüber. Um die Frage einer möglichen Schichtlücke zwischen den Zementmergeln und den Angerberg-Schichten einer Lösung zuzuführen, wurde Dipl.-Geol. H. LÜHR mit der Aufgabe betraut, mikropaläontologische Untersuchungen an geeigneten Profilen des Häringer Gebiets durchzuführen. Sollte nämlich in der Tat ein kontinuierliches Profil von den Zementmergeln bis zu den Angerberg-Schichten vorliegen, dann bestünde die Aussicht, ein mikrofaunistisches Standardprofil zu gewinnen, das für einen Vergleich mit Profilen der Vorland-Molasse von größter Bedeutung wäre.

In diesem Zusammenhang ist auch das Alter der tiefsten Zementmergel zu überprüfen. Es wurde bereits darauf hingewiesen, daß die Zementmergelerde vom Liegenden zum Hangenden lithologisch nicht gleichartig ausgebildet ist; die tieferen Anteile sind kalk-, die höheren tonreicher (S. 152). Auch in faunistischer Hinsicht scheinen die Zementmergel Unterschiede aufzuweisen, die nicht nur faziell, sondern altersmäßig bedingt sind. Obwohl noch keine profilmäßigen Aufsammlungen vorliegen, können doch schon jetzt einzelne Faunenzonen unter-

<sup>99)</sup> Nach allen bisherigen Beobachtungen werden die jüngsten Nummuliten-Arten im Oberoligozän angetroffen, während die Gattung *Discocyclina* die Grenze Eozän/Oligozän nicht überschreitet. Die Gattung *Miscellanea* ist vorwiegend im Paleozän verbreitet, wo sie mit *M. miscella* (D'ARCH.) eine wichtige Leitform abgibt. Die Gesamtverbreitung dieser Gattung reicht nach POKORNÝ (1958, S. 366) von der Oberkreide bis ins Obereozän. Daraus folgt, daß im Katt lediglich die Gattung *Nummulites* als autochthones Faunenelement erwartet werden kann.

<sup>99a)</sup> Vgl. hierzu Fußn. 93 c auf S. 150.

schieden werden. Die bisherigen Beobachtungen weisen darauf hin, daß die Grenze Obereozän—Untero oligozän innerhalb der Zementmergelserie verläuft. Einige Beispiele mögen dies erläutern.

Die Proben 1270 und 1342 scheinen dem Oberen Obereozän anzugehören. Die reiche Foraminiferenfauna enthält nur untergeordnet Gehäuse von *Spiroplectammina carinata* (D'ORB.). *Clavulinoides szaboi* (HANTKEN) tritt in großer Individuenzahl auf. *Bolivina vaceki antegressa* SUBBOTINA ist charakteristisch; dagegen fehlen Bolivinen der *B. striatocarinata*-Gruppe sowie Bolivinen mit gezackten Seitenrändern.

Dem tieferen Lattorf gehört offenbar die Probe 42 an. Die Mikrofauna zeigt einen deutlichen litoralen Einschlag; die großwüchsige Faunengemeinschaft setzt sich u. a. aus Milioliden und Bryozoen zusammen. *Spiroplectammina carinata* und *Clavulinoides szaboi* sind häufig. Bolivinen der *B. striatocarinata*-Gruppe sind ebenfalls anwesend.

Etwas jünger, aber ebenfalls noch dem Lattorf angehörig, scheint die Probe 1271 zu sein. Der Faziescharakter ist nicht mehr ausgesprochen litoral, sondern weist auf eine Ablagerung in einem etwas tieferen Wasser hin. U. a. sind viele Globigerinen anzutreffen. An wichtigen Faunenelementen sind vor allem *Clavulinoides krubelensis* (WOJCIK), *Bulimina sculptilis* CUSHMAN und Bolivinen der *B. striatocarinata*-Gruppe zu nennen.

Gleichfalls in das Untero oligozän ist Probe 165 zu stellen. Der Mikrofossilinhalt ist spärlicher als in den vorhergehenden Proben; er weist wiederum auf stärker litorale Absatzbedingungen hin. Abgesehen von Bolivinen der *B. striatocarinata*-Gruppe und Bryozoen enthält die Mikrofauna u. a. großwüchsige Asterigerinen, wie sie auch in lattorfischen Ablagerungen der Vorland-Molasse auftreten (S. 69).

Hierzu sind noch folgende Bemerkungen notwendig:

*Spiroplectammina carinata* (D'ORB.) tritt zum ersten Mal im höheren Obereozän auf (HAGN 1956, S. 115). Die Art ist bereits im Oligozän weit verbreitet und kommt noch in rezenten Ablagerungen vor. Sie eignet sich daher in erster Linie für die Abgrenzung des Unteren vom Oberen Obereozän; bei der Grenzziehung Priabon—Lattorf kann *S. carinata* als Häufigkeitsfossil des Oligozäns herangezogen werden.

*Clavulinoides szaboi* (HANTKEN) ist im Gegensatz zu früheren Auffassungen kein Leitfossil für eine bestimmte Ablagerung, da die Art vom Lutet bis zum Katt vorkommt (vgl. hierzu S. 42—43). Sie kann aber als Häufigkeitsform bei feinstratigraphischen Gliederungen bedingt Verwendung finden. *C. krubelensis* (WOJCIK) ersetzt manchmal *C. szaboi* oder kommt zusammen mit dieser Art vor; ihre Vertikalverbreitung ist aber noch nicht genau festgelegt (vgl. hierzu HAGN 1956, S. 117—118).

*Bulimina sculptilis* CUSHMAN kommt im höheren Teil der Zementmergel vor. Die Art gilt allgemein als Leitfossil für das tiefere Oligozän. Einschränkung ist allerdings zu sagen, daß es nicht sicher ist, ob die wenigen bis jetzt vorliegenden Gehäuse mit dem Typus der Art aus dem nordamerikanischen Untero oligozän vereinigt werden dürfen, wenn auch CUSHMAN & PARKER (1947, S. 103) *B. sculptilis* von Häring i. T. nennen. In einem früheren Abschnitt der vorliegenden Arbeit wurde nämlich gezeigt, daß ähnliche oder sogar entsprechende Skulpturtypen bei den Gattungen *Bulimina* und *Uvigerina* nicht ohne weiteres für eine interkontinentale Korrelation herangezogen werden dürfen, da sie diesseits und jenseits des Atlantiks in verschiedenen alten Schichten auftreten können (S. 48, 54).

*Bolivina vaceki antegressa* SUBBOTINA (1953 b, S. 226—228, Taf. 10, Fig. 11—16) ist im Oberen Eozän des südlichen Rußlands weit verbreitet. Ein massenhaftes Auftreten dieser Art beobachtet man in den obersten Foraminiferen-Schichten, d. i. in der Zone der *Globigerinoides conglobatus* und großer Globigerinen sowie in der Bolivinen-Zone, die beide in das oberste Eozän gestellt werden (l. c., Tab. 1 auf S. 118—119). *B. vaceki antegressa* kann als weiterentwickelte *B. vaceki* SCHUBERT aus dem höheren Lutet und aus dem tieferen Obereozän des alpinen Gebiets aufgefaßt werden (HAGN 1954 a, S. 17, Taf. 3, Fig. 11). Die aus den Stockletten des bayerischen Helvetikums vorliegenden Gehäuse sind im Durchschnitt kleiner als *B. vaceki antegressa*; die meisten Gehäuse besitzen eine Länge von 0,45—0,55 mm, nur wenige erreichen 0,60 mm und mehr. Dagegen messen die größten Gehäuse von *B. vaceki antegressa* von Häring i. T. zwischen 0,65 und 0,70 mm. Diese Unterart wurde auch in einer Schlammprobe aus dem Priabon vom Nordfuß des Monte Brione bei Riva am Gardasee entdeckt (Probe 1062); die Gehäuse besitzen durchschnittlich eine Länge von 0,60—0,70 mm. Da das

Prinzip der phylogenetischen Größenzunahme offenbar auch hier gilt, ist zu erwarten, daß biometrische Messungen noch weitere Verfeinerungen der soeben skizzierten Ansicht ermöglichen.

Mit *B. vaceki antegressa* stimmt *B. striatellata* BANDY (1949, S. 159, Taf. 28, Fig. 8) aus dem nordamerikanischen Obereozän weitgehend überein. Die genannte Art ist im Bereich von Little Slave Creek, Alabama, nur im höchsten Obereozän, also über dem Moodys Marl Member und dem Yazoo Clay anzutreffen (l. c., Tab. 1). Sie liegt dem Verfasser aus dem Jacksonian, *Zeuglodon* bed above Cocoa sand  $\frac{1}{2}$  mile west of Cocoa Post Office, Alabama, zum Vergleich vor (Probe 893).

*Bolivina striatocarinata* CUSHMAN (1937 c, S. 54, Taf. 7, Fig. 16) wurde zuerst aus dem Obereozän von Italien, ferner aus den Blauen Mergeln von Biarritz beschrieben. Vom Verfasser (HAGN 1953 e, S. 337) wurde sie aus dem Lattorf von Reit i. Winkl angegeben. Ein späterer Vergleich der bayerischen Gehäuse mit Exemplaren von Biarritz zeigte jedoch, daß zwar die Skulptur der Gehäuse der beiden Vorkommen weitgehend miteinander übereinstimmt, daß aber die Form und Anordnung der Kammern bei beiden Formen voneinander abweicht. Es liegt wohl eine neue Art vor, die bis zu einer endgültigen Bearbeitung als *Bolivina* der *B. striatocarinata*-Gruppe bezeichnet werden soll. Sie ist allem Anschein nach von *B. vaceki antegressa* abzuleiten, indem das Gehäuse dicker und die Skulptur deutlicher geworden ist. Es ist daher die Annahme berechtigt, daß die genannten Bolivinen für die Grenzziehung Obereozän—Unteroligozän noch eine große Bedeutung erlangen. Erwähnt sei noch, daß *Loxostomum delicatum* (CUSHMAN) (CUSHMAN 1937 c, S. 178, Taf. 20, Fig. 29) und *L. hivanneense* HOWE (l. c., S. 178, Taf. 21, Fig. 3—4), die beide aus dem Byram Marl bzw. Red Bluff Clay (Unteroligozän) von Mississippi beschrieben wurden, einen ähnlichen Skulpturtypus wie die Bolivinen der *B. striatocarinata*-Gruppe aufweisen.

Die „Bolivinen mit gezackten Seitenrändern“ gehören zu *B. beyrichi* REUSS und ihren Verwandten; bis jetzt ist dem Verfasser kein sicheres Vorkommen dieser Formen aus dem Eozän bekannt. Andererseits sind derartige Gehäuse im Oligozän außerordentlich weit verbreitet.

3. Zur Altersstellung der Angerberg-Schichten können derzeit keine neuen Angaben gemacht werden. Sicher erscheint der Nachweis von Katt in diesen Schichten; inwieweit Aquitan (im Sinne von Untermiozän) in ihnen vertreten ist, kann einstweilen nicht gesagt werden. Was den Faziescharakter der Angerberg-Schichten anlangt, so ist HEISSEL beizupflichten, wenn er für den tieferen Teil derselben einen deutlichen marinen Einschlag annimmt<sup>100</sup>). Dagegen ist ihm die Gefolgschaft zu verweigern, wenn er auch für die „Oberangerberger Schichten“ eine marine Entstehung in Betracht zieht (vgl. hierzu HAGN 1953 e, S. 339). Die bereits eingangs genannten Mikrofossilreste, die in Dünnschliffen beobachtet wurden, lassen sich unschwer durch Umlagerung erklären, ja sie schließen, wie z. B. *Miscellanea* und *Discocyclusina*, eine marine Ablagerung im Oberoligozän geradezu aus. Auch die Oberangerberg-Schichten scheinen daher, wie die Konglomerate von Oberaudorf, limnofluviatile Bildungen zu sein, die umgelagerte Mikrofossilien aus älteren Sedimenten enthalten.

<sup>100</sup>) Gelbe, glimmerführende, tonige Feinstande der Unterangerberg-Schichten, die in einer alten Lehmgrube SE der Kirche von Kirchbichl bei Häring i. T., am Weg zum Moorbad, aufgeschlossen sind, enthalten eine spärliche und kleinwüchsige, autochthone Mikrofauna (Probe 1739, leg. H. HAGN zusammen mit Dipl.-Geol. D. HERM, Dipl.-Geol. H. LÜHR und cand. geol. D. GESSNER am 28. 5. 1959). Das Faunenbild wird von Globigerinen bestimmt, die meist als Brauneisensteinerne vorliegen. Untergeordnet trifft man auch Vertreter der Gattungen *Bulimina*, *Bolivina*, *Angulogerina* u. a. an (vgl. hierzu Fußn. 101 auf S. 156). Daneben treten nicht selten umgelagerte Oberkreideforaminiferen, vor allem zweikielige Globotruncanen, auf.

## Reit i. Winkl

Das Becken von Reit i. Winkl und Kössen i. T. ist als ein Teil des großen Unterinntaler Tertiärgebietes aufzufassen. Dementsprechend lauten auch hier die wichtigsten Fragestellungen: Wann setzte die Transgression in diesem Raum ein? Ist eine Schichtlücke zwischen Unteroligozän und Oberoligozän ausgebildet? Wenn ja, wie groß ist ihr Umfang? Und schließlich: Wann und mit welchen Sedimenten endete die Sedimentation in diesem Teilbecken?

Wie schon in den vorhergehenden Kapiteln, soll auch der Überblick über die Literatur der „Reiter Schichten“ nur die neueren Arbeiten umfassen. Bezüglich des älteren Schrifttums sei auf den Lexique Stratigraphique International (HAGN 1959, Ms.) verwiesen.

SCHLOSSER (1923) lieferte eine Revision der Megafaunen der marinen Ablagerungen von Reit i. Winkl und Leitwang i. T. Er bestimmte diese Schichten als Lattorf und hielt sie für gleichalt mit den Zementmergeln von Häring i. T. (l. c., S. 285, 287).

Wenig später (1925 b, S. 51, Tab. auf S. 60) äußerte er ebenfalls die Ansicht, daß im Becken von Reit i. Winkl marines Obereozän völlig fehlt; nach Aussage der Megafaunen gehören die entsprechenden Schichten dem Unteroligozän an.

BARTENSTEIN (1951, S. 679) gelangte auf Grund von mikropaläontologischen Untersuchungen zu dem Befund, daß die „Obereozän—unteroligozänen Häringer-Schichten bei Reit im Winkl“ wechselnd reiche Mikrofaunen enthalten, die sich u. a. aus den Gattungen *Globigerina*, *Uvigerina*, *Cyclammina*, *Anomalina* und *Planulina* zusammensetzen.

GLÜCK (1952, Ms.) führte eine Kartierung des Gebietes Reit i. Winkl im Maßstab 1 : 25 000 durch. Die aufgesammelten Megafossilien sowie die durch den Verfasser (1953 e) bearbeiteten Mikrofaunen ermöglichten folgende Feststellung: Ablagerungen des Eozäns konnten nicht festgestellt werden. Das Oligozän setzt mit Basalkonglomeraten ein, auf die fossilführende Schichten des Lattorfs folgen. Eine der bezeichnendsten Arten dieser unteroligozänen Ablagerungen ist *Natica crassatina* LAM. Im Profil des Klausenbachs folgen darüber Mergel, Sandsteine und Konglomerate als Äquivalente der Angerberg-Schichten, die miteinander häufig verzahnt sind. Ihr Faziescharakter ist marin, doch ist ein brackischer Einschlag nicht zu verkennen. Das Alter dieser Bildungen wurde als Katt angegeben. Äquivalente der Tonmergel-Schichten konnten nicht nachgewiesen werden.

Der Verfasser (HAGN 1953 e, S. 336—337) erwähnte zahlreiche Foraminiferen-Gattungen und einige Arten aus dem Lattorf von Reit i. Winkl. Außerdem machte er Angaben über die unteroligozänen Fischeschiefer von Entfelden bei Reit i. Winkl. Die bei Blindau und im Klausenbach anstehenden Äquivalente der Unterangerberg-Schichten<sup>101)</sup> führen, abgesehen von umgelagerten Mikrofossilien aus der Oberkreide und aus dem Lattorf, eine kleinwüchsige Foraminiferen- und Ostracodenfauna, die arm an Gattungen und Arten ist. Sie ist wohl marin, doch macht sich bereits ein brackischer Einschlag bemerkbar. Ihr Alter wurde als Oberes Rupel bzw. tieferes Katt bestimmt. Altersmäßig den Tonmergel-Schichten der Subalpinen Molasse entsprechende Ablagerungen wurden nicht angetroffen; mithin umfaßt die oligozäne Schichtlücke zumindest einen Teil des Rupels (l. c., S. 337—339). Die Angerberg-Schichten von Leitwang i. T. wurden als limnofluviatile Bildung aufgefaßt (l. c., S. 339).

<sup>101)</sup> Es kann kein Zweifel darüber bestehen, daß die im Raum von Reit i. Winkl und Kössen i. T. im Hangenden der unteroligozänen Fischeschiefer auftretenden Mergel den Unterangerberg-Schichten im Sinne HEISSELS (1951, S. 210) entsprechen. Eine Schlammprobe (Nr. 1740) von Unterangerberg-Schichten, die der Verfasser am 29. 5. 1959 zusammen mit Dipl.-Geol. D. HERM, Dipl.-Geol. H. LÜHR und cand. geol. D. GESSNER am Unterangerberg in einem kleinen Graben SW Kleinsöll bei Kundl im Unterinntal aufsammlte, lieferte mehrere Schälchen einer Art der Ostracoden-Gattung *Loxoconcha*; es handelt sich um dieselbe auffallende Art, die in einer früheren Arbeit des Verfassers (1953 e, S. 337—338) als „Ostracode G 1“ von Blindau und aus dem Klausenbach bei Reit i. Winkl angegeben wurde. Die übrige, autochthone Mikrofauna der untersuchten grauen, glimmerführenden, tonigen Mergel ist wie die Faunen der Unterangerberg-Schichten von Reit i. Winkl und Kössen i. T. spärlich und kleinwüchsig. *Globigerinen* herrschen vor; seltener sind Gehäuse der Gattungen *Robulus*, *Bolivina*, *Cassidulina*, *Cibicides* u. a.

SCHMIDT-THOMÉ (1954, S. 133) stellte die marinen Vorkommen von Reit i. Winkl und Kössen i. T. in das Obereozän.

Der Verfasser (1955 c, Tab. 4) nahm für die Sedimente des Beckens von Reit i. Winkl ein latorrfisches bzw. ein oberrupelisches bis kattisches Alter an, wobei er die Möglichkeit einer Beteiligung aquitaner Sedimente nicht gänzlich ausschloß. Auf Taf. 28, Bild 1 veröffentlichte er das Mikrophotogramm eines Dünnschliffes, der von einem fossilführenden Sandkalk des Latorrfs angefertigt wurde.

HEISSEL (1957, S. 59) teilte mit, daß er in einem Sandstein der Angerberg-Schichten von Leitwang im Kössener Becken, der die typische Schwermineral-Assoziation dieser Ablagerungen zeigt, Nummuliten, Discocyclinen, Globigerinen und Lithothamnien auffinden konnte. Er nahm an, daß es sich hierbei um autochthone Mikrofossilien handelt (vgl. hierzu Fußn. 99 auf S. 153 dieser Arbeit). WOLETZ (in HEISSEL 1957, S. 66, Tab. auf S. 67) vermutete auf Grund von Schwermineral-Untersuchungen, daß die älteren Sedimente des Beckens von Kössen i. T., die sich durch eine Chromitführung auszeichnen, in das Obereozän zu stellen sind.

KRUTZSCH & LOTSCH (1957, S. 497—498) äußerten die Ansicht, daß die Ablagerungen von Reit i. Winkl und von Leitwang bei Kössen i. T. Äquivalente des Obereozäns darstellen. Sie gelangten zu dieser Auffassung dadurch, daß sie den Stratotyp des Latorrfs in Mitteldeutschland in das Obereozän miteinbezogen (vgl. hierzu S. 61—62).

Um das Alter der Reiter Schichten möglichst genau festlegen zu können, wurde A. A. NEKOUIAN FATHI mit der Bearbeitung der Foraminiferenfaunen der älteren Ablagerungen von Reit i. Winkl betraut. Es sollen daher an dieser Stelle nur noch einige wenige Bemerkungen gemacht werden, die in diesem Zusammenhang notwendig sind.

Zunächst könnte man der Ansicht sein, daß der Nachweis von *Queraltina epistominoides* MARIE in einer Mergelprobe von Pötschbühl bei Reit i. Winkl (HAGN 1953 e, S. 335—336) für ein obereozänes Alter dieser Ablagerungen spricht. In der Tat ist diese Art im Obereozän weit verbreitet. Der Verfasser besitzt Gehäuse von Biarritz, Varignano, Priabona, sowie aus dem Obereozän von Spanien. POKORNÝ (1958, S. 328) führte die Gattung *Queraltina* aus dem Obereozän an.

Dennoch neigt der Verfasser dazu, die Reiter Schichten in das Unteroligozän zu stellen, da einige wenige Arten ein obereozänes Alter auszuschließen scheinen. Hierher gehören vor allem Bolivinen aus der *B. beyrichi*- und aus der *B. striatocarinata*-Gruppe. In diesem Zusammenhang ist von Bedeutung, daß *B. beyrichi* von HANTKEN (1875, S. 65) nur aus dem Kleinzeller Tegel, nicht aber aus dem Ofener Mergel angegeben wurde (vgl. hierzu S. 151). Auch *Bulimina sculptilis* CUSHMAN spricht für ein oligozänes Alter; die vorliegenden Gehäuse stimmen gut mit der Abbildung bei CUSHMAN & PARKER (1947, Taf. 24, Fig. 12) überein. Schließlich wäre noch zu erwähnen, daß *Spiroplectamina carinata* (D'ORB.) mit zahlreichen, typischen Exemplaren vertreten ist. Die Gattung *Clavulinoides* tritt im Faunenbild stark zurück; die wenigen Gehäuse der Probe 41 (= Probe 5 a bei HAGN, 1953 e, S. 336—337) gehören nicht zu *C. szaboi* (HANTKEN), wie der Verfasser ursprünglich annahm, sondern zu *C. krubelensis* (WOJCIK) (vgl. hierzu die Angaben zu den genannten Arten auf S. 154).

Die Fischschiefer von Entfelden bei Reit i. Winkl (HAGN 1953 e, S. 337) sind mit Sicherheit oligozäne Ablagerungen. In Probe 6 wurden zahlreiche Gehäuse der winzigen *Globigerina officinalis* SUBBOTINA entdeckt (vgl. hierzu S. 108).

Zur Frage der Schichtlücke zwischen den Reiter und den Angerberg-Schichten liegen keine neueren Beobachtungen vor. Nach Ansicht des Verfassers fehlen Äquivalente der Tonmergel-Schichten der Subalpinen Molasse; damit umfaßt die Schichtlücke zumindest einen Teil des Rupels.

Die tieferen Angerberg-Schichten setzen nach den bisherigen Kenntnissen bereits im Oberen Rupel ein und reichen sicherlich noch bis in das tiefere Katt. Ihre Mikrofauna weist auf eine Entstehung im Meer hin, doch waren die Lebensbedingungen offenbar schon ziemlich schlecht. Die höheren Angerberg-Schichten,

die z. B. bei Leitwang anstehen, dürfen wohl auch in diesem Teilbecken als limnofluviatile Bildungen aufgefaßt werden (vgl. hierzu S. 148). Die von HEISSEL erwähnten Fossilfunde sprechen für Umlagerungsvorgänge, wie sie auch von Oberaudorf und aus dem Becken von Häring i. T. bekanntgeworden sind. Da umgelagerte Discocyclusen aber ehemals vorhandene eozäne bzw. paleozäne Ablagerungen voraussetzen, ist nach derartigen Ausgangsgesteinen zu suchen. Da sie vermutlich bereits abgetragen sind, sind ihre aufgearbeiteten und verschwemmten Mikrofossilien für die Deutung der Paläogeographie dieses Raums von besonderer Wichtigkeit. Es ist nicht ausgeschlossen, daß die Zufuhr dieses allothigenen Fossilmaterials aus dem Westen, also vom Unterinntal her, erfolgte. Um in dieser Frage eine größere Klarheit zu erlangen, werden cand. geol. D. GESSNER und H. G. LINDENBERG das Verbindungsstück zwischen dem Unterinntal und dem Becken von Kössen i. T.—Reit i. Winkl einer eingehenden geologisch-paläontologischen Bearbeitung unterziehen.

## E. Zur Paläogeographie des Tertiärs der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes

### 1. Die Trog- und Schwellenwanderung im Norden des Orogens

Eine Gegenüberstellung des tertiären Schichtbestandes der einzelnen Tröge (Abb. 7 auf S. 60) zeigt deutlich, daß die Vortiefen nach Norden zu immer jünger werden, d. h., je nördlicher ein bestimmter Ablagerungsraum lag, desto später setzte in ihm die Sedimentation ein, um desto später ihr Ende zu finden. Das bedeutet, daß eine von Süden kommende Transgression immer nördlicher gelegene Teile des alpinen Vorlandes erfaßte. Während das südliche Rückland allmählich der Trockenlegung anheimfiel, überflutete das nach Norden drängende Meer eine Randsenke nach der anderen, bis es am Nordrand des Molassetroges halt machte. Dieses allmähliche Fortschreiten der Transgression nach Norden läßt sich auch am Ausmaß der Schichtlücke ablesen, die zwischen den jüngsten Kreideschichten und den ältesten Tertiärablagerungen klafft. Konnte noch im ultrahelvetischen Trog, im Raum der Wildflyschbildung, eine kontinuierliche Schichtfolge von der Kreide bis ins Alttertiär festgestellt werden, so fehlen schon im Nordhelvetikum die Äquivalente des Ober-Maastrichts, des Paleozäns, des Unter-eozäns sowie Teile des Mitteleozäns<sup>101a)</sup> <sup>101b)</sup>). Im Bereich der Molasse kam die tertiäre Transgression noch später an. So gehören die ältesten Tertiärschichten im Raum Ampfing—Mühldorf noch dem höheren Obereozän an, während dasselbe Meer den nördlichsten Teil des Molassebeckens erst im Mittelmiozän erreichte (S. 68).

Bei den folgenden Überlegungen sollen zunächst die kalkalpinen Vorkommen ausgeklammert werden, da sie ehemals im Bereich des alpinen Orogens lagen und eine andere Entwicklungsgeschichte aufweisen. Auch die Ostalpine Flyschzone kann hier übergangen werden, da im östlichen Oberbayern im Nordteil des Flysches alttertiäre Ablagerungen bis jetzt nicht festge-

<sup>101a)</sup> Einer Darstellung LEUPOLDS (1943, Kartenschema und Erläuterung auf S. 278—279) ist zu entnehmen, daß weitgehende Analogien zu den entsprechenden Ablagerungsräumen der NE-Schweiz bestehen.

<sup>101b)</sup> Vgl. hierzu Fußn. 52 b auf S. 76.

stellt werden konnten; das auf den Südtail des Flyschtrogs beschränkte Paleozänvorkommen vom Tratenbach bei Lenggries kann hier ebenfalls unberücksichtigt bleiben, da seine Ausdehnung einerseits noch unbekannt ist, andererseits seine Beziehungen zum inneralpinen Alttertiär erst noch zu überprüfen sind (S. 142).

Es kann als sicher gelten, daß die Nordwanderung der Transgression im Osten und Westen Beschleunigungen und Verzögerungen erlitten hat, die durch die wechselnde gebirgsbildende Intensität in den entsprechenden Gebieten verursacht wurden. So gab z. B. LEMCKE (1958, Abb. 1 auf S. 594) ein anschauliches Bild der tertiären Transgression im Westen von München. Die zonare Anordnung der Transgressionsmarken läßt erkennen, daß nicht Priabon, wie bei Ampfing—Mühldorf, sondern Lattorf auf den tieferen Untergrund transgrediert. Es ist außerdem damit zu rechnen, daß die Transgression nicht eigentlich aus dem Süden, sondern vielmehr aus dem Südosten gekommen ist. Das Transgressionsdiagramm der Abb. 7 gilt daher nur für das östliche Oberbayern; die Berücksichtigung der geologischen Verhältnisse der westlich und östlich anschließenden Gebiete würde zweifellos gewisse Modifikationen des hier gezeigten Schemas bedingen.

Auf die Tatsache, daß das Meer des alpinen Vorlandes im Alttertiär von Süden nach Norden vorgestoßen ist, wies bereits REIS (1896, S. 101, 103) hin. Derselbe Autor machte auch auf die vorangegangene Regression des Meeres der jüngsten Oberkreide von Norden nach Süden aufmerksam (REIS 1896, S. 97; 1897, S. 68). REIS konnte nämlich feststellen, daß die Hachauer Schichten, die jüngsten Ablagerungen der helvetischen Oberkreide, in der Adelholzener Fazieszone fehlen und erst weiter im Süden zum Absatz gekommen sind (vgl. hierzu S. 77). Die Hachauer Schichten sind zweifellos Verlandungssedimente; insbesondere die Hachauer Sandsteine, die nach v. STACKELBERG (1957, Ms.) im Profil über den Hachauer Sandmergeln folgen, zeigen durch ihre Kornvergrößerung und durch ihre litorale Faunengemeinschaft das nahe Ende der Sedimentation in diesem Raum an. Erst noch weiter im Süden konnte die Meeresbedeckung bis in das Alttertiär andauern. Der Rückzug des helvetischen Oberkreidemeeres nach Süden macht sich zum ersten Male in der Faziesausbildung der Gerhardsreiter Schichten bemerkbar, die im Gegensatz zu den liegenden Pattenauer Schichten bereits einen gewissen litoralen Einschlag erkennen lassen.

Die Schichtlücke an der Wende Kreide—Tertiär, die in den nördlicher gelegenen Trögen ein bedeutendes Ausmaß erreicht, wurde demnach durch eine gewaltige Regression in der höheren Oberkreide und durch eine nicht minder bedeutsame Transgression im Alttertiär verursacht (vgl. hierzu IMKELLER 1895/1896, S. 45; KOCKEL 1923, S. 110—111, 164; HAGN 1952b, S. 74, Tab. auf S. 75; HAGN 1954c, S. 70, 78). Unter diesen Gesichtspunkten liegt der Schluß nahe, daß im Bereich der Vorland-Molasse Äquivalente des Maastrichts überhaupt nicht zur Ablagerung gekommen sind, da sich das Meer bereits im höheren Campan aus diesem Gebiet nach Süden zurückgezogen hat (vgl. hierzu S. 67).

Aus Abb. 7 auf S. 60 geht klar hervor, daß die im Untergrund der nördlichen Vorland-Molasse auftretenden paleozänen Sedimente mit einer Transgression aus dem Süden nicht in Beziehung gebracht werden dürfen. Zwei wesentliche Gründe sprechen gegen eine Verbindung mit helvetischen Ablagerungen: einmal die Tatsache, daß im Bereich des Nordhelvetikums der fragliche Zeitabschnitt durch eine Schichtlücke vertreten ist, zum anderen, daß diese alttertiären Ablagerungen bislang nur aus dem Nordteil der Vorland-Molasse, nicht aber aus ihrem südlichen Teil bekanntgeworden sind. Es ist durchaus denkbar, daß das Landshut—Neuöttinger Hoch (S. 164) eine trennende Barre gebildet hat, die den Bereich der marinen Sedimentation nach Süden abgegrenzt hat. Der Meeresvorstoß kann daher nicht aus dem Süden gekommen sein; man wird vielmehr an eine Verbindung mit dem Osten, allenfalls noch mit dem Südosten denken müssen. Gegen eine ehemalige Meeresverbindung mit dem Helvetikum sprachen sich

bereits TRAUB (1953, Fußn. 2 auf S. 18) und der Verfasser (1950 b, S. 35; 1953 a, S. 336; 1954 c, S. 70; 1955 d, S. 330, 353) aus. Aus denselben Gründen kann auch die Ansicht KNIPSCHERS (1952, S. 51) nicht übernommen werden, daß im nördlichen Teil des alpinen Beckens zur Zeit des Dans „eine ausgedehnte Meeresbedeckung“ vorhanden war, die sich auch auf Teile des späteren Molassetrogs erstreckte (vgl. hierzu HAGN 1953 a, S. 336).

Die eingangs getroffene Feststellung, daß die weiter im Norden gelegenen Tröge mit jüngeren Sedimenten gefüllt sind als die südlicher gelegenen, kann auch als Trogwanderung gedeutet werden (z. B. HAGN 1950 b, S. 31—32; 1955 c, S. 3, Abb. auf S. 4). Genauer ausgedrückt müßte es eigentlich „Trogtiefstenwanderung“ heißen, denn nicht der Trog, der Ablagerungsraum als solcher, ist nach Norden gewandert, sondern das Trogtiefste, die Zone der Hauptsenkung hat sich nach Norden verlagert (vgl. hierzu KOCKEL 1923, S. 116). So schrieb z. B. OSSWALD (1928, S. 257): „Die geosynklinale Tiefenrinne, die seit der Trias, ja seit dem Perm langsam nach N gewandert war, lag in der oberen Kreide entschieden im Bereich der HZ [helvetische Zone, der Verf.]“. FRANK (1930, S. 19) sprach, in Anlehnung an Gedankengänge STILLES, von einer „tektonische(n) Vortiefe“, die von Süden nach Norden gewandert ist. Er bemerkte hierzu: „Auf Zeiten säkularer epirogener Senkung einzelner Gebiete, folgen episodische orogene Hebungsphasen.“

Im Paleozän, aber auch noch in unter- und frühmittel-eozäner Zeit, lag die Zone der Hauptsenkung zweifellos im Bereich des Ultrahelvetikums. Für diese Ansicht spricht die vorherrschend mergelig-pelagische Ausbildung zumindest der nordultrahelvetischen Sedimente, sodann auch der Befund, daß in diesem Raum die Sedimentation an der Wende Kreide—Tertiär nicht unterbrochen wurde (S. 106). In der südlich anschließenden Flyschzone haben zur selben Zeit wohl Hebungsvorgänge stattgefunden, die das Meer aus diesem Raum verdrängten. Diese Entwicklung wurde spätestens in der höheren Oberkreide eingeleitet, denn die entsprechenden Ablagerungen lassen sich am ehesten als Flachwasserabsätze deuten (S. 140). Auch die südhelvetischen Äquivalente des Paleozäns, Unter- und Mitteleozäns zeigen, abgesehen von den jüngsten Horizonten, alle Merkmale von Seichtwasserablagerungen. Den nordhelvetischen Raum erreichte das Meer überhaupt erst im Mitteleozän; die ältesten Tertiärablagerungen dieses Teilbeckens zeigen noch einen deutlichen litoralen Einschlag.

Im höheren Lutet und vor allem im Led scheint sich das Hauptsenkungsgebiet weiter nach Norden verlagert zu haben, denn die nord- und südhelvetischen Stockletten weisen auf eine Tieferlegung des Meeresbodens hin. Diese Senkungstendenz machte sich zum ersten Mal zur Zeit der Oberen Adelhölzener Schichten deutlich bemerkbar, denn die Abfolge Grünsand—Kalk—Mergel der Adelhölzener Schichten läßt sich nur mit einer fortschreitenden Eintiefung des Sedimentationsraumes erklären, die mit der Ablagerung der Stockletten ihren Abschluß fand (HAGN, 1954 c, S. 69). Auch die Tatsache, daß die „sandigen Stockletten“ des Gebietes von Neubeuern a. Inn auf die tieferen Profilabschnitte beschränkt sind (S. 37), spricht für eine Tiefenzunahme und gleichzeitig für eine Strandverschiebung nach Norden, Vorgänge, die sich spätestens im tieferen Led abgespielt haben.

REIS (1922 b, S. 240) vertrat bereits den Standpunkt, daß die Fazies der Stockletten auf eine größere Wassertiefe und damit auf eine Einsenkung des Ablagerungsraumes schließen läßt. OSSWALD (1928, S. 265) war ebenfalls der

Meinung, daß das helvetische Meer im Oberen Lutet tiefer geworden ist. E. KRAUS (1951 b, S. 34) äußerte die Ansicht, daß die Stockletten, die von den Adelhölzener Schichten durch einen Hiatus getrennt<sup>102)</sup> werden, einer „besonders tiefen Absenkung“ entsprechen. Schließlich nahm auch TRAUB (1953, S. 29) eine „länger anhaltende(r) Vertiefung des Meeresbeckens“ zur Zeit der Stockletten an.

Allzugroß kann die Tiefenzunahme des helvetischen Meeres allerdings nicht gewesen sein, wenn man die folgenden Gesichtspunkte berücksichtigt. Es wurde bereits gezeigt, daß den Stockletten, abgesehen von den südlichsten Teilen des südhelvetischen Ablagerungsraumes, Lithothamnien-Kalke eingeschaltet sind (S. 64—65). Man beobachtet z. T. eine regelmäßige Wechselagerung von Foraminiferen-Mergeln mit Kalkalgen-Kalken, z. T. gehen die grobstruierten Granitmarmore durch allmähliche Aufnahme von Lithothamniengrus aus den Stockletten hervor (HAGN 1954 c, S. 46, 48—50, 58—59, 74, 76). Beide Gesteinstypen sind also faziell eng miteinander verknüpft. Eine Wechsellagerung von Kalkalgen und/oder Großforaminiferen führenden Gesteinen mit feinkörnigen, an Kleinforaminiferen reichen Sedimenten ist von vielen anderen Gegenden der Erde bekannt; die Ablagerungstiefe der meist mergeligen Einschaltungen hat im Höchstfall einige hundert Meter betragen (vgl. hierzu HAGN 1958, S. 101). Hinzu kommt, daß die Hauptentwicklung der Kalkalgenrasen auf eine Zone beschränkt war, in der die Untiefen der Intrahelvetischen Schwelle lagen (S. 65, 132). Gegen eine zu große Wassertiefe sprechen auch die Annelidenfährten, die im Raum von Neubeuern a. Inn auf der Oberfläche einer Lithothamnienschuttkalkbank beobachtet wurden (HAGN 1954 c, S. 49—50). Lediglich im Südteil des südhelvetischen Troges war der Senkungsbetrag bedeutender, denn in diesem Raum treten entweder nur feinkörnige Lithothamnien-Schuttkalke auf oder es fehlen Lithothamnien-Kalke überhaupt. Außerdem führen die Stockletten desselben Gebietes gelegentlich Radiolarien (HAGN 1954 c, S. 52). Diese Beobachtung steht in gutem Einklang mit der schon von REIS (1896, S. 80) vertretenen Ansicht, daß „die Abnahme der Mächtigkeit des Lithothamniumlagers nach Süden ... die Entfernung von der nördlichen litoralen Zone“ bedeutet.

Im Oligozän lag das Trogtiefste bereits im Bereich der Subalpinen Molasse. OSSWALD (1928, S. 266) sprach mit Recht von „einer beginnenden Eintiefung der heute tektonisch und stratigraphisch verdeckten südlichen MZ nach der Herauswölbung der HZ [Molassezone bzw. helvetische Zone; der Verf.]“. KORDIUK (1938, S. 24—25, Abb. 7 auf S. 26, S. 33) konnte die Wanderung der Molassevortiefe durch die Verlagerung der Kohlenflöze und durch das Ausgreifen der Schuttfächer nach Norden belegen. BENTZ (1949, S. 50) machte darauf aufmerksam, daß bei Beginn der Eintiefung des Molassetrogs der größte Senkungsbetrag dicht vor dem heutigen Alpenrand erreicht wurde, daß also die Molassevortiefe asymmetrisch gebaut war<sup>102a)</sup>. M. RICHTER (1951, S. 177—178) bekannte sich ebenfalls zu der Vorstellung, daß sich der Molassetrog allmählich nach Norden erweitert hat; das Wandern der Trogachse läßt sich seiner Meinung nach ausgezeichnet verfolgen. Im Gegensatz dazu steht die Ansicht ZÖBELEINS (1952, S. 70), daß sich das Hauptsenkungsgebiet während des Lattorfs, wenigstens im östlichen Oberbayern, auf dem Alpenkörper befunden hat.

Das Studium von Umlagerungsvorgängen innerhalb der Molassezone führte HAGN & HÖLZL (1952, S. 52, 96) ebenfalls zur Annahme einer Trogwanderung, in deren Verlauf der südliche Randstreifen gehoben und durch Aufarbeitung zerstört wurde (vgl. hierzu HAGN 1950 b, S. 10). Entsprechende Feststellungen und Schlußfolgerungen finden sich bei HAGN & ZEIL (1954, S. 568—570, 578). In jüngster Zeit sprach sich auch SCHMIDT-THOMÉ (1957, S. 232) für den Gedanken der Trogwanderung aus.

<sup>102)</sup> Vgl. hierzu S. 53.

<sup>102a)</sup> Vgl. hierzu auch BROCKAMP (1955, S. 369). Über Vortiefen („Randmulden“) im allgemeinen siehe PUSHCHAROVSKIJ (1959).

Es bleibt noch die Frage aufzuwerfen, ob die Wanderung des Trogtiefsten nach Norden gleitend oder ruckartig vor sich gegangen ist. Die bisherigen Beobachtungen lassen, entgegen der Ansicht KOCKELS (1923, S. 164), darauf schließen, daß Zeiten der Ruhe und des Stillstandes von Zeiten erhöhter Krustenbewegungen und phasenhaften Vorwärtsdrängens abgelöst wurden. Desgleichen scheinen auch die Hebungen im Rückland nicht mit gleicher Geschwindigkeit erfolgt zu sein. Diese Diskontinuität der Trogwanderung war zweifellos durch die gebirgsbildenden Bewegungen im alpinen Orogen bedingt. Verzögerungen und Beschleunigungen stellten sich also nicht nur von W nach E ein (S. 159), sondern lassen sich auch von S nach N nachweisen. So nahm z. B. KORDIUK (1938, S. 41) an, daß die Verlagerung des Südrandes des Molassetroges zwischen dem Aquitan und Burdigal größere Fortschritte gemacht hat als während des gesamten Oligozäns<sup>103</sup>). Rasche Einsenkung und stabile Lage wechselten also mehrfach miteinander.

Dadurch läßt sich auch die Tatsache erklären, daß, abgesehen vom Hauptsenkungsgebiet, die marine Sedimentation wiederholt von Regressionen unterbrochen wurde. In diesem Zusammenhang ist vor allem die Schicht mit vererzten Fossilien vom Kressenberg zu nennen, die eine Trockenlegung des südhelvetischen Gebietes während des Mitteleozäns anzeigt (SCHLOSSER 1925 a, S. 185, 191). Kurzfristige oder auch längerdauernde Regressionen sind insbesondere in der Molasse nicht selten; so ist z. B. bekannt, daß das Molassemeer im höheren Oligozän und im Untermiozän wiederholt von E vorgestoßen ist und Zeiten der Aussüßung beendet hat (vgl. hierzu SCHMIDT-THOMÉ in SCHMIDT-THOMÉ & GANSS 1955, Abb. 2 auf S. 12).

Es gilt schließlich noch die Überlegung anzustellen, ob die Wanderung der Hauptsenkungsachse eines Troges nach Norden eine entsprechende Wanderung der Fazies bedingt hat<sup>104</sup>). Etwas abgewandelt lautet die Frage: Hat die Fazies des einen Trogs auf die ihm vorgelagerte Vortiefe übergegriffen? Die Vorbedingungen dafür scheinen gegeben gewesen zu sein, denn während des Vorbrandens des Meeres wurden die trennenden Schwellen überwältigt und versanken unter den Meeresspiegel. Aus diesem Grund ist eine wenigstens zeitweise Verbindung der einzelnen Ablagerungsräume zu fordern; ein fazieller Ausgleich ist daher, zumindest in einem gewissen Umfang, durchaus zu erwarten. In der Literatur wurde dieser Frage viel Aufmerksamkeit geschenkt; das Wandern der Flyschfazies ist für viele Autoren eine wichtige Arbeitshypothese (z. B. E. KRAUS 1942, S. 223; vgl. hierzu auch S. 124).

Andere Autoren lehnten dagegen den Gedanken eines faziellen Übergangs zwischen den einzelnen Trögen entschieden ab (z. B. ZEIL, 1956 b, S. 141; vgl. hierzu HAGN & ZEIL 1954, S. 577). Die Wahrheit dürfte in der Mitte liegen, denn es wurde bereits gezeigt, daß Zeiten der Ruhe mit Zeiten tektonischen Geschehens miteinander abwechselten. Das bedeutet, daß in Zeiten des Stillstandes der Nordbewegungen die Schwellen zwischen den einzelnen Ablagerungsräumen

<sup>103</sup>) ABERER (1958, S. 88) nahm ebenfalls eine ruckartige Wanderung der Molassevortiefe nach Norden an. Er erklärte sie mit der ungleichmäßigen Intensität der tektonischen Bewegungen. Im Oligozän ist die Hauptbeckenachse nur unmerklich nach Norden gewandert, während sie im untersten Miozän eine beträchtliche Verschiebung nach Norden erfahren hat.

<sup>104</sup>) Die Tatsache, daß die Hellen Mergelkalke in den Bohrungen Ortenburg CF 1001 und 1003 erst im Oberen Rupel auftreten (HAGN 1955 d, S. 331, 333, 353), während dieselbe Gesteinsausbildung in den südlicher gelegenen Bohrungen (Ampfing, Isen) die Basis des Rupels kennzeichnet (z. B. HEERMANN 1954, Abb. 5 auf S. 16), läßt sich am besten mit einem Wandern der Fazies im Verlauf der Transgression nach Norden erklären.

mehr oder weniger trennende Barren waren, die die fazielle Ausbildung der Sedimente in den einzelnen Trögen entscheidend beeinflussten, während sie im Verlauf der Transgression ihre Rolle als faziesbestimmende Festlandszüge einbüßten.

Da in den vorausgegangenen Abschnitten der vorliegenden Arbeit wiederholt die Bedeutung der Schwellen gewürdigt wurde (S. 119, 122 *usf.*), genügt an dieser Stelle eine kurze Zusammenschau der wichtigsten Befunde. Die Schwellen sind zonare Aufwölbungen des kristallinen Untergrunds, der eine Verbindung zwischen den Massiven im N und NE (Bayerischer Wald und Böhmisches Massiv) und der Grauwackenzone im S herstellt. Die heutigen Vorstellungen sind damit weitaus differenzierter als die frühere Annahme eines „Vindelizischen Landes“ durch GÜMBEL und STUDER (vgl. hierzu E. KRAUS 1942, S. 215 *usf.*). Das individuelle Schicksal der einzelnen Schwellen verlief ziemlich gleichartig; erst stieg die Schwelle auf, dann setzte die Abtragung ein, nicht selten wurde sie vom Meer überwältigt und schließlich im Verlauf gebirgsbildender Ereignisse überfahren und unzugänglich gemacht. Die Rekonstruktion der einzelnen Schwellen wird dadurch ermöglicht, daß sie die Fazies in den anschließenden Trögen bestimmten, daß sie Schutt lieferten und außerdem auf dem Umweg über die fazielle Ausbildung Einfluß auf die Entwicklung der Fauna und Flora in den korrelierten Ablagerungsräumen nahmen. Die Ausdehnung der einzelnen Festlandszüge war nicht gleich; eine der größten Schwellen dürfte der Cretische Rücken gewesen sein (S. 133). Nicht immer wurden die einzelnen Randsenken durch kristalline Barren, die ursprünglich noch eine sedimentäre Hülle trugen, hermetisch voneinander abgeschlossen; gebietsweise oder auch zu bestimmten Zeiten mögen die kristallinen Auftragungen in einzelne Inseln aufgelöst gewesen sein (vgl. hierzu E. KRAUS 1942, S. 53; TRAUB 1953, S. 33; HAGN 1954 c, S. 79; BETTENSTAEDT 1958, S. 588). Damit kann gesagt werden, daß die einzelnen Ablagerungsräume nicht nur während einer Transgressionsphase, sondern auch, wenn auch nur zeit- oder gebietsweise, durch Quersenkungen miteinander in Verbindung standen, die einen gewissen faziellen Ausgleich und damit einen Faunenaustausch ermöglichten.

In den bisherigen Ausführungen wurden der Cretische Rücken, die Prävindelizische Inselschwelle und die Intrahelvetische Schwelle ausführlicher besprochen. Im Süden des Cretischen Rückens lag der *Rumunische Rücken*, der die Flyschzone von der kalkalpinen Geosynklinale abtrennte (KOCKEL 1923, S. 154 *usf.*). KRAUS (1951 b, S. 35—37) bezeichnete dieses Festlandsgebiet als *Vindelizische Südschwelle*. In jüngster Zeit gingen vor allem HAGN & ZEIL (1954, S. 573; HAGN 1955 c, S. 6, Abb. auf S. 4) und ZEIL (1955, S. 207; 1956 b, S. 134 *usf.*) auf den Rumunischen Rücken ein.

Im Norden der Intrahelvetischen Schwelle befand sich einst die *Germanische Südschwelle* (E. KRAUS 1951 b, S. 37 *usf.*), die den Südrand des Molassetrogs begleitet. Es handelte sich hierbei um die Randschwelle zwischen der Subalpinen Molasse und dem Nordhelvetikum, die bereits von BODEN, WEITHOFER u. a. aus paläogeographischen Gründen angenommen wurde (vgl. hierzu S. 180). E. KRAUS (l. c., S. 37) bemerkte hierzu, „daß um jene Zeit, in der die verschiedenen flyschbildenden Tröge und Zwischenschwellen im S beseitigt wurden, eine nächst nördliche ‚germanische Südschwelle‘ im N des helvetischen Troges von Südbayern schuttabellefernd emporstieg (E. KRAUS 1941,

1942)“. Der Verfasser (HAGN 1950 b, S. 8, 28, 30—32) schloß ebenfalls auf die frühere Existenz einer Randschwelle zwischen der Molassevertiefe und dem helvetischen Ablagerungsraum; er bezeichnete sie im Sinne von E. KRAUS als „Germanische Schwelle“. HAGN & ZEIL (1954, S. 573) führten hierzu ergänzend aus: „Die Annahme einer ‚Germanischen Schwelle‘, deren Aufwölbung erst im Lattorf bzw. im höchsten Eozän erfolgt sein kann, nachdem im Helvetikum die Sedimentation beendet war und sich im Norden die ersten Molassesedimente ablagerten, fügt sich somit harmonisch in das Gesamtbild ein, das sich vor allem durch die Untersuchung von Umlagerungsvorgängen aus dem Rückland der Molasse in die jüngste Vertiefe alpinotyper Prägung ergeben hat.“

Noch weiter im Norden lag das „Landshut—Neuöttinger Hoch“, eine schwellenartige Aufwölbung der Tertiärbasis mit einem Kern aus Weißjura oder möglicherweise sogar Kristallin. Diese Aufragung gliederte das Becken der Vorland-Molasse in einen nördlichen und einen südlichen Teil (HEERMANN 1954, S. 8, 11—12; 1955, S. 70; 72; vgl. hierzu S. 63 der vorliegenden Arbeit). Schließlich konnte REICH (1958, S. 39) auf Grund seismischer Untersuchungen in jüngster Zeit bemerken: „Es ist mit großer Wahrscheinlichkeit das Vorliegen eines unterirdischen Rückens anzunehmen, der sich zwischen Tölz I und München in der Richtung des Gebirgsrandes erstreckt“ (vgl. hierzu l. c., S. 43, Abb. 18 auf S. 38). Der Vollständigkeit halber ist noch nachzutragen, daß auch E. KRAUS und WEITHOFER im Molassetrog eine Schwelle vermuteten, die nördlich der großen Randstörung gelegen haben soll (zit. in KORDIUK 1938, S. 39, 41).

Damit gelangt man zu einem wellblechartigen Strukturplan des bayerischen Alpenvorlandes. Man kann mit gutem Recht behaupten, daß Tröge und Schwellen die Hauptelemente der alpinen Baugeschichte sind (HAGN 1950 b, S. 8)<sup>104a)</sup>. Im Zusammenhang mit der Trogwanderung wurde wiederholt auch von einer *Schwellenwanderung* gesprochen (HAGN 1950 b, S. 32; HAGN 1955 c, S. 7). Das bedeutet nun nicht, daß sich zu irgendeiner Zeit ein schuttspendender Festlandsstreifen wesentlich nach Norden verlagert hat; in Analogie zur Wanderung des Trogtiefsten handelt es sich vielmehr darum, daß eine Schwelle ihren Schutt an um so jüngere Sedimente abgegeben hat, je weiter im Norden sie gelegen war (HAGN 1950 b, S. 32; HAGN & ZEIL 1954, S. 573; HAGN 1955 c, S. 7, Abb. auf S. 4).

Am Beispiel der Germanischen Südschwelle kann diese Vorstellung besonders deutlich gemacht werden. Während nämlich die Intrahelvetische Schwelle bereits im Obereozän kaum mehr eine Rolle spielt (S. 65, 132), fällt die Zeit der größten Schüttungsintensität der Germanischen Südschwelle in das Oligozän und allenfalls noch in das tiefere Miozän. Es ist anzunehmen, daß die Entwicklung dieser Schwelle bereits im höheren Mitteleozän begann, da die feinstklastischen Komponenten der sandigen Stockletten von Neubuern a. Inn nur aus dem Norden stammen können (S. 37). Im Obereozän blieb die Germanische Südschwelle allerdings ohne Bedeutung, da sie von dem nach Norden ausgreifenden Meer des Helvetikums überflutet wurde. Erst im Laufe des Oligozäns, nach Beendigung der Sedimentation im helvetischen Raum, stieg dieses Landgebiet langsam empor, um der Verwitterung und Abtragung anheimzufallen.

<sup>104a)</sup> Vgl. hierzu TRÜMPY (1958, S. 87): „Neben dieser intensiven Quergliederung der Geosynklinale durch Schwellen und Inselkränze ist auch die Nichtpermanenz der paläogeographischen Elemente bezeichnend, in welcher sich die außerordentliche Mobilität der Erdkruste spiegelt. Besonders in den Alpen sind die Tröge und Schwellen relativ ephemere Erscheinungen. In bezug auf die Beweglichkeit des paläogeographischen Bildes stellt die alpine Geosynklinale wohl einen Extremfall dar.“

Im östlichen Oberbayern war die Schüttung im Katt und Aquitan am größten; örtlich, z. B. im Traun-Profil, kam es dagegen schon im höheren Rupel und noch im Burdigal zur Bildung einzelner Schuttkegel (HAGN & HÖLZL 1952, S. 29, 67, 82, 97, 102). Während des Miozäns verlor die Germanische Südschwelle immer mehr an Bedeutung; zur Zeit der Oberen Süßwassermolasse war sie bereits infolge tektonischer Überlagerung durch Helvetikum und Flysch der Erosion nicht mehr zugänglich (vgl. hierzu E. KRAUS 1951 b, S. 284).

Aus alledem geht hervor, daß zwischen den Trögen und Schwellen außerordentlich enge Beziehungen bestanden haben. Verfolgt man den Werdegang des bayerischen Alpenvorlandes in tertiärer Zeit, dann gelangt man zu dem Schluß, daß die einzelnen Vortiefen ohne zeitweise trennende Schwellen nicht denkbar wären. Dies ist nicht zufällig, denn die Anlage und Entwicklung der Tröge und Schwellen folgte Gesetzmäßigkeiten, die durch die aufsteigenden Kalkalpen im Süden bedingt wurden.

## 2. Der Übergang von Helvetikum in Molasse im östlichen Oberbayern

In obereozäner Zeit griff das helvetische Meer vom Adelholzener Faziesraum aus auf das Gebiet des späteren Molassetrogs über (Abb. 7 auf S. 60). Diese Transgression stand zweifellos in einem ursächlichen Zusammenhang mit der Eintiefung im Nord- und Südhelvetikum zur Zeit der Stocklettenbildung. OSSWALD (1928, S. 265) erkannte bereits, daß das helvetische Meer im Oberen Lutet tiefer geworden ist; es „greift offenbar in der Richtung auf die MZ [Molassezone; der Verf.] aus“. Wann das Meer den Bereich der Subalpinen Molasse erreicht hat, kann nicht genau ermittelt werden; da die Transgression im Raum von Ampfing im Priabon angekommen ist, darf angenommen werden, daß der südlich anschließende Randstreifen bereits im tieferen Obereozän überflutet wurde. Diese Transgression leitete die Sedimentation im Molassetrog ein; man kann daher sagen, daß die Schichtfolge der Molasse mit obereozänen Ablagerungen beginnt.

Damit kann die Auffassung, das „Molassemeer“ sei unabhängig vom helvetischen Raum im Süden, von Osten bzw. Westen transgrediert (WEITHOFER bzw. E. KRAUS; vgl. hierzu S. 10, 11), aufgegeben werden. Es wurde bereits ausgeführt, daß der Meeresvorstoß aus dem Helvetikum mit großer Wahrscheinlichkeit nicht eigentlich aus dem Süden, sondern vielmehr aus dem Südosten gekommen ist (S. 159). Es wurde ferner darauf hingewiesen, daß die Ausweitung des Sedimentationsraumes nach Norden im Osten und Westen nicht mit derselben Geschwindigkeit vor sich gegangen ist; die Transgression scheint im Osten früher eingesetzt zu haben als im Westen<sup>105</sup>). Die bisherigen Beobachtungen lassen außerdem den Schluß zu, daß das helvetische Meer im Meridian von Mühlendorf besonders weit nach Norden vorgebrandet ist; viel-

<sup>105</sup> Nach ABERER (1958, S. 32, 84) begann die Molassesedimentation auch in Österreich bereits im Obereozän. Auf einen marinen Transgressionshorizont folgen limnische, brackisch-marine und schließlich marine Ablagerungen, wobei die brackisch-marine Serie auf den Südtail der Molassezone beschränkt ist (l. c., S. 32—36). Die Ostracoden-Fauna der zuletzt genannten Schichten läßt nach den Bestimmungen von K. KOLLMANN auf höchstes Lutet bis Led schließen. Das bedeutet, daß die Transgression im österreichischen Anteil der Molasse früher eingesetzt hat als im östlichen Oberbayern. Damit läßt sich auch die Tatsache erklären, daß die bayerischen Lithothamnien-Kalke dem Unteroligozän angehören, während ihre österreichischen Faziesäquivalente zum Teil wenigstens bis in das Obereozän hinabreichen (vgl. hierzu S. 68—69, Fußn. 52 auf S. 71). Nach einer freundlichen mündlichen Mitteilung von Dr. F. OSCHMANN ist allerdings zu berücksichtigen, daß die österreichischen Bohrungen südlicher liegen als die von Ampfing in Oberbayern.

leicht folgte es einer Senkungszone, die eine nördliche Fortsetzung der Quersenke im Bereich des heutigen Unterinntales darstellte. Schließlich ist noch nachzutragen, daß schon im westlichen Oberbayern die Basis der Molasse keinen vollmarinen Charakter mehr zeigt, sondern ein Vorherrschen brackischer und selbst limnofluviatiler Sedimentation erkennen läßt. Als Beispiel können die Deutenhausener Schichten angeführt werden, auf die bereits in einem früheren Abschnitt dieser Arbeit kurz eingegangen wurde (S. 74).

Aus alledem geht hervor, daß die vor allem von M. RICHTER in verschiedenen Arbeiten (vgl. hierzu S. 10—11) vertretene Ansicht, die Molassesedimentation setze die Ablagerung im Bereich der „autochthonen Flyschbildungen“ fort, durch neuere Beobachtungen und Überlagerungen gestützt wird. Lediglich gegen den Ausdruck „autochthone“ bzw. „helvetische Flyschbildungen“ sind Einwände zu erheben, da diese in der Schweiz geprägten Begriffe nicht ohne weiteres auf das östliche Oberbayern übertragen werden dürfen (vgl. hierzu HAGN & HÖLZL 1952, S. 98—100; HAGN & ZEIL 1954, S. 577, 581). Es wurde bereits ausgeführt, daß Flysch-Fazies und helvetische Fazies zwei durchaus verschiedene Ausbildungen sind, die zwar örtlich und zeitlich durch Übergänge miteinander verbunden sein können, im allgemeinen aber nichts miteinander zu tun haben (vgl. hierzu S. 124). So kann man beim besten Willen nicht behaupten, daß das Parautochthone und Autochthone Helvetikum in Flysch-Fazies entwickelt wäre. Die ältesten Molasse-Ablagerungen zeigen vielmehr Anklänge an die Fazies des Helvetikums (z. B. Lithothamnien-Kalke der Bohrung Taufkirchen 1; S. 68). Erst im Lauf des Oligozäns, nachdem der helvetische Trog trockengelegt war, bildete sich die Molasse-Fazies heraus; diese Entwicklung war spätestens im Rupel, zur Zeit der Tonmergel-Schichten, abgeschlossen. Hand in Hand damit ging auch die Entwicklung der Faunen; während in den ältesten Ablagerungen noch die Faunenelemente des Helvetikums (z. B. Nummuliten) anzutreffen sind, wurden sie in den jüngeren Schichten durch Einwanderer aus den östlich anschließenden Meeresgebieten ersetzt. Die bisherigen faunistischen Untersuchungen haben nämlich ergeben, daß das Meer der bayerischen Molasse über den österreichischen Molasseanteil mit dem ungarischen Tertiärmeer in Verbindung gestanden hat (z. B. HAGN & HÖLZL 1952, S. 84, 88).

In diesem Zusammenhang ist auch das Fehlen einer südlichen Randfazies der Molasse zu verstehen. Im Schrifttum wurde dieser negative Befund nicht selten für paläogeographische Überlegungen herangezogen (vgl. hierzu HAGN & ZEIL 1954, S. 570, 582—583). Die Erkenntnis, daß das Molassemeer nicht von Osten oder Westen transgrediert ist, sondern sich aus dem Meer des Nordhelvetikums entwickelt hat, läßt diese Frage in einem neuen Licht erscheinen. Demnach wäre, sofern man nur die ältesten Molassebildungen betrachtet, die südliche Randfazies der Molasse noch innerhalb des Helvetikums zu suchen. Erst nach Beendigung der Sedimentation im helvetischen Raum lag der Südrand des Molassetrogs im Norden dieser Vortiefe. Die Ablagerungen der südlichen Randfazies waren somit keine Transgressionsbildungen, sondern Verlandungssedimente. Es ist nun aber schwer vorstellbar, daß derartige Ablagerungen, deren Verbreitung jeweils auf eine schmale Zone beschränkt war, der auf die Hebung folgenden Erosion entgangen sind. Die bisherigen Beobachtungen haben nämlich ergeben, daß während der Verlagerung des Hauptsenkungsgebietes nach Norden der südliche Randstreifen einer Vortiefe gehoben und teilweise der Abtragung anheimgefallen ist (S. 161). Unter diesem Gesichtspunkt ist es auch wenig wahrscheinlich, daß die Schönecker Fischechiefer (S. 106 *usf.*) das jüngste Schichtglied des Ultrahelvetikums darstellen, da sie sonst wohl erodiert worden wären. Die südliche Randfazies der Molasse ist daher für die Deutung der Paläogeographie ohne Belang. Dagegen ist die nördliche Randfazies von größter Bedeutung, da sie die Transgressionsmarken liefert, die ein Verfolgen des nach Norden gerichteten Meeresvorstoßes gestatten.

Fassen wir zusammen: Im Obereozän überflutete das Meer des Nordhelvetikums sein nördliches Vorland, d. h. den südlichen Teil des späteren Molasse-troges. Die Schichtfolge der Subalpinen Molasse beginnt daher im Oberen Eozän; da die Transgression bei Ampfing erst im Priabon angekommen ist, gehören die ältesten Ablagerungen der Subalpinen Molasse wahrscheinlich noch dem Led an. Im Liegenden der Tonmergel-Schichten sind also Äquivalente des Unteroligozäns und Obereozäns zu erwarten. Schwieriger ist allerdings die Frage zu beantworten, wo die Grenze zwischen Helvetikum und Molasse zu ziehen ist, denn es geht wohl nicht an, die Grenze innerhalb einer kontinuierlichen Schichtfolge zu ziehen. So befriedigt es keinesfalls, die obereozänen Ablagerungen als Helvetikum, die jüngeren Sedimente als Molasse zu bezeichnen, wenn auch die Molasse-Fazies erst im Oligozän einsetzt. Man kann daher von einem Übergang von Helvetikum in Molasse sprechen, der sich im Bereich der Subalpinen Molasse und auch noch im südlichen Teil der Vorland-Molasse vollzogen hat; es ist daher auch aus diesem Grund kein Widerspruch, wenn die Kopfleiste einer Tabelle in ein und derselben Rubrik die Bezeichnungen Molasse und Autochthones Helvetikum enthält (Abb. 7 auf S. 60). Damit kann zwar SCHMIDT-THOMÉ beipflichtet werden, wenn er einen Übergang von Helvetikum in Molasse annahm; dieser Übergang fand aber nicht im Sinne dieses Autors im Bereich des heute aufgeschlossenen, also Parautochthonen und Allochthonen Helvetikums statt, sondern weiter im Norden, im Bereich des Autochthonen Helvetikums (vgl. hierzu S. 11—13). Es kam auch nirgends zu einem Übergang zwischen helvetischen Stockletten und Tonmergel-Schichten der Molasse, da die Übergangsschichten in einem noch flachen Becken zur Ablagerung gelangten und daher einen vorherrschend litoralen Einschlag aufweisen.

### 3. Zur Paläogeographie des inneralpinen Tertiärs

#### a. Paleozän

Noch vor wenigen Jahren wäre es nicht möglich gewesen, über die Paläogeographie des inneralpinen Raums zur Paleozänzeit mehr als ein paar Worte über die damals angenommene Trockenlegung zu verlieren. In der Zwischenzeit sind marine Ablagerungen des Paleozäns sowohl aus dem Reichenhaller Becken als auch aus dem Unterinntal bekanntgeworden (S. 143—144). Im Untersberg-Vorland sind die paleozänen Schichten im Profilverband aufgeschlossen, sie sind also autochthon. Im Unterinntal ist man dagegen auf Gerölle und umgelagerte Foraminiferen angewiesen, um einen Nachweis des Paleozäns zu führen<sup>105a</sup>). Die wenigen bis heute bekannten, teils autochthonen, teils allochthonen Paleozänvorkommen im Bereich der Kalkalpen lassen naturgemäß noch keinen zwingenden Schluß auf die Verteilung von Land und Meer in dieser Zeit zu. Man darf annehmen, daß

<sup>105a</sup>) Inzwischen konnte cand. geol. D. GESSNER bei Sebi im Unterinntal Paleozän sowie unter- bis mitteleozäne Ablagerungen anstehend auffinden; die Schlämmrückstände enthalten teils Sand-, teils Kalkschalerfaunen. Die Sedimente des Dans sind pelagisch entwickelt. Ebenfalls in jüngster Zeit gelang es cand. geol. H. VÖLK, in der Schöffau W Kiefersfelden höchstes Maastricht (?) und Paleozän in einem Tagesaufschluß bzw. in einer Bohrung mit Hilfe von Kleinforaminiferen nachzuweisen.

das Paleozänmeer entweder aus dem Gosaumeer hervorgegangen <sup>105b)</sup> oder von Norden in die Kalkalpen eingedrungen ist. Das Ausmaß der Meeresbedeckung war offenbar nicht sehr bedeutend, denn man kennt zahlreiche Stellen, an denen jüngere Sedimente auf dem mesozoischen Untergrund liegen. Außerdem sprechen die Umlagerungsvorgänge im Unterinntal mehr für eine lückenhafte, an örtliche Eintiefungen gebundene Sedimentation. Besonders an den instabilen Beckenrändern wurden die Sedimente rasch wieder abgetragen (vgl. hierzu AMPFERER 1922, S. 107). Es ist daher ziemlich unwahrscheinlich, daß das Paleozänmeer des Unterinntales mit dem Meer des Reichenhaller Beckens in einer direkten Verbindung stand; ein Faunenaustausch war wohl nur über den ultrahelvetischen Trog möglich. Es scheint, daß das Tertiärmeer nur an denjenigen Stellen vom Alpenkörper Besitz ergreifen konnte, die tektonisch vorgezeichnet waren; es sind die beiden bereits genannten Gosaubecken, die durch tektonische Senken, in denen heute größere Flüsse nach Norden fließen (Inn, Salzach, Saalach), mit ihrem Vorland in Verbindung standen <sup>106)</sup>.

### b. Eozän

Im Unter- und Mitteleozän waren die paläogeographischen Verhältnisse ähnlich wie im Paleozän. Im Untersberg-Vorland liegen die Ablagerungen aus dieser Zeit im Profil zwischen dem Paleozän und dem Ober-eozän. Im Unterinntal müssen wiederum allochthone Gesteine und Mikrofossilien herangezogen werden, um die ehemals vorhandene Schichtfolge rekonstruieren zu können <sup>105a)</sup>. Es ist sehr fraglich, ob im Unterinntal, im Gegensatz zum Reichenhaller Becken, eine kontinuierliche Sedimentation stattgefunden hat; die vielen Umlagerungen sprechen eher dafür, daß das Tertiärmeer mehrmals nach Süden vorgedrungen ist und örtlich seine Sedimente hinterlassen hat <sup>107)</sup>.

---

<sup>105b)</sup> Nach einer freundlichen mündlichen Mitteilung von Dipl.-Geol. D. HERM und A. v. HILLEBRANDT (Januar 1959) liegen im Lattengebirge bei Bad Reichenhall Ablagerungen des Dan I konkordant auf Nierentaler Schichten des höheren Maastrichts. Anzeichen für eine Schichtunterbrechung an der Wende Kreide/Tertiär sind nicht vorhanden. Unter der Führung der Genannten konnte der Verfasser die Fundstelle im Wasserfallgraben am 23. 10. 1959 selbst besuchen.

<sup>106)</sup> In einzelnen Beckenteilen hat die Absenkung zweifellos größere Beträge erreicht, so daß pelagische Sedimente entstehen konnten. Für diese Ansicht spricht der Fund eines Gerölls eines hellen Mergelkalks, der in den Konglomeraten der Oberangerberg-Schichten von Breitenbach bei Kundl im Unterinntal auf einer Studentenexkursion am 7. 6. 1959 gemacht wurde. Die dichte Grundmasse enthält zahlreiche Globigerinen; daneben konnten kleine Truncorotalien, Globorotalien (?) und Guembelinen beobachtet werden (Schliff 764 a/59). Das Auftreten von Radiolarien weist ebenfalls auf eine pelagische Fazies hin. Das Alter des Gerölls ist nach den bisherigen Erfahrungen als höheres Paleozän zu bestimmen (vgl. hierzu S. 144).

<sup>107)</sup> Manchmal gelingt es sogar, an ein und demselben Gestein mehrfache Umlagerungsvorgänge nachzuweisen. Ein schönes Beispiel hierfür bietet ein sandiger Foraminiferen-Lithothamnien-Schuttkalk, der als Geröll in den Oberangerberg-Schichten von Breitenbach bei Kundl im Unterinntal auf einer Studentenexkursion am 7. 6. 1959 gefunden wurde. Die Grundmasse ist überwiegend kalzitisch und daher klar; vereinzelt sind ihr größere, meist schlecht gerundete Quarzkörner, seltener andere kristalline Komponenten eingelagert (Schliff 765 a/59). An Großforaminiferen konnten die Gattungen *Nummulites*, *Miscellanea* (?), *Alveolina* und *Discocyclusina* festgestellt werden. Unter den Kleinforaminiferen sind vor allem Milioliden sowie die Gattungen *Cuvillierina* und *Globigerina* zu nennen. Bryozoen, Inoceramen-Prismen (teilweise verkieselt) und Echinodermen-Reste vervollständigen das faunistische Bild. Die Flora

Erst im Obereozän befinden wir uns wieder auf einigermaßen gesichertem Boden, da auch im Unterinntal anstehende Gesteine aus dieser Zeit bekannt sind (Abb. 7 auf S. 60). Das Studium der einzelnen Vorkommen läßt aber eine ziemlich starke Faziesdifferenzierung erkennen. Während das Becken von Reichenhall ausschließlich marine Sedimente enthält, trifft man im Unterinntal limnische, limnofluviatile, brackische und marine Ablagerungen an.

Von einigen Autoren wurde die Ansicht vertreten, daß das Obereozänmeer weite Flächen des Alpenkörpers bedeckt hat. So gelangte HERBST (1938, S. 43) zu der Überzeugung, daß das Meer im Eozän vom Fylsch, wahrscheinlich sogar vom Helvetikum einheitlich bis zu den Kalkalpen gereicht hat. TRAUB (1948, S. 166) nahm vom Allgäu bis zum Ostrand der Alpen eine eoazäne Sedimenthülle der Kalkalpen an. Die Vorkommen des Reichenhaller Beckens und des Unterinntales faßte er als Reste dieser Ablagerungen auf. Er wandte sich insbesondere gegen die Vorstellung eines fjordartigen Eindringens des Meeres nach Süden. Für eine flächenhafte Verbreitung der Obereozänsedimente spricht nach TRAUB (l. c., S. 165) u. a. die Annahme, daß zwischen den Stockletten des Helvetikums und den inneralpinen Tertiärablagerungen kein wesentlicher Altersunterschied besteht. ZÖBELEIN (1952, S. 69) schien es ebenfalls sicher, daß in obereozäner Zeit auf weiten Flächen der Ostalpen sedimentiert wurde. E. KRAUS (1951 b, S. 41—42) folgerte, daß über den nördlichen Kalkalpen zur „Lutet-Obereozän(?)“ Zeit ein weitausgedehntes Flachmeer ausgebreitet war, dessen Ablagerungen heute fast ganz abgetragen sind. Reste davon findet man als Gerölle in den Angerberg-Schichten und in der südbayerischen Oligozänmolasse<sup>108)</sup>. Im Anschluß daran bemerkte derselbe Autor (l. c., S. 42—43) allerdings, daß das Meer erst im Obereozän von Norden auf die Kalkalpen übergrieff und dabei u. a. die Querspur des Unterinntales benutzte, die bereits seit der Oberkreide bestand.

Gegen eine sedimentäre Bedeckung der nördlichen Ostalpen durch obereozäne Ablagerungen sprach sich der Verfasser (HAGN 1950 b, S. 38; 1954 c, S. 117; HAGN & ZEIL 1954, S. 573—576) in mehreren Arbeiten aus. Er nahm zwar an, daß die Obereozän-Sedimente früher weiter verbreitet waren, als es die uns noch heute zugänglichen Vorkommen im Reichenhaller Becken und im Unterinntal erkennen lassen, doch vertrat er die Arbeitshypothese, daß das Meer jeweils entlang altangelegter, tektonisch vorgezeichneter Senken nach Süden vordrang.

Gerade die geologischen Verhältnisse des Unterinntales sind geeignet, die Annahme eines fjordartigen Eindringens des Meeres in den kalkalpinen Bereich zu stützen. Man kann in diesem Zusammenhang wohl am besten von „ertrunkenen Tälern“<sup>108a)</sup> sprechen. Die starke, örtlich rasch wechselnde Faziesdifferenzierung sowie die Einschaltung limnischer, limnofluviatiler und brackischer Ablagerungen spricht durchaus gegen eine flächenhafte Meeresbedeckung. In einem derartigen Fall müßte das Meer vor allem in den alten Senkungsgebieten, wie sie die Gosaubecken darstellen, größere Tiefen aufgewiesen haben. Dies war aber

---

wird durch Lithothamnen-Bruchstücke vertreten. Mergelgeröllchen enthalten entweder Mikrofossilien der Oberkreide (*Globotruncana arca* [CUSHM.] und andere Globotruncanen sowie Globigerinen und Globigerinellen) oder solche des Alttertiärs (Globigerinen, Globorotalien und Discocyclinen). Fast alle organogenen und sedimentären Komponenten sind stark abgerollt; die Großforaminiferen liegen meist nur mehr als Bruchstücke vor. Neben den autochthonen Faunenelementen (vor allem *Cuvillierina*), die für ein untereoazänes Alter des untersuchten Gesteins sprechen, lassen sich demnach Komponenten aus der Oberkreide und aus dem Paleozän nachweisen. In diesem Zusammenhang ist noch nachzutragen, daß auch REICHEL (in ZÖBELEIN 1955, S. 343) in einem paleozänen Sandkalk eines benachbarten Vorkommens Kreidegeröllchen fand (vgl. hierzu S. 143).

<sup>108)</sup> In jüngster Zeit nahm PAPP (1958, S. 266) für die österreichischen Vorkommen des inneralpinen Obereozäns gleichfalls eine ehemals flächenhafte Verbreitung an, da sie hochmarine Fossilien, u. a. Discocyclinen enthalten.

<sup>108a)</sup> Die Vorstellung von „ertrunkenen Tälern“ findet sich, wenn auch im Zusammenhang mit der Gosau-Transgression, bereits bei KOCKEL (1923, S. 143).

nicht der Fall, denn die uns überlieferten Sedimente zeigen alle eine deutliche Abhängigkeit von benachbarten Landgebieten, seien es nun die limnofluviatilen Konglomerate von der Gfallermühle bei Oberaudorf<sup>108b)</sup>, die verschiedenartigen Nummuliten-Sandsteine und -Brekzien oder die obereozänen Ablagerungen von Häring i. T.; letztere haben z. T. reiche Floren geliefert und schließen auch ein Kohlenflöz ein. Es ist zwar noch nicht sicher, ob die Basalgruppe der Häringer Schichten etwas jünger ist als die Oberaudorfer Schichten; die Ausdeutung der Fazies erlaubt aber den Schluß, daß das Meer allmählich von Norden nach Süden ausgegriffen hat, wobei es alten Tiefenlinien folgte (HEISSEL 1951, S. 211). Da die paleozänen, unter- und mitteleozänen Ablagerungen des Unterinntales heute nirgends mehr anstehen, kann über die räumlichen Beziehungen dieses tieferen Alttertiärs zum Obereozän nichts ausgesagt werden. Es wäre denkbar, daß in der Zone der größten Absenkung verhältnismäßig vollständige Schichtfolgen zum Absatz gelangten, während die Ränder nur zeitweise überflutet wurden und immer wieder der Erosion ausgesetzt waren (vgl. hierzu AMPFERER 1922, S. 118).

Es ist ferner anzunehmen, daß durch die in der höheren Unterkreide und in der Oberkreide erfolgten Deckenschübe innerhalb der Kalkalpen (Vorcenomane und Vorgosauische Bewegung) sowie durch frühtertiäre Nachbewegungen jeweils ein kräftiges Relief geschaffen wurde, wodurch das Meer aus dem kalkalpinen Raum verdrängt wurde. In tertiärer Zeit ist hierbei vor allem an die limnofluviatilen Konglomerate von der Gfallermühle bei Oberaudorf zu denken; die bedeutende Größe der einzelnen Komponenten läßt nämlich eine beträchtliche Transportkraft des Wassers annehmen, die ihrerseits ein ausreichendes Gefälle voraussetzt. Man wird daher an zeitlich gebundene Hebungsvorgänge („Illyrische Phase“, S. 182) denken müssen, die vor allem die nördlicher gelegenen Zonen der Kalkalpen und wahrscheinlich auch die Flyschzone betroffen haben. So machte schon SCHLOSSER (1925 b, S. 55) darauf aufmerksam, daß vor Ablagerung des Eozäns von Oberaudorf eine Steilstellung des mesozoischen Untergrundes erfolgt war. Daß die Verbindung mit dem voralpinen Meer nie ganz abriß, ist der Quersenke des Unterinntals zu verdanken, durch die das Meer nach vorangegangener Regression im tieferen Obereozän erneut nach Süden vordringen konnte. AMPFERER (1922, S. 107) schrieb daher mit vollem Recht: „So liegt es nahe, mit SCHLOSSER in der Gegend des Inndurchbruches nördlich von Kufstein eine alte Meeresverbindung anzunehmen, welche hier anscheinend schon seit dem Zenoman bestand.“

### c. Oligozän

Ablagerungen des Oligozäns fehlen im Reichenhaller Becken vollständig. Dagegen sind oligozäne Sedimente von verschiedenen Fundstellen im Unterinntal und im Becken von Kössen i. T.—Reit i. Winkl bekannt. Nach neueren Gesichtspunkten werden sie, sofern sie nicht überhaupt limnofluviatiler Entstehung sind, als mehr oder minder küstennahe Bildungen aufgefaßt. Sie zeigen also einen ähnlichen Faziescharakter wie die eozänen Ablagerungen. Es ist somit kein Hinweis vorhanden, daß das Oligozänmeer einst größere Areale der Ost-

<sup>108b)</sup> Vgl. hierzu Fußn. 93 c auf S. 150.

alpen bedeckt hat, wie ZÖBELEIN (1952, S. 69) folgerte (vgl. hierzu HAGN & ZEIL 1954, S. 578—582; ferner S. 174 usf. der vorliegenden Arbeit). Die Annahme einer Lattorfhülle der nördlichen Kalkalpen ist demnach durch die Vorstellung eines nur örtlich nach Süden bzw. nach Osten vordringenden Meeres zu ersetzen.

Im Lattorf befanden sich die Hauptablagerungsgebiete im Becken von Häring i. T. und in der Senke von Kössen i. T.—Reit i. Winkl. Bei Häring i. T. wurde die Sedimentation an der Wende Eozän-Oligozän offenbar nicht unterbrochen. Nach einer relativ starken Aussüßung im Oberen Eozän erfolgte die Ablagerung der Zementmergel, die nach HEISSEL (1951, S. 212—213) deutliche litorale Einschläge erkennen lassen, da ihnen im tieferen Teil Konglomerate eingeschaltet sind; außerdem gehen sie im Süden in Brekzien und Konglomerate über. Auf Grund einer faunistischen Analyse gelangte bereits SCHLOSSER (1923, S. 290) zu dem Ergebnis, daß die Meerestiefe in der Bucht von Häring i. T. „im äußersten Maximum etwa 100 m“ betragen habe.

Der Talzug Kössen i. T.—Reit i. Winkl war nach GLÜCK (1952, Ms.) im Eozän Festland. Der genannte Autor deutete die Möglichkeit an, daß diese Senke im Eozän eine erhebliche Bedeutung für die Entwässerung des umliegenden Gebietes besaß und außerdem an der Aussüßung des Beckens von Häring i. T. einen nicht unwesentlichen Anteil hatte. Im Lattorf drang das Meer vom Unterinntal aus nach Osten vor. Nach GLÜCK kann man von einer „heute noch feststellbaren Küstenlinie“ sprechen, die vor allem im nördlichen und östlichen Teil des Beckens auf fast gleicher Höhe liegt. Da die Mulde nach Osten geschlossen ist, erscheint es unwahrscheinlich, daß sich die Randbucht in östlicher Richtung noch weiter erstreckt hat. Die Sedimente des Lattorfs sind z. T. ausgesprochen litoral; die klastischen Komponenten stammen aus dem überfluteten Untergrund. Auf die große Strandnähe der Ablagerungen wies auch schon SCHLOSSER (1923, S. 287; 1925 b, Fußn. 1 auf S. 51) hin. Im höheren Teil der Schichtfolge macht sich eine gewisse Abgeschlossenheit des Ablagerungsraumes, sehr wahrscheinlich verbunden mit einer schwachen Einsenkung, bemerkbar. Ablagerungen aus dieser Zeit sind die Fischschiefer von Entfelden bei Reit i. W.

Es besteht durchaus die Möglichkeit, daß das Verbindungsstück zwischen dem Becken von Kössen i. T.—Reit i. Winkl und dem Unterinntal bereits früher von einem oder mehreren Meeresvorstößen erreicht wurde. Dafür könnten die Großforaminiferen sprechen, die HEISSEL (1957, S. 59) in Angerbergsschichten von Leitwang i. T. fand; nach Ansicht des Verfassers sind sie im Gegensatz zu HEISSEL nämlich nicht als autochthon, sondern als umgelagert aufzufassen (S. 155).

Über die Sedimentation zur Rupelzeit ist noch sehr wenig bekannt. Nach HEISSEL (1957, S. 57) sind bei Häring i. T. Äquivalente des Rupels vorhanden, wenn auch paläontologisch noch nicht nachgewiesen. Er gelangte zu dieser Auffassung, weil er im Sinne von AMPFERER einen Übergang der Zementmergel in die Angerberg-Schichten annahm (1951, S. 209—210). Nach Ansicht von SCHLOSSER (1925 b, S. 60—61, Fußn. 1 auf S. 53) und BODEN (1931, S. 20, 29) ist dagegen zwischen beiden Ablagerungen eine Schichtlücke ausgebildet. Im Raum von Kössen i. T.—Reit i. Winkl konnte der Verfasser (1953 e, S. 337—339) zwar Ablagerungen des Oberen Rupels nachweisen; eine geschlossene Schichtfolge ist aber auch in diesem Becken nicht zur Ausbildung gekommen. Es ist also durchaus möglich, daß sich das Oligozänmeer zumindest im tieferen und mittleren Rupel aus dem Bereich des Unterinntales zurückgezogen hat, um im

höheren Rupel durch einen neuen Vorstoß die Ablagerung der tieferen Angerberg-Schichten einzuleiten (vgl. hierzu HAGN & ZEIL 1954, S. 585).

Die Sedimente des K a t s sind in Meeresbuchten entstanden, die allerdings infolge der fortschreitenden Einengung und der damit verbundenen zunehmenden Aussüßung den Mega- und Mikrofaunen nur mehr schlechte Lebensbedingungen boten. Die Unterangerberg-Schichten des Beckens von Kössen i. T.—Reit i. Winkl führen eine sehr artenarme, kleinwüchsige Molluskenfauna (GLÜCK 1952, Ms.). Dasselbe gilt für die Mikrofaunen, die z. T. ausgesprochene Kümmerformen enthalten (HAGN 1953 e, S. 337—338) und so auf eine gewisse Verbrackung hinweisen<sup>109</sup>). Im Profilbereich der Oberangerberg-Schichten war die Aussüßung schon beendet, denn der Faziescharakter dieser Ablagerungen ist limnofluviatil (S. 158). Jüngere Sedimente des Tertiärs sind aus dem Unterinntal nicht bekannt; in den Oberangerberg-Schichten war demnach die Sedimentation im Unterinntal abgeschlossen. Auf Grund der bisherigen Kenntnisse darf angenommen werden, daß die schon in der Kreide angelegte Hohlform des Unterinntales etwa an der Wende Oligozän-Miozän oder spätestens im tieferen Miozän endgültig zugeschüttet war; es wird noch gezeigt werden, daß diese Endphase in der Entwicklung eines kalkalpinen Beckens in einem engen Zusammenhang mit gebirgsbildenden Ereignissen im Alpenvorland stand (S. 184).

Über die paläogeographischen Verhältnisse, die während der Zeit der Aussüßung und Verlandung des Unterinntales geherrscht haben, sind wir bis heute allerdings nur sehr unvollkommen unterrichtet. Aus diesem Grund stehen sich auch die Ansichten verschiedener Forscher mehr oder minder unvermittelt gegenüber.

SCHLOSSER (1925 b, S. 61—62) hielt die Angerberg-Schichten für Sedimente eines „Prae-Inn“ bzw. einer „Prae-Ache“. Er nahm an, daß die Kalkalpen im Aquitan (als Oberoligozän aufgefaßt) ein „Plateaugebirge“ darstellten, das die Richtung, in der die damaligen Flüsse ihre Schotter transportierten, bestimmte. Da der Randstreifen der Kalkalpen bei Oberaudorf einen Durchfluß nach Norden verhinderte, erfolgte die Entwässerung offenbar durch die „Prae-Ache“ über das Kössener Gebiet, also in nordöstlicher Richtung.

WINKLER (1928, S. 360—362) vertrat die Meinung, daß alle klastischen Komponenten der Angerberg-Schichten aus dem Süden, vornehmlich aus der Grauwackenzone stammen. Die Angerberg-Schichten sind nur mehr als Relikte erhalten; sie waren ehemals flächenhaft verbreitet.

BODEN (1925, S. 503; vgl. hierzu S. 497—503) gelangte zu der Vorstellung, daß die Eozän-gerölle der Angerberg-Schichten ein nördlich gelegenes Einzugsgebiet besitzen, weil sie mit denjenigen der Oligozänmolasse und mit den Granitmarmoren des helvetischen Bereichs übereinstimmen. Einige Jahre später äußerte BODEN (1931, S. 27) die Ansicht, daß das Unterinntaler Tertiär einschließlich der Ablagerungen des Beckens von Kössen i. T.—Reit i. Winkl nicht als grabenförmig eingebrochene Reste einer ehemaligen Sedimenthülle angesehen werden dürfen, sondern in Senkungszonen des Alpenkörpers sedimentiert wurden. Er leitete die Komponenten der Angerberg-Schichten von einer im Norden gelegenen Randschwelle bzw. aus dem Helvetikum und der Flyschzone ab (l. c., S. 28).

E. KRAUS (1951 b, S. 283) nahm in Anlehnung an BODEN an, daß der Schutt der Germanischen Südschwelle (S. 163) nicht nur nach Norden, sondern auch nach Süden, nämlich in die „Angerbergmolasse“, verfrachtet wurde. Er fügte allerdings einschränkend hinzu, daß die Sedimenthülle zwischen dem Molassebereich und dem Ablagerungsraum der Angerberg-Schichten nicht zusammenhängend war. „Sie stapelte sich nur hier über der sinkenden Furche der Nordalpennarbe stark auf und blieb in der vortiefenartigen Teilsenke bis heute erhalten“ (l. c., S. 295).

Damit kann die Hauptfrage wie folgt umrissen werden: Wurden die klastischen Stoffe aus dem Süden herangeführt und nach Norden verfrachtet,

<sup>109</sup>) Vgl. hierzu Fußn. 100 auf S. 155 und Fußn. 101 auf S. 156.

oder waren auch Flüsse, die von Norden, vielleicht auch aus anderen Richtungen kamen, an der Aussüßung und Auffüllung des einstigen Meeresbeckens beteiligt? Diese Frage ist heute noch nicht eindeutig zu lösen. Erst müssen noch Untersuchungen über die Schüttungsrichtungen innerhalb der einzelnen Konglomerataufschlüsse durchgeführt werden, um zu klären, ob die Erosionsbasis im Unterinntaler Tertiärbecken selbst oder am Alpennordrand gelegen hat. Eine besondere Beachtung ist in diesem Zusammenhang den Vorkommen im Gebiet von Kössen i. T. zu schenken. Nach den bisherigen Beobachtungen ist ein Transport bestimmter Komponenten von Norden nicht mit Sicherheit auszuschließen. Eine derartige Annahme läßt sich allerdings nicht ohne weiteres mit der Vorstellung eines „Prae-Inn“ oder einer „Prae-Ache“ vereinbaren. Eine große Rolle bei der Entscheidung dieser paläogeographischen Frage spielt zweifellos das Problem der hellen und dunklen Dolomite „unbekannter Herkunft“, auf das weiter unten noch kurz eingegangen wird (S. 179). Auch die zunehmende Kenntnis der Tertiärgerölle wird neues Licht auf diese alte Frage werfen (vgl. hierzu S. 177). Schließlich ist zu hoffen, daß das eingehende Studium von Umlagerungsvorgängen im inneralpinen Raum weitere Anhaltspunkte für die Deutung der Verlandungsvorgänge im Bereich des Unterinntales erbringen wird.

Eine zweite Frage ist die, ob die Schotter der höheren Angerberg-Schichten auf das eigentliche Senkungsgebiet des Unterinntales und des Kössener Teilbeckens beschränkt waren oder ob sie einst größere Flächen der nördlichen Kalkalpen bedeckten und mit gleichalten Konglomeraten der Subalpinen Molasse in Verbindung standen. Auf diese Frage wird im Kapitel über die „Molassehülle“ zurückzukommen sein (S. 174).

Es wurde bereits eingangs bemerkt, daß oligozäne Ablagerungen bislang nur aus dem Unterinntaler Gebiet, nicht aber aus dem Reichenhaller Becken bekannt sind. Vergleicht man die Sedimentfüllung der beiden Ablagerungsräume etwas eingehender, so gelangt man zu folgendem Ergebnis: Die Schichtfolge des Beckens von Reichenhall, die vom Paleozän bis zum Obereozän reicht, ist ausschließlich marin entwickelt. Dagegen zeigen die Ablagerungen des Unterinntalgebietes teilweise einen limnofluviatilen, limnischen oder brackischen Faziescharakter; bemerkenswert ist ferner, daß nur die obereozänen und oligozänen Gesteine autochthon sind, während alle älteren Tertiärablagerungen lediglich auf sekundärer Lagerstätte beobachtet werden. Auf Unterschiede in der Fauna dieser beiden Ablagerungsräume wies bereits SCHLOSSER (1925 b, S. 49) hin; es erschien ihm fraglich, ob das Reichenhaller Becken und die Inntalbucht miteinander in direkter Verbindung gestanden haben. Es ist daher die Vorstellung berechtigt, daß jedes der beiden Senkungsgebiete seine eigene Entwicklungsgeschichte hat; auch dieser Befund spricht nicht für eine geschlossene Tertiärhülle der nördlichen Kalkalpen, sondern für eine örtliche, an einzelne Becken gebundene Sedimentation, deren Anlage bereits vorgosauisch oder spätestens in der höheren Oberkreide erfolgt ist.

Die starke Faziesdifferenzierung im Bereich des Unterinntales erschwert außerdem einen unmittelbaren Vergleich der Tertiärvorkommen von Oberaudorf, Häring i. T. und Kössen i. T.—Reit i. Winkl. Hinzu kommen noch gewisse Altersunterschiede der einzelnen Schichtfolgen. Dennoch darf mit AMPFERER (1922, S. 107) und SCHLOSSER (1925 b, S. 60) angenommen werden, daß zwischen dem Häring Becken und der Senke von Kössen i. T.—Reit i. Winkl im Unter-

oligozän eine Meeresverbindung bestanden hat. Die vorhandenen faziellen Unterschiede lassen sich unschwer durch lokale Gegebenheiten erklären. Damit kann auch die Ansicht HEISSELS (1957, S. 64) aufgegeben werden, nach der das Becken von Häring i. T. und der Ablagerungsraum nördlich Kufstein im Oberozän und Unteroligozän voneinander getrennt waren.

#### d. Zur Theorie der Molassehülle

In den vorangegangenen Abschnitten der vorliegenden Arbeit war bereits gelegentlich von einer „Molassehülle“ die Rede, ohne daß dieser Ausdruck näher erläutert wurde. Dies soll jetzt im Anschluß an das inneralpine Tertiär geschehen. Da aber die Theorie der Molassehülle in den letzten Jahren von verschiedenen Autoren mehr oder weniger ausführlich behandelt wurde, können die Ausführungen an dieser Stelle kurz gehalten werden. Nach einem gedrängten Überblick über die bestehende Literatur sollen lediglich einige neuere Gesichtspunkte dargelegt werden.

Für den Gedanken einer Molassehülle sprachen sich die folgenden Autoren aus:

LEBLING (1926, S. 188 *usf.*) entwickelte die Vorstellung, daß das Molassemeer über Helvetikum und Flysch bis zu den Kalkalpen gereicht und dort eine Sedimenthülle hinterlassen hat.

WINKLER (1928, S. 362) äußerte die Vermutung, daß die Inntaler „Molasse“ mit den Molasse-Ablagerungen am Nordalpensaum in einer unmittelbaren Verbindung gestanden hat.

KORDIUK (1938, S. 21, 30, Abb. 10 auf S. 31, Taf. 3) schien ebenfalls ein flächenhaftes Übergreifen des Molassemeeres nach Süden gegeben. Er nahm z. B. an, daß das Meer der Unteren Meeresmolasse bis zur Grauwackenzone vorgedrungen ist.

TRAUB (1948, S. 167) vertrat die Ansicht, daß der helvetische Trog und die Flyschzone im Oligozän und im älteren Miozän Sedimentations- und nicht Denudationsgebiet gewesen sind. Die Mächtigkeit der oligomiozänen Molassehülle am heutigen Nordrand der Alpen veranschlagte er auf etwa 1000 m (*l. c.*, S. 169).

ZÖBELEIN (1952, S. 65) gelangte gleichfalls zu der Überzeugung, daß im Sinne von LEBLING eine Molassehülle anzunehmen ist. Er zog den Schluß, daß die Südgrenze des Rupelmeeres, zumindest im östlichen Oberbayern, auf dem Alpenkörper gelegen hat. Die Bildung einer tertiären Bedeckung der Kalkalpen und ihres Vorlandes dauerte bis zum Mittelmiozän an (*l. c.*, S. 69).

Gegen die Annahme einer Molassehülle lassen sich folgende Textstellen anführen:

BODEN (1925, S. 481) folgerte aus dem Ergebnis seiner Gerölluntersuchungen, daß die helvetische Zone im Oligozän noch frei und unverhüllt zutage lag (*vgl. hierzu* BODEN 1931, S. 29). Sie war zu dieser Zeit noch nicht vom Flysch überfahren. Da die helvetischen Ablagerungen noch kaum herausgehoben waren, konnte die Erosion nur ihre allerjüngsten Anteile erfassen.

WEITHOFER (1932, S. 233) nannte die Annahme einer deckenförmigen Überlagerung der Molasse über ihr südliches Rückland im Gegensatz zur Randschwellentheorie (S. 180) „eine noch bedenklichere Sache“. Er nahm ein Nebeneinander von Molasse und Alpen und nicht ein Übereinander an (*vgl. hierzu l. c.*, S. 238).

Der Verfasser (HAGN 1950 b, S. 37—38) vertrat die Ansicht, daß das Molassemeer den Alpenkörper nicht flächenhaft überdeckte, sondern lediglich in tektonisch vorgezeichneten Furchen nach Süden vordrang. Demzufolge sei es auch nicht zur Bildung einer zusammenhängenden Molassehülle gekommen.

M. RICHTER (1951, S. 179) lehnte den Gedanken einer Molassehülle entschieden ab.

HAGN & HÖZL (1952, S. 100) waren ebenfalls davon überzeugt, daß die nördlichen Kalkalpen keine ausgedehnte Molassebedeckung getragen haben. Ablagerungen der Molasse sind nur im Bereich des Autochthonen Helvetikums, nicht aber des Parautochthonen und Gefalteten Helvetikums zum Absatz gekommen.

Der Verfasser (HAGN 1953 e, S. 333—340) brachte ebenfalls Einwände gegen die Annahme einer Molassehülle vor. Ein wesentliches Argument schien ihm das Fehlen von Äquivalenten der Tonmergel-Schichten im Becken von Kössen i. T.—Reit i. Winkl zu sein. Außerdem sprechen auch umgelagerte Mikrofossilien aus der Oberkreide und aus dem Lattorf, die in den Angerberg-Schichten desselben Gebietes gefunden wurden, gegen eine flächenhafte Verbreitung von Tertiärsedimenten<sup>110)</sup>. Auch in einer späteren Arbeit wandte sich der Verfasser (HAGN 1954 b, S. 430 usf.) gegen die Vorstellung einer Molassehülle.

HAGN & ZEIL (1954, S. 582—586) gaben eine zusammenfassende Darstellung der im Zusammenhang mit der Theorie der Molassehülle auftauchenden Fragen. Sie gewannen die Überzeugung, daß Helvetikum und Flysch im östlichen Oberbayern weder im Rupel noch im Katt oder Aquitan Sedimentationsgebiet gewesen sind (l. c., S. 586).

SCHIEMENZ (1955, S. 398—400, Abb. 3 auf S. 399) konnte durch geröllanalytische Untersuchungen in der Subalpinen Molasse vorwiegend des Allgäus zeigen, daß, zumindest vom Aquitan an, Flyschsedimente in bedeutendem Umfang erodiert wurden und als Gerölle in den Molassetrog gelangten. Dieselbe Feststellung gilt, wenigstens teilweise, auch für das Helvetikum (vgl. hierzu vor allem S. 398). Von Bedeutung ist, daß auch im Rupel und im Katt der Subalpinen Molasse Ablagerungen des Flysches und z. T. auch des Helvetikums auf sekundärer Lagerstätte nachgewiesen werden konnten.

SCHMIDT-THOMÉ (in SCHMIDT-THOMÉ & GANSS 1955, S. 18) bemerkte: „Das Molasse-Meer ist außerdem in tektonisch bevorzugten Querdepressionen bis in den inneralpinen Bereich vorgedrungen (Inn-Tal).“

DE KLASZ (in GANSS & A. 1956, S. 68—69) nahm zwar an, daß das Oligozänmeer, wenigstens im Bereich von Siegsdorf, auf den helvetischen Trog übergreifen hat; er betonte aber, daß die umgelagerten Kreideforaminiferen der Schönecker Fischeschiefer („*Meletta*-Schichten“) und der Molasseablagerungen beweisen, daß nicht das gesamte Helvetikum überflutet war (l. c., Fußn. 34 auf S. 69).

SCHMIDT-THOMÉ (1957, S. 231) war ebenfalls der Überzeugung, daß von einer zusammenhängenden Molassehülle keine Rede sein könne, da in Nachbargebieten der Subalpinen Molasse „in örtlich wechselndem Ausmaß Eozän- und Oberkreide-Bereiche zeitweilig oder längerdauernd der Abtragung preisgegeben waren“<sup>111)</sup>.

Aus den gegebenen Literaturnachweisen geht hervor, daß von manchen Autoren bestimmte inneralpine Tertiärablagerungen als „Molasse“ bezeichnet wurden. Der Grund hierfür war die teilweise sehr große fazielle Ähnlichkeit dieser kalkalpinen Sedimente mit Molassebildungen des Alpenrandes. Bei der Diskussion der Theorie der Molassehülle ist natürlich eine möglichst scharfe Fassung des Begriffes „Molasse“ notwendig. Wie bereits HAGN & ZEIL (1954, S. 584) ausführten, kann nicht jedes limnische, limnofluviatile oder terrestrische Sediment, das im Bereich des Helvetikums, der Flyschzone oder der Kalkalpen im Oligozän und im älteren Miozän zur Ablagerung gekommen ist, als Molasse bezeichnet werden. Auch nicht jede brackische oder marine Ablagerung kann von vorneherein als Molassebildung gedeutet werden. Der Begriff der Molassehülle setzt eine Weitflächigkeit und eine nennenswerte Mächtigkeit der angenommenen Schichtfolge voraus, die u. a. eine Umlagerung von Sedimenten aus dem Rückland der Molasse in diesen Ablagerungsraum verhindert hätten. Eine derartige Sedimenthülle hätte nur dann entstehen können, wenn sich der Alpen-

<sup>110)</sup> Vgl. hierzu Fußn. 100 auf S. 155.

<sup>111)</sup> ABERER (1958, S. 87) wendete sich ebenfalls gegen die Annahme, daß Molassesedimente über gefaltetem Helvetikum und Flysch zur Ablagerung gekommen sind. Diese Zonen sind vielmehr unverhüllt der Abtragung und Zerstörung zugänglich gewesen. ABERER berichtete von zahlreichen umgelagerten Nummuliten und Assilinen aus oberösterreichischen Tiefbohrungen, ferner von Geröllen helvetischer Stockletten und Oberkreideablagerungen sowie von Flyschgeröllen, die in der Molasse des Raumes von Bad Hall gefunden wurden (vgl. hierzu Fußn. 111 a auf S. 177).

körper im jüngeren Alttertiär und im älteren Neogen in einem Zustand andauernder Senkung befunden hätte; die bisherigen Beobachtungen lassen aber darauf schließen, daß sich die Hauptsenkungszone bereits im Oligozän viel weiter im Norden, nämlich im Bereich der Subalpinen Molasse, befunden hat, während das Rückland inzwischen der Hebung und damit der Abtragung anheimgefallen war (S. 161). Lediglich in tektonisch vorgezeichneten Gebieten konnte das Molassemeer nach Süden in den Alpenkörper eindringen; wenn auch die heutige Verbreitung dieser „Molasseablagerungen“ durch die Erosion bestimmt wurde, so ist doch anzunehmen, daß die Kalkalpen und ihr Vorland zur Zeit der Ablagerung der Molasse am Alpennordrand nicht von einem zusammenhängenden Sedimentmantel überdeckt waren.

Für diese Ansicht spricht ferner der Befund, daß der Übergang von Helvetikum in Molasse nicht im Bereich des Nord- oder Südhelvetikums vor sich gegangen ist, sondern erst weiter im Norden (S. 167). Auch der fehlende Nachweis von Äquivalenten der Tonmergel-Schichten im Unterinntal läßt sich als Argument gegen ein Übergreifen des Molassemeeres nach Süden anführen (S. 171). Schließlich ist noch zu bedenken, daß im Falle einer Molassehülle im Becken von Reichenhall, das immerhin die paleozän-eozäne Schichtfolge gut überliefert hat, doch wenigstens Reste oligozäner oder altmiozäner Ablagerungen, seien sie mariner oder nichtmariner Entstehung, aufgefunden werden müßten.

Es wurde bereits ausgeführt, daß die Frage nach der südlichen Randfazies der Molasse durch neuere paläogeographische Gesichtspunkte gegenstandslos geworden ist (S. 166). Dagegen sind den Umlagerungsvorgängen, die Material aus dem Rückland der Molasse nach Norden verfrachtet haben, weiterhin größte Aufmerksamkeit zu schenken. Bekanntlich können aufgearbeitete Gesteine entweder in Form von Geröllen oder in geschlammtem Zustand als marines Feinstmaterial in ein jüngeres Sediment eingebettet werden (vgl. hierzu HAGN 1950 b, S. 6 usw.).

Umgelagerte Foraminiferen sind aus der Subalpinen Molasse inzwischen von vielen Fundpunkten bekanntgeworden. Als Herkunftsgebiet konnte in den meisten Fällen das Nordhelvetikum ermittelt werden; nur untergeordnet sind auch südlichere Zonen an der Lieferung allochthonen Fossilmaterials beteiligt (HAGN 1950 b, S. 13, 15—17, 27; HAGN & HÖLZL 1952, S. 51, 95—97; HAGN 1954 b, S. 396, 400—401; HAGN & ZEIL 1954, S. 568; HAGN 1955 c, S. 6). Dafür spricht auch die Feststellung ZEILS (1953, S. 107), daß die Sandsteine der Mittleren Deutenhausener Schichten umgelagerte Kleinforaminiferen sowie Nummuliten, Discocyclinen und Lithothamnien enthalten. JANOSCHEK (1957, S. 80) machte ebenfalls die Beobachtung, daß im höheren Aquitan der oberösterreichischen Molasse, vor allem in ihrem subalpinen Anteil, Blöcke von aufgearbeiteten Gesteinen aus dem Helvetikum und der Flyschzone auftreten.

Es ist ferner anzunehmen, daß vor allem die aus der Oberkreide umgelagerten Foraminiferen aus der sedimentären Bedeckung der Germanischen Südschwelle stammen, des Rückens, der um die Wende Eozän—Oligozän an der Grenze Nordhelvetikum—Subalpine Molasse allmählich auftauchte (S. 163). Erst nach Abtragung der helvetischen Oberkreide- und Alttertiärsedimente kam der alte Kern dieser Schwelle zum Vorschein, der die dunklen Dolomite und Lydite „unbekannter Herkunft“ zusammen mit kristallinen Komponenten lieferte (S. 179). Stellenweise mag die Küste des Molassemeeres von helvetischen Sedimenten gebildet worden sein, aus denen die Foraminiferen der Oberkreide und des Alttertiärs durch den Wellenschlag

herausgelöst wurden (vgl. hierzu SENN 1935, S. 96, 98—99)<sup>111a</sup>). Umlagerungen aus dem Rückland der Subalpinen Molasse waren aber trotzdem möglich, da die Barre der Germanischen Südschwelle sicherlich von alten Entwässerungssystemen (z. B. „Ur-Traun“, HAGN & HÖLZL 1952, S. 30 *usf.*), zerschnitten wurde, die Material aus südlich gelegenen Nachbargebieten in den Molassetrog einflößten.

Dagegen ist es unwahrscheinlich, daß ein Teil der allochthonen Foraminiferen aus dem Untergrund der Molasse aufgearbeitet wurde, wie HAGN & HÖLZL (1952, S. 96) in Betracht zogen. Da die Schichtfolge der Subalpinen Molasse bereits im höheren Eozän einsetzt (S. 165), kämen ohnehin nur Kreidesedimente für eine Umlagerung in Frage. Abgesehen von den ältesten Molasseschichten, die während der Transgression des Molassemeeres nach Norden Gesteine des Untergrunds aufgenommen haben, sind wohl die eingeschwemmten Foraminiferen der Subalpinen Molasse ausschließlich von einem südlichen Rückland abzuleiten (vgl. hierzu HAGN 1950 b, S. 28).

Wertvolle Erkenntnisse vermittelt darüber hinaus die Untersuchung von Alttertiärgeröll, die in der Subalpinen Molasse z. T. nicht selten auftreten (vgl. hierzu HAGN & ZEIL 1954, S. 538—543). Allerdings ist die Fragestellung durch die Feststellung nicht einfacher geworden, daß die kalkalpinen Alttertiärsedimente nicht erst im Obereozän einsetzen, sondern z. T. bereits dem Paleozän, Unter- und Mitteleozän angehören (S. 142 *usf.*). Damit kann gesagt werden, daß die meisten Ablagerungen der ostalpinen Geosynklinale altersgleich mit Schichten des helvetischen Trogs sind. Es ist somit notwendig, die von HAGN & ZEIL (1954, S. 553—554) gemachten Ausführungen in einigen Punkten zu ergänzen, denn es ist zu erwarten, daß auch ältere als obereozäne Ablagerungen des kalkalpinen Raums als Gerölle in der Subalpinen Molasse gefunden werden. Es ist also notwendig, paläogeographisch-fazielle Überlegungen bei derartigen Geröllanalysen in den Vordergrund zu stellen (vgl. hierzu HAGN & ZEIL 1954, S. 554—556). Lediglich wenn Gerölle des Oberen Obereozäns oder des Oligozäns vorliegen, kann auf eine kalkalpine Herkunft geschlossen werden, da Ablagerungen aus dieser Zeit weder aus dem helvetisch-ultrahelvetischen noch aus dem Flyschtrog heute mit Sicherheit bekannt sind (vgl. hierzu HAGN & ZEIL 1954, S. 554).

Es kann als erwiesen gelten, daß zumindest ein Teil der Alttertiärgerölle der Subalpinen Molasse im helvetischen Raum beheimatet war (HAGN & ZEIL 1954, S. 558—560; vgl. hierzu S. 566—568; SCHIEMENZ 1955, S. 398). Die meisten Funde lassen sich auf Lithothamnien-Kalke beziehen, die den Stockletten eingeschaltet waren; die Abtragung hat also in erster Linie die jüngsten helvetischen Sedimente erfaßt. Untergeordnet beobachtet man auch Gerölle, welche die Erzfazies der südhelvetischen Gebiete zeigen. Dieser Befund steht in gutem Einklang mit der Feststellung REICHELS (in ZÖBELEIN 1955, S. 347), daß Gerölle sandiger Nummuliten-Lithothamnien-Kalke vor allem des Paleozäns, aber auch des Unter- und Mitteleozäns, Ähnlichkeiten mit dem Einsiedler Flysch der Schweizer Alpen aufweisen. Wenn auch die Breite der einzelnen Tröge im Osten viel geringer war als im Westen, so läßt sich doch der Einsiedler „Flysch“ mit dem Südhelvetikum der bayerischen Alpen parallelisieren, während die Schichtfolge des Pilatus-Gebietes dem Nordhelvetikum gleichzustellen ist (vgl. hierzu S. 75).

<sup>111a</sup>) BRAUMÜLLER (1959, S. 125) beobachtete im Aquitan 1 des Raumes von Bad Hall marine, polygene Brekzien, die Blöcke von Gesteinen des Helvetikums und der Flyschzone einschließen. Sie „führen zu einer Deutung derselben als, möglicherweise durch tektonische Bewegungen ausgelöste, submarin durch Gleitung verbreitete Schlammströme, welche von einer im S zu denkenden Steilküste stammen“.

Als Beispiel kann ein Geröll eines brauneisenführenden, sandigen Foraminiferen-Schuttalks angeführt werden, das Dr. S. SCHIEMENZ in der aquitanen Bunten Molasse des Gschwender Horns bei Immenstadt im Allgäu aufgesammelt und dem Verfasser zur Bearbeitung zur Verfügung gestellt hat. Der Dünnschliff (Nr. 683 a/57) läßt an Großforaminiferen Nummuliten, Assilinen und Discocyclinen erkennen (Taf. 4, Bild 2). An Kleinforaminiferen fanden sich vereinzelt Globigerinen. Dazu beobachtet man noch Bryozoen sowie Reste von Wurmröhren und Echinodermen-Skeletten. Das Gestein entstammt mit Sicherheit dem tieferen Lutet oder dem höheren Ypres des Südhelvetikums, das durch seinen Reichtum an Brauneisen gekennzeichnet ist (vgl. hierzu Fußn. 52 b auf S. 76).

Nicht immer sind die helvetischen Ablagerungen so typisch ausgebildet wie das soeben beschriebene Gestein. Besonders die starke Faziesdifferenzierung erschwert häufig die Zuordnung eines Gerölls zu einem bestimmten Schichtglied. Hinzukommt, daß vor allem die helvetischen Vorkommen des Allgäus in neuerer Zeit noch nicht eingehend nach faziellen Gesichtspunkten untersucht worden sind. Um diesem Übelstand abzuwehren, wurde cand. geol. B. HÖPFNER mit der Aufgabe betraut, südlich des Grüntes feinstratigraphisch und faziell ausgerichtete Studien durchzuführen.

Ein anderer Teil der Molassegerölle stammt zweifellos aus dem kalkalpinen Raum, wie HAGN & ZEIL (1954, S. 556—557, 561) nachweisen konnten (vgl. hierzu SCHIEMENZ 1955, S. 398). Neue Gesichtspunkte ergeben sich vor allem durch die in jüngster Zeit gemachten Funde paleozäner, unter- und mitteleozäner Gesteine im Reichenhaller Becken und im Unterinntal, die z. T. anstehend, z. T. auf sekundärer Lagerstätte angetroffen wurden (S. 142 usw.). So kommen nach REICHEL (in ZÖBELEIN 1955, S. 343) im Katt und Unteraquitan der Murnauer und Rottenbucher Mulde an Ammer und Lech Gerölle des Paläozäns mit Wahrscheinlichkeit, solche des Unter-, Mittel- und Obereozäns mit Sicherheit vor. Es darf angenommen werden, daß zumindest ein Teil dieser Gerölle aus dem inneralpinen Tertiär stammt.

Dafür spricht u. a. ein Geröll eines hellen Nummuliten-Neorotalien-Kalkes, das Dr. W. ZEIL in der kattischen Unteren Bunten Molasse an der Straße N Tiefenthal—Kapelle auf Blatt Roßhaupten (Allgäu) aufsammlte (Schliffe Nr. 693—694 a/57). Es konnten u. a. die Foraminiferengattungen *Nummulites*, *Neorotalia*, *Flosculina*, *Asterigerina*, *Cibicides* und *Discocyclina* nachgewiesen werden. Das Alter des untersuchten Gerölls ist als Untereozän bis tieferes Mitteleozän zu bestimmen. Die Grundmasse enthält ferner Lithothamnienengrus; im Schliff 694 a/57 wurde ein Radiolaritgeröllchen beobachtet. Die Foraminiferengehäuse zeigen stellenweise Verkiesselungserscheinungen. In diesem Zusammenhang ist bemerkenswert, daß nach den Feststellungen A. v. HILLEBRANDTS (1957, Ms.) nicht wenige Nummuliten der eoazänen Ablagerungen des Untersberg-Vorlandes teilweise oder ganz verkieselt sind. Ähnliche Beobachtungen wurden bisher an helvetischen Gesteinen noch nicht gemacht. Das genannte Molassegeröll kann daher am ehesten dem kalkalpinen Bereich zugeordnet werden.

Dagegen ist es nicht ganz sicher, ob ein Geröll eines Milioliden-Kalkes, das Prof. Dr. E. KRAUS in einer „altaquitanen Nagelfluh“ im Graben WNW Wertach „im Stocka“ bei 995 m (Allgäu) fand, helvetischer oder inneralpiner Herkunft ist (Schliff 16 a/51 a). Die Grundmasse des bräunlichen Kalkes ist teils kalzitisch und klar, teils kalkig-mergelig und dicht. Das Schliffbild ist etwas unruhig und erinnert an eine Riffschuttfazies. Quarz ist nur sehr untergeordnet anzutreffen. Das Gestein ist erfüllt von Milioliden; seltener sind andere Kleinforaminiferen. Daneben beobachtet man einzelne Gehäuse einer sehr kleinen Alveoline mit knäueligen Anfangskammern, die nach einer freundlichen brieflichen Mitteilung von Dr. L. HOTTINGER einstweilen als *Alveolina* (*Glomalveolina*) sp. zu bestimmen ist (Taf. 3, Bild 2—5). Das Alter des Gerölls kann nach HOTTINGER als Unteres oder Mittleres Untereozän angegeben werden. Ähnliche Milioliden-Kalke, jedoch ohne Alveolinen, sind dem Verfasser aus dem Helvetikum von Neubeuern a. Inn bekannt (HAGN 1954 c, S. 61); sie besitzen jedoch dasselbe Alter wie die Lithothamnien-Kalke und Stockletten, sind also jünger als das vorliegende Geröll. Vergleichsmöglichkeiten bestehen bis jetzt noch nicht. Es sind demnach noch weitere Untersuchungen notwendig, um genauere Angaben über die Heimat derartiger Gerölle zu machen.

Inwieweit Alttertiärgerölle aus der Ostalpinen Flyschzone in Konglomeraten der Subalpinen Molasse zu erwarten sind, kann noch nicht abgesehen werden. Es ist nämlich eine ungelöste Frage, ob die Schichtfolge des Flysches, wenigstens in Oberbayern, bis in das tiefere Alttertiär gereicht hat und später abgetragen wurde, oder ob eine Sedimentation in diesem Raum nur in der Kreide erfolgt (vgl. hierzu S. 140). Dagegen ist mit Geröllen aus dem Ultrahelvetikum durchaus zu rechnen. Freilich eignen sich die überwiegend mergelig ausgebildeten Schichten des Nordultrahelvetikums weit weniger für eine Umlagerung als die häufig großforaminiferenführenden, meist stärker klastischen südultrahelvetischen Gesteine.

Zusammenfassend kann daher gesagt werden, daß in den Geröllen der Subalpinen Molasse Ablagerungen sowohl des helvetischen als auch des inneralpinen Raumes mit Sicherheit erkannt werden können, während Äquivalente des Ultrahelvetikums zu erwarten sind. Selbst die Flyschzone kann als Liefergebiet nicht ganz ausgeschlossen werden. Somit ist es nicht notwendig, heute unbekannte Ablagerungsräume als Ursprungsgebiet eines Teiles der Alttertiärgerölle der Molasse anzunehmen.

Auf die übrigen Gerölle der Subalpinen Molasse soll hier nicht näher eingegangen werden. Lediglich die „hellen und dunklen Dolomite unbekannter Herkunft“ erfordern noch einige Bemerkungen, da sie für die paläogeographischen Vorstellungen über den Grenzbereich Molasse—Helvetikum von großer Bedeutung sind (vgl. hierzu die zusammenfassende Darstellung der einschlägigen Fragen bei HAGN & ZEIL 1954, S. 570—573; ferner die Ausführungen bei SCHIEMENZ 1955, S. 400 und ZÖBELEIN 1955, Fußn. 5 auf S. 346).

Die Kernfrage kann wie folgt umrissen werden: Stammen die genannten karbonatischen, manchmal auch kieselligen Gerölle von einer ehemaligen Randschwelle zwischen Molasse und Helvetikum oder sind sie aus südlicher gelegenen Liefergebieten abzuleiten? Wie bereits ausgeführt, kommt als Randschwelle die Germanische Südschwelle in Betracht (S. 163); andererseits wurden in der Literatur mehrfach die Grauwackenzone oder auch die Kalkalpen (Trias) als distributive Provinz bezeichnet.

Hierzu ist folgendes zu bemerken:

Gesetzt den Fall, die hellen und dunklen Dolomite sowie bestimmte schwarze Lydite waren in der Grauwackenzone oder noch weiter südlich beheimatet. In diesem Fall können die genannten Gesteine nur durch einen Flußtransport in die Molassevertiefe gelangt sein. Es ist nämlich undenkbar, daß die Verfrachtung auf eine so weite Entfernung im Meer erfolgt ist; dafür gibt es wohl kein einziges aktualistisches Beispiel. Wenn also die Dolomite und Lydite, z. B. der Konglomerate der Baustein-Schichten, die man heute in das tiefere Katt stellt, Gesteine der Grauwackenzone sind, dann kann der Alpenkörper im höheren Oligozän nicht von einem Molassemeer bedeckt gewesen sein. Es ist vielmehr anzunehmen, daß der Molasseschutt von Flußsystemen nach Norden befördert wurde; folgt man dieser Vorstellung, dann kann man die Konglomerate der Angerberg-Schichten als Reste dieser Schotterfluren auffassen, die im Senkungsgebiet des Unterinntals örtlich von der Erosion verschont geblieben sind. Das bedeutet, daß die Annahme einer marinen Sedimenthülle des Alpenkörpers mit der Deutung der fraglichen Gerölle als Abkömmlinge der Grauwackenzone nicht zu vereinbaren ist.

Nun wissen wir aber, daß im tieferen Katt, also zu einer Zeit, in der im Norden die Baustein-Schichten abgelagert wurden, im Bereich des heutigen Unterinntales eine marine Sedimentation stattfand. Ihre Zeugen sind die Unterangerberg-Schichten, die heute noch südlich Kufstein und in der Senke von Kössen i. T. und Reit i. Winkl erhalten geblieben sind (S. 152, 155, 157). Erst in den Oberangerberg-Schichten gewann die Aussüßung die Oberhand. Die Querfurche

des Unterinntales kann also im ausgehenden Paläogen nicht die Transportstraße für die „hellen und dunklen Dolomite unbekannter Herkunft“ gewesen sein. Will man diese Gesteine dennoch aus der Grauwackenzone ableiten, so ist man zu der Vorstellung gezwungen, daß das Molassemeer nur örtlich an tektonisch vorgezeichneten Tiefenlinien in den Alpenkörper eingedrungen ist, während der größere Teil der Nordalpen einschließlich der vorgelagerten Flyschzone und des Helvetikums mit einem Flußsystem überzogen war, durch das die fremdartigen Komponenten in den Molassetrog gelangten.

Nimmt man aber an, die hellen und dunklen Dolomite samt ihrer Begleitgesteine entstammen nicht der Grauwackenzone, sondern der Randschwelle zwischen Molasse und Helvetikum, dann könnte man der Ansicht sein, daß das Molassemeer ein südliches Rückland überflutet hat. Es ist nämlich sehr wahrscheinlich, daß die genannte Schwelle örtlich von Querrinnen zerschnitten war, die eine Verbindung mit dem alpinen Raum zuließen (vgl. hierzu S. 177). Allerdings sprechen alle bisherigen Beobachtungen dagegen, daß das Molassemeer den Alpenkörper jemals flächenhaft überdeckt hat; es ist vielmehr die Vorstellung berechtigt, daß es nur in „ertrunkenen Tälern“ nach Süden vorgestoßen ist (S. 169). Anders wäre es nicht zu erklären, daß gerade Äquivalente der Tonmergel-Schichten im Unterinntal bis heute noch nicht nachgewiesen werden konnten. Auch die bereits erwähnten Umlagerungen von helvetischen Gesteinen in Schichten der Molasse lassen den Schluß zu, daß im Süden des Molassetrogs, von Ausnahmen abgesehen, Denudations- und nicht Sedimentationsvorgänge vorgeherrscht haben.

Unter diesen Gesichtspunkten ist es auch nicht sehr wahrscheinlich, daß, zumindest im östlichen Oberbayern, in oligozäner und frühmiozäner Zeit mächtige Schotter mit Komponenten aus der Grauwackenzone auf den Kalkalpen, auf Flysch und Helvetikum gelegen haben. Der Verfasser ist daher der Ansicht, daß die Dolomite, Lydite sowie die Kristallingerölle der älteren Subalpinen Molasse am ehesten von der Germanischen Südschwelle abgeleitet werden können (vgl. hierzu u. a. BODEN 1925, S. 471—477; 1931, S. 27 *usf.*; WEITHOFER 1932, S. 239; E. KRAUS 1951 b, S. 37, 131, 283—284, Abb. 101 auf Taf. 9). Diese Schwelle besaß ihre größte Schüttungsintensität im Katt<sup>11b)</sup> und allenfalls noch im Aquitan; im Lauf des Miozäns verlor sie immer mehr an Bedeutung und wurde schließlich beim Vorstoß des Helvetikums und der Flyschzone gegen die Molasse tektonisch unterdrückt (S. 165).

In jüngster Zeit hielt GANSS (in GANSS & A. 1956, S. 93) die Molassegerölle aus dem Bereich des Thalberggrabens (Traun-Profil) für Abkömmlinge der Kalkalpen und südlich davon gelegener Zonen, indem er schrieb: „Zur Vermeidung unnötiger tektonischer Komplikationen (sic!) wurde versucht, die Herkunft der Gerölle aus dem kalkalpinen bis zentralalpinen Bereich abzuleiten“ (vgl. hierzu l. c., S. 103—104). Die dunklen Dolomite könnten seiner Ansicht nach von einem sedimentären Deckgebirge der Ötztaler Alpen stammen. Nach den mikroskopischen Untersuchungen von D. SCHMEER sind die kristallinen Komponenten auf die Zentralalpen zu beziehen. GANSS betonte vor allem die starke Auslese der Schotter des Traunprofils; dieses Merkmal schien ihm ein Beweis gegen die Abkunft von einer nahegelegenen Schwelle zwischen Molasse und Helvetikum zu sein. Durch die Untersuchungen ZEILS (1955, S. 192, 194, 198, 207) an exotischen Geröllen der transgredierenden Oberkreide der Bayerischen Alpen wissen wir allerdings, daß dieses Argument nicht ausreicht, um einen weiten Transportweg für die Molasse-

<sup>11b)</sup> Auf eine Einschwemmung lateritischer Substanzen von einem nahegelegenen Landgebiet weisen auch zwei grellrot gefärbte Mergelbänder hin, die der Verfasser auf einer gemeinsamen Exkursion mit Dipl.-Geol. D. HERM und cand. geol. U. PFLAUMANN am 19. 9. 1959 in Cyrenen-Schichten beobachten konnte, die vorübergehend in einem Straßenanschnitt S Freudenreich W Hausham aufgeschlossen waren. Die Cyrenen-Schichten dieses Fundortes sind vorwiegend in der Fazies der Bunten Molasse ausgebildet (u. a. blaugraue, bräunlich gefleckte Heliciden-Mergel und bräunlichschwärzliche Mergel mit Landschneckenresten); daneben kommen Feinkonglomerate mit hellen und dunklen Dolomiten, kohlige Einschaltungen sowie Lagen mit Unionen vor. Vgl. in diesem Zusammenhang die paläogeographische Deutung der roten Farbtöne der Molasse des westlichen Oberbayerns und der westlich anschließenden Gebiete durch ZÖBELEIN (1952, S. 49—51).

gerölle zu fordern. ZEIL konnte nämlich zeigen, daß die vom Rumunischen Rücken stammenden Gerölle der kalkalpinen Oberkreide, trotz des relativ kurzen Transportwegs, eine Härteauslese, einen guten Abrundungsgrad und in vielen Fällen sogar polierte Oberflächen zeigen.

Es ist außerdem ziemlich unwahrscheinlich, daß das Einzugsgebiet der „Ur-Traun“ in den Zentralalpen gelegen hat, wie GANSS (l. c., S. 104) annahm. Nach HAGN & HÖLZL (1952, S. 29, 67, 82, 97, 102) stellen die Konglomerate des Traunprofils vielmehr lokale Einschüttungen eines kleineren Flusses in das Molassemeer dar; die Zufuhr klastischen Materials erfolgte mit Unterbrechungen und örtlich stark schwankend vom Oberen Rupel bis zum Burdigal. Gerade die in den Molasseschichten des Traunprofils so häufigen umgelagerten Reste aus dem Helvetikum (Foraminiferen, Lithothamnien, Gerölle) geben einen deutlichen Hinweis darauf, daß das südliche Rückland der Molasse weder durch marine Sedimente noch durch fluviale Schotter verhüllt war.

Aus alledem erhellt, daß die Annahme einer Bedeckung der nördlichen Kalkalpen durch Molassesedimente, sei sie mariner oder nichtmariner Entstehung, auch durch neuere Beobachtungen und Überlegungen nicht gestützt werden kann.

## F. Tektonische Schlußfolgerungen

### 1. Die Auswirkungen der Laramischen, Pyrenäischen und Illyrischen Phase

Bei der Diskussion der Trog- und Schwellenwanderung wurde die Frage aufgeworfen, ob die Vorgänge bei der Verlagerung der Hauptsenkungszone nach Norden kontinuierlich abliefen oder eine phasenhafte Gliederung erkennen lassen. Es konnte gezeigt werden, daß Zeiten der Ruhe mit Zeiten tektonischen Geschehens abwechselten (S. 162). Es ist nun die Überlegung anzustellen, ob von der Wende Kreide/Tertiär bis zum Altmiozän größere Krustenbewegungen als Auswirkungen gebirgsbildender Vorgänge stattfanden, die Spuren in den alpinen bzw. voralpinen Schichtfolgen hinterlassen haben. Dabei wird von der Annahme ausgegangen, daß Ablagerungen aus tektonisch bewegteren Zeiten durch Schichtlücken ausgezeichnet sind, während die vollständigeren Profile in Zeiten des Stillstandes tektonischer Bewegungen entstanden sind (vgl. hierzu S. 182).

Die L a r a m i s c h e P h a s e wirkte sich vor allem im Vorland aus. Auf sie ist die im Oberen Campan bzw. im Maastricht erfolgte Regression des Meeres nach Süden zurückzuführen (S. 159). Da das Meer vom ultrahelvetischen Raum aus erst wieder im Paleozän bzw. im Eozän auf sein nördliches Vorland übergrieff, ist zwischen den jüngsten Kreideablagerungen und den ältesten Tertiärschichten eine Schichtlücke ausgebildet, die nach Norden zu immer umfangreicher wird, in jedem Fall aber die Grenzschichten Kreide/Tertiär umfaßt (vgl. hierzu HAGN 1952 b, Tab. auf S. 75; HAGN 1954 c, S. 122; S. 75 und Abb. 7 auf S. 60 der vorliegenden Arbeit). Möglicherweise wurde auch die Trockenlegung des Flyschtroges durch die Laramische Phase bedingt. Es ist ferner anzunehmen, daß die Umlagerungsvorgänge, die im Unterinntal zur Zerstörung der jüngsten Kreidebildungen und der ältesten Tertiärablagerungen geführt haben, durch Hebungen verursacht wurden, die in einem ursächlichen Zusammenhang mit der Laramischen Phase standen.

Auch die P y r e n ä i s c h e P h a s e machte sich im Vorland stärker bemerkbar als im alpinen Rückland. Man darf wohl das Aufhören der Sedimentation im helvetisch-ultrahelvetischen Trog und die Transgression des helvetischen Meeres nach Norden in den Bereich des späteren Molassetroges mit ihr in Ver-

bindung bringen. Auch hier waren Hebungsvorgänge die Hauptursache. Im inneralpinen Raum (Unterinntal, Häringer Becken) sind an der Wende Eozän/Oligozän dagegen keine Anzeichen für größere Schichtverstellungen und Bodenunruhen zu erkennen, wenn auch die Schichtfolge, sofern sie nicht überhaupt brackisch—limnisch ist, einen deutlichen litoralen Einschlag aufweist (vgl. hierzu HAGN & ZEIL 1954, S. 564, 582). Es ist daher nur schwer vorstellbar, daß zur selben Zeit weiter im Norden die Überschiebung von Flysch auf Helvetikum stattgefunden haben soll (S. 184). Dieselbe Ansicht wurde bereits von BODEN (1931, S. 29, 31) vertreten; er war der Meinung, daß in den Kalkalpen und im voralpinen Gebiet keine bedeutenden, gebirgsbildenden Ereignisse aus oligozäner Zeit nachzuweisen sind (vgl. hierzu 1925, S. 482, 484).

Die Feststellung, daß die Auswirkungen der Laramischen und Pyrenäischen Phase im Vorland stärker waren als im Bereich des alpinen Orogens, kann mit dem Wandern der „Gebirgswelle“ im Sinne KOCKELS (1923, S. 116) erklärt werden. Genauso wie die Hauptsenkungszone im Alttertiär bereits in das Vorland hinausgewandert war, lag auch die Zone der stärksten Krustenbewegungen in postkretazischer Zeit nicht mehr im Bereich der Kalkalpen (vgl. hierzu S. 160—161).

KRAUS (1951 b, S. 43) vertrat dagegen die Ansicht, „daß ganz starke, zur Aufstellung der „Pyrenäischen Phase“ veranlassende Gebirgsbewegungen das tektonische Alpenbild damals umgeformt haben“. Vom Mitteleozän bis ins Unteroligozän hinein hat eine sehr starke Gebirgsbildung stattgefunden (l. c., S. 44). Nach E. KRAUS dürften die meisten nachgosauischen Bewegungen während des Obereozäns und Unteroligozäns (?) erfolgt sein (l. c., S. 45). Nach einer anderen Textstelle fallen die alttertiären Hauptbewegungen in das Obereozän, während im Unteroligozän Hebungen und langandauernde Abtragungen, verbunden mit einer Einebnung, anschlossen (l. c., S. 278, ferner S. 141).

Als Beweis für die orogenen Ereignisse an der Wende Eozän/Oligozän führte E. KRAUS u. a. die starke Absenkung im helvetischen Trog und im Unterinntal an, in deren Verlauf mächtige Schichtfolgen zum Absatz gelangten (l. c., S. 34, 43—44). Im Gegensatz zur Überschiebungstheorie, die bei tektonischen Geschehen mit Schichtausfällen rechnet, haben Überschiebungsvorgänge nach E. KRAUS (l. c., S. 34, 44 usw.) eine starke Absenkung, also ein Hinabziehen, einen „Hinabbau“ des Meeresbodens unter den Alpenkörper zur Folge. Der Untergrund wird sozusagen in die Tiefe „gesaugt“. Es kann hier nicht der Ort sein, auf die Unterschiede in den beiden Ansichten einzugehen. Es sei hier lediglich bemerkt, daß die von E. KRAUS angegebenen Mächtigkeiten für die Stockletten des Helvetikums und für das Unterinntaler Tertiär viel zu hoch gegriffen sind (S. 53, 152).

Anzeichen für die von KÜHN (1934, S. 172—173; 1948, S. 88—89; 1957, S. 76) erkannte *I l l y r i s c h e P h a s e* finden sich schließlich im Gebiet von Oberaudorf im Unterinntal. Die limnofluviatilen Konglomerate der Oberaudorfer Schichten enthalten z. T. sehr große Gerölle kalkalpiner Gesteine, die auf ein bedeutendes Gefälle schließen lassen (S. 170). Da die Konglomerate ebenso wie die hangenden marinen Ablagerungen<sup>111c)</sup> ledischen Alters sind, scheinen im Mitteleozän oder spätestens an der Wende Mittel- zu Obereozän Hebungsvorgänge stattgefunden zu haben, die Aufarbeitungen und Umlagerungen größeren Ausmaßes im Gefolge hatten.

<sup>111c)</sup> Vgl. hierzu Fußn. 93 c auf S. 150. Nach den Beobachtungen cand. geol. H. VÖLKS finden sich die größten Gerölle in den tiefsten Schichten des Eozäns von Oberaudorf, die als marine Basalkonglomerate gedeutet werden können.

## 2. Das Alter der Überschiebung von Flysch auf Helvetikum und Ultrahelvetikum

Im Zusammenhang mit der noch zu erörternden Frage nach dem Ausmaß der Verstümmelung des Molassesüdrandes ist die Datierung der Überschiebung von Flysch auf Helvetikum und Ultrahelvetikum von einiger Bedeutung. Die zeitliche Bestimmung dieses tektonischen Ereignisses wurde in der Literatur recht verschieden vorgenommen; von den einzelnen Autoren wurde die Überschiebung in das höhere Eozän, an die Wende Eozän/Oligozän, in das Oligozän oder in das Miozän gestellt.

BODEN (1925, S. 481) konnte auf Grund von Untersuchungen an Molassegeröllen darauf hinweisen, daß der helvetische Trog im Oligozän noch offen zutage gelegen hat und noch nicht vom Flysch überfahren war. Sowohl die helvetische als auch die Flyschzone besaßen noch keinerlei Höhenunterschiede, die eine tiefergreifende Abtragung ermöglichten. Nach BODEN herrschte im Oberoligozän Epirogenese, im Obermiozän dagegen Orogenese (l. c., S. 484). Die gebirgsbildenden Bewegungen, in deren Verlauf das Helvetikum vom Flysch überschoben wurde, sind als miozän zu bestimmen. Die genannte Überschiebung macht sich im Molassevorland durch einen Wechsel in der Geröllzusammensetzung bemerkbar; zum ersten Mal sind im Mittelmiozän reichlicher Flyschgerölle zu beobachten (l. c., S. 493).

LEBLING (1926, S. 191—193, Tab. auf S. 194) verlegte die Überschiebung von Flysch und Kalkalpennordrand auf das helvetische Vorland in das Mitteloligozän.

BODEN (1931, S. 29 *usf.*) vertrat erneut die Vorstellung einer intramiozänen Gebirgsbildung, während der die helvetische Zone vom Flysch überfahren wurde.

M. RICHTER (1937, S. 13) nahm an, daß die Überwältigung des Helvetikums durch den Flysch im obersten Miozän erfolgt ist.

HERBST (1938, S. 55) führte die Überschiebung von Flysch auf Helvetikum „mit sehr großer Wahrscheinlichkeit“ auf die pyrenäische Phase zurück.

KORDIUK (1938, S. 19, 41) gelangte zu der Überzeugung, daß nach dem Oberen Eozän in den Alpen eine Faltung stattfand, in deren Verlauf der helvetische Trog vom Flysch überschoben wurde.

TRAUB (1948, S. 170) stellte die genannte Überschiebung ebenfalls an die Wende Ober-*eo*zän/*Unteroligozän* (vgl. hierzu 1953, S. 30).

E. KRAUS (1951 b, S. 34) sprach von einer Unterschiebung des Helvetikums unter die Flyschzone, die im Auvers (als höchstes Mitteleozän aufgefaßt; s. Tab. auf S. 33) eingesetzt hat. Wenig später ermittelte er das Alter dieser „Unterfahrung“ als Auvers—Priabon (l. c., S. 36):

PREY (1952 b, S. 100) hielt eine oligozäne Gebirgsbildung für gegeben. Nach seiner Ansicht befanden sich Flysch und Helvetikum zur Zeit der kattischen Meeresmolasse schon mehr „in der Nähe ihres heutigen Platzes“.

ZÖBELEIN (1952, S. 73) schloß sich in der Frage der Überschiebung von Flysch auf Helvetikum der Ansicht BODENS an; für das Gebiet zwischen Inn und Lech erwog er ebenfalls ein intramiozänes Alter.

HAGN & ZEIL (1954, S. 562) waren der Ansicht, daß sowohl die Flyschzone als auch das Helvetikum im Meridian von Murnau im höheren Oberoligozän noch nicht verfault waren; die Überschiebung von Flysch auf Helvetikum kann demnach erst später erfolgt sein. Die helvetische Zone lag noch frei zutage. Die beiden Autoren konnten die Gedankengänge BODENS weitgehend bestätigen. Die Überschiebung von Flysch auf Helvetikum deuteten sie als Reliefüberschiebung, da bereits vor dem Miozän Schichtverstellungen und Abtragungen in den beiden Trögen stattgefunden haben (l. c., S. 563—565).

GANSS (in GANSS & A. 1956, S. 101) äußerte gleichfalls die Meinung, daß die Überschiebung von Flysch auf Helvetikum frühestens im Oberoligozän erfolgt ist.

DE KLASZ (in GANSS & A. 1956, S. 69) machte darauf aufmerksam, daß die Überfahung des helvetischen Troggs durch den Flysch nicht vor Ablagerung der oligozänen *Meletta*-Schichten (Schönecker Fischechiefer) und ihrer Verfaltung mit dem Helvetikum stattgefunden haben kann <sup>112)</sup> <sup>113)</sup>.

Überprüft man alle bisher vorgebrachten Argumente, dann gelangt man zu folgendem Ergebnis:

Die Überschiebung von Flysch auf Helvetikum und Ultrahelvetikum kann nicht vor Ablagerung der Schönecker Fischechiefer erfolgt sein, da diese in einem tektonischen Kontakt mit Schichten der Buntmergelserie stehen. Bei dieser Überlegung spielt keine Rolle, ob man die Schönecker Fischechiefer, die entweder ein unter- oder ein mitteloligozänes Alter besitzen, als jüngstes Schichtglied des Ultrahelvetikums oder als Äquivalente der Subalpinen Molasse auffaßt (S. 110). Es ist ferner sehr unwahrscheinlich, daß das Vorbranden des Flysches und die Überwältigung seines Vorlandes noch vor Beendigung der Sedimentation im inneralpinen Raum, also vor der Wende Oligozän/Miozän oder wenig später stattgefunden hat. Im Unterinntal sind marine Sedimente immerhin noch aus dem Katt bekannt, und erst die höheren Angerberg-Schichten zeigen eine völlige Aussüßung dieses Ablagerungsraumes an (S. 158). Es ist daher anzunehmen, daß sich erst nach Ablagerung der Angerberg-Schichten, also frühestens im Miozän, im Vorland gebirgsbildende Ereignisse abgespielt haben, die zweifellos eine deutliche Reliefbildung verursachten. In gutem Einklang mit dieser Folgerung steht die Beobachtung BODENS (1925, S. 493), daß Flyschgerölle zum ersten Mal in burdigalen Konglomeraten der Molasse häufiger auftreten, um in jüngeren Ablagerungen noch mehr überhandzunehmen. Auch die Feststellung des Verfassers (HAGN 1950 b, S. 24), daß die Hauptschüttungen aus dem Helvetikum in die Molasse erst im Aquitan einsetzen, weist in dieselbe Richtung. Somit gelangt man durch das Studium von Umlagerungsvorgängen, insbesondere durch die Bearbeitung allochthoner Foraminiferen und durch geröllanalytische Untersuchungen, zu der Vorstellung, daß die helvetische Zone im Oligozän noch nicht vom Flysch bedeckt war; das verhältnismäßig geringe Ausmaß der nachgewiesenen Abtragung läßt den Schluß zu, daß die helvetischen Sedimente noch nicht sehr weit herausgehoben waren und der Erosion noch keine allzugroßen Ansatzpunkte boten. Erst im Miozän setzte eine stärkere Abtragung ein, und es hat den Anschein, als sei gerade das Aquitan eine Zeit gesteigerter Krustenbewegungen gewesen. Freilich darf man annehmen, daß Vorläufer dieser Bewegungen schon im höheren Oligozän wirksam waren, nimmt man doch an, daß die Überschiebung von Flysch auf Helvetikum und Ultrahelvetikum eine disharmonische gewesen ist. Die Hauptereignisse haben aber sicher erst im Miozän, sehr wahrscheinlich während des Aquitans, stattgefunden. Es ist nicht ausgeschlossen, daß gleichzeitig mit den tektonischen Vorgängen im Vorland auch im kalkalpinen Bereich Überschiebungen ausgelöst wurden; es ist dabei vor allem an die tertiären

<sup>112)</sup> In jüngster Zeit nahm ABERER (1958, S. 32) an, daß das Helvetikum vom Flysch im „Laufe des Eozäns“ überfahren wurde.

<sup>113)</sup> Nach BREYER & DOHR (1959, S. 320) muß „die Überschiebung von Flysch und Kalkalpin zusammen“ im westlichen Bayern „postmitteleozän stattgefunden haben, und zwar vermutlich im Obereozän und frühen Unteroligozän“.

Nachschiebe zu denken, die z. B. die gesamte tertiäre Schichtfolge des Unterinntals aufgerichtet und in die Tektonik des Gebietes miteinbezogen haben (HEISSEL 1957, S. 61, 64). Spätestens könnte dies während der Molassefaltung geschehen sein.

### 3. Das Ausmaß der Verstümmelung des Molasse-Südrandes

Nachdem die stratigraphischen und paläogeographischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum in den vorausgegangenen Kapiteln hinlänglich erörtert wurden, gilt es nun, die Frage nach dem tektonischen Kontakt der beiden Einheiten zueinander aufzuwerfen. Dabei ist die Frage nach der zeitlichen Einordnung des tektonischen Geschehens ziemlich einfach zu beantworten, da die Molassefaltung erst nach der Überschiebung von Flysch auf Helvetikum und Ultrahelvetikum erfolgt sein konnte (vgl. hierzu S. 183). Es ist an Bewegungen innerhalb des Miozäns zu denken; Nachbewegungen mögen noch bis ins Pliozän hineingereicht haben. Im Brennpunkt des Interesses steht vielmehr die Frage nach dem *Ausmaß* der tektonischen Überwältigung, die vor allem der Südtteil der Subalpinen Molasse erlitten hat. Es ist daher zu prüfen, inwieweit Aussagen über die Natur der auftretenden Störungen überhaupt möglich sind.

BODEN (1925, S. 486) vertrat die Meinung, daß das Helvetikum sowohl die Randschwelle zwischen Molasse und Helvetikum als auch einen Teil der Molasse überfahren, d. h. überschoben hat.

LEBLING (1926, S. 187 *usf.*) äußerte die Ansicht, daß die tektonische Grenze zwischen Molasse und Flysch (einschließlich Helvetikum) durch Störungen geringeren Ausmaßes gekennzeichnet ist.

OSSWALD (1928, S. 190) nahm an, daß die Ablagerungen der älteren Meeremolasse wohl mindestens 20 km unter den Alpenkörper nach Süden reichen.

BODEN (1931, S. 30) gelangte zu der Überzeugung, daß die Überschiebung der Alpen über die Molasse im jüngsten Miozän oder an der Wende Miozän zu Pliozän erfolgt ist.

WEITHOFER (1932, S. 238) hielt den Kontakt der Molasse zum Alpenkörper weder für einen Abbruch noch für eine Überschiebungsfläche. Auch in späteren Arbeiten wandte er sich gegen die Annahme einer deckenartigen Überfahung von Molasse durch die Alpen (1934 a, S. 1 *usf.*). Er war der Ansicht, „daß hier nirgends eine Brandungslinie überfahrender alpiner Decken vorhanden sein kann, sondern ein Vorwärtsschieben von ihrer Grundlage aufgeschürfter Ablagerungen durch die drängende Deckenfront der Alpen“ (l. c., S. 12). Seiner Ansicht nach wurde der Zusammenstau der Molassezone durch die Nordbewegung der „alpinen Masse“ gegen Ende der Miozänzeit bewirkt (1934 b, S. 368).

M. RICHTER (1937, S. 164) bekannte sich zu der Anschauung, daß das Helvetikum in Oberbayern auf die Molasse ein „beträchtliches Stück“ aufgeschoben ist. Die Subalpine Molasse wurde von ihrem Untergrund abgesichert und anschließend zusammengeschoben. Ihr Ablagerungsraum lag weiter im Süden; große Teile sind im Süden zurückgeblieben und liegen heute unter den Alpen begraben (l. c., S. 177; vgl. hierzu S. 13). In Österreich gibt es fensterartige Aufbrüche von Molasse inmitten der Flyschzone (l. c., S. 176).

KORDIUK (1938, S. 37, 39, 41) traf die Feststellung, daß die Überschiebung von Molasse durch Flysch und Helvetikum kaum größere Ausmaße erreicht hat; der Betrag von 1 km ist im Westen wohl nicht überschritten worden.

M. RICHTER (1940, S. 5) kleidete seine Ansicht in folgende Worte: „Bei der Abscherung der Molasse während ihrer Faltung sind diese ältesten Molasseglieder im S zurückgeblieben und von den alpinen Decken überfahren worden“ (vgl. hierzu l. c., S. 42—43). Er wies insbesondere auf die Unterschiede zwischen dem Traunprofil im östlichen Oberbayern und der Molasse östlich der Salzach hin; im Osten ist die Oligozänmolasse verschwunden und liegt unter den Alpen.

Er erwähnte in diesem Zusammenhang erneut die Molassefenster von Scheibbs und Gresten in Niederösterreich (l. c., S. 43).

TRAUB (1948, S. 170) sprach sich gegen eine Überschiebungsnatur der tektonischen Grenze zwischen Flysch, Helvetikum und Molasse aus. Er faßte die fragliche Störung lediglich als eine Flexur auf.

ABERER & BRAUMÜLLER (1949, S. 140) rechneten mit „raumverzehrenden Überschiebungen“ an der Grenze von Molasse zu Helvetikum.

Der Verfasser (HAGN 1950 b, S. 38—39) schloß sich der Ansicht M. RICHTERS an, indem er ebenfalls eine Überschiebung der älteren Molasseschichten durch die Alpen im oberbayerischen Gebiet annahm.

M. RICHTER (1950, S. 39) sah in den Molassefenstern von Niederösterreich einen Beweis für die Deckenüberschiebung der Molasse durch ihr südliches Rückland. Die Molasse ist bei Scheibbs und Texing hochgeschuppt. Ihre Ablagerungen reichen nach S beträchtlich unter die Kalkalpen (l. c., S. 43—44). — Wenig später führte M. RICHTER (1951, S. 178) aus, daß die Faltung der Subalpinen Molasse eine typische Abscherfaltung darstellt, deren Träger die Tonmergel-Schichten sind. Es ist dabei zu einer Loslösung vom „unbeteiligten“ Untergrund gekommen. Die Faltung ist entstanden durch den Anschub der alpinen Decken; diese liegen „über dem ehemaligen Ablagerungsbereich südlicher Molasseschichtglieder“. Die südlichen Molasseteile werden von den Alpen bedeckt (l. c., S. 179). Diese Annahme gilt auch für das oberbayerische Gebiet (l. c., S. 180). Im österreichischen Molasseanteil taucht die Molasse bei Scheibbs und Texing fensterartig zwischen Flysch und Kalkalpen auf. M. RICHTER betonte mit Nachdruck, daß die Tiefe am Deckenbau unbeteiligt ist; Verschluckungen größerer Gesteinsmassen in die Tiefe haben nicht stattgefunden.

HAGN & HÖLZL (1952, S. 106—107) konnten darauf hinweisen, daß das Profil des Lußgrabens bzw. des Surtals in der Teisendorfer Gegend gegenüber dem westlich davon gelegenen Traunprofil (Oberbayern) tektonisch amputiert ist. Es fehlen sämtliche oligozänen Ablagerungen und sogar noch der tiefere Teil des Miozäns. Die Mächtigkeit der unterdrückten Schichten beträgt fast 3 km. Die beiden Autoren folgerten daraus, daß die südlichsten Molassebildungen infolge tektonischer Überwältigung häufig nicht mehr zugänglich sind (l. c., S. 100). Der Molasse-südrand ist verstümmelt und um geringe Beträge (maximal 3 km) überfahren (l. c., S. 111).

HAGN & ZEIL (1954, S. 569—570) stellten ähnliche Überlegungen an. Der Südrand der Molassezone ist durch tektonische Vorgänge, die, bei einer muldenförmigen Lagerung, gerade die ältesten und damit am weitesten im Süden gelegenen Ablagerungen erfassen, verstümmelt. Die „Amputation“ hat daher im wesentlichen die Tonmergel-Schichten und die Deutenhausener Schichten betroffen. Als Beispiel einer bedeutenderen Schichtunterdrückung kann u. a. das Gebiet zwischen Traunstein und Teisendorf angeführt werden (l. c., S. 583).

SCHMIDT-THOMÉ & GANSS (1955, S. 29) erklärten die Unterdrückung der oligozänen Molasse im östlichen bayerischen Gebiet durch eine randliche Aufschiebung.

PREY (1957, S. 338) deutete die Molasse von Rogatsboden in Niederösterreich als tektonisch Liegendes der Buntmergelerde und des Flysches (vgl. hierzu Abb. 1 auf S. 338). Ihre Schichten sind hochgeschürft bzw. aufgeschuppt und streichen in fensterartigen Aufbrüchen zutage aus (l. c., S. 336). PREY hielt die „inneralpine Molasse“ von Rogatsboden darüber hinaus für unmittelbar vergleichbar mit den „Molassemergeln“ des Schönecker Seitengrabens (l. c., S. 338), die in der vorliegenden Arbeit als „Schönecker Fischechiefer“ beschrieben wurden (S. 106 usf.).

SCHMIDT-THOMÉ (1957, S. 226—227) berichtete von einer starken Reduktion der Mächtigkeit des Rupels im Gebiet von Marienstein. Die Tonmergelschichten besitzen z. T. nur mehr eine Mächtigkeit von ca. 200 m. Im Bereich des Tegernsees ist der tiefste Teil der Unteren Meeremolasse einschließlich des vermuteten Lattorfs tektonisch unterdrückt. SCHMIDT-THOMÉ schätzte den fehlenden Betrag auf etwa 500 m (l. c., S. 230). Der tektonische Kontakt von Molasse zu Helvetikum zeigt aber keine Überschiebungsnatur, da offenbar keine flache, deckenartige Überfahung stattgefunden hat. Es handelt sich vielmehr um eine Aufschiebung bzw. Anpressung, die allerdings eine teilweise beträchtliche Schichtreduktion zur Folge hatte (l. c., S. 233—234).

ABERER & BRAUMÜLLER (1958, S. 28) nannten die in Rede stehenden tektonischen Vorgänge eine „Überschiebung des Alpenkörpers über die Molasse“; sie hielten den „Überschiebungscharakter der Alpenrandstörung“ für erwiesen<sup>114)</sup> <sup>115)</sup>.

Aus dem kurzen Überblick geht klar hervor, daß die von den einzelnen Autoren vertretenen Meinungen hinsichtlich der tektonischen Natur der Störung zwischen Molasse und Helvetikum stark auseinandergehen. Insbesondere das Ausmaß der Überwältigung des Molassesüdrandes wurde recht verschieden beurteilt. Hierzu können folgende Überlegungen angestellt werden:

In einem früheren Teil dieser Arbeit wurde gezeigt, daß die Schichtfolge der Subalpinen Molasse im östlichen Oberbayern bereits im tieferen Obereozän einsetzt (S. 165). Es sind demnach unter den Tonmergel-Schichten noch Äquivalente des Unteroligozäns und Obereozäns zu erwarten. Über die Mächtigkeit dieser Ablagerungen ist nichts bekannt, doch dürfte sie nicht gering sein, da infolge der Asymmetrie des Molassetrogs die größten Schichtmächtigkeiten unmittelbar am Alpenrand auftreten (BENTZ 1949, S. 50). SCHMIDT-THOMÉ (1957, S. 225) vermutete eine Gesamtmächtigkeit der Schichtfolge der südlichsten Faltenmolasse von 4 km oder darüber. Es liegt auf der Hand, daß die ältesten Molasseablagerungen im Bereich der Subalpinen Molasse nur durch sehr tiefe Bohrungen aufgeföhren werden könnten. Da die Subalpine Molasse vor allem im Südteil stärker gefaltet ist, bestünde an sich die Möglichkeit, die obereozänen und unteroligozänen Schichten am heutigen Molassesüdrand zu finden; bei einer muldenförmigen Lagerung sind ja die ältesten Schichten zugleich die südlichsten. Dies ist aber nicht der Fall; stattdessen weisen sogar die Tonmergel-Schichten häufig nicht einmal ihre gesamte Mächtigkeit auf. Man ist daher zu der Annahme gezwungen, daß der Südrand der Subalpinen Molasse tektonisch amputiert, verstümmelt ist. Von dieser Schichtunterdrückung wurden in der Regel die obereozänen und unteroligozänen Ablagerungen sowie meist auch noch Teile des Rupels betroffen. In manchen Profilen (z. B. Sur-Profil) fehlt aber das gesamte Oligozän und selbst noch das tiefere Miozän (S. 186). Die Mächtigkeit der überwältigten Schichten ist daher stellenweise nicht unerheblich und kann durchaus den Betrag von 3, vielleicht sogar von noch mehr Kilometern erreichen.

Es ist naheliegend, das Fehlen der ältesten Molasseschichten an der Grenze zwischen Molasse und Helvetikum durch eine Überschiebung zu erklären, deren Förderweite im östlichen Oberbayern maximal einige Kilometer betragen haben kann. Unter diesem Gesichtspunkt ist es durchaus wahrscheinlich, daß die Schön-

<sup>114)</sup> ABERER (1958, S. 86) nahm für den österreichischen Molasseanteil eine mehrere Kilometer betragende Überschiebung der südlichsten Molassezone durch den Alpenkörper an. Die Überföhren der Molasse erfolgte ursprünglich auf flacherer Schubbahn, als der heute steil-stehende Kontakt Molasse—Helvetikum erkennen läßt; es hat eine nachträgliche Versteilung stattgefunden. Reflexionsseismische Untersuchungen haben ergeben, daß die eozänen und oligozänen Ablagerungen nach S unter Helvetikum und Flysch einfallen, während die Äquivalente des Burdigals und Helvets und z. T. auch des Aquitans nach Süden austreichen. Dieser fächerförmige, gegen Süden divergierende Bau der österreichischen Molasse ist nach ABERER ein Beweis dafür, daß die Hauptüberschiebung des Alpenkörpers über die Molasse bereits innerhalb des Aquitans im wesentlichen abgeschlossen war (vgl. hierzu PREY 1957, S. 339—340; BRAUMÜLLER 1959, S. 127; JANOSCHEK 1959, S. 4—6, 8, Abb. 3—4). Alle späteren Bewegungen führten nur mehr zu randlichen Überschiebungen und zur Steilstellung der Molasseschichten.

<sup>115)</sup> Für das westbayerische Gebiet gelangten BREYER & DOHR (1959, S. 322) ebenfalls zur Annahme einer Überschiebung von Helvetikum über die Molasse; der Überschiebungsbetrag wird mit 2—5 km angegeben.

ecker Fischschiefer Äquivalente der Subalpinen Molasse darstellen, die im Schönecker Seitengraben SE Siegsdorf in einem fensterartigen Aufbruch inmitten der ultrahelvetischen Buntmergelerde aufgeschlossen sind. Das genannte Vorkommen befindet sich nur 1½ km südlich der heutigen Grenze von Molasse zu Helvetikum. Die Überschiebungsweite war in diesem Fall also gar nicht besonders groß. Es ist PREY (1957, S. 338) zuzustimmen, wenn er die „Molassemergel“ SE Siegsdorf mit den Vorkommen von Rogatsboden in Niederösterreich in Beziehung bringt, denn in beiden Fällen werden molasseähnliche Gesteine im tektonischen Kontakt zur Buntmergelerde angetroffen (vgl. hierzu l. c., S. 333—334). Der Verfasser ist daher der Ansicht, daß die Schönecker Fischschiefer Molasseablagerungen darstellen, die das tektonisch Liegende des Helvetikums und Ultrahelvetikums bilden; sie wurden aus dem Untergrund hochgeschuppt und stehen somit mit den bunten Mergeln des Ultrahelvetikum nicht in einem stratigraphischen, sondern in einem tektonischen Kontakt <sup>115a</sup>).

<sup>115a</sup>) In diesem Zusammenhang ist von Bedeutung, daß Gesteine, die den Schönecker Fischschiefern faunistisch entsprechen, unlängst im Stollen des Zementwerks Marienstein nachgewiesen werden konnten. Darüber hinaus zeigt das Profil dieses Stollens, wie weitgehend die tektonischen Ereignisse den ursprünglichen Schichtverband innerhalb des Helvetikums zerstört haben. Am 18. 11. 1959 und am 3. 2. 1960 sammelte der Verfasser, unterstützt von Dipl.-Geol. D. HERM, teilweise auch von Dr. h. c. O. HÖLZL und Berg-Dipl.-Ing. E. BRITZER, zahlreiche Schlammproben auf. Ihre mikropaläontologische Untersuchung erbrachte folgende Ergebnisse:

- 581,0 m Untere Meeresmolasse, Rupel (Proben 1849—1879).
- 592,0 m Untere Meeresmolasse, wohl Rupel. Fischschieferartige Gesteine, deren Mikrofauna mit derjenigen der Schönecker Fischschiefer („*Meletta*-Schichten“) übereinstimmt (Probe 1848). Es handelt sich um bräunlichgraue, plattige bzw. um bläulichgraue Mergel. Die reiche Mikrofauna setzt sich fast ganz aus vorwiegend kleinwüchsigen Globigerinen zusammen. Daneben beobachtet man Brauneisensteinkerne von Pteropoden und Fischreste.
- 596,0 — 607,0 m Pinzwanger Schichten, Unteres Obercampan (nordhelvetische Oberkreide; vgl. hierzu HAGN 1953 d. Proben 1847, 1846, 1845, 1880, 1844, 1881).
- 614,0 m Pinzwanger Schichten, Unteres Obercampan, tektonisch vermengt mit Adelholzener Schichten, Lutet (sehr wahrscheinlich mit Unteren Adelholzener Schichten; Probe 1882).
- 616,5 m Pinzwanger Schichten, Unteres Obercampan, tektonisch vermischt mit Stockletten (Probe 1883).
- 617,0 — 618,0 m Untere Adelholzener Schichten, Lutet. Neben alttertiären Faunenelementen (*Nummulites*, *Operculina*, *Discocyclina* u. a.) enthalten die Schlammrückstände Arten der Grünsand-Übergangsschichten (s. unten). Die Frage, ob es sich hierbei um Umlagerung oder um eine tektonische Vermengung handelt, kann einstweilen nicht klar entschieden werden (Proben 1884, 1885).
- 618,3 m Mittlere Adelholzener Schichten, Lutet. Glaukonitischer Kalkmergel mit massenhaft *Assilina exponens* (Sow.), A- und B-Form (Probe 1886).
- 618,6 m dto. Glaukonitischer Kalk mit zahlreichen Discocyclinen.
- 619,7 m Obere Adelholzener Schichten, Lutet. Dunkelolivgrüner bis bräunlicher, stark glaukonitischer, kalkiger Mergel mit *Clavulinoides szaboi* (HANTKEN) (Probe 1887).
- 620,0 m dto. Dunkelgrauer, sandarmer, schwach glaukonitischer, feinstglimmeriger Mergel, u. a. mit *Spiroplectammina* (*Semivulvulina*) *dalmatina* (DE WITT PUY) und *Cyandroclavulina* aff. *colomi* HAGN (Probe 1888).
- 620,8 — 621,4 m Grünsand-Übergangsschichten (IMKELLER 1895/96, S. 22), Untercampan — tiefster Teil des Unteren Obercampan (Liegendes der Pinzwanger Schichten, Hangendes des Stallauer Grünsandsteins). Dunkelgrauer, feinstsandiger, glaukonitischer, feinglimmeriger Mergel (Proben 1889—1890). Die Mikrofauna zeigt einen

Inwieweit bei der randlichen Überschiebung der südlichsten Molasse durch Helvetikum und Flysch Abscherungen erfolgt sind, soll hier nicht entschieden werden. Auch auf die Frage, ob die Überschiebung nicht eigentlich eine Unterschiebung war, kann hier nicht eingegangen werden. Eine Lösung dieser Frage ist Aufgabe der theoretischen Tektonik, die die Mechanik der tektonischen Vorgänge zu enträtseln hat. Es sei abschließend nur noch einmal auf die Tatsache hingewiesen, daß die ältesten Ablagerungen der Subalpinen Molasse an ihrem Südrand infolge tektonischer Vorgänge heute nicht mehr zugänglich sind, d. h. daß sie unter Gesteinen des helvetischen Trogs und der Flyschzone liegen.

---

deutlich litoralen Einschlag (großwüchsige Lagenidae, u. a. *Robulus*, *Nodosaria*, *Vaginulina*, *Fronicularia* und *Neoflabellina*); *Neoflabellina suturalis* (CUSHMAN) ist verhältnismäßig häufig. Nicht selten beobachtet man ferner Sandschaler sowie Gehäuse der Gattung *Pseudovalvulinaria*. Auch Ostracoden gehören zu den häufigeren Faunenelementen. Die vorliegenden Faunengemeinschaften stimmen nahezu vollkommen mit einer Mikrofauna überein, die aus einer Schlammprobe von Grünsand-Übergangsschichten aus dem Tölzer Helvetikum gewonnen wurde (Probe 1895); die Probe entstammt dem Belegmaterial zur Diplomarbeit v. STACKELBERGS (1957, Ms.) und stellt eine Topohyle zu IMKELLER (1895/96) dar. Ihr genauer Fundort ist nach den Aufzeichnungen v. STACKELBERGS „Schellenbach, rechts, nördlich des südlichsten Stallauer Grünsandstein-Vorkommens, s. Profil 10“.

621,8 m Buntmergelserie, tiefes Maastricht (ultrahelvetische Oberkreide). Heller, dunkel gefleckter, geschieferter Kalkmergel mit *Reussella szajnochae* (GRZYB.) und vorherrschend pelagischen Faunenelementen (Probe 1891). Eingeschuppt in Grünsand-Übergangsschichten.

623,3 — 624,6 m Grünsand-Übergangsschichten (Proben 1892—1894).

Die tektonische Durchbewegung im Bereich des Helvetikums ist außerordentlich stark. Alle Proben sind mehr oder weniger von Harnischen und Ruscheln durchsetzt; die Schlammrückstände sind daher reich an Kluffkalkspat. Es darf angenommen werden, daß fast alle Schichtglieder in einem tektonischen Kontakt zueinander stehen (vgl. hierzu das Wehrprofil, S. 34). Z. T. sind Mergel verschiedenen Alters miteinander verknüpfet; besonders deutlich kommt dies zum Ausdruck in der Mischprobe von Pinswanger Schichten und Stockletten oder im Auftreten einer ultrahelvetischen Mergelscholle inmitten der nordhelvetischen Grünsand-Übergangsschichten. Es ist geplant, vor allem in den inzwischen wieder zugänglich gewordenen südlicher gelegenen Stollenabschnitten weitere Aufsammlungen von Gesteinsproben vorzunehmen; über die Ergebnisse dieser Arbeiten wird an anderer Stelle berichtet werden. Es kann kein Zweifel darüber bestehen, daß bei einer noch dichteren Probenentnahme das hier gezeichnete tektonische Bild noch komplizierter erscheinen wird.

Durch die bisherigen Untersuchungen wird offenkundig, daß die bislang gültige Ansicht v. GÜMBELS (1888, S. 173—174) und v. AMMONS (1895, S. 99, 102), zwischen 510 bzw. 605 und 676 m, also im Norden der oberkretazischen Zementmergel des Helvetikums, seien ausschließlich „Nummulitenschichten“ angetroffen worden, nicht aufrecht erhalten werden kann (vgl. hierzu SCHMIDT-THOMÉ 1957, Profil 1 auf Abb. 2 auf S. 229). Dasselbe gilt für folgende Äußerung SCHMIDT-THOMÉS (in GANSS & SCHMIDT-THOMÉ 1955, S. 432): „Gerade hier drängt sich wiederum die Vermutung auf, daß in der Aufeinanderfolge von Oberkreide, Eozän und Oligozän ... am Südfügel der Mariensteiner Mulde eine ursprünglich normale Schichtenfolge aus der Oberkreide ins Tertiär vorliegt“, wenn der genannte Autor auch einräumte, daß „die Grenze Stockletten-Tonmergel-Schichten im Zementstollen zum Unterschied vom Bocksleitensprofil (S. 427/428) durchaus tektonischer Natur“ sei (vgl. hierzu l. c., Abb. 4 auf S. 433).

## G. Zusammenfassung (deutsch und englisch)

Die vorliegende Arbeit gliedert sich in vier Hauptteile.

Im **ersten** Teil wird zunächst die Frage aufgeworfen, ob zwischen den jüngsten Ablagerungen des helvetischen Trogs und den ältesten Molassebildungen ein stratigraphischer Übergang vorhanden ist oder nicht. Nach einem kurzen geschichtlichen Überblick wird versucht, mit Hilfe mikropaläontologischer Arbeitsmethoden das Alter der jüngsten helvetischen Sedimente zu bestimmen. Von besonderer Bedeutung sind hierbei pelagische Kleinforaminiferen, insbesondere die Gattungen *Hantkenina*, *Truncorotalia* und *Turborotalia*. Daneben finden auch die benthonischen Faunenelemente eine gebührende Berücksichtigung. Der Schwerpunkt der Erörterung liegt auf dunklen Mergeln des Nordhelvetikums mit *Clavulinoides szaboi* (HANTKEN), die im östlichen Oberbayern bislang nur von drei Fundstellen bekannt geworden sind (Rohrdorfer Bruch bei Neu-beuern a. Inn, Wehrprofil S Siegsdorf, Gräben S Spirka SE Siegsdorf). Sie wurden bis in die jüngste Zeit als höheres Obereozän bzw. als Priabon eingestuft. Das Auftreten deutlich gekielter Truncorotalien weist aber ebenso wie die Hantkeninen-Arten *H. dumblei* WEINZIERL & APPLIN, *H. longispina* CUSHMAN und *H. liebusi* SHOKHINA darauf hin, daß die fraglichen Schichten dem Oberen Lutet angehören. Sie sind demnach älter als die Stockletten.

Durch profilmäßige Aufsammlungen im Raum von Neu-beuern a. Inn und SE Siegsdorf gelang es ferner, mit Hilfe von pelagischen Faunenelementen eine Zonengliederung der Stockletten durchzuführen. Hierbei erwiesen sich auch Mutanten der benthonischen Art *Bulimina truncana* GÜMBEL als brauchbare Zeitmarken. Es kann gezeigt werden, daß die Stockletten des Nord- und Süd-helvetikums, deren Mikrofauna von GÜMBEL (1868) monographisch beschrieben wurde, einem Zonenbereich vom oberen bzw. obersten Lutet bis zum tieferen Led angehören; Äquivalente des höheren Obereozäns scheinen zu fehlen. Stocklettenähnliche Mergel, deren Mikrofaunen auf tieferes bis mittleres Lutet hinweisen, sind dagegen einem weiter im Süden gelegenen Ablagerungsraum, dem Ultrahelvetikum, zuzuordnen.

Es wird weiter ausgeführt, daß das Lutet und tiefere Led des bayerischen und des angrenzenden österreichischen Alpenvorlandes mit Hilfe von Kleinforaminiferen in vier Zonen unterteilt werden kann.

Der **zweite** Hauptteil der vorliegenden Arbeit geht von der Tatsache aus, daß die vorhandenen Aufschlüsse nicht ausreichen, um über die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum eine befriedigende Aussage zu machen. Es wird daher die Methode der vergleichenden Stratigraphie angewendet, um vor allem den Schichtbestand der einzelnen Vortiefen und der kalkalpinen Geosynklinale besser ausdeuten zu können. Hierbei wird jeweils den ältesten und den jüngsten Ablagerungen eines Sedimentationsraumes die größte Beachtung geschenkt. Es werden nacheinander die Schichten der Vorland-Molasse, der Subalpinen Molasse, des Nord- und Südhelvetikums, des Ultrahelvetikums, der Ostalpinen Flyschzone und der inneralpinen Tertiärbecken ausführlich besprochen. Neben der Auswertung der bestehenden Literatur werden vor allem zahlreiche neuere Beobachtungen und Funde, die auf Exkursionen der letzten Jahre gemacht

wurden, herangezogen. Einen Überblick über das Alter der einzelnen Schichtfolgen vermittelt das Transgressionsdiagramm der Abb. 7 auf S. 60. Zahlreiche Gattungen und Arten von Foraminiferen, teilweise auch Vertreter anderer Tier- und Pflanzengruppen, werden in diesem Zusammenhang als neu für das Gebiet der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes angeführt.

Es erwies sich als notwendig, die Ablagerungen des ostbayerischen Ultrahelvetikums eingehend zu besprechen und sie gegen das Südhelvetikum und gegen die Ostalpine Flyschzone abzugrenzen. In diesem Zusammenhang wird auch die Frage der Schwellen, welche die einzelnen Tröge einstmals voneinander trennten, ausführlich behandelt; ihr Nachweis und ihre Rekonstruktion gelingt durch die Berücksichtigung ihrer faziellen Bedeutung und durch die Untersuchung ihrer Abtragungsprodukte.

Eine der wichtigsten Schwellen war zweifellos der Cetische Rücken, der den ultrahelvetischen Raum von der Flyschzone abgrenzte; es wurde gezeigt, daß die Komponenten des Wildflysches von diesem Festlandzug abstammen. Kaum weniger bedeutsam war die Intrahelvetische Schwelle, die in der höheren Oberkreide an der Grenze zwischen Nord- und Südhelvetikum auftauchte und die den „Erzbringer“ für die Kressenberger Eisenerzschichten darstellte. Weitere Landgebiete werden als Germanische Südschwelle (an der Grenze von Subalpiner Molasse zum Nordhelvetikum), Prävindelizische Inselschwelle (als Aufragung im ultrahelvetischen Raum) und Rumunischer Rücken (zwischen Flysch und Kalkalpen) bezeichnet.

Der dritte Hauptteil enthält die paläogeographischen Schlußfolgerungen. Als ein Hauptergebnis der vorliegenden Arbeit kann die Erkenntnis gewertet werden, daß die tertiäre Transgression, aus dem Ultrahelvetikum, d. h. aus dem Raum der Wildflyschbildung kommend, immer weiter nach Norden ausgriff; je nördlicher ein Gebiet lag, desto später wurde es vom Meer überwältigt und in das System der Randsenken und Vortiefen miteinbezogen. In diesem Zusammenhang wird auch die Frage der Trog- und Schwellenwanderung erörtert; es liegen genügend Hinweise für die Annahme vor, daß sich das Hauptsenkungsgebiet immer weiter nach Norden verlagert hat, wobei immer nördlicher gelegene Randstreifen von der Transgression erfaßt wurden. Es kann gezeigt werden, daß diese Vorgänge nicht kontinuierlich, sondern ruckartig, phasenhaft erfolgten. Auch das Auftauchen der einzelnen Schwellen fügt sich lückenlos dem entworfenen Bild ein; je weiter im Norden eine Schwelle lag, desto später wurde sie wirksam, d. h. desto später lieferte sie Schutt in die angrenzenden Tröge und beeinflusste so die fazielle Entwicklung der benachbarten Ablagerungsräume. Die Entstehung der Molassesenke kann dadurch erklärt werden, daß das Meer des helvetischen Beckens im Oberen Eozän nach Norden transgredierte. Im Bereich der Subalpinen Molasse setzt die Schichtfolge demnach im Obereozän ein und reicht über das Unteroligozän bis in die aus Tagesaufschlüssen bekannten Ablagerungen (Tonmergel-Schichten, Baustein-Schichten). Es hat demnach ein Übergang zwischen Molasse und Helvetikum stattgefunden und zwar im Bereich der Subalpinen Molasse und allenfalls noch im Südteil der Vorland-Molasse. Da das Meer des Helvetikums über sein eigentliches Areal nicht nur in der Kreidezeit, sondern auch im Obereozän in den Bereich der späteren Molassevortiefe vorgestoßen ist, erscheint es angebracht, im Gegensatz zum „Parautochthonen“ und „Allochthonen Helvetikum“ (Ablagerungen des Nord- und Südhelvetikums, die

mehr oder weniger stark disloziert wurden), von einem „Autochthonen Helvetikum“ im Untergrund der Molasseschichten zu sprechen.

Die Paläogeographie des inneralpinen Raums in tertiärer Zeit wird ebenfalls ausführlich erörtert. Es wird die Ansicht vertreten, daß das voralpine Meer zu verschiedenen Zeiten in altangelegten, tektonisch bedingten Quersenken nach Süden in den Alpenkörper eindrang und dort seine Sedimente hinterließ. Der Vergleich mit „ertrunkenen Tälern“ erscheint angebracht. Die Annahme einer geschlossenen sedimentären Bedeckung der östlichen Kalkalpen, sei sie aus eozäner oder oligozäner Zeit, kann abgelehnt werden. In diesem Zusammenhang wird auch die Theorie der „Molassehülle“ diskutiert. Es werden Gründe angeführt, die gegen eine derartige Vorstellung sprechen.

Im vierten und letzten Hauptteil werden einige tektonische Folgerungen gezogen. Es wird zunächst gezeigt, daß sowohl die Laramische als auch die Pyrenäische und Illyrische Phase ihre Spuren in den Schichtfolgen der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes hinterlassen haben. Sodann wird die Frage behandelt, wann die Überschiebung von Helvetikum und Ultrahelvetikum durch den Flysch erfolgt ist; die bisherigen Beobachtungen lassen darauf schließen, daß sich diese einschneidenden Vorgänge im Alpenvorland erst nach Beendigung der Sedimentation im inneralpinen Raum, d. h. frühestens im tieferen Miozän, abgespielt haben können. Schließlich wird die Frage nach dem Ausmaß der Verstümmelung des Molassesüdrandes durch die Auf- bzw. Überschiebung von Helvetikum, Ultrahelvetikum und Flysch gestellt. Da die Schichtfolge der Subalpiner Molasse bereits im Obereozän einsetzt, ältere Sedimente als Rupel im östlichen Oberbayern aus dieser Zone aber nicht bekannt sind, ist die Annahme berechtigt, daß die Überwältigung der ältesten und damit südlichsten Molasseschichten ein beträchtliches Ausmaß erreicht hat. Es sind örtlich durchaus Überschiebungsbeträge von 3 und mehr Kilometer anzunehmen. Unter diesem Gesichtspunkt erscheint es am wahrscheinlichsten, daß die Schönecker Fischechiefer nicht das stratigraphisch Hangende des Ultrahelvetikums, sondern aus dem Untergrund hochgeschuppte Äquivalente der Subalpiner Molasse darstellen, die heute mit Schichtgliedern der ultrahelvetischen Buntmergelserie in einem tektonischen Kontakt stehen.

### Summary

The present publication is composed of four essential parts.

In part one the question is being discussed whether there is a stratigraphic transition from the youngest deposits of the Helvetic trough to the oldest of the Molasse sediments, or not. After a short historical outline an attempt is made to determine the age of the latest Helvetic sediments, by means of micropaleontological methods. Smaller pelagic Foraminifera, mostly of the genera *Hantkenina*, *Truncorotalia* and *Turborotalia* are of special importance for this task. Beside these, benthonic faunal elements are duly considered. The stress of discussions is centered on the dark marls containing *Clavulinoides szaboi* (HANTKEN) which until now were known only from three localities of eastern Upper Bavaria only (Rohrdorf quarry near Neubeuern at the Inn river, watergate section south of Siegsdorf, and the gullies south of Spirka southeast of Siegsdorf). Until very recent times these were considered higher Upper Eocene or Priabonian. The appearance of clearly keeled *Truncorotalias*

and, likewise, Hantkeninas of the species *H. dumblei* WEINZIERL & APPLIN, *H. longispina* CUSHMAN and *H. liebusi* SHOKHINA points at Upper Lutetian age of the layers in question. Therefore they are older than the "Stockletten". By collecting along sections in the Neubeuern/Inn and southeast of Siegsdorf regions a zonal subdivision of the "Stockletten", by means of pelagic faunal components, was successful. In addition mutants of the benthonic species *Bulimina truncana* GÜMBEL were found to be useful index fossils. The "Stockletten" of the northern and southern Helvetic trough — their microfauna was described by GÜMBEL in 1868 monographically — can be shown to have a range from Upper or top of Lutetian up to the lower Ledian. Equivalents of the higher parts of Upper Eocene are apparently missing. Stockletten-like marls which contain microfaunas that point to Lower up to Middle Lutetian ages are to be considered as belonging to a still more southern region of deposition, the Ultrahelvetic. There can, furthermore, be demonstrated a subdivision in four zones of the Lutetian and lower Ledian of the Bavarian and the bordering Austrian Prealpine regions by means of smaller Foraminifera.

Part two of this work is dedicated to considerations of the fact that there are not enough outcrops to make a satisfactory statement on the stratigraphical, paleogeographical, and tectonical relations between the Helvetic trough and the Molasse. Therefore the method of comparative stratigraphy is being applied to explain especially the Tertiary rock complexes of the pre-geosynclinal troughs and of the geosyncline of the Kalkalpen itself. In this the greatest attention was given to the youngest and oldest sediments resp. of each separate deposition trough. Successively the rocks of the Prealpine and Subalpine Molasses, of the northern and southern Helvetic trough, of the Ultrahelvetic, of the Northalpine Flysch series and the deposits of the Tertiary basins of the Alps are extensively discussed. In addition to evaluation of the existing literature numerous new observations and findings, gained while on field trips during recent years, were used. An outline of the age of each sequence is shown on the diagram of transgressions on page 60. Numerous genera and species of Foraminifera, and, partly, of other animals and plants are being reported as new, in this connection, in the Bavarian Alpine and Prealpine regions.

It was found necessary to discuss elaborately the sediments of the Ultrahelvetic of Eastern Bavaria and keep them keenly apart from the ones of the Southern Helvetic and the Flysch areas. Consequently the problem of bars, once separating the single troughs from each other, is fully treated. Proving these bars is accomplished by observation of their importance in facies and investigation on their weathering products. One of the most important bars was, undoubtedly, the Cetic which parted the Ultrahelvetic and Flysch deposition areas. Components of the "Wildflysch" can shown to be of Cetic origin. Scarcely less important was the Intrahelvetic bar, emerging in late Upper Cretaceous times within the Helvetic trough and dividing it in a northern and southern part, besides being the ore source of the Kressenberg iron ore bearing rock. Further emerged areas are named Germanic South-Bar (barring the Subalpine Molasse from the Northern Helvetic), Pre-Vindelician archipelago (an uplifted area in the Ultrahelvetic region), and the Rumunic bar (between Flysch and Limestone Alps).

Part three is dealing with paleogeographical conclusions. As a fundamental result of the author's efforts, a successive northward progress of the Tertiary transgression, starting from the Ultrahelvetic, i. e. the region of the "Wildflysch" formation, can be recognized. The further in the north an area was situated the later it became inundated and included in the system of marginal troughs. In this connection the question of wandering of troughs and bars is touched. There are numerous hints for the supposition of a northward movement of the main depression in the course of which more and more land in the north became inundated. These events, as can be demonstrated, did not occur continuously but in phases. The emergence of the different bars and archipelagos can be fitted smoothly into the sketched line of events, too. The further north we find a bar the later it became effective, i. e. the later it delivered its debris into the bordering troughs and gained influence on the facial development of the nearby sedimentation. The origin of the Molasse trough can be explained by a northward transgression of the sea from the Helvetic basin in late Eocene times. Within the range of the Subalpine Molasse, then, sedimentation must have begun in the Upper Eocene and continued via the lower Oligocene up to the time of the deposition of sediments known from accessible outcrops (Tonmergelschichten, Bausteinschichten etc.). Consequently, there is a transition from the Helvetic to Molasse within the realm of the Subalpine and, possibly, the southern part of the Prealpine Molasse. Since the Helvetic sea held not only its own but even ingressed as well in late Cretaceous as in late Eocene times the region of the future Molasse trough, it seems reasonable to assume an Autochthonous Helvetic at the base of the Molasse sediments in contrast to Parautochthonous and Allochthonous Helvetic, i. e. more or less dislocated rocks of the Northern and Southern Helvetic.

The paleogeography of the Tertiary basins of the Alps themselves is, too, thoroughly discussed. The author holds the opinion that an ingression of the Prealpine sea, at different times, along anciently preformed — tectonically caused — cross troughs southward into the Alpine mountain belt and depositing its sediments there. A comparison with "submerged valleys" appears apt. The hypothesis of a total sedimentary blanket of the eastern Limestone Alps, be it of Eocene as well as Oligocene ages, can be rejected. The theory of the "Molasse cover" is regarded in this connection. The author presents strong arguments against this view.

In a fourth and final part some tectonical conclusions are worked out. It is demonstrated at first that as well the Earamide as Pyreneic and Illyric revolutions show their marks in rock sequences of the Bavarian Alps and the Prealpine region. A discussion follows on the time of the thrusting of the Flysch upon the Helvetic and Ultrahelvetic series. The earliest date of this decisive event in the Prealpine district could only have been during early Miocene after sedimentation in the interior of the Alpine body had stopped, as can be concluded from existing observations. Lastly the extent of distortion of the southern Molassic margin by thrusting and thrust-faulting of the Helvetic-Ultrahelvetic and Flysch series upon it is debated. Since the rock sequence of the Subalpine Molasse starts with Upper Eocene sediments and, on the other hand, there are no rocks of older age than Rupelian known from this tectonical unit of Eastern Bavaria, the assumption is upheld that the degree of trun-

cating of the oldest and, consequently, the southernmost Molassic rocks reached a considerable extent. Local thrust-faulting may have bridged distances up to two miles and more. The Schönecker Fischeschiefer appear most probably, from this point of view, not to be the stratigraphic top of the Ultrahelvetic but the equivalents of the Subalpine Molasse which were thrust up from below the surface and to-day are in tectonical contact with members of the Buntmergelserie of the Ultrahelvetic.

(Translated by Dr. K. W. Barthel)

## H. Schrifttum

- ABERER, F. & BRAUMÜLLER, E.: Ueber Helvetikum und Flysch im Raume nördlich Salzburg. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **49**, 1956, S. 1—39, Taf. 1—3 (1 geol. Karte 1 : 50 000, 2 Profil-taf.), Wien 1958.
- ALBRECHT, F.: Das Synklinorium zwischen Isar und Schwarzenbach (Roß- und Buchsteingebiet bei Lenggries). — *Geologica Bavarica*, Nr. 17, S. 89—98, 3 Abb., München 1953.
- ALLEMANN, F. & BLASER, R.: Vorläufige Mitteilungen über die Flyschbildungen im Fürstentum Liechtenstein. — *Eclogae Geol. Helv.*, **43**, 1950, S. 187—200, 2 Abb., Basel 1951.
- AMMON, L. v.: Geognostische Beobachtungen aus den bayerischen Alpen. — *Geogn. Jh.*, **7**, 1894, S. 95—102, Cassel 1895.
- AMPFERER, O.: Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärs. Mit einem Beitrag von BRUNO SANDER. — *Jb. Geol. Bundesanst.*, **72**, S. 105—150, 1 geol. Karte 1 : 40 000, 27 Abb., Wien 1922.
- ANDRÉE, H.: Das bayerische Tertiärbecken zum ersten Male durchbohrt! — Oel und Kohle (vereinigt mit Erdoel und Teer), **13**, S. 151—153, 1 Tab., 1 Schaubild, Berlin 1937.
- BANDY, O. L.: Eocene and Oligocene Foraminifera from Little Stave Creek, Clarke County, Alabama. — *Bull. Amer. Pal.*, **32**, No. 131, S. 31—241, Taf. 5—31, 2 Abb., 1 Tab., Ithaca, N. Y. 1949.
- BARTENSTEIN, H.: Do the Specific Names of the Foraminifera Accord with the Rules of Nomenclature? — *Contr. Cushman Found. Foram. Res.*, **1**, S. 79—80, Washington 1950.  
— Stand der Tertiärforschung im süddeutschen Raum. Eine Rückschau auf die 65. Austausch-sitzung für Mikropaläontologie und Stratigraphie in München, am 8. und 9. Mai 1951. — *Erdöl und Kohle*, **4**, S. 679—683, 5 Abb., Hamburg 1951.
- BATJES, D. A. J.: Foraminifera of the Oligocene of Belgium. — *Proefschrift* (holländ. Zusammenfassung der Dissertation), 19 S., 2 Abb., Utrecht 1956.
- BECKMANN, H.: Struktur Kastl—Gendorf. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **109**, 1957, S. 677—680, 2 Abb., Hannover 1958.
- BEETS, C.: Die Geologie des westlichen Teiles der Berge von Monferrato zwischen Turin und Murisengo. — *Leidsche Geol. Meded.*, **12**, 1940, S. 195—250, Taf. 2—3, 16 Abb., 7 Übersichtsskizzen, Leiden 1941.
- BENTZ, A.: Bau und Erdölhoffigkeit des Molassetrogs von Oberbayern und Oberschwaben. — *Erdöl und Kohle*, **2**, S. 41—52, 10 Abb., Hamburg 1949.
- BETTENSTAEDT, F.: Paläogeographie des nordwestdeutschen Tertiär mit besonderer Berücksichtigung der Mikropaläontologie. — In: „Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland“, herausgegeben v. Amt für Bodenforschung, S. 143—172, 6 Abb., 1 Tab., Hannover-Celle 1949.

- BETTENSTAEDT, F.: Zur stratigraphischen und tektonischen Gliederung von Helvetikum und Flysch in den Bayerischen und Vorarlberger Alpen auf Grund mikropaläontologischer Untersuchungen. — Z. deutsch. geol. Ges., **109**, 1957, S. 566—592, 1 Abb., 3 Tab., Hannover 1958. — [1958 a].
- Phylogenetische Beobachtungen in der Mikropaläontologie. — Paläont. Z., **32**, S. 115—140, 3 Abb., Stuttgart 1958. — [1958 b].
- BIRKENMAJER, K.: On the Age of the So-called "Púchov Marls" in the Pieniny (Central Carpathians) and Stratigraphy of the Pieniny Klippen-Belt Mantle. — Inst. Geol., Biul., **88**, S. 63—79, Taf. 1—2, 4 Abb., Warschau 1954 (engl. Zusammenfassung des polnischen Textes).
- BLÜHER, H.-J.: Molasse und Flysch am bayerischen Alpenrand zwischen Ammer und Murnauer Moos. — Abh. Geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt, H. 16, S. 7—55, Taf. 3—4, 1 geol. Karte 1 : 25 000, 1 Profiltafel, 7 Abb., München 1935.
- BODEN, K.: Geologische Beobachtungen am Nordrande des Tegernseer Flysches. — Geogn. Jh., **33**, 1920, S. 1—22, 1 Kartenskizze, München 1922. — [1922 a].
- Tektonische Fragen im oberbayerischen Voralpengebiet. — Cbl. Mineral. usw., S. 372—380, 398—408, 1 Tab., Stuttgart 1922. — [1922 b].
- Der Flysch im Gebiete des Schliersees. — Geogn. Jh., **35**, 1922, S. 205—228, 1 geol. Karte 1 : 25 000, 1 Tafelbeilage, München 1923.
- Die Geröllführung der miozänen und oligozänen Molasseablagerungen im südbayer. Alpenvorland zwischen Lech und Inn und ihre Bedeutung für die Gebirgsbildung. — Mitt. Geogr. Ges. München, **18**, S. 427—504, Taf. 26, 8 Abb., 1 Tab., München 1925.
- Geologisches Wanderbuch für die Bayerischen Alpen. — S. 1—458, 59 Abb., Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart 1930.
- Beschaffenheit, Herkunft und Bedeutung des ostalpinen Molasse-Schuttes. — Abh. Geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt, H. 4, S. 1—33, München 1931.
- BÖHM, J.: Die Kreidebildungen des Fürbergs und Sulzbergs bei Siegsdorf in Oberbayern. — Palaeontographica, **38**, S. 1—106, Taf. 1—5, Prof. A—F, 3 Abb., Stuttgart 1891.
- BOUSSAC, J.: Études paléontologiques sur le Nummulitique Alpin. — Mém. pour serv. à l'expl. Carte Géol. Détaill. de la France, S. I—VII, 1—437, Taf. 1—22, 9 Abb., 4 Tab., Paris 1911.
- BRINKMANN, R.: Emanuel Kayser's Abriss der Geologie. 2. Band: Historische Geologie. — Sechste Auflage, 355 S., 58 Texttaf., 64 Abb., Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart 1948.
- BRINKMANN, R., GUNDLACH, K., LOEGTERS, H. & RICHTER, W.: Mesozoische Epirogenese und Paläogeographie in den österreichischen Nordalpen. — Geol. Rdsch., **28**, S. 438—447, 3 Abb., Stuttgart 1937. — [zitiert als BRINKMANN & A. 1937].
- BRÖNNIMANN, P.: Weitere Beobachtungen an Hantkeninen. — Eclogae Geol. Helv., **43**, 1950, S. 245—251, 3 Abb., Basel 1951.
- BUDAY, T., CÍCHA, I. & SENEŠ, J.: Vztahy spodního miocénu rakouské a bavorské molasy, jihovýchodní Moravy a vnitrokarpatkých pánvi (Beziehungen des Untermiozän der bayerischen und österreichischen Molasse, des südwestlichen Mährens und der innerkarpatischen Becken). — Věstník Ústř. Ústav. Geol., **33**, S. 419—425, Prag 1958 (Deutsches Resümee S. 425).
- BÜRGL, H.: Der Untergrund der Molasse im bayrisch-österreichischen Grenzgebiet. — Jb. Geol. Bundesanst., **93**, 1948, S. 129—139, 4 Abb., Wien 1949. — [1949 a].
- Zur Stratigraphie und Tektonik des oberösterreichischen Schliers. — Verh. Geol. Bundesanst., 1946, S. 123—151, 4 Abb., 1 Tab., Wien 1949. — [1949 b].
- CIZANCOURT, M. DE: Foraminifères priaboniens de Bukowiec (Karpates Polonaises Orientales). — Bull. Serv. Géol. Pologne, **7**, S. 753—772, Taf. 34—36, 1 Abb., 1 Tab., Warschau 1933.

- CSEPREGHY-MEZNERICS, I.: Stratigraphische Gliederung des ungarischen Miozäns im Lichte der neuen Faunauntersuchungen. — *Acta Geologica*, 4, S. 183—206, 1 stratigr. Tab., Budapest 1956.
- CSEPREGHY-MEZNERICS, I. & SENEŠ, J.: Neue Ergebnisse der stratigraphischen Untersuchungen miozäner Schichten in der Südslowakei und Nordungarn. — *N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh.*, S. 1—13, 1 Abb., 1 stratigr. Tab., Stuttgart 1957.
- CUSHMAN, J. A.: Upper Eocene Foraminifera of the Southeastern United States. — *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 181, S. 1—88, Taf. 1—23, 7 Tab., Washington 1935.
- A Monograph of the Foraminiferal Family Verneuilinidae. — *Cushm. Lab. Foram. Res., Spec. Publ.*, 7, S. I—XIII, 1—157, Taf. 1—20, 1 Abb., Sharon, Mass. 1937. — [1937 a].
  - A Monograph of the Foraminiferal Family Valvulinidae. — *Cushm. Lab. Foram. Res., Spec. Publ.*, 8, S. I—XIII, 1—210, Taf. 1—24, 7 Abb., Sharon, Mass. 1937. — [1937 b].
  - A Monograph of the Subfamily Virguliniinae of the Foraminiferal Family Buliminidae. — *Cushm. Lab. Foram. Res., Spec. Publ.*, 9, S. I—XV, 1—228, Taf. 1—24, 1 Abb., Sharon, Mass. 1937. — [1937 c].
  - Paleocene Foraminifera of the Gulf Coastal Region of the United States and Adjacent Areas. — *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 232, S. 1—75, Taf. 1—24, 4 Tab., Washington 1951.
- CUSHMAN, J. A. & BERMÚDEZ, P. J.: Some Cuban Species of *Globorotalia*. — *Contr. Cushm. Lab. Foram. Res.*, 25, S. 26—45, Taf. 5—8, 1 Tab., Sharon, Mass. 1949.
- CUSHMAN, J. A. & EDWARDS, P. G.: Notes on the Oligocene Species of *Uvigerina* and *Angulogerina*. — *Contr. Cushm. Lab. Foram. Res.*, 14, S. 74—89, Taf. 13—15, Sharon, Mass. 1938.
- CUSHMAN, J. A. & PARKER, F. L.: *Bulimina* and Related Foraminiferal Genera. — *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 210—D, S. 53—176, Taf. 15—30, Washington 1947.
- CUSHMAN, J. A. & RENZ, H. H.: The Foraminiferal Fauna of the Lizard Springs Formation of Trinidad, British West Indies. — *Cushm. Lab. Foram. Res., Spec. Publ.*, 18, S. 1—48, Taf. 1—8, 1 Abb., Sharon, Mass. 1946.
- CUSTODIS, A. & SCHMIDT-THOMÉ, P.: Geologie der bayrischen Berge zwischen Hindelang und Pfronten im Allgäu. — *N. Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd.* 80, B, S. 307—463, 1 geol. Karte 1 : 25 000 auf Taf. 13, 1 Profiltaf., 1 tekt. Karte, 19 Abb. im Text und auf 2 Textbeil., Stuttgart 1939.
- DEHM, R.: Zur Eocän-Oligocän-Grenze. — *N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh.*, S. 193—200, Stuttgart 1950.
- EAMES, F. E.: The Miocene/Oligocene Boundary and the Use of the Term Aquitanian. — *Geol. Mag.*, 90, S. 388—392, Hertford 1953.
- ELLIS, B. F. & MESSINA, A. R.: Catalogue of Foraminifera. — The American Museum of Natural History Special Publication, New York 1940 (with Supplements).
- FÖRSTER, B. & OEBBEKE, K.: Tiefbohrungen am Tegernsee. — *Geogn. Jh.*, 35, 1922, S. 83—160, Taf. 1—3, 2 Abb., 7 Tab., München 1923.
- FRANK, M.: Das Wandern der „tektonischen“ Vortiefe in den Alpen. — *Cbl. Mineral. usw.*, B, S. 9—22, 2 Abb., Stuttgart 1930.
- FRANKE, A.: Die Foraminiferen des norddeutschen Unter-Oligocäns mit besonderer Berücksichtigung der Funde an der Fritz-Ebert-Brücke in Magdeburg. — *Abh. u. Ber. Mus. Natur- u. Heimatkunde u. d. Naturwiss. Ver.*, 4, S. 146—190, Taf. 5—6, Magdeburg 1925.
- GANSS, O.: Geologische Exkursion in die Berchtesgadener Alpen vom 9.—11. September 1950. — *Geologica Bavarica*, Nr. 6, S. 72—90, Taf. 2—5, 1 Abb., 1 Tab., Beil. 3, München 1951. — [1951 a].

- GANSS, O.: Sedimentation und Tektonik in den Kalkalpen zwischen Schliersee und dem Inntal. — Z. deutsch. geol. Ges., **102**, 1950, S. 203—211, Taf. 5—6, 1 Abb., Hannover 1951. — [1951 b].
- Exkursion in die Berchtesgadener Alpen (anlässlich der Hauptversammlung in München 1950). — Z. deutsch. geol. Ges., **102**, 1950, S. 353—366, 3 Abb., Hannover 1951. — [1951 c].
  - Geologie des Blattes Bergen. Mit einem Beitrag von I. DE KLASZ (Helvetische Zone), K. GÖTZINGER (Bohrung Bergen 1) und F. VOGEL (Bodenkundlicher Beitrag). — *Geologica Bavarica*, Nr. 26, S. 1—164, 1 Karte und 1 Profiltaf. 1 : 25 000, 7 Abb., 5 Beilagen, München 1956. — [Textstellen zitiert als GANSS & A. 1956, Eintragungen auf der geol. Karte und der Profiltaf. als GANSS 1956].
- GANSS, O. & KNIPSCHER, H. C. G.: Die Maastricht-Eozän-Folge des Helvetikums im Sprunggraben bei Oberteisendorf (Obb.) und ihre Gliederung mit Hilfe pelagischer Foraminiferen. — *Geol. Jb.*, **71**, S. 617—629, 2 Abb., 1 Tab., Hannover 1956.
- GANSS, O. & SCHMIDT-THOMÉ, P.: Die gefaltete Molasse am Alpenrand zwischen Bodensee und Salzach. — Z. deutsch. geol. Ges., **105**, 1953, S. 402—495, 1 Taf., 8 Abb., Hannover 1955.
- GLAESSNER, M. F.: Studien über Foraminiferen aus der Kreide und dem Tertiär des Kaukasus. I. Die Foraminiferen der ältesten Tertiärschichten des Nordwest-Kaukasus. — *Probl. of Paleont.*, **2—3**, S. 349—408, Taf. 1—5, Moskau 1937.
- GLÜCK, W.: Das inneralpine Tertiär von Reit im Winkl und sein mesozoischer Rahmen. — Unveröffentlichte Diplom-Arbeit, 62 S., 1 geol. Karte 1 : 25 000, 1 Profiltaf., 10 Taf., Institut für allgemeine und angewandte Geologie der Universität, München 1952.
- GÖTZINGER, G. & BECKER, H.: Zur geologischen Gliederung des Wienerwaldflysches. (Neue Fossilfunde). — *Jb. Geol. Bundesanst.*, **82**, S. 343—396, Taf. 7—11, 5 Abb., Wien 1932.
- GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H., LICHTENBERGER, E., ROSENBERG, G. & ANDERE: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien 1 : 75 000 (Ausgabe 1952). — S. 1—138, Taf. 1—15, 7 Abb., 4 stratigr. Tab., Verlag der Geol. Bundesanst., Wien 1954. — [zitiert als GÖTZINGER & A. 1954].
- GOLEV, B. T.: K voprosu o klassifikathii Nummulitov. — *Geol. Sborn. L'vovsk. Geol. Obshch.*, **2—3**, S. 181—187, 1 Tab., Lemberg 1956.
- GRIMSDALE, T. F.: Correlation, Age Determination, and the Tertiary Pelagic Foraminifera. — *Proc. Third World Petrol. Congr. The Hague, 1951, Sect. I*, S. 463—474, 1 Abb., Verlag E. J. Brill, Leiden 1951.
- GRZYBOWSKI, J.: Otwornice czerwonych ilów z Wadowic. — *Rozpr. Wydz. mat.-przyr. Akad. Umiej.*, **30**, S. 261—308, Taf. 8—11, 1 Tab., Krakau 1896.
- GÜMBEL, C. W.: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. — S. I—XX, 1—950, 5 geol. Karten, 1 Blatt Gebirgsansichten, 42 Profiltaf., 25 Abb., Verlag Justus Perthes, Gotha 1861.
- Beiträge zur Foraminiferenfauna der nordalpinen Eocäengebilde. — *Abh. k. bayer. Akad. Wiss.*, II. Cl., **10**, II. Abth., S. 3—152, Taf. 1—4, München 1868.
  - Nachträge zu der geognostischen Beschreibung des bayerischen Alpengebirgs. — *Geogn. Jh.*, **1**, S. 163—185, 2 Tab., Cassel 1888.
- HAGN, H.: Zur Paläogeographie und Mikropaläontologie des oberbayerischen Paleozänflysches. — Z. deutsch. geol. Ges., **101**, 1949, S. 164—183, Taf. 1—2, Hannover 1950. — [1950 a].
- Über Umlagerungsvorgänge in der subalpinen Molasse Oberbayerns und ihre Bedeutung für die alpine Tektonik. — *Geologica Bavarica*, Nr. 5, S. 1—45, Taf. 1—5, München 1950. — [1950 b].
  - Das Alter der Konglomerate des Tratenbachs bei Lenggries (Bayr. Alpen). Ein Beitrag zur Mikropaläontologie der Alpenrandzone. — *N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh.*, S. 103—118, Stuttgart 1951.

- HAGN, H.: Zur Kenntnis der obersten Kreide am Nordfuß des Untersberges (Salzburger Alpen). — N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., S. 203—223, Stuttgart 1952. — [1952 a].
- Zur Kenntnis von Helvetikum und Flysch im Raum von Neubeuern am Inn. — *Geologica Bavarica*, Nr. 14, S. 69—75, 1 Tab., München 1952. — [1952 b].
  - Zur Kenntnis des Unteren Obercampan (Zone der *Belemnitella mucronata* [SCHLOTH.] mut. *senior* NOWAK) in Südbayern. — N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **96**, S. 304—338, Taf. 8, 1 Tab., Stuttgart 1953. — [1953 a].
  - Wege und Möglichkeiten mikropaläontologischer Untersuchungen im oberbayerischen Alpenvorland. — *Paläont. Z.*, **27**, S. 16—25, 1 Abb., Stuttgart 1953. — [1953 b].
  - Beschreibung von *Triplasia loeblichii* n. sp. (Foram.) nebst Bemerkungen zu den Gattungen *Triplasia* und *Tribrachia*. — *Paläont. Z.*, **27**, S. 212—219, Taf. 14, Stuttgart 1953. — [1953 c].
  - Die Foraminiferen der Pinswanger Schichten (Unteres Obercampan). Ein Beitrag zur Mikropaläontologie der helvetischen Oberkreide Südbayerns. — *Palaeontographica*, **104**, A, S. 1—119, Taf. 1—8, 27 Abb., Stuttgart 1953. — [1953 d].
  - Ein Fund der Gattung *Queraltina* MARIE, 1950 (Foram.) im Unter-Oligozän von Reit i. Winkl. Ein Beitrag zur Mikropaläontologie des inneralpinen Tertiärs. — *Geol. Jb.*, **68**, S. 331—340, 2 Abb., Hannover 1953. — [1953 e].
  - Some Eocene Foraminifera from the Bavarian Alps and Adjacent Areas. — *Contr. Cushman Found. Foram. Res.*, **5**, S. 14—20, Taf. 3—4, Washington 1954. — [1954 a].
  - Über einen alluvialen Foraminiferenmergel von Neubeuern am Inn. Ein Beitrag zur Kenntnis von Umlagerungsvorgängen. — N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **98**, S. 395—446, Taf. 26—28, 2 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1954. — [1954 b].
  - Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Helvetikum und Flysch des Gebietes von Neubeuern am Inn (Oberbayern). — *Geologica Bavarica*, Nr. 22, S. 1—136, 1 geol. Karte 1 : 12 500 mit Profilen, 26 Abb., München 1954. — [1954 c].
  - Zur Altersfrage der Nierentaler Schichten im Becken von Gosau. — N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., S. 16—30, Stuttgart 1955. — [1955 a].
  - Zur Kenntnis alpiner Eozän-Foraminiferen III. *Eorupertia cristata* (GÜMBEL). — *Paläont. Z.*, **29**, S. 46—73, Taf. 4—6, 2 Abb., Stuttgart 1955. — [1955 b].
  - Fazies und Mikrofauna der Gesteine der Bayerischen Alpen. — *Internat. Sedim. Petr. Ser.*, **1**, 174 S., 71 Taf., 2 Abb., 8 Tab., Verlag E. J. Brill, Leiden 1955. — [1955 c].
  - Paläontologische Untersuchungen am Bohrgut der Bohrungen Ortenburg CF 1001, 1002 und 1003 in Niederbayern. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **105**, 1953, S. 324—359, Taf. 10, 4 Abb., Hannover 1955. — [1955 d].
  - Geologische und paläontologische Untersuchungen im Tertiär des Monte Brione und seiner Umgebung (Gardasee, Ober-Italien). — *Palaeontographica*, **107**, A, S. 67—210, Taf. 7—18, 8 Abb., Stuttgart 1956.
  - Das Profil des Beckens von Gosau (österreichische Kalkalpen) in mikropaläontologischer Sicht. — *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, S. 1—37 (Paginierung des Sonderdrucks), 1 Tab., Wien 1957.
  - Mikropaläontologische Untersuchungen an Gesteinen der Insel Kephallinia (adriatisch-jonische Zone Griechenlands). — *Ann. Géol. Pays Hell.*, **9**, S. 89—114, Taf. 7, Athen 1958.
  - Marines Tertiär der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes. — In: „Lexique Stratigraphique International“. — In Vorbereitung, Erscheinungsort Paris. — [zitiert als 1959, Ms.].
- HAGN, H. & HÖLZL, O.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse des östlichen Oberbayerns zwischen Prien und Sur mit Berücksichtigung des im Süden anschließenden Helvetikums. — *Geologica Bavarica*, Nr. 10, S. 1—208, 8 Taf., 7 Abb., 2 Tab., München 1952.

- HAGN, H. & ZEIL, W.: Der Geröllbestand der jungkattischen Konglomerate im Staffelsee bei Murnau (Oberbayern) und seine Bedeutung für die Paläogeographie der subalpinen Molasse. — Geol. Jb., **69**, S. 537—598, Taf. 40—44, 1 Abb., Hannover 1954.
- HAGN, H. & ZIEGLER, J.: Zur Entstehung „pseudolabyrinthischer“ Strukturen bei sandschaligen Foraminiferen. — Paläont. Z., **31**, S. 66—77, Taf. 5—6, Stuttgart 1957.
- HANTKEN, M. v.: Die Fauna der *Clavulina Szabói* Schichten. I. Theil: Foraminiferen. — Mitth. Jb. k. ungar. Geol. Anst., **4**, S. 1—93, Taf. 1—16, 1 Tab., Budapest 1875.
- HARPE, PH. DE LA: Étude des Nummulites de la Suisse et revision des espèces éocènes des genres *Nummulites* & *Assilina*. — Mém. Soc. Pal. Suisse, **10**, S. 141—180, Taf. 3—7, Zürich 1883. — [1883 a].
- Monographie der in Aegypten und der libyschen Wüste vorkommenden Nummuliten. — Palaeontographica, **30**, S. 155—216, Taf. 30—35, 4 Tab., Cassel 1883. — [1883 b].
- HASEMANN, W.: Geologie des Brunnstein- und Traithengebietes in den oberbayerischen Alpen. — Diss. München, S. 1—46, 1 geol. Karte 1 : 25 000, 1 Tab., Waldshut (Baden) 1929.
- HEERMANN, O.: Erdölgeologische Grundlagen der Aufschlussarbeiten im ostbayerischen Molassebecken. — Bull. Ver. Schweizer. Petrol.-Geol. u. -Ing., **21**, S. 5—22, 55 Abb., Riehen/Basel 1954.
- Bau und Erdölhöflichkeit des ostbayerischen Molassebeckens. — Erdöl und Kohle, **8**, S. 69—74, 3 Abb., Hamburg 1955.
- HEISSEL, W.: Beiträge zur Tertiär-Stratigraphie und Quartärgeologie des Unterinntales. — Jb. Geol. Bundesanst., **94**, 1949—1951, S. 207—221, Taf. 21—22, 2 Abb., Wien 1951.
- Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärgebietes. Mit einem Beitrag von G. WOLETZ. — Mitt. Geol. Ges. Wien, R. v. Klebelsberg-Festschrift, **48**, 1955, S. 49—70, 1 Taf., 1 Tab., Wien 1957.
- HERBST, G.: Zur Geologie der bayerischen Flyschzone. — Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N. F. **187**, S. 3—61, Taf. 1, 24 Abb., Berlin 1938.
- HERBST, G. & TEICHMÜLLER, R.: Die Erdöllagerstätte am Tegernsee (Oberbayern). — Kali, verwandte Salze und Erdöl, S. 1—8, 5 Abb., Halle (Saale) 1936.
- HERM, D.: Die Schichten der Gosau und des Alttertiärs im Becken von Reichenhall und in seinem südlichen und westlichen Randbereich. — Unveröffentlichte Diplom-Arbeit, 105 S., 7 geol. Karten 1 : 5000, 32 Abb., Institut für Geologie der Technischen Hochschule, München 1957.
- HILLEBRANDT, A. v.: Die Schichten der Gosau und des Alttertiärs im Norden und Nordwesten des Untersberges (Becken von Reichenhall). — Unveröffentlichte Diplom-Arbeit, 128 S., 1 geol. Karte 1 : 10 000, 2 Profiltaf., 43 Abb., Institut für Geologie der Technischen Hochschule, München 1957.
- HILTERMANN, H.: Zur Stratigraphie und Mikrofossilführung der Mittelkarpaten. — Oel und Kohle, **39**, S. 745—755, 9 Abb., 1 Tab., Berlin 1943.
- HOMOLA, V. & HANZLÍKOVÁ, E.: Biostratigraphical, Tectonical and Lithological Studies in the Těšín District. — Sborn. Ústř. Ústav. Geol., **21**, 1954, Paleont., S. 472—502, Taf. 15—25, 1 Abb., mehrere Tab., Prag 1955 (engl. Zusammenfassung des tschechischen Textes).
- IMKELLER, H.: Die Kreide- und Eocänbildungen am Stallauer Eck und Enzenauer Kopf bei Tölz. Ein Beitrag zur Geologie der bayerischen Alpen. — Progr. z. Jber. städt. Handelsschule München, S. 7—83, 1 geol. Karte 1 : 10 000, 1 Profiltaf., 1 Abb., 2 Tab., München 1895/96.
- Einige Beobachtungen über die Kreideablagerungen im Leitzachthal, am Schlier- und Tegernsee. — Z. deutsch. geol. Ges., **52**, S. 380—387, 2 Abb., 1 Kartenskizze, Berlin 1900.
- JANOSCHEK, R.: Die Molassezone. — In: „Erdöl in Österreich“, S. 75—86, Abb. 64—67, Verlag Natur und Technik, Wien 1957.

- KLASZ, I. DE: Einige neue oder wenig bekannte Foraminiferen aus der helvetischen Oberkreide der bayerischen Alpen südlich Traunstein (Oberbayern). — *Geologica Bavarica*, Nr. 17, S. 223—244, Texttaf. 4—7, München 1953. — [1953 a].
- *Quadratobuliminella* n. gen., eine neue Foraminiferengattung von der Wende Kreide—Tertiär. — *N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh.*, S. 434—436, 2 Abb., Stuttgart 1953. — [1953 b].
  - Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen im Gebiet von Eisenärzt bei Traunstein/Obb. (Unter besonderer Berücksichtigung der helvetischen Oberkreide). — Unveröffentlichte Dissertation, 128 S., 1 geol. Karte 1 : 5000, 1 Profiltaf., Taf. 1—5, 15 Abb., 2 Textfig., 2 Tab., Institut für Paläontologie u. historische Geologie der Universität, München 1953. — [1953 c].
  - A New *Globotruncana* from the Bavarian Alps and North Africa. — *Contr. Cushman Found. Foram. Res.*, 6, S. 43—44, Taf. 7 (partim), Washington 1955.
  - Zur Kenntnis der ostalpinen Oberkreidestratigraphie. — *N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh.*, S. 410—419, Stuttgart 1956.
- KLASZ, I. DE & KNIPSCHER, H. C. G.: Die Foraminiferenart *Reussella szajnochae* (GRZYBOWSKI): ihre systematische Stellung und regionalstratigraphische Verbreitung. — *Geol. Jb.*, 69, S. 599—610, Taf. 45, 1 Tab., Hannover 1954.
- KNIPSCHER, H. C. G.: Die Gliederung der ungefalteten Molasse im östlichen Teil Bayerns auf Grund mikropaläontologischer Untersuchungen. — *Geologica Bavarica*, Nr. 14, S. 48—68, Taf. 1, 4 Abb., München 1952.
- Das Alter der Hachauer Schichten bei Hachau (Oberbayern). — *N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh.*, S. 420—424, Stuttgart 1956.
- KNIPSCHER, H. C. G. & TILLMANN, H.: Die Oberkreide zwischen Donau und Alpenrand. — In: „Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000“, S. 94—95, herausgegeben vom Bayerischen Geologischen Landesamt, München 1954.
- KOCKEL, C. W.: Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. Ein Ausschnitt aus der Entwicklung eines Kettengebirges. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 15, 1922, S. 63—168, 4 Abb., Wien 1923.
- KORDIUK, B.: Zur Entwicklung des subalpinen Molassetroges. — *Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N. F.* 187, S. 3—47, Taf. 1—3, 14 Abb., 2 Tab., Berlin 1938.
- KOROBKOV, I. A.: K voprosu o vozraste Kishthel'skikh glin Vengrii. — *Vestnik Leningradsk. Univers.*, S. 111—114, 1 Tab., Leningrad 1952.
- KRAUS, E.: Neue Spezialforschungen im Allgäu (Molasse und Flysch). Ein Beitrag zur Kenntnis geosynklinaler Vorgänge. — *Geol. Rdsch.*, 18, S. 189—221, 264—298, Taf. 2, 1 Abb., Berlin 1927.
- Der bayerisch-österreichische Flysch. — *Abh. Geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt*, H. 8, S. 1—82, 3 Taf., München 1932.
  - Neue Wege der nordalpinen Flyschforschung. Der nordalpine Kreideflysch. Teil II. — *N. Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd.* 87, B, S. 1—243, Taf. 1, 44 Abb. im Text und auf Taf. 2—4, sowie auf 8 Textbeilagen, Stuttgart 1942.
  - Die Baugeschichte der Alpen. I. Teil: Vom Archaikum bis zum Ende der Kreide. — 552 S., 138 Abb. im Text, auf 16 Taf. und 5 Kunstdruckblättern, Akademie-Verlag, Berlin 1951. — [1951 a].
  - Die Baugeschichte der Alpen. II. Teil: Neozoikum. — 489 S., 123 Abb. im Text und auf 11 Taf., Akademie-Verlag, Berlin 1951. — [1951 b].
  - Struktur und Bild der Allgäuer Alpen. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, 105, 1953, S. 564, Hannover 1955.
- KRUTZSCH, W. & LOTSCH, D.: Zur stratigraphischen Stellung der Latdorfstufe im Paläogen. — *Geologie*, 6, S. 476—501, 4 Tab., Berlin 1957.
- KÜHN, O.: Ein Eocänvorkommen auf Chalkidike. — *Cbl. Mineral. usw.*, B, S. 125—136, 165—177, 2 Abb., Stuttgart 1934.

- KÜHN, O.: Das Alter der Prominaschichten und der innereozänen Gebirgsbildung. — Jb. Geol. Bundesanst., **91**, 1946, S. 49—94, Taf. 1—2, 6 Abb., 3 Tab., Wien 1948.
- Eine inneralpine Eozänfauna aus Niederösterreich. — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., S. 71—76, Wien 1957.
- KÜPPER, K.: Stratigraphische Verbreitung der Foraminiferen in einem Profil aus dem Becken von Gosau (Grenzbereich Salzburg-Oberösterreich) (Mit Benützung von Aufzeichnungen von R. NOTH.) — Jb. Geol. Bundesanst., **99**, S. 273—320, Taf. 10—11, 1 Tab., Wien 1956.
- LEBLING, C.: Ergebnisse neuerer Spezialforschungen in den deutschen Alpen. 2. Die Kreideschichten der bayerischen Voralpenzone. — Geol. Rdsch., **3**, S. 483—508, 1 Abb., 1 Tab., Leipzig 1912.
- Molasse und Alpen zwischen Lach und Salzach. — Z. deutsch. geol. Ges., **77**, 1925, S. 185—197, Taf. 9, 1 Tab., Berlin 1926.
- LEMCKE, K.: Geologische Ergebnisse der Erdölexploration im westlichen deutschen Molassebecken. — Z. deutsch. geol. Ges., **109**, 1957, S. 593—598, 3 Abb., Hannover 1958.
- LEUPOLD, W.: Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein. — Eclogae Geol. Helv., **35**, 1942, S. 247—291, 1 Kartenschema, Basel 1943. — [nicht 1942].
- LOEBLICH, A. R., Jr. & TAPPAN, H.: Correlation of the Gulf and Atlantic Coastal Plain Paleocene and Lower Eocene Formations by Means of Planktonic Foraminifera. — J. Paleont., **31**, S. 1109—1137, 5 Abb., Tulsa, Oklah. 1957.
- MÉSZÁROS, N. & MAROSI, M.: Raspindirea speciei *Variamussium fallax* in interiorul arcului Carpatic. — Anal. Rom.-Sov., Ser. Geol.-geogr., **1**, S. 43—51, 2 Tab., Bukarest 1957.
- MÜLLER-DEILE, G.: Flyschbreccien in den Ostalpen und ihre paläogeographische Auswertung. — N. Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd. **84**, B, S. 330—378, Taf. 21—27, Stuttgart 1940.
- MULLER, S. W. & SCHENCK, H. G.: Standard of Cretaceous System. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **27**, S. 262—278, 7 Abb., Tulsa, Oklah. 1943.
- NAPOLI-ALLIATA, E. DI: Foraminiferi pelagici e facies in Italia. — „Atti“ del VII Convegno Nazion. Metano e Petrol., S. 1—34, Taf. 1—5, 3 Tab., Palermo 1952.
- NATHAN, H.: Geologische Ergebnisse der Erdölbohrungen im Bayerischen Innviertel. — Geologica Bavarica, Nr. 1, S. 3—68, Taf. 1, 5 Abb., 6 Tab., München 1949.
- NOTH, R.: Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. — Jb. Geol. Bundesanst., Sonderband **3**, S. 1—91, Taf. 1—9, 2 Tab., Wien 1951.
- *Plectrocurvoides*, eine neue Foraminiferengattung. — Verh. Geol. Bundesanst., S. 117—119, 2 Abb., Wien 1952.
- NOTH, R. & WOLETZ, G.: Zur Altersfrage der Kaumberger Schichten. — Verh. Geol. Bundesanst., S. 143—151, 4 Tab., Wien 1954.
- NUTTALL, W. L. F.: Lower Oligocene Foraminifera from Mexico. — J. Paleont., **6**, S. 3—35, Taf. 1—9, Menasha, Wisc. 1932.
- OBERHAUSER, R.: Geologische Untersuchungen im Flysch und Helvetikum der Hohen Kugel (Vorarlberg) mit mikropaläontologischen Beiträgen von FRANZ BETTENSTAEDT und CARL A. WICHER. — Verh. Geol. Bundesanst., S. 176—183, Wien 1953.
- OPPENHEIM, P.: Die Land- und Süßwasserschnecken der Vicentiner Eocänbildungen. Eine paläontologisch-zoogeographische Studie. — Denkschr. k. Akad. Wiss., math.-naturw. Cl., **57**, S. 113—150, Taf. 1—5, 4 Tab., Wien 1890.

- OSCHMANN, F.: Stratigraphie, Paläogeographie und Fazies in der ostbayerischen Molasse und deren oberkretazischem Untergrund. — Erdöl und Kohle, **10**, S. 692—693, Hamburg 1957.
- OSWALD, K.: Die Wendelsteingruppe. Abriss der stratigraphischen, tektonischen und morphologischen Geschichte. — Mitt. Geogr. Ges. München, **21**, S. 183—304, 1 geol. Karte 1 : 25 000, 1 Profiltaf., 1 tekt. Karte 1 : 100 000, 1 Abb., München 1928.
- PLUMMER, H. J.: Foraminifera of the Midway Formation in Texas. — Univ. Texas Bull., **2644**, S. 1—206, Taf. 1—15, 13 Abb., 1 Tab., Austin 1926.
- POKORNÝ, V.: New Discorbidae (Foraminifera) from the Upper Eocene Brown Pouzdřany Marl, Czechoslovakia. — Univ. Carol., Geol., **2**, S. 257—278, 15 Abb., Prag 1956.
- PREY, S.: Zur Stratigraphie von Flysch und Helvetikum im Gebiete zwischen Traun- und Kremstal in Oberösterreich. — Verh. Geol. Bundesanst., 1949, S. 123—127, Wien 1951. — [1951 a].
- Geologie der Flyschzone im Gebiete des Pernecker Kogels westlich Kirchdorf a. d. Krems (Oberösterreich). — Jb. Geol. Bundesanst., **94**, 1949—1951, Festband, Teil 1, S. 93—165, Taf. 9—10, 1 stratigr. Tab., Wien 1951. — [1951 b].
- Aufnahmen in der Flyschzone auf den Blättern Gmunden—Schafberg (4851) und Kirchdorf/Krems (4852) (Gschlifgraben), sowie auf den Blättern Ybbs (4754) und Gaming—Mariazell (4854) (Rogatsboden) (Bericht 1951). — Verh. Geol. Bundesanst., S. 41—45, Wien 1952. — [1952 a].
- Helvetikum in der oberösterreichischen Flyschzone. — Verh. Geol. Bundesanst., Sonderheft C, S. 98—102, Wien 1952. — [1952 b].
- Flysch, Klippenzone und Kalkalpenrand im Almtal bei Scharnstein und Grünau (O.Ö.). — Jb. Geol. Bundesanst., **96**, S. 301—343, Taf. 13, 1 Abb., Wien 1953.
- Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden (NÖ.). — Jb. Geol. Bundesanst., **100**, S. 299—358, Taf. 28, 2 Abb., 2 Tab., Wien 1957.
- REICH, H.: Seismische und geologische Ergebnisse der 2-to-Sprengung im Tiefbohrloch Tölz I am 11. XII. 1954. — Geol. Jb., **75**, S. 1—46, 19 Abb., 3 Tab., Hannover 1958.
- REICHELT, R.: Geologie der Flyschzone zwischen Lech und Ammer. — Unveröffentlichte Dissertation, 108 S., 1 geol. Karte 1 : 25 000, 42 Abb., Geol.-paläont. Institut der Freien Universität, Berlin 1955, sowie Geologica Bavarica, Nr. 41, S. 55—98, München 1960.
- REIS, O. M.: Erläuterungen zu der geologischen Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf. I. Stratigraphischer Theil. — Geogn. Jh., **8**, 1895, S. 1—155, 7 Abb., Cassel 1896. — [Die geologische Karte 1 : 25 000 ist im selben Jahreshaft, **7**, 1894, Cassel 1895 erschienen].
- Die Fauna der Hachauer Schichten. I. Gastropoden. — Geogn. Jh., **9**, 1896, S. 67—104, Taf. 9—13, 1 Abb., Cassel 1897. — I a. Nachtrag zu I. Gastropoden (Geogn. Jahreshäfte 1896) mit Cephalopoden, Brachiopoden etc. II. Lamellibranchiaten. — Geogn. Jh., **10**, 1897, S. 81—130, Taf. 1—8, München 1898.
- Nachträge zur Geologischen Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf. — I. Teil: Geogn. Jh., **33**, 1920, S. 203—231, 1 Taf., 1 Abb., München 1922. — [1922 a]. — II. Teil: Geogn. Jh., **34**, 1921, S. 223—244, 1 Taf., 3 Abb., München 1922. — [1922 b].
- RENZ, O.: Stratigraphische und mikropalaeontologische Untersuchung der Scaglia (Obere Kreide—Tertiär) im zentralen Apennin. Mit einem Beitrag von M. REICHEL. — Eclogae Geol. Helv., **29**, S. 1—149, Taf. 1—15, 14 Abb., Basel 1936.
- RICHTER, M.: Die deutschen Alpen und ihre Entstehung. — Deutscher Boden: Band **5**, S. 1—179, 56 Abb., 6 Tab., Verlag Gebr. Borntraeger, Berlin 1937.
- Die Gliederung der subalpinen Molasse. — N. Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd. **83**, B, S. 1—45, 9 Abb., 1 Textbeil., 1 Tab.-Beil., Stuttgart 1940.

- RICHTER, M.: Der westalpine Molassetrog. — Erdöl und Kohle, **1**, S. 341—351, 2 Abb., Hamburg 1948.
- Die Molassefenster in der Flyschzone von Niederösterreich. — N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **92**, S. 31—46, 2 Abb., 2 Beil., Stuttgart 1950.
  - Molasse und Alpen. — Z. deutsch. geol. Ges., **102**, 1950, S. 177—180, Hannover 1951.
  - Neue Ergebnisse der Flyschforschung in den nördlichen Kalkalpen. — Z. deutsch. geol. Ges., **105**, 1953, S. 544—546, Hannover 1955.
  - Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Fortsetzungen nach Westen und Osten. — Z. deutsch. geol. Ges., **108**, 1956, S. 156—174, 2 Abb., Hannover 1957.
- RICHTER, M., CUSTODIS, A., NIEDERMAYER, J. & SCHMIDT-THOMÉ, P.: Geologie der Alpenrandzone zwischen Isar und Leitzach in Oberbayern. — Z. deutsch. geol. Ges., **91**, S. 649—704, Taf. 14—15 (1 geol. Karte 1 : 25 000 und 15 Profile), Berlin 1939. — [zitiert als M. RICHTER & A. 1939].
- RICHTER, R.: Einführung in die Zoologische Nomenklatur durch Erläuterung der Internationalen Regeln. — Senckenbergbuch, **15**, S. 5—252, zweite, umgearbeitete Auflage, Verlag Dr. Waldemar Kramer, Frankfurt a. M. 1948.
- RICHTER, W.: Sedimentpetrographische Beiträge zur Paläogeographie der ostalpinen Oberkreide. — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **16**, S. 59—84, 3 Abb., 8 Tab., Hamburg 1937.
- ROSENBERG, G.: Einige Beobachtungen im Nordteil der Weyerer Struktur (Nördliche Kalkalpen und Klippenzone). — Sber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., I, **164**, S. 145—161, 1 Abb., Wien 1955.
- ROTH, Z. & MATEJKA, A.: The Geology of the Magura Flysch Group in the Northern River Basin of the Váh Between Bytča and Trenčín (mit einem mikropaläontologischen Beitrag von E. HANZLÍKOVÁ). — Rozpr. Ústř. Ústav. Geol., **22**, S. 299—332, Taf. 1—2, 1 geol. Karte 1 : 100 000, 1 Profiltaf., 4 Abb., Prag 1956. — [engl. Zusammenfassung des tschechischen Textes].
- RUIZ DE GAONA, M.: Resultado del estudio de las faunas de Foraminíferos del Numulítico de Montserrat y regiones limítrofes. (Primera parte). — Estud. Geol., **8**, S. 21—81, Taf. 29—33, 1 Abb., Madrid 1952.
- RUIZ DE GAONA, M. & COLOM, G.: Estudios sobre las sinecias de los foraminíferos eocénicos de la vertiente meridional del Pirineo (Cataluña—Vizcaya). — Estud. Geol., **6**, S. 293—434, Taf. 53—54, 19 Abb., 4 Tab., Madrid 1950.
- RUTTE, E.: Gesteinsbildende Algen aus dem Eozän von Kleinkems am Isteiner Klotz in Baden. — N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., S. 498—506, 5 Abb., Stuttgart 1953.
- SCHEIBNER, V.: The Species *Globo truncana helvetica* BOLLI at Kysuca Evolution of Pieniny Serie of the Interior Klippen Belt from West Karpaty. — Geol. Sborn. Slov. Akad. Vied., **9**, S. 193—194, Taf. 4, 2 Abb., Preßburg 1958.
- SCHIEMENZ, S.: Schotteranalyse und Paläogeographie der Subalpinen Molasse Südbayerns. — Z. deutsch. geol. Ges., 1953, **105**, S. 396—401, 3 Abb., Hannover 1955.
- SCHLAGER, M.: Bericht über geologische Arbeiten 1956. — Verh. Geol. Bundesanst., S. 64—74, Wien 1957.
- SCHLOSSER, M.: Revision der Unteroligocänfauna von Häring und Reut im Winkel. — N. Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd. **47**, 1922, S. 254—294, 1 Tab., Stuttgart 1923.
- Die Eocaenfaunen der bayerischen Alpen. I. Teil: Die Faunen des Unter- und Mitteleocaen. II. Teil: Die Obereocaenfauna. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Abt., **30**, S. 1—207, S. 1—68, Taf. 1—8, 4 Tab., München 1925. — [1925 a—b].
- SCHMIDT, W. J.: Nomenklatur und Systematik der Serpuliden-Gattung *Rotularia* DEFRENCE (= *Tubulostium* STOLICZKA). — Mitt. Geol. Ges. Wien, **47**, 1954, S. 159—182, 1 Taf., Wien 1956.

- SCHMIDT-THOMÉ, P.: Geologische Aufnahme der Alpenrandzone zwischen Bergen und Teisendorf in Oberbayern. — Z. deutsch. geol. Ges., **91**, S. 273—289, Taf. 8, 3 Abb., 1 Tab., Berlin 1939.
- Neuere Kenntnisse über die Kalkalpenzone und die Alpenrandstrukturen in Südbayern. — Geol. Rdsch., **37**, S. 18—24, 1 Abb., Stuttgart 1949.
  - Untersuchungen im Flyschgebiet von Tölz (Oberbayern). — Z. deutsch. geol. Ges., **102**, 1950, S. 212—215, 1 Abb., Hannover 1951.
  - Der alpine Raum. — In: „Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000“, S. 127—149, 2 Abb., herausgegeben vom Bayerischen Geologischen Landesamt, München 1954.
  - Molasse-Untergrund und Helvetikum-Nordgrenze im Tegernsee-Bereich und die Frage der Herkunft von Erdöl und Jodwasser in Oberbayern. — Geol. Jb., **74**, S. 225—242, 3 Abb., Hannover 1957.
- SCHMIDT-THOMÉ, P. & GANSS, O.: Die Subalpine Molasse zwischen Bodensee und Salzach. — In: „Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse 1 : 300 000“, S. 7—32, Taf. 1 und 3, 3 Abb., herausgegeben vom Bayerischen Geologischen Landesamt, München 1955.
- SCHWEIGHAUSER, J.: Mikropaläontologische und stratigraphische Untersuchungen im Paleocæn und Eocæn des Vicentin (Norditalien) mit besonderer Berücksichtigung der Discocyclusen und Asterocyclusen. — Schweiz. Paläont. Abh., **70**, S. 1—97, Taf. 1—13, 59 Abb., Basel 1953.
- SELLI, R.: Una microfauna eocenica inclusa nelle argille scagliose del Passo dell'Abbadessa (Ozzano/Bologna). — Giorn. di Geol.; Ann. Mus. Geol. Bologna, **17**, ser. 2, S. 33—91, Taf. 1—2, Bologna 1944.
- SENN, A.: Die stratigraphische Verbreitung der tertiären Orbitoiden, mit spezieller Berücksichtigung ihres Vorkommens in Nord-Venezuela und Nord-Marokko. — Eclogae Geol. Helv., **28**, S. 51—113, Taf. 8—9 (Tab.), 1 Abb., Basel 1935.
- STACKELBERG, U. v.: Oberkreide und Alttertiär des Helvetikums am bayerischen Alpenrand im Westen von Tölz. — Unveröffentlichte Diplom-Arbeit, 78 S., 1 geol. Karte 1 : 5000, 1 Profiltaf., 3 Texttaf., 27 Abb., Institut für Geologie der Technischen Hochschule, München 1957, sowie Geologica Bavarica, Nr. 41, S. 3—54, München 1960.
- STAESCHE, K. & HILTERMANN, H.: Mikrofaunen aus dem Tertiär Nordwestdeutschlands. — Abh. Reichsst. Bodenforsch., N. F. **201**, S. 1—26, Taf. 1—53, Berlin 1940.
- STAINFORTH, R. M.: Ecology of Arenaceous Foraminifera. — The Micropaleontologist, **6**, S. 42—44, New York 1952.
- The Basis of Paleogene Correlation of Middle America. — Bol. Soc. Geol. Perú, **26**, S. 247—262, 3 Abb., Lima 1953.
- SUBBOTINA, N. N.: Mikrofauna i stratigrafija ehľburganskogo gorizonta i gorizonta Gorjachego Kljucha. — Mikrofauna SSSR, Sbornik **4**, Kavkaz i Ukraina, S. 5—112, 5 Taf., 20 Tab., Leningrad—Moskau 1950.
- Globigerinidy, Hantkeninidy i Globorotaliidy. — In: „Iskopaemye Foraminifery SSSR“, Trudy VNIIGRI, nov. ser., vyp. 76, 296 S., 41 Taf., 8 Abb., 3 Tab., Leningrad—Moskau 1953. — [1953 a].
  - Verkhneehothenovye Lagenidy i Buliminidy juga SSSR. — Mikrofauna SSSR, Sbornik **6**, Foraminifery nizhnepaleogenovykh otlozhenij juga SSSR, S. 115—284, Taf. 1—13, 1 Tab., Leningrad—Moskau 1953. — [1953 b].
- Szörs, E.: L'Éocène (Paléogène) de la Hongrie. — Geologica Hungarica, Ser. Geol., **9**, S. 1—320, Taf. 1—22, 3 stratigr. und 1 Verbreitungs-Tab., Budapest 1956. — [1956 a, ungarisch mit französischer und russischer Zusammenfassung].
- Les problèmes de la limite entre le Paléogène et le Néogène et des étages Chattien et Aquitanien. — Acta Geologica, **4**, S. 209—218, 2 Abb., 1 stratigr. Tab., Budapest 1956. — [1956 b].

- TAUBER, A. F.: Paläobiologische Analyse von *Chondrites furcatus* STERNBERG. — Jb. Geol. Bundesanst., **93**, 1948, S. 141—154, 3 Abb., 1 Tab., Wien 1949.
- TERCIER, J.: Sur l'extension de la zone ultrahelvétique en Autriche. — Eclogae Geol. Helv., **29**, S. 213—250, Taf. 18—19, Basel 1936.
- THALMANN, H. E.: Mitteilungen über Foraminiferen IX. 44. Vorkommen der Gattung *Hastigerinella* CUSHMAN, 1927, im österreichischen Mittel-Eocaen. — Eclogae Geol. Helv., **43**, 1950, S. 223—224, Basel 1951.
- TRAUB, F.: Geologische und paläontologische Bearbeitung der Kreide und des Tertiärs im östlichen Rupertiwinkel, nördlich von Salzburg. — Palaeontographica, **88**, A, S. 1—114, Taf. 1—8, 2 Abb., 2 Textbeil. mit 1 geol. Karte 1 : 25 000 und 3 Profilen, Stuttgart 1938.
- Beitrag zur Kenntnis der miocänen Meeresmolasse ostwärts Laufen/Salzach unter besonderer Berücksichtigung des Wachtbergkonglomerats. — N. Jb. Mineral. usw., Mh., 1945—1948, B, S. 53—71, 161—174, 1 geol. Übersichtskarte, 1 Profil, 4 Abb., Stuttgart 1948.
- Die Schuppenzone im Helvetikum von St. Pankraz am Haunsberg, nördlich von Salzburg. — Geologica Bavarica, Nr. 15, S. 3—38, 4 Abb., München 1953.
- UHLIG, V.: Ueber eine Mikrofauna aus dem Alttertiär der westgalizischen Karpathen. — Jb. k. k. Geol. Reichsanst., **36**, S. 141—214, Taf. 2—5, 13 Abb., Wien 1886.
- VILLA, F. A.: Studi stratigrafici sul Terziario subalpino lombardo. VI. Microfaune e microfacies del Nummulitico di Travedona (Varese). — Riv. Ital. Pal. e Strat., **62**, S. 109—124, Taf. 9—11, Mailand 1956.
- WEBER, E.: Alter und Deutung des Marmorvorkommens von Großweil bei Schlehdorf am Kochelsee. — Zbl. Mineral. usw., B, S. 442—451, 1 Abb., Stuttgart 1939.
- WEILER, W.: Die Fischfauna der unteren und oberen Meeresmolasse Oberbayerns. — N. Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd. **68**, B, S. 305—352, 34 Abb., 4 Tab., Stuttgart 1932.
- WEITHOFER, K. A.: Molasse und Alpenrand in Oberbayern. — Cbl. Mineral. usw., B, S. 225—239, 1 Tab., Stuttgart 1932.
- Molasse und Alpenrand in Oberbayern. II. Ist die oberbayerische Molasse von alpinen Decken überfahren? — Ebenda, S. 1—12, 3 Abb., Stuttgart 1934. — [1934 a].
- Molasse und Alpenrand in Oberbayern. III. Die tektonischen Bewegungen und deren Ausmaße in der oberbayerischen Molasse. — Ebenda, S. 353—368, Stuttgart 1934. — [1934 b].
- WENZ, W.: Gastropoda extramarina tertiaria. VI. — In: „Fossilium Catalogus“, I: Animalia, Pars 23, S. 1735—1862, 20 Tab., Verlag W. Junk, Berlin 1923.
- Gastropoda. Allgemeiner Teil und Prosobranchia (Amphigastropoda u. Streptoneura). — In: „Handbuch der Paläozoologie“, **6**, Teil 1, 948 S., 4211 Abb., Verlag Gebr. Borntraeger, Berlin-Zehlendorf 1938—1944.
- WICHER, C. A.: On the Age of the Higher Upper Cretaceous of the Tampico Embayment Area in Mexico, as an Example of the Worldwide Existence of Microfossils and the Practical Consequences Arising from This. — Bull. Mus. d'Hist. Nat. Pays Serbe, Ser. A, **2**, S. 76—105, Taf. 2—8, Belgrad 1949.
- WICHER, C. A. & BETTENSTAEDT, F.: Zur Oberkreide-Gliederung der bayerischen Innviertel-Bohrungen (mit Beiträgen von OTTO SEITZ und RUDOLF OBERHAUSER). — Geologica Bavarica, Nr. 30, S. 3—54, 3 Abb., 1 Tab., München 1957.
- WICK, W.: Versuch einer biostratigraphischen Gliederung des jüngeren Tertiärs auf Grund von Foraminiferen. — Jb. preuß. geol. Landesanst., **59**, 1938, S. 476—512, Taf. 18—23, Berlin 1939.

- WINKLER, A.: Zur Deutung der Geröllzusammensetzung der inneralpinen Inntalmolasse. — Cbl. Mineral. usw., B, S. 359—362, Stuttgart 1928.
- ZEIL, W.: Beiträge zur Kenntnis der Deutenhausener Schichten (Subalpine Molasse Oberbayerns). — *Geologica Bavarica*, Nr. 17, S. 101—112, 2 Abb., München 1953.
- Die Kreidetransgression in den Bayerischen Kalkalpen zwischen Iller und Traun. — *N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh.*, **101**, S. 141—226, Taf. 18—26, 13 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1955.
- Zur Kenntnis der höheren Unterkreide in den Bayerischen Kalkalpen. — *N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh.*, **103**, S. 375—412, Taf. 17—19, 8 Abb. im Text und auf 1 Beilage, Stuttgart 1956. — [1956 a].
- Fazies-Unterschiede in den kretazischen Teiltrögen der alpinen Geosynklinale Bayerns. — *Geol. Rdsch.*, **45**, S. 134—143, 4 Abb., Stuttgart 1956. — [1956 b].
- ZÖBELEIN, H. K.: Die Bunte Molasse bei Rottenbuch (Obb.) und ihre Stellung in der Subalpinen Molasse. — *Geologica Bavarica*, Nr. 12, S. 1—86, 1 Lageplan mit Profil, 9 Abb., 1 Fossilliste, München 1952.
- Über Alttertiär-Gerölle aus der subalpinen Molasse des westlichen Oberbayerns und der inneralpinen Molasse (Angerbergsschichten) des Tiroler Unterinntales (Vorläufige Mitteilung). — *N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh.*, S. 342—348, Stuttgart 1955.

Auf die Ergebnisse folgender Arbeiten konnte meist nur mehr in Fußnoten eingegangen werden:

- ABERER, F.: Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **50**, 1957, S. 23—93, 1 geol. Karte 1 : 75000, Wien 1958.
- ANDERSON, H.-J., DITTMER, E. & GRIPP, K.: Ergänzungen und Berichtigungen zum Lexique stratigraphique international, Vol. I, Fasc. 5 h 1 (W. HINSCH: Tertiaire Allemagne du Nord). — *N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh.*, S. 97—112, Stuttgart 1959.
- BRAUMÜLLER, E.: Der Südrand der Molassezone im Raume von Bad Hall. Mit mikropaläontologischen Beiträgen von W. SCHORS. — *Erdoel-Z.*, S. 122—130, Taf. 1—3, Wien-Hamburg 1959.
- BREYER, F. & DOHR, G.: Betrachtungen über den Bau der Gefalteten Molasse im westlichen Bayern mit Beziehung auf das Molasse-Vorland und die angrenzenden Teile der Alpen auf Grund geophysikalischer Untersuchungen. — *Erdöl und Kohle*, **12**, S. 315—323, 7 Abb., Hamburg 1959.
- BROCKAMP, B.: Zum Werdegang der Vortiefen. — *Geologie*, **4**, S. 363—396, 20 Abb., 1 Übersichtskarte, 4 Tab., Akademie-Verlag, Berlin 1955.
- BROTZEN, F.: On *Tylocidaris* Species (Echinoidea) and the Stratigraphy of the Danian of Sweden. With a Bibliography of the Danian and the Paleocene. — *Sverig. Geol. Undersökn., Årsbok* **54**, 1960, Ser. C, No. 571, S. 1—81, Taf. 1—3, 19 Abb., 2 Tab., Stockholm 1959.
- GEROCH, S.: Stratigraphic Significance of Arenaceous Foraminifera in the Carpathian Flysch. — *Paläont. Z.*, **33**, S. 113—122, Taf. 12—13, 2 Abb., 1 Verbreitungs-Tab., Stuttgart 1959.
- HOFKER, J.: *Daviesina voighti* n. sp., eine gesteinsbildende Foraminifere aus dem Campan der subherzynen Kreidemulde. — *Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg*, **27**, S. 69—73, 5 Abb., Hamburg 1958.
- JANOSCHEK, R. H.: Oil Exploration in the Molasse Basin of Western Austria. — *Proc. Fifth World Petr. Congr., Sect. I-Pap.* 47, S. 1—9, 6 Abb., New York 1959.
- KOPP, K.-O.: Inoceramen im Tertiär des Mittelmeerraumes. — *N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh.*, S. 481—492, 5 Abb., Stuttgart 1959.

- KRAUS, O.: Zoologische Nomenklatur. Bericht über Entscheidungen und Festlegungen des XV. Internationalen Zoologen-Kongresses, London 1958. — Beilage zu *Senckenbergiana Biologica*, *Senckenbergiana Lethaea* und *Archiv f. Molluskenkunde*, S. 1—4, Frankfurt a. M. 1958.
- LOEBLICH, A. R., JR., TAPPAN, H., BECKMANN, J. P., BOLLI, H. M., MONTANARO GALLITELLI, E. & TROELSEN, J. C.: Studies in Foraminifera. — *U.S. Nat. Mus. Bull.*, **215**, S. 1—323, Taf. 1—74, 30 Abb., Washington 1957. — [zitiert als LOEBLICH & A. 1957].
- PAPP, A.: Vorkommen und Verbreitung des Obereozäns in Österreich. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **50**, 1957, S. 251—269, Taf. 1—2, 2 Abb., Wien 1958.
- POKORNÝ, V.: Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie. Band 1. — S. I—XII, 1—582, 549 Abb., 2 Tab., VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin 1958.
- PUSHCHAROVSKIJ, JU. M.: Kraevye progiby, ikh tektonicheskoe stroenie i razvitie. — *Akademija Nauk SSSR, Trudy Geol. Inst.*, vyp. 28, S. 1—154, 97 Abb., 3 Tab., Moskau 1959.
- ROSSI, D. & SEMENZA, E.: Le scogliere oligoceniche dei Colli Berici. — *Ann. Univ. Ferrara*, n. ser., sez. IX, **3**, S. 49—70, Taf. 1—5, 8 Abb., Ferrara 1958.
- SCHACHL, K.: Ein Beitrag zur Kenntnis der Fauna der Häringer Schichten. — *Veröff. Museum Ferdinandeum Innsbruck*, **19**, S. 279—296, 1 Tab., Innsbruck 1939.
- TRÜMPY, R.: Die Vorgeschichte der Kettengebirge. — *Verh. Schweiz. Naturforsch. Ges.*, S. 80—92, Glarus 1958.
- ZIEGLER, J. H.: *Lituola grandis* (REUSS) aus dem Untermaastricht der Bayerischen Alpen. Ein Beitrag zur Systematik und Stammesgeschichte der Lituolidae (Foram.). — *Palaeontographica*, **112**, A, S. 59—132, Taf. 6—10, 1 Abb., 2 Beil., Stuttgart 1959.

## Nachtrag:

Anmerkungen die sich während des Druckes ergeben haben:

Zu Seite 64:

— Die Untersuchungen cand. geol. G. HOFMANNs haben inzwischen ergeben, daß eine Frasdorfer Mulde nicht existiert; die Aufschlüsse zwischen Dösdorf und Prien gehören vielmehr einem durchgehenden Profil an. Die Grenze Gefaltete/Ungefaltete Molasse muß daher weiter nach Süden verlegt werden. Herrn HOFMANN sei für die Erlaubnis, an dieser Stelle über seine Befunde berichten zu dürfen, bestens gedankt.

Zu Seite 76:

<sup>52c</sup>) Die Dreiteilung der Adelholzener Schichten geht bereits auf REIS (1896, S. 24) zurück. Die Ausdrücke Untere, Mittlere und Obere Adelholzener Schichten werden in der vorliegenden Arbeit in die Literatur eingeführt.

Zu Seite 99:

<sup>60h</sup>) Es ist somit nicht zulässig, die SCHLOSSERSche Altersbestimmung auf den Achthaler Sandstein zu übertragen, wie dies HAGN (1953 a, S. 336), DE KLASZ & KNIPSCHER (1954, Fußn. 4 auf S. 603) und GANSS (in GANSS & KNIPSCHER 1956, S. 618) getan haben. Das Alter des Achthaler Sandsteins kann daher lediglich durch die mikropaläontologische Untersuchung der in den Tonzwischenlagen auftretenden Foraminiferenfaunen ermittelt werden (vgl. hierzu S. 103).

Zu Seite 129:

<sup>85a</sup>) Am 25. 3. 1960 erhielt der Verfasser von Dr. F. HENKEL einige Stücke eines mittelkörnigen Lithorhamnien-Schuttkalkes aus dem Südhelvetikum des Rohrdorfer Bruchs, der sich durch Einschlüsse eines schwarzen, bituminösen Gesteins auszeichnet. Stellenweise beobachtet man noch Kohlestückchen und Nester von Grobsandstein. Im Schlift (Nr. 781—785 a/60) erscheint die Grundmasse des dunklen Gesteins feinsandig; untergeordnet treten auch größere, stark abgeschliffene Quarzkörner auf. Kleine Eisensulfidkonkretionen sind nicht selten. Alle anorganischen und organischen Komponenten lassen eine ziemlich unregelmäßige Verteilung erkennen; insbesondere sind die Quarzkörner meist nesterartig angereichert. Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß die beschriebenen Einschlüsse auf Einschwemmungen von der Intrahelvetischen Schwelle zurückgehen.

Tafel 1 — 12

## Tafel 1

### Mikrofauna und Mikrofossilien aus dem Mittel- und Obereozän der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes

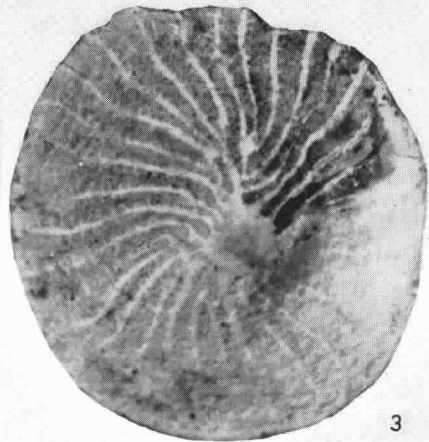
- Bild 1 Faunengemeinschaft aus dem Ober-Lutet des Nordhelvetikums („*Clavulina-Szaboi*-Schichten“). Das Faunenbild wird beherrscht von den Kleinforaminiferen-Gattungen und -Arten *Clavulinoides szaboi* (HANTKEN) (1), *Nodosaria latejugata* GÜMBEL (2), großwüchsigen Gehäusen der Gattung *Robulus* (3) und einer kräftig ornamentierten *Vaginulinopsis*-Art (4). — Wehrprofil südlich Siegsdorf, Oberbayern (Probe 1045). — 18 : 1. Zu S. 34.
- Bild 2 *Nummulites chavannesi* DE LA HARPE, A. — Priabon, Bohrung Ampfing 15, 1827,8—1831,6 m, Oberbayern. — Hypotypoid Prot. 653. — 17 : 1. Zu S. 70.
- Bild 3 *Nummulites striatus* (BRUGU.), A., stark abgewittertes Gehäuse. — Led, Oberaudorf, Straße Gfallermühle—Mühlau, Straßenanschnitt am Stauweiher, Oberbayern. — Hypotypoid Prot. 661. — 20 : 1. Zu S. 149.
- Bild 4 *Nummulites budensis* HANTKEN, A. — Priabon, Bohrung Ampfing 15, 1827,8—1831,6 m, Oberbayern. — Hypotypoid Prot. 656. — 20 : 1. Zu S. 70.
- Bild 5 *Nummulites budensis* HANTKEN, Medianschliff. — Derselbe Fundort. — Hypotypoid Prot. 657 = Schliff 346 b/57. — 22 : 1. Zu S. 70.
- Bild 6 *Nummulites budensis* HANTKEN, Querschliff. — Derselbe Fundort. — Hypotypoid Prot. 659 = Schliff 347 b/57. — 22 : 1. Zu S. 70.
- Bild 7 *Nummulites budensis* HANTKEN, Querschliff. — Derselbe Fundort. — Hypotypoid Prot. 660 = Schliff 347 b/57. — 22 : 1. Zu S. 70.
- Bild 8 *Nummulites budensis* HANTKEN, Medianschliff. Derselbe Fundort. — Hypotypoid Prot. 658 = Schliff 346 b/57. — 22 : 1. Zu S. 70.



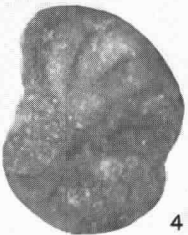
1



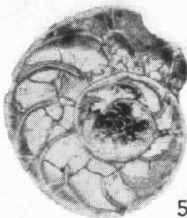
2



3



4



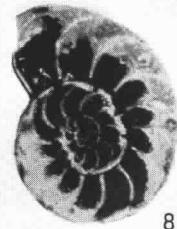
5



6



7

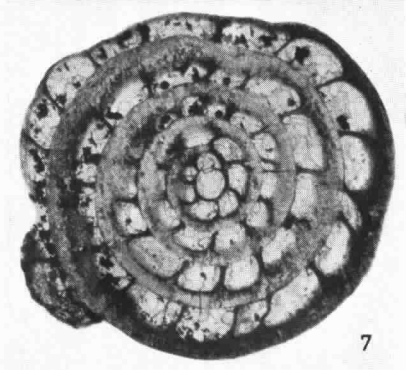
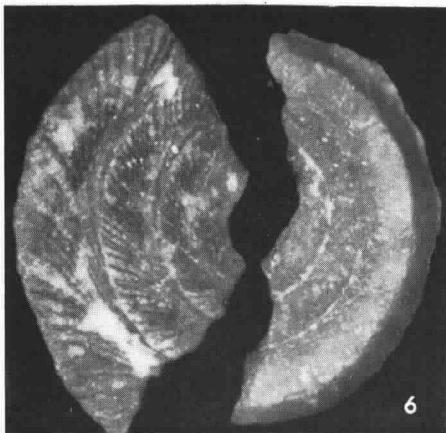
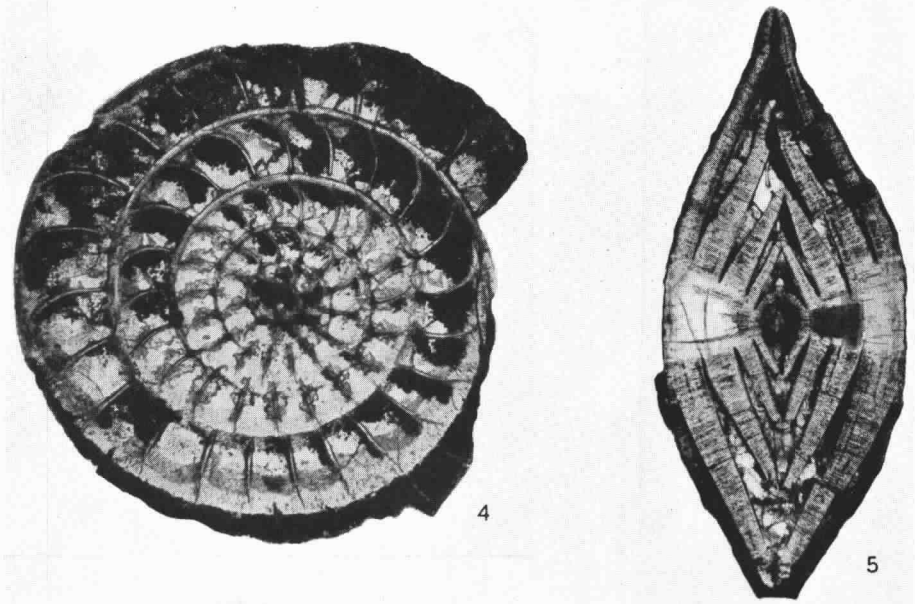
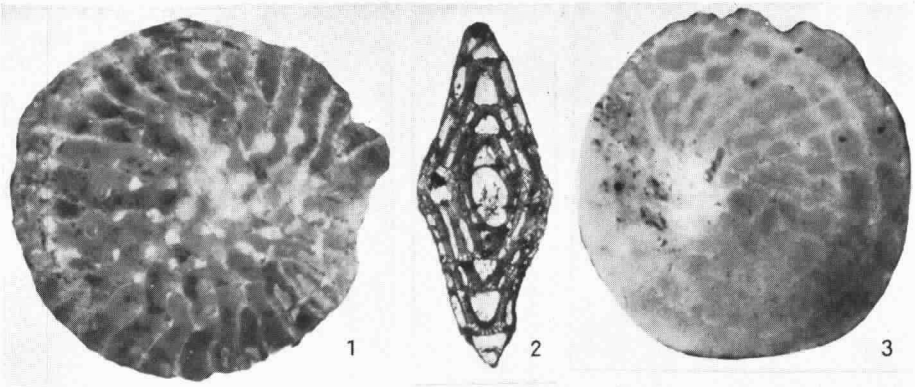


8

## Tafel 2

### Mikrofossilien aus dem Obereozän der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes

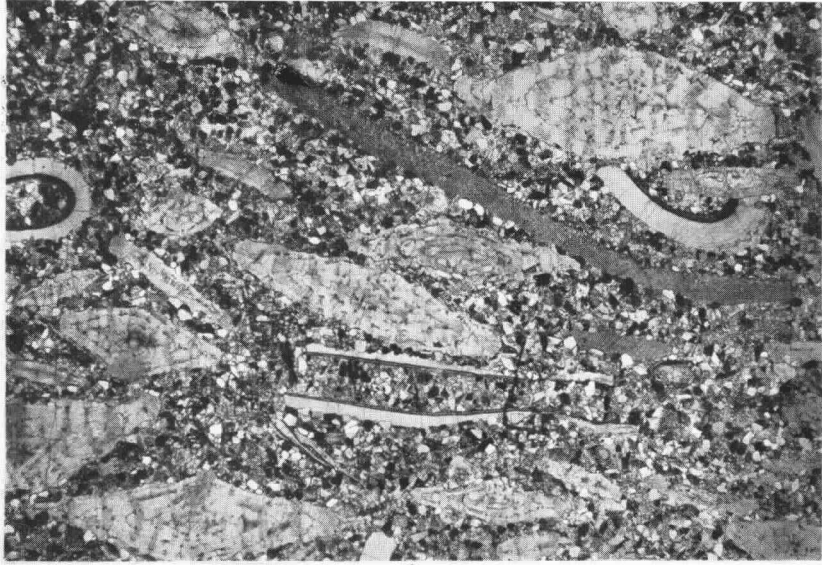
- Bild 1 *Nummulites garnieri* DE LA HARPE, A, stark angewittertes Gehäuse. — Led, Oberaudorf, Straße Gfallermühle—Mühlau, Straßenanschnitt am Stauweiher, Oberbayern. — Hypotypoid Prot. 662. — 20 : 1. Zu S. 149.
- Bild 2 *Nummulites fabianii* (PREVER), Querschliiff. — Derselbe Fundort. — Hypotypoid Prot. 665 = Schliiff 349 b/57. — 22 : 1. Zu S. 149.
- Bild 3 *Nummulites fabianii* (PREVER), A. — Derselbe Fundort. — Hypotypoid Prot. 663. — 20 : 1. Zu S. 149.
- Bild 4 *Nummulites chavannesi* DE LA HARPE, Medianschliiff. — Priabon, Bohrung Ampfing 15, 1827,8—1831,6 m, Oberbayern. — Hypotypoid Prot. 654 = Schliiff 342 b/57. — 22 : 1. Zu S. 70.
- Bild 5 *Nummulites chavannesi* DE LA HARPE, Querschliiff. — Derselbe Fundort. — Hypotypoid Prot. 655 = Schliiff 343 b/57. — 22 : 1. Zu S. 70.
- Bild 6 *Procyctotella laevigata* (SANDBERGER), Deckelbruchstück (links), *Palaeocyclotus exaratus* (SANDBERGER), Deckelbruchstück (rechts). — Led, Oberaudorf, Gfallermühle, Oberbayern. — Hypotypoide Gastr. 501 — 502. Das linke Bruchstück (501) zeigt die Außenseite, das rechte (502) die Innenseite des Deckels. — 20 : 1. Zu S. 147.
- Bild 7 *Nummulites fabianii* (PREVER), Medianschliiff. — Led, Oberaudorf, Straße Gfallermühle—Mühlau, Straßenanschnitt am Stauweiher, Oberbayern. — Hypotypoid Prot. 664 = Schliiff 348 b/57. — 22 : 1. Zu S. 149.



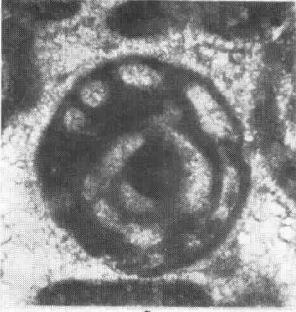
### Tafel 3

#### Dünnschliffbilder von Großforaminiferen-führenden Gesteinen des Bayerischen Alttertiärs

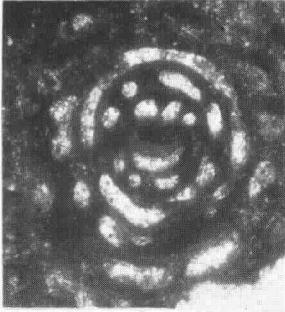
- Bild 1 Feinkörniger Kalksandstein mit *Nummulites fabianii* (PREVER). — Led, Oberaudorf, Schießstätte, Block aus Lokalmoräne. — Schliff 216 a/52. — 11 : 1. Zu S. 149.
- Bild 2 *Alveolina* (*Glomalveolina*) sp., nichtzentrierter Querschliff. — Untercozän, WNW Wertach, N „im Stocka“ bei 995 m, Allgäu, Molassegeröll aus „altaquitener Nagelfluh“. — Belegstück Prot. 667 = Schliff 16 a/51 — b. — 88 : 1. Zu S. 178.
- Bild 3 *Alveolina* (*Glomalveolina*) sp., nicht ganz zentrierter Querschliff, die knäueelförmigen Anfangswindungen zeigend. — Derselbe Fundort. — Belegstück Prot. 666 = Schliff 16 a/51 — a. — 50 : 1. Zu S. 178.
- Bild 4 *Alveolina* (*Glomalveolina*) sp., nichtzentrierter Längsschliff. — Derselbe Fundort. — Belegstück Prot. 668 = Schliff 16 a/51 — b. — 88 : 1. Zu S. 178.
- Bild 5 Miliolidenkalk mit *Alveolina* (*Glomalveolina*) sp. (in der Nähe des unteren Bildrands, rechte Hälfte). — Derselbe Fundort. — Schliff 16 a/51 — b. — 19 : 1. Zu S. 178.



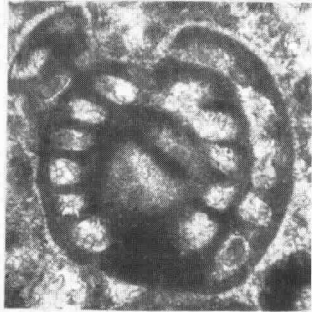
1



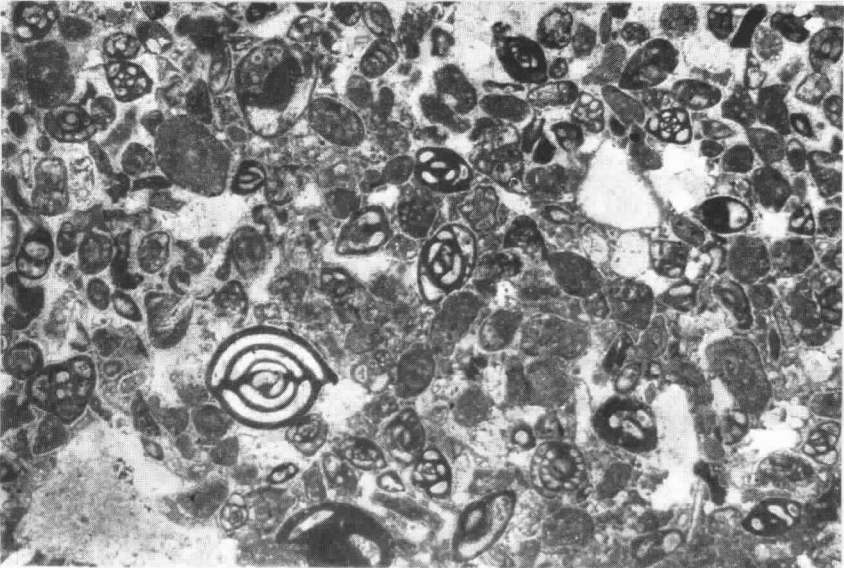
2



3



4

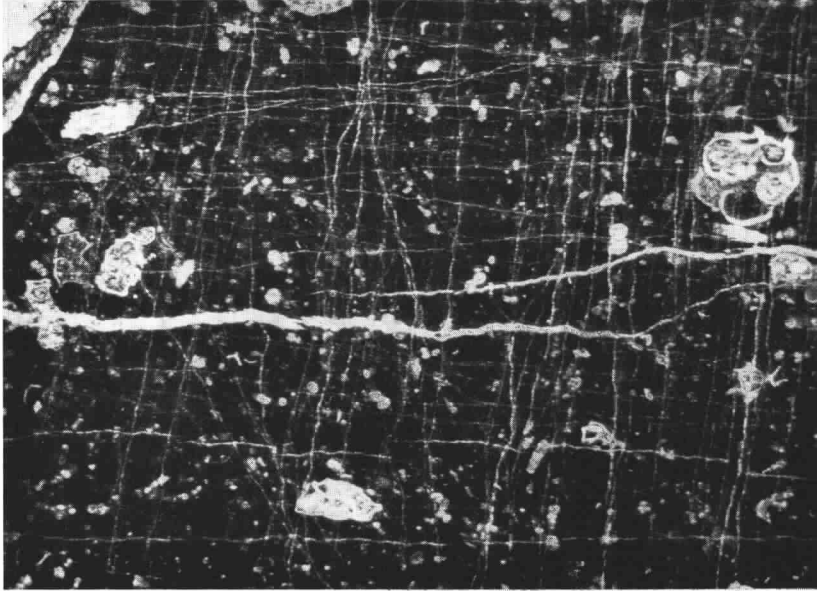


5

#### Tafel 4

### Dünnschliffbilder von Foraminiferen-führenden Gesteinen der Oberkreide und des Alttertiärs der Bayerischen Alpen

- Bild 1 Rosafarbener, dichter Mergelkalk mit *Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZEN (linker Bildrand) und anderen Arten. — Santon, Buntmergelserie, Krainsberggraben NW Schliersee. Man beachte die zahlreichen feinen Rupturen, die das Gestein durchsetzen. Sie weisen auf eine starke tektonische Beanspruchung der Buntmergelserie hin. — Schliff 682 a/57. — 19 : 1. Zu S. 102.
- Bild 2 Brauneisenführender, sandiger Foraminiferenschuttkalk mit Nummuliten, *Assilina spira* (DE ROISSY) und Discocyclusen. — Tieferes Lutet oder höheres Ypres des Südhelvetikums, Gschwender Horn bei Immenstadt, Nagelfluhrippe unter dem Naturfreundehaus, Allgäu, Molassegeröll aus der aquitanen Bunten Molasse. — Schliff 683 a/57. — 11 : 1. Zu S. 178.



## Tafel 5

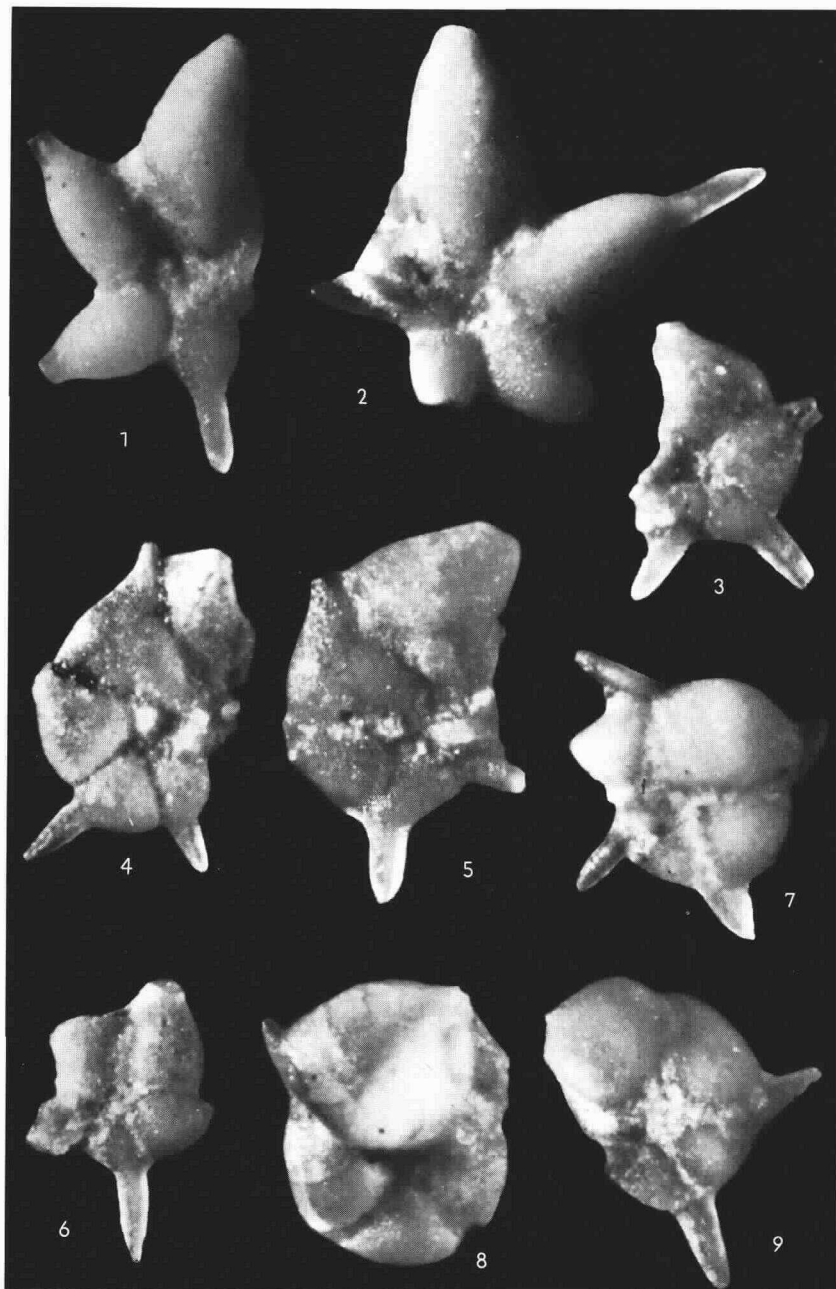
### Hantkeninen aus den Stockletten und aus der Buntmergelserie des östlichen Oberbayerns und des angrenzenden Salzburger Gebiets

Die Vergrößerung schwankt zwischen 62 : 1 und 63 : 1 (zu S. 52, 104, 105).

- Bild 1 *Hantkenina mexicana* CUSHMAN. — Lutet, Buntmergelserie, Mattsee, Land Salzburg, Österreich. — Hypotypoid Prot. 741.
- Bild 2 *Hantkenina mexicana* CUSHMAN. — Lutet, Buntmergelserie, Mattsee, Land Salzburg, Österreich. — Hypotypoid Prot. 742.
- Bild 3 *Hantkenina longispina* CUSHMAN. — Lutet, Buntmergelserie, Nattergraben bei Eisenärzt, Oberbayern. — Hypotypoid Prot. 743.
- Bild 4 *Hantkenina dumblei* WEINZIERL & APPLIN. — Lutet, Buntmergelserie, Nattergraben bei Eisenärzt, Oberbayern. — Hypotypoid Prot. 744.
- Bild 5 *Hantkenina dumblei* WEINZIERL & APPLIN. — Lutet, Buntmergelserie, Nattergraben bei Eisenärzt, Oberbayern. — Hypotypoid Prot. 745.
- Bild 6 *Hantkenina liebusi* SHOKHINA. — Lutet, Buntmergelserie, Nattergraben bei Eisenärzt, Oberbayern. — Hypotypoid Prot. 746.
- Bild 7 *Hantkenina australis* FINLAY. — Led, Stockletten, Hauptast des Schöneckgrabens bei Siegsdorf, Oberbayern. — Hypotypoid Prot. 747.
- Bild 8 *Hantkenina suprasuturalis* BRONNIMANN. — Led, Stockletten, Hauptast des Schöneckgrabens bei Siegsdorf, Oberbayern. — Hypotypoid Prot. 748.<sup>1)</sup>
- Bild 9 *Hantkenina alabamensis* CUSHMAN. — Led, Stockletten, Hauptast des Schöneckgrabens bei Siegsdorf, Oberbayern. — Hypotypoid Prot. 749.

---

<sup>1)</sup> Die Einbuchtung der Peripherie im rechten unteren Gehäuseteil ist in Wirklichkeit nicht ganz so tief als das Bild vermuten läßt. Die Überbetonung dieses Merkmals ist auf ein Versehen beim Abdecken zurückzuführen.



## Tafel 6

### Faunengemeinschaft aus den rupelischen Tonmergel-Schichten der Subalpinen Molasse

Lochergraben bei Hausham, Oberbayern (Probe 752; die Fauna wurde durch einige wenige Arten aus benachbarten Proben derselben Schichten ergänzt). Vgl. hierzu die Fossilliste in HAGN & HÖLZL 1952, S. 85—86. — 35 : 1. Zu S. 64.

1. *Cyclammina acutidorsata* (HANTKEN)
2. *Cyclammina rotundidorsata* (HANTKEN)
3. *Spiroplectammina carinata* (D'ORB.)
4. *Karrerella siphonella exilis* HAGN
5. *Robulus limbatus* (BORNEM.) = *Robulus cultratus*  
MONTF. bei HAGN & HÖLZL
6. *Vaginulinopsis pseudodecorata* HAGN
7. *Pyrulina fusiformis* (ROEMER)
8. *Bolivina melettica* ANDREAE
9. *Gyroidinoides girardanus* (REUSS)
10. *Sphaeroidina variabilis* REUSS
11. *Cibicides dalmatinus* VAN BELLEN var. = *Cibicides dutemplei*  
(D'ORB.) bei HAGN & HÖLZL
12. *Cibicides ungerianus* (D'ORB.)

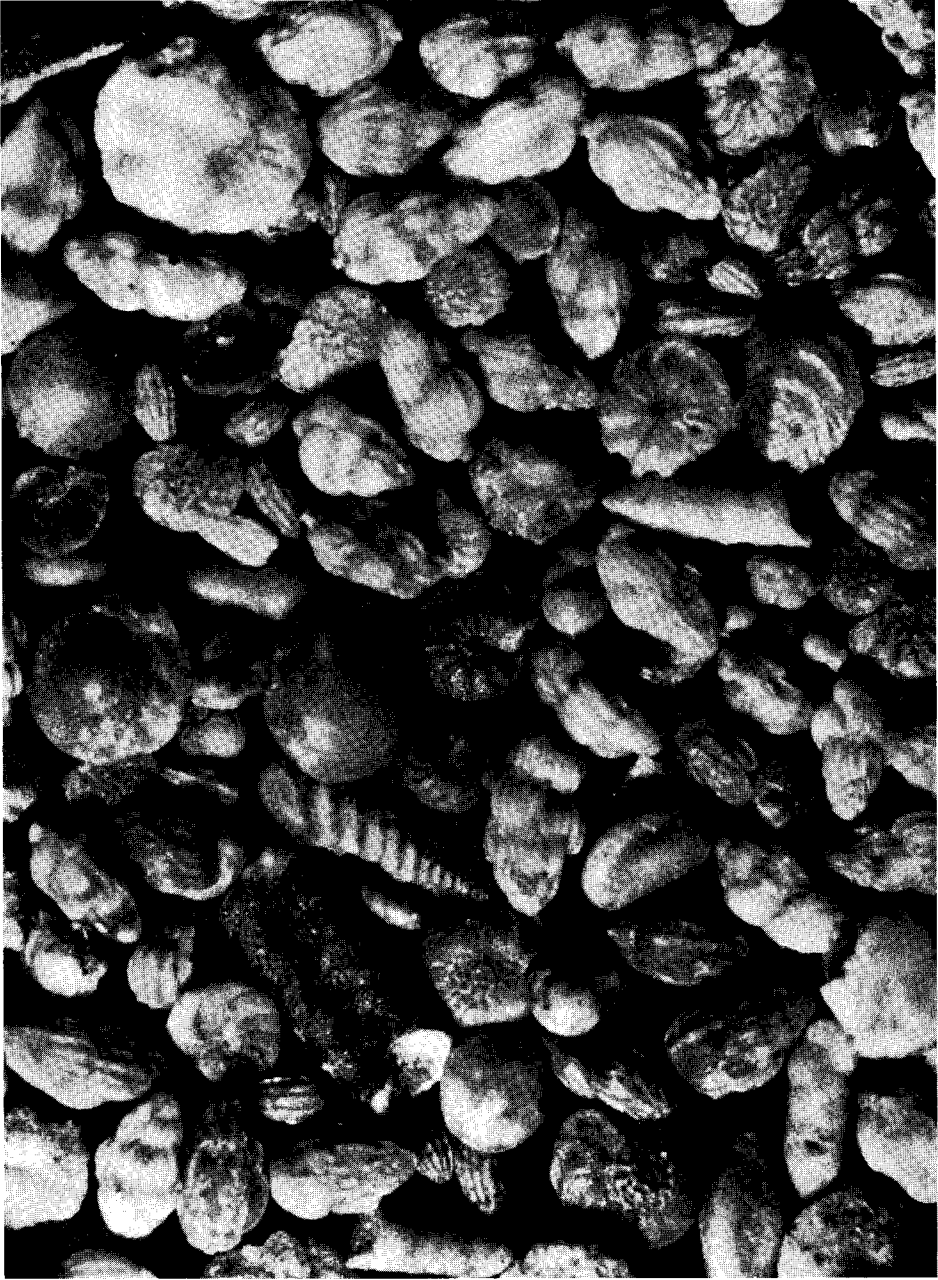


## Tafel 7

### Faunengemeinschaft aus tonigen Mergeln des höchsten Katts („Oligozän-Schlier“) der Subalpinen Molasse

Rainer Mühle bei Wildenwart, Priental, Oberbayern (Probe 654). Vgl. hierzu die Fossilliste in HAGN & HÖLZL 1952, S. 36—37. — 35 : 1. Zu S. 64.

1. *Spiroplectammina carinata* (D'ORB.)
2. *Vulvulina subflabelliformis* (HANTKEN)
3. *Karrerella hantkeniana* CUSHM.
4. *Miliammina* sp.
5. *Marginulina subbullata* HANTKEN
6. *Bulimina arndti* HAGN
7. *Uvigerina hantkeni* CUSHM. & EDW.  
= *Uvigerina pygmea* D'ORB. bei HAGN & HÖLZL
8. *Cassidulinoides bodeni* HAGN
9. *Cibicides ungerianus filicosta* HAGN
10. *Cibicides amphisyliensis* (ANDREAE)



## Tafel 8

### Faunengemeinschaft aus Mergeltonen des Aquitans der Vorland-Molasse

Bohrung Ortenburg CF 1001, 257,0—258,0 m, Niederbayern (Probe K 234).  
Vgl. hierzu die Fossiliste in HAGN 1955, S. 336. — 35 : 1. Zu S. 64.

1. *Planularia* n. sp.
2. *Bulimina elongata* D'ORB.
3. *Virgulina schreibersiana* CZYZEK
4. *Bolivina* cf. *plicatella* CUSHM.
5. *Uvigerina urnula* D'ORB.
6. *Angulogerina angulosa* (WILL.)
7. *Cancris auriculus* (FICHT. & MOLL)
8. *Chilostomella czizeki* REUSS
9. *Cassidulina crassa* D'ORB.
10. *Almaena osnabrugensis* (ROEM.)



## Tafel 9

### Faunengemeinschaft aus burdigalen Meeressanden der Vorland-Molasse

Maierhof bei Ortenburg, Niederbayern (Probe 215). Vgl. hierzu die Fossilliste in HAGN & HÖLZL 1952, S. 64—65. — 35 : 1. Zu S. 64.

1. *Globulina muensteri* (REUSS)
2. *Nonion commune* (D'ORB.)
3. *Nonion subgranosum* (EGGER)
4. *Elphidium fichtellianum* (D'ORB.)
5. *Elphidium ungeri* (REUSS)
6. *Elphidium macellum* (FICHT. & MOLL)
7. *Elphidium ortenburgense* (EGGER)
8. *Elphidium subcarinatum* (EGGER)
9. *Reussella spinulosa* (REUSS)
10. *Asterigerina planorbis* D'ORB.
11. *Cibicides lobatulus* (WALK. & JAC.)
12. Ostracoden



## Tafel 10

### Faunengemeinschaft aus den unterhelvetischen Neuhofener Schichten der Vorland-Molasse

Neuhofen, Niederbayern (Probe 623). Vgl. hierzu die Fossiliste in HAGN 1955, S. 341—342. — 30 : 1. Zu S. 64.

1. *Spiroplectammina pectinata* (REUSS)
2. *Sigmoilina asperula* (KARRER)
3. *Robulus inornatus* (D'ORB.)
4. *Lagenonodosaria badenensis* (D'ORB.)
5. *Nonion scapha* (FICHT. & MOLL)
6. *Bulimina elongata* D'ORB.
7. *Virgulina schreibersiana* CZJZEK
8. *Ammonia beccarii* (L.)
9. *Globigerina bulloides* D'ORB.
10. Ostracoden
11. Echinidenstacheln



Tafel 11

Faunengemeinschaft aus paleozänen Bunten Tonen des Ultrahelvetikums  
Achthal bei Teisendorf, Oberbayern (Probe 52). — 35 : 1. Zu S. 103.

1. *Rhabdammina cylindrica* GLAESSNER
2. *Placentammina placenta* (GRZYB.)
3. *Reophax splendidus* GRZYB.
4. *Nodellum velascoense* (CUSHM.)
5. *Involutina* sp. (Innenwindungen etwas unregelmäßig)
6. *Glomospira charoides corona* CUSHM. & JARVIS
7. *Trochamminoides irregularis* (WHITE)
8. *Thalmannammina subturbinata* (GRZYB.)



## Tafel 12

### Faunengemeinschaft aus dem Schliersberg-Sandstein (Campan-Maastricht) der Ostalpinen Flyschzone

Schliersberg-Nordhang, unter dem Hauptgipfel, Anriß über dem Weg bei etwa 1240 m, Oberbayern (Probe 1028). — 35 : 1. Zu S. 136.

Die Fauna setzt sich aus vorwiegend großwüchsigen, jedoch mäßig erhaltenen Sandschalern und spärlichen kalkschaligen Foraminiferen zusammen. Das Bild zeigt die Gattungen:

1. *Rhabdammina*
2. *Dendrophrya*
3. *Hormosina*
4. *Involutina*
5. *Trochamminoides*
6. *Lockbartia*
7. *Globotruncana*

Im Bild rechts oben (8) ist ein Fischzähnen zu erkennen, das sich aber infolge seiner dunklen Färbung nur wenig vom Untergrund abhebt.





# Die Assilinen des Eozäns vom Kressenberg in Oberbayern

Von JOSEPH H. ZIEGLER

Mit 4 Tafeln und 2 Beilagen

## Inhaltsverzeichnis

	Seite
Zusammenfassung . . . . .	209
Einführung . . . . .	209
1. Untersuchungsmaterial . . . . .	213
2. Bemerkungen zur Stratigraphie . . . . .	214
3. Beschreibung der Assilinen . . . . .	217
<i>Assilina nili</i> DE LA HARPE . . . . .	217
<i>Assilina</i> aff. <i>pustolosa</i> DONCIEUX . . . . .	218
<i>Assilina placentula</i> (DESHAYES) . . . . .	219
<i>Assilina</i> sp. . . . .	221
<i>Assilina laxispira</i> (DE LA HARPE) . . . . .	222
<i>Assilina</i> aff. <i>laxispira</i> . . . . .	224
<i>Assilina reicheli</i> SCHAUB . . . . .	225
<i>Assilina exponens</i> (SOWERBY) . . . . .	227
<i>Assilina mamillata</i> (D'ARCHIAC) . . . . .	229
Schrifttum . . . . .	230
Nachtrag . . . . .	231
Anhang: Tafel 1—4	

## Zusammenfassung

In den Jahren 1955 bis 1958 konnte im Rahmen einer Prospektion auf Eisenerz im Gebiet des alten Bergbaues am Kressenberg eine große Anzahl Assilinen geborgen werden. Diese wurden bestimmt, beschrieben und einer stratigraphischen Analyse unterzogen. Die Bestimmungen der früheren Autoren wurden berücksichtigt und soweit möglich gedeutet.

## Einführung

Der Kressenberg ist gelegen westlich des Freibergl, am Fuße des Teisenberges, unweit Neukirchen (Blatt Inzell — 794, Topogr. Karte von Bayern). Im engeren Sinne verstand man unter der Fundortsbezeichnung „Kressenberg“ lediglich das im Kressengraben aufgeschlossene Profil des Alttertiärs. Bereits in der älteren geologischen Literatur dieses Gebietes z. B. FLURL (1792), GÜMBEL (1861) u. a., wurde jedoch der am Freibergl und am Schwarzenberg umgehende, erstmals 1070 erwähnte Bergbau auf Eisenerz, das bayerische Eisenstein-Ärar, als „Kressenberg“ bezeichnet, auch wenn SCHAFFHÄUTL (1851: 62) erbittert vermerkt,

daß das ärarialische Grubenfeld „nur von den reisenden Geologen so getauft“ wurde. Wohl seit REIS (1895) wurde auch der östlich angrenzende ehemals österreichische Erzbergbau, die Gewerkschaft Mathaeus-Zeche, dem Gebiet des Kressenberges zugerechnet. Da die Fundortsbezeichnung Kressenberg in diesem weitesten Sinne in die geologische Literatur eingegangen ist, ferner die Herkunft zahlreicher Fossilien in den Sammlungen so angegeben ist, stehen wir nicht an, beide Bergbaue, ehemals lediglich durch die bayerisch-österreichische Landesgrenze getrennt, ebenfalls als Kressenberg zu bezeichnen.

Schon FLURL (1792) erwähnte in seiner „Beschreibung der Gebirge von Baiern und der oberen Pfalz“ die Nummulitidae, damals „Brattenberger Pfennige“ geheißenen. Wissenschaftlich versuchte sich erstmals SCHAFFHÄUTL mit den Assilinen und Nummuliten auseinanderzusetzen. Sein Gliederungsvorschlag (1846 und 1852) fand jedoch kaum Beachtung.

Erst seit GÜMBEL (1861), dem Altmeister der Geologie von Bayern, besitzen wir deutbare Fundort- und Horizontangaben, sowie nachprüfbar Bestimmungen von Assilinen. Im einzelnen erwähnte GÜMBEL (1861: 596) *Nummulina exponens*, *Nummulina granulosa* und *Nummulina mammillata*. An Hand der in der Sammlung des Bayerischen Geologischen Landesamtes vorliegenden Proben konnte ermittelt werden, daß *Nummulina granulosa* nicht nur den in dieser Arbeit als *Assilina placentula* (DESH.) beschriebenen Exemplaren entspricht, sondern auch solche von *Assilina reicheli* (SCHAUB) erfaßt. Auch in der monographischen Darstellung der „Foraminiferenfauna der nordalpinen Eozängebilde“ (1868: 91) werden die angeführten Assilinen erwähnt. Aus den „Eisenerzflötzen des Kressenbergs“ wird zusätzlich *Nummulites spira* DE ROISSY vermerkt. Diese Bestimmung konnte nicht nachgeprüft werden, da keinerlei Original- bzw. Vergleichsmaterial vorliegt.

Im Rahmen der geologischen Aufnahme des Gebietes (1 : 25 000) erwähnte O. M. REIS (1895) aus der von ihm als Assilinschicht bezeichneten Mergellage *Assilina granulosa* und *Assilina Leymeriei* (S. 49). Aus dem Schwarzflötz-Hangenden des Max-Sigmundzuges wird *Assilina exponens* beschrieben (S. 51). Obgleich das Originalmaterial von REIS nicht mehr aufgefunden werden konnte, ermöglichten die präzisen Horizontangaben eine Beurteilung der Bestimmungen, ebenso wie das in der Sammlung des Bayerischen Geologischen Landesamtes vorhandene Vergleichsmaterial von GÜMBEL, das auch REIS bei seiner Bearbeitung eingesehen und berücksichtigt hatte. Seine Bestimmungen werden wie folgt ge- deutet:

- Assilina granulosa* = *Assilina placentula* (A-Form)  
*Assilina Leymeriei* = *Assilina placentula* (B-Form)  
                           = *Assilina laxispira*  
*Assilina exponens* = *Assilina exponens*  
                           = *Assilina reicheli*

Das von SCHLOSSER (1925: 9) veröffentlichte Verzeichnis der Assilinen des Eozäns der Umgebung von Siegsdorf und vom Kressenberg berücksichtigte in erster Linie das von SCHWAGER bestimmte Material, soweit dieses in der „Münchener Palaeontologischen Sammlung“ vorlag. Das Belegmaterial konnte von mir in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie eingesehen und wie folgt revidiert werden:

*Assilina exponens* Sow. —

Auf einem Karton (Nr. 1873 III G 183) sind sechs B-Formen dieser Art aufgeklebt. Fundort: Adelholzen bei Bergen und Gerhardsreuter Graben bei Siegsdorf.

*Assilina granulosa* D'ARCH. —

Auf einem Karton (Nr. 1873 III G 188) sind acht Exemplare aufgeklebt. Fundort: Kressenberg. Die hier zusammengestellten Formen gehören zu verschiedenen Horizonten. Sechs B-Formen stammen aus dem Emmanuelflöz-Nebengestein und wurden in der vorliegenden Arbeit als *Assilina reicheli* SCHAUB bezeichnet. Zwei B-Formen von *Assilina placentula* aus den Zwischenschichten wurden wahrscheinlich wegen ihrer bedeutend kleineren Größe als A-Formen angesehen.

*Assilina* sp. —

Eine von der unverkennbaren Handschrift SCHLOSSERS so bezeichnete Probe enthält 12 Exemplare, 7 B-Formen und 5 A-Formen. Fundortsbezeichnung: Angeblich Ludwigsquerschlag, wohl Jobstenbruch. Hier irrte SCHLOSSER. Vorliegt *Assilina* aff. *laxispira*, wie sie im Schwarzerz im Ludwigsquerschlag sehr typisch zu finden ist.

*Assilina spira* ROISSY —

Vorliegen zwei Exemplare (Nr. 1873 III G 192), die jedoch nicht sehr gut erhalten sind. Wahrscheinlich handelt es sich um B-Formen von *Assilina reicheli* SCHAUB. Fundort: Kressenberg.

*Assilina* aff. *spira* ROISSY —

Vorliegen zwei Exemplare (Nr. 1873 III G 190), die tektonisch etwas deformiert sind. Fundortbezeichnung: Kressenberg. Erhaltungszustand und Artmerkmale verweisen beide Stücke in das Nebengestein. Zweifelsfrei *Assilina reicheli* SCHAUB, B-Form.

*Assilina mamillata* D'ARCH. —

Auf einem Karton (Nr. 1873 III G 195) sind 19 Exemplare aufgeklebt, die sämtlich als A-Formen von *Assilina mamillata* aufzufassen sind. Fundortsbezeichnung: Adelholzen bei Bergen.

*Assilina Leymeriei* D'ARCH. —

Auf einem Karton (Nr. 1873 III G 204). In zwei Gläschen sind noch zahlreiche Exemplare. Ferner liegt ein Dünnschliff vor. Der größte Teil der Formen ist als *Assilina placentula* (A- und B-Formen) anzusprechen. Der kleinere Rest als *Assilina laxispira*. Fundortsbezeichnung: Ursprünglich Kressenberg, von SCHLOSSER als Jobstenbruch korrigiert.

*Assilina exponens* = *Assilina exponens* (B-Formen)

*Assilina granulosa* = *Assilina reicheli* SCHAUB (B-Formen)

= *Assilina placentula* (B-Form)

*Assilina* sp. = *Assilina* aff. *laxispira* (B-Form)

*Assilina spira* = Wahrscheinlich *Assilina reicheli* (B-Form)

*Assilina* aff. *spira* = *Assilina reicheli* (B-Form)

- Assilina mammilata* = *Assilina mamillata* (A-Form)  
*Assilina Leymeriei* = *Assilina placentula* (A- und B-Form)  
 = *Assilina laxispira* (A-Form)

Die in dieser Arbeit vorgelegten Ergebnisse basieren auf einem Untersuchungsmaterial, das im Rahmen einer neuerlichen Prospektion auf Eisenerz von Dez. 1955 bis April 1958 im Gebiet der alten Bergbaue am Kressenberg entnommen wurde. Die Untersuchungsarbeiten erfolgten im Auftrage der Gesellschaft zur Aufsuchung von Bodenschätzen in Bayern (GAB) unter der Regie der Luitpoldhütte-AG in Amberg. Die geologische Betreuung, dem Bayerischen Geologischen Landesamt anvertraut, wurde von meinem Kollegen, Herrn Dr. H. TILLMANN, und mir gemeinsam vorgenommen. Insgesamt wurden sieben Vertikal- und Schrägbohrungen abgeteuft, die eine Reihe lückenloser Nord—Süd-Profile erbrachten durch die West—Ost streichenden, stark nach Süd einfallenden Schichten. Auch konnten die alten Stollen noch größtenteils vermessen und geologisch aufgenommen werden. Eine ausführliche Darstellung der geologischen und stratigraphischen Untersuchungsergebnisse ist in Vorbereitung.

Abgesehen von der genauen Beschreibung und Abbildung der verschiedenen Assilinenarten war die Überprüfung der stratigraphischen Aussage der profilmäßig und stets horizontiert entnommenen Assilinen Zweck dieser Arbeit. Bereits die außerordentlich wertvollen Ergebnisse von SCHAUB (1951) zur Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflyches der Schweiz ließen erkennen, daß die Assilinen in vorzüglicher Weise für die Stratigraphie herangezogen werden können. Unser Wunsch ist es, die hier vorgelegten Ergebnisse als Beitrag zur Diskussion der Abgrenzung der Arten und ihrer zeitlichen Aufeinanderfolge zu werten.

Zu danken habe ich Herrn Prof. Dr. R. DEHM, München, für die Erlaubnis, das in der Bayerischen Staatssammlung befindliche Material von SCHLOSSER in diese Arbeit mit einzubeziehen.

Herrn Priv.Doiz. Dr. H. HAGN danke ich für die gewährte Unterstützung bei der Beschaffung von Literatur.

Auch bin ich Herrn Prof. Dr. M. REICHEL, Basel, dankbar für die mir überlassenen Vergleichsproben von den berühmten Fundstellen Südfrankreichs: „Bos d'Arros“ und „Tuillerie de Gan“.

Für diese Arbeit besonders wichtig aber waren mir mehrere Aussprachen mit Herrn Dr. H. SCHAUB, Basel, dem ich zahlreiche Anregungen verdanke. Es ist mir eine angenehme Pflicht, hier zu vermerken, daß Herr Dr. H. SCHAUB unabhängig von meinen eigenen Untersuchungen mit Hilfe des auf einer gemeinsamen Exkursion am Kressenberg aufgesammelten Materials zu den gleichen stratigraphischen Ergebnissen kam.

## I. Untersuchungsmaterial

Aus den vorhandenen Profilen wurden für die Bearbeitung der Assilinen nur Exemplare horizontierter Proben ausgewählt, die eine sichere Bestimmung erlaubten. Folgendes Material wurde durchgearbeitet:

### 1. Granitmarmor im Stockletten:

Bohrung Kressenberg VII:	Teufe 44,00—49,00 m; (Christoph-Schuppe)	13 Proben
--------------------------	---	-----------

### 2. Flöz-Nebengestein:

Bohrung Kressenberg VII:	Teufe 374,00 m; (Christoph-Schuppe)	1 Probe
Bohrung Kressenberg VII:	Teufe 522,00—525,00 m; (Sigmund-Schuppe)	3 Proben
Bohrung Kressenberg I:	Teufe 278,50—279,00 m; (Emanuel-Schuppe)	1 Probe
Bohrung Kressenberg II:	Teufe 0,00—2,50 m; (Emanuel-Schuppe)	1 Probe
Profil Weitwieser Oberstollen:	0,00—2,00 m; (Emanuel-Schuppe)	2 Proben

### 3. Schwarzerz-Gruppe:

Aufschluß Christoph-Pinge:	(Christoph-Schuppe)	1 Probe
Bohrung Kressenberg (horizontal):	Teufe 0,00—5,40 m; (Max-Schuppe)	1 Probe
Halde Kressengraben:	(Max-Schuppe)	3 Proben
Profil Ludwigsquerschlag:	1,40—9,50 m; (Emanuel-Schuppe)	2 Proben

### 4. Zwischenschichten:

Bohrung Kressenberg IV:	Teufe 285,00—314,00 m; (Ulrich-Schuppe)	30 Proben
Profil Ausräumstollen:	23,00—47,00 m; (Knappenhaus-Schuppe)	5 Proben
Profil Christoph-Sohle:	297,60 m; 354,00 m; (Knappenhaus-Schuppe)	2 Proben
Bohrung Kressenberg VII:	Teufe 398,00—441,50 m; (Christoph-Schuppe)	38 Proben
Profil Marienstollen:	3,50—24,00 m; (Christoph-Schuppe)	10 Proben
Bohrung Kressenberg VII:	Teufe 544,00—554,50 m; (Sigmund-Schuppe)	12 Proben
Bohrung Kressenberg V:	Teufe 343,00—353,20 m; (Sigmund-Schuppe)	15 Proben

## 5. Rotkalk-Gruppe:

Profil Autobahn:	0,30—2,10 m; (Ulrich-Schuppe)	2 Proben
Profil Jobstenbruch:	12,00—25,00 m; (Christoph-Schuppe)	5 Proben
Profil Ludwigsquerschlag:	0,00—12,60 m; (Max-Schuppe)	4 Proben
Profil Obersteiger:	0,00—4,30 m; (Emanuel-Schuppe)	4 Proben

## 6. Schmalflöz-Gruppe:

Profil Jobstenbruch:	25,00—30,00 m; (Christoph-Schuppe)	10 Proben
Profil Marienstollen:	54,25—63,50 m; (Christoph-Schuppe)	5 Proben

Die Anordnung im Vorangehenden erfolgte stratigraphisch vom Hangenden zum Liegenden und dem Schuppenbau der Lagerstätte entsprechend von Ost nach West.

## II. Bemerkungen zur Stratigraphie

An der Diskussion über die Zurechnung der Nummuliten-führenden Schichten des Kressenberges zur Kreide bzw. zum Tertiär beteiligten sich namhafte Forscher wie DE VERNEUIL (1847), MURCHISON (1829; 1850), SEDGWICK (1829), DESOR (1854), v. BOUÉ (1829), BRONN (1832), v. MÜNSTER (1828) u. a. Mit der „Geognostischen Beschreibung des bayerischen Alpengebirges“ durch GÜMBEL (1861) darf die vor allem von SCHAFFHÄUTL (1846—1851) wiederholt vorgebrachte Meinung, wonach die Nummuliten bis in das Kreidestein hinabreichen, als widerlegt betrachtet werden. Noch einmal versuchte SCHAFFHÄUTL (1865) seinen Standpunkt zu verteidigen, stellte jedoch abschließend resigniert fest: „Weitere Worte will ich über diesen Gegenstand nicht verlieren; denn man hat es zuletzt doch mit Glaubensartikeln zu tun“ (S. 788).

Es ist hier nicht der Ort, die stratigraphische Aussage sämtlicher früherer Bearbeiter anzuführen. Wir beschränken uns vielmehr auf die Erwähnung der einschlägigen Ergebnisse von GÜMBEL (1861), REIS (1895) und SCHLOSSER (1925), auf deren Aussage im wesentlichen sämtliche übrigen Autoren bis heute aufbauten.

GÜMBEL gliederte in einer allgemeinen Übersicht (S. 114) die hierher gehörenden „Eocänen Nummulitenschichten“ in Untere Nummulitenschichten, Schichten vom Kressenberg (Schichten vom Alter des Grobkalkes) und in Unterste Nummulitenschichten (Schichten vom Alter des Sandes von Cuise Lamotte). Als Liegendes betrachtete er die „... Inoceramen-reichen Mergelschichten der jüngsten Kreidegebilde“, die Pattenauer Schichten (S. 587 und 646). Das Hangende konnte er am Kressenberg nicht beobachten. Er vermutete, daß es wie am Grünten ein Mergelschiefer ist (S. 602). Für die Alterseinstufung bezog sich GÜMBEL (S. 595) ausdrücklich auf die Vergleichsprofile von Biaritz, vom Adourbecken, vom Ligurischen Apennin und vom Vicentin. Für den Vergleich standen GÜMBEL

250—300 Arten zur Verfügung, geborgen aus den Erzflötzen und „... dem, diese unmittelbar umschließenden mergeligen, glaukonitischen Sandstein“ (S. 595). Insgesamt 161 Arten werden aufgeführt (S. 596—599). Da nahezu die Hälfte von diesen, 75 Arten, mit „... solchen aus der unteren Pariser-Gruppe übereinstimmt und unsere Schichten mit keiner Abtheilung der gesamten Tertiärformation eine größere Anzahl von Arten gemeinschaftlich besitzen, so folgt daraus — alle Nebenumstände mit erwogen — mit großer Wahrscheinlichkeit, daß die Eisenerzflötze des Kressenberges im Alter dem Pariser-Grobkalke oder der unteren Abtheilung der Pariser Tertiärgruppe (Parisien infér. d'Orb.; Parisien Mayer) gleichstehen“ (S. 600).

O. M. REIS war wohl seither der beste Kenner der lokalen Gegebenheiten. Leider lassen sich seine präzisen Angaben nur mit Mühe aus der verwirrenden Art der Darstellung herauschälen. Nach O. M. REIS (1895: 2) folgen über der Kreide „... die untersten Tertiärschichten in meist versteinungsleeren Lettenschiefeln und Sandsteinen und ihrer südlichen Flysch-Facies“. Daran schließen sich an „... die Kressenberger Schichten mit den rothen und schwarzen Eisenerzflötzen und ihren Mittellagen“. Im Hangenden folgen nunmehr „... die Adelholzener Schichten (im Kressenberger Gebiet über den schwarzen Flötzen)“ und „... die oberen Stockletten mit dem Granitmarmor (Neubeurer Marmor)“. Die untersten Tertiärschichten, meist als tertiäre Grenzsandsteine bezeichnet, vermochte REIS (S. 82) nach Prüfung einer stattlichen Fossilliste nur „dem Londonien (Ypresien Mün.-Ch. et de Lap.)“ zuzuteilen. Bei den Kressenberger Schichten unterschied REIS (S. 46—51) drei Nummulitenzonen, „... eine untere mit *N. Biarritzensis*, eine mittlere mit *Assilina* und *N. perforatus* und eine obere mit *N. distans* (resp. *Tschihatscheffi-complanatus*) und *perforatus*“ (S. 49). Sämtliche Nummulitenzonen repräsentieren nach REIS das „Mittleocän“. Die Einstufung der Adelholzener Schichten erfolgte auf Grund von Fossilien (S. 24—25). REIS (S. 25) schreibt hierzu: „Wir hätten demnach im allgemeinen Mittleocän, das Lutetien vor uns, ... genauer präcisiert den 5. und 6. Nummulitenhorizont nach de la Harpe“. Die Stockletten mit dem Granitmarmor betrachtete er (S. 76) als Obereozän und verglich vor allem den Granitmarmor mit den Schichten von Priabona.

SCHLOSSER (1922) unterschied in einer vorläufigen Mitteilung über die Horizontierung des Eozäns und Unteroligozäns der bayerischen Alpen am Kressenberg folgende Einheiten: Thanetien, Cuisien (Ypresien, Sparnacien), Unterstes Lutetien, Lutetien (gegliedert in Roterz, Zerstörte Schichten mit vererzten Fossilien, Schwarzerz und Emanuelflöznebengestein), Oberstes Lutetien (Auversien?).

Diese Gliederung wird auch in der Hauptarbeit (1925) vertreten. Neu ist die Unterscheidung von Thanetien und Cuisien sowie im Vergleich zu REIS die etwas ältere Einstufung der Stockletten. Nicht stimmt hingegen die Aussage von SCHLOSSER (1925: 168), daß das Cuisien oder Ypresien „... bis jetzt in den Nordalpen nicht bekannt war“. Bereits GÜMBEL verglich die Untersten Nummulitenschichten mit dem Sande von Cuise Lamotte (1861: 114). Auch REIS (1895: 82) stellte die tertiären Grenzsandsteine altersgleich mit dem „Londonien (Ypresien Mün.-Ch. et de Lap.)“. Auch ist zu berücksichtigen, daß das Londonien M. E. sowohl das Ypresien DUMONT (= Cuisien DOLLFUS), als auch das Sparnacien DOLLFUS (= Soissonien M. E.) umfaßte. SCHLOSSER (1925: 12) gibt für das Gebiet des Kressenberges folgende Horizontierung nach Nummulitidae:

Cuisien: *N. planulatus*, *N. elegans*. Unterstes Lutet: *N. laevigatus*, *N. Murchisoni*, *Orthophragmina submedia*, *Assilina Leymeriei*. Roterz: *N. laevigatus*, *N. atacicus*, *N. globosus*, *N. perforatus*, *N. distans* (die beiden letzten nur als kleine Formen), *Operculina canalifera*, *Orthophragmina discus*, *Orthophragmina sella* (?), Schwarzerz: *N. Lucasanus*, *N. laevigatus* (vererzt), *Orthophragmina discus*, *Assilina spira*. Nebengestein: *Assilina granulosa*, *A. mammillata*, *N. distans*, *Orthophragmina discus*, *Assilina spira*. Die Horizontangaben von SCHLOSSER sind jeweils mit Vorsicht zu werten, da er die Zuordnung auf Grund anhaftender Partikel an den Fossilien vorgenommen, die Fundorte selbst aber „... seit langer Zeit nicht mehr“ besucht hatte (S. 4).

Der Versuch an Hand der uns vorliegenden Assilinen die Schichtenfolge am Kressenberg zu gliedern, ergab folgendes Ergebnis: Die schwarzgrauen Tonmergel und glaukonitischen Sandsteine im Liegenden der Schmalflözgruppe waren ohne Assilinen. Wenige Exemplare von *Assilina nili* DE LA HARPE fanden sich in den Sedimenten des Schmalflözes. Die Rotkalk-Gruppe und die Zwischenschichten sind durch *Assilina placentula* (DESHAYES) charakterisiert. Hinzu kommt in den Zwischenschichten *Assilina* aff. *pustulosa* DONCIEUX und *Assilina laxispira* (DE LA HARPE), letztere allerdings nur in den oberen Lagen. Die Schwarzerz-Gruppe beinhaltet sowohl *Assilina laxispira* (DE LA HARPE) als auch *Assilina* aff. *laxispira*. *Assilina placentula* (DESHAYES) fehlt gänzlich. Das Flöz-Nebengestein lieferte vor allem *Assilina reicheli* SCHAUB. Aus den Stockletten, das sind meist grüngraue Tonmergel oder auch Mergelkalke, konnten keine Assilinen geborgen werden. Der Granitmarmor, eine Schuttbrekzie aus Lithothammnien und Großforaminiferen, ca. 125 m über dem Schwarzerz gelegen, lieferte *Assilina exponens* (SOW.) und *Assilina mamillata* (D'ARCHIAC). Drei Horizonte dürfen besonders hervorgehoben werden, da sie durch das massenhafte Auftreten von Assilinen gekennzeichnet sind: Die Zwischenschichten, charakterisiert durch *Assilina placentula* (DESHAYES), das Nebengestein, charakterisiert durch *Assilina reicheli* SCHAUB und der Granitmarmor, charakterisiert durch *Assilina mamillata* (D'ARCHIAC) und *Assilina exponens* (SOW.).

Als Vergleichsprofile für die zeitliche Einordnung der Assilinenabfolge bieten sich an das von SCHAUB (1951) beschriebene Profil der Großen Schlieren in der Schweiz und die Profile des Adour-Beckens, nach der Darstellung von HOTTINGER, SCHAUB & VONDERSCHMITT (1956). Danach wäre das Profil vom Kressenberg folgenden stratigraphischen Einheiten zuzuordnen:

Granitmarmor im Stockletten . . . . .	Mittleres Lutetien 1
	Unteres Lutetien 2
Flöz-Nebengestein . . . . .	
Schwarzerz-Gruppe . . . . .	Unteres Lutetien 1
Zwischenschichten . . . . .	Oberes Cuisien
Rotkalk-Gruppe . . . . .	
Schmalflöz-Gruppe . . . . .	Unteres Cuisien

Eine Unstimmigkeit mit den zitierten Ergebnissen besteht nur bei *Assilina reicheli* SCHAUB, die in den großen Schlieren aus den obersten Lagen des Ypresien beschrieben wurde. Nach unseren Beobachtungen wäre die Reichweite von *Assilina reicheli* SCHAUB bis in das Untere Lutetien 1 zu erweitern.

### III. Beschreibung der Assilinen

#### *Assilina nili* DE LA HARPE

(Taf. 1, Fig. 8; Abb. 1)

#### Synonymie:

- 1883 *Assilina minima* — DE LA HARPE, Palaeontographica, **30** (II), S. 213, Taf. 35, Fig. 35—42  
 1951 *Assilina nili* — SCHAUB, Schweiz. Paläont. Abh., **68**, S. 205, Fig. 307—309; Taf. 8, Fig. 15—16

#### Beschreibung:

Das kleine flache Gehäuse besitzt eine leichte zentrale Einsenkung und ist an der Gehäuseperipherie zugespitzt, ohne jedoch eine scharfe Kante auszubilden. Die Oberfläche zeigt eine kräftige Granulation, durchwegs in regelmäßiger spiralförmiger Anordnung. Lediglich der äußere Umgang ist glatt bzw. mit nur sehr wenig erhabenen Septalleisten versehen. Die Ansatzpunkte der Granula sind offensichtlich die Berührungspunkte von Spiralblatt und Septalwänden.

Der kleinen, fast kugeligen Erstkammer — Größe 0,09 mm — zugeordnet, ist eine nur 0,05 mm große zweite Embryonalkammer. Die für diese Art charakteristische Ausweitung der Spirale setzt in den von uns untersuchten Exemplaren bereits im ersten Umgang ein. Durch steil stehende, nur wenig geneigte Septen wird die Spirale in zahlreiche Kammern gegliedert, die bedeutend höher als breit sind. Beachtlich ist die große Regelmäßigkeit sowohl der Spirale als auch der Kammerfolge. Keines der beiden im Anschliff untersuchten Exemplare besaß mehr als drei Umgänge. Das Spiralblatt ist dünnwandig. Die Kammerzahl, ihre Verteilung auf die einzelnen Umgänge, sowie deren Größe können dem Diagramm (Abb. 1) entnommen werden.

#### Dimensionen:

- Exemplar Nr. 978: Durchmesser 2,0 mm; Dicke 0,6 mm;  
 Exemplar S. 1: Durchmesser 2,1 mm; Dicke 0,6 mm;  
 Exemplar S. 1 a: Durchmesser 2,1 mm; Dicke 0,7 mm;

#### Bemerkungen:

Aus dem Gebiet des Kressenberges liegen nur A-Formen vor. DE LA HARPE unterscheidet in seinem Material vom rechten Nilufer am Gebel Têr bei Esneh *Assilina Nili* (Taf. 35, Fig. 29—34) von *Assilina minima* (Taf. 35, Fig. 35—42). Nach SCHAUB (1951: 205), der die Topotypen der Sammlung DE LA HARPE erneut untersuchte, repräsentieren beide Arten lediglich die A- und B-Form ein und derselben Art. Demgemäß wurde *Assilina minima* als A-Form in Übereinstimmung mit den Nomenklaturregeln mit *Assilina nili* vereinigt.

Die Exemplare vom Kressenberg lassen sowohl mit der Beschreibung der Art durch DE LA HARPE, als auch mit der Abbildung von Topotypen durch SCHAUB eine so weitgehende Übereinstimmung erkennen, daß die Zuordnung gerechtfertigt erscheint. Die als *Assilina* aff. *nili* DE LA HARPE (SCHAUB, 1951: 206: Abb. 309 a—c) bestimmten Exemplare aus dem Schonisandstein von Sören-

berg unterscheiden sich durch das geringere Anschwellen der Spirale. Dieses Merkmal wurde auch zur Abgrenzung gegenüber *Assilina pustulosa* DONCIEUX herangezogen.

#### Verbreitung:

Nur drei Exemplare aus dem Profil des Marienstollens bei 63,50 m (Probe A 113/57).

#### *Assilina* aff. *pustulosa* DONCIEUX

(Taf. 1, Fig. 9—10; Abb. 2)

#### Synonymie:

1951 *Assilina pustulosa* — SCHAUB, Schweiz. Paläont. Abh., 68, S. 206, Fig. 312

#### Beschreibung:

Das kleine voluminöse Gehäuse besitzt eine leichte oder auch starke zentrale Anschwellung. In keinem Falle wurde eine zentrale Einsenkung beobachtet. Die Gehäuseperipherie ist zugespitzt und nicht selten als Gehäusekante ausgebildet. Die Oberfläche zeigt vor allem in der Mitte eine kräftige Granulation. Im Zentrum erhebt sich ein Zentralpfeiler, der zumeist größer ist, als die mehr oder weniger regelmäßig spiralg angeordneten Granula. Diese sind, ähnlich wie bei *Assilina nili* DE LA HARPE an der jeweiligen Berührungsstelle von Spiralblatt und Septalwand angesetzt und sind nach Zahl und Größe bei den einzelnen Exemplaren sehr verschieden. So zeigt das auf Taf. 1, Fig. 10 abgebildete Exemplar wenige, dafür aber große Granula, während das auf Taf. 1, Fig. 9 wiedergegebene Exemplar mehr, dafür aber verhältnismäßig kleine Warzen erkennen läßt. Zwischen diesen beiden Ausbildungen gibt es alle Übergänge, so daß eine Unterscheidung nach der Ausbildung der Granula nicht vorgenommen werden kann. Die äußeren Umgänge sind von kommaförmigen Septalleisten besetzt und nur selten als Doppelwarzen ausgebildet.

Die kleine, 0,25 mm große Erstkammer ist kugelig ausgebildet und meist von einer zweiten, annähernd gleich großen Kammer begleitet. Die Anordnung der zweiten Embryonalkammer war in allen beurteilten Schliften irregulär, d. h. nicht in der Aufrollungsebene gelegen. Die Spirale wächst langsam und stetig an. Bis zu fünf Umgänge konnten beobachtet werden. Das Spiralblatt nimmt kontinuierlich an Dicke zu. Die Septalwände sind nur leicht rückwärts gebogen. Ihre Zahl sowie die Größe der einzelnen Umgänge können dem Diagramm (Abb. 2) entnommen werden.

#### Dimensionen:

Exemplar Nr. 977: Durchmesser 2,0 mm; Dicke 0,9 mm;

Exemplar Nr. 976: Durchmesser 2,5 mm; Dicke 0,9 mm;

Exemplar S. 2: Durchmesser 2,5 mm; Dicke 0,8 mm;

Durchmesser: 2,0—2,5 mm; Dicke: 0,7—0,9 mm;

#### Bemerkungen:

Aus dem Gebiet des Kressenberges liegen nur A-Formen vor. SCHAUB (1951: 207: Abb. 310—311) gab die Zeichnungen zweier Exemplare aus dem Yprésien von Moussoulens, Département Aude wieder. Von diesen unterscheiden sich die

am Kressenberg gefundenen Exemplare einmal durch eine geringere Kammerzahl, zum anderen durch eine etwas größere Erstkammer. Wegen dieser Verschiedenheiten wurde die Zuordnung zu *Assilina pustulosa* DONCIEUX eingeschränkt.

Die für *Assilina pustulosa* charakteristische Oberflächenzeichnung besitzen auch die von NUTALL (1926: Taf. 10, Fig. 7—8) als *Assilina ranikoti* abgebildeten Exemplare. Da auch der stratigraphische Horizont übereinstimmt, wäre die Überprüfung der Synonymie an Hand von Vergleichsmaterial wünschenswert.

Ist die Abgrenzung der als *Assilina* aff. *pustulosa* ausgeschiedenen Exemplare gegen *Assilina nili* eindeutig, so bedarf die Unterscheidung gegenüber *Assilina placentula* einer Erläuterung. Als Kriterium wurde, abgesehen von der geringen Größe, die stets beobachtete zentrale Erhebung und die Größe der Embryonalkammer herangezogen. Sofern gleich große Exemplare mit einer zentralen Ein-senkung im Anschliff untersucht wurden, erwiesen sie sich als Jugendformen von *Assilina placentula* (DESHAYES). Die Größe der Erstkammer vermag nicht in allen Fällen die Artzugehörigkeit zu klären, da Extremvarianten von *Assilina placentula* (DESH.) ähnliche Größenverhältnisse der Embryonalkammer aufweisen. Zweifellos geht *Assilina placentula* unmittelbar aus *Assilina pustulosa* hervor.

#### Verbreitung:

Bohrung Kressenberg VII, Teufe 544—551 m; ca. 30 Exemplare.

Bohrung Kressenberg V, Teufe 343,0—351,0 m; 20 Exemplare.

#### *Assilina placentula* (DESHAYES)

(Taf. 1, Fig. 1—7; Abb. 3—5)

#### Synonymie:

- 1854 *Nummulites granulosa* — D'ARCHIAC & HAIME, N. Jb. Mineral., S. 458
- 1861 *Nummulina granulosa* — GÜMBEL, Geogn. Beschr. Bayer. Alpengeb., S. 596
- 1868 *Nummulites granulosa* — GÜMBEL, Abh. k. bayer. Akad. Wiss., II. Kl., 10 (2), S. 91 (pars) — (GÜMBEL unterschied offensichtlich nicht zwischen A- und B-Formen von *A. placentula* und den B-Formen von *A. reicheli*)
- 1895 *Assilina granulosa* — REIS, Geogn. Jh., München, 8, S. 49 (REIS bezeichnete mit *A. granulosa* nur die A-Formen von *A. placentula*.)
- 1895 *Assilina Leymeriei* — REIS, Geogn. Jh., München, 8, S. 49 (pars) — (REIS bezeichnete als *A. Leymeriei* sowohl die B-Formen von *A. placentula* als auch Exemplare von *A. laxispira*.)
- 1925 *Assilina Leymeriei* — SCHLOSSER, Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Abt., 30 (7), S. 9 (pars) — (SCHLOSSER trennte nicht die Formen von *A. placentula* und *A. laxispira*.)
- 1925 *Assilina granulosa* — SCHLOSSER, Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Abt., 30 (7), S. 9 (pars) — (SCHLOSSER betrachtete B-Formen von *A. placentula* als A-Formen von *A. reicheli*.)
- 1951 *Assilina placentula* — SCHAUB, Schweiz. Paläont. Abh., 68, S. 209, Fig. 313—318, 319—322; Taf. 8, Fig. 17—19; Taf. 9, Fig. 1—11
- 1959 *Assilina placentula* — BIEDA, Inst. Geologiczny, Biuletyn 131, S. 10

### Beschreibung:

**B-Form:** Das große flache Gehäuse zeigt in den meisten Fällen eine leichte zentrale Einsenkung; mitunter ist diese Einsenkung durch mehrere Granula soweit ausgefüllt, daß sie nicht mehr wahrgenommen werden kann. Ein Zentralpfeiler wurde jedoch nicht beobachtet. Die Gehäuseperipherie ist rund oder auch zugespitzt. Die Oberfläche ist bei den einzelnen Exemplaren sehr verschieden ornamentiert. Exemplare, die eine deutliche Granulation bis zum letzten Umgang erkennen lassen (Taf. 1, Fig. 1) wurden ebenso beobachtet wie solche, die lediglich in der Mitte mehrere Granula besitzen, deren folgende Umgänge von Doppelwarzen und deren äußere Windungen von Stäbchen besetzt sind. In den meisten Fällen sind Granula und Stäbchen spiralg angeordnet.

Die Mikrosphaere ist vielfach so winzig klein, daß sie nicht von den folgenden Kammern unterschieden werden kann. Die Spirale umfaßt 7—10 Windungen, durchschnittlich 8,5 und zeigt einen regelmäßigen Aufbau. Die schwach geneigten Septalwände sind an der Basis gerade, im letzten Drittel dann stark rückwärts gebogen. Anzahl und Form der zahlreichen Kammern können differieren.

**A-Form:** Kleine flache Gehäuse, durchwegs mit einer deutlich sichtbaren zentralen Einsenkung, wenn auch von unterschiedlicher Größe. Die Gehäuseperipherie ist meist gerundet oder nur wenig zugespitzt. Nur einzelne Exemplare ließen eine Gehäusekante erkennen. Die Oberfläche ist, ähnlich wie bei den B-Formen, durch zahlreiche Granula, Doppelwarzen und erhabene Stäbchen charakterisiert, deren Anordnung dem spiralgigen Aufbau des Gehäuses entspricht. In den meisten Fällen überwiegt die vom Zentrum ausgehende Granulation. Beachtlich ist die große Regelmäßigkeit in der spiralgigen Anordnung.

Die Erstkammer, 0,24—0,36 mm, durchschnittlich 0,30 mm groß, wird von einer Zweitkammer begleitet, die nur geringfügig kleiner ist. Die Lage der Zweitkammer ist irregulär, d. h. außerhalb der Aufrollungsebene gelegen. Je nach Lage ergeben sich so im Anschliff verschiedener Exemplare verschiedene Bilder (vgl. Abb. 3). Wir glauben mit der unregelmäßigen Anordnung der Zweitkammer die unterschiedliche Ausbildung der zentralen Einsenkung in Zusammenhang bringen zu können, da ein dichtes Säulenbündel im Zentrum der Schale immer dann ausgebildet war, wenn die Zweitkammer stark exzentrisch zur Ausrollungsebene lag. Die Spirale wächst langsam und stetig an. Die fünf Umgänge sind durch gerade, nur schwach rückwärts geneigte Septalwände in zahlreiche Kammern unterteilt, deren Zahl und Anordnung den Schliffwiedergaben bzw. -diagrammen entnommen werden können. Ein Vergleich der Schliffdiagramme erhellt eine bemerkenswerte Variabilität dieser Art. Besonders hervorgehoben darf werden, daß Exemplare einzelner Proben eine beträchtliche abnormale Ausbildung der Septalwände zeigten. Reduplikationen, unvollständige Ausbildung oder auch Aufspaltung der Septalwände konnte beobachtet werden (Abb. 3).

### Dimensionen:

Exemplar Nr. 1105:	Durchmesser	8,8 mm;	Dicke	1,8 mm;	B-Form
Exemplar Nr. 1106:	Durchmesser	8,8 mm;	Dicke	1,9 mm;	B-Form
Exemplar Nr. S 3:	Durchmesser	10,9 mm;	Dicke	1,9 mm;	B-Form
Exemplar Nr. 975:	Durchmesser	4,0 mm;	Dicke	1,3 mm;	A-Form

Exemplar Nr. 974: Durchmesser 4,6 mm; Dicke 1,2 mm; A-Form  
 Exemplar Nr. S 6: Durchmesser 3,6 mm; Dicke 1,0 mm; A-Form  
 Durchmesser: 8,7—10,9 mm; Dicke 1,7—1,9 mm; B-Form  
 Durchmesser: 3,6— 5,0 mm; Dicke 1,0—1,3 mm; A-Form

#### Bemerkungen:

SCHAUB (1951: 208) nahm hinreichend zur Frage der Synonymie von *Assilina granulosa* D'ARCHIAC und *Assilina placentula* (DESHAYES) Stellung. Danach umfaßt die ehemalige Spezies „*granulosa*“ mindestens zwei Arten. „Die kleinere, ältere Form, die eigentliche *Assilina granulosa* von DONCIEUX (1926) und DOUVILLÉ (1919) ist mit dem älteren Namen *Assilina placentula* DESHAYES, 1838, zu bezeichnen“ (SCHAUB, 1955: 409).

An Hand der in der Sammlung DE LA HARPE vorliegenden Topotypen aus der Krim konnte SCHAUB (1951: 209: Taf. 9, Fig. 1—3; Fig. 314—315) diese Art neu fixieren. Die Exemplare vom Kressenberg zeigen, verglichen mit denen der Krim, ebenso große Übereinstimmung als mit solchen aus dem Yprésien von Südfrankreich. Wir schließen uns daher der von SCHAUB vorgetragenen Artfassung an.

#### Verbreitung:

Bohrung Kressenberg IV: Teufe 285,0—314,0 m;	über 500 Exemplare
Bohrung Kressenberg V: Teufe 343,0—353,2 m;	über 500 Exemplare
Bohrung Kressenberg VII: Teufe 398,0—441,5 m;	über 100 Exemplare
Teufe 544,0—554,5 m;	über 500 Exemplare
Profil Ausräumstollen: 23,00—47,00 m;	über 300 Exemplare
Profil Christoph-Sohle: 297,6—354,0 m;	50 Exemplare
Profil Marienstollen: 3,50—24,00 m;	über 100 Exemplare

#### *Assilina* sp.

(Taf. 1, Fig. 11—12)

#### Beschreibung:

Das große sehr flache Gehäuse ist charakterisiert durch eine knopfförmige Erhebung im Zentrum der Schale. Die Spirale zeichnet sich vor allem bei den äußeren Umgängen wulstartig ab. Die Oberfläche ist rauh und mit feinen, leicht erhabenen Stäbchen besetzt, die mehr oder weniger deutlich hervortreten. Die Stäbchen sind angesetzt an der Grenzlinie der Septalwände mit dem Spiralblatt. Die Gehäuseperipherie ist stets kantig, entsprechend der überaus flachen Ausbildung des Gehäuses.

Im Anschliff erweisen sich diese Exemplare als B-Formen. Die Mikrosphaere ist sehr klein und nur schwerlich von den folgenden Kammern zu trennen. 7—8 Umgänge wurden beobachtet, die im allgemeinen gleichmäßig an Größe zunehmen und in zahlreiche hohe Kammern gegliedert sind. Die Septalwände sind gerade, schwach rückwärts geneigt. Der innere Aufbau zeigt große Ähnlichkeit mit dem der B-Form von *Assilina placentula*.

## Dimensionen:

Exemplar Nr. 1107: Durchmesser 10,7 mm; Dicke 1,0 mm;

Exemplar Nr. 1108: Durchmesser 8,0 mm; Dicke 1,2 mm;

Durchmesser: 8,0—10,9 mm; Dicke 0,9—1,2 mm;

## Bemerkungen:

Es lagen vom Kressenberg nur B-Formen aus einer Einzelprobe vor, die in der Paläontologischen Staatssammlung aufbewahrt wird. In den Bohrungen bzw. in den von uns untersuchten Profilen wurde diese *Assilina* nicht beobachtet. Dennoch kann ihr Vorkommen in den Zwischenschichten nicht ausgeschlossen werden.

Diese Art zeigt die charakteristischen äußeren Merkmale von *Assilina spira* ROISSY, ist jedoch bedeutend kleiner und auch im inneren Aufbau sehr verschieden. Sie ist zweifellos als Vorläufer zu der in dieser Arbeit als *Assilina* aff. *laxispira* (DE LA HARPE) bezeichneten Art zu betrachten. Da vorerst noch keine A-Formen vorliegen, wird von einer bestimmten artlichen Zuordnung abgesehen.

## Verbreitung:

Jobstenbruch am Kressenberg — Zwischenschichten;

22 Exemplare

*Assilina laxispira* (DE LA HARPE)

(Taf. 2, Fig. 1—6; Abb. 67)

## Synonymie:

1895 *Assilina Leymeriei* — REIS, Geogn. Jh., München, 8, S. 49 (pars) — (REIS bezeichnete als *A. Leymeriei* sowohl die A- und B-Formen von *A. laxispira* als auch die B-Formen von *A. placentula*.)

1925 *Assilina Leymeriei* — SCHLOSSER, Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Abt., 30 (7), S. 9 (pars) — (SCHLOSSER trennte nicht zwischen Formen von *A. laxispira* und *A. placentula*.)

1951 *Assilina douvilléi* — SCHAUB, Schweiz. Paläont. Abh., 68, S. 212, Taf. 9, Fig. 12—16; Fig. 323, 325—328

1955 *Assilina laxispira* — SCHAUB, Eclogae geol. Helv., 48, S. 409—410

## Beschreibung:

**B - F o r m :** Vorliegen flache, scheibchenförmige Gehäuse mit nur geringer zentraler Erhebung. Die Gehäuseperipherie ist stets kantig ausgebildet. Auf der Oberfläche finden sich, ähnlich wie bei *Assilina placentula*, Granula, Doppelwarzen und Stäbchen auf ein und demselben Exemplar vereinigt. Die Granulation bleibt jedoch auf die Mitte beschränkt, während die restlichen Umgänge von erhabenen Stäbchen besetzt sind. Die Anordnung der Granula ist unregelmäßig oder spiralig, indes die Stäbchen entsprechend den Septalwänden stets spiralig aufgesetzt sind.

Der sehr kleinen Mikrosphaere folgen durchwegs regelmäßig zahlreiche Kammern, die auf 6, nur ganz selten auf 7 Umgänge verteilt sind. Beachtlich sind die verhältnismäßig dünnen, geraden und nur schwach rückwärts geneigten Septalwände.

A - F o r m : Die kleinen, flachen, scheibchenförmigen Gehäuse besitzen ähnlich den B-Formen nur im Zentrum eine unbedeutende Erhebung. Diese ist von mehreren Granula besetzt, während der größere Teil der Oberfläche von spiralg angeordneten Stäbchen ornamentiert ist. Die Gehäuseperipherie ist meist kantig ausgebildet.

Die Größe der Erstkammer schwankt im Bereich von 0,41—0,44 mm. Als Durchschnittswert ist 0,42 mm zu betrachten. Mehr oder weniger kugelig schließt sich in vielen Fällen eine etwas kleinere Zweitkammer an, die eine unregelmäßige Lage zur Aufrollungsebene einnimmt (vgl. Abb. 4). Die Spirale zeigt eine gleichmäßige Größenzunahme in allen fünf Umgängen. Die Kammern in den äußeren Umgängen sind im allgemeinen etwas breiter als bei *Assilina placentula*. Weitere Einzelheiten des inneren Aufbaues können den Schliffdiagrammen entnommen werden.

#### Dimensionen :

Exemplar Nr. 980:	Durchmesser 6,7 mm;	Dicke 1,3 mm;	B-Form
Exemplar Nr. S 10:	Durchmesser 7,0 mm;	Dicke 1,9 mm;	B-Form
Exemplar Nr. 981:	Durchmesser 5,3 mm;	Dicke 1,0 mm;	A-Form
Exemplar Nr. S 11:	Durchmesser 5,0 mm;	Dicke 1,5 mm;	A-Form
Exemplar Nr. 983:	Durchmesser 5,0 mm;	Dicke 1,2 mm;	A-Form
Exemplar Nr. 982:	Durchmesser 3,8 mm	(unvollständig)	A-Form
Durchmesser:	6,7—7,2 mm;	Dicke: 1,3—1,9 mm;	B-Form
Durchmesser:	4,3—5,6 mm;	Dicke: 1,0—1,5 mm;	A-Form

#### Bemerkungen :

Für die zweite, etwas größere Art, die zusammen mit *Assilina placentula* als *Assilina granulosa* aufgefaßt wurde, verwendete SCHAUB (1951: 208, 212) den von ABRARD & FABRE, 1944 vorgeschlagenen Namen *Assilina dowvillei*. Da jedoch u. a. *Assilina laxispira* (abgeleitet von *Assilina leymeriei* var. *laxispira* DE LA HARPE [-ROZLOZNIK], 1926) die Priorität vor *Assilina dowvillei* besitzt, berichtete SCHAUB (1955: 409—410) die Artbezeichnung entsprechend.

Die untersuchten Exemplare vom Kressenberg unterscheiden sich von denen von *Assilina placentula* sowohl durch die geringere Granulation und durch das flachere Gehäuse als auch durch die größere Erstkammer. Natürlich gibt es auch Übergangsformen zwischen beiden Arten, wie die Abbildungen auf Taf. 2, Fig. 5—6 beweisen. Dennoch kann an der Eigenständigkeit der beiden Arten nicht gezweifelt werden.

Die im Untersuchungsmaterial vom Kressenberg beobachteten B-Formen lassen sich unmittelbar vergleichen mit denen, die SCHAUB (1951: 214, Fig. 328) aus dem Oberen Schlierensandstein beschrieben und abgebildet hat. Nicht jedoch können sie mit dem Exemplar Nr. 4510 der Sammlung DE LA HARPE verglichen werden, die nach den Angaben von SCHAUB (1951: 213) einen bedeutend größeren Durchmesser besitzen. Inwieweit dieses Exemplar mit den im Folgenden als *Assilina* aff. *laxispira* bezeichneten B-Formen parallelisiert werden kann, muß eine Überprüfung erst erweisen.

#### Verbreitung :

Bohrung Kressenberg (horizontal):	Teufe 0,00—5,40 m;	30 Exemplare
Profil Ausräumstollen:	36,70 m;	15 Exemplare

*Assilina* aff. *laxispira*

(Taf. 2, Fig. 7—9; Taf. 3, Fig. 1—4; Abb. 8)

## Synonymie:

1925 *Assilina* sp. — SCHLOSSER, Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Abt., 30 (7), S. 9 (A- und B-Formen)

## Beschreibung:

**B - Form:** Große flache Gehäuse, die eine aus mehreren Granula verschmolzene, deutlich sichtbare zentrale Erhebung besitzen. Die Gehäuseperipherie ist durchwegs kantig ausgebildet und nur in Ausnahmefällen breit gerundet. Die Oberfläche ist verhältnismäßig glatt. Mehr durchscheinend als erhaben finden sich zunächst Granula und Doppelwarzen an den Ansatzstellen der Septalwände am Spiralblatt, auf den mittleren und äußeren Umgängen jedoch sind die Septalwände stäbchenartig zu erkennen. Bemerkenswert ist, daß die Umgänge des Spiralblattes leicht erhaben sind, auf jeden Fall immer deutlich beobachtet werden können.

Der sehr kleinen Mikrosphaere folgen zahlreiche Kammern, die auf durchschnittlich 8 Umgänge verteilt sind. Auffallend ist die abnormale Entwicklung des spiralen Gehäuseaufbaues, die nahezu in allen Exemplaren angetroffen wurde. Windungsverdoppelungen, Windungsumkehr sowie Abortivkammern konnten beobachtet werden. Als typische Beispiele darf auf die Abbildungen auf Taf. 2, Fig. 8—9 verwiesen werden.

**A - Form:** Die wenig großen, verhältnismäßig dicken Gehäuse, besitzen ähnlich den B-Formen in der Schalenmitte eine leichte Erhebung, bedingt durch mehrere eng aneinandergrenzende Granula. Die Oberfläche ist sehr unterschiedlich gestaltet. So konnten Exemplare beobachtet werden, die lediglich im äußersten Umgang Stäbchen, sonst aber Granula und Doppelwarzen besaßen. Andere hinwiederum waren dominierend mit Stäbchen ornamentiert und die Granula waren auf das Zentrum beschränkt. Beiden Ausbildungen gemeinsam war, daß die beschriebenen Granula, Doppelwarzen und Stäbchen nur sehr wenig erhaben waren. Die Gehäuseperipherie ist meist kantig.

Die Größe der Erstkammer entspricht in etwa derjenigen von *Assilina laxispira* (DE LA HARPE), schwankt im Bereich von 0,41—0,44 mm, bei einem Mittelwert von 0,42 mm. Ellipsoid bis kugelig in der Form, folgt mitunter eine zweite, kleinere Embryonalkammer. Die Spirale läßt eine regelmäßige Größenzunahme und Kammerfolge erkennen. Vier, meistens aber fünf Umgänge sind ausgebildet. Die Maße der Größenzunahme der einzelnen Umgänge und die Kammerzahl sind dem Diagramm (Abb. 5) zu entnehmen.

## Dimensionen:

Exemplar Nr. 984:	Durchmesser	12,0 mm;	Dicke	1,6 mm;	B-Form
Exemplar Nr. S 15:	Durchmesser	10,5 mm;	Dicke	2,0 mm;	B-Form
Exemplar Nr. S 16:	Durchmesser	10,9 mm;	Dicke	2,3 mm;	B-Form
Exemplar Nr. 985:	Durchmesser	7,3 mm;	Dicke	1,8 mm;	A-Form
Exemplar Nr. S 17:	Durchmesser	5,9 mm;	Dicke	1,7 mm;	A-Form
Exemplar Nr. S 18:	Durchmesser	5,6 mm;	Dicke	1,9 mm;	A-Form
Exemplar Nr. S 19:	Durchmesser	7,0 mm;	Dicke	1,8 mm;	A-Form

Durchmesser: 10,0—12,5 mm; Dicke 1,6—2,3 mm; B-Form  
 Durchmesser: 5,4—7,5 mm; Dicke 1,7—1,9 mm; A-Form

### Bemerkungen:

Die als *Assilina* aff. *laxispira* bezeichneten Formen kommen gemeinsam mit *Assilina laxispira* (DE LA HARPE) vor und lassen unverkennbar die enge Beziehung zwischen beiden Arten erkennen. Auch wurden bei den Exemplaren der A-Generation Übergangsformen beobachtet. Dennoch glauben wir, daß die artliche Trennung berechtigt ist. Dafür spricht einmal die Verschiedenartigkeit der B-Formen, sowohl nach der Größe als auch nach der Gestaltung der Schalenoberfläche. Zum anderen konnte beobachtet werden, daß die A-Formen von *Assilina* aff. *laxispira* durchschnittlich die Größe der B-Formen von *Assilina laxispira* (DE LA HARPE) besitzen und im allgemeinen infolge der bedeutenderen zentralen Anschwellung etwas dicker sind als die A-Formen der letztgenannten Art.

Die abnormalen Entwicklungserscheinungen bei den B-Formen wie Windungsverdoppelungen, Windungsumkehr und Abortivkammern, mögen als Auswirkung einer gewissen biologischen Labilität gewertet werden, die wohl ökologisch bedingt ist. Ähnliche Beobachtungen bei *Nummulites vascus* JOLY & LEYMERIE beschrieb unlängst SPIEGLER (1958: 1058—1065) und deutete diese als Senilitäterscheinungen des „... Entwicklungszweiges globulus-vascus ...“ (S. 1058). In unserem Falle muß eine solche Deutung abgelehnt werden, da *Assilina* aff. *laxispira* zweifellos in die Entwicklungsreihe *Assilina laxispira* DE LA HARPE zu *Assilina reicheli* SCHAUB gehört, somit keine Endform darstellt und zwischen den beiden genannten Arten vermittelt.

### Verbreitung:

Bohrung Kressenberg (horizontal):	Teufe 0,50—5,40 m;	40 Exemplare
Profil Ludwigsquerschlag:	1,40—9,50 m;	10 Exemplare
Aufschluß Christoph-Pinge:		5 Exemplare
Halde Kressengraben:		14 Exemplare

### *Assilina reicheli* SCHAUB

(Taf. 3, Fig. 6—7; Taf. 4, Fig. 3—5; Abb. 9)

### Synonymie:

- 1868 *Nummulites granulosa* — GÜMBEL, Abh. k. bayer. Akad. Wiss., II. Kl., **10** (2), S. 91 (pars) — (Die Angaben der Fundorte lassen erkennen, daß GÜMBEL sowohl *A. placentula* als auch *A. reicheli* in der Art *N. granulosa* vereinigte.)
- 1895 *Assilina exponens* — REIS, Geogn. Jb., München, **8**, S. 51 (pars) — (REIS unterschied nicht zwischen *Assilina reicheli* und *Assilina exponens*.)
- 1925 *Assilina granulosa* — SCHLOSSER, Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Abt., **30** (7), S. 9 — SCHLOSSER bezeichnete als *A. granulosa* nur B-Formen von *A. reicheli*.)
- 1925 *Assilina* aff. *spira* — SCHLOSSER, Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Abt. **30** (7), S. 9 — SCHLOSSER bezeichnete als *A. aff. spira* nur B-Formen von *A. reicheli*.)

- 1925 *Assilina spira* — SCHLOSSER, Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Abt., **30** (7), S. 9 — (Vorliegen zwei schlecht erhaltene Exemplare, die wahrscheinlich als B-Formen von *A. reicheli* aufzufassen sind.)
- 1951 *Assilina reicheli* — SCHAUB, Schweiz. Paläont. Abh., **68**, S. 215, Taf. 9, Fig. 25—27; Fig. 333—334

### Beschreibung:

**B-Form:** Die Oberfläche des großen, flachen Gehäuses besitzt im Zentrum einen aus mehreren Granula zusammengesetzten Zentralpfeiler. Dieser ist von unterschiedlicher Größe bei den verschiedenen Exemplaren und ragt nur selten als deutlich sichtbare Erhebung knopfartig heraus. Der größere Teil der Oberfläche ist mit Doppelwarzen und Stäbchen besetzt. Lediglich um den Zentralpfeiler finden sich Granula in streng spiraliger Anordnung. Die einzelnen Umgänge des Spiralblattes sind deutlich sichtbar und treten nicht selten gleich der Granulation etwas heraus. Die Gehäuseperipherie ist zugeschärft.

Der kleinen kugeligen Mikrosphaere folgen zahlreiche Kammern, aufgeteilt in acht bis neun Umgängen. Die Aufeinanderfolge der Kammern ist von großer Regelmäßigkeit.

**A-Form:** Die kleinen, verhältnismäßig dicken Gehäuse zeigen in der Mitte der Schalenoberfläche eine knopfartige Anschwellung, die besetzt ist von einigen voluminösen Granula. Die übrige Oberflächenzeichnung besteht ausschließlich aus Stäbchen, die an den Berührungsstellen der Septalwände mit dem Spiralblatt angesetzt sind. Das Gehäuse ist nach der Peripherie zu abgeflacht und zugeschärft. Sowohl die Größe der Granula als auch die zentrale Erhebung sind bei verschiedenen Exemplaren von unterschiedlicher Größe. Als typisch dürfen für diese Art die Abbildungen auf Taf. 3, Fig. 7 und Taf. 4, Fig. 4 angesehen werden.

Die Größe der Erstkammer schwankt in einem Bereich von 0,44—0,58 mm, bei einem Mittelwert von 0,51 mm. Meist ist die Anfangskammer von einer sehr kleinen Zweitkammer und einer langgestreckten dritten Kammer umgeben. Nicht selten sind, wie bei dem auf Taf. 3, Fig. 5 abgebildeten Exemplar, einzelne Umgänge von geringerer Höhe als der jeweils vorhergehende. Die Anordnung der Kammern ist jedoch von großer Regelmäßigkeit. Die dünnen Septalwände sind fast gerade und nur unbedeutend rückwärts geneigt. Die Höhe der Windungen des Spiralblattes und die Verteilung der Kammern auf diese sind dem beigegebenen Schliffdiagramm zu entnehmen.

### Dimensionen:

Exemplar Nr. 986:	Durchmesser 12,6 mm;	Dicke 2,5 mm;	B-Form
Exemplar Nr. 987:	Durchmesser 7,2 mm;	Dicke 2,2 mm;	A-Form
Exemplar Nr. 988:	Durchmesser 5,7 mm;	Dicke 1,7 mm;	A-Form
Exemplar Nr. 989:	Durchmesser 7,0 mm;	Dicke 2,0 mm;	A-Form
Exemplar Nr. 990:	Durchmesser 7,0 mm;	Dicke 2,0 mm;	A-Form
Exemplar Nr. S 20:	Durchmesser 8,0 mm;	Dicke 2,3 mm;	A-Form
Durchmesser:	12,4—12,9 mm;	Dicke 2,3—2,7 mm;	B-Form
Durchmesser:	5,7— 8,0 mm;	Dicke 1,7—2,3 mm;	A-Form

## Bemerkungen:

SCHAUB (1951: 215) errichtete diese Art, obwohl ihm nur drei präparierte und gezeichnete Exemplare vorlagen, die mit Sicherheit dazugezählt werden konnten und „... obwohl vielleicht auch diese Exemplare nur die inneren Windungen größerer Formen darstellen“. *Assilina reicheli* wurde als Zwischenform zwischen *Assilina laxispira* (DE LA HARPE) und *Assilina spira* ROISSY aufgefaßt. Diese Meinung wurde durch SCHAUB (1955: 411) insofern modifiziert, als *Assilina reicheli* in die Entwicklungsreihe von *Assilina exponens* (SOW.) einbezogen wurde.

Die Exemplare vom Flöz-Nebengestein am Kressenberg haben mit den von SCHAUB beschriebenen und abgebildeten Exemplaren aus dem Oberen Schlierensandstein gemeinsam: Die Umrißform des Gehäuses, die zentrale Anschwellung, die voluminösen Granula in der Mitte der Schalenoberfläche, die Größe der Erst-kammer, die Ausbildung der Septalwände und Form und Zahl der Kammern. Diese Übereinstimmung rechtfertigt die Identifizierung der besprochenen Exemplare vom Kressenberg mit der von SCHAUB errichteten Art.

Das uns vorliegende Untersuchungsmaterial vom Kressenberg beweist, daß *Assilina reicheli* SCHAUB eindeutig zu unterscheiden ist von *Assilina laxispira* (DE LA HARPE) bzw. *Assilina* aff. *laxispira* ZIEGLER und von *Assilina exponens* (SOW.). Somit kann die Eigenständigkeit dieser Art bestätigt werden.

Aus den oberen Lagen der Laki-Serie und den Basisschichten der Bhadrar-Formation von Pakistan, die dem Untereozän zugerechnet werden, beschrieb GILL (1953: 839) B-Formen, die er als *Assilina granulosa* (D'ARCHIAC) var. *chhumbiensis* bezeichnete. Sowohl die Beschreibung als auch die Abbildung lassen vermuten, daß hier B-Formen von *Assilina reicheli* SCHAUB vorliegen. Da uns jedoch kein Typus-Material vorlag, wurde davon Abstand genommen, die von GILL beschriebenen Formen in die Synonymieliste aufzunehmen.

## Verbreitung:

Bohrung Kressenberg VII:	Teufe 374,00 m	30 Exemplare
	Teufe 522,00—525,00 m;	25 Exemplare
Bohrung Kressenberg I:	Teufe 278,50—279,00 m;	100 Exemplare
Bohrung Kressenberg II:	Teufe 0,00— 2,50 m;	10 Exemplare
Profil Weitwieser Oberstollen:	0,00— 2,00 m;	25 Exemplare

*Assilina exponens* (SOWERBY)

(Taf. 4, Fig. 6—8; Abb. 10)

## Synonymie:

- 1840 *Nummulites exponens* — SOWERBY, Geol. Soc. London, Trans., London, Ser. 2, 5, S. 719, Taf. 61, Fig. 14 a—f
- 1854 *Nummulites exponens* — D'ARCHIAC & HAIME, N. Jb. Mineral., S. 458
- 1861 *Nummulina exponens* — GÜMBEL, Geogn. Besch. Bayer. Alpengeb., S. 596
- 1863 *Nummulites exponens* — SCHAFHÄUTL, Lethaea geognostica, S. 91, Taf. 11, Fig. 2 (pars)
- 1868 *Nummulites exponens* — GÜMBEL, Abh. k. bayer. Akad. Wiss., II Kl., 10 (2), S. 91

- 1895 *Assilina exponens* — REIS, Geogn. Jh., München, 8, S. 51 (pars) — (REIS trennte nicht *A. exponens* von *A. mamillata*.)
- 1925 *Assilina exponens* — SCHLOSSER, Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Abt., 30 (7), S. 9
- 1958 *Assilina exponens* — BIEDA & KSIAZKIEWICZ, Kwartalnik Geologiczny, Warszawa Inst. Geol., 2 (4), S. 855, Taf. 1, Fig. 8
- 1959 *Assilina exponens* — BIEDA, Inst. Geologiczny, Biuletyn 131, S. 10, Taf. 2, Fig. 2

### Beschreibung:

**B - Form:** Das große flache Gehäuse zeigt eine völlig glatte Oberfläche. Bis zu 15 Umgänge des Spiralblattes und die geraden, manchmal leicht rückwärts geneigten Septalwände, durch die die einzelnen Windungen in zahlreiche schmale, hohe Kammern unterteilt werden, sind klar sichtbar. Lediglich die ersten, unmittelbar an die Mikrosphaere anschließenden Umgänge können von außen nicht eindeutig unterschieden werden. In vielen Fällen sind die großen Formen wohl postmortal leicht verbogen.

**A - Form:** Das nur mäßig große, ebenfalls flache Gehäuse läßt im Zentrum der Schalenoberfläche eine leichte Erhebung erkennen. Diese ist meist nur angedeutet. Auch bei dem auf Taf. 4, Fig. 8 abgebildeten Exemplar tritt die zentrale Anschwellung in Wirklichkeit nicht so markant heraus, wie es das Photogramm vermuten ließe. Septalwände und Umgänge sind, ausgenommen die Initialspira, von außen sichtbar. Oberfläche glatt, Gehäuseperipherie zugespitzt.

Die Makrosphaere schwankt in einem Bereich von 0,49—0,56 mm, bei einem Mittelwert von 0,54 mm. Nicht selten folgt eine im Querschnitt sichelförmige Zweitkammer. Fünf bis sechs Umgänge werden durch gerade, leicht rückwärts gebogene Septalwände in zahlreiche, mehr oder weniger gleichförmige Kammern gegliedert. Die Anzahl der Kammern pro Umgang und dessen Höhe sind dem Schliffdiagramm zu entnehmen.

### Dimensionen:

- Exemplar Nr. 993: Durchmesser 23,7 mm; Dicke 2,5 mm; B-Form  
 Exemplar Nr. 994: Durchmesser 8,7 mm; Dicke 1,5 mm; A-Form  
 Exemplar Nr. S 23: Durchmesser 5,7 mm; Dicke 1,9 mm; A-Form

### Bemerkungen:

Typische Exemplare von *Assilina exponens* (Sow.) finden sich am Kressenberg verhältnismäßig selten.

Die Abgrenzung gegenüber *Assilina mamillata* (D'ARCH.) ist nicht immer klar und eindeutig. Beide Arten sind durch Übergänge miteinander verbunden. *Assilina mamillata* (D'ARCH.) dürfte sich unmittelbar von *Assilina exponens* (Sow.) ableiten lassen.

### Verbreitung:

- Bohrung Kressenberg VII: Teufe 44,00—49,00 m; 15 Exemplare

*Assilina mamillata* (D'ARCH.)

(Taf. 4, Fig. 1—2; Abb. 11—12)

## Synonymie:

- 1850 *Nummulina mamillata* — D'ARCHIAC, Soc. Geol. France, Mem., Ser. 2, 3 (6), S. 417, Taf. 9, Fig. 18, 18 a—b
- 1861 *Nummulina mammillata* — GÜMBEL, Geogn. Beschr. Bayer. Alpengeb., S. 596
- 1863 *Nummulites rota* — SCHAFFHÄUTL, Lethaea geognostica, S. 92, Taf. 10, Fig. 4
- 1868 *Nummulites mammilata* — GÜMBEL, Abh. k. bayer. Akad. Wiss., II. Kl., 10 (2), S. 91
- 1895 *Assilina exponens* — REIS, Geogn. Jh., München, 8, S. 51 (pars) — (REIS unterschied nicht zwischen *A. mamillata* und *A. exponens*.)
- 1925 *Assilina mammillata* — SCHLOSSER, Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Abt., 30 (7), S. 9

## Beschreibung:

**B-Form:** Das große flache Gehäuse schwillt von der kantigen Gehäuseperipherie zur Mitte hin an, wobei jedoch beiderseitig der Gehäusepol verhältnismäßig tief eingesenkt ist. Die hohen schmalen Kammern sind ebenso wie die Spiralwindung meist nur in den äußeren Umgängen deutlich sichtbar. Allerdings wurden auch vereinzelt Exemplare eingesehen, die auch auf dem erhabenen Teil der Schale noch die Kammerabfolge erkennen ließen.

Im Anschliff wurden bis zu 17 Umgänge gezählt. Anordnung und Form der Kammern sowie der Bau der Spirale entsprechen in etwa den bei *Assilina exponens* ermittelten Gegebenheiten.

**A-Form:** Das mäßig große Gehäuse schwillt ebenso wie das der B-Form zur Mitte hin an. Die beiden Gehäusepole sind mehr oder weniger tief eingesenkt. Die Eindallung ist immer eindeutig zu erkennen. Umgänge und Kammerabfolge sind, abgesehen von der Initialspira, durchwegs von außen sichtbar. Die Schalenoberfläche ist glatt, die Gehäuseperipherie kantig ausgebildet.

Die Größe der Erstkammer schwankt um 0,61 mm. Auch bei dieser Art kann nicht selten eine kleine, sichelförmige Zweitkammer beobachtet werden. Die Höhe der Umgänge nimmt im Verlauf der Spirale langsam und regelmäßig zu. Lediglich die äußeren Umgänge zeigen mitunter kleinere Unregelmäßigkeiten. Die Anzahl der Kammern und ihre Verteilung auf die sechs Umgänge können dem Schliffdiagramm entnommen werden.

## Dimensionen:

- Exemplar Nr. 992: Durchmesser 18,0 mm; Dicke 2,9 mm; B-Form  
 Exemplar Nr. 991: Durchmesser 8,9 mm; Dicke 1,7 mm; A-Form  
 Exemplar Nr. S 24: Durchmesser 6,4 mm; Dicke 1,7 mm; A-Form

## Bemerkungen:

Zur Abgrenzung von *Assilina mamillata* (D'ARCH.) gegen *Assilina exponens* (Sow.) wurden als Merkmale herangezogen die wulstartige Erhebung der Gehäusefläche, die Vertiefung der Gehäusepole und die größere Makrosphaere.

Diese Kriterien dürften die Trennung der beiden Arten hinreichend rechtfertigen, auch wenn es zwischen beiden Arten vermittelnde Übergänge gibt.

Verbreitung:

Bohrung Kressenberg VII: Teufe 44,0—49,0 m;

80 Exemplare

#### IV. Schrifttum

- D'ARCHIAC, A.: Description des fossiles du groupe nummulitique recueillis par M. S. — Soc. Geol. France, Mem., Ser. 2, **3** (6), S. 417, Taf. 9, Paris 1850.
- D'ARCHIAC, A. & HAIME, J.: Geologisch-Geographische Verbreitung der Nummuliten. — N. Jb. Mineral., S. 457—458, Stuttgart 1854.
- BIEDA, F.: Nummulites of the Magura series (Polish Western Carpathians). — Instytut Geologiczny, Biuletyn **131**, S. 31—37, Taf. 1—2, Warschau 1959.
- BIEDA, F. & KSIAZKIEWICZ, M.: On the Age of the Babia Góra Sandstone. — Kwartalnik Geologiczny, **4**, S. 854—857, Taf. 1, Warschau 1958.
- DESOR: Notiz über die Echiniten des Nummuliten-Gebirges der Alpen. — N. Jb. Mineral., S. 120—122, Stuttgart 1854.
- DE LA HARPE, PH.: Monographie der in Aegypten und der libyschen Wüste vorkommenden Nummuliten. — Palaeontographica, **30**, S. 157—216, Taf. 30—35 (1—6), Cassel 1883.
- FLURL, M.: Beschreibung der Gebirge von Baiern und der oberen Pfalz. — S. 143—150, München 1792.
- GÜMBEL, C. W.: Geognostische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges und seines Vorlandes. — S. 128—130; S. 579—676, Gotha 1861.
- Beiträge zur Foraminiferenfauna der nordalpinen Eocaengebilde oder der Kressenberger Nummulitenschichten. — Abh. kgl. bayer. Akad. Wiss., II. Cl., **10**, II. Abt., S. 1—152, Taf. 1—4, München 1868.
- HOTTINGER, L., SCHAUB, H. & VONDERSCHMITT, L.: Zur Stratigraphie des Lutétien im Adour-Becken. — Eclogae geologicae Helvetiae, **49** (2), S. 453—468, Basel 1956.
- MURCHISON, R. P.: Ueber den Gebirgsbau in den Alpen, Apenninen und Karpathen. — S. 61—65, Stuttgart 1850.
- MURCHISON, R. P. & SEDGWICK, A.: Abstract of three Memoirs on the Tertiary Formations of Austria and Bavaria; read before the Geological Society of London. 4. Section from the Stauffenberg through the Kachelstein and the Kressenberg towards the plains of Bavaria. — S. 4—6, London 1829—1830.
- NUTALL, W. L. F.: The zonal distribution and description of the larger foraminifera of the Middle and Lower Kirthar Series (Middle Eocene) of parts of Western India. — India Geol. Surv., Rec., **59**, S. 141, Taf. 5, Calcutta 1926.
- REIS, O. M.: Erläuterungen zu der Geologischen Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf. — Geogn. Jh., **8**, 1895, S. 1—155, Cassel 1896.
- SCHAFHÄUTL, K.: Beiträge zur näheren Kenntnis der Bayerischen Voralpen. — N. Jb. Mineral., S. 641—695, Taf. 8—9, Stuttgart 1846.
- Einige Bemerkungen über die Nummuliten vorzüglich des Bairischen östlichen Vorgebirges. — Jb. Mineral., S. 406—420, Taf. 8, Stuttgart 1846.
- Geognostische Untersuchungen des südbayerischen Alpengebirges. — S. 1—206, Taf. 1—19, 1 Karte, München 1851.

- SCHAFFHÜTL, K.: Der Teisenberg oder Kressenberg in Bayern. — N. Jb. Mineral., S. 129—175, Stuttgart 1852.
- Der Kressenberg und die südlich von ihm gelegenen Hochalpen. — Süd-Bayerns Lethaea Geognostica. — S. 1—487, 86 Taf., Leipzig 1865.
  - Die Nummuliten-führenden Schichten des Kressenberges. — N. Jb. Mineral., S. 769—788, Stuttgart 1865.
- SCHAUB, H.: Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches mit besonderer Berücksichtigung der paleocaenen und untereocaenen Nummuliten und Assilinen. — Schweiz. Paläont. Abh., 68, S. 1—222, Taf. 1—9, Taf. 1, Basel 1951.
- Zur Nomenklatur und Stratigraphie der europäischen Assilinen. Vorläufige Mitteilung. — Eclogae geologicae Helvetiae, 48 (2), S. 409—413, Tab. 1, Basel 1955.
- SCHLOSSER, M.: Das Eocän und Unteroligocän der bayrischen Alpen. — Cbl. Mineral., S. 180—184, Stuttgart 1922.
- Die Eocaenfaunen der bayerischen Alpen. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Abt., 30 (7), I. Teil, S. 1—207, Taf. 1—8, München 1925.
- SEDGWICK, A. & MURCHISON, R. P.: Siehe unter MURCHISON, R. P. & SEDGWICK, A.:
- SOWERBY, F.: Geol. Soc. London, Trans., London, Ser. 2, 5, S. 719, Taf. 61, London 1840.
- SPIEGLER, D.: Abnormale Entwicklungserscheinungen an Nummuliten vom Fundpunkt Brandhorst bei Bünde. — Geologie, 7 (8), S. 1058—1065, Berlin 1958.

#### Nachtrag:

Herrn Kollegen DR. KÖWING, München, verdanke ich den Hinweis, daß COLE, W. ST. in seiner Arbeit: Names of and Variations in certain American larger Foraminifera, particularly the Camerinids, erschienen im Bull. Amer. Paleont., 38 (173), S. 256—284, 1957/58, die Gattung *Assilina* als jüngeres Synonym von *Operculina* D'ORBIGNY 1826 auffaßt und den neuen Namen *Planocamerinoides* nom. nov. vorschlägt. SCHAUB (1951: 87) konnte jedoch nachweisen, daß bereits D'ARCHIAC (1853: 156) eine Typspecies angegeben hat, indem er „*Assilina spira* (DE ROISSY) (= *Nummulites spira* DE ROISSY 1805 = *Assilina depressa* D'ORBIGNY 1826) als ‚type du genre *Assilina*‘ bezeichnete. Diese Designation wird dadurch, daß D'ARCHIAC selbst das Genus *Assilina* wieder in das Genus *Nummulites* einbezogen hat, nicht ungültig“.

J. H. Ziegler, Die Assilinen des Eozäns vom Kressenberg in Oberbayern

Tafel 1 — 4

# Tafelerklärungen

## Tafel 1

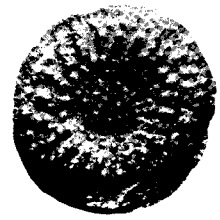
- Fig. 1 *Assilina placentula* (DESHAYES) — B Form —  
Jobstenbruch; Zwischenschichten  
Slg. Mchn. Prot. 1105 (Vergr.: 4,5 ×)
- Fig. 2 *Assilina placentula* (DESHAYES) — B Form —  
Jobstenbruch; Zwischenschichten  
Slg. Mchn. Prot. 1106 (Vergr.: 4,5 ×)
- Fig. 3 *Assilina placentula* (DESHAYES) — B Form —  
Bohrung Kressenberg VII: 437,20—437,50 m; Zwischenschichten  
Slg. BGLA Prot. S. 3, München (Vergr.: 4,4 ×)
- Fig. 4 *Assilina placentula* (DESHAYES) — A Form —  
Bhrg. Kressenberg VII: 550,00 m; Zwischenschichten  
Slg. BGLA Prot. 975, München (Vergr.: 7,0 ×)
- Fig. 5 *Assilina placentula* (DESHAYES) — A Form —  
Bhrg. Kressenberg VII: 550,00 m; Zwischenschichten  
Slg. BGLA Prot. 974, München (Vergr.: 5,6 ×)
- Fig. 6 *Assilina placentula* (DESHAYES) — A Form —  
Bhrg. Kressenberg VII: 545,00 m; Zwischenschichten  
Slg. BGLA Prot. 973, München (Vergr.: 5,5 ×)
- Fig. 7 *Assilina placentula* (DESHAYES) — A Form —  
Bhrg. Kressenberg VII: 437,20—437,50 m; Zwischenschichten  
Slg. BGLA Prot. S. 9, München (Vergr.: 6,4 ×)
- Fig. 8 *Assilina nili* DE LA HARPE — A Form —  
Marienstollen: 63,50 m; Schmalflöz-Gruppe  
Slg. BGLA Prot. 978, München (Vergr.: 10,0 ×)
- Fig. 9 *Assilina* aff. *pustulosa* DONCIEUX — A Form —  
Bhrg. Kressenberg VII: 550,00 m; Zwischenschichten  
Slg. BGLA Prot. 976, München (Vergr.: 6,0 ×)
- Fig. 10 *Assilina* aff. *pustulosa* DONCIEUX — A Form —  
Bhrg. Kressenberg VII: 551,00 m; Zwischenschichten  
Slg. BGLA Prot. 977, München (Vergr.: 7,5 ×)
- Fig. 11 *Assilina* sp. — B Form —  
Jobstenbruch; Zwischenschichten  
Slg. Mchn. Prot. 1107 (Vergr.: 4,5 ×)
- Fig. 12 *Assilina* sp. — B Form —  
Jobstenbruch; Zwischenschichten  
Slg. Mchn. Prot. 1108 (Vergr.: 5,2 ×)



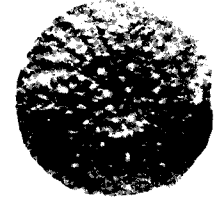
1



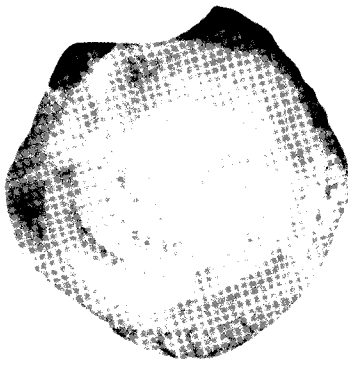
2



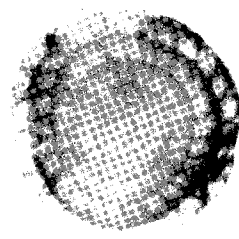
4



5



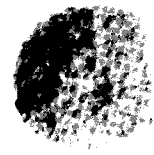
3



7



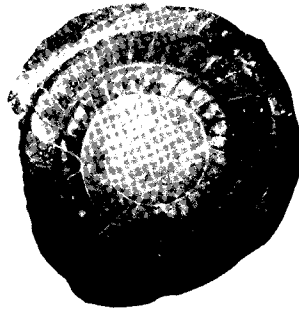
6



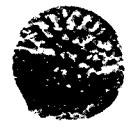
8



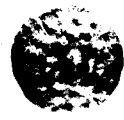
11



12



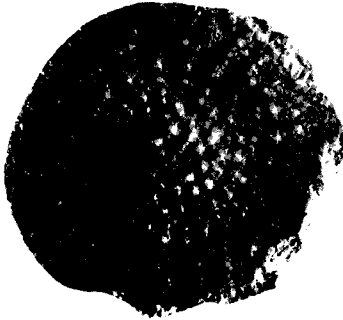
9



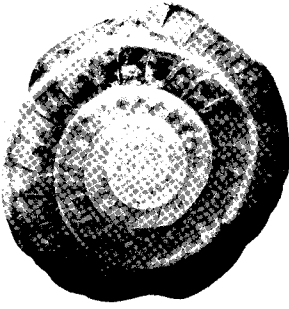
10

## Tafel 2

- Fig. 1 *Assilina laxispira* (DE LA HARPE) — B Form —  
Bhrg. Kressenberg (horizontal): 0,50 m; Schwarzerz-Gruppe  
Slg. BGLA Prot. 980, München (Vergr.: 6,8 ×)
- Fig. 2 *Assilina laxispira* (DE LA HARPE) — B Form —  
Bhrg. Kressenberg (horizontal): 0,50 m; Schwarzerz-Gruppe  
Slg. BGLA Prot. S. 10, München (Vergr.: 5,7 ×)
- Fig. 3 *Assilina laxispira* (DE LA HARPE) — A Form —  
Bhrg. Kressenberg (horizontal): 0,50 m; Schwarzerz-Gruppe  
Slg. BGLA Prot. 981, München (Vergr.: 6,4 ×)
- Fig. 4 *Assilina laxispira* (DE LA HARPE) — A Form —  
Bhrg. Kressenberg (horizontal): 0,50 m; Schwarzerz-Gruppe  
Slg. BGLA Prot. S. 11, München (Vergr.: 6,0 ×)
- Fig. 5 *Assilina laxispira* (DE LA HARPE) — A Form —  
Ausräumstollen: 36,70 m; Zwischenschichten  
Slg. BGLA Prot. 983, München (Vergr.: 6,8 ×)
- Fig. 6 *Assilina laxispira* (DE LA HARPE) — A Form —  
Ausräumstollen: 36,70 m; Zwischenschichten  
Slg. BGLA Prot. 982, München (Vergr.: 6,8 ×)
- Fig. 7 *Assilina* aff. *laxispira* — B Form —  
Bhrg. Kressenberg (horizontal): 0,50 m; Schwarzerz-Gruppe  
Slg. BGLA Prot. 984, München (Vergr.: 4,1 ×)
- Fig. 8 *Assilina* aff. *laxispira* — B Form —  
Bhrg. Kressenberg (horizontal): 0,50 m; Schwarzerz-Gruppe  
Slg. BGLA Prot. S. 15, München (Vergr.: 5,1 ×)
- Fig. 9 *Assilina* aff. *laxispira* — B Form —  
Bhrg. Kressenberg (horizontal): 0,50 m; Schwarzerz-Gruppe  
Slg. BGLA Prot. S. 16, München (Vergr.: 4,8 ×)



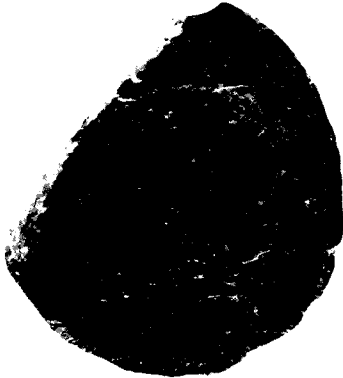
1



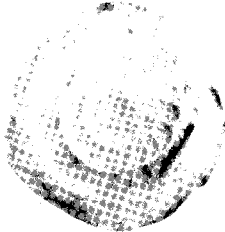
2



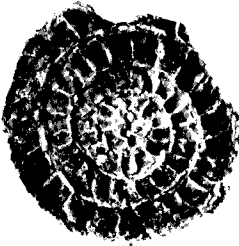
3



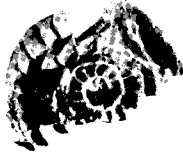
7



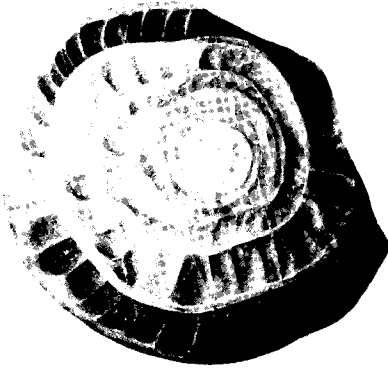
4



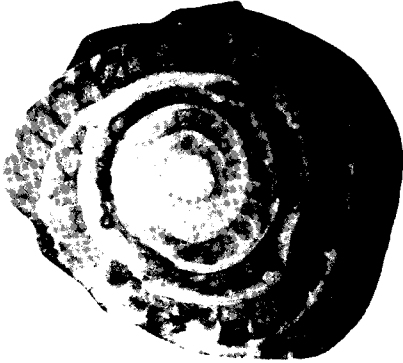
5



6



8



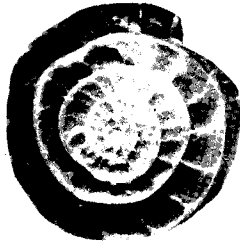
9

### Tafel 3

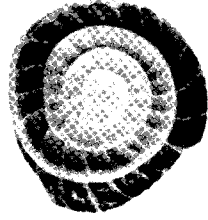
- Fig. 1 *Assilina* aff. *laxispira* — A Form —  
Bhrg. Kressenberg (horizontal): 0,50 m; Schwarzerz-Gruppe  
Slg. BGLA Prot. 985, München (Vergr.: 6,1 ×)
- Fig. 2 *Assilina* aff. *laxispira* — A Form —  
Bhrg. Kressenberg (horizontal): 0,50 m; Schwarzerz-Gruppe  
Slg. BGLA Prot. S. 17, München (Vergr.: 6,1 ×)
- Fig. 3 *Assilina* aff. *laxispira* — A Form —  
Bhrg. Kressenberg (horizontal): 0,50 m; Schwarzerz-Gruppe  
Slg. BGLA Prot. S. 18, München (Vergr.: 5,0 ×)
- Fig. 4 *Assilina* aff. *laxispira* — A Form —  
Bhrg. Kressenberg (horizontal): 0,50 m; Schwarzerz-Gruppe  
Slg. BGLA Prot. S. 19, München (Vergr.: 6,0 ×)
- Fig. 5 *Assilina reicheli* SCHAUB — A Form —  
Bhrg. Kressenberg I: 278,50 m; Flöz-Nebengestein  
Slg. BGLA Prot. S. 20, München (Vergr.: 7,0 ×)
- Fig. 6 *Assilina reicheli* SCHAUB — B Form —  
Bhrg. Kressenberg I: 278,50 m; Flöz-Nebengestein  
Slg. BGLA Prot. 986, München (Vergr.: 5,8 ×)
- Fig. 7 *Assilina reicheli* SCHAUB — A Form —  
Bhrg. Kressenberg I: 278,50 m; Flöz-Nebengestein  
Slg. BGLA Prot. 987, München (Vergr.: 6,3 ×)



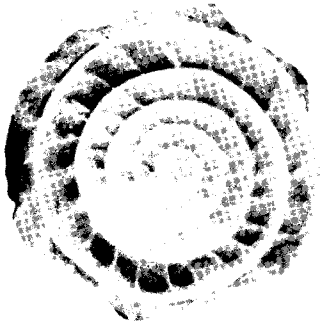
1



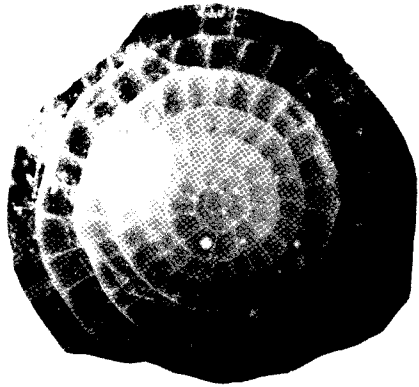
2



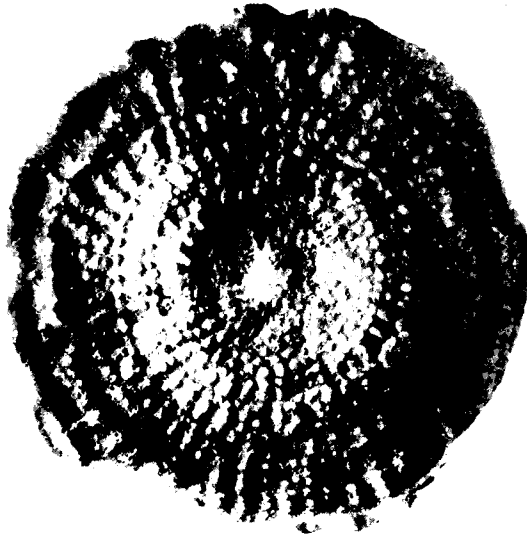
3



4



5



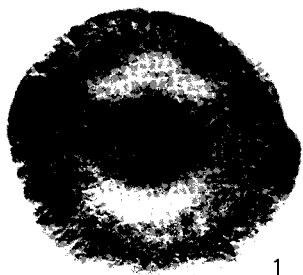
6



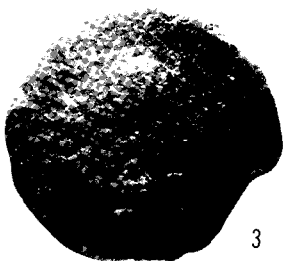
7

#### Tafel 4

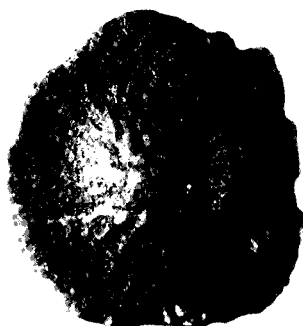
- Fig. 1 *Assilina mamillata* (D'ARCHIAC) — A Form —  
Bhrg. Kressenberg VII: 46,00 m; Granitmarmor  
Slg. BGLA Prot. 991, München (Vergr.: 4,4 ×)
- Fig. 2 *Assilina mamillata* (D'ARCHIAC) — B Form —  
Bhrg. Kressenberg VII: 45,50 m; Granitmarmor  
Slg. BGLA Prot. 992, München (Vergr.: 3,7 ×)
- Fig. 3 *Assilina reicheli* SCHAUB — A Form —  
Bhrg. Kressenberg I: 278,50 m; Flöz-Nebengestein  
Slg. BGLA Prot. 988, München (Vergr.: 6,5 ×)
- Fig. 4 *Assilina reicheli* SCHAUB — A Form —  
Bhrg. Kressenberg I: 278,50 m; Flöz-Nebengestein  
Slg. BGLA Prot. 989, München (Vergr.: 6,0 ×)
- Fig. 5 *Assilina reicheli* SCHAUB — A Form —  
Bhrg. Kressenberg I: 278,50 m; Flöz-Nebengestein  
Slg. BGLA Prot. 990, München (Vergr.: 6,4 ×)
- Fig. 6 *Assilina exponens* (SOWERBY) — B Form —  
Bhrg. Kressenberg VII: 44,00—49,00 m; Granitmarmor  
Slg. BGLA Prot. 993, München (Vergr.: 2,7 ×)
- Fig. 7 *Assilina exponens* (SOWERBY) — A Form —  
Bhrg. Kressenberg VII: 44,00—49,00 m; Granitmarmor  
Slg. BGLA Prot. S. 23, München (Vergr.: 6,1 ×)
- Fig. 8 *Assilina exponens* (SOWERBY) — A Form —  
Bhrg. Kressenberg VII: 46,00 m; Granitmarmor  
Slg. BGLA Prot. 994, München (Vergr.: 4,4 ×)



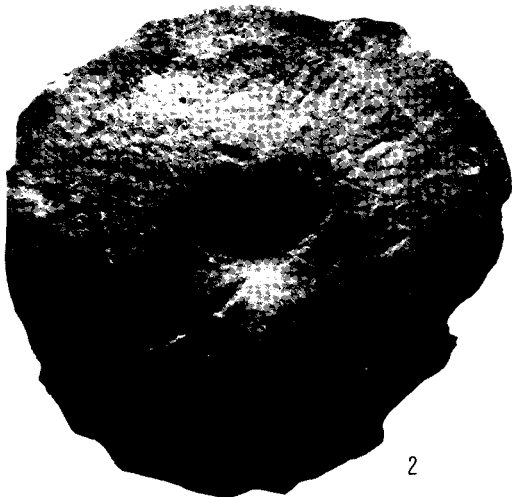
1



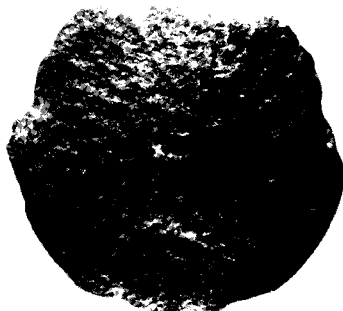
3



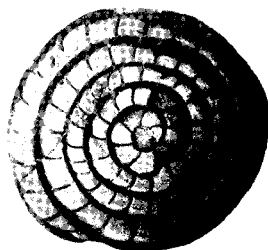
4



2



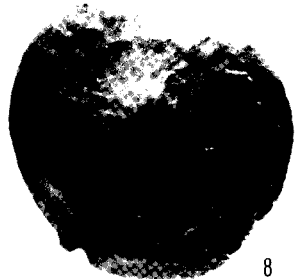
5



7



6



8

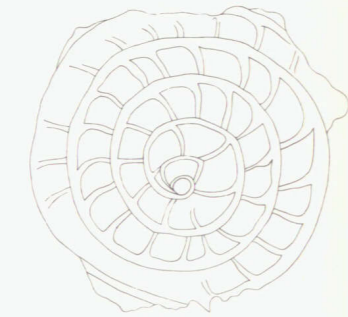
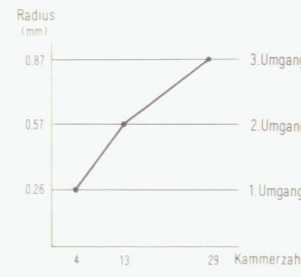


Abb. 2. Schlifffdiagramm und Äquatorialschnitt von *Assilina aff. pustulosa* DONCIEUX  
Slg. BGLA Prot. S 2, München - 25x

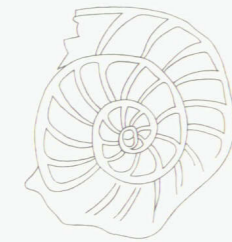
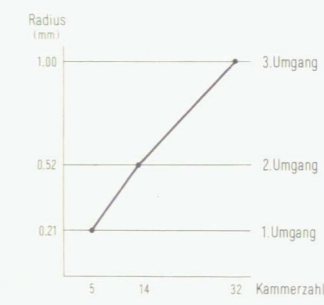


Abb. 1. Schlifffdiagramm und Äquatorialschnitt von *Assilina nili* DE LA HARPE  
Slg. BGLA Prot. S 1, München - 22x

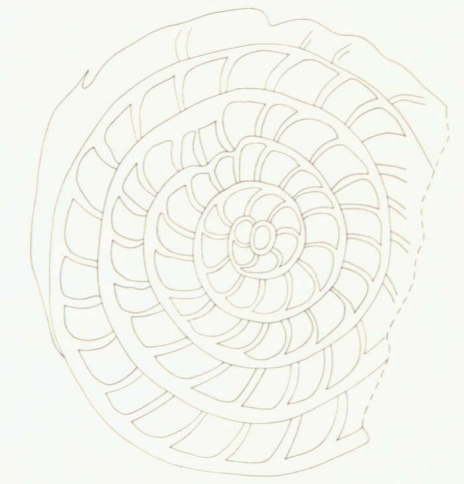
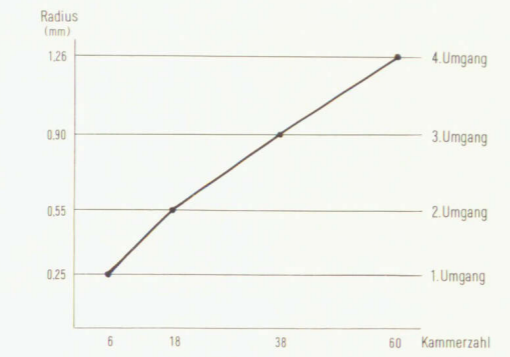


Abb. 3. Schlifffdiagramm und Äquatorialschnitt von *Assilina placentula* (DESHAYES)  
Slg. BGLA Prot. S 6, München - 25x

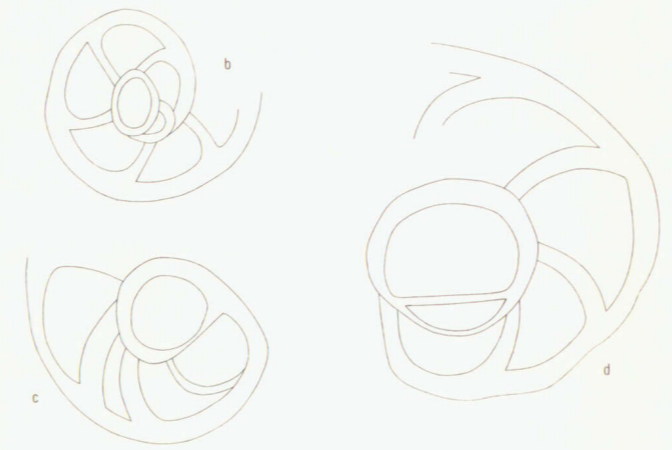


Abb. 4. Schlifffdiagramm und Initialspira von *Assilina placentula* (DESHAYES)  
a) Slg. BGLA Prot. S 9, München - (Taf. 1, Fig. 7)  
b) Slg. BGLA Prot. S 7, München - 25x  
c) Slg. BGLA Prot. S 5, München - 30x  
d) Slg. BGLA Prot. S 4, München - 50x

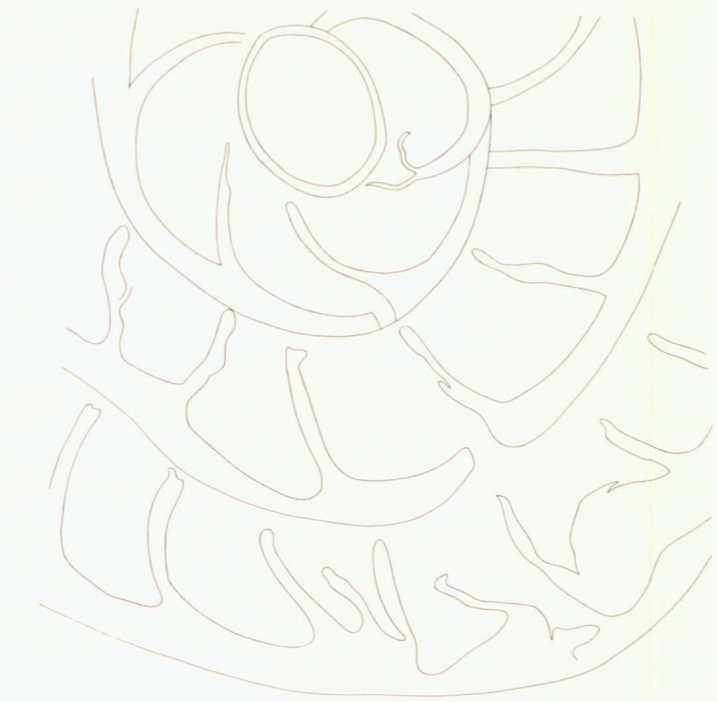
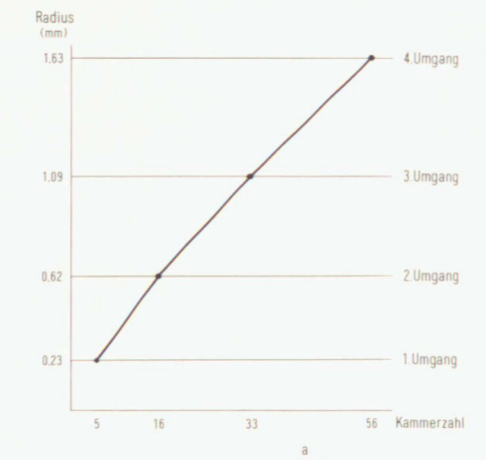


Abb. 5. Abnormale Ausbildung der Septalwände bei *Assilina placentula* (DESH.)  
Slg. BGLA Prot. S 8, München - 50x

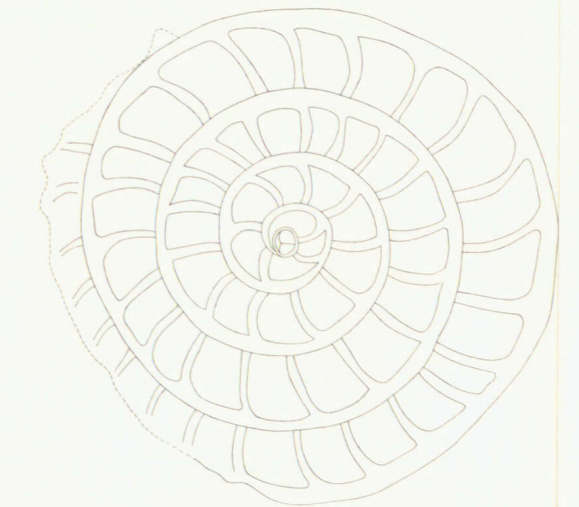
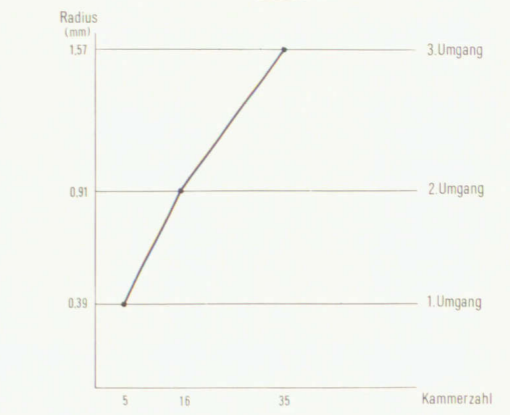


Abb. 6. Schlifffdiagramm und Äquatorialschnitt von *Assilina laxispira* (DE LA HARPE)  
Slg. BGLA Prot. S 14, München - 23x

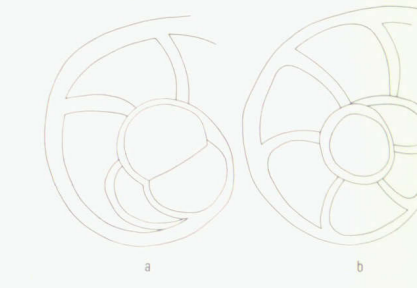
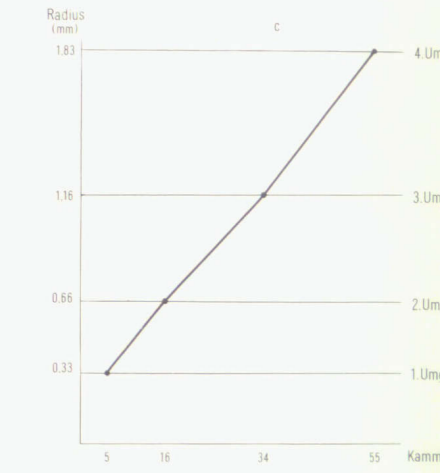


Abb. 7. Schlifffdiagramm und Initialspira von *Assilina laxispira* (DE LA HARPE)  
a) Slg. BGLA Prot. S 14, München - 25x  
b) Slg. BGLA Prot. S 13, München - 25x  
c) Slg. BGLA Prot. S 11, München - Taf. 2, Fig. 4

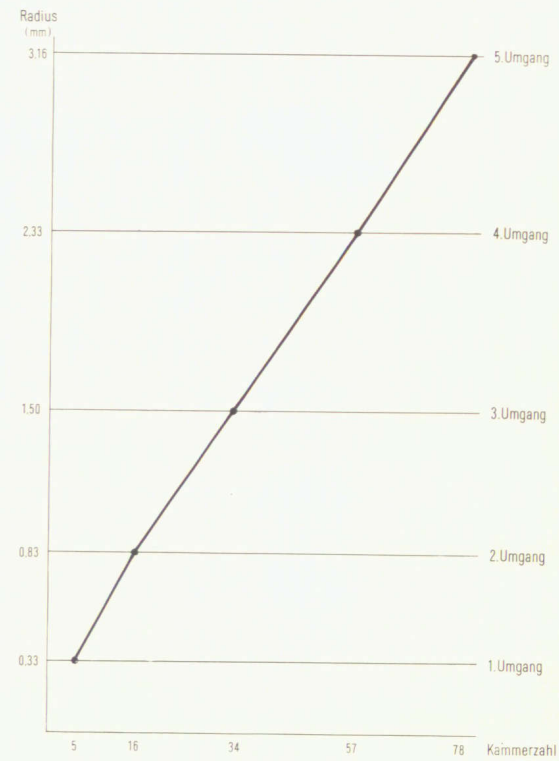


Abb. 8: Schliffliniendiagramm von *Assilina* aff. *laxispira*. -  
Sig. BGLA Prot. S. 19, München - Taf. 3, Fig. 4

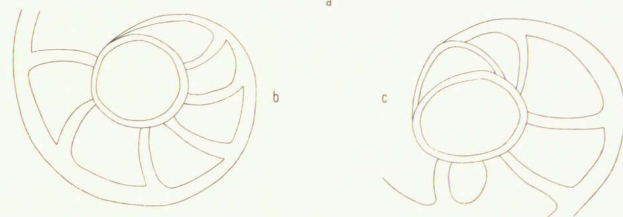
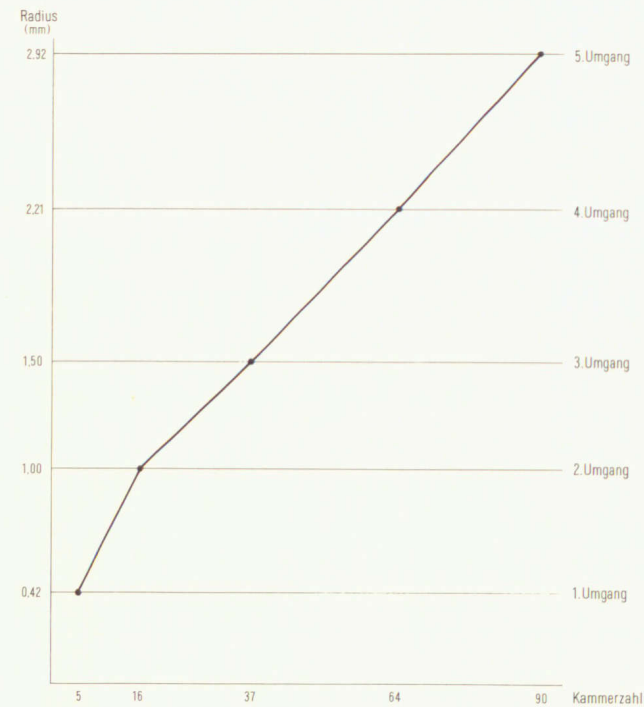


Abb. 9: Schliffliniendiagramm und Initialspira von *Assilina reicheli* SCHAUB  
a) Sig. BGLA Prot. S 20, München - Taf. 3, Fig. 5  
b) Sig. BGLA Prot. S 21, München - 25\*  
c) Sig. BGLA Prot. S 22, München - 25\*

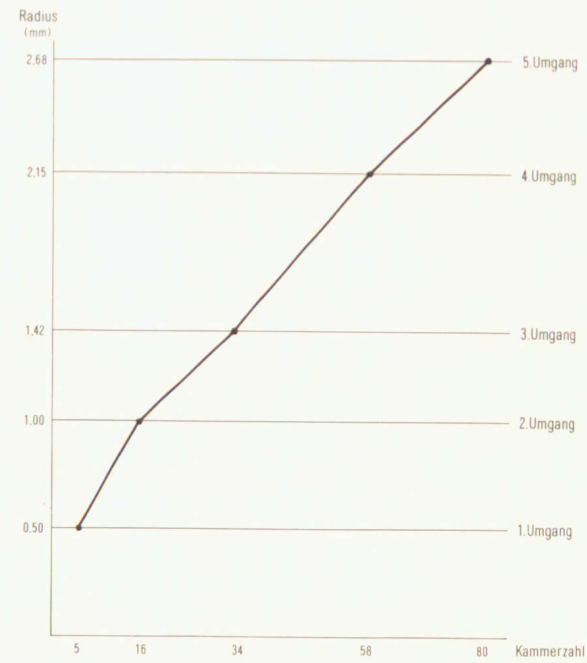


Abb. 10: Schliffliniendiagramm von *Assilina exponents* (SOW).  
Sig. BGLA Prot. S 23, München - Taf. 4, Fig. 7

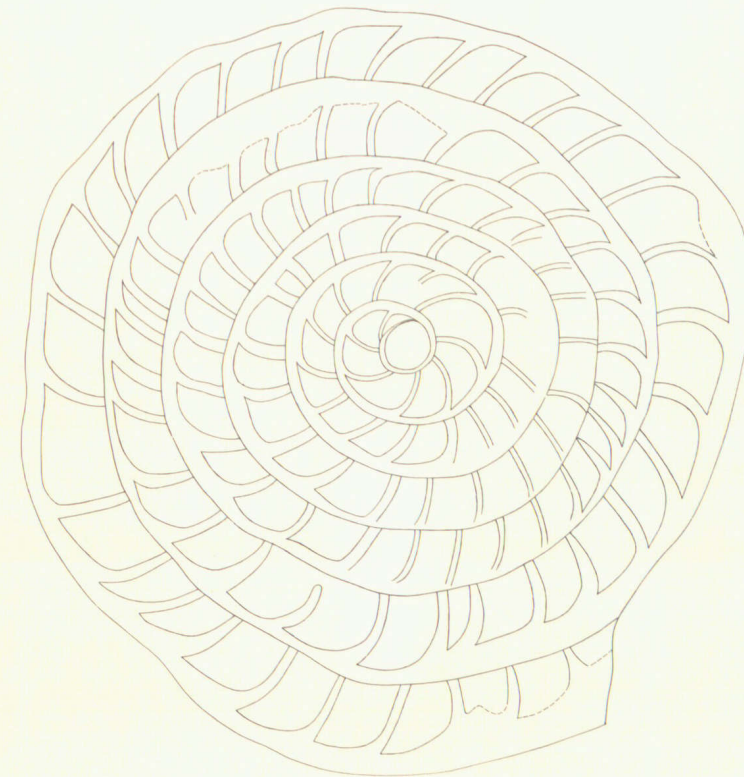


Abb. 11: Äquatorialschnitt von *Assilina mamillata* D'ARCHIAC  
Sig. BGLA Prot. S 24, München - 23.4\*

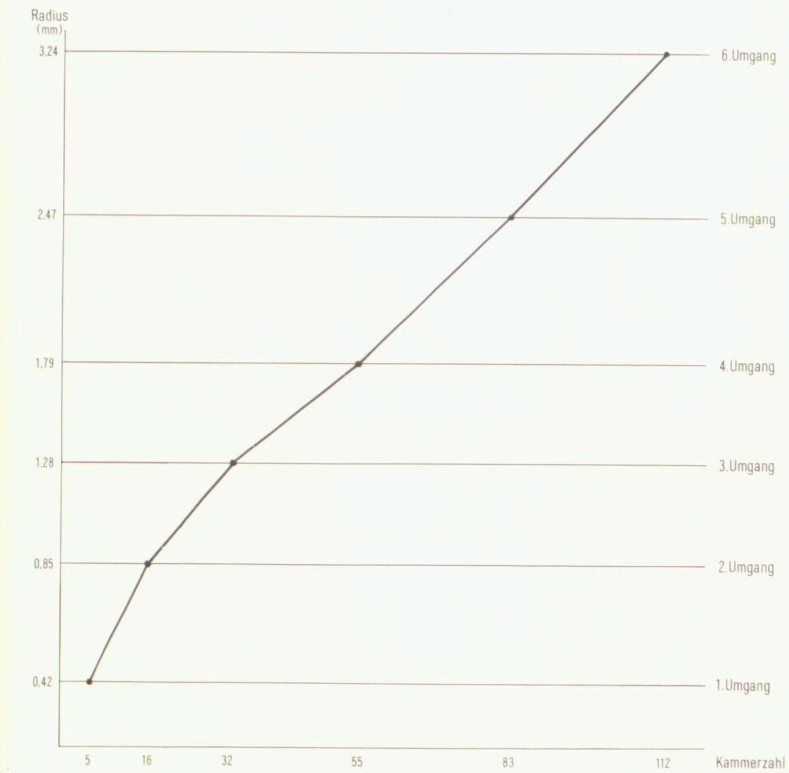


Abb. 12: Schliffliniendiagramm von *Assilina mamillata* D'ARCHIAC  
Sig. BGLA Prot. S 24, München - Abb. 11