

Die Erzlagerstätten von Nordtirol und ihr Verhältnis zur alpinen Tektonik

Von Kurt VOHRYZKA *

mit 36 Abbildungen und 1 Tafel

Abstract

The ore-deposits of Northern Tyrol, Austria, can be divided into seven groups. We consider it probable that the siderite-arsenopyrite veins are of carboniferous, the sedimentary iron-ores of permian, the lead-zinc deposits of triassic, the siderite-chalcopyrite-tetrahedrite ores of cretaceous and the many small deposits around the "Window of the Engadin" of tertiary age.

The ore deposits of the siderite-chalcopyrite-tetrahedrite paragenesis probably originated while the nappe of the so-called Oberostalpin rested on top of the Pennin; into their recent position they were transported by passive gliding from the rising axis of the Alps.

We also may assume that the sandstones and schists of the Lower Triassic, in cretaceous time still filled with the original low-temperature pore-water, played an important role by impounding rising solutions and causing them to spread through underlying beds, which have then undergone replacement. The type of host rock determines to a certain extent the type of ore deposits: in carbonatic rocks we can observe replacement ore bodies, in sandstone disseminated ores, and in low-metamorphic schists the prevailing forms are veins and lodes.

Zusammenfassung

Nach genetischen und paragenetischen Gesichtspunkten lassen sich die Metallagerstätten Nordtirols in sieben Gruppen unterteilen, von denen die Eisenspat-Arsenkies-Gänge variskischen, die sedimentären Eisenerze permischen, die Blei-Zink-Lagerstätten triadischen, die Siderit-Kupferkies-Fahlerz-Lagerstätten kretazischen und die Lagerstätten um das Engadiner Fenster tertiären Alters sind. Die Lagerstätten der Siderit-Kupferkies-Fahlerz-Paragenese wurden gebildet während das Oberostalpin über dem Pennin lag und wurden durch Gleittektonik in ihre derzeitige Position geschoben. Für die Platznahme der Erze spielten die untertriadischen Werfener Schiefer und Sandsteine eine gewisse Rolle als Stauhorizont. Die Art des Nebengesteins bestimmte weitgehend die Form der Lagerstätten.

Adresse des Verfassers:

Doz. Dr. K. VOHRYZKA, 4020 Linz/Österreich, Amt der OÖ. Landesregierung, Abteilung Wasser- und Energierecht.

Inhaltsverzeichnis

| | |
|---|----|
| Summary | 3 |
| Zusammenfassung | 3 |
| Einleitung | 4 |
| I. Systematische Beschreibung der untersuchten Lagerstätten | 4 |
| II. Zusammenfassung genetischer verwandter Gruppen | 75 |
| III. Bewegungsabläufe und Metallogenese | 79 |
| IV. Zusammenhänge mit Karpathen und Westalpen | 81 |
| V. Literaturverzeichnis | 82 |

Einleitung

Die an Umfang und Tiefe zunehmende Einsicht in Bau und Werdegang des alpinen Deckenlandes (A. TOLLMANN 1959, v. BEMMELEN 1960, E. CLAR 1965) ermöglicht es, auch die alpine Metallogenese von neuen Perspektiven aus zu betrachten. Dazu ist eine möglichst lückenlose Bestandsaufnahme der noch auffindbaren Lagerstätten notwendige Voraussetzung, auch auf die Gefahr hin, nur mit Haldenmaterial und älteren Beschreibungen operieren zu müssen.

Von der Untersuchung ausgeklammert wurden die Manganvorkommen im oberostalpinen Jura, da sie niemals wirtschaftliche Bedeutung erlangten und ihre Genese als gesichert synsedimentär angesehen werden darf. Ebenso bin ich der Bearbeitung der Magnesitlagerstätten ausgewichen, da sie nicht zu den Erzlagerstätten im eigentlichen Sinne zu stellen sind und ihre Genese ausreichend diskutiert ist.

Ich möchte es an dieser Stelle nicht unterlassen, allen jenen zu danken, die durch ihr Verständnis und Entgegenkommen zur Durchführung und zum Abschluß der vorliegenden Untersuchungen beitrugen: Herrn Prof. Dr. W. E. PETRASCHKE für die Stellung des Themas sowie für zahlreiche produktive Anregungen und Aussprachen, die sehr oft richtungweisend waren. Herrn Prof. Dr. O. M. FRIEDRICH bin ich für manche Mineralbestimmung, wichtige Literaturhinweise und Zurverfügungstellen seines Lagerstättenarchives sehr verpflichtet. Herrn Dir. Prof. Dr. H. KÜPPER danke ich für die Bereitwilligkeit, mit der mir Zugang zu dem reichhaltigen Lagerstättenarchiv und der Gutachtensammlung der Geologischen Bundesanstalt Wien gewährt wurde und die Möglichkeit, die Untersuchungsergebnisse zu veröffentlichen. Bei der erzmikroskopischen Bearbeitung der Proben stand mir Herr Prof. Dr. W. SIEGL mit Rat und Tat zur Seite, wofür ihm hier ergebenst gedankt sei. Nicht unerwähnt möge auch der ÖSTERREICHISCHE FORSCHUNGSRAT bleiben, der die Mittel für die recht umfangreichen Geländebegehungen zur Verfügung stellte.

Die folgende Beschreibung der Erzlagerstätten Nordtirols will nicht als Aneinanderreihung von Monographien verstanden sein: Hauptaugenmerk wurde auf jene Lagerstättencharakteristika gelegt, von denen Aussagen über die genetische Stellung zu erwarten waren. Die systematische Besprechung der einzelnen Lagerstätten erfolgt nach jenem Nummernschema, das sie auf der Karte im Anhang identifiziert; eine genetische oder paragenetische Gliederung wurde hiebei nicht angestrebt und wird im Anschluß an den systematischen Abschnitt gegeben.

I. Systematische Beschreibung der untersuchten Lagerstätten

1. Schweinest-Rettenwand

Fundort: 1,5 km SW von Fieberbrunn, zirka 200 m SE des Rettenwandbauern; mehrere Einbaue mit kleinen Halden.

Erz: Feinkörniger Bleiglanz in Nestern von wenigen mm Durchmesser, z. T. im grauen Dolomit, z. T. in Adern aus weißem spätigem Dolomit. Zinkblende konnte weder makroskopisch noch unter dem Mikroskop festgestellt werden.

Gangart: Vorwiegend weißer spätiger Dolomit; R SRBIK (1929) erwähnt auch Baryt.

Nebengestein: Stark brekziöser hell- bis dunkelgrauer feinkörniger Dolomit, der von Adern aus weißem Karbonat (vorwiegend Dolomit, aber auch etwas Kalkspat) verkittet ist.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in den paläozoischen Karbonatgesteinen der oberostalpinen Grauwackenzone, nahe an deren Kontakt zu den roten und violetten Werfener Schiefen.

Die Verzerung tritt nach P. EGGER und K. HOFBAUER (1953) in Form von Erzgängen auf (bis zu fünf hintereinander), die E—W streichen und 70° N bis 70° S einfallen.

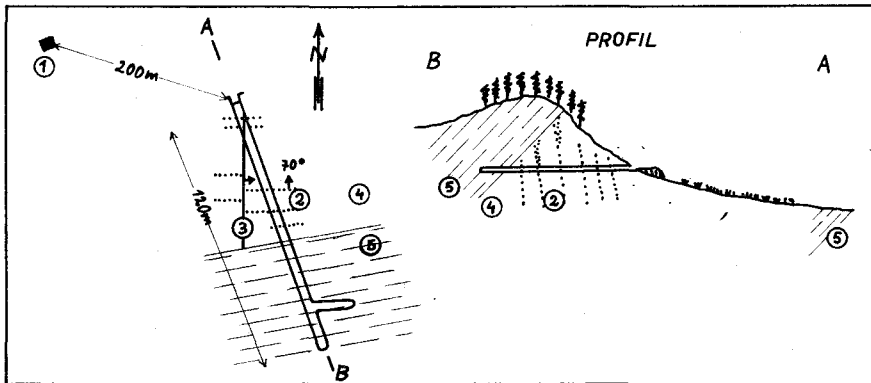


Abb. 1: Pbs-Lagerstätte Rettenwand, schematische Skizze nach P. EGGER und K. HOFBAUER.

(1) Rettenwandbauer, (2) Bleiglanz führende Gänge, (3) Verwerfer, (4) Brekziöser Dolomit, (5) Roter Schiefer.

Die Verzerung schneidet an den überlagernden roten Schiefen ab und zeigt Anreicherungen in Schiefernähe (F. POSEPNY 1880); ich halte es für sehr wahrscheinlich, daß es sich bei den erwähnten roten Schiefen um Werfener Schiefer handelt und diese als Stauhormont gewirkt haben; das würde in diesem Falle auf ein postunterterriassisches Alter der Verzerung hinweisen.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) ist der Beginn der Abbautätigkeit unbekannt, der Bergbau wird 1702 endgültig verlassen.

2. Bruggerberg (oder Pruggerberg)

Fundort: Mehrere Schrämmstollen in zirka 1170 m N. N. in der Schlucht SSW der Rohrkapelle; eine Quelle entspringt aus dem untersten Stollen.

Erz: Nach F. POSEPNY (1880) ockergelbe und graue Bleierde und Bleiglanzneren, ferner eisen- und kupferschüssiger Kalksand; laut Karte des geognostisch-montanistischen Vereines für Tirol auch Schwespat neben Fahlerz und Blei. Die alten Angaben von bis zu 3-5% Molybdän konnten durch neuere Untersuchungen (SCHMIDEGG 1943, 1944 und LORZE 1942 in unveröffentlichten Gutachten der Geol. Bundesanstalt Wien) nicht bestätigt werden.

Die eigene Begehung ergab: Die Stollen besitzen keine Halden, unterhalb der Mundlöcher findet man vereinzelt Stücke von rauhwackenartig zersetztem Dolomit mit Hohlraumausfüllungen von feinpulverigem Limonit mit etwas Malachit, was auf eine primäre Eisen- und Kupferverzerung (wahrscheinlich Fahlerz) schließen läßt. Blaugrüner Malachit füllt auch feinste Haarrisse im festen Dolomit aus. Primäres Erz war nicht zu beobachten.

Gangart: Kalkspatkristallrasen.

Nebengestein: feinkörniger grauer Dolomit, etwas brekziös.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in paläozoischen Kalken am Nordrand der Grauwackenzone wo diese unter die triadischen Werfener Schichten untertaucht. Die Erze kommen (nach F. POSEPNY 1880) nesterweise und in unregelmäßigen Lagern vor, deren Streichen und Fallen nicht abgenommen werden kann. Die bleierzführenden Klüfte sind in den oberen Horizonten nur im Kalkstein edel und setzen in überlagernden roten Schiefen ab. Wir finden hier ähnliche Verhältnisse vor wie in der Lagerstätte Rettenwand (Nr. 1), das häufige Vorkommen von blaugrünem Malachit ordnet die vorliegende Lagerstätte aber eher zu den Fahlerz- als zu den Bleiglanzlagerstätten ein.

Die Altersstellung der Vererzung ist unbestimmt.

Bergbaugeschichte: Anfang der Bergbautätigkeit unbekannt, Ende etwa 1730 (R. SRBIK 1929).

3. Schwendter Niederalm

Fundort: Weg Kogleralm—Schwendter Niederalm, zirka 100 *m* unterhalb der Schwendter Niederalm, und 50 *m* über dem Weg.

Erz: Streifenweise Imprägnation von Baryt mit feinkörnigem Fahlerz.

Gangart: Dichter weißer Baryt, z. T. etwas grün gefärbt durch Malachit.

Nebengestein: grauer, feinkörniger paläozoischer Dolomit.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in dem mächtigen Zug paläozoischer Dolomite der Grauwackenzone um Kitzbühel, zwar sehr nahe an den überlagernden Werfener Schiefen, doch ohne sichtbare Beziehung zu diesen. Das Vorkommen wird in der Literatur nicht erwähnt, ich verdanke die Kenntnis davon einem freundlichen Hinweis von Forstrat OBERGMEINER in Kitzbühel. Nach den Haldenfunden tritt der Baryt in Form von Aderwerk im Dolomit auf, eine bevorzugte Richtung der Gängchen läßt sich nicht erkennen. Während es mir bei dem im folgenden besprochenen, sehr ausgedehnten Barytvererzungsgebiet der Trattalpe nie gelang, Fahlerz nachzuweisen, haben wir hier möglicherweise das Bindeglied zu den Kupferlagerstätten des Röhrehbühels und damit des ganzen Kitzbüheler Erzbezirkes vor uns.

Die Altersstellung ist unbestimmt.

Bergbaugeschichte: Schurfbaue etwa um 1930.

4. und 5. Trattalpe

Fundort: Zirka 2—2.5 *km* im S und SE des Kitzbüheler Horns, im gesamten Gebiet zwischen Wildem Haag und Lämmerbühelalm.

Erz: Rein weißer, z. T. sehr grobblättriger und -spätiger Baryt, häufig am Kontakt gegen das Nebengestein von einem dünnen Saum von körnigem Eisenkarbonat (Dolomit mit etwa 10% Ferrodolomit) umgeben; das Altersverhältnis Dolomit—Eisenkarbonat ist nicht genau festzulegen. Kupfersulfide, die sich im karbonatischen Milieu sicher durch Ausbildung von Malachit verraten hätten, konnten nicht aufgefunden werden.

Die Gangzone insgesamt streicht auf eine Länge von zirka 3.5 *km* in Richtung ENE bei einer ungefähren Breite von 600 *m*. Im einzelnen löst sich das Vorkommen in eine Aneinanderreihung kleiner, zur Zeit unbauwürdiger Vererzungsnester auf, die aus dünnen Gängchen von wenigen *cm* bis 1 *m* Mächtigkeit zusammengesetzt sind. Echte Gänge mit zueinander parallelen Wänden sind selten, vorwiegend finden wir kleine Linsen, von denen die größten nach wenigen Metern im Streichen und Fallen auskeilen. Das erschwert, trotz der guten Qualität des Baryts, die Führung eines geregelt Bergbaues sehr, und wir finden nur kurze Einbaue und seichte Pingen vor.

Im Detail schneiden die Gängchen meist diskordant die wenig ausgeprägte Schichtung, vereinzelt bilden sie aber Strukturen, z. B. Wechsellagern von Lagen von Baryt mit

solchen von Dolomit, die durchaus an sedimentäre Bilder erinnern; die Gangnatur der Gesamtvererzung ist jedoch unbestreitbar; die Platznahme der Vererzung dürfte weniger in Form von Ausfüllung bestehender Hohlräume als vielmehr einer aktiv vom Baryt ausgehenden metasomatischen Erweiterung und Füllung von Klüften stattgefunden haben.

Nebengestein: grauer, feinkörniger Dolomit paläozoischen Alters.

Tektonik: In keinem Fall war die Vererzung an erkennbare Verwerfungen gebunden, doch, wie schon erwähnt, zeigt die vererzte Zone in ihrer Gesamtheit eine Längserstreckung nach ENE, wobei im Detail, innerhalb der einzelnen vererzten „Nester“, die Gänge häufig E—W streichen.

Reste von Werfener Schiefen auf der Hochfläche der Trattalpe (SE vom Kitzbüheler Horn) zeigen daß die hier besprochene Lagerstätte in den hangendsten Teilen der Grauwackenzone knapp unter der triassischen Bedeckung ihren Platz genommen hat. An einer Stelle, und zwar bei einem Steinzaun zirka 600 m NW der Spathütte auf der Trattalpe, am Weg Spathütte—Gwinkalm, greift die Spätvererzung in die Werfener Schichten über. Die Art der Platznahme ändert sich völlig: finden wir im Dolomit Gänge und Aderwerk, so tritt der Schwerspat in den über dem Dolomit liegenden roten, glimmerigen, feinkörnigen Sandsteinen der unteren Trias in Form von kugelig-runden Drusen mit einem Durchmesser von einigen mm bis 4 cm auf. Die Füllung der Drusen besteht aus radial wandständigem, grobblättrigem Schwerspat mit kleinen Hohlräumen in den Kristallzwickeln. Das Füllungsmaterial ist reiner Baryt, also ohne Erzbeimengungen oder aufgenommene Sandsteinkörnchen. Ein mechanisches Beiseitedrängen der Sandsteinsubstanz, wie es im noch weichen Sediment unter Umständen vor sich gehen könnte, ist nicht nachweisbar. Ebenso ist es ausgeschlossen, daß die kugeligen Körper etwa nach Art der Komponenten der Basisbrekzie in den Sandstein gelangt sind. Es bleibt also nur die Möglichkeit offen, daß die barytbringenden Lösungen den massigen Sandstein als festes Gestein angetroffen und die Umrisse der heutigen Vererzung herausgelaut oder -geätzt haben. Damit wäre das Alter der Vererzung gesichert jünger als untere Trias, möglicherweise alpin, auf keinen Fall variszisch. H. LEITMEIER (1935) beschrieb das Vorkommen von Baryt im Buntsandstein recht ausführlich, doch ohne genetische Schlußfolgerungen zu ziehen.

Stimmt nun die Annahme, daß die Barytvererzung über die Baryt-Fahlerzlagerstätte Nr. 3, Schwendtner Niederalm, genetisch mit dem gesamten Komplex der Kitzbüheler Fahlerz-Kupferkies-Eisenspat-Lagerstätten zusammenhängt, so ergibt sich auch für diese ein gesichert postuntertriassisches Alter.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) von 1845 bis Ende 19. Jahrhundert.

6. Farbgrübel

Fundort: Am SW-Abhang des Kitzbüheler Horns; am Aufstieg von der Adlerhütte zum Kitzbüheler Horn steht in zirka 1450 m N. N. eine Almhütte etwas S vom Weg, 100 m SE von dieser Hütte liegt eine Halde.

Erz: Sehr feinkörniger Hämatit; unter dem Mikroskop bildet dieser Hämatit kardenartige Krusten um rundliche Stücke von rotem Kalk; feinstkörniger Hämatit verkittet auch Karbonatkörner von einigen mm Durchmesser oder liegt, mehr oder weniger regelmäßig verteilt, im roten Kalk; seine Menge reicht jedoch nicht aus, um die tiefrote Färbung des z. T. dolomitischen Kalkes zu erklären; es muß außer Hämatit auch noch ein unter dem Mikroskop unauflösbares Pigment vorhanden sein. Baryt im paragenetischen Verband war hier nicht zu beobachten, wohl aber waren in den Klauhauen der Barytschürfe einzelne Rollstücke von Baryt mit feinkörnigem Hämatit zu finden. Ich bin jedoch der Meinung, daß beide Lagerstättentypen (Roteisenstein in Lagern und Baryt in Gängen) nur zufällig nebeneinander zu liegen kamen und unter Umständen die wohl viel jüngere Barytvererzung etwas in das Roteisenlager eingedrungen ist.

Nicht selten finden wir unter dem Mikroskop aus feinstkörnigem Hämatit bestehende schalenförmige Gebilde, die kaum anders denn als vererzte Lebensspuren (Foraminiferen) zu deuten sind.



Abb. 2. Sehr feinkörniger Hämatit in dünnen Nadelchen im Karbonat; bei \times Lebensspuren (Mikrofossilien). // Nic., $72\times$ vergrößert

Diese Beobachtung, die feinkörnige Ausbildung im Gegensatz etwa zum grobschuppigen Hämatit von Mitterberg/Hochkönig, die Armut an paragenetischen Komponenten inmitten eines mineralartenreichen Lagerstättenbezirkes sowie die lagerförmige Vererzung zwingt uns zur Annahme einer synsedimentären Bildung der Erze, wohl in Form untermeerischer Exhalationen. Das erzbringende Magmengestein brauchen wir nicht lange zu suchen, ein Blick auf die geologische Karte Blatt Kitzbühel—Zell am See 1 : 75.000 zeigt, daß weite Areale von Porphyroiden und, für die Erzbringung von diesem Typ wichtiger, Diabasporphyrit und Augitporphyrit, teils geschiefert, teils körnig, eingenommen werden.

Gangart: Nicht selten enthält der rote Kalk (bzw. Dolomit, da HCl teils +, teils —) und das Derberz Nester und Gängchen von kleinspätigem Karbonat; in seiner Hauptmasse ist es Dolomit, als jüngste Bildung finden wir Kristallrasen von Kalzit als Hohlraumauskleidung.

Nebengestein: Roter dolomitischer Kalk und grauer „zuckerkörniger“ Dolomit, beide von paläozoischem Alter.

Tektonik: Nach einer Skizze ohne Autorenangabe aus dem Archiv des Museums in Kitzbühel, zu welchem mir Herr Forstrat Dipl.-Ing. OBERGMEINER freundlicherweise Zutritt gewährte, zeigt die Vererzung die Form eines Lagers im roten Kalk. Das Streichen dieses Lagers ist ungefähr E—W, das Einfallen flach nach S.

Da wir aus den oben angeführten Gründen eine synsedimentäre Erzbildung im, nach ТН. ОНЪСОРСЪ (1905) silurischen, Kalk annehmen können, ist die Platznahme dieser Vererzung in die Anfangszeit der variszischen Alpengeosynklinalen zu stellen.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) Farberzeugung von 1838 an; unbedeutender Schurfbau.

7. Gebra-Lanern

Fundort: Zirka 8 km Luftlinie SE von Kitzbühel. 500 m N vom Rankengipfel in 1660 m N. N. ausgedehnte unbewachsene Halden und Berghausruinen.

Erz: Vorwiegend Siderit, in späterer Ausbildung mit bis 4 mm Durchmesser der Einzelkristalle. Als Beimengungen: Ankerit, Kalkspat, Dolomit, Milchquarz. F. POSEPNY (1880) erwähnt außerdem noch Zinnober, Rotnickelkies und gediegen Quecksilber. Die Mineralabfolge in den kleinen Gängchen ist im allgemeinen von außen nach innen: Quarz in dünnen Krusten, mehr oder weniger derber Siderit, Ankerit, Kalk- und Dolomitspat.

Gangart: Quarz, Ankerit, Kalkspat, Dolomitspat.

Nebengestein: Dunkle Tonschiefer, im engeren Lagerstättenbereich zu erbsgrüner Färbung gebleicht.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in der oberostalpinen Grauwackenzone, nach J. LACKENSCHWEIGER (1924) am Kontakt von liegendem Grünschiefer zum hangenden Tonschiefer. Die vorwaltende Streichrichtung im Umkreis der Lagerstätte ist E—W, bei vorwiegend Südfallen. Dementsprechend sind die vier abgebauten oder beschürften Erzanreicherungen als Lagergänge mit ebenfalls ENE-Streichen und 60—70°-Südfallen ausgebildet. Sie erreichen Mächtigkeiten bis zu 5·7 m (nach J. LACKENSCHWEIGER 1924; 2—9 m nach R. SRBIK 1929); die Durchschnittsmächtigkeit liegt bei 0·6—1 m, gelegentlich verdrücken sich die Lager bis auf wenige cm. Das Mariahilflager als liegendstes ist auf 400 m im Streichen und 200 m im Fallen aufgeschlossen, die anderen Lager, die in einem Abstand von 40 bis 50 m aufeinanderfolgen, sind wesentlich kleiner.

Trotz des sehr konstanten Einhaltens der Streichrichtung im großen erscheint die Erzmasse im Handstückbereich als ein mehr oder weniger richtungsloses Gewirr kleiner und kleinster Gängchen, die z. T. in der Schieferungsebene Platz genommen haben, z. T. diese in verschiedenen Winkeln schneiden.

Paragenetisch scheint die Vererzung einerseits mit der Nickelvererzung am Nöckelberg (8 km E von Gebra-Lanern), andererseits mit den eisenkarbonatreichen Kupferkies-Fahlerz-Lagerstätten des Kitzbüheler Revieres zusammenzuhängen (die nächste derartige Lagerstätte liegt 2 km im SW von Gebra-Lanern).

Die Altersstellung der Vererzung ist ungewiß; als gesichert kann nur gelten, daß sie jünger ist als die Schieferung und epizonale Metamorphose des Nebengesteins.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) Bergbau auf Blei und Eisen seit 992; 1610 Wiederentdeckung durch Hirten, Erzlieferungen an die Eisenwerke Pillersee. 1874 3480 t Eisenerze mit 23% Fe; 1902 eingestellt.

8. Foidling-Hochalpe

Fundort: Zirka 8 km SSE von Fieberbrunn; an den orographisch rechten Gehängen des Schwarzachbaches, 200 m W der Foidling-Hochalpe.

Erz: Spätiger Siderit, Kristalldurchmesser im allgemeinen nicht mehr als 4 mm; feinkörniger Ankerit, keine Sulfide.

Gangart: Quarz und feinkörniger Kalkspat, in dünnen Adern das Derberz kreuz und quer durchziehend. Altersabfolge etwa Siderit—Ankerit—Quarz—Kalzit als jüngstes Glied.

Nebengestein: Graue Tonschiefer mit sedimentären Pyritschnüren, im engeren Lagerstättenbereich gebleicht.

Tektonik: Die als Lagergang in paläozoischen Tonschiefern der Grauwackenzone ausgebildete Vererzung streicht E—W und fällt etwa 45° nach S, wobei sie bei einer Mächtigkeit von etwa 0·6 m über 200 m im Streichen gleichmäßig anhält. F. POSEPNY (1880) gibt von einem Ort auch flaches Nordfallen an; gelegentliche Diskordanz zum Nebengestein beeinträchtigt die Bezeichnung als Lagergang in keiner Weise. F. POSEPNY (1880) und später J. LACKENSCHWEIGER (1924) betrachten die Foidlingvererzung nicht als Fortsetzung der Gebra-Lanern-Vererzung (Nr. 7), sondern als Parallelgang dazu, welcher Ansicht ich zustimmen möchte. Dagegen halte ich eine Verbindung der Foidlingvererzung zur Kupfervererzung Wild- und Bachalpe (Nr. 9), wie sie F. POSEPNY (1880) möglich erscheint, für wenig wahrscheinlich.

Die Erze sind nur in nächster Nähe von Verwerfern zerbrochen, aber nicht durchbewegt im eigentlichen Sinne. Die Altersstellung der Vererzung ist ungeklärt, sie ist aber auf jeden Fall jünger als Deformation und Metamorphose der Tonschiefer.

Bergbaugeschichte: Prähistorische Gruben, Hauptbetriebsperiode 1695—1875 nach R. SRBIK (1929).

9. Bachalpe (auch Wildalpe)

Fundort: Zirka 5 km ENE von Jochberg bei Kitzbühel; mehrere Halden zu beiden Seiten des Aurachbaches, wo dieser die 1320 m Isohypse schneidet.

Erz: Gebaut wurde die Lagerstätte auf Kupferkies. Die Anschliffbilder zeigen kataklastischen, jedoch nicht in eine Schieferungsfläche eingeregelten Pyrit, der von dem wohl um vieles rekristallisationsfreudigeren Kupferkies ausgeheilt ist. Die Sulfiderze liegen in kleinen Nestern vorwiegend im Eisenkarbonatanteil der Gangart und nur zum geringeren Teil im milchigen Gangquarz.

Gangart: Vorwiegend milchig-trüber Gangquarz mit Linsen von Eisenkarbonaten (Dolomit mit etwa 5% Ferrodolomit) und reliktsch aus dem Nebengestein übernommenen Schieferhäuten. Die Altersabfolge der Gangart ist ähnlich der von Gebra-Lanern (Nr. 7): Quarz als ältestes, Eisenkarbonate, Sulfide.

Nebengestein: Dunkle Grünschiefer, z. T. mit deutlicher Tuffitstruktur, im Gangbereich gebleicht. Häufige Funde von Ultramylonit aus Grünschiefer, die auch zerriebenes Erz führen, zeugen von einer gewissen Zerstückelung der Lagerstätte durch Verwerfer.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in der oberostalpinen Grauwackenzone in einem etwa ENE streichenden Grünschieferzug, bzw. an dessen Nordkontakt gegen Tonschiefer.

Aus einer Kartenskizze (F. POSEPNY 1880) ist mit einiger Wahrscheinlichkeit ein NE-Streichen und SE-Einfallen des Ganges zu rekonstruieren. Die Lagerstätte liegt direkt in der streichenden Fortsetzung der Kelchalpen-Kupferkiesvererzung, hat aber keine bergbauliche Verbindung mit dieser.

Die Altersstellung der Bachalpenvererzung ist ungewiß, sie ist jedenfalls jünger als die Schieferung und Metamorphose der Grauwackenzone, doch älter als die germanotype Bruchtektonik. Paragenetisch leitet die Kupferkies-Eisenkarbonatvererzung über von den Spateisenlagerstätten Gebra-Lanern (Nr. 7) und Foidling (Nr. 8) zu den Kupferkieslagerstätten des Kitzbüheler Revieres.

Bergbaugeschichte: Bergbautätigkeit sehr alt, Auflassung 1790 (R. SRBIK 1929).

10. Grünthal

Fundort: Zirka 8 km SSE von Kitzbühel am orographisch rechten Hang des Wieseneckbaches, 100 m unterhalb der kleinen Kapelle in der Talsohle im Weiler Grünthal; große Halde.

Erz: Kupferkies, zurücktretend Fahlerz und Pyrit. Unter dem Mikroskop ist der Pyrit in manchen Schlifften kataklastisch zerbrochen und von Kupferkies ausgeheilt. Fahlerz ist mit Kupferkies verwachsen und im allgemeinen jüngere Bildung als dieser. Nicht selten fehlt auch jede Spur einer Durchbewegung. Das Erz tritt auf in kleinen Nestern im Gangquarz, öfter jedoch im karbonatischen Anteil; feinkörniges kataklastisches Kupferkieserz auch im schwarzen Schiefermylonit.

Gangart: Vorwiegend milchig-trüber Gangquarz, mit Linsen von grobspätigem Eisenkarbonat (Dolomit mit zirka 10% Ferrodolomit). Die Altersabfolge ist: Quarz als Ältestes—Eisenkarbonat—Sulfide.

Nebengestein: Graue Phyllite, mehr oder weniger stark mylonitisiert, auf den Halden auch Porphyroid.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in N—S-streichenden paläozoischen Phylliten der Grauwackenzone, nahe einer in N—S-Richtung gelängten Linse von Porphyroid.

F. POSEPNY (1880) gibt an, daß die Stollen eine östliche Richtung hatten und drei N-streichende (Erz)Klüfte verqueren. Es dürfte somit auch hier eine lagergangförmige Vererzung vorliegen. Die Lagerstätte liegt in der streichenden Fortsetzung der Gänge des Kupferplattebergbaues, hat mit diesem aber keine direkte Verbindung.

Die Altersstellung der Vererzung ist unbestimmt, sie ist sehr wahrscheinlich jünger als die Schieferung und Metamorphose der Grauwackenzone, doch älter als deren germanotype Bruchtektonik.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) Bergbau von 1540 bis etwa 1600, dann von 1760 bis 1773.

11. Kupferplatte

Fundort: Zirka 7 km SSE von Kitzbühel. Große Halden zirka 200 m S der Straßenbrücke über die Jochberger Ache, direkt an deren orographisch rechtem Ufer.

Erz: Vorwiegend Kupferkies und Pyrit, zurücktretend auch Eisenspat.



Abb. 3: Pyrit stark kataklastisch, jedoch nicht eingeregelt; Klüfte von Kupferkies ausgeheilt. Vergrößerung 72×

Der Pyritanteil der Anschliffe zeigt oft eine gewisse kataklastische Zertrümmerung, doch keine Einregelung, die zu erwarten wäre, wenn die Lagerstätte schon vor der Metamorphose an Ort und Stelle gewesen wäre. Die Risse zwischen den einzelnen eckigen Pyritindividuen sind meist von feinkörnigem Kupferkies ausgeheilt; die Korngrenzen der Kupferkieskörner untereinander sind lobenlinienartig verzahnt, was auf eine sehr vollkommene Rekristallisation des Kupferkiesanteiles schließen läßt. Pyrit tritt in zwei Ausbildungsarten auf:

1. als verhältnismäßig große, eckige Körner und
2. als Gerüst von schaumig-poröser Struktur, wohl als kristallisiertes Gel zu deuten (?). Übergangstypen sind nicht selten.

Kleine Flecke von Kobaltblüte auf Quarz lassen auf mögliche Beimengung von Kobaltkies schließen. Die Sulfiderze treten in Form von langgestreckten Linsen und Streifen im Gangquarz auf, ebenso der bescheidene Anteil von Eisenkarbonaten (Dolomit mit etwa 10% Ferrodolomit).

Gangart: Vorwiegend Gangquarz mit milchig-trüber Färbung und Beimengung von Eisenkarbonaten (Dolomit mit etwa 10% Ferrodolomit). Die Gangmasse als solche enthält auch einen bedeutenden Prozentsatz (nach F. POSEPNY 1880 bis 30%) von Nebengesteinsfragmenten, die flaserige Form mit der größten Ebene parallel zur Gangebene besitzen; dies und ihr „halbverdautes“ an- und aufgelöstes Aussehen führen mich zu der Annahme, daß sie keineswegs in einen offenen Hohlraum gefallen sind und dort sedimentiert wurden, sondern das Nebengestein des Ganges durch die erzbringenden Lösungen angegriffen und parallel zu seiner Schichtung aufgeblättert wurde. Eine Altersabfolge der Gangartminerale läßt sich nicht aufstellen.

Nebengestein: Dunkelgraue und grünliche Phyllite; auf den Halden sehr häufig Stücke von vererzten Myloniten.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in der oberostalpinen Grauwackenzone und ist keineswegs unbedeutend; F. POSEPNY (1880) gibt aus dem Jahre 1830 „17 km Gesamtstrecke“ an; 8 Gänge waren auf 900 m im Streichen und 470 m im Fallen ausgerichtet.

In Abb. 4 wurden aus dem der Beschreibung der Kitzbüheler Lagerstätten von F. POSEPNY (1880) beigefügten Plan einige Richtstrecken herausgegriffen, um das NNE-Streichen der gesamten Lagerstätte zu zeigen.

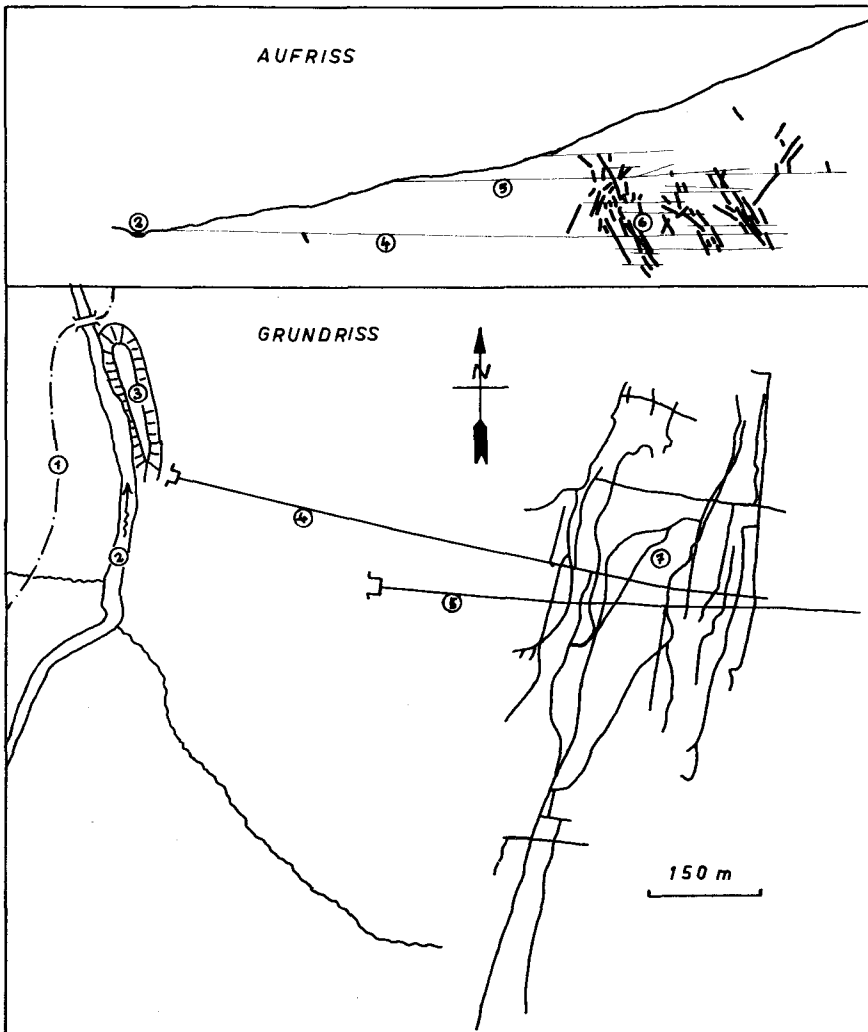


Abb. 4: Schematischer Grund- und Aufriß der Lagerstätte Kupferplatte nach F. POSEPNY (1880). 1 = Straße Kitzbühel—Jochberg, 2 = Jochberger Ache, 3 = Halde, 4 = Kupferplatten-Erbstollen, 5 = Sebastianstollen, 6 = dicke Striche: Gangtrümer (?), 7 = Teil des Richtstreckennetzes.

Wie die Aufrißskizze zeigt, können wir hier nicht von mehreren, wenn auch noch so zerstückelten Gängen sprechen, sondern eher von Gangzonen mit NNE-Streichen und mittelsteilem E-Fallen. Es scheinen die Erzlösungen ihre Fracht nicht in Einzelspalten, sondern in einer breiten aufgelockerten Zone abgesetzt zu haben, und zwar an der Knickstelle, wo das im Raume der Lagerstätten Nr. 7, 8 und 9 vorherrschende E—W-Streichen der Grauwackenzone in der Nähe der Jochberger Ache jäh in ein N—S-Streichen umbiegt.

F. POSEPNY (1880) kommt zur Annahme eines „maschenförmigen (Erz)Kluftnetzes“ und hat den Eindruck, „als ob hier eine intensive Bewegung längs den Spalten stattgefunden hätte, wobei linsenförmige Gesteins- und Gangstücke entstanden.“ Eine Reihe von Ortsbildern aus dem Archiv des Museums in Kitzbühel zeigen eine intensive Durchaderung des Nebengesteins der Gangtrümer mit Gangquarz sowie ein häufiges Abschneiden und Auskeilen der Lagerstätte; Haldenfunde bestätigen die Durchquarzung sowie eine starke rupturale Deformation des Nebengesteins.

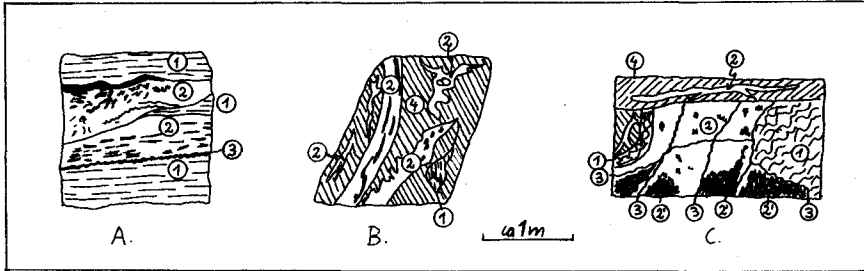


Abb. 5: Ortsbilder aus dem Bergbau Kupferplatte, nach Zeichnungen von W. OPPEL (1883), Archiv des Museums Kitzbühel.

A = Hangendtrum der 4. Kluft, B = Südl. Auslängen 6. Kluft, C = Abteufen im Hangendtrum der 4. Kluft. 1 = Lagerschiefer, schwarz, durchgeknetet, 2 = Gangquarz mit Erznestern, 2' = Kupferkieserberz, 3 = Lettenklüfte, 4 = Lagerschiefer, grau.

Eine Möglichkeit, die besondere Ausbildung der vorliegenden Lagerstätte zu erklären, ist folgende: die starke Durchbewegung der Gesteine und ihre Zerlegung in linsenförmige Körper geschah zweifellos nach der variszischen Deformation und Metamorphose; anderseits erscheint sie mir zu ausgedehnt, um ein Produkt der germanotypen jungvariszischen oder jungalpinen Tektonik zu sein. Wir wissen auch, daß die alpinen Fernüberschiebungen der Grauwackenzone im allgemeinen wenig oder keine Metamorphose und mit ihr rein plastische Bewegung durch Umkristallisation gebracht haben, dürfen aber von Überschiebungen von einer Weite, wie sie etwa A. TOLLMANN (1963) annimmt, doch einige mechanische Beanspruchung der beteiligten Serien erwarten; und diese müßte sich eben in der Form der Zerlegung in Gleitbretter und Schollen sowie mehr oder weniger weiträumiger Faltungen mit Auflockerungszonen an den Umbiegungsstellen äußern.

Die Altersstellung der Lagerstätte ist damit keinesfalls gesichert, doch halte ich sie eher zum alpinen als zum variszischen Zyklus gehörend. Eine gewisse germanotype Zerstückelung durch vorwiegend E—W-streichende Verwerfer (A. FEUCHTER 1934), wie wir sie von fast allen alpinen Lagerstätten kennen, kompliziert das Erscheinungsbild der Lagerstätte weiter.

Bergbaugeschichte: Beginn der Bergbautätigkeit um 1447 (R. SRBIK 1929) bis 1903; kriegsbedingte Wiederaufnahme 1915, endgültige Stilllegung 1925 (A. FEUCHTER 1934).

12. Kelchalpe

Fundort: Zirka 8.5 km Luftlinie SE von Kitzbühel, am orographisch rechten Gehänge des Wieseneckbaches; große, weithin sichtbare Halden um das Berghaus Kelchalm in 1430 m Seehöhe; Ruinen der Aufbereitung mit Erzhaufen neben dem Wieseneckbach in zirka 1250 m N.N.

Erz: Vorwiegend Kupfer- und Schwefelkies; F. POSEPNY (1880) erwähnt als Seltenheit Zinkblende und Nickelerze; nach G. GASSER (1913) auch gediegen Kupfer. Pyrit zeigt Anzeichen schwacher Kataklyse; in den Anschliffen ist immer wieder zu beobachten, daß Kupferkies die Pyritkörner anätzt und oft bis auf kleine ausgelappte Relikte aufzehrt.

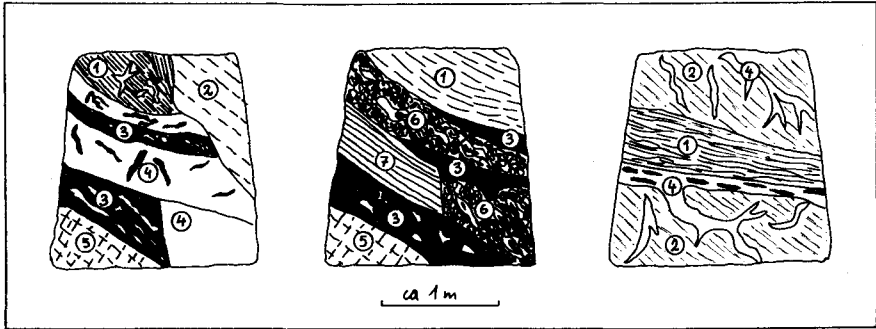


Abb. 6: Ortsbilder aus dem Bergbau Kelchalpe, nach Zeichnungen von W. OPPEL (1883), östl. Feldort; 1 = Schwarzer Tonschiefer, 2 = Grauer Hangendschiefer, 3 = Kupferkiesderberz, 4 = Gangquarz mit Erznestern, 5 = Grauer Liegendtongchiefer mit Quarzlinsen und Kupferkies, 7 = Grauer Tonschiefer.

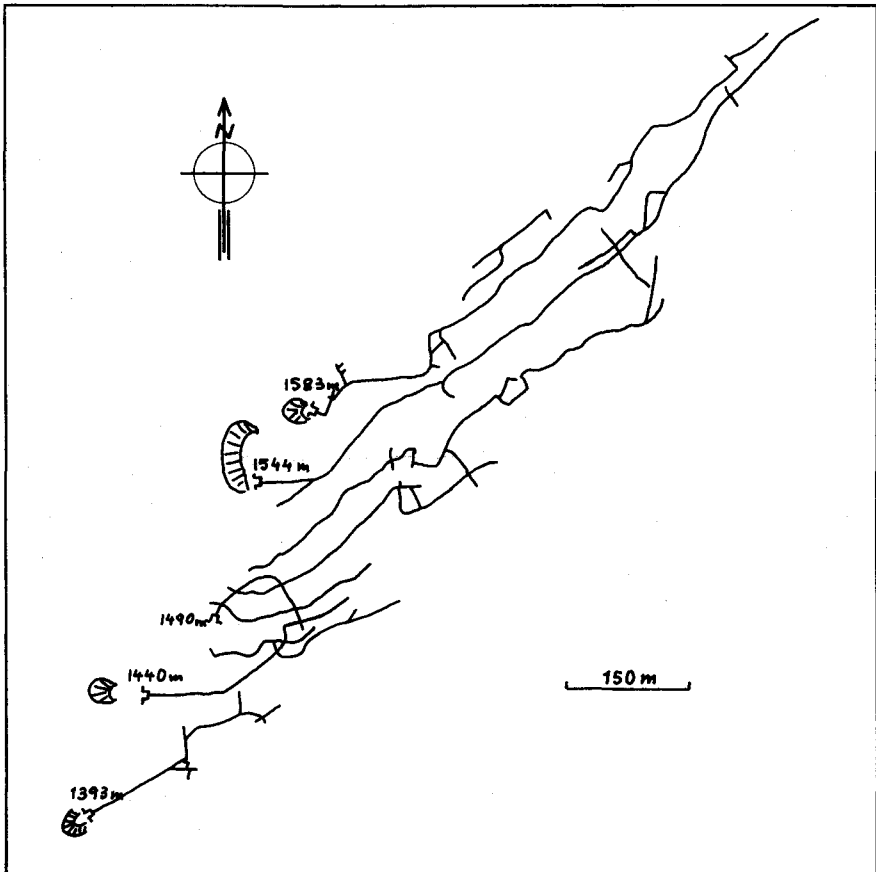


Abb. 7: Bergbau Kelchalpe; Grundrißplan des Richtstreckennetzes mit Höhenangabe der Stollenmündlöcher; vereinfacht nach F. POSEPNY (1880).

Die Sulfiderze liegen in Form von kleinen Nestern vorwiegend im Gangquarz, seltener im Karbonat.

Gangart: Milchig-trüber Gangquarz und Eisenkarbonate (Dolomit mit einigen % Ferrodolomit) in wechselndem Mengenverhältnis (meist 1:1). Die Altersabfolge der Gangartminerale ist im allgemeinen: Quarz als ältestes—Eisenkarbonate. Eine Deformation der Erze ist nur in Verwerfernähe erkennbar.

Tektonik: Die Lagerstätte Kelchalpe liegt in paläozoischen Schiefen der nördlichen Grauwackenzone, nahe an einem ENE-streichenden Grünschieferzug im Inneren Bogen der Sygmoide, in der das E—W-Streichen im Raume der Lagerstätten Nr. 7 und 8 in ein generelles N—S-Streichen umbiegt. Nach F. POSEPNY (1880) ist die Lagerstätte ein NE-streichender und SE-einfallender Lagergang parallel zur Schichtlage des unmittelbaren Nebengesteins, schneidet aber im spitzen Winkel das Generalstreichen der Umgebung. Möglicherweise ist diese Erscheinung durch Schleppung an den erzbringenden Verwerfungen zu deuten.

Paragenetisch bildet die Lagerstätte Kelchalpe mit ihrer reichlichen Beimengung von Eisenkarbonaten ein gutes Bindeglied zu den Eisenspat-Lagergängen der Foidling-Hochalm (Nr. 9 im Übersichtsplan).

Nach den Ablenkungen, welche die im Streichen des Ganges vorgetriebenen Richtstrecken zeigen (Abb. 7), dürfte die germanotype Tektonik in Form von annähernd N—S-streichenden Störungszonen die Lagerstätte versetzen.

Die Altersstellung der Vererzung ist ungewiß, sie ist auf jeden Fall jünger als die Durchbewegung und Metamorphose der paläozoischen Gesteine und älter als die jüngste Bruchtektonik.

Bergbaugeschichte: Prähistorische Pingen. Bergbautätigkeit mit Aufbereitungsanlage ab 1769, nach Angabe der Berghauptmannschaft Innsbruck seit 1909 gefristet.

13. Luegegg

Fundort: Zirka 10 km Luftlinie SSE von Kitzbühel; am orographisch rechten Gehänge des Sinterbachtals, große und weithin sichtbare Halden nahe bei der Luegegg Niederalm, von 1400 bis 1560 m N. N.

Erz: Kupferkies und Pyrit, in den meisten Anschliffen eng miteinander vermischt. Der Pyritanteil war in fast allen untersuchten Anschliffen stark kataklastisch zerbrochen, die dabei entstehenden Klüfte von rekrystallisiertem Kupferkies ausgeheilt. Das Gefügebild des Sulfiderzes erinnert stark an jenes der Kupferplatte (Nr. 11). Die Erze liegen als kleine Nester in der Gangart, sowohl im Quarz als auch im Eisenkarbonat.

Gangart: Quarz, milchig-trüb, und grobspätiges Eisenkarbonat (eisenreicher Dolomit bis Ankerit), in durchbewegten Stücken mit Quarz eng verwachsen; das Eisenkarbonat liegt nach Haldenfunden als jüngere Bildung in der Mitte der Gänge.

Nebengestein: Graue Phyllite, im engeren Lagerstättenbereich gebleicht; etwas Porphyroid; zahlreiche Haldenfunde von mylonitisierten Gangstücken und mylonitisiertem Nebengestein.

Tektonik: Die Lagerstätte Luegegg liegt in den paläozoischen Schiefen der oberostalpinen Grauwackenzone, nahe am Westkontakt eines N—S-streichenden Grünschieferzuges. Sie ist als N—S-streichende und im Einfallen um die Senkrechte pendelnde Serie von drei Erzklüften als Lagergang den hier ebenfalls N—S-streichenden Schiefen eingelagert und bildet die streichende Fortsetzung der Kupferplatte (Nr. 11) nach Süden; auch Paragenese und Deformationsgrad von Erz und Nebengestein stimmt weitgehend mit dieser überein.

Die Altersstellung der Vererzung ist ungewiß, sie ist jedenfalls jünger als die Deformation und Metamorphose der paläozoischen Schiefer.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) Bergbautätigkeit von 1540 bis 1738, im Jahre 1789 Wiedergewältigung, endgültige Stilllegung 1847.

14. Schöntagweid

Fundort: Zirka 11.5 km Luftlinie SSE von Kitzbühel; Halde am Weg von der Schöntagweidalm nach N, in Fallinie zirka 200 m über der Hans Jörgler Aste.

Erz: Wahrscheinlich Kupferkies und Pyrit; die von mir aufgefundenen Halden zeigten keine Spur von Sulfiderzen.

Gangart: Ein Haldenstück zeigte milchigen Gangquarz mit Nestern von grobspätigem Eisenkarbonat (Dolomit mit etwa 10% Ferrodolomit) in der Gangmitte, also als jüngste Bildung.

Nebengestein: Erwähnter Quarzgang (von zirka 5 cm Mächtigkeit) ist konkordant in dunkelgrauen Phyllit eingeschaltet und blättert diesen randlich etwas auf.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in den paläozoischen Tonschiefern der Grauwackenzone. F. POSEPNY (1880) spricht von zwei N-streichenden und steil nach W einfallenden „edlen Klüften“. Es ist wahrscheinlich, aber nicht gesichert, daß die vorliegende Vererzung in gleicher Weise wie die bisher behandelten Kupfererzlagerstätten dem Gebirgsbau als Lagergang eingeschichtet ist. Der Gangzug liegt in streichender Fortsetzung des Luegg (Nr. 13)—Kupferplatte (Nr. 11)—Grünthal (Nr. 10) zuges. Die Altersstellung ist ungewiß, die Gangbildung jedenfalls jünger als Deformation und Metamorphose der Paläozoischen Schiefer.

Bergbaugeschichte: Nach R. ŠABIK (1929) Bergbautätigkeit von 1670 bis 1746.

15. Wurzalm

Fundort: Zirka 8 km Luftlinie S von Kitzbühel, am orographisch rechten Gehänge des Saukaserbaches in zirka 1650 m N. N. Von der Wurzalm nach NW zur Wurzlacke, von dieser 200 m nach SW. Der Weg schneidet eine kleine flache Halde an.

Erz: Kupferkies im Eisenkarbonat und Kupferkies mit Pyrit im Gangquarz; alles sehr stark oxydiert, der Bergbau ging wahrscheinlich nur im Eisernen Hut um.

Gangart: Vorwiegend dünne Gängchen von Eisenkarbonat, welches wegen seiner starken Limonitisierung nicht näher bestimmbar ist, und milchiger Gangquarz; das Altersverhältnis der Gangartminerale ist unklar.

Nebengestein: Lichtgrauer Tonschiefer.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in der oberostalpinen Grauwackenzone; Angaben über die Raumlage der Vererzung sind nicht möglich. Paragenetisch besteht eine gewisse Verbindung zu den bisher besprochenen Kupferkies-Eisenspatlagerstätten. Die Vererzung zeigt keinerlei Durchbewegung und ist somit sicher jünger als die epizonale Metamorphose des Nebengesteins.

Bergbaugeschichte: F. POSEPNY (1880) erwähnt nur Schurftätigkeit aus diesem Gebiet. Einen mündlichen Hinweis auf prähistorische Schmelzplätze in der Nähe der Wurzalm verdanke ich Herrn Prof. Dr. PITTIONI. Die in ihrem Umfang sehr bescheidene Wiederbeschürfung dürfte wohl ins 18. Jahrhundert zu stellen sein.

16. Foisenkar

Fundort: Zirka 9 km Luftlinie im SW von Kitzbühel, zirka 1.5 km NW von Aschau im Spertental, am orographisch linken Gehänge des Mauerbaches in zirka 1200 m Höhe; der Weg zur Foisenkaralm schneidet mehrere mittelgroße, stark verwachsene Halden.

Erz: Kupferkies, nur selten mit geringen Mengen von feinkörnigem Pyrit verwachsen. Unter dem Mikroskop erscheinen beide durchbewegt und rekristallisiert; in einem Anschliff auch etwas Zinkblende.

Gangart: Lichtgraues Eisenkarbonat (Dolomit mit 10% Ferrodolomit), das im mm-Bereich zu eckigen Stücken zerbrochen und von mehr oder weniger klarem Gangquarz verheilt ist. An manchen Haldenstücken ist eine Auswulzung der Gangartminerale zu beobachten, die zusammen mit der streifigen Verteilung der Sulfide für ein prämetamor-

phes Alter der Lagerstätte sprechen könnte; anderen Haldenstücken der gleichen Paragenese fehlt diese Schieferung und die Sulfide bilden kleine Nester im Karbonat und Quarz. Unter dem Mikroskop ätzt der Quarz mit lobenlinienartig verzahntem Kontakt das Karbonat an.

Nebengestein: Lichtgraue Phyllite.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in den Schiefeln der nördlichen Grauwackenzone. Nach F. POSEPNY (1880) waren hier N-streichende und steil E-fallende Erzklüfte der Gegenstand des Bergbaues. Ob es sich dabei um Lagergänge ähnlich den Kupferkieslagerstätten im SE von Kitzbühel handelt, wage ich nicht zu entscheiden; Haldenfunde zeigen eine gewisse Parallelität der Schieferungsflächen des Nebengesteins mit den Gangkontaktflächen. Grubenpläne sind nicht vorhanden, die Literaturangaben spärlich. Ebenso ist es nicht möglich, gesicherte Angaben über die Altersstellung zu machen: die über das von den anderen Kupferkies-Eisenkarbonatlagerstätten des Kitzbüheler Bergbaudistriktes gewohnte Maß hinausgehende Durchbewegung macht ein präkinematisches Alter, in bezug auf die Deformation und Metamorphose der Schiefer, durchaus möglich, beweist dieses jedoch nicht. Paragenetisch ist jedenfalls kein Unterschied zu den anderen Kupferlagerstätten zu beobachten.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) ausgedehnter Bergbau von 1550 bis 1809, Verhüttung in Kirchberg.

17. Harlassangeralm

Fundort: 9 km Luftlinie WSW von Kitzbühel; zirka 30 m W der Kapelle auf der Kobingeralm drei kleine Halden.

Erz: Die Halden erwiesen sich trotz intensiver Nachsuche als steril. F. POSEPNY (1880) beschreibt von dieser Lokalität wörtlich: „... 1788 gewältigte man einen Stollen an dessen Halde reichlich Bleiglanz gefunden wurde. In diesem in verschiedenen Krümmungen an 50 Klafter SW-lich betriebenen im Kalkstein befindlichen Stollen fand man bloß in der Nähe des Mundloches magere, unbauwürdige Bleiglanzspuren.“ Ich halte diese Angaben für durchaus glaubwürdig. Die Halden bestehen aus kleinstückigem Schutt von Wettersteinkalk mit den typischen mm-Rhytmiten, Großoolithen und Diploporen.

Tektonik: Das Vorkommen befindet sich in einer isoliert in der Grauwackenzone liegenden Scholle aus Wettersteinkalk und Hauptdolomit mit der üblichen Basis aus Werfener Schiefeln, die als ganzes nach SE einfällt.

Bergbaugeschichte: Kurze erfolglose Schurftätigkeit im Jahre 1788 (F. POSEPNY 1880).

18. Brunnalpe

Fundort: Zirka 5.5 km Luftlinie WSW von Kitzbühel; im Kar N des Pengelsteins, beginnend bei der oberen Brunnalpe und in Richtung SW hinziehend ausgedehnte und weithin sichtbare Halden.

Erz: Fahlerz, wenig Kupferkies und Pyrit. Das Fahlerz enthält nach einer Analyse von E. SCHROLL (1959) in Prozenten:

| As | Sb | Bi | Ag | Zn | Hg | Fe | Pb |
|-----|----|-----|----|----|-----|-----|-----|
| 6.8 | 10 | 0.3 | 4 | 3 | 0.3 | 5.2 | 0.2 |

Der Nomenklatur von E. SCHROLL (1959) entsprechend handelt es sich um ein arsen- und silberhaltiges Antimonfahlerz.

Unter dem Mikroskop ist das Fahlerz stets xenomorph, in lappigen, amöboiden Formen, fast stets mit kleinen Körnchen von Kupferkies verwachsen. Pyrit tritt auf in kleinen, mehr oder weniger idiomorphen Körnern, manchmal auch etwas zerbrochen und von Fahlerz ausgeheilt. Zinnober wurde zwar nicht in den Halden, doch etwas südöstlich von ihnen im anstehenden Dolomit in winzigen Körnchen gefunden. Im Handstückbereich tritt Fahlerz und Kupferkies, welcher etwa 10% der Erzmasse ausmacht, in Form von feinkörnigen, richtungslosen Imprägnationen im grauen Dolomit auf, häufiger

jedoch in kompakten Aggregaten in den grobspätigen (Kristalle bis 5 mm Durchmesser) Dolomitgängen, die den etwas brekziösen Gesteinsdolomit verkitten und ihn kreuz und quer durchziehen.

Gangart: Vorwiegend grobkörniger Dolomit mit etwa 10% Ferrodolomit; zurücktretend auch Quarz in dünnen Adern.

Nebengestein: Eisenschüssiger Dolomit und graue Tonschiefer.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in den paläozoischen Kalken und Dolomiten der oberostalpinen Grauwackenzone. Nach SCHROLL (1789!), zitiert in F. POSEPNY (1880) sollen „die Erze Kupferfahlerz, Kupferkies, Zinnober mit Spateisenstein, Kalkspat und Braunspat in unordentlichen über- und nebeneinanderliegenden Lagern von Tonschiefer und Kalkstein, theils in den Kalksteinlagern selbst, theils auf den Kontakten zwischen Kalkstein und Tonschiefer vorkommen.“ Gelegentliche Haldenfunde von Tonschiefern mit Gängchen von grobspätigem Eisenkarbonat lassen diese Angaben durchaus glaubwürdig erscheinen. Die brekziöse Struktur des vererzten Dolomits legt nahe, daß die Vererzung vor allem dort Platz nahm, wo Verwerfer das Tonschiefer-Dolomitpaket durchsetzten. Die Verteilung der Stollenmundlöcher unter dem den Pengelsteinhauptkamm bildenden, zirka 300 m mächtigen und flach S-fallenden Dolomitzug macht es wahrscheinlich, daß die Vererzung vor allem in seinen liegenden Teilen abbauwürdig war.

In einer, wie häufig leider legendelosen, Kartenskizze von P. ZWICKNAGEL aus dem Jahre 1792 (in F. POSEPNY 1880) scheint die Längserstreckung der Verhaue, und damit auch das Generalstreichen der Lagerstätte, in ENE-licher Richtung zu verlaufen.

Die Altersstellung der Vererzung ist ungewiß, die Platznahme erfolgte jedenfalls nach der Durchbewegung der paläozoischen Tonschiefer; Haldenfunde von Erzstufen mit Harnischen und Striemung zeigen, daß die letzte germanotype Bruchtektonik die Erze bereits an Ort und Stelle vorgefunden hat.

Bergbaugeschichte: Nach F. POSEPNY (1880) ist die Hauptbetriebsperiode nicht genau bekannt, möglicherweise begann der Bergbau um 1447, die erste sichere Nachricht stammt aus dem Jahre 1728, wo aber bereits die Halden durchgekuttet werden. Der Bergbau kam jedenfalls im 18. Jahrhundert zum Erliegen.

19. Blaufeldalm

Fundort: 2,5 km Luftlinie S von Kitzbühel. Zahlreiche kleine Halden zirka 250 m W der Oberen Blaufeld Alm.

Erz: Vorwiegend Fahlerz, etwas Kupferkies und Boulangerit; Pyrit.

Unter dem Mikroskop erfüllt das Fahlerz xenomorph Zwickel in der meist karbonatischen Gangart; Kupferkies liegt saumartig um die Fahlerzaggregate, aber auch in feinen Tröpfchen im Fahlerz selbst (gleichzeitige Ausscheidung!) oder füllt feine Klüfte in diesem aus. Boulangerit tritt ebenfalls in Form von rüchlichen Körnern und Linsen im Fahlerz auf. Pyrit in kleinen, idiomorphen Würfeln ist mit Fahlerz verwachsen.

Die Sulfidvererzung tritt auf: als feinkörnige Imprägnation oder in Form von Erzschnüren im grobkörnigen (bis 5 mm Korndurchmesser) Karbonat der Gänge, meist als deutlich jüngste Bildung, oder in Form derber Aggregate im feinkörnigen Gangquarz. Die Karbonatgäugchen durchschlagen sowohl den grauen Dolomit des Nebengesteins wie auch die Quarz-Fahlerzgänge. Die sehr feinkörnige Pyritvererzung scheint, bis auf die im Fahlerz eingewachsenen Pyrite, unabhängig von der Fahlerzvererzung und eventuell primär im Gestein vorhanden zu sein. Schwache Anflüge von Kobaltblüte können auch von Co-Beimengungen im Fahlerz stammen.

Gangart: Grobkörniges Karbonat (leicht eisenschüssiger Dolomit); zurücktretend feinkörniger Quarz; Altersabfolge: Quarz als ältestes Fahlerz—Karbonat—Fahlerz.

Nebengestein: Grauer Dolomit.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in den paläozoischen Dolomitgesteinen der oberostalpinen Grauwackenzone, in den liegenden Teilen eines in Porphyroiden eingeschichteten S-fallenden Dolomitkeiles. F. POSEPNY (1880) gibt an, daß bei einer Wiedergewältigung in einer offenen Zeche zahlreiche E—W-streichende Silbererzspuren angetroffen wurden. Der Vererzungstyp ist derselbe wie in Nr. 18, Brunnalpe, beschrieben.

Das Alter der Vererzung ist ungewiß, sie ist jedenfalls jünger als die Sammelkristallisation mit welcher die paläozoischen Dolomite auf die allgemeine epizonale Metamorphose reagierten; Anzeichen einer Verwerfbarkeit existieren nicht.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) Betriebsperioden von 1514 bis 1600 und von 1759 bis 1772.

20. und 21. Sinnwell und Schattberg

Ich halte es für durchaus angängig, beide Bergbaue gemeinsam zu behandeln, da sie auf derselben Gangzone umgehen.

Fundort: Große, stark verwachsene Halden des Bergbaues Sinnwell SW von Ecking am westlichen Stadtrand von Kitzbühel, am Weg Ecking—Seidl Alm in zirka 950 m N. N.; große Halden von Sinnwell und Schattberg, an ihrer flachen Oberfläche verbaut, an ihrem Fuß freigelegt, liegen zirka 600 m Luftlinie SSW des Kapuzinerklosters bei Kitzbühel.

Erz: Kupferkies, Fahlerz, Pyrit; die Eisenkarbonate brechen nur als Gangart mit ein. Im allgemeinen liegen die Sulfide als Imprägnation oder als Derberzstreifen in der vorwiegend quarzigen Gangart. F. POSEPNY (1880) unterscheidet zwei Typen von Vererzung: einerseits derben, mit Pyrit gemengten Kupferkies, mehr oder weniger ohne Gangart in den dunklen Schieferen; als zweite Variante Gangquarz mit eingesprengten Sulfiden. Der zweite Typ überwiegt bei weitem in den Haldenfunden; beide Vererzungstypen halten sich an dasselbe Gangsystem und sind wohl nur lokale Varianten ein und derselben Vererzung. Erwähnt werden weitere geringe Beimengungen von Nickelarsenkiesen, Kobalterzen, welche sich durch gelegentliche Anflüge von Kobaltblüte schon makroskopisch verraten, sowie Bleiglanz, Zinkblende und Amalgam (G. GASSER 1913).

Unter dem Mikroskop erscheint Pyrit als jenes Erzmineral, das am ehesten kataklatische Zerbrechungen bewahrt und sich am trügsten von allen Sulfiden gegenüber Umkristallisationsbedingungen verhält. Er erscheint häufig vom Fahlerz randlich angegriffen und unter Wahrung seiner Gestalt von diesem verdrängt; auch Kupferkies heilt Sprünge im Pyrit aus oder verdrängt diesen von innen her, wobei sich die Kupferkieseinschlüsse nach den Kristallflächen des Pyrits anordnen. Markasit erscheint in großen strahligen Aggregaten (möglicherweise Umwandlungsprodukt von Magnetkies, welchen Hinweis ich Herrn Prof. W. SIEGL verdanke) und ist häufig von Glaukodot (FeAsS, wobei Fe teilweise durch Co ersetzt werden kann) umrandet. Ein großer Teil der Pyrite zeigt durch eine schaumig poröse Struktur seine mögliche Entstehung aus Gelen an.

Gangart: Vorwiegend milchig trüber Gangquarz; mit diesem verwachsen eisenschüssiger Dolomit, zurücktretend Schwerspat; eine Altersabfolge der Gangartminerale ist nicht gesichert zu erkennen.

Nebengestein: Vorwiegend grauer Tonschiefer; als steter Gangbegleiter schwarzer Tonschiefer.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in den paläozoischen Tonschiefern der oberostalpinen Grauwackenzone. Zwei Skizzen des Gangnetzes in F. POSEPNY (1880) zeigen, daß wir es hier nicht mit einem einheitlichen Gang zu tun haben, sondern eher mit einer schichtparallelen Aufblätterungszone im Schiefer, also einem Lagergangsystem.

Schwarzer, mehr oder weniger graphitischer und im Verhältnis zum angrenzenden Tonschiefer extrem stark durchbewegter und oft richtungslos verknäuelter Schiefer als steter Gangbegleiter führt zur Annahme, daß primäre Einlagerungen von etwas kohlenstoffreicheren Schichten in der Tonschiefer-Grünschiefer-Dolomitserie einen guten Teil der Bewegungen aufnahmen und so zu aufgelockerten, besonders an Schichtumbiegungen offenen Schwächezonen führten, die einer Lösungszirkulation günstig waren. Jünger als diese schichtparallelen Aufblätterungen und ihre Vererzung sind Dislokationen an Verwerfern mit annähernd N—S-Streichen; ihre Existenz läßt sich aus den Verbiegungen der Richtstrecken (F. POSEPNY 1880) erschließen.

Konform mit dem vorherrschenden Schichtstreichen und -fallen streicht das Gangsystem von Sinnwell und Schattberg annähernd E—W und fällt steil nach S. Es besteht kein Zweifel, daß die Bergbaue Sinnwell und Schattberg räumlich getrennte Adelszonen in ein und demselben Gangzug verfolgten.

Die Altersstellung der Lagerstätte ist ungewiß; die Platznahme der Vererzung erfolgte nach der Metamorphose der Tonschiefer und Grünschiefer, doch vor der jüngsten Bruchtektonik. Die Bildung von schichtparallelen Ruschelzonen wäre die wahrscheinlichste Reaktion des paläozoischen Schichtpaketes auf die alpidischen Fernüberschiebungen.

Die vererzte Gangzone liegt nahe an den Basisbrekzien und Werfener Schiefen des Hahnenkammstockes, doch sind die Beziehungen der erzführenden Gänge zur Triasbasis nicht beobachtbar, da der mögliche Kontakt bereits der Erosion zum Opfer gefallen ist. In den Hängen nördlich der Streifalm sind gelegentlich Gängchen von Quarz-Eisenkarbonat im mittelkörnigen Werfener Sandstein zu finden, und zwar mit deutlicher Abfolge: Quarz (randlich)—Eisenkarbonat (in der Gangmitte). Schätzungsweise 80% der untertriadischen Basiskonglomerate sind wenig oder garnicht, 20% jedoch sehr stark durchbewegt, und zwar nicht etwa mylonitisiert, sondern in plastischem Zustand ausgewalzt. Eine postkinematische Vererzung dieser durchbewegten Basisbrekzien, wie sie etwa in der Nähe der Eisenspatvererzung Radmer a. d. Hasel zu beobachten ist, konnte trotz intensiver Nachsuche nicht festgestellt werden. Ich halte jedoch nach wie vor das Hahnenkamm-Massiv bei Kitzbühel mit seinen zahlreichen Vererzungen und gut datierbaren Gesteinen für ein Gebiet, in dem ein glücklicher Fund entscheidend zur Datierung der alpidischen Kupferkies-Fahlerz-Paragenese beitragen könnte.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) Bergbautätigkeit am Sinnwell von 1480 bis 1845, am Schattberg von uralt bis 1640 und von 1762 bis zur Fristung im Jahre 1909.

22. Ehrenlehen

Fundort: Zirka 4 km Luftlinie W von Kitzbühel; am orographisch rechten Gehänge des Brandseitenbaches; kleine Halde in zirka 1050 m N. N. S vom Herrenlehenhof.

Erz: Einzelner Haldenfund von Kupferkies, als 5—10 mm starker Saum in einem 5 cm mächtigen Quarzgang. Kupferkies sicher als jüngste Bildung.

Gangart: Eisenschüssiger Quarz, mit bevorzugten Absonderungsflächen senkrecht auf die Gangfläche.

Nebengestein: Graue Tonschiefer, z. T. etwas mylonitisiert.

Tektonik: Das Vorkommen liegt in den paläozoischen Tonschiefern der oberostalpinen Grauwackenzone und ist die westlichste bekannte Fortsetzung des Schattberg—Sinnweller Gangzuges; zwei kurze Schurfstollen gehen auf konkordant zum Nebengestein E—W-streichende und 45° nach S fallende Klüfte mit Erzspuren um (F. POSEPNY 1880); für die Altersstellung gilt das über Schattberg und Sinnwell Gesagte.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) Schurftätigkeit im 16. Jahrhundert und von 1820 bis 1835.

23. Röhrebühel

Fundort: 7 km N von Kitzbühel; ausgedehntes (zirka 2 km²), stark bewachsenes Haldengelände NW von Oberdorf; die Halden sind durch wiederholte Kuttung weit zerstreut und oft nur durch Erz- und Gangstücke als solche kenntlich. Der in den Jahren 1952—1955 bis in eine Tiefe von 140 m abgeteufte Schurfschacht der Kupferbergbau Mitterberg Ges. m. b. H. liegt auf 720 m N. N. etwa 750 m WNW von Oberdorf.

Erz: Vorwiegend Fahlerz und Kupferkies. In den meist recht armen Haldenstufen liegen die Erze in Form von Imprägnationen in der Quarzgangmasse, seltener im Karbonat; derbe Kupferkiesknollen treten auch im stark durchbewegten Schiefer auf.

Das Fahlerz ist nach drei Analysen von E. SCHROLL (1955) ein Antimonfahlerz mit im Durchschnitt 6% As, 10—20% Sb, 0.22—3% Ag, 2—3% Zn, 0.002—0.06% Hg und 3.5—9% Fe, das Mengenverhältnis Fahlerz — Kupferkies scheint nach den Haldenstufen etwa 1:1 zu sein.

Unter dem Mikroskop erscheint das Fahlerz eng verwachsen mit Kupferkies und Bornit, welcher etwa gleiche Korngröße und Gestalt aufweist wie die beiden vorgenannten Sulfide und auch als Einschluß im nicht durchbewegten Pyrit zu finden ist.



Abb. 8: Pyrit (PY) mit Bornit (BO) gespickt, Fahlerz (FA), Bornit und Kupferkies (CU) eng miteinander verwachsen. // Nic., 72× vergr.

In Anschliffen aus Zementationserzen durchwächst flaseriger Bornit und Kupferindig als sekundäre Bildung den primären Kupferkies. Dieser Bornit enthält auch häufig Lamellen von Idait.



Abb. 9: Linneit (Kobaltkies) (LI), von Kupferkies (CU) und Millerit durchwachsen. // Nic., 72× vergr.

Die offensichtlich gittergeregelten Durchwachsungen von Kupferkies, Linneit und Millerit verraten paragenetische Verwandtschaft zur Lagerstätte Nöckelberg an der tirolisch-salzburgischen Grenze, von wo W. SIEGL, dem ich auch die Bestimmung der vorliegenden Paragenese verdanke, identische Verwachsungen in einem unveröffentlichten Manuskript beschreibt.

Auch der Pyrit zeigt ein von anderen Kupferkies-Fahlerzlagerstätten des Kitzbüheler Bezirkes bekanntes Bild: sehr kleine Körner von rundlicher Gestalt liegen in Kornhaufen oder in aufgelockerten Aggregaten in Kupferkiesgrundmasse. Sehr wahrscheinlich ist diese Erscheinungsform auf mechanische Zerbrechung und Vermengung der beiden Sulfide zurückzuführen, wobei der mobilere Kupferkies mehr oder weniger vollständig rekristallisiert ist. Die Erscheinung, daß der relativ rekristallisationsträge Pyrit Gefüge abbildet, die aus den anderen beteiligten Sulfiden bereits durch Umkristallisation zum Verschwinden gebracht wurden ist keineswegs selten. Für weniger wahrscheinlich halte ich die Deutung von H. HELFRICH (1960), daß eine frühe Pyritabscheidung, durch eine tektonische Phase von den jüngeren Fahlerz-Kupferkieserzen getrennt, vorliegt.

G. GASSER (1913) erwähnt außer den obengenannten Erzen noch Pyrrargirit und Hämatit.

Gangart: In den Haldenstücken vorwiegend milchig-trüber Quarz, zurücktretend Dolomit und Eisenkarbonate (Siderit, Mesitinspat mit 40% FeCO₃), welche entweder mit dem Quarz verwachsen und dann jüngere Bildung sind oder selbständige Gängchen mit nur geringer Sulfidbeimengung bilden. Flaseriger, rötlicher Baryt tritt ebenfalls als Gangart auf und deutet auf mögliche Verwandtschaft zu den Barytvorkommen am Kitzbüheler Horn (Nr. 3, 4, 5).

H. HELFRICH (1960) und F. POSEPNY (1880) erwähnen auch Gips und Anhydrit mit eingesprengtem Fahlerz als Gangart; damit wird die Verwandtschaft der vorliegenden Lagerstätte mit dem Bergbau Nöckelberg, der ebenfalls Gips als epigenetische Gangart führt, noch deutlicher.

Eher auf Infiltrationen aus den hangenden, an salinaren Erscheinungen reichen permotriadischen Schiefen und Sandsteinen führe ich das Auftreten einer Solquelle im 7. Lauf des Rosenschachtes, nach dem Grubenriß von SENNHOFFER in etwa 370 m Tiefe, zurück. Aus dieser Sole wurde im Jahre 1634 immerhin Salz im Wert von 715 fl. erzeugt.

Nebengestein: In der Hauptmasse grauer Tonschiefer, der im engeren Lagerstättenbereich zu licht-braungelben „Falgenschiefern“ gebleicht ist; diese Falgenschiefer bestehen nach H. HELFRICH (1960) vorwiegend aus Quarz-Serizit-Karbonat und führen auch Albit, Gips-Anhydrit, Leukoxen und nicht näher definiertes Erz. Auf den Halden auch etwas Grünschiefer und körniger Diabas.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in den paläozoischen Tonschiefern der nördlichen Grauwackenzone, nahe an deren Überlagerung durch die Schiefer- und Sandsteinfolge der Werfener Schichten.

In den Jahren 1952—1955 wurde nahe an der Ostgrenze des Gangzuges von der Kupferbergbau Mitterberg Ges. m. b. H. ein 140 m tiefer Schurfschacht abgeteuft und Untersuchungstrecken nach Osten und Westen vorgetrieben. Die von H. HELFRICH während der Betriebsperiode durchgeführte Aufnahme mit modernem Beobachtungsumfang ergab ein Bild, das einigermaßen von den Vorstellungen der Alten abweicht. Nach H. HELFRICH (1960) drängen die erzbringenden Lösungen entlang einer in das Scheitelgewölbe einer Antiklinale mit steilem N- und flachem S-Flügel eingerissenen Mylonitzone auf. Diese Mylonitzone sowie die ihr parallelgehenden Erzgänge streichen etwa ENE und fallen steil (80°) nach S. Der folgende tektonische Akt brachte eine Zerstückelung der Lagerstätte durch flach nach S einfallende Überschiebungen (sog. Deckelklüfte), die jeweils das Hangende nach N verschieben. Für die Entwicklung des Bergbaues in gewissem Maße entscheidend sind als Ausdruck der jüngsten Tektonik eine Schar von NE-streichenden Verwerfern, welche die auf eine Länge von 2,5 km im Streichen verfolgbare Lagerstätte treppenförmig nach Osten in die Tiefe sinken läßt, wobei jeweils die östliche Scholle etwas nach N versetzt wird. An einem dieser Verwerfer ging schließlich auch die Lagerstätte verloren und ihre Ostfortsetzung unter das Achenal konnte trotz intensiver Suche über die Jahrhunderte hinweg bisher nicht gefunden werden. Ich halte es für durchaus möglich, daß hier geochemische Methoden zu einer Klärung führen könnten.

Die Altersstellung der Lagerstätte Röhlerbühel ist nicht genau bestimmbar, die Platznahme der Gänge fand jedenfalls nach der variscischen Metamorphose der Tonschiefer statt. Ein alpidisches Alter wird durch die paragenetische Ähnlichkeit einerseits zu den postuntertriadischen Barytlagerstätten des Kitzbüheler Hornes, andererseits zu den gesichert nachmitteltriadischen Fahlerzlagerstätten von Schwaz—Brixlegg wahrscheinlich gemacht. Auch H. HELFRICH (1960) ordnet die prä-, para- und postmineralische Tektonik

im Lagerstättenbereich alpidischen Teilformungsakten zu; ebenso konnte A. FUCHS (1954) in seinen gefügeanalytischen Untersuchungen des Raumes um Kitzbühel keine vormesozoischen Strukturen nachweisen.

Bergbaugeschichte: Nach der etwas legendenhaften Entdeckung im Jahre 1540 setzte eine fieberhafte Schurftätigkeit ein, denn bereits 1597 waren die tiefsten Schächte bis 885 *m* Teufe vorgedrungen! Produziert wurden, um ein Beispiel herauszugreifen, im Jahre 1552 6430 kg Silber und 1565 581 t Kupfer, beides Maximalwerte, die später nicht mehr erreicht wurden. Mit zunehmender Tiefe und wohl auch als Folge des anfänglichen Raubbaues wird die Produktion immer geringer; ab 1622 ist der Bergbau im Niedergangsstadium und wird 1774 stillgelegt. Wiedergewältigungsversuche in den Jahren 1851—1867, 1908—1916 sowie die Untersuchungsarbeiten 1952—1955 blieben ohne Erfolg.

24. Fuggerbau

Fundort: Etwa 7 *km* Luftlinie NW von Kitzbühel; ausgedehnte Halde unter dem sogenannten „Stüblhäusl“, am orographisch linken Gehänge der Reither Ache.

Erz: Vorherrschend Kupferkies, etwas Fahlerz, beide eng miteinander verwachsen; etwas feinkörniger Pyrit. Die Sulfide liegen als feinkörnige Imprägnationen im Quarz oder im Eisenkarbonat der Gänge.

Gangart: Quarz und Mesitinspat etwa im Verhältnis 1 : 1, wobei das Eisenkarbonat eine jüngere Bildung als der Quarz ist.

Nebengestein: Grauer Tonschiefer, fast stets etwas mylonitisiert.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in den paläozoischen Tonschiefern der oberostalpinen Grauwackenzone; sie stellt die westliche Fortsetzung des Röhrebühelgangzuges, der nach W allmählich vertaubt, während er im Osten in voller Mächtigkeit an einer NE-Störung abgeschnitten wird, dar und streicht wie dieser ENE.

F. POSEPNY (1880) erwähnt drei Stufen im Richtstreckennetz, die auf die Ausrichtung von N- oder NE-streichenden Verwerfern schließen lassen.

Für die Altersstellung gilt das für die Lagerstätte Röhrebühel Gesagte.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) Entdeckung etwa zur gleichen Zeit wie Röhrebühel, Stilllegung 1680.

25. Traholz

Fundort: 12 *km* Luftlinie WNW von Kitzbühel; Pingen- und Haldengelände um die Ottneralm, am SW-Gehänge des Zinsberges bei Brixen, in etwa 1400 *m* N. N.

Erz: Vorwiegend Fahlerz, unter dem Mikroskop auch etwas Kupferkies, meist randlich an Fahlerzaggregate angewachsen. In den Haldenstücken liegt das Fahlerz in Form von rundlichen Aggregaten (bis 1 *cm* Durchmesser) innerhalb von grobspätigen Dolomitgängen, welche den dunkelgrauen, zuckerkörnigen Dolomit des Nebengesteins verdrängen. Am Salband sind häufig Anzeichen von Metasomatose zu erkennen; sehr oft erfolgte die Verdrängung nicht raumgleich, sondern es blieben in der Gangmitte Hohlräume, in die gut ausgebildete Spat- und Quarzkristalle ragen. Unter dem Mikroskop erscheint das Fahlerz von den Gangartmineralen angeätzt.

Gangart: Spätiger Dolomit, etwas glasiger Quarz als jüngste Bildung.

Nebengestein: Dunkelgrauer feinkörniger Dolomit.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in den nach TH. OHNESORGE (1905) devonischen sogenannten „Schwazer“ Dolomiten der oberostalpinen Grauwackenzone.

Die Verteilung der Pingen und Halden sowie die kreuz und quer von Karbonat—Erz-Gängchen durchschlagenen Haldenstücke deuten eher auf eine stockförmige metasomatische Lagerstätte ohne bevorzugte Längserstreckung.

Die Altersstellung ist ungewiß, die Erze zeigen keinerlei Durchbewegung und sind wohl jünger als die variscische Metamorphose.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) Bergbautätigkeit prähistorisch und von 1598 bis 1784.

26. Götschen

Fundort: 10 km W von Kitzbühel, am orographisch linken Gehänge des Brixenbachtals, auf halbem Wege zwischen den Gehöften Lederer und Zöpfl. Kleine, z. T. unbewachsene Halden.

Erz: Vorwiegend Kupferkies, etwas Fahlerz und Pyrit als feinkörnige Imprägnation im Gangquarz; alle Haldenstücke sehr stark oxydiert.

Gangart: Vorwiegend milchiger Quarz, etwas stark oxydiertes Eisenkarbonat, Altersverhältnis nicht sicher zu erkennen.

Nebengestein: Grauer Tonschiefer.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in den kambrosilurischen Tonschiefern der oberostalpinen Grauwackenzone. Die erzführenden Gänge streichen E—W und fallen nach S (F. POSEPNY 1880), analog zur Lage des Nebengesteins und sind wahrscheinlich Lagergänge.

Die Altersstellung der Lagerstätte ist ungewiß.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) Bergbau uralt bis 1645 und von 1730 bis 1792.

27. Krantalm

Fundort: Etwa 12 km Luftlinie SSE von Wörgl im Kar des Kehlbahtals, 600 m SE der Krantalm, große unbewachsene Halden.

Erz: In den Haldenstücken Kupferkies zu Pyrit wie 1 : 4. Die Erze zeigen nur geringe Anzeichen von kataklastischer Zerbrechung und liegen als feinkörnige Imprägnationen im Gangquarz oder in Gangnähe im Nebengestein.

Gangart: Vorwiegend milchig-trüber Quarz, etwas Eisenkarbonat (stark verwittert), letzteres als ältere Bildung meist am Salband, seltener mit Quarz gleichzeitig ausgeschieden.

Nebengestein: Durch vorwiegend mechanische Durchbewegung in das Erscheinungsbild eines Phyllites zurückgeführte Gneise (Phyllonite).

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in einer Restscholle von mittelostalpinem Altkristallin, welche zwischen unterostalpine (sogenannte Innsbrucker-)Quarzphyllite und Tonschiefer der oberostalpinen Grauwackenzone eingeklemmt ist.

Aussagen über Ausdehnung und Raumlage der Vererzung sind nicht möglich, wohl aber zeigen die Haldenstücke eine gewisse Parallelität zwischen Nebengesteinschieferung und Erzgängen, und die Annahme von Lagergängen wird nicht weit fehlgehen.

Die Platznahme der Erze fällt sehr wahrscheinlich in die alpine Hauptvererzungsphase nach der vorcenomanen Hauptüberschiebung mit ihrer starken mechanischen Deformation. Zu dieser Annahme führen folgende Überlegungen: Das Nebengestein ist Gneisphyllonit; ein guter Teil der Durchbewegung der zwischen Unter- und Oberostalpin eingeklemmten Schollen muß während den alpidischen Hauptüberschiebungsphasen entstanden sein; Vererzungen, die weder makroskopische noch mikroskopische Anzeichen intensiver Durchbewegung zeigen müssen somit jünger als die mechanische Verformung ihres Nebengesteins sein. Wir werden diese Überlegungen auch bei einigen Schwazer Eisenspatlagerstätten anstellen können.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) Bergbaubetrieb auf der Urschlualpe seit dem 15. Jahrhundert, 1492 wegen Bergsturz (?) verlassen. Die Lokalität Urschlualpe ist wahrscheinlich ident mit der heutigen Krantalm.

28. Brach

Fundort: 2 km Luftlinie ESE von Wörgl; 200 m NNE vom Gehöft Brach kleine Tagbaupingen und Halden.

Erz: Bleiglanz und Zinkblende eng miteinander verwachsen. Beide Sulfide verdrängen den Dolomit von der Intergranulare aus. Deutliche metasomatische Strukturen sind häufig, wie z. B. Übergänge von mit Zinkblende gespickten Karbonatkörnern zu eckigen Zinkblendekristallen.



Abb. 10: Zinkblende und Bleiglanz verdrängen körnigen Dolomit. // 72× vergr.

Die Erze sind teils an kleine Gängehen mit spätiger Karbonatgangart gebunden, teils sind sie Kittmasse einer Nebengesteinsbrekzie.

Gangart: Grobspätiger Dolomit, elfenbeinfarben.

Nebengestein: Lichtgrauer, feinkörniger Ramsaudolomit (H. PIRKL 1961).

Tektonik: Die Lagerstätte liegt im oberostalpinen Triasstreifen südlich des Inns. Die Vererzung ist schichtparallel, streicht also ENE und fällt nach NNW. Sowohl makroskopisch wie unter dem Mikroskop waren nur Merkmale einer epigenetischen Entstehung zu beobachten. Paragenese und Gesamteindruck der Lagerstätte lassen sie zu den Pb-Zn-Lagerstätten der nördlichen Kalkalpen stellen.

Damit ist auch die Altersstellung als intratriadisch gegeben.

Bergbaugeschichte: R. SRBIK (1929) erwähnt 1631 Bergbau auf silberhaltigen Bleiglanz im Gsieß bei Kundl; möglicherweise stammt der an und für sich unbedeutende Schurf bei Brach aus derselben Periode.

29. Lehen

Fundort: 7 km Luftlinie E von Brixlegg; am Fuß des Grascberges, etwa 150 m NW des Gehöftes Lehen in der Gemeinde Thierbach, mehrere Halden.

Erz: Fahlerz und Kupferkies als Zwickelausfüllung im feinkörnigen Buntsandstein; unter dem Mikroskop sind die Quarzkörner wohl miteinander verzahnt, zeigen aber keine granoblastische Umkristallisation. Als Seltenheit findet man Pyrit und Zinkblende sowie Reste von stark verwittertem eisenhaltigen Karbonat.

Die Sulfidvererzung hat hier nicht die gewohnte Gangform, sondern liegt wolkig verteilt im hellgrünen Sandstein oder bildet feinkörnige, mehr oder weniger regelmäßig verteilte Imprägnationen in diesem.



Abb. 11: Fahlerz (FA) mit Kupferkies (CU) eng verwachsen, Gangart Quarz. 72× vergr.

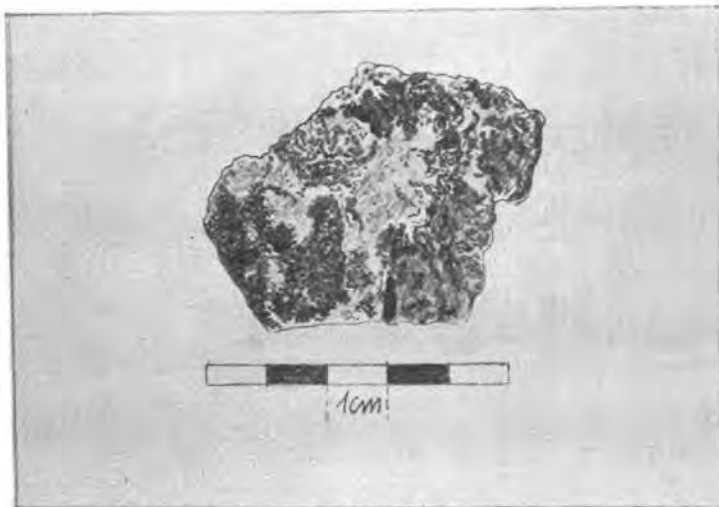


Abb. 12: Quarzsandstein mit Fahlerzimpregnation (dunkel).

Gangart: Etwas Eisenkarbonat, wegen dem hohen Verwitterungsgrad nicht genauer bestimmbar.

Nebengestein: Hellgrüner untertriadischer Sandstein.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in den Basisschichten des oberostalpinen Triasstreifens südlich des Inn. Aus der Anordnung der Einbaue in Plan II in H. PIRKL (1961) kann man auf eine ungefähr schichtparallele Verteilung der Erze schließen, wobei die oberen Horizonte bereits in den ockerigen Basislagen des Ramsaudolomites liegen. Das Alter der Vererzung ist somit gesichert nach-untertriadisch.

Bergbaugeschichte: Die Einbaue bei Lehen gehören wohl zum Schurfkomplex Holzalpe, dessen Betriebsperiode R. SRBIK (1929) von 1480 bis 1735 angibt. Von 1550 bis 1620 waren 40 Gruben in Betrieb.

30. Gratspitz

Fundort: Etwa 5 km Luftlinie ESE von Brixlegg; die E und ESE-Seite der Gratspitz ist dicht besetzt mit weithin sichtbaren Einbauen; gute Haldenstufen sind vor allem im Bach Gratspitz—Lehen zu finden; ein Scheideplatz liegt direkt neben der Oberen Holzalpe.

Erz: Fahlerz, überwiegend in Quarzgängen fein verteilt oder einzelne voneinander getrennte „Nester“ bildend. Bei R. SRBIK (1929) Angabe von Ni-Co-Erzen.

Gangart: Vorherrschend durch Malachit grüngefärbter Quarz, der den etwas brekziösen Nebengesteinsdolomit wirr durchädert und stellenweise zu diffusen Verkiesselungen desselben führt. Zurücktretend auch feinkörnige Dolomitgangart.

Nebengestein: Gelber, zuckerkörniger, nach H. PIRKL (1961) devonischer Dolomit.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in der oberostalpinen Grauwackenzone.

Nach H. PIRKL (1961) folgt die Vererbung zwei SW—NE-streichenden Bruchlinien, doch handelt es sich hierbei wohl nicht um durchgehende Gänge, sondern, wie in den SE-Abstürzen der Gratspitz in vorbildlicher Weise zu sehen ist, um ein weitmaschiges Netz von dünnen Quarz-Fahlerzergängen, die keine bevorzugte Streichrichtung aufweisen und nur in Störungsnähe gehäuft vorkommen.

Die Altersstellung der Lagerstätte wird vom Alter der erzbringenden Störung bestimmt; da diese Buntsandstein gegen devonischen Dolomit verwirft ist sie jedenfalls nachuntertriadisch.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) sehr ausgedehnt, auf Fahlerz 1478 bis 1613, sonstiger Betrieb 1465—1760. Metallhaltige Grubenwässer speisen Bad Thierberg.

31. Mauknerötz

Fundort: Etwa 5 km E von Brixlegg in der Gemeinde Zimmermoos, zirka 300—350 m S vom Gehöft Vordermauken kleine Halden und Tagbaue.

Erz: Fahlerz, in Butzen und Nestern im Ramsaudolomit, aber auch im paläozoischen Dolomit. Die Halden führen sehr wenig Erz. A. R. SCHMIDT (1868) gibt an: „... und ist auch die ganze Kalkmasse von fein eingesprengtem silberhaltigen Bleischweif durchdrungen“. G. GASSER (1913) erwähnt vom Maukner Ötz auch Wulfenit und Cerussit sowie Nickelin.

Gangart: Etwas spätiger Dolomit.

Nebengestein: Ramsaudolomit und „Schwazer“-Dolomit.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt im oberostalpinen Triasstreifen südlich des Inn.

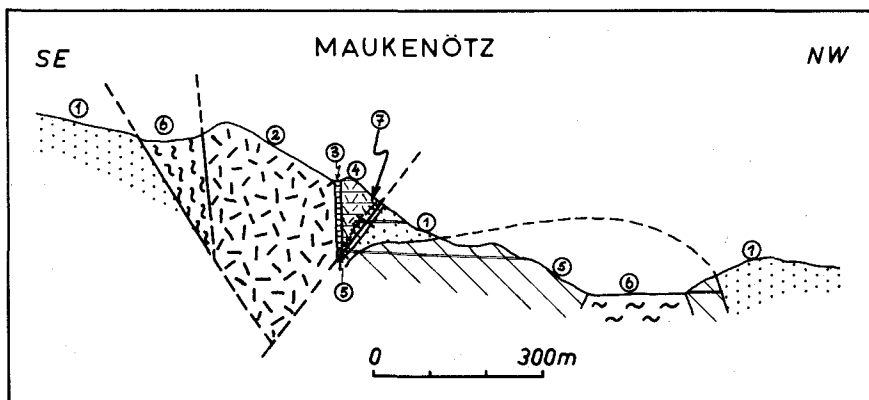


Abb. 13: Profil durch die Lagerstätte Mauknerötz, vereinfacht, nach H. PIRKL (1961)
 1 = Buntsandstein und Werfener Schichten, 2 = Ramsau-Dolomit, 3 = Raibler Schichten, 4 = Dolomit (karn.-nor.), 5 = Devon. Dolomit, 6 = Paläoz. Phyllite, 7 = Fahlerz-vererzung.

H. PIRKL (1961) erwähnt die Lagerstätte als einen Erzstock, der an einen NE-streichenden und S-fallenden Verwerfer gebunden ist.

Die Altersstellung der Vererzung ist ungewiß, da es nicht als gesichert gelten kann, daß der NE-streichende Verwurf tatsächlich der Erzbringer war (Erz z. T. mylonitisiert, Bleischweif); doch hat sie norische Dolomite vererzt, ist also gesichert nachmitteltriadisch.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) existiert eine Gewerkschaft Mauknerötz ab 1422. Bergbaubetrieb von 1750 bis in die Mitte des 19. Jahrhunderts (H. PIRKL 1961).

32. Hoferbau

Fundort: 2 km Luftlinie E von Brixlegg. 320 m N des Gasthofes Alpenrose befindet sich eine Schachtpinge; 150 m WSW desselben Gasthofes der dazugehörige Unterbaustollen.

Erz: Bei der Begehung war kein frisches Erz zu finden, wohl aber Malachit und Azurit, was mit einiger Sicherheit auf Fahlerz schließen läßt (während reiner Malachit eher auf Kupferkies als primäres Mineral deutet), sowie Limonit mit Mangankruste, welcher sowohl vom Eisengehalt des Fahlerzes wie auch von Kieserzen stammen kann.

Gangart: Grobspätiges Karbonat.

Nebengestein: Ramsaudolomit.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt im Triasstreifen südlich des Inn; sonst keine gesicherten Angaben möglich; Altersstellung: nachtriadisch.

Bergbaugeschichte: Nach H. PIRKL (1961) wurde dieser kleine Bergbau 1835 stillgelegt.

33. Silberberg

Fundort: 2 km Luftlinie SSE von Brixlegg; zahlreiche Einbaue, Pingen und Halden um die Silberbergalm und Geierköpfl.

Erz: Fahlerz mit sehr feinkörnigem Enargit und Bornit verwachsen, daneben auch Bleiglanz und Pyrit. Nach H. PIRKL (1961) auch Kobalterz und Zinkblende. Die Erze liegen ohne viel Gangart als Imprägnationen im grauen Dolomit.

Eine Schlitzprobe aus dem 1941/44 von der Reichsanstalt für Bodenforschung vorgetriebenen Unterbaustollen (unveröff. Gutachten von O. SCHMIDEGG, Geol. Bundesanstalt Wien) ergab 0,25% Ni+Co; ein ausgesuchtes Stück von Stollenmeter 921 (mit Fahlerz reich imprägnierter Dolomit) wird sogar mit 1,38% Co und 0,98% Ni angeführt.

Gangart: Etwas spätiger Dolomit.

Nebengestein: Ramsaudolomit, Partnachschichten.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt im oberostalpinen Triasstreifen S des Inn.

Über die Art und Ausdehnung der Vererzung ist in der Literatur recht wenig zu finden; einige nicht unwichtige Hinweise erhalten wir jedoch aus den Profilen 10 und 11 in H. PIRKL (1961):

Wir sehen, daß zwei verschiedene nur durch Horizontalbewegungen übereinandergestapelte Faziesausbildungen der Trias vererzt sind; wohl ist nirgends ein direktes Übergreifen eines Erzganges von einer Fazies in die andere bekannt; doch dürfte das Wagnis nicht allzu groß sein, eine Vererzung, welche, paragenetisch einheitlich, auf etwa 900 m ein und desselben Stollens verstreut ist, auch auf einen zeitlich einheitlichen Vererzungsvorgang zurückzuführen.

Damit ist die Altersstellung der Vererzung gegeben: sie ist jünger als die Hauptdeckenbewegung in den nördlichen oberostalpinen Kalkalpen.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) ist der Bergbau am Silberberg eng mit dem am Geyer verbunden. Fahlerzabbau von 1460 bis 1569. 1941—1944 Unterbaustollen auf Co-Ni-Erze.

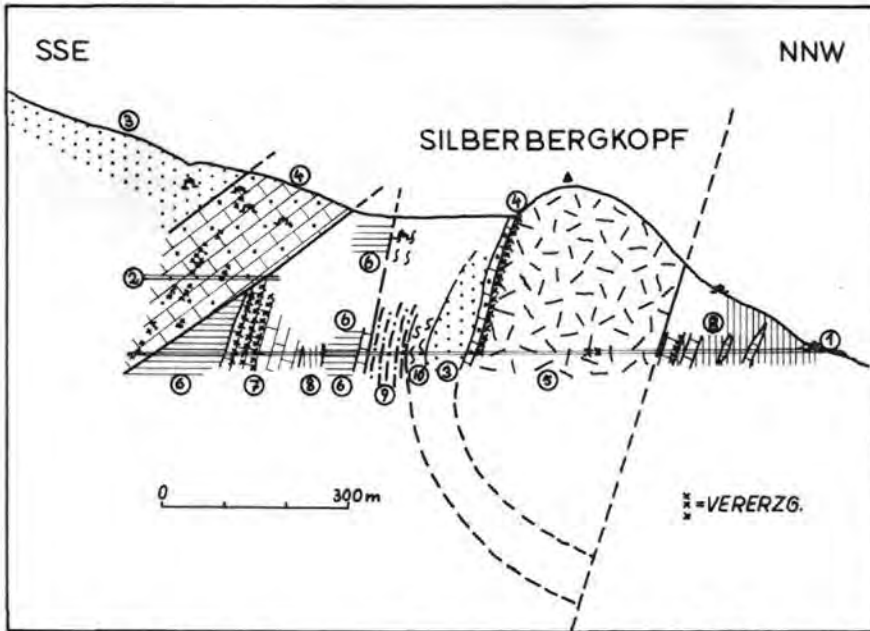


Abb. 14: Profil durch die Lagerstätte Silberberg; vereinfacht nach H. PIRKL (1961). 1 = Silberbergstollen, 2 = Pichler Stollen, 3 = Buntsandstein, 4 = ockerig anwitternder Kalk und 5 = Ramsaudolomit der Berchtesgadener Fazies, sowie 6 = Raibler Schichten, 7 = Alpinen Muschelkalk und 8 = Partnachsichten der Hohenegg-Fazies. 9 = gelbe Kalksandsteine des Alpinen Muschelkalkes.

34. Geyer

Fundort: 2,6 km Luftlinie ESE von Brixlegg; 350—400 m SE des Gehöftes Oberbrunn in der Katastralgemeinde Zimmermoos ausgedehnte Halden.

Erz: Fahlerz, Kupferkies, Enargit, Pyrit und Markasit. Nach H. PIRKL (1961) auch Bleiglanz, Co- und Ni-Erze.

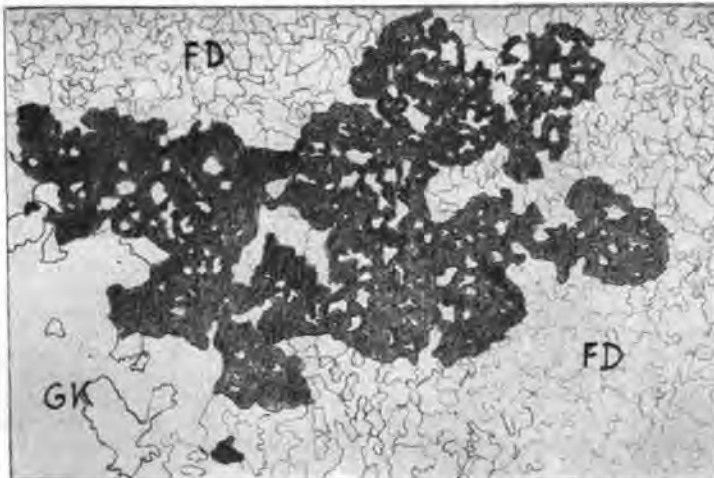


Abb. 15: Fahlerz (FA) sproßt von grobkörnigem Karbonatgang (GK) in feinkörniges dolomitisches Nebengestein (FD). Beispiel für metasomatische Platznahme. 72× vergr.

Nach einer spektralanalytischen Analyse von E. SCHROLL (1959) enthält das Fahlerz: 8% As, mehr als 10% Sb, 0.15% Ag, 4.2% Zn, 0.004% Hg, 7.2% Fe und 0.87% Ni und 1.2% Co.

Nach den Haldenfundun liegen die Kupfererze, Pyrit usw. vorwiegend ohne viel Gangart in Form von Imprägnationen und dünnen Gängchen im Nebengesteinsdolomit; Bleiglanz tritt nur in Adern grobspätigen Dolomites auf und ist sehr wahrscheinlich jüngste Bildung. Aus den meisten Anschliffen (z. B. Abb. 15) geht sehr deutlich die mehr metamatische als spaltenfüllende Platznahme der Erze hervor. Sie wachsen von der Intergranulare aus, wobei alle Komponenten mehr oder weniger gleichzeitig ausgeschieden werden.

Gangart: Spätiger Dolomit.

Nebengestein: Vorwiegend dunkelgrauer, sehr feinkörniger Dolomit der unteren Trias (Muschelkalkniveau).

Tektonik: Die Lagerstätte liegt im oberostalpinen Triasstreifen von Schwaz—Brixlegg. Der Bergbau geht im wesentlichen in derselben tektonischen Konstellation um wie Silberberg (Nr. 33); damit gilt auch hier im Prinzip die Profilskizze von Lagerstätte Nr. 33.

A. R. SCHMIDT (1868) berichtet: „Der erzführende Kalk ist gelb, mürbe, porös ... Das Erzvorkommen war butzen- und stockförmig, wie aus der Gestalt der alten Zechen abgenommen werden kann. Das Streichen der Erzausscheidungen geht meistens von E gegen W nach der Richtung des Kalkzuges mit südlichem Verflächen“.

Die Altersstellung ist gesichert nachuntertriadisch und die Vererzung von Rauh- wacken (Kalkmylonite, die aus unterschiedlichen stratigraphischen Horizonten stammen können) hat wahrscheinlich ebenso wie im Silberberg nach dem Hauptdeckenschub stattgefunden.

Bergbaugeschichte: Nach M. ISSER (1888) erste Verleihung 1427, ununterbrochener Betrieb bis 1705. Erfolgreiche Wiedergewältigung 1850—1854.

35. Einberg

Fundort: 2 km Luftlinie SSE von Brixlegg; zwei Halden zirka 100 m von der Straßen- kehre Pinzger-Unterbrunn (Stollen 188 und 189 in Plan II in H. PIRKL 1961).

Erz: Nieren von feinkörnigem Bleiglanz; eckige Stücke von Limonit nach Pyrit (?); die Erze sind stark verwittert.

Nebengestein: Mylonitisierter, griffelig zerfallender Partnachschiefer (Ladin).

Tektonik: Die Lagerstätte liegt im oberostalpinen Triasstreifen von Schwaz—Brixlegg.

Die an und für sich unbedeutende Vererzung der ladinischen Partnachschieften mit Bleiglanz und Pyrit, der nach H. PIRKL (1961) primäre Beimengung ist, erscheint des- wegen bedeutsam, weil sie ohne Beimengung von Kupfererzen im Schwaz—Brixlegger Revier vereinzelt dasteht. Fast idente Verhältnisse sind mir von der nordalpinen Pb-Zn-Lagerstätte Reißenschuh (Nr. 77) aus den karnischen Raibler Schiefen bekannt; auch dort liegt PbS und Pyrit in dunklen Schiefen, allerdings in sichtbarem Zusammenhang mit einer ausgedehnten PbS-ZnS-Vererzung im darunterliegenden Wettersteinkalk.

Aus dem über die Lagerstätten Silberberg und Geyer Gesagten geht mit einiger Deutlichkeit hervor, daß die Fahlerz-Kupferkiesvererzung des Triasstreifens von Schwaz—Brixlegg nach den Hauptdeckenbewegungen stattgefunden hat. Finden wir nun mitten im Fahlerzrevier eine Lagerstätte mit abweichender Paragenese, die nicht offensichtlich an jüngste Bruchtektonik gebunden ist, sondern eher Anklänge an die nordalpinen PbS-ZnS-Lagerstätten zeigt, so muß sie älter als die Hauptdeckenbewegung sein; und damit wird das von O. SCHULZ (1954) geforderte intratriadische Alter der nordalpinen PbS-ZnS-Lagerstätten wahrscheinlicher als ein kretazisch-tertiäres. Der Aussageumfang der Einbergvererzung ist jedoch nur der eines Hinweises, und keinesfalls der eines Be- weises.

Bergbaugeschichte: Historische Daten über den Schurfbetrieb liegen nicht vor.

36. Mühlbichl

Fundort: In der Stadt Brixlegg selbst, an deren SW-Ausfahrt; große Tagverhaue hinter der kleinen Kapelle am Nordsteig.

Erz: Fahlerz, in dünnen Äderchen und mit wenig Gangart, meist direkt im grauen Devondolomit; kleine Markasitknollen und viel Malachit.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in einem zur Grauwackenzone zu stellenden Keil von devonischem Dolomit innerhalb des Triasstreifens von Schwaz—Brixlegg.

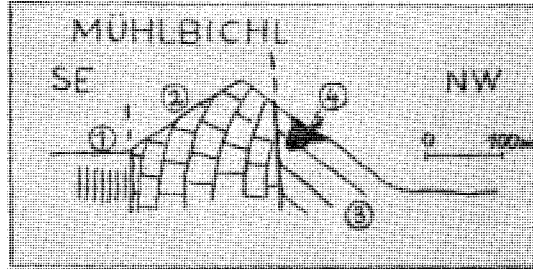


Abb. 16: Profil durch den Mühlbichl bei Brixlegg, vereinfacht nach H. PIRKL (1961). 1 = Partnachsichten (Ladin), 2 = Muschelkalk, 3 = Devondolomit, 4 = Tagzechen.

Wie Abb. 16 zeigt, liegt die Vererzung nahe an einem Verwerfer, an dem anisische Kalke gegen Devondolomite absetzen; da die Tagverhaue entlang dem Verwerfer angeordnet sind, war dieser möglicherweise der Erzbringer, doch sind gesicherte Angaben aus den stark mit Algen verkrusteten höhlenförmigen Tagverhaue nicht zu erhalten; die Altersstellung ist deshalb ungewiß.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) Bergbautätigkeit in der ersten Hälfte des 15. Jahrhunderts bis etwa 1580. 1850 teilweise Wiedergewältigung (M. ISSER 1888).

37. Matzenköpfl

Fundort: Direkt an der SW-Ausfahrt von Brixlegg, etwa 800 m SW der Kupferhütte Brixlegg.

Erz: Fahlerz, Enargit, Kupferkies, Zinkblende, Bleiglanz, Pyrit und Markasit. Nach G. GASSER (1913) auch Antimonglanz, Antimonsilberblende. Das Fahlerz ist ein Arsenfahlerz mit 0-3% Ag und einem auffallend hohen Gehalt an Ni (1%) und Co (0-9%), (E. SCHROLL 1959), wie wir ihn sonst nur von der Lagerstätte Geyer (Nr. 34), die ebenfalls im dunklen anisischen Dolomit liegt, kennen. Fahlerz, Enargit und Kupferkies sind eng miteinander verwachsen und bilden z. T. gemeinsame Mineralschalen um grobkörnig-radialstrahligen Markasit.

Die Platznahme der Erze durch Metasomatose geht sehr deutlich aus der folgenden Abbildung (Seite 32) hervor.

Zinkblende verdrängt von der Intergranulare aus das feinkörnige Karbonatgestein; in derselben Weise wachsen die Pyritaggregate, die vor einer konzentrischen Pyritinnenzone noch eine mehr oder weniger unregelmäßig gestaltete Randzone von Markasit liegen haben.

Sehr häufig sind Haldenstücke von derbem Markasit, der eckige Nebengesteinsbruchstücke umkrustet.

Gangart: Praktisch keine vorhanden.

Nebengestein: Dunkelgrauer, sehr feinkörniger Dolomit, aus dem Niveau des alpinen Muschelkalkes (Anis).

Tektonik: Die Lagerstätte liegt im oberostalpinen Triasstreifen von Schwaz—Brixlegg.

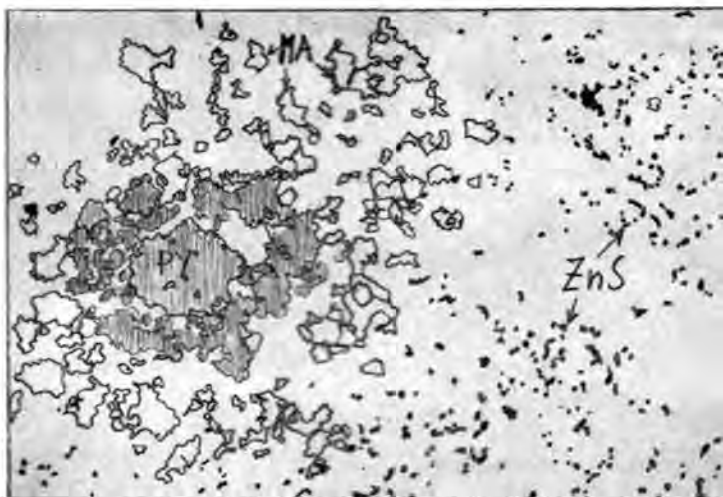


Abb. 17: Rundliche Porphyroblasten aus Pyrit (PY), randlich umgeben von xenomorphem Markasit (MA) und feinstkörniger Zinkblende, die vor allem an den Korngrenzen des dunklen, feinkörnigen Dolomites sproßt. 72× vergr.

Die Vererzung hat die Form eines Lagerganges von 15 bis 120 *cm* Mächtigkeit und wurde auf 130 *m* im Streichen ausgelängt. Die Erze zeigen auch im Handstückbereich eine wolkig-diffuse Verteilung im Nebengestein mit deutlichen Anzeichen von Metasomatose. Trotz stark schwankendem Silbergehalt war das Erz oft so derb, daß es ohne alle Aufbereitung verschmolzen werden konnte.

Das Alter der Vererzung ist jedenfalls nach-untertriadisch. Paragenetisch scheinen die Vererzungen im anisichen Muschelkalk (Geyer und Matzenköpfl) eine gewisse Sonderstellung durch ihren hohen Ni-Co- und etwas höher als der Durchschnitt ostalpiner Fahlerze liegende As-Gehalte einzunehmen. Nach E. SCHROLL (1959) sind im allgemeinen höher thermale Erzvorkommen As-reicher, und As-reiche Fahlerze in der Abscheidungsfolge älter als Hg-reiche. Möglicherweise haben wir es in den beiden Vorkommen mit höher thermalen, mehr metasomatischen als gangfüllenden Vorläufern der Hauptfahlerzvererzung zu tun.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBİK (1929) Bergbau auf Silber von 1851 bis 1854.

38. und 39. Groß- und Kleinkogel

Fundort: Etwa 3 *km* SW von Brixlegg, zahlreiche Einbaue und große Halden an der N-Seite von Groß- und Kleinkogel.

Erz: Fahlerz, und zwar ein Antimon-Kupferfahlerz mit stark wechselndem (0.03 bis mehr als 10%) Ag-Gehalt und bis 3.2% Hg nach E. SCHROLL (1959). Ni-Co-Gehalte meist unbedeutend, maximal 1800 bzw. 1600 *gr/to* Fahlerz. Das Fahlerz ist meist deutlich älteste oder nach Quarz zweitälteste Gangfüllung. Gelegentlich tritt Fahlerz auch innerhalb der Barytgangfüllung auf, dann allerdings in z. T. sehr vollkommen ausgebildeten Rhombendodekaedern.

Gangart: Vorwiegend grobspätiger Baryt, welcher im Bergbau St. Gertraudi zur Zeit abgebaut wird; das miteinbrechende Fahlerz wirkt eher qualitätsmindernd. Mit den Barytgängen ist häufig eine starke Verquarzung des Nebengesteins verbunden; die Abfolge der Gangartminerale ist dann Quarz-Fahlerz-Baryt und manchmal Kalkspat als jüngstes. In oberen Horizonten tritt mit dem Quarz auch ein gewisser Anteil von Pyrit zum Fahlerz. F. M. STAFF (1862) erwähnt vom Kleinkogel auch Eisenspat und Ankerit als häufige Gangarten.

Nebengestein: Lichtgrauer devonischer Dolomit, z. T. brekziös.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in der oberostalpinen Grauwackenzone.

Bestimmend für die Lage der Vererzung erscheint mir weniger ihre nur schwach ausgebildete Bindung an bevorzugte Kluftrichtungen als vielmehr ihre Nähe zu den überlagernden untertriassischen Werfener Schiefen. Ein in H. PIRKL (1961) veröffentlichtes Profil durch die Lagerstätte Großkogel zeigt, daß von 900 m wahrscheinlicher Dolomitmächtigkeit nur die hangendsten 400–500 m bergbaulich interessant waren.

In der Art der Vererzung, nicht jedoch in der Paragenese finden wir Unterschiede zwischen Klein- und Großkogel:

Kleinkogel: Ausgeprägte Gangzonen mit vorwiegend NS-Streichen und mittelsteilem E-Fallen; Fahlerz und Baryt können auch in Aggregaten von rundlichem Umriß (Nester und Butzen) ohne ersichtliche Zufuhrwege im Nebengestein liegen. Die Mächtigkeit der Fahlerzgänge liegt im *mm*- bis *dm*-, die des Baryts im *cm*- bis *dm*-Bereich.

Großkogel: Fahlerz-Baryt bildet vorwiegend die Hohlraumausfüllung von Dolomitbrekzien, die als Großform schlauchartige Gebilde mit steiler Achse darstellen (Durchmesser 70–100 m, bekannte Höhengausdehnung 250 m); die primäre Umgrenzung ist unscharf und wurde erst durch junge, steilstehende Bewegungsflächen zugeschnitten. O. SCHMIDEGG (1953) führt diese eigenartige Form der Vererzung auf steilachsige Verbiegungen mit B 60° W des Dolomites und daraus entstandenen Auflockerungszonen zurück; H. PIRKL (1961) dagegen beschreibt vom Kleinkogel einen flachen Muldenbau mit steilstehender NW-streichender Achse, vom Großkogel einheitliches ENE-Streichen bei steilem N-Fallen, also keineswegs intensive Schlingentektonik. Sehr wahrscheinlich entstand die Schlauchform durch Vererzung stark aufgelockerter Scharungslinien steilstehender, eng beieinanderliegender Verwerfer.

Die Altersstellung der Vererzung ist nicht gesichert anzugeben.

Bergbaugeschichte: Nach M. ISSER (1888) Großkogel 1620, Kleinkogel 1657 eröffnet und in geringem Umfang bis heute in Betrieb (Barytbergbau St. Gertraudi).

40. Fügenberg

Fundort: 8 km ENE von Schwaz; kleine Halde im dichten Jungwald zirka 50 m oberhalb der neuen Forststraße Öxeltal–Zillertal; siehe H. PIRKL (1961), Plan II, rechts unten.

Erz: Magnetit und Pyrit, mehr oder weniger kataklastisch durchbewegt, Magnetit z. T. hämatitisiert.

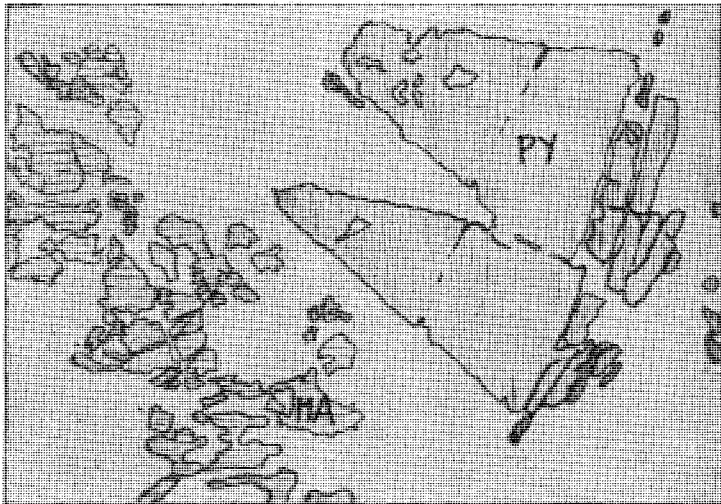


Abb. 18: Kataklastischer Magnetit (MA) und Pyrit (PY); 72× vergr.

Die Erze liegen als Fasern und Imprägnationen im stark mylonitisierten Nebengestein.

Gangart: Brekziöser Quarz und etwas chloritisches Schiefermaterial.

Nebengestein: Grünlicher Wildschönauer Schiefer (Übergang in Grünschiefer), stark mylonitisiert.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in den paläozoischen (silurischen ?) Schiefen der nördlichen Grauwackenzone. Der außerordentlich hohe Grad der Durchbewegung sowie die von allen anderen Vererzungen des Revieres abweichende Paragenese lassen die Vererzung als syngenetisch mit den Grünschiefern einstufen. Ihr Alter wäre demnach etwa silurisch.

Historische Daten über den unbedeutenden Schurfbau sind nicht vorhanden.

41. und 42. Ringenwechsel

Fundort: Das Bergbaurevier Ringenwechsel besteht aus den Teilrevieren (von SW nach NE): Burgstall, Rotenstein, Weittal, Pfaffengrube, Roggland und Schrofen mit ungefähr 220 Stollenmundlöchern und 76 Tagverhauen, deren Lage am besten aus den außerordentlich genauen und verlässlichen Planskizzen von H. PIRKL (1961), Blatt I, zu entnehmen ist.

Erz: Vorwiegend Kupfer-Antimonfahlerz, nach M. ISSER (1905) mit folgenden Gehalten: 34·5% Cu, 0·45% Ag, 1·7% Hg, 4·9% Zn, 2·7% Fe, 0·5% Mn, 20% Sb, 5·8% As und 25·5% S. Die Zusammensetzung ist für alle Teilreviere des Ringenwechsel recht gleichmäßig.

An anderen Erzen erwähnt O. SCHMIDEGG (1951) nur Antimonglanz, Bleiglanz, Kupferkies und Pyrit in sehr geringen Mengen. Nach G. GASSER (1913) treten auch Auripigment und Cölestin auf. Das Fahlerz liegt meist in derber Form als Kittmasse einer Dolomitlekrezie vor; idiomorphe Kristalle sind selten.

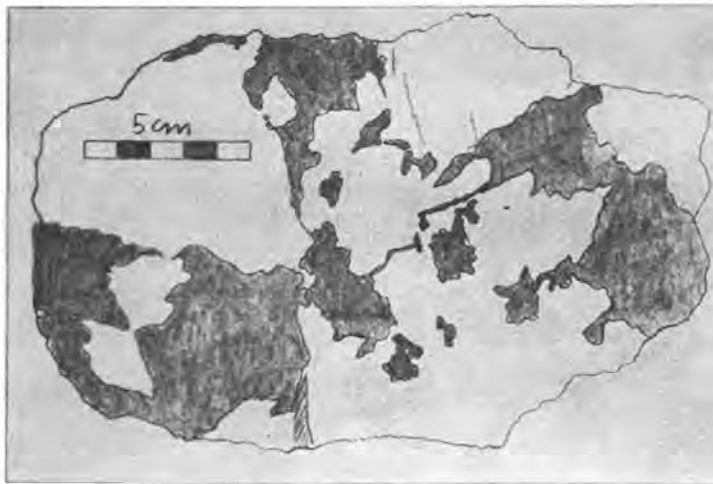


Abb. 19: Fahlerz (dunkelgrau) in brekziösem Dolomit.

Gangart: Quarz in Gängen oder den Dolomit imprägnierend, dann Baryt, im Gegensatz zu Groß- oder Kleinkogel nur untergeordnet, sowie Anhydrit und etwas Flußspat, Aragonit und Kalkspat.

Nebengestein: Hellgrauer, in Gangnähe oft verquarzter Dolomit.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in einem NE-SW-streichenden Zug von nach H. PIRKL (1961) fossilbelagert devonischem Dolomit der nördlichen Grauwackenzone.

Auffallend an der Lage der Vererzungen im Dolomit ist ihr gehäuftes Auftreten an der Grenze Dolomit—Tonschiefer, ohne in letzteren überzutreten.

Nun zur Besprechung der Teilreviere, beginnend im SW:

1. Burgstall: Verschiedene Vererzungen mit etwa NW-Streichen haben nur bis 100 m streichende Länge, reichen aber bis 300 m in die Tiefe; dieses Verhältnis von relativ kurzer Streichlänge zu großer Teufenerstreckung ist eine im Schwaz—Brixlegger Bergbaurevier weit verbreitete Erscheinung. Die Vererzung geht vom südlichen Kontakt aus (Abb. 20).

2. Rotenstein: 10 Erzgänge mit NW-Streichen, nach den Profilen von H. PIRKL (1961) mehr an die Nähe des liegenden (da von devonischem Dolomit überschoben) Buntsandsteins.

3. Weittal: 3 Lagergänge, NE-streichend und 50° SE einfallend, auf 80—100 m im Streichen und bis 350 m im Einfallen erzführend; werden von einem N-fallenden Erzgang gekreuzt.

4. Pfaffengrube: Nichts Näheres bekannt.

5. Roggland: Drei Erzklüfte mit NS-Streichen, 60 m im Streichen und 150 m in die Tiefe mit Fahlerz vererzt.

6. Schrofен: NS-streichende und steil E-fallende Gänge, Vererzung vom hangenden Phyllit ausgehend.

Dieses vorliegende N- und NW-Streichen der Erzgänge steht etwa senkrecht auf das vorherrschende Streichen der paläozoischen Dolomite. Wie aus der Beschreibung von H. PIRKL (1961) hervorgeht, war die posttriassische Tektonik mit Großfaltungen, Überschiebungen von silurischem Phyllit auf devonische Dolomite und von Paläozoikum auf Trias sehr intensiv, mit Schubrichtung aus SE. Diese, zumindest teilweise plastische, teilweise rupturale Deformation verursachte eine im ganzen Alpenkörper immer wieder nachweisbare Längsdehnung parallel B und ein Aufreißen von ac-Klüften normal dazu. Die in solchen Klüften platznehmenden Erzgänge sind nicht mehr plastisch durchbewegt, werden jedoch häufig von sogenannten „Blättern“ verworfen. Damit steht auch die Altersstellung der Vererzung fest: Nach, unter Umständen knapp nach einer Hauptdeckenbewegung und vor der germanotypen Schlußtektonik.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) Bergbautätigkeit von 1460 bis 1680 mit der Blitzezeit von 1480 bis 1550. Wiedergewältigungen 1780, 1815 und 1840.

43. und 44. Falkenstein

Fundort: Das Bergrevier Falkenstein umfaßt die Teilreviere Eiblschrofен, Neufund und Palleiten, mit insgesamt etwa 190 Einbauen und zirka 44 Tagverhauen; ihre Lage ist am besten dem Blatt I in H. PIRKL (1961) zu entnehmen.

Erz: Mit Ausnahme von geringfügigen lokalen Besonderheiten gilt das über den Ringenwechsel Gesagte. An Menge weitaus überwiegend finden wir Fahlerz, und zwar ein Kupfer-Antimonfahlerz mit folgenden Bestandteilen: 38·26% Cu, 0·6% Ag, 1·8% Hg, 6·36% Zn, 2·58% Fe, 0·4% Mn, 15—18% Sb, 6·7% As, 26% S (Analyse aus dem Lagerstättenarchiv der Geol. Bundesanstalt Wien).

Als Besonderheit treten im Falkensteiner Revier auch Erze mit Hg-Gehalten von 8 bis 15%, sogenannter Schwazit, auf; diese Erze sind verhältnismäßig leicht zerreiblich und von einem dunkleren Schwarzton als die Kupfer-Antimonerze; der Quecksilbergehalt der Gesamtvererzung weist jedoch starke lokale Schwankungen auf und ist für regionale Vergleiche nicht recht brauchbar. Im Gegensatz zum Hg, dessen Gehalt nach Osten hin abnehmende Tendenz zeigt, bleibt der Kupferanteil im Erz sowie sein Verhältnis zu Ag (Cu: Ag = 100:1·25) recht gleichmäßig.

Neben dem Fahlerz tritt nach G. GASSER (1913) auch Realgar, Auripigment, unter den sekundären Mineralen auch Kupfervitriol auf.

Der überwiegende Teil des Erzes ist an die Trümmerzonen von Verwerfern gebunden und verkittet dort gemeinsam mit den Gangarten die eckigen Dolomitbruchstücke; sehr häufig fanden nach der Vererzung an denselben Flächen wieder rupturale Deformationen statt, da die Ausfüllung mit Sulfiden und spätmager Gangart dem Gestein doch nicht seine ursprüngliche Festigkeit wiedergeben kann.

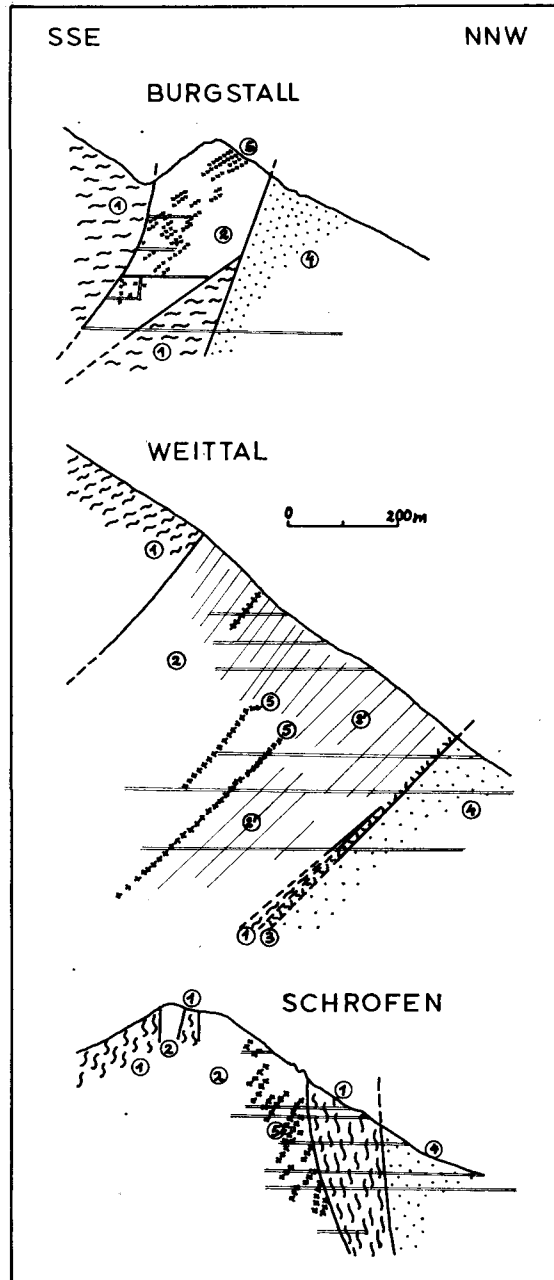


Abb. 20: Profile durch die Teilreviere Burgstall, Weittal und Schrofен, vereinfacht nach H. PIRKL (1961).

1 = Paläozoischer Phyllit, 2 = Devondolomit, 2' = Schichteinfallen, 3 = Untertriadische Basalbrekzie, 4 = Buntsandstein, 5 = Fehlerzvererzung.

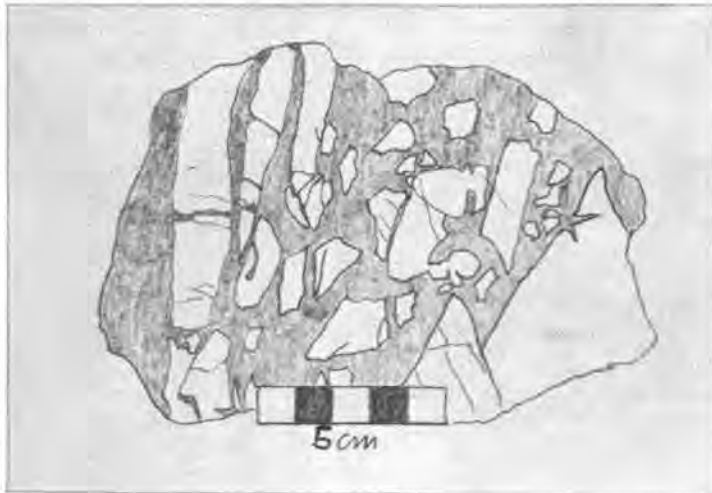


Abb. 21: Eisenkarbonat (Dolomit mit 10% Ferrodolomit), dunkelgrau, verkittet Dolomitbrekzie.

Neben der reinen Spaltenausfüllung und nicht selten von dieser ausgehend, finden wir Verdrängungsstrukturen von Fahlerz und Gangart nach Dolomit. Die Vererzung hat dann die Form von „Nestern“ ohne ersichtliche Zufuhrwege. Diese Erscheinung sowie das oft sehr enge Erzkluftnetz führte zu Adelszonen bis zu 40 m Mächtigkeit.

Gangart: Vorwiegend Quarz, z. T. den Dolomit diffus durchtränkend, oft in kleinen Kristallen in Drusen Hohlräumen; sodann verschiedene Eisenkarbonate (am verbreitetsten Dolomit mit etwa 10% Ferrodolomit), selten Baryt, und nach G. GASSER (1913) Cölestin und Strontianit. Anhydrit ist an manchen Stellen reichlich, und schließlich Aragonit und Kalkspat; es war nicht möglich, aus den Haldenfunden eine gesicherte Altersabfolge aufzustellen.

Nebengestein: Grauer, meist dichter, seltener feinkristalliner Dolomit.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt im devonischen Dolomit der nördlichen Grauwackenzone.

Eine von O. SCHMIDEGG (1951) veröffentlichte Skizze des Falkensteiner Revieres zeigt, daß die Vererzungen im W-Teil mehr gangförmig mit einem recht regelmäßigen Streichen nach etwa 275° und steilem N-Fallen ausgebildet sind. Beiderseits der sogenannten „Stollenwand“, einem auffallend geradlinig EW-streichenden Verwerfer, befinden sich große, im allgemeinen flach liegende Vererzungen, die sogenannten „Flachen Zechen“.

Die Vererzungen im E-Teil des Revieres streichen im allgemeinen E—W bis ENE bei $30\text{--}35^\circ$ Einfallen nach S; sie liegen in ganz auffallender Weise um den nördlichen Kontakt von Dolomit zu Phyllit (Stauhohizont?), ohne in letzteren einzutreten.

Vereinzelte setzen auch hier Dolomitbrekzien mit Fahlerz in steiler, schlauchartiger Form, ähnlich der Großkogelvererzung, auf. Sie führen Mächtigkeiten bis 30 m und als Besonderheit viel Anhydrit als Gangart.

Die Klüfte und Bewegungszonen im Dolomit scheinen nach O. SCHMIDEGG (1951) in alle Richtungen der Kompaßrose zu streichen, bei gewisser Bevorzugung der NE—NNE-Richtung, an der auch größere Verschiebungen auftreten und Buntsandstein eingeklemmt ist, womit sie nachuntertriassisches Alter (oder Wiederbelebung?) ausweisen; auch Bewegungsflächen in söhlgiger Lage sind nicht selten.

Bezüglich der Altersstellung gilt das für den Ringenwechsel Gesagte: Die Vererzung hat ihren Platz nach der plastischen Durchbewegung des Dolomites (W-fallende B-Achsen, wahrscheinlich alpidisch, da ältere Achsen nach H. PIRKL (1961) nach S bis SW eintauchen) und irgendwann innerhalb der rupturrellen Beanspruchung der Gesteine, die durch-

aus noch kräftige horizontale Komponenten enthalten haben kann, wie der Bruchfaltenbau des steirischen und tirolischen Tertiärs (z. B. Häring) zeigt, eingenommen. Ein Teil der rupturellen Deformation ist jedenfalls jünger als die Vererzung.

Bergbaugeschichte: Nach M. ISSER (1888) im Jahre 1408 eröffnet, stand dieser Bergbau bis zum Jahre 1826 in ununterbrochenem Betrieb. Nach kurzfristiger Einstellung Wiederinbetriebnahme im Jahre 1856, 1931 Umstellung auf Schottererzeugung.

45. Schwader Eisenstein

Fundort: Etwa 4 km Luftlinie E von Schwaz; ausgedehnte Halden ENE und E des Mehrerkopfgipfels.

Erz: Auf den Halden reichlich stark verwittertes Eisenkarbonat (Siderit?), meist in dünnen, zum Nebengestein konkordanten oder auch diskordanten Gängen von wenigen cm Mächtigkeit. A. R. SCHMIDT (1868) erwähnt geringe Mengen von silberhändigem Fahlerz, Kupferkies und Bleiglanz und betont die paragenetische Verwandtschaft zu den auf Fahlerz abgebauten Lagerstätten von Schwaz. Gelegentliche Anflüge von Kobaltblüte können aus dem Fahlerz oder aus selbständigen Kobaltmineralien stammen.

Gangart: Milchig-trüber Gangquarz, gegenüber den Eisenkarbonaten ältere Ausscheidung, sowie spätiger Baryt, der eine Eisenkarbonatbrekzie verkittet und somit jünger als deren Komponenten ist. Nach A. R. SCHMIDT (1868) auch etwas Flußspat.

Nebengestein: Phyllonitisierter Augengneis; in nächster Gangnähe etwas gebleicht.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in Schollen von mittelostalpinem Kristallin, welche zwischen unterostalpine Phyllite und der Schiefer-Dolomitserie der Grauwackenzone eingeklemmt sind.

Der Bergbau ging auf vier Gängen um:

1. Neufundgang: streicht 20–30° und fällt 45° SE bei einer Mächtigkeit von 0,2 bis 5 m; 850 m im Streichen und 400 m im Fallen aufgeschlossen.

2. Burgundergang: streicht 10° und fällt 65° E; führt sehr viel Baryt; 1,2–1,5 m mächtig.

3. Karergang und

4. Hochschwadergang: streichen beiden 50°, fallen 30° SE, 1,5–2 m mächtig.

Die Gänge beginnen meist an der Nordgrenze von Gneis zu Phyllit, ohne in letzteren überzutreten, und erreichen ihre größte Mächtigkeit nahe an besagter Grenze um gegen das Gneismassivinnere allmählich schmaler zu werden. Nach O. SCHMIDEGG (1951) dürften die Gänge durch Zerrungen am Außenrand von Gneisschlingen entstanden sein; das ist recht gut möglich, doch ist aus der geologischen Karte (Blatt Innsbruck, 1 : 75.000) kein Ansatz zu Schlingentektonik ersichtlich, wohl aber zwei das ganze Gneismassiv durchziehende Dislokationszonen mit etwa demselben Streichen wie die Erzgänge; diese können ihren Weg also auch an herkömmlichen Verwerfungsstellen gefunden haben (NE-streichende Dislokationen sind im nahegelegenen Revier Falkenstein recht häufig); für die letztere Möglichkeit spricht auch eine Beobachtung von A. R. SCHMIDT (1868) wonach ein schwärzlicher, zäher Lettenbesteg im unmittelbar Liegenden des Neufundganges im Streichen beständiger ist als die Vererzung selbst.

Wichtiger als Überlegungen über die Art der Platznahme erscheint mir folgende Schlußkette: Die phyllonitisierten Augengneise sind Reste des mittelostalpinen Kristallins (Ötzaldecke?), in kleine Schollen zerrissen und häufig bis zu Serizitschiefern diaphtoritisiert; es erscheint durchaus notwendig den Großteil dieser Durchbewegung den alpidischen Fernüberschiebungen zuzuschreiben! Die Erzgänge selbst zeigen mit Ausnahme einzelner Harnische keine Durchbewegung und müssen somit ihre heutige Position nach der Hauptdeckenüberschiebung eingenommen haben; damit stimmen sie auch im Alter mit der Fahlerzvererzung ungefähr überein.

Möglicherweise haben wir hier ein tieferes Stockwerk ein und derselben Vererzung vor uns; es ist jedenfalls bemerkenswert, daß die Lagerstätten des Mittelostalpins vorwiegend Spateisen und Kupferkies, die des nördlich vorgelagerten tektonisch höheren Oberostalpins vorwiegend Fahlerz, und zwar sehr Quecksilberreiches Fahlerz, führen, bei sonst gleicher oder doch sehr ähnlicher Paragenese.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) Bergbau seit 1690, 1870 vom Montan-
 ärar verkauft, nach Angabe der Berghauptmannschaft Innsbruck seit 1922 gestrichelt.

46. Ulpenalm

Fundort: Etwa 5 km ESE von Schwaz, nahe der Ulpenalm im hintersten Öxeltal,
 weithin sichtbare Halden.

Erz: Kupferkies, derb eingesprengt in Quarz und Eisenkarbonat (Breunnerit mit
 etwa 25% FeCO₃) der Gangart, unter dem Mikroskop etwas kataklastisch; auf Halden-
 stücken Anflüge von Kobaltblüte.

Gangart: Quarz (60%) und späterer Breunnerit (40%), eng miteinander verwachsen,
 die Altersfolge ist nicht gesichert festzulegen.

Nebengestein: Phyllonitisierter Augengneis.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in einer Scholle von mittelostalpinem Kristallin.

Nach Angaben von A. R. SCHMIDT (1868) streicht die gangförmige Vererzung nach
 NE und fällt nach SE ein, bei einer Mächtigkeit von 50 bis 60 cm. Die Augengneise
 in nächster Umgebung der Mundlöcher streichen etwa NS und stehen senkrecht; der Gang
 ist somit diskordant zum s des Nebengesteins. Manche Haldenstücke erscheinen mehr
 oder weniger stark ruptuell durchbewegt, Gangquarz und Erz vermischt und rekristalli-
 siert; an vielen fehlt jedoch jedes Zeichen einer erfolgten Durchbewegung; es erscheint
 damit die Annahme gerechtfertigt, daß diese Zerbrechung auf die in keiner alpinen Lager-
 stätte fehlenden jungen Verwerfungen zurückgeht.

Bezüglich der Altersstellung gilt das für Nr. 45 Gesagte: Vererzung nach der alpidi-
 schen Hauptdeckenbewegung.

Bergbaugeschichte: Bei R. SRBIK (1929) wahrscheinlich mit der Lokalität
 „Bruderwald“ identisch; Bergbaubetrieb 1800—1848.

47. Proxenstand

Fundort: Etwa 4-5 km ESE von Schwaz, zahlreiche kleine, z. T. stark verwachsene
 Halden 600 m SSE des Mehrerkopfes.

Erz: Stark verwitterter Siderit, verkittet brekziösen Gneisphyllonit.

Nebengestein: Phyllonitischer Augengneis.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in einer Scholle von mittelostalpinem Kristallin;
 ihre Paragenese und Tektonik zeigt einige Verwandtschaft zu Nr. 45.

Über die Raumlage der Vererzung ist nichts bekannt, doch läßt die Anordnung
 der Stollen und Halden auf einen NS-streichenden Gang schließen (H. PIRKL 1961).
 Sehr wahrscheinlich ging der Bergbau nur in der Oxydationszone um.

Für die Altersstellung gilt das zu Nr. 45 und 46 Gesagte: Vererzung nach dem Haupt-
 deckenschub.

Bergbaugeschichte: Nichts Näheres bekannt.

48. Bertagrube

Fundort: Große Halden etwa 200 m SE vom bischöflichen Seminar an der SW-
 Ausfahrt von Schwaz.

Erz: Spateisenstein mit bedeutenden Mengen von Kupferkies und Pyrit, Bleiglanz
 und Fahlerz. Der einst sehr ausgedehnte Bergbau ging vorwiegend auf Silber, Kupfer
 und Blei um. Das Fahlerz ist nach einer Analyse von E. SCHROLL (1958) ein Antimon-
 Kupferfahlerz mit 10% As, 1-4% Hg, 600 g Ni und 150 g Co/t Erz. G. GASSER (1913)
 erwähnt auch Chalkophyllit, Cuprit und Kobaltblüte.

Die Sulfide sind meist als feinkörnig-gleichmäßige Imprägnationen im Siderit verteilt,
 nur Bleiglanz bildet auch dünne Gängchen und ist wohl jüngste Bildung.

Gangart: Vorwiegend Quarz und Siderit ohne erkennbares Altersverhältnis; als jüngste Gangfüllung Dolomit und Baryt.

Nebengestein: Phyllonitisierter Augengneis.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in einer Scholle von mittelostalpinem Kristallin.

Das Streichen der Gänge ist NNE bei wechselndem E-Fallen, die Mächtigkeit schwankt zwischen 0,3 und 4 m. Die Erze zeigen keinerlei Anzeichen von Durchbewegung. Paragenetisch ist die Vererzung sowohl zu den Fahlerzlagerstätten im Dolomit wie auch zu den Spateisengängen des Schwazer Revieres verwandt, ebenso in der Altersstellung, d. h., sie ist jünger als der Hauptdeckenschub.

Daß wir in den Augengneisen vorwiegend echte Gänge, in den Karbonatgesteinen jedoch Gänge und metasomatische Erscheinungen vorfinden, geht wohl weniger auf verschiedenem Einfluß der Tektonik als vielmehr auf die unterschiedliche Lösbarkeit des Nebengesteins zurück.

Bergbaugeschichte: Bei R. SRBIK (1929) als Alte Zeche geführt, wurde der Bergbau von 1420 bis 1727 betrieben. 1845 Wiederaufnahme durch das Montanarär, Einstellung der Schurfarbeiten etwa 1903.

49. und 50. Schwazer Eisenstein und Zapfenschuh

Fundort: Die Lage der sehr zahlreichen Einbaue und Halden geht am besten aus H. PRKEL (1961), Tafel 1, hervor.

Erz: Vorwiegend Siderit, daneben auch Hämatit, in den östlichen Revierteilen auch Fahlerz und Kupferkies. Nach G. GASSER (1913) tritt auch Bleiglanz, Bournonit, Antimon Silberblende, Silberglanz, Pyrit, Kobaltkies und Nickelin auf. Der z. T. recht grobspätige Siderit durchschlägt in diskordanten Gängchen das Nebengestein, die Sulfide liegen meist als Imprägnationen im Siderit selbst; ihre Menge ist immerhin so bedeutend, daß die „Alten“ den Bergbau um ihretwillen unterhielten.

Gangart: Sehr deutlich sind Quarz und Dolomit die jüngsten Glieder der Ausscheidungsfolge, die Sulfide dürften sich etwa gleichzeitig mit dem Siderit abgesetzt haben.

Nebengestein: Phyllonitisierter Augengneis.

Tektonik: Die Lagerstätten 49 und 50 liegen in einer Scholle von mittelostalpinem Kristallin.

Das Streichen der Gänge ist NE—NNE, ihr Einfallen nach SE gerichtet, mit Ausnahme des Johann Hangendanges, des Berta- und des Daniel Bleiganges, die NW streichen und nach NE einfallen. Nach den Haldenfunden stehen die Gänge diskordant zur Schieferung des Nebengesteins und es kommt wohl kaum in Frage, wie A. R. SCHMIDT (1868) sie zu den syndesimentären Lagerstätten zu stellen.

Für die Altersstellung gilt das bei Nr. 45 Gesagte: Die Diaphtorese und Phyllonitierung der Gneise ist alpidisch, sehr wahrscheinlich schon vorcenoman, die in ihnen gelegenen Vererzungen zeigen kein Anzeichen einer entsprechenden Durchbewegung, müssen also jünger sein; noch jünger als die Vererzung ist germanotype Bruchtektonik, die in keiner alpinen Lagerstätte fehlt.

Bergbaugeschichte: Nach M. ISSER (1888) stammt der Bergbaubetrieb im Zapfenschuh aus der Blütezeit der Alten Zeche, also 1550—1600, der Bergbau Schwazer Eisenstein wurde 1730 eröffnet und 1870 wieder geschlossen. Im Jahre 1913 wurde der Bergbau Zapfenschuh gefristet, 1935 gelöst.

51. Zell am Ziller

Fundort: zirka 18 km Luftlinie SE von Schwaz; zahlreiche Einbaue und verwachsene Halden im Hang W von Maria Rast bei Zell.

Erz: Gegenstand des Bergbaues war Gold, welches meist gediegen in kleinen Körnchen mit Pyrit verwachsen auftritt.



Abb. 22: Kataklastischer Pyrit (PY) mit Freigold (AU). 144× vergr.

Hauptmasse der Erze ist Pyrit, unter dem Mikroskop fast stets kataklastisch mit Anzeichen von Rekristallisation; Einschlüsse von Kupferkies und etwas Zinkblende sind nicht selten. Fahlerz füllt manchmal die Zwickel zwischen den Pyritkörnern aus und dürfte die Ursache für die von A. R. SCHMIDT (1868) erwähnten „silberhaltigen Pochwerksschliche“ sein. Auch Kupferkies ist häufiger Gemengteil; Kobaltkies umgibt oft in Anwachsschalen den Pyrit oder durchschlägt ihn als Kluffüllung. Arsenkies fehlt.

Schwach eisenhaltiger Dolomit in spätigen Aggregaten ist mit dem Quarz verwachsen, ohne Beziehung zu den Sulfiden, die in Form voneinander getrennter Nester und Streifen im Quarz oder an dessen Kontakt gegen die Schiefer liegen. Sehen wir von den verschiedenen Mengenverhältnissen ab, so wiederholt sich hier in nächster Nähe des Tauernkristallins die Paragenese der Lagerstätten um Schwaz-Brixlegg, nur entsprechend höher temperiert.

Gangart: Vorwiegend milchig-trüber Gangquarz, zurücktretend eisenschüssiger Dolomit, ohne klares Altersverhältnis.

Nebengestein: Grauer Quarzphyllit.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in paläozoischen Quarzphylliten des Unterostalpins.

Die Vererzung ist dem Nebengestein als Lagergänge eingeschichtet, die Mächtigkeit schwankt von 10 cm bis 10 m. Ihr Streichen ist annähernd E—W, das Einfallen 65—75° nach S. Man kennt am Revier Heinzenberg 9, am Revier Tannerberg 5 in ihrer Raumlage ungefähr parallele Gänge die im Abstand von wenigen Metern aufeinander folgen; die Adelszonen sind relativ schmal und fallen gegen W ein.

In Ganganordnung und Paragenese erinnert die vorliegende Vererzung eher an die Goldlagerstätten vom Typus Schellgaden als an die sogenannten Tauerngoldgänge. A. R. SCHMIDT (1868) erwähnt vom Heinzenberg auch echte Gänge mit Füllungen von klarem Quarz, die aber niemals Gold führen; ähnliches konnte O. M. FRIEDRICH (1953) in Schellgaden beobachten.

Außer den erwähnten paragenetischen und tektonischen Parallelen zu den Lagerstätten von Schwaz und Schellgaden bietet uns die vorliegende Vererzung wenig Anhaltspunkte zur Bestimmung ihrer Altersstellung: nach O. M. FRIEDRICH ist Schellgaden „... jünger als die großen Fernschübe des alpinen Deckenbaues ...“ und „... sie sind innerhalb einzelner Nachphasen gebildet worden“. Es spricht manches dafür, daß es sich auch bei der hier besprochenen Lagerstätte so verhält.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBİK (1929) Bergbaubetrieb seit 1439: 1870 Einstellung wegen Wasserandrang, nach 1880 mehrmaliger Besitzwechsel, schließlich seit 1934 gerüstet.

52. Lamarck

Fundort: Etwa 10 km SSE zu S von Schwaz, im Hintergrund des Finsingtales, 400 m SSW zu S der Oberleger Alm, weithin sichtbare Halden.

Erz: Vorwiegend Siderit, feinkörnig bis grobspätig; in diesem als wertmindernde Imprägnierung verschiedene Sulfide.



Abb. 23: Kupferkies (CU) verwachsen mit Fahlerz (FA) und Pyrit (PY), letzterer z. T. mit schaumig-porösen Gelpyritstrukturen. 72× vergr.

An Menge überwiegt der Pyrit, und zwar einerseits Pyrit in löcheriger, eigengestaltloser Ausbildung (Gelpyrit) und aus diesem hervorgehend sehr gut idiomorphe Pyritkristalle. Fahlerz und Kupferkies, letzterer häufig den angrenzenden Pyrit korrodierend, sind eng miteinander verwachsen (Fahlerz ist wahrscheinlich jüngste Bildung) und füllen Zwickel von Pyrit und Gangart aus. Arsenkies war nur in einem Anschliff, und zwar in kleinen Kristallen randlich an Pyrit, zu beobachten. Bleiglanz ist seltene Beimengung.

Im ganzen gesehen ähnelt die vorliegende Paragenese sehr jener der Schwazer Eisenspatvererzung (besonders der Bertazeche Nr. 48).

Gangart: Vorwiegend Quarz, häufig als jüngste Bildung den Eisenspat durchtrümernd, weiters bemerkenswert viel Chlorit, und zwar Chlorit in ebenderselben Erscheinungsform, wie wir sie von den alpinen Klüften her kennen und für diese als typisch ansehen: richtungslos körnig, in Nestern und Flasern im Quarz, aber auch ohne diesen im Eisenspat liegend, von tiefdunkelgrüner Färbung. Andere typisch alpine Klüftminerale, etwa Albit, fehlen.

Nebengestein: Grauer Quarzphyllit.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in paläozoischen Quarzphylliten des Unterostalpins.

Über die Raumlage und Form der Vererzung ist aus der Literatur nichts bekannt, die Stollen selbst verbrochen. Nach Haldenfunden haben wir hier einen echten, diskordant zum im engeren Grubenbereich söhlig liegenden Quarzphyllit verlaufenden Gang vor uns. Die Erze zeigen im *cm*-Bereich Anzeichen von Zerbrechung, jedoch nicht von Durchbewegung; auch unter dem Mikroskop gibt es keine Anhaltspunkte dafür.

Die Ausbildung der Gangartminerale Quarz und Chlorit läßt erkennen, daß sie Teile der Vererzung selbst sind und nicht etwa einer die Erze durchschlagenden alpinen Klüft angehören.

Zur Klärung der Altersstellung müssen wir auf Parallelfälle am Ostende der Tauern zurückgreifen: O. M. FRIEDRICH (1933) beschreibt von der Talkenscharte in den Schladminger Tauern dunkelgrünen, ungemein dichten Chloritfels in den Erzen, der als unter

dem Einfluß der Vererzung umkristallisierter Gangmylonit zu deuten wäre. Diese Erze der Talkenscharte sind durchaus mit jenen von Lamarck vergleichbar; hier wie dort liegt in einer Eisenkarbonatgrundmasse Kupferkies, Fahlerz und Pyritkristalle. O. M. FRIEDRICH (1933) parallelisiert die Erzlagerstätten der Schladminger Tauern mit den gesichert alpinen Tauerngoldgängen. Mit mindestens dem gleichen Wahrscheinlichkeitsgrad kann man die Vererzung von Lamarck an die Schwazer Eisenspatlagerstätten anschließen; damit wäre auch sie von alpidischem Alter; diese Überlegungen besitzen jedoch nicht Beweiskraft, und sind eher nur als Hinweise auf wahrscheinliche Verbindungen zu werten.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) bestand Mitte des 18. Jahrhunderts einige Jahre ein kleiner Bergbau.

53. Volderbad

Fundort: Etwa 15 km SW von Schwaz, im Voldertal. Zirka 300 m isohypsisch vom Volderbad nach N. 5 m vor dem Antoniusbild in der Felswand durchzieht eine markante Schlucht das schroffe Waldgelände; in dieser Schlucht sehr mühsam etwa 50 m in Fallinie empor, an deren orographisch rechter Seite befinden sich in dieser Höhe zwei kleine Schurfstollen.

Erz: Arsenkies tritt in zwei Ausbildungsformen auf: a) als idiomorphe, z. T. etwas kataklastische Kristalle und b) als löcherig-eigengestaltlose Bildung aus Gelen; dieselbe Erscheinungsform kann auch als durchbewegt und unvollkommen rekristallisiert gedeutet werden.

Magnetkies ist mit Kupferkies verwachsen und wie dieser völlig xenomorph an Korngrenzen der Gangart verteilt. Randlich kann Magnetkies in ein feinstrahliges Markasitaderwerk zerfallen (Verwitterungsbildung nach P. RAMDOHR [1950]). R. SRBIK (1929) erwähnt auch Molybdän- und Antimonglanz.

Wesentlich aussagekräftiger als paragenetische Details ist das Gefüge der Erze; sie zeigen unter dem Mikroskop kaum Anzeichen von Kataklyse, nur sind in manchen Fällen die Sulfide so intensiv mit der Gangart vermischt, wie wir es von den bisher besprochenen Vererzungen nicht kennen. Makroskopisch ist der Arsenkies in Form von langgestreckten Kornzeilen, das Eisenkarbonat mit Kupfer- und Magnetkies in Form von Fasern und Linsen stets parallel der Schieferung der Gangart angeordnet.



Abb. 24: Volderbad. Dünnschliff von geschiefertem Gangquarz, etwas in S geregelt.

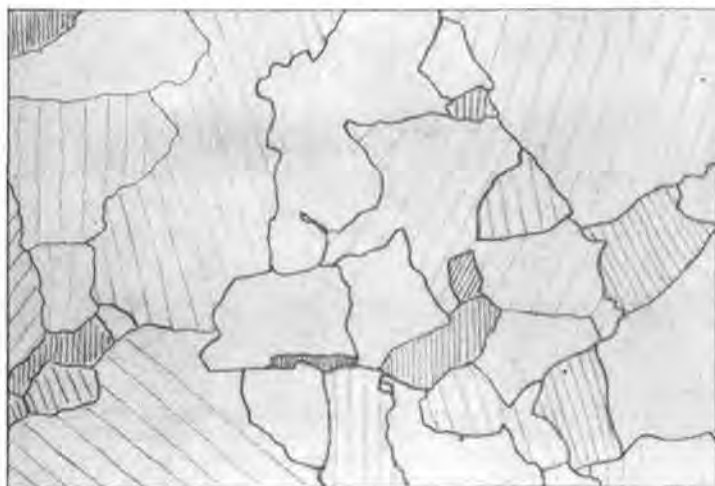


Abb. 25: Als Vergleichsbild dazu: Dünnschliff von Gangquarz aus der posttektonischen MoS_2 -Vererzung, Alpeinerscharte, Nr. 55.

Gangart: Vorwiegend Quarz, sehr feinkörnig und stark geschiefert, eher quarzit-ähnlich, mit den Schieferungsflächen stets parallel zu jenen des Nebengesteins. Unter dem Mikroskop zeigt dieser Quarz sehr gleichmäßig-feinkörnige Pflasterstruktur und nicht sehr deutliche Regelung, was wohl durch eine sehr vollständige Rekristallisation zu erklären ist, und löschl nur selten undulös aus. Diese Erscheinungsform steht in starkem Kontrast zum Schliffbild der normalen Erzgangquarze; diese sind meist großflächige Körner, wo zerdrückt mit „Mörtelkränzen“ von feinkörnigem Quarz umgeben, oft undulös auslöschend.

Nebengestein: Grauer, stark durchbewegter Quarzphyllit mit Quarzknuauern.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in den nach A. TOLLMANN (1963) ins tiefere Paläozoikum zu stellenden Quarzphylliten des Unterostalpins.

Die Vererzung besteht aus einem Lagergang, zirka 30 m im Streichen verfolgbar und wenige cm bis 1-8 m mächtig, mit ungefähr EW-Streichen linsenförmig-konkordant den Nebengesteinsphylliten eingeschaltet. Der Grad seiner Durchbewegung entspricht völlig jenem der dem Phyllit eingelagerten Marmore; im engeren Lagerstättenbereich streichen die B-Achsen des Phyllites etwa EW und fallen flach nach W.

Sehr häufig sind den Phylliten kurze Lagergänge von Quarz-Eisenkarbonat-Chlorit eingeschaltet, die sehr wahrscheinlich dem alpidischen Zyklus (Ähnlichkeit mit alpinen Klüften) zuzuordnen sind und keinerlei Durchbewegung zeigen.

Die epizonale Metamorphose der Phyllite gehört sicher der variscischen Orogenese an; ebenso sicher ist ein gewisser Teil ihrer mechanischen Durchbewegung alpidisch, wie wir aus den geflaserten untertriadischen Basisbrekzien bei Kitzbühel, von den phyllonitisierten Gneisschollen bei Schwaz und schließlich von der metamorphen unterostalpinen Trias der Tarntaler Alpen wissen.

Am zwanglosesten ist die Lagerstätte als voralpin, etwa variscisch, einzugliedern, mit starker alpidischer Durchbewegung und Rekristallisation der Eisenkarbonate wie die Sulfide, während der Gangquarz als reaktionsträgstes Mineral der Ausscheidungsfolge seine Einregelung bewahrt hat. Damit gewinnen wir auch Kriterien für die Trennung der Lagerstätten des alpinen Zyklus von jenen des variscischen, vorausgesetzt, das Nebengestein hat alpidische Durchbewegung mitgemacht.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBK (1929) Bergbau auf Silber 1521, auf Alaun, Schwefel und Vitriol 1533, Spateisenstein 1657. Die aus der Grube fließenden Wässer wurden als Heilquelle genutzt.

54. Stilluptal

Fundort: Etwa 25 km Luftlinie SSE zu S von Schwaz. Am orographisch linken Gehänge des Stilluptales, in Fallinie über der Kolbenstubenalp, soll ein alter Stollen auf Bleiglanz gelegen sein; ich konnte, trotz mehrstündiger Suche gemeinsam mit Revierjäger KRÖLL, den Stollen selbst nicht auffinden, wohl aber einige bleiglanzführende Stufen in der Schutthalde darunter.

Erz: Bleiglanz in würfeligen Kristallen; Pyrit ebenfalls in Würfelform, beide frei aufgewachsen; Limonit nach Eisenkarbonat.

Gangart: Quarz, durchscheinend-glasig, in gut ausgebildeten Kristallen.

Nebengestein: Feinkörniger Zentralgranitgneis.

Tektonik: Das Vorkommen liegt in den penninischen Zentralgranitgneisen des Tauernfensters.

Nach dem Gesamteindruck der Haldenstücke handelt es sich hier um eine echte „alpine Kluft“. Bleiglanz und andere sind in diesen, mehr ob ihrer schönen Silikatkristalle bekannten, Mineralklüften durchaus keine Seltenheit. Es ist sehr wahrscheinlich, daß eine lokale Anreicherung von Bleiglanz Gegenstand eines kurzen Schurfbaues war. Die Altersstellung ist damit gesichert: das vorliegende Mineralvorkommen wurde wie die Mehrzahl der alpinen Klüfte nach der alpidischen Haupttektonik und nach der alttertiären Tauernkristallisation gebildet.

Historische Daten sind von diesem unbedeutenden Schurfbau nicht bekannt.

55. Alpeinerscharte

Fundort: Etwa 32 km Luftlinie SSE von Innsbruck; verlassener Bergbau auf der NW-Seite der Alpeinerscharte zwischen Opperer und Schrammacher. Weithin sichtbar und von der Geraerhütte aus leicht erreichbar.

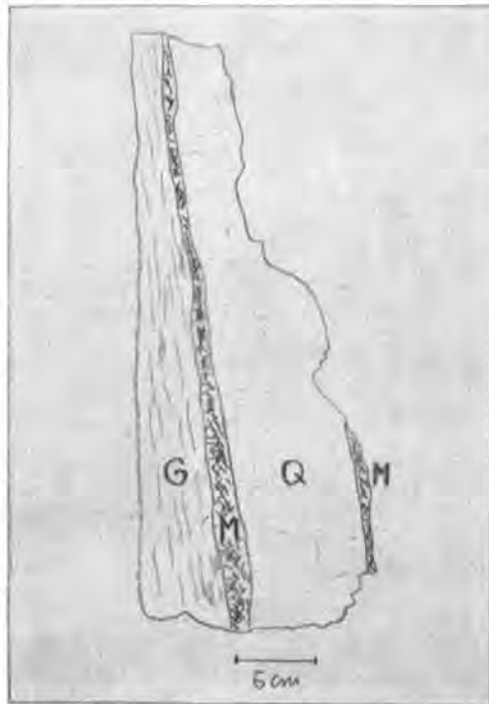


Abb. 26: G = Granitgneis, M = Zone der MoS_2 -Anreicherung, Q = Quarzgang. Haldenstufe aus dem Bergbau Alpeinerscharte.

Erz: Molybdänglanz, blättrig, in bis 10 mm großen Schuppen, unter dem Mikroskop etwas präkristallin verbogen. Der Molybdänglanz ist vorwiegend an die Salbänder von Quarzgängen gebunden und liegt z. T. in diesen, z. T. im unmittelbar angrenzenden Nebengestein in einer Zone deren Mächtigkeit 2 cm nur selten übersteigt.

Nur in Ausnahmefällen tritt Molybdänglanz in Form radialstrahliger Aggregate auch im Inneren der Quarzgänge auf; das hat zur Folge, daß der Metallgehalt der Gänge ziemlich unabhängig von ihrer Mächtigkeit ist.

An den Salbändern liegt nicht selten ein dünner Saum von Pyrit und Magnetkies, möglicherweise aus dem Nebengestein übernommen.

Gangart: Quarz, fein- bis mittelkörnig, glasig durchscheinend, nach K. MATZ (1957) auch etwas Flußspat. An verschiedenen Stellen haben die Quarzgänge Schiefermaterial aufgenommen und führen dann feinkörnigen Granat, etwas grünen Biotit und Hornblenden.

Nebengestein: Granit- und Augengneis.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in einem Gneiskern des Penninikums.

Wie bereits erwähnt, ist die MoS₂-Vererzung an Quarzgänge gebunden; diese Gänge streichen konstant EW bei im allgemeinen saigerem Einfallen und Mächtigkeiten von 10 bis 250 mm. Sie sind zweifellos jünger als die Aplite, welche ohne bevorzugte Streichrichtung das Gebirge durchziehen und recht unscharfe Begrenzungen aufweisen.

Verquarzte Aplite, wie sie K. MATZ (1957) beschreibt, konnten wir nicht finden und ebensowenig eine MoS₂-Führung der Aplite feststellen. Wohl aber sind die Kontakte der Quarzgänge gegen das Nebengestein nicht immer scharf: Gneismaterial wird in die Gangsubstanz aufgenommen und bildet lokal Anreicherungen von Granat und Feldspat; unter dem Mikroskop zeigt sich Granat und Hornblende in den Gängen wohl von Quarz korrodiert, doch ohne Anzeichen einer Diaphtorese, was gewisse Rückschlüsse auf die Temperatur der Erzlösungen zuläßt: der niederen Amphibolitfazies, für welche Granat und bestimmte Hornblenden charakteristisch sind, entspricht bei den hydrothermalen Lösungen etwa das hochthermale Stadium mit 300–400° C. Der Gneiskörper war jedenfalls zur Zeit der MoS₂-Vererzung bereits völlig erstarrt und geschiefert, sonst hätten nicht so geradlinig streichende und im Verhältnis zu den Apliten auch scharf begrenzte Gänge entstehen können.

Die MoS₂-Gänge sind jedoch älter als die alpinen Klüfte mit ihrer im Lagerstättenbereich gut entwickelten Paragenese von Feldspat (Albit und Adular), Kluftchlorit, Quarz, Epidot, Apatit u. a.

Das Altersverhältnis der Mineralklüfte zur Vererzung ist nicht immer klar erkenntlich, da hier auch die Mineralklüfte EW streichen und Scharungen selten sind. Doch verdanke ich dem Zufall, oder besser der guten Beobachtungsgabe von stud. mont. H. SCHMIDT, eine Haldenstufe die Molybdänglanzschuppen und, etwas zersetzt und angelaut, Gneismaterial in einem Gemenge von grobspätigem Adular und typischem Kluftchlorit zeigt, woraus sich mit einiger Mühe das verhältnismäßig geringere Alter der Mineralkluft rekonstruieren läßt.

Noch jünger als diese feldspatreichen Mineralklüfte erscheinen Quarzgänge mit etwas Epidot am Salband.

Die Abfolge ist somit: Granitgneis—Aplit—MoS₂-Gänge—alpine Mineralklüfte—Quarzepidotgänge.

Die Altersstellung der MoS₂-Vererzung ist somit gegeben: Nach der Festigung und Verschieferung jenes Zentralgneisanteiles, der nach F. KARL (1959) alpin, jedoch vorlaramisch, erstarrt und den periadriatischen Intrusionen vergleichbar ist, und vor der Bildung der alpinen Mineralklüfte.

Bergbaugeschichte: Kurze Schurftätigkeit während des zweiten Weltkrieges; endgültige Löschung 1953.

56. Tux

Fundort: Etwa 20 km SSE von Schwaz, im Liegenden der Magnesitlager von Tux. Die Lagerstätte wurde in neuester Zeit von H. WENGER (1964) bearbeitet und das Folgende ist zum größten Teil, trotz eigener Befahrung, seiner Beschreibung entnommen.

Erz: Scheelit, in drei verschiedenen Ausbildungsformen und Generationen.

1. Grauer Scheelit: stets kataklastisch, dem Nebengestein in linsenförmigen Körpern von *cm*-Dimensionen konkordant eingeschichtet; der begleitende Pyrit ist meist ebenfalls kataklastisch. In allen grauen Scheeliten konnte neben Pyrit auch Tungstenit in mikroskopisch kleinen Schuppen festgestellt werden. Relikte von Scheelit in Magnesit zeigen, daß der Scheelit bei der Magnesitmetasomatose verdrängt wurde, also älter als diese ist. Der graue Scheelit ist der zurzeit einzig bauwürdige Typus.

2. Quarz-Scheelitgänge: Scheelit braun bis honiggelb, in Augen und Nestern in Gangquarz und -dolomit; Begleitminerale: Albit, Prochlorit, Pyrit, Mesitinspat, Pistomesit, Sideroplesit, Apatit, Antimonit, Wolframit, Molybdänglanz und Kupferkies. An den Salbändern Turmalin, Rutil, Serizit und Pyrit. Die Gänge sind auch drusig ausgebildet und lieferten verschiedentlich gut ausgebildete Kristalle. Die Quarz-Scheelitgänge sind jünger als die grauen Scheelite und wohl durch Stoffmobilisation an Ort und Stelle zu erklären. Ihre Paragenese entspricht jener der übrigen Scheelitvorkommen in den Ostalpen in welchen Molybdänglanz ein häufiges Begleitmineral ist.

3. Durchscheinende Scheelitkristalle: Auf Reißklüften im Tonschiefer, ohne Begleitminerale, als jüngste Bildung.

Nebengestein: Stark postkristallin durchbewegter Tonschiefer, durch Kohlenstoffgehalt schwarz gefärbt.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in den paläozoischen Tonschiefern des Unterostalpins, nahe an dessen Kontakt zum liegenden Pennin.

Die Vererzung, wenn auch durch die nachmagnetische Tektonik stark verruschelt und durchbewegt, tritt fast ausschließlich am Liegendkontakt der Magnesitlager auf. Die gesichert metasomatische Magnesitbildung ist jünger als der graue Scheelit und führt eine bescheidene, doch charakteristische Sulfidvererzung: Kupferkies, Fahlerz, Bleiglanz und Antimonit.

Aus eigenen Beobachtungen möchte ich folgende Überlegungen beibringen: Der Triasanteil des die vorliegende Lagerstätte umgebenden Unterostalpins ist alpidisch epizonal metamorph. Die Magnesite zeigen keinerlei Anzeichen einer auch noch so schwachen Durchbewegung, müssen also jünger sein als die alpidische Hauptdeckenbewegung und die alttertiäre Metamorphose der Tauern; Die Scheelithauptvererzung hingegen (abgesehen von jungen Mobilisationen) zeigt dasselbe Bewegungsbild wie die paläozoischen Tonschiefer in welchen sie liegen. Ich halte es für durchaus möglich, daß die grauen Scheelite ein Glied jener variscischen und scheinbar etwas höherthermalen Vererzung von Lagerstätte Nr. 53, 58, 59 ist. Diese Lagerstätten liegen auch in der selben tektonischen Einheit wie die Scheelite von Tux. Ein Vergleich der B-achsialen Gefügedaten, der viel zur Klärung der Altersverhältnisse beitragen könnte, in Lagerstätte und benachbartem mesozoischen Pennin der Tauernschieferhülle ist nicht gut möglich, da die gesamte Magnesit- und Scheelitvererzung im Bereich eines intensiven Talzuschubes liegt, der zu schwer durchschaubaren Verstellungen der Gefügedaten führt.

Bergbaugeschichte: Der Scheelitanteil der Magnesitlagerstätte Tux steht seit 1957 in Abbau.

57. Griffalpe

Fundort: 20 km Luftlinie SE von Innsbruck; unter der NW-Flanke des Reckners, in der sogenannten „Knappenkuchl“, mehrere Einbaue weithin sichtbar.

Erz: Fahlerz und Kupferkies in verschiedenen Ausbildungsformen: a) Fahlerz als netzförmige, feinkörnige Imprägnation im spätigen Dolomit, b) als dünne Gänge ohne Gangart und c) als Nester in Gangquarz, welcher den Dolomit durchschlägt; eine bevorzugte Ausrichtung der Erzklüfte ist nicht festzustellen. In einer söhligem Erzklüfte von 2 bis 5 cm Mächtigkeit überwiegt der Pyrit; unter dem Mikroskop zeigt er Zonarbau mit klarem Kern, einer engen Zona mit Kupfersulfideinschlüssen und eine klare Außenzone, woraus man bedingt Schlüsse über die Erzabfolge ziehen kann. Kupferkies tritt auch in Kristallen in Quarzklüften mit frei aufgewachsenen Quarzdrusen auf. Bornit erscheint unter dem Mikroskop mit Kupferkies verwachsen. Nach R. v. KLEBELSBERG (1935) führt die Vererzung in der Knappenkuchl auch Spateisenstein, Hämatit, Ankerit, silberhältigen Bleiglanz, Antimonerz, Baryt und Apatit.

Gangart: Etwas Quarz, glasig-durchscheinend, z. T. auch drusig.

Nebengestein: z. T. sehr grobkörniger Dolomit.

Die Lagerstätte liegt in einer Scholle von paläozoischem Dolomit in den Phylliten des Unterostalpins, nahe an einem größeren Triaskomplex.

Die Fahlerze treten hier nicht in die nahegelegene, wenn auch nicht direkt die Vererzung überlagernde, Trias über; wohl aber setzen knapp neben der Fahlerzvererzung, doch ohne mit dieser in sichtbarer Beziehung zu stehen, zahlreiche stark drusige NS-streichende Quarzklüfte mit Bleiglanznestern auf. Der eisenführende Dolomit ist in ihrer Umgebung zu braunem Grus zersetzt, und ich halte sie für eine jüngere Bildung als das Fahlerz in der Knappenkuhl.

Ähnlich dieser Bleiglanzvererzung an alpinen (?) Klüften ist ein nahegelegenes Fahlerzvorkommen, das zwar ob seiner geringen Erzs substanz nie beschürft wurde, doch in selten klarer Weise die Altersverhältnisse zeigt: etwa 5 km ENE der Griffalpe, auf halber Höhe am Grat Salzscharte—Thorwand durchschlagen drusige Quarzgänge mit Fahlerz den epizonal metamorphen Wettersteinkalk ohne selbst Spuren einer Durchbewegung zu zeigen; sehr instruktive Rollstücke davon sind in den Schutthalden in Richtung Lizumer Hütte zu finden. Damit ist die Existenz einer Fahlerzvererzung erwiesen, die gesichert jünger als die alpidisch alttertiäre epizonale Metamorphose dieses Teiles des Unterostalpins ist. Die Altersstellung der kiesreichen Griffalpenvererzung dagegen muß unbestimmt bleiben, da ein paragenetischer Zusammenhang der beiden Fahlerzvererzungen möglich, jedoch nicht gesichert ist.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) Bergbau auf silberhältiges Blei und Galmei 1501, auf Fahlerz 1655.

58. Eisenkar

Fundort: Etwa 17.5 km Luftlinie SE von Innsbruck, am orographisch linken Gehänge des hintersten Mölstales, auf 2330 m N. N., 1650 m Luftlinie WNW der Mölser Hochlegeralm.

Erz: Mittelkörniger Siderit und Ankerit, an manchen Stellen etwas geregelt, enthält unter dem Mikroskop idiomorphe Kristalle von Pyrit und Arsenkies. Im Hangenden des Eisenspatlagers befindet sich eine Lage von Pyritderberz, unter dem Mikroskop rundliche Körner mit lappigem Rand, mit zirka 20% Arsenkies vermengt. Pyrit und Arsenkies treten auch als feine Erzschnüre schichtparallel in geschieferter Quarzgangart auf.

Gangart: Quarz, stark durchbewegt und geschiefert. Millimeterdünne Quarzadern mit Nestern von Klufchlorit durchschlagen die Erze ohne irgendwelche Anzeichen von Durchbewegung.

Nebengestein: Grauer Phyllit mit *dm*-dicken Marmorlagen.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in den paläozoischen Phylliten des Unterostalpins.

Die Form der Vererzung ist die eines Lagerganges von etwa 5 m Mächtigkeit und 20 m Streichlänge, konkordant mit dem Nebengestein um eine EW B-Achse verfaltet, und am Kontakt gegen den Schiefer etwas zertrümmert und mit diesem vermischt. Die Quarzgangart zeigt etwa den gleichen Schieferungsgrad wie das Nebengestein. Wir finden hier Verhältnisse mit starkem Anklang an Lagerstätte Nr. 53, Volderbad, vor: auch hier die Durchbewegung der Quarzgangart und das, dem oberflächlichen Anschein nach, nicht durchbewegte Eisenkarbonat und Sulfiderz, welche Erscheinung ich aber eher auf die im Verhältnis zu Quarz vollkommenere Rekristallisation (Folge der aus dem benachbarten unterostalpinen Mesozoikum bekannten Metamorphose) zurückführen möchte; dazu das gehäufte Auftreten von Arsenkies, der uns von den Kitzbüheler Spatlagerstätten, und auch von jenen um Schwaz, kaum bekannt ist, sowie die Lagergangform.

Ich halte es für durchaus möglich, ja wahrscheinlich, daß die vorliegende Lagerstätte in der Altersstellung der Lagerstätte Volderbad, Nr. 53, gleichzusetzen ist, d. h.: Vererzung variszisch, Schieferung alpidisch.

Bergbaugeschichte: Historische Daten sind von diesem unbedeutenden Schurfbau nicht überliefert.

59. ArztaI

Fundort: 12 km Luftlinie SSE; am orographisch rechten Gehänge des Falkasaner Baches, knapp unterhalb des Hinterlarcherhofes; Vererzung und Einbaue mit Halden direkt am Weg.

Erz: Siderit und Ankerit, unter dem Mikroskop mit idiomorphen Pyritkristallen und etwas Kupferkies verwachsen. In der Quarzgangart Zeilen von Eisenkarbonat, Pyrit und Arsenkies sowie strahligen Büscheln von Jamesonit ($Pb_4FeSb_2S_{14}$). Keines der Sulfide zeigt unter dem Mikroskop Durchbewegung.

Gangart: Verschiefter Milchquarz, mit Schnüren und Linsen stets parallel seiner Schieferung von Ankerit und Sulfiden.

Nebengestein: Dunkelgrauer, z. T. recht grobschuppiger Quarzphyllit des Unterostalpins; sein relativ zu den oberostalpinen Phylliten gröberes Korn ist sehr wahrscheinlich auf die durch metamorphes Mesozoikum belegte alpidische Thermometamorphose zurückzuführen.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in tiefpaläozoischen Phylliten des Unterostalpins.

Auch hier tritt die Vererzung in Form von konkordanten in den Quarzphylliten eingeschichteten Sideritlinsen von wenigen Metern Ausmaß und sehr häufig mit viel Schiefermaterial verunreinigt, auf. Die Phyllite enthalten zahlreiche Marmorlagen mit Mächtigkeiten im *cm—dm*-Bereich, die z. T. ebenfalls mit Eisenkarbonatporphyroblasten gespickt sind. Quarzphyllit und Vererzung sind um SE-fallende Achsen gefaltet. Gefügeuntersuchungen von J. LADURNER (1955) an einem nicht orientierten Handstück ergaben eine deutliche Regelung und Streckung der Sideritkomponente parallel b.

Altersstellung: Mit großer Wahrscheinlichkeit präalpidisch, möglicherweise variscisch.

Bergbaugeschichte: Nach Angabe der Berghauptmannschaft Innsbruck sind historische Daten über diesen Schurfbau nicht bekannt.

60. Obernberg

Fundort: 28 km Luftlinie S von Innsbruck, am orographisch linken Gehänge des Obernbergtales, zirka 30 Einbaue in den Felswänden hinter dem Haus des Malers GEORG SIENER in Obernberg.

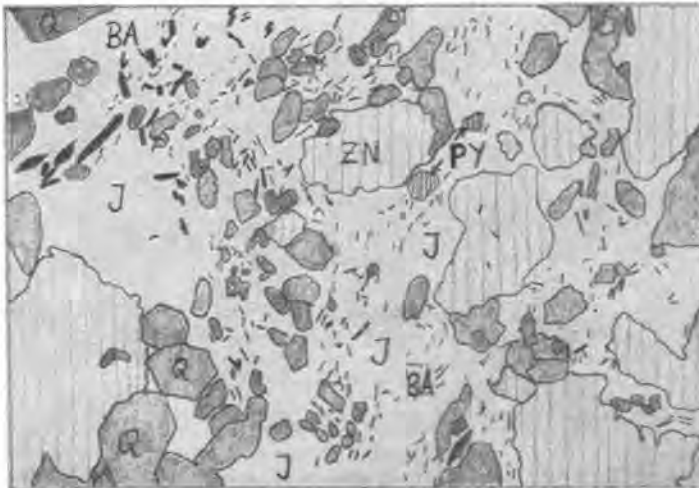


Abb. 27: In einer Grundmasse von Jamesonit (J) schwimmen rundliche Körner von Zinkblende (ZN), idiomorphe Pyrite (PY), idiomorphe kantengerundete Quarze und tafelige Barytkristalle, 72× vergr.

Erz: Zinkblende, Jamesonit, Bournonit, Kupferfahlerz, Kupferkies, Pyrit, etwas Bleiglanz.

Bournonit ist häufig mit Bleiglanz verwachsen. Die Erze, vorwiegend feinnadeliger Jamesonit (die Bestimmung verdanke ich Herrn Prof. Dr. O. M. FRIEDRICH), verkitten eine Reibungsbrezie in Erzscläuchen und -gängen, dringen aber oft auch in Form kleiner Gängchen ins Nebengestein.

Gangart: Sehr grobblättriger Baryt, oft in radialstrahligen Aggregaten; Flußspat farblos bis tiefviolett; Kalkspat in großen Rhomboedern; Quarz innerhalb der Gänge in mehr oder weniger idiomorphen Kristallen oder feinkörnig das Nebengestein verquarzend.

Nebengestein: Lichtgrauer, schwach aber deutlich marmorisierter Wettersteinkalk.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt im mittelostalpinen Mesozoikum.

Die Vererzung ist im allgemeinen an saigere N-, NW- und WNW-streichende Gänge und an deren Scharung an Erzscläuche gebunden. Die „Alten“ haben manche Stollen auch an erzeleeren Verwerfern angesetzt, von denen sie wohl vermuteten, daß sie irgendwo auf die Vererzung stoßen würden, wahrscheinlich um unter Ausnützung der natürlichen Auflockerung die Schrämarbeit zu erleichtern.

R. CANAVAL (1913) vergleicht die Obernberger Vererzung mit Schwaz und Bleiberg, welcher Verbindung ich nicht recht zustimmen kann: die Schwazer Lagerstätten im Dolomit führen fast ausschließlich Fahlerz sowie geringe Mengen Eisenkarbonate, die ich hier nicht finden konnte, und mit den Pb-Zn-Lagerstätten der N- und S-Alpen hat Obernberg nicht viel mehr gemein als eben Bleiglanz und Zinkblende. Auch das ganze Erscheinungsbild ist anders: in Obernberg wirken die paläozoischen Schiefer der Steinacher Decke als eine Art Stauhohizont, denn die Erzgänge setzen nur in der Nähe der, rezent sehr steilstehenden, Überschiebungsbahn von Oberostalpin (Steinacher Decke) auf Mittelostalpin auf.

Rein gedanklich könnte man die Obernberger Vererzung für eine herdnähere und höherthermale Spielart der nordtiroler Pb-Zn-Lagerstätten halten, doch fehlt solchen Erwägungen jede Beweiskraft. Das ist sehr bedauerlich, denn nicht immer ist die Altersstellung so klar zu umreißen wie hier: Die Triasserie des mittelostalpinen Mesozoikums ist im Süden mehr, nach Norden abklingend, von der alttertiären Tauernkristallisation erfaßt. Die Erzgänge wiesen jedoch keinerlei Anzeichen einer mechanischen oder thermischen Metamorphose auf, müssen also jünger sein als diese. Wie und wie stark sie von germanotyper Tektonik erfaßt werden, läßt sich nach den Obertageaufschlüssen nicht sicher angeben.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIC (1929) angeblich schon römischer Bergbau, dann im 14. Jahrhundert bis Anfang 17. Jahrhundert Wiedergewältigung eines alten Stollens Anfang des 19. Jahrhunderts, bald aufgelassen, seit 1920 gefristet.

61. Habicht

Fundort: 25 km Luftlinie SSW von Innsbruck, am orographisch linken Gehänge des Kares zwischen Habicht und Rothspitze, kleine Einbaue zirka 120 m über der Talsohle.

Erz: Kupferkies und Buntkupfer als sehr feinkörnige Imprägnationen zwischen zwei Störungszonen (Abb. 28). Kupferkies tritt auch derb in dünnen Quarzgängen auf und die eine Störung in Abb. 28 enthält eine Linse in den Abmessungen 100×30 cm von sehr feinkörnigem Ankerit mit Pyrit und Kupferkies.

Gangart: Milchiger Quarz und feinkörniger Kalzit.

Nebengestein: Feinkörnig bis dichter schmutziggroener Hornblendeschiefer (nach W. HAMMER, Blatt Ötztal der Geologischen Karte 1: 75.000). Das Gestein entzieht sich einer genauen Identifizierung durch sein feines Korn.

Tektonik: Das Vorkommen liegt im mittelostalpinen Altkristallin. Die Vererzung ist an die Auflockerungszone zwischen zwei ungefähr SE streichende Störungen gebunden.

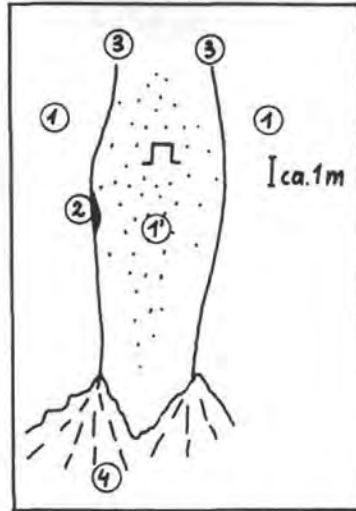


Abb. 28: Schematische Ansichtsskizze. 1 = Hornblendeschiefer, 1' = verzerrter Hornblendeschiefer, 2 = Ankeritlinse, 3 = Verwerfer, 4 = Schutt.

Eine Durchbewegung der Erze scheint nicht stattgefunden zu haben, das Vorkommen wurde nur oberflächlich beschürft und präzise Angaben über die Altersstellung erscheinen mir nicht möglich.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) etwa um 1700.

62. Burgstall

Fundort: 17 km Luftlinie SW von Innsbruck, Halden bei der Knappenhütte am Aufstieg Fulpmes—Starkenburgerhütte; natürliche Aufschlüsse am Weg Starkenburgerhütte—Seejoch.

Erz: Magnetit, Hämatit, Pyrit, nach R. v. KLEBELSBERG (1935) auch Siderit und möglicherweise Gold (?). Magnetit liegt stets in Form von mehr oder weniger idiomorphen Individuen vor. Er wird von einer Grundmasse von feinschuppigem Hämatit umgeben,

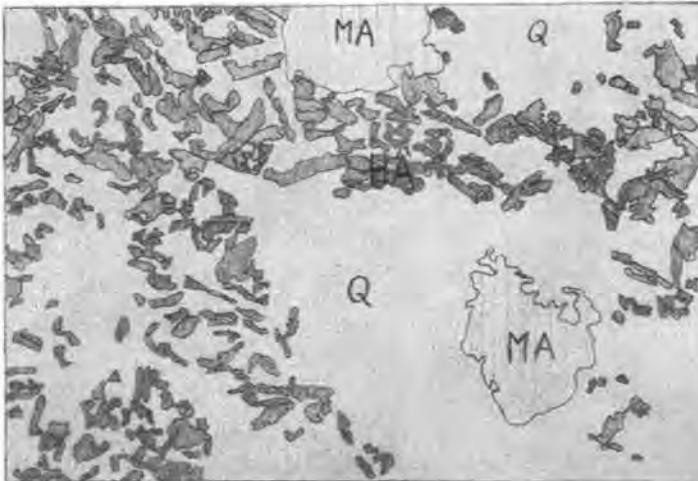


Abb. 29: Tafeliger Hämatit (HÄ) mit feinkörnigem Quarz bildet Grundmasse in der Quarzgerölle (Q) und mehr oder weniger idiomorpher Magnetit (MA) schwimmen. 72× vergr.

welche mit den Quarzgeröllen randlich verwachsen ist und häufig eine gewisse Regelung aufweist (in Abb. 29 etwa von links nach rechts gehend). Pyrit tritt in kleinen, idiomorphen Körnern auf. Nicht näher bestimmbares Eisenkarbonat (Siderit?) ist gleichmäßig im Gestein verteilt (etwa 5% der Masse).

Gangart: Quarzsandstein und Quarzkonglomerate deren Komponenten selten mehr als 3 cm Durchmesser aufweisen und häufig rotgefärbt (Rosenquarze) sind; Textur im allgemeinen massig.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in den permo-skythischen Basisschichten der mittelostalpinen Trias.

Die Verzung ist streng an den stratigraphischen Horizont des Verrukano gebunden und hat die Form von Linsen mit wenigen Metern Mächtigkeit und Zehnermetern im Streichen; häufig liegt die kalkige Ausbildung der Trias auch direkt auf dem diaphoritischen Altkristallin.

Ich zweifle nicht, daß wir hier eine primär sedimentäre Seifenlagerstätte vor uns sehen; dafür spricht die strenge Horizontgebundenheit und der, allerdings sehr bescheidene und nur aus der Literatur bekannte, Goldgehalt. Diese Seife wurde durch die Einwirkung schwacher thermischer Metamorphose verändert; limonitisches Material wurde zu Hämatit, die Magnetitkristalle erhielten wieder ihre scharfen Kanten. Die Quarzkomponenten behielten ihre eckige Gestalt, wurden aber randlich von Hämatit durchwachsen; ihr klastisches Korngefüge ist jedoch nach wie vor deutlich. Bezugsquelle für die oxydischen Eisenminerale ist nach W. HAMMER (1928) ein metamorphes basisches Ergußgestein im Liegenden der Quarzkonglomerate. Dieses mögliche Muttergestein steht in einer kleinen Linse SE der Knappenhütte an, die recht ausgedehnte Seifenbildung müßte jedoch aus wesentlich größeren, möglicherweise bereits erodierten Grüngesteinskomplexen stammen.

Die aus den oben beschriebenen Beobachtungen ableitbaren genetischen Schlüsse möchte ich mir erlauben auf den Abschnitt „Tektonik“ der Lagerstätte Nr. 64 zu verschieben.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) Bergbautätigkeit auf Gold 1464, auf Eisenstein und Silber im 17. Jahrhundert sowie um 1813; nach Angabe der Berghauptmannschaft Innsbruck seit 1925 gefristet, seit 1956 gelöscht.

63. Kamplweg

Fundort: 16 km SSW zu S von Innsbruck, von der Blutschwitzerkapelle auf dem Fußsteig zirka 1500 m nach S, wo ein kleines Gerinne den Weg schneidet, entlang diesem empor (zirka 80 m), verbrochenes Mundloch mit guter Halde.

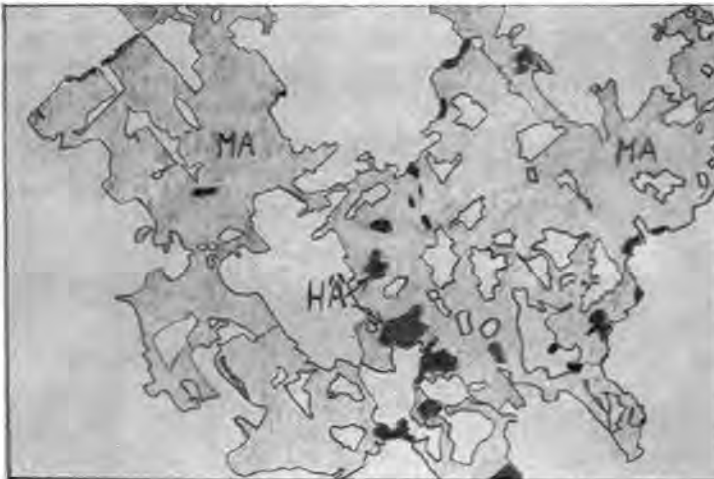


Abb. 30: Magnetiteinkorn (MA) mit Hämatiteinlagerungen (HÄ), sogenannte Martitisation, mit gittergeregelten Silikateinschlüssen. 165× vergr.

Erz: Sandstein mit Pyrit und Magnetit imprägniert; unter dem Mikroskop zeigt sich eine gewisse Umwandlungsreihe:

Magnetit, der im selben stratigraphischen Niveau in Lagerstätte Nr. 62 kantengerundete, aber doch mehr oder weniger intakte Körner bildet, wird instabil und von Gangart (vorwiegend Quarz) verdrängt.



Abb. 31: Magnetitkorn (MA), von Gangart angelaut und aufgelöst, in Gangart von Quarz (Q) und Karbonat (K), mit granoblastischem Gefüge. Neu bilden sich kleine Körner von idiomorphem Pyrit (PY) und etwas Bleiglanz (PbS). 72× vergr.

Um Wiederholungen zu vermeiden, halte ich es für zweckmäßig, die Deutung dieser Erscheinungen auf den Abschnitt „Tektonik“ der Lagerstätte Nr. 64 zu verschieben.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) Bergbautätigkeit um 1702 und einige Jahre später.

64. Seibachtal

Fundort: 17 km Luftlinie SSW zu S von Innsbruck, im Bachbett des Seibaches an dessen orographisch linker Seite bei 1270 m N. N. eine zirka 5 m hohe Derberzwand; ein Stollen soll existiert haben, war jedoch in dem überaus unübersichtlichen Gelände nicht auffindbar.

Erz: Pyritderberz, d. h., sehr reichliche Imprägnation von fein- bis mittelkörnigem Quarzsandstein durch Pyrit und wenig Bleiglanz. Die Erze sind stark kataklastisch, unter dem Mikroskop auch etwas gelängt; makroskopisch ist eine Durchbewegung nicht wahrzunehmen. Größere Lagen führen auch etwas Magnetit.

Nebengestein: Lichte fein- bis mittelkörnige Quarzsandsteine.

Tektonik: Das Vorkommen liegt in Sandsteinen des Verrukanoniveaus an der Basis der unterostalpinen Trias.

Die vorliegende Paragenese und Struktur der Vererzung scheint mir das Ergebnis einer Umwandlung der Magnetitseifen in Pyrit-Bleiglanzlager zu sein. Der Ablauf dieser stofflichen Veränderung ist etwa folgender:

1. Bildung von bunten Tonschiefern, Quarzsandsteinen und Quarzkonglomeraten an der Wende von Perm zu Trias mit lokaler Anreicherung von Seifen aus vorwiegend Magnetit. Es ist möglich, daß der Hämatit schon primär in die Seife gelangte, ebenso denkbar jedoch, daß die Seife viel Limonit, sei es nun aus Magnetit oder dem leichter zersetzbaren Pyrit, enthielt und aus diesem erst durch Umkristallisation Hämatit wurde; Übergangsglieder, die eine Entscheidung bringen könnten, fehlen.

2. Vorwiegend thermische Metamorphose in niedrigtemperierter Grünschieferfazies; dadurch Sammelkristallisation mit Kornvergrößerung von Hämatit und Magnetit und schwache Durchbewegung, was zu einer undeutlichen Regelung der Hämatitschuppen führte. In einer späteren, aber noch zur Metamorphose gehörenden Phase Stoffzufuhr von reichlich Schwefel und etwas Blei, was zur Zersetzung der Eisenoxyde und Neubildung von Pyrit und Bleiglanz führte; diese Umwandlung ist bei den herdnäheren Lagerstätten Nr. 63 und Nr. 64 intensiver als bei Nr. 62, ebenso ist ein deutliches Abklingen der Regionalmetamorphose von S nach N zu beobachten. Die Tiefenlage, in der sich diese Vorgänge abgespielt haben, kann ganz bedeutend gewesen sein, da wir in den Höhen zu beiden Seiten des Gschnitztales Reste einer Überlagerung des mittelostalpinen Mesozoikums durch Oberostalpin vorfinden.

3. Nach der Pyritbildung fanden Bewegungen der Triasplatten auf ihrem Kristallinsockel statt, die zu einer gewissen Kataklyse der Basisschichten führten.

Mit dieser Abfolge ist auch die Altersstellung der Vererzung geklärt: Magnetitseifenbildung an der Wende von Perm zu Trias, Pyritisierung während der alpidischen Durchbewegung und Metamorphose im Alttertiär.

Bergbaugeschichte: Über den sicher unbedeutenden Schurf im Seibachtal sind keine historischen Daten bekannt.

65. Wörgeltal

Fundort: 5 km Luftlinie E vom Ort Ötz im Ötztal, im Hintergrund des Wörgeltales im Kühtal, etwas unterhalb einer Scharte 1500 m ESE des Wetterkreuzes liegt eine Halde mit Berghausresten und Scheideplatz.

Erz: Nach den Haldenfunden sind zwei etwas verschiedene Paragenesen festzustellen: 1. Pyrit-Arsen kies-Kupferkies-Fahlerz und 2. Magnetkies-Bleiglanz-Zinkblende mit Kupferkies in Form von Entmischungströpfchen.

ad 1.: Die Kieserze sind stark kataklastisch und eng miteinander verwachsen, Kupferkies und Fahlerz nehmen ihren Platz vorwiegend an Korngrenzen ein. Diese Kieserze sind als oft sehr dichte Imprägnationen den EW-streichenden und steil bis senkrecht stehenden Biotitplagioklasgneisen eingelagert und zeigen auch Anzeichen von Durchbewegung.

ad 2.: Auf den gleichen Halden liegen Gangstücke von grobspätigem, etwas rosa gefärbten Kalkspat mit grobkristallinen Gangquarzen und reichlich dunkler Zinkblende mit Bleiglanz. In der Zinkblende liegen, häufig in parallelen Zeilen angeordnet, feinste Kupferkiesströpfchen als Entmischungsprodukt. Magnetkies, z. T. in großen Kristallen, wurde durch Zementationsvorgänge von Kupferglanz verdrängt (Bestimmung Prof. Dr. W. SIEGL).

Gangart: Quarz und Kalzit.

Nebengestein: Biotitplagioklas der Amphibolitfazies.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in den Schiefergneisen der mittelostalpinen Ötztaldecke.

Über die Beziehungen der beiden Vererzungstypen zueinander lassen sich nur Vermutungen anstellen; die Mundlöcher der Stollen sind verbrochen oder von Eis verlegt.

Die Kiesvererzung ist konkordant den Gneisen eingeschichtet. Erzlieferant war möglicherweise ein Granodioritgneiskörper, dessen Kontakt nur 200 m S der Lagerstätte liegt und der wahrscheinlich auch die Ursache der Sprossung von grobkristallinem Andalusit in den Biotitplagioklasgneisen war. Seine Abmessungen betragen etwa 18 km im Streichen bei 2 km größter Breite.

Jüngeren Datums, auf jeden Fall nach der plastischen Durchbewegung der Gneise, scheint mir die Bleiglanz-Zinkblende-Vererzung zu sein. Möglicherweise waren die Quarz-Kalkspatgänge nur an den Scharungen mit dem Kieslager edel vererzt. Analoges ist uns aus der Lagerstätte Zinkwand aus dem ebenfalls mittelostalpinen Kristallin der Schladminger Tauern bekannt: O. M. FRIEDRICH (1933) hält die jüngeren, die Kieslager durchschlagenden Gänge der Zinkwandvererzung für posttektonisch und jungtertiären Alters; diese Einstufung erscheint mir auch für die Bleiglanz-Zinkblende-Vererzung des Wörgeltales möglich, jedoch nicht beweisbar.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) bedeutender Bergbau im 15. und 16. Jahrhundert, hohe Lage und Transportkosten verursachten Einstellung Mitte des 16. Jahrhunderts.

66. Hötting

Fundort: 2 km Luftlinie NW von Innsbruck. Vom Höttinger Bild etwa 500 m isohypsisch nach NE, 9 Stollenmundlöcher zu beiden Seiten des Baches oberhalb der Brücke.

Erz: Anflüge von Malachit und Azurit, unter dem Mikroskop nur mehr oder weniger limonitisierter Pyrit. Die Kombination von Azurit und Malachit läßt mit einiger Sicherheit auf Fahlerz als primäres Mineral schließen, denn das Verwitterungsprodukt von Kupferkies ist meist reiner Malachit; das gilt jedoch nur als statistische Regel, keineswegs als Gesetz. Nach STREMYR und FRÖHLER (1958) finden sich auch Spuren von Bleiglanz.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt im untertriadischen Reichenhaller Dolomit der oberostalpinen Lechtaldecke, nahe an deren Überschiebung durch die Inntaldecke.

Die Kupferkarbonatanflüge belegen Klüfte in EW-streichenden Rutschelzonen, was jedoch keine Aussage über die Raumlage der primären Erze liefert, da sie auch durch Lösungstransport an Ort und Stelle gelangt sein können. Ebenso dunkel bleibt die Altersstellung der Vererzung. Das Vorkommen ist lediglich deshalb bemerkenswert, weil Kupfermineralisationen in den nördlichen Kalkalpen sehr selten sind.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) existierten „Knappenlöcher“ auf silberhältiges Blei von 1518 bis 1622.

67. Gramart

Fundort: 2 km N von Innsbruck, 100 und 200 m N vom Gramartswirtshaus im Höttinger Wald kleine Halden und Stollenmundlöcher.

Erz: Bleiglanz, in feinkörnigen Aggregaten in feinspätiger Dolomitgangart verteilt, z. T. auch zu Bleischweif ausgewalzt.

Nebengestein: Brekzie aus dunklem Dolomit mit bitumenreichen Äderchen, von hellem feinspätigen Dolomit verkittet, möglicherweise Untertrias (Muschelkalk).

Tektonik: Die Lagerstätte liegt mit großer Wahrscheinlichkeit in der Lechtaldecke nahe an deren Überschiebung durch die Inntaldecke.

Über die Raumlage und Ausdehnung der Vererzung ist nichts bekannt und auch die Altersstellung ist ungewiß; paragenetisch fällt die Vererzung von Gramart nicht aus dem Rahmen der übrigen nordalpinen Blei-Zinklagerstätten und wird wohl diesen anzuschließen sein.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) wahrscheinlich von 1518 bis 1622, ebenso wie die Knappenlöcher.

68. Lafatsch

Fundort: 11 km NNE und NE von Innsbruck; rezenter Bergbau im Hintergrund des Hinterautales bei der Kastenalm, weithin sichtbare Halden, sowie zahlreiche Einbaue, Tagverhaue und Erzausbisse unter und in den S-Abstürzen von Reps und Suntiger.

Der ausgedehnte Lagerstättenkomplex wurde in neuerer Zeit von O. SCHULZ (1954, 1955) und Mitarbeitern sehr gründlich bearbeitet, die regionalen genetischen Probleme der alpinen Blei-Zinklagerstätten von O. M. FRIEDRICH (1964) weitgehend geklärt, so daß mir im folgenden nur bleibt zu zitieren und an geeigneter Stelle eigene Beobachtungen hinzuzufügen.

Erz: Bleiglanz und Zinkblende.

Die das Nebengestein imprägnierende Zinkblende zeigt deutlich metasomatische Gefügemerkmale (Abb. 32) mit allen Übergangsgliedern zu mehr oder weniger homogenen, leicht kataklastischen Kornaggregaten. Kleine Kristalle von Markasit und Pyrit

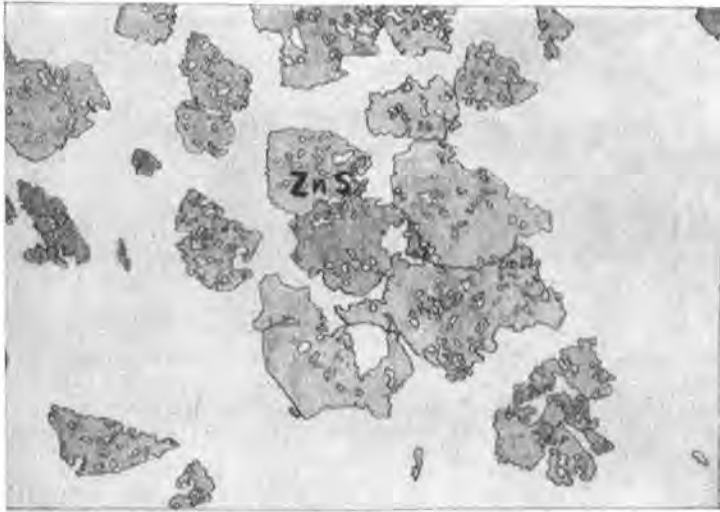


Abb. 32: Metasomatisch vom Rand eines Ganges aus gewachsenen Zinkblende (ZnS) in feinkörniger Grundmasse. 72× vergr.

sind häufige Einschlüsse in Blende; Gelpyritkugeln treten vor allem in Flußspatgangart auf. Die Sulfide treten eng miteinander verwachsen auf, häufig als Schalenblende mit wechselnden Färbungen von honiggelb bis dunkelbraun und rot. Sie liegen als

Gangart: Grobspätiger milchiger Kalkspat, im allgemeinen als jüngste Bildung des Vererzungsablaufes, auch etwas Flußspat, letzterer besonders im Ostteil des Revieres wo der Kalkspat als Gangart etwas zurücktritt.

Nebengestein: Ladinischer Wettersteinkalk, lichtgrau bis beige gefärbt.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in den nördlichen Kalkalpen in der oberostalpinen Intaldecke.

Sie ist im wesentlichen an den N-Flügel einer etwa EW streichenden Mulde gebunden. Die Sulfiderze liegen in den hangenden 200 m des Wettersteinkalkes unter der Überlagerung aus dunklen karnischen Schiefen.

Die Vererzung ist sowohl lager- wie auch gangförmig, wobei die Lager etwa EW, die Erzklüfte annähernd NS streichen; die Lager gehen im allgemeinen auf die sogenannte „Raibler Kluft“ (eine weithin NE streichende Verwerferfläche) zu oder stehen mit dieser in direkter Verbindung.

In der Lagerstätte Lafatsch scheinen drei Arten von Erzplatznahmen stattgefunden zu haben:

a) externe Sedimentation in Form von Ablagerung von Erzschlamm in einem bestehenden Relief. Sehr instruktive und gesicherte Beispiele von Erzsedimenten bringt O. SCHULZ (1955) aus der östlichen Fortsetzung der Lagerstätte Lafatsch, dem sogenannten Vomperloch.

b) Internsedimente in offenstehenden Hohlräumen, wie z. B. in der sogenannten „Abbauscheibe“, wo in der hangenden Kalkspatausfüllung Resthöhlen von m^3 -Größe verblieben sind. Kristallrasen ragen von allen Seiten in diese Hohlräume, so daß wir sie kaum als nachträglich ausgeräumt erklären können.

c) Echte Gänge, diskordant zu Nebengestein und sedimentären Erzstrukturen, meist mit massiver Zinkblende am Salband und jüngerer Füllung mit grobkörnigem Kalkspat. Vom Salband aus wird das Nebengestein metasomatisch verdrängt. Es wurde von H.J. SCHNEIDER (1954), K. TAUPITZ (1954) und A. MAUCHER (1954) die Einwirkung salinärer Lösungen auf die sedimentären Pb-Zn-Sulfide und deren späterer Absatz in Gangform gefordert; nun enthält die Schichtfolge des Wettersteinkalkes tatsächlich ein zirka 1,5 m mächtiges Lager von massivem, blauweißem Anhydrit von unbekannter

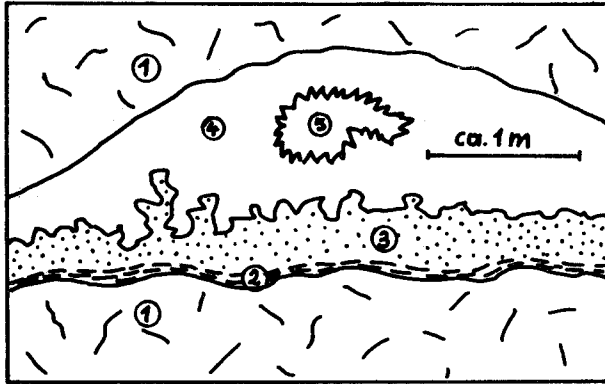


Abb. 33: Schematische Ansichtsskizze aus der sogenannten „Abbauscheibe“, Lafatsch. 1 = Massiger Kalk, 2 = Bituminöse Lage, 3 = Derberz, vorwiegend Zinkblende, 4 = grobspätiger Kalkspat, weiß, 5 = Kristalhöhle.

Streichlänge; diese zweifellos saline Bildung zeigt keinerlei Anzeichen (etwa Lösungshohlräume), daß die jemals als Lösungslieferant gedient haben könnte, und auch die von ihr nur 1,5 m entfernten Erze des sogenannten 14er-Lagers weisen keinerlei Besonderheiten auf.

Bei der Stapelung der kalkalpinen Decken und deren großwelligen Faltungen kam es in keinem Falle zu Durchbewegungen im *mm*-Bereich, die Vererzung kann also ohne Schwierigkeit als fertiges Gebilde an den alpidischen Ferntransporten teilgenommen haben.

Es gelang erst O. FRIEDRICH (1964), wobei ich nicht versäumen möchte, darauf hinzuweisen, daß bereits W. E. PETRASCHKEK bei der Diskussionstagung in Klagenfurt (L. KOSTELKA & W. SIEGL 1959) ähnliche Gedankengänge geäußert hat, die Fülle von scheinbar widersprechenden Beobachtungen, welche zu ausgedehnten Diskussionen geführt haben, in einer arbeitsfähigen Synthese zu vereinen und zugleich die Altersstellung der Pb-Zn-Lagerstättengruppe in den Kalkalpen zu klären: danach sind jene z. T. schichtigen, z. T. gangförmigen Vererzungen während des Niedersinkens der alpidischen Geosynklinale in der mittleren Trias teils in, teils auf den neugebildeten Sedimenten gebildet; umfangreiche Umlagerungen, wobei saline Lösungen eine Vermittlerrolle spielen, lehnt O. FRIEDRICH ab.

Damit sind die oben erwähnten Lagerstätten aus dem Verband der übrigen, im allgemeinen nach wie vor kretazisch-tertiären alpinen Vererzung herauszulösen und bilden eine eigene Gruppe innerhalb der alpinen Metallogenese.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) alte, ausgedehnte Baue 1276—1490, im 16. Jahrhundert und 1845—1850; nach Betriebsperiode im 20. Jahrhundert seit 1927 gefristet.

69. Hoher Gleirsch

Fundort: Etwa 8 km NNW von Innsbruck, beim Blick von der Möselealm im Samertal aus gegen den Katzenkopf sieht man in den Wänden eine große Höhle; darunter ausgedehnte Halden.

Erz: Bleiglanz und Zinkblende, einige Haldenstücke mit Schichterzen, andere mit deutlicher Metasomatose von ZnS nach Wettersteinkalk; Art und Form der Erze völlig identisch mit Lafatsch.

Gangart: Grobkörniger weißer Kalkspat, im allgemeinen jünger als die Sulfide.

Nebengestein: Hellgrauer ladinischer Wettersteinkalk.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in der oberostalpinen Inntaldecke der nördlichen Kalkalpen.

Die vorliegende Vererzung erscheint ähnlich wie Lafatsch stratigraphisch an den ladinischen Kalk und tektonisch an den N-Schenkel einer EW-streichenden Mulde mit Raibler Schiefen und Hauptdolomit im Kern gebunden. Die Regel, daß die Erzvorkommen an den N-Schenkel der Mulden gebunden sind, ist jedoch durch ein an und für sich unbedeutendes PbS-ZnS-Vorkommen am Fuß des Kleinen Lafatscher (S-Schenkel der Lafatscher Mulde) durchbrochen (O. SCHULZ 1954).

Nach den Haldenfundn und der tektonischen Position der Lagerstätte halte ich das für Lafatsch-Vomperloch Gesagte auch für die vorliegende Vererzung gültig, d. h., die Erzbildung erfolgte intratriadisch.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIX (1929) im Gleirschtale 1628 96 Bergwerksverleihungen.

70. Negelseekar

Fundort: Etwa 11 km NE von Nassereith, 2-5 km SSE der Ehrwaldalm, in der Mitte der Steilstufe ins Iglskar große Halde.

Erz: Gelber und weißer Galmei, nicht selten mit reliktschen Bleiglanznerien.

Nebengestein: Lichtgrauer ladinischer Wettersteinkalk.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in der oberostalpinen Inntaldecke, nahe an deren nördlichen Rand.

Die Erze liegen im stark zerrütteten Wettersteinkalk nahe an einem Aufbruch von Muschelkalk. Der ungewöhnlich starke Grad der Verwitterung läßt annehmen, daß die Erze bereits vor dem Einsetzen der germanotypen Tektonik an Ort und Stelle waren und mit reichlich zirkulierenden Wässern versorgt wurden.

Die Altersstellung ist ungewiß.

Bergbaugeschichte: Nach Angabe der Berghauptmannschaft Innsbruck seit 1913 gefristet, seit 1965 gelöscht.

71. Brandlkar

Fundort: Etwa 10 km NE von Nassereith, Haldenspuren am Nordufer des Brendl-sees im Brendlkar.

Erz: Malachit und Limonit mit etwas Bleiglanz. Der Limonitgehalt stammt möglicherweise von Eisenkarbonaten; eisenschüssige Knollen im Wettersteinkalk bilden Anreicherungen von einigen m³ Inhalt und erinnern stark an die Eisenkarbonatvererzung vom Omeshorn (Nr. 87). Der Bleiglanz tritt sowohl im eisenschüssigen Karbonat wie auch mit dem von sämtlichen anderen Pb-Zn-Lagerstätten der Nordalpen her bekannten milchigweißen groben Kalkspat zusammen auf. Die primären Kupfererze waren nach K. SEIDL (1930) Kupferfahlerz und Kupferglanz; ich konnte diese Angaben nicht durch Funde bestätigen, finde jedoch keine Ursache, an ihnen zu zweifeln. Mit der Paragenese Fahlerz—Eisenkarbonat und Bleiglanz—Kalkspat wäre die Brandlseevererzung ein Übergangsglied von den alpinen Fahlerzlagerstätten zu den Pb-Zn-Lagerstätten, was auch für die Diskussion der Altersstellung der letzteren große Bedeutung hätte; bedauerlicherweise ist die vorliegende Vererzung von so minimalen Ausmaßen, daß ich fürchte, ihre Hauptmasse schon in Form von Proben im Rucksack weggetragen zu haben, und die Beziehungen der Erze zueinander sind durch Oxydation in solchem Ausmaß verwischt, daß sich keine gesicherten Schlüsse darauf gründen lassen.

Tektonik: Das Vorkommen liegt in der oberostalpinen Inntaldecke, nahe an deren N-Rand.

Die Vererzung ist an steil N-fallende ladinische Wettersteinkalke gebunden; hier wie auch in Lagerstätte Nr. 70 zieht in nächster Nähe ein Aufbruch von Muschelkalk durch, die Vererzung scheint jedoch nicht an diesen gebunden.

Die Altersstellung ist ungewiß.

Bergbaugeschichte: Historische Daten über diesen unbedeutenden Schurfbetrieb sind nicht vorhanden.

72. Schachtkopf

Fundort: Etwa 7 km NE von Nassereith. Vom E-Werk Bieberwier führt ein Bremsberg nach 120°, etwa 1 km lang; an seinem oberen Ende ausgedehnte Haldenkomplexe.

Erz: Lichtbraune Zinkblende bildet die Grundmasse einer tektonischen Brekzie aus lichthem Wettersteinkalk. Metasomatoseerscheinungen von ZnS nach Kalkstein sind an manchen Haldenstücken deutlich, daneben finden sich auch schichtige Erze. PbS-Körner sind meist eng mit ZnS verwachsen. Unter dem Mikroskop ist die Zinkblende häufig mehr oder weniger kataklastisch zerbrochen, jedoch nicht geregelt. Pyritstaub wächst gleichermaßen in Nebengestein und Zinkblende. Der Bleiglanz enthält nach M. ISSER (1881) bis zu 280 g/t Ag.

Gangart: Grobspätiger milchig-weißer Kalkspat als jüngste Bildung in Zinkblendegängen.

Nebengestein: Hellgrauer massiger Wettersteinkalk.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt am äußersten Nordrand der oberostalpinen Inntaldecke, nahe an deren Aufschubung auf die Lechtaldecke.

M. v. ISSER (1881) hat die Form der Vererzung recht treffend skizziert, ich zitiere im folgenden wörtlich: „Die Erze brechen meist ohne Gangart, seltener mit Kalkspat vergesellschaftet, ursprünglich in Putzen und Nestern, lagerförmig im Wettersteinkalk ein. Durch später eingetretene Zersetzung sind sie auf Spalten und Klüften des Kalkes in mehr gangartige Räume vereinigt worden; daher tragen diese Lagerstätten den schwankenden Charakter eines Lagers und gangförmigen Vorkommens.“ Die Gedankengänge von A. MAUCHER (1954) und K. TAUFITZ (1954) wurden also z. T. schon 1881 vorweggenommen. Nur: jene gangförmigen Vererzungen führen nicht etwa Zinkblende—Bleiglanz—Kalkspat bzw. Flußspat, sondern vorwiegend Galmei mit etwas zersetztem Bleiglanz. M. ISSER (1881) glaubt auch als Regel zu erkennen, daß die Erze edler werden, wo die Klüfte feucht sind, also eine Abhängigkeit der abgesetzten Erzmenge von den Zirkulationsbahnen der Bergwässer. Wenn man von der aufwendigen und widerspruchsanfälligen Mithilfe von konzentrierten Solen, H₂S-angereicherten Lösungen, reduzierenden Bergwässern usw. absieht, so müßten Umlagerungen von Pb-Zn-Erzen im karbonatischen Milieu in etwa zu der oben beschriebenen Lagerstättenform führen.

Die Haupterzklüfte streichen SE und SSW bei mittelsteilem Einfallen nach W; es muß detaillierten gefügekundlichen Untersuchungen, wie sie etwa O. SCHULZ (1954) in Lafatsch und Vomperloch durchgeführt hat, vorbehalten bleiben zu entscheiden, wieweit die Klüftbildung auf die nahe Überschiebungsfläche zurückzuführen ist. Qualitativ ist die Verwandtschaft mit Lafatsch-Vomperloch (Nr. 68) nicht zu leugnen, und die für jene Vererzung von O. SCHULZ (1955) als intratriadisch angenommene Altersstellung gilt aller Wahrscheinlichkeit nach auch für die Schachtkopfvererzung. Das ungewöhnlich hohe Maß der Erzverwitterung ist wohl auf die starke Durchklüftung und damit verbundene Wegsamkeit für Gase und Flüssigkeiten in der Nähe der Überschiebung von Inntal auf Lechtaldecke zurückzuführen.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) erste Erwähnung 1483, erster Abbau 1524.

73. Marienberg

Fundort: Etwa 5,5 km Luftlinie NE von Nassereith. Eine Reihe von Einbauen in zirka 1880 m N. N., WNW der Marienberger Alm.

Erz: Bleiglanz und dunkelbraune bis hellrotbraune Zinkblende, eng miteinander verwachsen und wohl gleichzeitige Bildung; schaliger und kokardenartiger Absatz mit Kalkspat als jüngster Bildung ist häufig. In einem Anschliff von Kokardenerz wurde Famatinit (Cu₃SbS₄, Bestimmung Prof. Dr. O. FRIEDRICH) sowie zahlreiche kleine Körnchen von Kupferkies gefunden. Pyrit ist als feinkörniger Erzstaub am Aufbau der Erzschalen beteiligt.

Der Silbergehalt beträgt nach M. ISSER (1881) 120—180 gr/to Bleiglanz mit Weißbleierz.

Gangart: Vorwiegend grobkörniger Kalkspat, oft als jüngste Bildung in den Zwickeln der Erzkristalle; nach G. MUTSCHLECHNER (1954) tritt auch Flußspat auf.

Nebengestein: Lichtgrauer ladinischer Wettersteinkalk.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt nahe an der Nordgrenze der oberostalpinen Inntaldecke, wo diese mit anisichem Muschelkalk auf Lias der Lechtaldecke aufgeschoben ist.

Die Erzlager liegen schichtparallel in den ENE-streichenden und mittelsteil nach S fallenden Wettersteinkalken; K. SEIDL (1930) gibt auch Vererzung von Kluftscharungen an und auf den Halden sind Stücke von Kalkbrekzien mit Erzgrundmasse nicht selten. Schichtige Erze, die deutlich ihren sedimentären Charakter erkennen lassen, konnten nicht gefunden werden. Es erscheint mir nicht unmöglich, daß ein Teil der lagerförmigen Vererzungen durch echte Metasomatose entlang von Schichtfugen gebildet wurde; gesichert metasomatische Platznahme der Erze ist an den echten Gängen gut beobachtbar. Die Anwesenheit von mehr oder weniger komplexen Kupfersulfiden deutet meines Erachtens ebenfalls in die Richtung des Vorwaltens von hydrothermalen Vorgängen über sedimentäre, zumindest im vorliegenden Fall. Eine gesicherte Altersstellung ist aus der Lagerstätte selbst nicht abzulesen, doch halte ich sie für durchaus zum Typus Lafatsch-Vomperloch gehörend und somit intratriadisch gebildet.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) große Halden aus dem 16. und 17. Jahrhundert; nach Angabe der Berghauptmannschaft Innsbruck seit 1929 gefristet.

74. Feigenstein

Fundort: 2 km NE von Nassereith; ausgedehnte Halden im Wald 2 km ENE der Nassereith Kirche.

Erz: Hell- bis dunkelbraune feinkörnige Zinkblende, mit Bleiglanz eng verwachsen, bildet mit etwa gleichem Anteil an Gangart die Grundmasse einer tektonischen Brekzie; schichtige Erze konnten nicht gefunden werden.

Feinkörniger Pyrit ist häufig; kleine Körnchen von Kupferkies und Bourbonit (CuPbSbS₃) sind selten und nur unter dem Mikroskop erkennbar.

Feinkörnige Zinkblende bildet auch wirres Aderwerk in mehr oder weniger massivem Wettersteinkalk.

Der Silbergehalt ist mit 50—90 gr/to Bleierz als niedrig zu bezeichnen. Aus dem nahegelegenen Sigmundstollen gibt G. MUTSCHLECHNER (1954) Gehalte von 125 g Ag und 3·2 g Au/t Zinkblende an.

Gangart: Kalkspat und Flußspat, wobei letzterer häufig den Wettersteinkalk metasomatisch verdrängt; milchiger grober Kalkspat bildet auch Adern ohne Erzführung. Nach G. MUTSCHLECHNER (1954) tritt auch Baryt auf.

Nebengestein: Hellgrauer ladinischer Wettersteinkalk.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt nahe am Nordrand der oberostalpinen Inntaldecke.

Nach Angaben von M. ISSER (1881) besitzt der Haupterzkörper die Form eines steilstehenden, mit seiner längsten Achse (32 m) die Schichtflächen spitzwinkelig schneidenden Erzschauches. Im Liegenden des Erzschauches und mit gleichem NE-Streichen wie dieser setzen drei zueinander parallele Erzklüfte auf; die Bauhöhe der Gesamtvererzung beträgt etwa 350 m, wobei ihr unteres Ende nicht erreicht wurde. Nach M. ISSER (1881) wird die Vererzung metallreicher, wenn der Flußspatgehalt der Gangart zunimmt, und ebenso, wenn die Kalzitgangart Skalenoeeder zeigt; das Gegenteil ist der Fall bei Vorherrschen von Kalzit in Rhomboedern. Nach G. MUTSCHLECHNER (1954) erreicht der sogenannte Annastollen die Vererzung bei etwa 700 m, ein starker Quellaustritt aus den Raiblerschiefern ist von Stollenmeter 310 bekannt. Demnach liegt die Hauptvererzung etwa 300—400 m im Liegenden des Kontaktes zu den steilstehenden Raiblerschiefern. Germanotype Tektonik zerstückelt die Lagerstätte in unbedeutendem Ausmaß.

Eine eindeutige Altersstellung läßt sich aus der Lagerstätte bzw. aus den mir zugänglichen Haldenproben und Literaturzitataten nicht ersehen; die Ähnlichkeit zu Lafatsch-Vomperloch erlaubt jedoch auch hier eine Bildung in der Mitteltrias anzunehmen.

Bergbaugeschichte:

75. Haverstock und Hohe Warte

Fundort: 2 km Luftlinie N von Nassereith; Halden in etwa 1730 m N. N. zu beiden Seiten des Steiges Nassereith—Mittenau Alm.

Erz: Brekzienkomponenten aus grauem Kieselknollen führendem Kalk werden von Zinkblendeschalen von 3 bis 5 mm Mächtigkeit rings umkrustet; das Restlumen wird von milchig-weißem Kalkspat ausgefüllt. Die Zinkblendekrusten sind z. T. zerbrochen, was sich unter dem Mikroskop als schwache Kataklyse äußert.

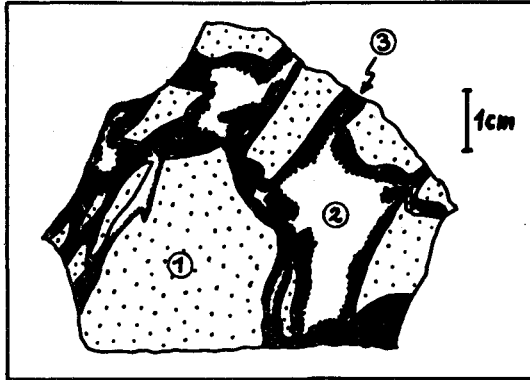


Abb.34: Erzstufe von der Halde des Haverstockes; 1 = grauer Kalk, 2 = Kalkspat, 3 = Zinkblende.

PbS ist in Körnern mit der Zinkblende verwachsen und enthält 250—300 g/t Ag. M. ISSER (1881) erwähnt Azurit von den Halden des Haverstockes und Silberfahlerz gangartig im Liaskalk des Wanneck; K. SEIDL (1930) gibt Kupferfahlerz nach Halden-funden von der Hohen Warte an. Es gelang mir nicht, auch nur eines dieser Vorkommen aufzufinden, was aber in dem unübersichtlichen Wald- und Krummholzgelände keinen gültigen Beweis für ihr Nichtvorhandensein liefert.

Gangart: Vorwiegend Kalkspat als jüngste Bildung, dann körniger Flußspat, nach K. SEIDL (1930) auch Baryt.

Nebengestein: Lichtgrauer Kalk mit Kieselknollen, wahrscheinlich anisicher Muschelkalk. Manche Einbaue auch im lichtgrauen Wettersteinkalk.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt am N-Rand der oberostalpinen Inntaldecke in nächster Nähe der steilstehenden Überschiebung auf Jura der Lechtaldecke.

Nach K. SEIDL (1930) streichen die Erzklüfte etwa 285° und fallen nach S; Anreicherungen treten auf beim Schnitt mit den Schichtflächen die 70° streichen. Es scheinen somit echte Gänge vorzuherrschen, wofür auch die Brekzienvererzung spricht. Ob und in welcher Weise die nahe Überschiebungsfläche die Erzgänge beeinflusst hat, müßte durch detaillierte Gefügeuntersuchungen geklärt werden; eine direkte Beziehung zu ihr ist jedenfalls nicht erkennbar.

Die Altersstellung ist ungewiß, doch glaube ich, unter Hinweis auf die paragenetische Ähnlichkeit zu Lafatsch-Vomperloch (Nr. 68) eine intratriadische Bildung annehmen zu können.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) Bergbaubetrieb von 1457 bis 1680, Anfang 18. Jahrhundert bis 1830, 1875—1878.

76. Dirstentritt

Fundort: 4 km WNW von Nassereith Aufbereitungs- und Bergbauhalden am Eingang des Gafleinstales, sowie an der in der Karte 1: 50.000, Blatt Reutte, angegebenen Stelle, und von dieser in Fallinie aufwärts mehrere Halden am Weg Tarrentonalm—Kälberhütte.

Erz: Zinkblende und Bleiglanz mit ihren Oxydationsprodukten. Bleiglanz ist oft in Würfeln dem Nebengestein eingewachsen; schichtige Erze sind auf den Halden nicht selten. Die oberen Haldenkomplexe zeigen sehr starke Oxydation der Erze an, möglicherweise fanden auch Umlagerungen von schichtigen Sulfiderzen zu gangförmigen Karbonaterzen statt, doch läßt sich dies nicht mit Sicherheit feststellen. Lokal kam es zu Anreicherungen von Wulfenit, doch ist über deren Verteilung nichts Näheres bekannt. Die besten Bleierze enthielten Ag-Gehalte von 200 bis 250 g/t.

Gangart: Grober milchiger Kalkspat, nicht selten auch Flußspat, letzterer besonders in der Nähe der Raibler Schiefer.

Nebengestein: Lichtgrauer Wettersteinkalk.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in der oberostalpinen Inntaldecke, etwa 1 km von deren Aufschiebung auf die Lechtaldecke.

Die Vererzung tritt in zwei Formen auf:

1. Als Erznestern und -schläuche (Rinnenausfüllungen nach K. TAUPITZ 1954) in den obersten Bänken des Wettersteinkalkes nahe am Kontakt zu den karnischen Raibler Schiefen.

2. In Form von drei Erzgängen, welche parallel zueinander WNW streichen und steil NNE einfallen und somit das vorherrschende WSW-Streichen der Gesteinsbankung spitzwinkelig schneiden (G. MUTSCHLECHNER 1954); die Gänge scheinen auch reicher an Oxydationsprodukten zu sein.

Die Altersstellung der Vererzung ist ungewiß; nach ihrer großen Ähnlichkeit zu Lafatsch-Vomperloch scheint sie wie diese intratriadisch gebildet zu sein. Nach F. MACHATSCHKI (1961) wurde an PbS vom Dirstenritt ein Modellalter von 270 Millionen Jahren nach der Bleisotopenmethode bestimmt.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) Bergbaubetrieb von 1565 bis 1838, 1850 bis 1853, dann seit 1876 durch Gewerkschaft; nach Angabe der Berghauptmannschaft Innsbruck seit 1878 gefristet.

77. Reissenschuh

Fundort: 7 km Luftlinie W von Nassereith zahlreiche Einbaue an der orographisch rechten Seite des Aufstieges vom Reißenschuhthal zum Reißenschuhjoch.

Erz: Bleiglanz und Zinkblende in wechselndem Mengenverhältnis. Braune Zinkblende, wechsellagernd mit dünnen Lagen von feinkörnigem Bleiglanz und Pyrit, umkrustet die eckigen Kalkstücke einer Brekzie in Schalen von im allgemeinen wenigen mm Dicke. Bleiglanz erscheint außerdem noch in locker verteilten, mehr oder weniger idiomorphen Würfeln im Nebengestein selbst eingewachsen, und zwar nicht nur in den lichten Kalken sondern vergesellschaftet mit Kugelpyriten auch im bituminösen Schiefer der hangenden Raibler Schichten. Es kann nicht als erwiesen gelten, daß diese Ausbildungsform des Pyrites tatsächlich auf vererzte Bakterien zurückzuführen sei, doch wäre dies in den bituminösen Schiefen immerhin möglich.

Nach G. MUTSCHLECHNER (1954) enthielt eine Probe von Zinkblende und Bleiglanz 47 g Ag und 2 g Au pro Tonne Erz.

Gangart: Sehr grobspätiger milchig-weißer Kalkspat, füllt bei der Vererzung übriggebliebene Restlumen aus.

Nebengestein: Lichtgrauer Wettersteinkalk und dunkle bituminöse Raibler Schichten.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in der oberostalpinen Inntaldecke etwa 1 km von deren Nordrand entfernt. Die Vererzung hat vorwiegend die Form von Lagern bzw. in der Schichtungsebene liegenden Erzschnäuchen, nahe dem Kontakt zu den dunklen bituminösen Raibler Schiefen. K. TAUPITZ (1954) bringt sehr anschauliche und unzweideutige Bilder, die eine vorwiegend sedimentäre Entstehung der Erze bekräftigen. Die schichtparallele Schlauchform wird durch submarine Erosion erklärt, wobei eine gewisse Diskrepanz zwischen der dazu nötigen Strömung und dem zur Erzbildung geforderten euxinischen Milieu besteht; zwangloser scheint die Deutung von O. FRIEDRICH (1964) die Beobachtungstatsachen zu erklären, nach der die Rinnenbildung auf Brüche beim Absinken der alpidischen Geosynklinale zurückzuführen sind.

Nach Rollstückfunden sind auch die unmittelbar über der Vererzung hangenden Raibler Schiefer mit grobkristallinem Bleiglanz vererzt, doch konnte ich anstehendes Erz dieses Horizontes obertags nirgends finden. Das vermindert die Aussagekraft des Fundes sehr, und es bleibt nur zu sagen, daß die Vererzung intratriadisch stattfand (K. TAUPITZ 1954) und sehr wahrscheinlich bis ins untere Karn andauerte.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBİK (1929) kleinere Gruben von 1680 bis 1740.

78. St. Veit

Fundort: 7.5 km Luftlinie WNW zu W von Nassereith. Große Halden und Aufbereitungsgebäude auf der Paßhöhe des Schweinstein-Joches am Ende des Tegestales. Die Lagerstätte wurde von E. CLAR (1929) sehr eingehend bearbeitet.

Erz: Vorwiegend braune Zinkblende, etwas PbS. Die feinkörnige Blende bildet im allgemeinen mm-dicke Krusten um eckige Nebengesteinsbruchstücke, tritt jedoch auch zu derben Aggregaten mit Kokardenstruktur zusammen; die Restlumen werden von Kalk- und Dolomitspat erfüllt. Zinkblende verdrängt auch, meist in Form von Einzelkornanhäufungen um die derben Erzpartien, metasomatisch das Nebengestein. Bleiglanz mit einem Ag-Gehalt von etwa 300 g/t ist in Einzelkörnern mit der Zinkblende verwachsen. Pyrit und Markasit bilden feine Lagen in der Schalenblende. Unter dem Mikroskop zeigen die Erze häufig eine gewisse Katakklase. Nach E. CLAR (1929) reicht die Durchbewegung in unmittelbarer Störungsnähe bis zur Ausbildung von geschieferten Erzen.

Gangart: Kalkspat und Dolomitspat, meist als jüngste Bildung der Vererzungsfolge erkennbar, sowie etwas Flußspat und Quarz.

Nebengestein: Grauer anisischer Muschelkalk.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in einer Basisschuppe der Inntaldecke, direkt an deren Überschiebungsfläche auf die Lechtaldecke.

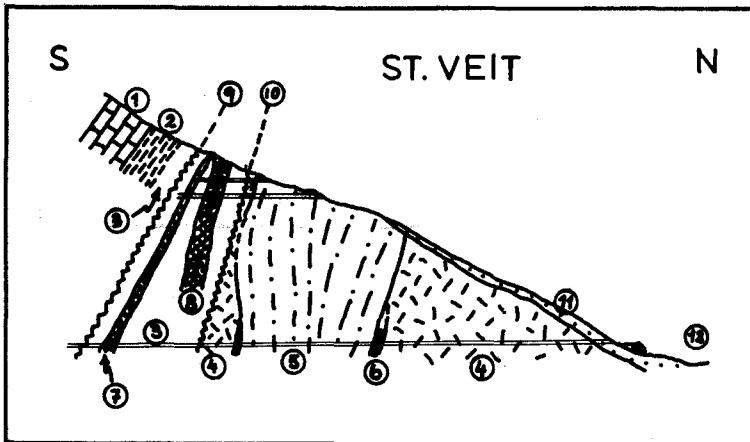


Abb. 35: Schematisches Profil durch die Lagerstätte St. Veit nach E. CLAR (1929). 1 = Wettersteinkalk, 2 = Partnachschichten, 3 = Muschelkalk, 4 = Hauptdolomit, 5 = Jura, 6 = Kössener Schichten, 7 = Spatgang, 8 = Haupterzzone, 9 = Hangender „Ablöser“, 10 = Hauptüberschiebungsfläche, 11 = Hangschutt, 12 = Schweinsteinjoch.

Nach dieser Skizze sind zwei Vererzungszonen zu unterscheiden: der sogenannte Spatgang, so bezeichnet wegen des Vorwaltens von Dolomitspat, in dem Erze nur verstreut auftreten, und die sogenannte Haupterzzone, aus welcher die derben Schalenblenden mit Spathohlräumfüllungen stammen. Beide Erzzone liegen mit Streichrichtung parallel zu jener des Nebengesteins, die Haupterzzone jedoch besitzt ein steileres Einfallen, ist also gesichert ein echter Gang. Nach E. CLAR (1929, S. 345) ist die Vererzung nicht

auf den Muschelkalk beschränkt, sondern greift über die Überschiebungsfäche hinweg in den Hauptdolomit der Lechtaldecke. Diese Beobachtung erscheint von großer Bedeutung nicht nur für die Art der Genese der nordalpinen Blei-Zinklagerstätten, sondern auch für die Altersstellung der Vererzung! Bedauerlicherweise scheint dieser so wichtige Hinweis weder in den Einzelveröffentlichungen noch in den Diskussionsprotokollen zur Entstehung der Blei-Zinklagerstätten auf, und E. CLAR selbst, obwohl mehrfach (1955, 1957) einschlägig zu Worte gekommen, erwähnt ihn in keiner Weise; damit sehe ich mir die Möglichkeit entzogen, diesen an und für sich eindeutigen Befund zu einer Beweisführung zu verwerten.

Paragenetisch und auch ihrem gesamten Erscheinungsbild nach paßt die Lagerstätte St. Veit sehr wohl in die allgemeine Gruppe der nordalpinen Blei-Zinklagerstätten, und somit ist auch für sie ein intratriadisches Alter wahrscheinlich. Verschiedenes spricht in der Lagerstätte selbst dafür: Die starke Kataklyse der Erze, das Versetzen des Erzkörpers an wenig geneigten, der hangenden Überschiebungsbahn fast parallelen Sekundärüberschiebungen, die intensive und schwer durchschaubare Zerstückelung der Erztonen an NW- und NE-streichenden Verwerfern, welche gefügemechanisch sehr wohl durch einen S—N-Schub zu erklären sind, sowie die Beobachtung von E. CLAR (1929), daß derb vererzte Lagerstättenteile weniger geklüftet sind als taube.

Bei Vergleich der Lagerstätten Reißenschuh (Nr. 77) und St. Veit zeichnet sich die Regel ab, daß je stratigraphisch höher liegend die Erze umso schichtiger und Beispiele für sedimentäre Entstehung häufiger werden: Die Lagerstätte Reißenschuh liegt nahe am Kontakt Wettersteinkalk—Raibler Schichten, und K. TAUPITZ (1954) hat sehr instruktive Bilder sedimentärer Vererzung aus ihr gegeben. St. Veit im Muschelkalk, ohne mit dem Bergbau Reißenschuh in direkter Verbindung zu stehen, zeigt in der Paragenese und Abfolge der Vererzung große Ähnlichkeit mit diesem, nur daß hier im tieferen stratigraphischen Niveau die Erzkörper Gangform aufweisen. Bedingt können wir hier auch die Vererzung Dirstentritt (Nr. 76) anfügen: die Vererzung hat in der Nähe der Raibler Schiefer die Form von Nestern und Schläuchen (etwa den „Rinnen“ von K. TAUPITZ [1954] entsprechend), weiter entfernt, von besagten Schiefen jedoch deutliche Gangform. Auch die, an und für sich unbedeutende Bleiglanz-Zinkblendevererzung von Alpeil, etwa 1800 m W der Heiterwandhütte gelegen, ist nach einem unveröffentlichten Gutachten von G. HIESLEITNER (1933), (Lagerstättenarchiv der Geol. Bundesanstalt Wien) eine Schichtvererzung; bezeichnenderweise liegt sie im hangenden Wettersteinkalk nahe den Raibler Schiefen im Hangenden der Vererzung von St. Veit.

Auf die Bedeutung dieser unterschiedlichen Ausbildung möchte ich erst im Abschnitt „Zusammenfassung genetisch verwandter Gruppen“ näher eingehen.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) Beginn der Bergbautätigkeit im 13. Jahrhundert; dann 1530—1780, Wiedergewältigung 1820—1825 und seit 1887; 1898 gelöscht.

79. Imster Ochsenalpe und Steinmannl

Etwa 14 km W von Nassereith befinden sich nach M. ISSER (1888) auf der Imster Ochsenalpe ausgedehnte Haldenfelder und Bergbauern; das Vorkommen wäre vor allem deswegen interessant, weil es im Hauptdolomit der Lechtaldecke liegen müßte; Umfragen bei den zuständigen Revierjägern im Ort Namlos ergaben jedoch, daß die ihnen wohlbekanntesten Einbaue in den letzten Jahren durch Muren vollkommen verschüttet und unkenntlich wurden und daß Halden nicht existieren. Eine eigene Geländebegehung erschien daher nicht mühebringend.

Wohl aber existieren in der vom Steinmannlspitze im Heiterwandzug nach W herabziehenden Schlucht mehrere (etwa 7) Einbaue, z. T. hoch in den Wänden. Sie sind am besten vom sogenannten Kromsattel aus zugänglich. Die Einbaue liegen an mehreren NW-streichenden und 30—60° NE einfallenden Klüften und zeigen Bleiglanz und Zinkblende in ähnlich schaliger Ausbildung wie in St. Veit. Die Erze sind z. T. sehr stark kataklastisch, ebenso die liegenden und überschiebungsnahen Partien des Wettersteinkalkes, in welchem sie aufsetzen. Diese Gemeinsamkeit des Durchbewegungsgrades von Erz und Nebengestein ist neben der paragenetischen Verwandtschaft zu den anderen nordalpinen Pb-Zn-Lagerstätten ein weiterer Hinweis auf eine vorkretazische, sehr wahrscheinlich intratriadische Platznahme der Erze.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) keine historischen Daten bekannt.

80. Säuling und Frauensee

Säuling: Etwa 4 km N von Reutte. Auf der Karte 1:50.000 steht NE vom Ort Pflach der Name „Altes Eisenbergwerk“; R. SRBIK (1929) gibt an: „Eisenerzabbau wahrscheinlich schon zur Vorzeit und Römerzeit; noch Anfang 16. Jahrhundert Schächte und Hammerwerk in Betrieb“. Es war mir nicht möglich, in der genannten Lokalität eindeutige Bergbauspuren zu erkennen, noch Erzstufen zu sammeln; mit einiger Wahrscheinlichkeit handelt es sich um oxydische Erze, in Karren und Dolinen des Wettersteinkalkes zusammengeschwemmt. Etwas deutlicher sind die Verhältnisse am

Frauensee: 1700 m SW der Kirche von Pflach, 100–150 m N vom Frauensee liegt ein ausgedehntes Pingengelände mit einigen Stollen; Halden oder Kuttplätze sind nicht zu erkennen. Im anstehenden Wettersteinkalk finden sich häufig Adern von grobkörnigem Kalkspat mit Spuren von Galmei und erdigem Limonit. Möglicherweise ging der Bergbau im Eisernen Hut einer Zinkblendelagerstätte um. R. SRBIK (1929) gibt von dieser Lokalität „Erloschener Bergbau auf Brauneisenstein und Alaunschiefer“ an.

81. Tschirgant

Fundort: 1 km Luftlinie E von Imst. Große, aber erzarme Halden bei der Aufbereitung an der Talsohle; Einbaue in Falllinie über die Aufbereitung am Weg Karrösten—Karröstneralm. Zahlreiche Einbaue auch knapp unterhalb des Gipfels, um die neue Bergwachthütte.

Erz: Bleiglanz und Zinkblende, mit Flußspat verwachsen eine Brekzie aus Wettersteinkalk verkittend; die Erze sind mehr oder weniger durchbewegt, z. T. auch ausgewalzt.



Abb. 36: Kataklastische Zinkblende (ZnS), etwas Bleiglanz (PbS) in Flußspatgangart. 72× vergr.

Pyrit wächst in kleinen idiomorphen Körnchen in Zinkblende und Flußspat. Fahlerz wird bei M. ISSER (1881) in einer Analyse genannt, demnach enthält Bleiglanz mit Weißbleierz 70–150 g Ag/t, Fahlerz mit Bleiglanz 250–300 g Ag/t. Es gelang mir jedoch nicht, auf den Halden Fahlerzproben aufzusammeln.

Nach G. MUTSCHLECHNER (1954) ist auch die Zinkblende edelmetallführend und enthält 73 g Ag und 2,5 g Au/t. Wulfenit in Klüften und Hohlräumen war Gegenstand des Bergbaues in jüngerer Zeit.

Gangart: Vorwiegend Flußspat, meist dicht, glasig bis lichtviolett, und Kalkspat; nach G. MUTSCHLECHNER (1954) auch Schwerspat.

Nebengestein: Grauer ladinischer Wettersteinkalk.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in einer Aufwölbung der oberostalpinen Inntaldecke.

G. MUTSCHLECHNER (1954) zufolge sind vorwiegend die hangenden Teile des Wettersteinkalkes vererzt, und zwar in Form von rundlichen Erzkörpern die häufig durch dünne Erzsnüre miteinander verbunden sind. Nach K. SEIDL (1930, unveröffentlichte Gutachten, Lagerstättenarchiv der Geol. Bundesanstalt Wien) sind es vorwiegend steile NE-Klüfte, welche die Bleiglanzvererzung führen, und eine NNW-Kluft mit Antimonfahlerz. Das Nebengestein streicht etwa EW bei wechselndem Einfallen. Befahrungen der längst verbrochenen Stollen sind kaum mehr möglich, und so bleiben die Verhältnisse etwas undurchsichtig. Jedenfalls wiegt die für die höheren stratigraphischen Niveaus typische absätzigte Vererzung vor, im Gegensatz zu den reinen Gangvererzungen des unteren Wetterstein- und Muschelkalkes.

Paragenetisch ist die Lagerstätte Tschirgant ohne Schwierigkeit der Gruppe der nordalpinen Blei-Zinklagerstätten zuzuordnen, und wird wie diese wohl intratriadisch gebildet worden sein. Das bescheidene und nur aus der Literatur bekannte Vorkommen von Fahlerz berechtigt nicht zu einer Sonderstellung.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) 1446 bis 19. Jahrhundert; kriegsbedingte Schürfungen auf Wulfenit blieben ohne nachhaltigen Erfolg. Seit 1907 gestriekt, seit 1965 gelöscht.

82. Ventalpe

Fundort: 7 km Luftlinie SSW von Imst. Den neuen Fahrweg von Vd. Spadegg aufwärts, 50 m vor dem zweiten eisernen Gatter etwa 30 m in Falllinie unter dem Weg, zwei Einbaue mit Halden.

Erz: Siderit, fein- bis mittelkörnig; etwas Pyrit in feinen Körnchen.

Gangart: Quarz, milchig, mit Siderit verwachsen, doch im allgemeinen jüngere Bildung als dieser.

Nebengestein: Diaphoritischer Quarzphyllit.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in der sogenannten Landecker Quarzphylliton, die von A. TOLLMANN (1963) zum Oberostalpin gestellt wird, nahe an deren Überschiebung durch die ebenfalls oberostalpinen Kalkalpen.

Nach den Haldenstufen sind es im allgemeinen schichtparallel eingeschichtete Gänge von *dm*-Mächtigkeit mit gelegentlichen diskordanten Apophysen. Diese Gänge haben die sehr intensive Durchbewegung des Nebengesteins nicht mitgemacht, sind also jünger als diese. Nach der Nähe der Überschiebungsbahn halte ich es für durchaus wahrscheinlich, daß zumindest ein Teil der Gesteinsdurchbewegung und Diaphtorese dem alpinen Deckentransport zuzuschreiben sind. Die Lagerstätte erscheint somit jünger als die Hauptdeckenbewegung und sehr wohl von den variscischen (?) Eisenspat-Arsenkies-Lagerstätten (Nr. 53, 58, 59) des unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllites abtrennbar.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) sehr alter Betrieb, Verhüttung im 14. Jahrhundert in Arzl, 1465 aufgelassen. Wiedergewältigung 1848—1856.

Die Beschreibung der nun folgenden Lagerstätten Nr. 83 bis 112 ist zum überwiegenden Teil einer Dissertation von P. MATTHIAS entnommen, deren wichtigste Ergebnisse auch veröffentlicht wurden (P. MATTHIAS 1961). Ich hielt es nach gemeinsamen Begehungen der meisten der im folgenden besprochenen Lagerstätten und Einsicht in die sehr sorgfältige Arbeitsweise von P. MATTHIAS nicht für nötig, seine Ergebnisse durch eigene detailliertere Untersuchungen zu ergänzen.

83. Lattenbachtobel

Erz: Vorwiegend Kupferkies und Fahlerz; etwas Pyrit mit Anzeichen von Kataklyse.

Gangart: Quarz, Mesitinspat und Pistomesit.

Nebengestein: Verrukanoschiefer.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in der (nach A. TOLLMANN 1963) oberostalpinen Phyllitzone von Landeck.

Die Vererzung ist an eine Schuppe von Verrukanoschiefer, die an einer EW-streichenden Störungszone in die diaphoritischen Granatglimmerschiefer der Landecker Quarzphyllitzone eingeklemmt ist, gebunden.

Aus der Lagerstätte selbst ist eine gesicherte Altersstellung nicht ersichtlich.

Bergbaugeschichte: Keine historischen Daten bekannt.

84. Flirscher Schilhütte

Erz: Kupfer-Antimon-Fahlerz, etwas Kupferkies, zurücktretend Pyrit.

Gangart: Quarz.

Nebengestein: Verrukanoquarzit.

Tektonik: Die Vererzung liegt in der oberostalpinen Phyllitzone von Landeck, innerhalb einer tektonisch eingeklemmten Scholle von Verrukanoquarziten und -schiefern nahe der Basisschubfläche der Nördlichen Kalkalpen. Eine gesicherte Alterseinstufung ist nicht zu erstellen.

Bergbaugeschichte: Keine historischen Daten bekannt.

85. Strohsack

Erz: Fahlerz und seine Verwitterungsprodukte.

Gangart: Quarz und Kalzit.

Nebengestein: Verrukanoquarzite.

86. Gand

Erz: Fahlerz, nach E. SCHROLL (1959) mit folgender Zusammensetzung in %: 5-38 As, mehr als 10 Sb, 0-09 Bi, 1-6 Ag, 2-1 Zn, mehr als 10 Hg, 6-8 Fe, 0-06 Pb und 150 g/t Ni sowie 90 g/t Co, also ein sehr quecksilberreiches Antimonfahlerz mit relativ hohem Gehalt an Ni und Co.

Gangart: Quarz, Pistomesit, Baryt.

Nebengestein: Verrukanoschiefer.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in der Verrukanobasis der oberostalpinen Nörd-Kalkalpen.

Die Vererzung ist an Störungsmylonite im Verrukanoschiefer gebunden, zeigt jedoch selbst keine Anzeichen von Durchbewegung. Dieser Befund ist nicht unbedingt als Beweis einer postkinematischen Platznahme der Erze zu werten und kann ebenso durch die gute Umkristallisationsfähigkeit des Fahlerzes verursacht sein. Eine gesicherte Altersstellung ist nicht erkennbar.

Bergbaugeschichte: Nach R. SERBIK (1929) alte, umfangreiche Baue Ende des 14. Jahrhunderts und 1820—1825.

87. Bodenalm

Erz: Magnesium-Eisenkarbonate (Mesitinspat-Pistomesit-Sideroplesit) mit etwas feinkörnigem Gelpyrit und Spuren von Kupferkies und Magnetkies in diesem.

Nebengestein: Grauer Dolomit der unteren Trias (Anis—Ladin).

Tektonik: Die Eisenkarbonatvorkommen liegen an der Basis der Krabachjochmasse in den oberostalpinen Nördlichen Kalkalpen.

Die Vererzung ist an die z. T. brekzierten Basisschichten der Krabachjochdecke gebunden; am Furnesgump sind Durchhaderungen und Verdrängungsnester zu beobachten, die eindeutig eine hydrothermal-metasomatische Entstehung der Erze erweisen (E. KOCH 1958). Die Erze zeigen keine Spur einer Durchbewegung, und damit ist auch ihre Altersstellung gegeben: ihre Platznahme erfolgte nach den Hauptdeckenbewegungen, wobei die Schubflächen als Zufuhrwege dienten. E. KOCH (1958) leitet daraus Hinweise gegen den Deckenbau der Kalkalpen und für „gebundene Strukturen“ ab.

Bergbaugeschichte: R. SRBIK (1929) erwähnt lediglich „am Omeshorn verlassene Baue auf Spateisenstein“.

88. Steissbachtal

Erz: Vorwiegend Fahlerz, etwas Pyrit, Kobaltglanz und Kupferkies.

Gangart: Quarz und Dolomit.

Nebengestein: Verrukanoschiefer.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in der Verrukanobasis der oberostalpinen Nördlichen Kalkalpen.

Die Vererzung besteht aus einem Quarzlagergang geringer Mächtigkeit im Verrukanoschiefer. Eine gesicherte Alterseinstufung ist nicht erstellbar.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) 15. Jahrhundert bis 1582.

89. St. Christof

Erz: Vorwiegend Zinkblende und Bleiglanz, etwas Pyrit und Magnetkies sowie Arsenkies. Die Zinkblende enthält unter dem Mikroskop gittergeordnete Einschlußreihen von Magnetkiestropfen.

Gangart: Quarz und Kalzit.

Nebengestein: Mehr oder weniger diaphoritische Glimmerschiefer und Gneisglimmerschiefer.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in der Phyllitgneisvorderschuppe, die durch eine Kette von eingeschuppten Verrukanolinsen und kleine Triaskalkschollen vom Hauptkörper der Silvrettadecke getrennt und wahrscheinlich dem Oberostalpin zuzuordnen ist (A. TOLLMANN 1963). Die Vererzung hat die Form von steilstehenden Gängen, welche senkrecht auf die nahe Basisüberschiebung der Nördlichen Kalkalpen streichen und nach O. AMPFERER (1932) als Reißklüfte (ac-Klüfte) zu deuten sind.

Die Erze zeigen alle Anzeichen kräftiger Deformation und anschließender Rekristallisation. Die Platznahme der Erze erfolgte jedenfalls nach der (alpidischen?) Diaphtorese der Phyllitgneise, aber noch vor dem völligen Stillstand der alpidischen Horizontalbewegungen, worauf die für reine Verwerfbarkeit zu verbreitete Deformation schließen läßt.

Ob die heutige Form der Paragenese primär oder durch Wiederaufwärmung im Zuge der Durchbewegung zu deuten ist muß ungewiß bleiben; ebenso ist die alpidische Altersstellung der Vererzung nur als wahrscheinlich, jedoch nicht als gesichert zu betrachten.

Bergbaugeschichte: Nach G. MUTSCHLECHNER (1956) erste Erwähnung des Erzvorkommens am Arlberg um 1464, geriet dann in Vergessenheit. Wiedergewältigung etwa 1925—1929.

90. Rendlalm

Erz: Vorwiegend Kupferkies und Pyrit, etwas Magnetkies.

Gangart: Quarz.

Nebengestein: Stark diaphoritische Gneise.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in der sogenannten Phyllitgneisvorderschuppe, die mit großer Wahrscheinlichkeit dem Oberostalpin zuzurechnen ist, nahe an deren Überschiebung durch die mittelostalpine Silvrettadecke.

Die Vererzung ist den Phyllitgneisen lagerförmig eingeschichtet; ihr, für die meisten Kiesvorkommen um das Engadiner Fenster charakteristisches, Auftreten nahe an einer alpidischen Schubbahn spricht trotz der postkristallinen Durchbewegung sehr für eine Platznahme während oder kurz nach den großen Horizontalbewegungen der Deckenkörper, wobei die Bewegungsbahnen als Zonen bester Wegsamkeit dienen konnten.

Bergbaugeschichte: Keine historischen Daten bekannt.

91. Thialspitz

Erz: Kupferkies und Kupfer-Antimonfahlerz zu etwa gleichen Teilen, etwas Pyrit und Arsenkies, wobei letztere unter dem Mikroskop etwas zerbrochen und ihre Klüfte von Kupferkies verheilt erscheinen.

Gangart: Quarz, Dolomit, Brunnerit, Mesitinspat und Pistomesit.

Nebengestein: Diaphoritischer Schiefergneis.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in der oberostalpinen (?) Phyllitgneisvorderschuppe, nahe an deren durch eingeklemmte Verrukanolinsen markierten Überschiebung durch die mittelostalpine Silvrettadecke.

Die Vererzung hat Gangform und setzt in Störungsmyloniten auf; unter dem Mikroskop zeigen die Erze Anzeichen einer schwachen Katakklase.

Aus dem engeren Lagerstättenbereich ist eine gesicherte Altersstellung nicht eindeutig erkennbar, es ist jedoch einigermaßen sicher, daß die Erze erst nach der Diaphotese ihren Platz eingenommen haben; damit wird ihr alpidisches Alter wahrscheinlich.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) keine historischen Daten bekannt, möglicherweise ebenso wie der Bergbau Fladalm 16. bis Anfang 17. Jahrhundert.

92. Fladalm

Erz: Vorwiegend Kupferkies, etwas Fahlerz und Arsenkies, unter dem Mikroskop schwache Katakklase erkennbar.

Gangart: Quarz, Brunnerit und Mesitinspat.

Nebengestein: Orthogneis.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt innerhalb der mittelostalpinen Silvrettadecke in einer zu deren Basisschubfläche zuordenbaren flach einfallenden Störung. Die Platznahme der Erze in der alpidischen Störungszone sowie ihr verhältnismäßig niedriger Durchbewegungsgrad lassen eine Vererzung nach den alpidischen Hauptdeckenschüben als gesichert erscheinen.

Bergbaugeschichte: Nach R. SRBIK (1929) Bergbautätigkeit 16. bis Anfang 17. Jahrhundert.

93. Giggertobel

Erz: Vorwiegend Pyrit, etwas Magnet- und Kupferkies. Spuren einer mäßigen Beanspruchung sind unter dem Mikroskop erkennbar.

Nebengestein: Paragneise.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt im mittelostalpinen Silvrettakristallin in Form einer feinverteilten Imprägnation in Paragneisen nahe an der Aufschiebungsfläche über die Phyllitgneis-Vorderschuppe. Eine gesicherte Altersstellung der Vererzung ist nicht erkennbar, doch macht die Nähe der alpidischen Schubfläche ein alpidisches Alter der Vererzung wahrscheinlich.

Bergbaugeschichte: Keine historischen Daten bekannt.

94. Schloßbachgraben

Erz: Vorwiegend Pyrit, etwas Magnetkies.

Nebengestein: Mylonitischer Granitgneis.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in Form einer Erzimprägation direkt in den Myloniten der Basisüberschiebung des mittelostalpinen Kristallins auf das Unterostalpin des Engadiner Fensters. Diese Lage läßt ein alpidisches Alter der Erze als gesichert erscheinen.

Bergbaugeschichte: Keine historischen Daten bekannt.

95. Martinsbach

Erz: Vorwiegend Pyrit mit etwas Kupferkies und Magnetkies.

Gangart: Quarz.

Nebengestein: Gneismylonite.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in der Mylonitzone der Überschiebung der mittelostalpinen Ötztaldecke auf das Pennin des Engadiner Fensters.

W. HAMMER (1915) beschreibt die Situation sehr treffend: „Die diaphoritischen Schiefer ober Martinsbach sind zonenweise mit Pyrit imprägniert und werden von pyritreichen dünnen Quarzadern und -linsen durchzogen.“ Die Durchbewegung von Erz und Gangart ist geringer als jene des Nebengesteins, und damit erscheint eine postkinematische (in bezug auf die alpidischen Horizontalbewegungen) Platznahme der Erze als gesichert.

Bergbaugeschichte: Nach G. MUTSCHLECHNER (1956) enthielten die Kieserze 2.5 g Au und 5.7 g Ag in der Tonne; die Vorkommen sind „in älterer und neuerer Zeit beschürft worden“.

96. Falpetann

Erz: Vorwiegend Kupferkies und Pyrit, etwas Magnetkies; Kobaltgehalt sind durch Bestege von Kobaltblüte erkennbar. Die Erze zeigen geringe Kataklyse.

Gangart: Quarz und Kalzit.

Nebengestein: Paragneise.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt im Kristallin der mittelostalpinen Ötztaldecke in Form von Imprägnationen von Mylonitzonen, die annähernd parallel zur nahen Basis-schubfläche der Ötztaldecke streichen und fallen. Ein alpidisches Alter der Vererzung ist damit sehr wahrscheinlich.

Bergbaugeschichte: Keine Daten bekannt.

97. Boden

Erz: Vorwiegend Magnetkies, etwas Kupferkies; unter dem Mikroskop zeigt der Magnetkies eine gewisse Gefügeregelung.

Gangart: Quarz.

Nebengestein: Paragneise.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt im Kristallin der mittelostalpinen Ötztalmasse, gut 4 km Luftlinie vom heutigen Aufschluß der Überschiebung auf das Pennin entfernt. Auch hier erscheinen die Erze als Imprägnation einer Mylonitzone, die mit großer Wahrscheinlichkeit mit der Basisüberschiebung in Zusammenhang zu bringen ist; ein alpidisches Alter der Vererzung ist anzunehmen.

Bergbaugeschichte: Keine Daten bekannt.

98. Vergötschen

Erz: Kupferkies, unter dem Mikroskop mit Rekristallisationsgefüge.

Gangart: Quarz.

Nebengestein: Paragneise.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt im Kristallin der mittelostalpinen Ötztaldecke und hat die Form eines kiesführenden Quarzanges in Paragneisen. Eine Beziehung zu einordenbaren Störungen ist nicht erkennbar. Damit und durch das von den anderen Kieslagerstätten in ähnlicher Position unterschiedliche Gefüge ist der Anschluß an die alpidischen Kieslagerstätten nicht gesichert, die Altersstellung muß offen bleiben.

Bergbaugeschichte: Keine Daten bekannt.

99. Tschingl

Erz: Pyrit und Kupferkies.

Gangart: Quarz.

Nebengestein: Mylonit aus Paragneis.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt im mesozualen Kristallin der mittelostalpinen Ötztaldecke. Die Vererzung ist an Mylonitzonen im Paragneis gebunden, eine gesicherte Alterseinstufung ist nicht erstellbar.

Bergbaugeschichte: Nach G. MUTSCHLECHNER (1956) Bergbautätigkeit im 17. und 18. Jahrhundert.

100. Rotenstein

Erz: Vorwiegend quecksilberhaltiges Fahlerz mit etwas Pyrit, letzterer unter dem Mikroskop schwach kataklastisch. G. MUTSCHLECHNER (1956) erwähnt auch Kupferkies und Arsenkies sowie Zinnober und bringt auch einige Analysen des Erzes.

Gangart: Quarz, Dolomit, Breunnerit und Mesitinspat, nach G. MUTSCHLECHNER (1956) auch Baryt.

Nebengestein: Verrukanodolomit.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt im unterostalpinen NW-Rahmen des Engadiner Fensters, unmittelbar im Hangenden der Überschiebung auf das Pennin. Die Vererzung hat die Form eines Netzwerkes von dünnsten Fahlerzgängchen innerhalb einer mehrere tausend Kubikmeter großen Linse von gelblichem Dolomit aus dem Verrukanoniveau.

Die Erzführung beschränkt sich auf den eisenhaltigen Dolomit, die umgebenden Verrukanoschiefer führen etwas Pyrit und sind ein wenig gebleicht. Wir finden nahe der Basis des Unterostalpins im Engadiner Fenster eine ganze Reihe solcher Verrukanodolomitschollen, die wohl durch die alpidischen Horizontalbewegungen aus einem einheitlichen Lager zerrissen und verschleppt wurden. Diese Linsen von Verrukanogesteinen sind auch in den Lagerstätten zwischen Landeck und Arlbert des öfteren bevorzugter Ort des Erzabsatzes, was wohl damit zusammenhängt, daß sie fast stets an großen alpidischen Bewegungsbahnen eingeklemmt sind, und andererseits durch ihren Chemismus (Eisendolomite) oder ihre Wegsamkeit (mylonitisierte Quarzite, aufgeblätterte Schiefer) zu Vererzungsvorgängen prädestiniert erscheinen.

Die, wenn auch sehr spärlichen, Bleichungserscheinungen an den umgebenden Schiefern machen ein postkinematisches (in bezug auf die alpidischen Deckenbewegungen) Alter der Vererzung wahrscheinlich.

Bergbaugeschichte: Nach G. MUTSCHLECHNER (1956) Bergbaubetrieb vom 15. bis 17. Jahrhundert (die Erze führten auch 40 g Au und 93 g Ag/t Konzentrat), Wiedererwerbungen 1841—1842 und 1916—1925.

101. Masneralm

Erz: Vorwiegend Fahlerz und Kupferkies, etwas Pyrit, Safflorit und Speiskobalt, ohne Anzeichen von Durchbewegung; unter dem Mikroskop wird Pyrit von Kupferkies zonar korrodiert und verdrängt.

Gangart: Quarz, Dolomit und Ankerit sowie Pistomesit.

Nebengestein: Gelblicher Verrukanodolomit.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt im unterostalpinen Rahmen des Engadiner Fensters, nahe an der Basisüberschiebung über das Pennin.

Die Vererzung hat die Form dünner Fahlerzgänge im gelblichen massigen Dolomit und ist nur auf diesen beschränkt; im allgemeinen gilt das für Lagerstätte Nr. 100 unter „Tektonik“ Gesagte. Die Altersstellung dürfte auch hier alpidisch sein, ist jedoch nicht exakt bestimmbar.

Bergbaugeschichte: Nach G. MUTSCHLECHNER (1956) Bergbautätigkeit im 16. Jahrhundert, vergebliche Schurfversuche datieren aus den Jahren vor 1850.

102. Serneskopf

Erz: Vorwiegend Magnetkies und Arsenkies, etwas Pyrit und Kupferkies; unter dem Mikroskop zeigt sich eine mäßige Kataklyse. Nach G. MUTSCHLECHNER (1956) im Hauwerk auch einige gr Au und Ag/t Erz.

Gangart: Quarz, etwas Kalzit.

Nebengestein: Orthogneis.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt im mesozonalen Kristallin der Ötztaldecke, nahe an deren Überschiebungsfläche über das Pennin des Engadiner Fensters.

Die Vererzung hat die Form eines Lagerganges im tektonisch beanspruchten Orthogneis; eine gesicherte Altersstellung ist nicht erstellbar, doch steht einer Einreihung unter die alpidischen Lagerstätten nichts im Wege.

Bergbaugeschichte: Nach G. MUTSCHLECHNER (1956) arbeitete die Gewerkschaft Rotenstein 1924 kurze Zeit im Stollen.

103. Rauher Kopf

Erz: Vorwiegend Arsenkies, etwas Kupferkies.

Gangart: Quarz.

Nebengestein: Orthogneis.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt im mesozonalen Kristallin der Ötztaldecke, nahe der Überschiebungsfläche über das Pennin des Engadiner Fensters. Die Vererzung liegt als Lagergang in Orthogneisen vor, die quarzige Gangart zeigt Anzeichen von Mylonitisation. Eine gesicherte Altersstellung ist nicht erkennbar, doch sprechen paragenetische Zusammenhänge mit gesichert alpidischen Kieslagerstätten durchaus für eine alpidische Platznahme der Erze.

Bergbaugeschichte: Keine Daten bekannt.

104. Kreuzjöchl

Erz: Vorwiegend Bleiglanz, etwas Fahlerz, Pyrit und Arsenkies sowie Spuren von Kupferkies; unter dem Mikroskop zeigt sich schwache Kataklyse.

Gangart: Quarz, etwas Kalzit.

Nebengestein: Paragneise, mylonitisiert.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt im mesozonalen Kristallin der mittelostalpinen Ötztaldecke.

Die Vererzung tritt als Imprägnation von Störungsmyloniten in Paragneis auf; eine gesicherte Altersstellung ist nicht erkennbar.

Bergbaugeschichte: Um 1700, sonst keine Daten bekannt.

105. Tösens

Erz: Bleiglanz, im allgemeinen sehr feinkörnig, als Hauptmineral. Zinkblende führt Entmischungen von Kupferkies und Magnetkies, was auf relativ hohe Bildungstemperaturen schließen läßt; als Begleitminerale finden sich Pyrit, etwas Arsenkies, wenig Fahlerz, nach O. FRIEDRICH (1953) auch noch geringe Mengen von Jamesonit, Bournonit, Gudmundit und Antimonglanz. Nach O. FRIEDRICH (1953) sind die Erze stark deformiert und rekristallisiert, Pyrit und Arsenkies zeigen starke Kataklase.

Gangart: Quarz, Kalzit und Dolomit.

Nebengestein: Ortho- und Paragneise, Diabas.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt im mesozonalen Kristallin der mittelostalpinen Ötztaldecke.

Die Vererzung setzt in Form von Gängen in postkristallinen, mylonitischen Störungszonen auf, die sehr wahrscheinlich mit den alpidischen Deckenbewegungen in Zusammenhang stehen; ebenfalls an diese Störungszonen gebunden sind Diabase (G. HIESLSLEINER 1954), die älter als die Vererzung zu sein scheinen und häufig mit dieser zusammen auftreten. Die Verhältnisse in der Lagerstätte selbst lassen eine exakte Alterseinstufung nicht zu, doch deutet die paragenetische Verwandtschaft zu sicher datierbaren Lagerstätten (z. B. Mutzköpfe, Nr. 112) mit einiger Wahrscheinlichkeit auf alpidisches Alter.

Bergbaugeschichte: Nach G. MUTSCHLECHNER (1956) erste Verleihung 1539, im 17. Jahrhundert wegen Vorrücken der Gletscher eingestellt. Wiedergewältigungsversuche 1858, 1884—1910, 1923—1924 und 1948—1950.

106. Hochjoch

Erz: Vorwiegend Zinkblende und Bleiglanz, etwas Kupferkies und Pyrit.

Gangart: Quarz und Dolomit.

Nebengestein: Mylonitisierter Paragneis.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt im mesozonalen Kristallin der mittelostalpinen Ötztaldecke.

Die Vererzung setzt in Form eines pegmatitischen Quarzanges in stark mylonitisierter Paragneisen auf; eine exakte Altersbestimmung ist nicht möglich, alpidisches Alter wahrscheinlich.

Bergbaugeschichte: Keine Daten bekannt.

107. Rauchtalbachl

Erz: Bleiglanz als Hauptmineral, daneben Zinkblende, Pyrit, Magnetkies und Arsenkies, etwas Kupferkies. Pyrit und Arsenkies zeigen unter dem Mikroskop starke Kataklase, die anderen Erzminerale sind rekristallisiert.

Gangart: Quarz, etwas Flußspat.

Nebengestein: Mylonitischer Paragneis.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt im mesozonalen Kristallin der mittelostalpinen Ötztaldecke.

Die Vererzung hat, nach Haldenstücken, die Form von Imprägnationen und Äderchen in Störungsmyloniten; diese Durchbewegung des Nebengesteins ist sehr wahrscheinlich auf die nahe Überschiebung von Mittelostalpin auf Pennin zurückzuführen; ein alpidisches Alter der Vererzung wird damit wahrscheinlich, die Durchbewegung der Erze, die über eine starke Kataklase nicht hinausgeht, ist durch kleinere sekundäre Bewegungen, etwa bei der Aufwölbung der Zentralalpen, entstanden. Prä- oder synkinematische Platznahme (in bezug auf die alpidische Hauptüberschiebung) der Erze hätte deren Durchbewegungsgrad dem des Nebengesteins angepaßt, was auch bei Berücksichtigung der besseren Rekristallisationsfähigkeit der Sulfide nicht mit den Beobachtungen vereinbar ist.

Bergbaugeschichte: Keine Daten bekannt.

108. Gamortal

Erz: Vorwiegend Bleiglanz und Zinkblende, etwas Magnetkies, Pyrit und Kupferkies, Spuren von Fahlerz. Magnetkies ist teilweise in Markasit umgewandelt; unter dem Mikroskop Anzeichen starker kataklastischer Deformation.

Gangart: Quarz, etwas Kalzit und Fluorit.

Nebengestein: Mylonitisierter Granitgneis.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt im mesozonalen Kristallin der mittelostalpinen Ötztaldecke, nahe an deren Basisüberschiebung auf das Mesozoikum der ebenfalls mittelostalpinen Silvrettadecke.

Die Vererzung hat die Form eines Imprägnationslagers und ist selbst stark durchbewegt. Die Konkordanz der Vererzung zu den offensichtlich postmesozoischen Scherflächen und Ruschelzonen läßt mit einiger Sicherheit ihr Alter als alpidisch annehmen. Die starke Kataklastose der Erze läßt sich mit sekundären Bewegungen an ebenderselben Schubfläche erklären.

Bergbaugeschichte: Nach G. MUTSCHLECHNER (1956) Bergbauversuche um das Jahr 1807.

109. Tschey Joch

Erz: Vorwiegend Bleiglanz und Zinkblende, etwas Kupferkies und Pyrit, Spuren von Markasit. Die Erze sind schwach kataklastisch.

Gangart: Quarz und Dolomit.

Nebengestein: Mylonitisierter Paragneis.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt im mesozonalen Kristallin der mittelostalpinen Ötztaldecke.

Die Vererzung hat die Form von Imprägnationen und Gängchen in einer EW streichenden und S fallenden Mylonitzone. Eine genaue Alterseinstufung ist nicht möglich, doch deutet die paragenetische Verwandtschaft zu sicher datierbaren Lagerstätten (etwa Gamortal, Nr. 108) mit großer Wahrscheinlichkeit auf eine alpidische Platznahme der Erze.

Bergbaugeschichte: Keine Daten bekannt.

110. Arzkarkopf

Erz: Bleiglanz als Hauptmineral mit etwas Pyrit. Kein Anzeichen von Durchbewegung.

Gangart: Quarz, Kalzit.

Nebengestein: Teilweise mylonitisierter Orthogneis.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt im mesozonalen Kristallin der mittelostalpinen Ötztaldecke.

Die Vererzung tritt, bei gleicher Mineralparagenese, in zwei Formen auf: zunächst als ein etwas NS streichender, steilstehender Erzgang von geringer Mächtigkeit, und als Erzimprägnation in einer ebenfalls NS streichenden, jedoch flach E fallenden Mylonitzone. Eine genaue Alterseinstufung ist nicht erstellbar, doch scheint eine alpidische Platznahme durchaus möglich.

Bergbaugeschichte: Nach G. MUTSCHLECHNER (1956) alte Baue, vom Montan-Ärar gegen Ende des 18. Jahrhunderts erfolglos wiedergewältigt.

111. Schafkopf und Arzkopf

Erz: Kupferkies als Hauptmineral, daneben Bleiglanz, Zinkblende und Pyrit, am Arzkopf auch etwas Fahlerz. Keine Anzeichen von Durchbewegung.

Gangart: Quarz, Kalzit, Dolomit und Ankerit.

Nebengestein: Glimmerschiefer und Gneisglimmerschiefer.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt im mesozonalen Kristallin der mittelostalpinen Ötztaldecke.

Die Vererzung besteht aus Imprägnationen und Gängen in steilfallenden Mylonit-zonen von unterschiedlicher Streichrichtung. Eine genaue Alterseinstufung ist nicht möglich, doch erscheint aus paragenetischen Ähnlichkeiten zu sicher datierbaren Lagerstätten eine alpidische Platznahme am wahrscheinlichsten.

Bergbaugeschichte: Nach G. MUTSCHLECHNER (1956) Verhüttung in Pfunds, sonst keine Daten bekannt.

112. Mutzköpfe

Erz: Kupferkies als Hauptmineral, daneben Pyrit und Arsenkies, etwas Fahlerz, Spuren von Jamesonit, Bleiglanz und Zinkblende. Die Erze zeigen unter dem Mikroskop keine Anzeichen von Durchbewegung.

Gangart: Quarz, Baryt und Pistomesit-Sideroplesit.

Nebengestein: Mylonite und Ultramylonite aus Paragneisen.

Tektonik: Die Lagerstätte liegt in einer Überschiebung von mittelostalpinem Kristallin der Ötztaldecke auf solches der ebenfalls mittelostalpinen Silvrettadecke; überfahrene Schollen von mittelostalpinem Mesozoikum weisen die Schubfläche als alpidisch aus.

Die Vererzung tritt in Form von Gängen und Imprägnationen nicht nur in der Mylonitzone selbst, sondern auch in deren unmittelbar Hangenden auf. Sie ist jünger als die Überschiebung von Ötztaldecke auf Silvrettadecke und damit gesichert alpidisch.

Bergbaugeschichte: Nach G. MUTSCHLECHNER (1956) erste Verleihung 1486, dann Bergbautätigkeit bis zum Beginn des 17. Jahrhunderts.

II. Zusammenfassung genetisch verwandter Gruppen

II. I. Pb-Zn-Lagerstätten vom nordalpinen Typus

Zu dieser Gruppe gehören folgende Lagerstätten (unter der in Klammer gesetzten Nummer ist die jeweilige Lagerstätte auf dem Übersichtsplan zu finden):

| | |
|------------------------------|--------------------------------|
| (17) Harlaßangeralm | (73) Marienberg |
| (28) Brach | (74) Feigenstein |
| (35) Einberg | (75) Haverstock und Hohe Warte |
| (67) Gramart | (76) Dirstentritt |
| (68) Lafatsch und Vomperloch | (77) Reissenschuh |
| (69) Hoher Gleirsch | (78) St. Veit |
| (70) Negelseekar | (79) Steinmannl |
| (71) Brandlkar | (80) Frauensee |
| (72) Schachtkopf | (81) Tschirgant |

Diese Lagerstätten besitzen gewisse gemeinsame Merkmale:

1. Die Pb-Zn-Lagerstätten des Tiroler Anteiles der oberostalpinen Kalkalpen gehören trotz gewisser, meist quantitativer, Variationen im Mineralbestand einer auch zeitlich einheitlichen Metallogenese an.

2. Diese Metallogenese ist am wahrscheinlichsten einen tiefen Herd des ladinischen Vulkanismus und damit dem alpidischen Metallogen zuzuordnen.

3. Es gibt Hinweise, daß die Lagerstättenbildung nicht gleichmäßig in der gesamten Unter- und Mitteltrias erfolgte, sondern mehr im oberen Ladin; etwa, daß die Pb-Zn-Vererzungen in tieferen Horizonten als echte Gang-, bei Annäherung an die Raibler Schiefer mehr als Lagervererzung auftreten.

4. Geschätzte 90% aller nordtiroler Pb-Zn-Lagerstätten liegen innerhalb der Inntaldecke; bei der Rekonstruktion der Ablagerungsräume nach A. TOLLMANN (1963) ist die Inntaldecke mit den ebenfalls Pb-Zn-führenden Gailtaler Alpen zu verbinden.

5. Die Pb-Zn-Vererzungen des Oberostalpins sind im allgemeinen sehr stark gestört und durch Verwürfe zerstückelt, was wiederholt (z. B. St. Veit, Nr. 78) zur frühzeitigen Einstellung des Bergbaues veranlaßt hat. Der Grad dieser rupturrellen Deformation geht jedoch nicht über den der Fahlerz-Kupferkieslagerstätten hinaus und bietet kaum Anhaltspunkte für eine Alterseinstufung.

6. Es besteht kein paragenetischer Übergang zu den Siderit-Kupferkies-Fahlerzgängen von Schwaz—Brixlegg, wenn diese auch Bleiglanz als nicht seltene Beimengung führen und andererseits Antimonsulfide in den Pb-Zn-Vererzungen auftreten.

7. Damit ist die Pb-Zn-Vererzung aus der jungalpidischen Vererzung herauszulösen und bildet eine eigene altalpidische Metallogenese, welche dem initialen Magmatismus anzuschließen ist und außer Pb-Zn nicht viel gefördert zu haben scheint. Die Lagerstätte Nr. (1), Schweinest-Rettenwand, gibt sich nicht eindeutig als genetisches Mitglied dieser Gruppe zu erkennen, ist aber möglicherweise als im vormesozoischen Untergrund steckengebliebene intratriadische Pb-Zn-Vererzung zu betrachten.

II. II. Siderit-Kupferkies-Fahlerzlagerstätten

Zu dieser im besprochenen Gebiet an Mineralinhalt wie an Verbreitung wichtigsten Gruppe sind mit mehr oder weniger großer Wahrscheinlichkeit folgende Lagerstätten zu stellen:

| | | |
|--------------------|------------------|--------------------------|
| (2) Bruggerberg | (20) Sinnwell | (37) Matzenköpfl |
| (3) Schwendteralm | (21) Schattberg | (38) Großkogel |
| (4) Trattalpe | (22) Ehrenlehen | (39) Kleinkogel |
| (7) Gebra-Lanern | (23) Röhlerbühel | (41) Ringenwechsel |
| (8) Foidling | (24) Fuggerbau | (43) Falkenstein |
| (9) Bachalpe | (25) Traholz | (45) Schwader |
| (10) Grünthal | (26) Götschen | (46) Ulpenalm |
| (11) Kupferplatte | (27) Krantalm | (47) Proxenstand |
| (12) Kelchalpe | (29) Lehen | (48) Bertagrube |
| (13) Luegegg | (30) Gratlspez | (49) Schwazer Eisenstein |
| (14) Schöntagweid | (31) Mauknerötz | (50) Zapfenschuh |
| (15) Wurzalpe | (32) Hoferbau | (52) Lamarek |
| (16) Foisenkar | (33) Silberberg | (57) Griffalpe |
| (18) Brunnalpe | (34) Geyer | (61) Habicht |
| (19) Blaufeldalpe | (36) Mühlbichl | |

Auch diese Gruppe zeigt trotz großer Heterogenität der Paragenesen und Ausbildungsformen gemeinsame Merkmale, die eine Zusammenfassung rechtfertigen:

1. Die Lagerstätten der erwähnten Paragenese bilden echte Gänge oder steilstehende Lagergänge mit Teufenerstreckungen bis zu 1000 *m*; sie werden in den unteren Horizonten kiesreicher. Ihr Hauptverbreitungsgebiet ist das oberostalpine Paläozoikum, sie treten aber (z. B. bei Brixlegg) auch bis in die Mitteltrias über.

2. Paragenetisch zeigen sie alle Übergänge ineinander, aber auch nicht selten Ausbildung einer mehr oder weniger monomineralischen Vererzung.

3. Der Einfluß des Nebengesteins auf ihre Formgebung ist groß: in Kalken und Dolomiten sind metasomatische Verdrängungen und unregelmäßiges Aderwerk mit Drusen Hohlräumen häufig; in Schiefen bilden sie echte Gänge mit gebleichtem Nebengestein; im Buntsandstein liegen sie als feinkörnige und feinverteilte Imprägnationen vor; diese untertriadischen Schiefer und Sandsteine scheinen während der Metallogenese eine überragende Rolle als Stauhorizont gespielt zu haben: die überwiegende Zahl der Sulfidergänge zwischen Schwaz und Kitzbühel setzt in ihrer unmittelbaren Nähe auf und nur im Revier Brixlegg, wo dieser Stauhorizont nur wenig mächtig und zu Linsen zerrissen ist, tritt eine ausgedehnte Vererzung in die hangende Trias über. Demgegenüber bleiben die Lagerstätten um Schwaz (etwa 10 *km* SW von Brixlegg) streng auf die vormesozoischen Serien beschränkt: hier ist der Horizont der Werfener Schiefer und Sandsteine mit einer Durchschnittsmächtigkeit von etwa 500 *m* mehr oder weniger lückenlos entwickelt.

4. Sie sind ohne Ausnahme jünger als die variscische Metamorphose und zeigen keine Durchbewegung im *cm*- und *mm*-Bereich, wohl aber eine gewisse Zerhackung durch Verwerfer und entsprechende Kataklyse. Nicht selten zeigen sich Verwürfe mit flachem Einfallen, was auf den nachmineralischen Ausgleich von Horizontalspannungen schließen läßt.

5. Ihre Bildung ist mit einiger Wahrscheinlichkeit in die Oberkreide zu stellen.

II. III. Eisenspat-Arsenkies-Quarzgänge

Die Anzahl der hierher zu stellenden Lagerstätten ist beschränkt: (53) Volderbad, (56) Tux (?), (58) Eisenkar und (59) Arzthal.

1. Die Vorkommen liegen ausschließlich im altapaläozoischen Phyllit des Unterostalpins und zeigen dasselbe Bewegungsbild wie dieser.

2. Ihre Erze sind vollkommen rekristallisiert, die Quarzgangart jedoch ist zu schieferigem Quarzit umgewandelt; sie sind als Lager um eine (alpidische?) EW-Achse verfaltet.

3. Die von den gesichert alpidischen Mineralgesellschaften abweichende Paragenese und die alpidische Überprägung lassen ein variscisches Alter als wahrscheinlich annehmen. Möglicherweise ist zu dieser Gruppe auch die Scheelitlagerstätte Tux (56) zu stellen.

II. IV. Eisenerz auf Magnetit-Hämatitbasis

Hier zeigen nur die Lagerstätten (62) Burgstall, (63) Kamplweg und (64) Seibachtal gemeinsame Merkmale:

1. Sie treten als horizontalgebundene Seifen im Verrukanoniveau auf und führen Magnetit und Hämatit als Hauptminerale.

2. Unter dem Einfluß der alpidischen Metamorphose erfuhren sie eine gewisse Sammelkristallisation und in den herdnäheren Teilen (Nr. 64) eine Umwandlung in Pyrit-Bleiglanzerz.

3. Ihr Alter ist demnach etwa Oberperm mit alpidischer Überprägung. Hingegen ist die Lagerstätte Farbgrübl (Nr. 6) eine syngenetische submarine Exhalationslagerstätte von sehr feinkörnigem Hämatit, die kleine Magnetitvererzung am Fügenberg (Nr. 40) ist wohl syngenetisch mit den sie umgebenden Grünschiefern entstanden.

II. V. Die Lagerstätten um Engadiner Fenster und Arlberg

| | | |
|----------------------|-------------------------|-------------------|
| (65) Wörgeltal (?) | (92) Flathalm | (102) Serneskopf |
| (82) Venetalpe (?) | (93) Giggertobel | (103) Rauher Kopf |
| (83) Lattenbachtobel | (94) Schlossbachgraben | (104) Kreuzjöchl |
| (84) Flirscherhütte | (95) Martinsbach | (105) Tösens |
| (85) Strohsack | (96) Falpetann | (106) Hochjoch |
| (86) Gand | (97) Boden | (108) Gamortal |
| (88) Steissbachtal | (98) Vergötschen | (109) Tscheyjoch |
| (89) St. Christoph | (99) Tschingl | (110) Arzkarkopf |
| (90) Rendlalm | (100) Rotenstein | (111) Schafkopf |
| (91) Thialspitze | (101) Masneralm | (112) Mutzköpfe |

1. Diese Lagerstätten führen, obwohl im Detail gewisse Unterschiede nicht von der Hand zu weisen sind, doch deutliche Zeichen von Verwandtschaft zueinander, und zwar sowohl in Paragenese wie auch Altersstellung.

2. Sie sind fast immer in oder nahe an alpidischen Bewegungsflächen gelegen. Eine Überprägung durch die im Engadiner Fenster sehr schwache (Foraminiferenfunde!) alpidische Metamorphose konnte nicht festgestellt werden.

3. Da die Hauptüberschiebung über das Pennin in diesem Raume erst nach der Oberkreide erfolgte, haben sie ihren Platz etwa im Alttertiär eingenommen; eine genauere Einstufung ist nicht möglich.

II. VI. Postkinematische Eisenkarbonatlagerstätten

(87) Bodenalm

1. Sie treten an der Basisüberschiebung der oberostalpinen Krabachjochdeckscholle auf und führen nur Spuren von Buntmetallsulfiden.

2. Anzeichen einer Brekzierung oder Durchbewegung der Erze konnten nicht festgestellt werden.

3. Sie sind damit altersmäßig auf jeden Fall nachzuerkennen, wahrscheinlich auch nachgosausch einzuordnen; es ist möglich, aber kaum beweis-

bar, daß sie als Produkt der Stoffwanderung im Gefolge der alpidischen Metamorphose mit den Magnesit- und metasomatischen Eisenspatlagerstätten weiter im Osten in genetischem Zusammenhang stehen.

II. VII. Nachmetamorphe alpidische Lagerstätten

- | | |
|----------------------|----------------|
| (51) Zell a/Ziller | (57) Griffalpe |
| (54) Stilluptal | (60) Obernberg |
| (55) Alpeinerscharte | |

1. Diese Lagerstätten zeigen keine paragenetische Verwandtschaft zueinander; Nr. (60) ist eine Pb-Zn-Sb-Lagerstätte, Nr. (57) (bzw. ein Vorkommen in dessen Nähe, siehe Lagerstättenbeschreibung) ein Quarz-Fahlerzgang, Nr. (55) Molybdänglanz-Quarz-Gänge, Nr. (54) eine alpine Kluft mit viel PbS und Nr. (51) ein alpiner Gold-Quarzgang.

2. Gemeinsam ist allen diesen Vorkommen ihre Form als von der Metamorphose unbeeinflusste Ganglagerstätten in gesichert alpidisch metamorphem Nebengestein.

3. Sie stellen damit eine letzte Abwanderung erzbringender Lösungen aus dem noch heißen alpidischen Magmenkern in der Tiefe in das bereits in Abkühlung begriffene Dach dar.

4. Sie sind somit jünger als die alttertiäre postkinematische thermisch-chemische Metamorphose, die sogenannte Tauernkristallisation.

III. Bewegungsabläufe und Metallognese

Nach A. TOLLMANN (1963) fanden die alpidischen Horizontalbewegungen in mehreren großen Akten statt:

Vorcenoman schob sich der Stapel des Ostalpins übereinander und über das Pennin des Tauernfensters, nicht jedoch über jenes des Engadiner Fensters, aus welchem Campan-Maastricht fossilbelegt ist.

Nachcenoman, jedoch vorgosauisch fanden Verschiebungen in den Kalkalpendecken statt, wobei verschiedentlich Cenoman von Trias überschoben wurde und Gosau über diesen Bewegungsflächen transgredierte.

Nachgosauisch, also an der Wende zum Tertiär, glitt das Ostalpin von dem inzwischen aufgewölbten Pennin in Form von Gleitdecken ab und überschob Flysch und Helvetikum, nach den Profilen von A. TOLLMANN (1963) auf eine Entfernung von etwa 35 km.

Auch die Metamorphose ist zweiaktig: die Dynamometamorphose kretazisch, also vorcenoman, die thermisch-chemische postkinematische sogenannte Tauernkristallisation wäre etwa ins Alttertiär zu stellen, auf jeden Fall vor das Rupelien, da in diesem bereits Schwerminerale jener Tauernkristallisation sedimentiert werden.

In dieses Bewegungsbild fügen sich die einzelnen Phasen der alpinen Metallognese in folgender Weise ein: Die nordalpinen Pb-Zb-Lagerstätten gelten mit gutem Grund als intratriadisch und nehmen passiv an allen Bewegungen des Oberostalpins teil.

Die Vererzungen der Spateisen-Kupferkies-Fahlerzparagenese haben die Form von steilen Lagergängen oder echten, fast vertikalen Gängen, oft mit bedeutender Tiefenerstreckung (Röhlerbühel zirka 800 *m*, Schwaz gut 1000 *m*) und einer Zunahme von Kieserzen in der Tiefe, die ein weiteres Vordringen des Bergbaues sehr behinderte. Diese Form der Lagerstätten ist nicht leicht durch horizontal von den Zentralgneisen oder alpidischen Metamorphoseaureolen abwandernde Erzlösungen zu erklären.

Ein Blick auf die Lagerstättenkarte der Ostalpen von O. FRIEDRICH läßt starke Anhäufungen von Lagerstätten besonders im N der Tauerngneiskuppel (Zillertaler-, Venediger- und Ankogelkerne) erkennen, während die dazwischenliegenden Teile der Grauwackenzone merkbar weniger vererzt sind.

In modernen Profilen durch die Alpen Tirols (A. TOLLMANN 1963, H. KÜPPER 1964) beträgt die Überschiebungsweite der Kalkalpen auf den Flysch etwa 35 *km*; in derselben Größenordnung bewegt sich die Entfernung der Erzreviere von Schwaz—Brixlegg und Kitzbühel vor der Achse der Tauernkuppel!

Damit liegt der Schluß nahe, daß die Vererzung der Eisenspat-Kupferkies-Fahlerzparagenese zu einer Zeit stattfand, als das Ostalpin über dem Pennin mit seinen Magmenherden lag; dafür kommt Oberkreide ab Cenoman in Frage.

Von geringerer Beweiskraft, aber doch in gleiche Richtungweisend, ist die mehr oder weniger starke, doch stets vorhandene Kataklase der Erze der Eisenspat-Kupferkies-Fahlerzparagenese sowie die starke Zerstückelung der Erzkörper (z. B. Kelchalpe bei Kitzbühel), die häufig an Verwerfern mit flachem Fallwinkel, wie etwa im Schwazer Revier, stattfand. Gegen diese rupturale Deformation, von der übrigens auch die nordalpinen Pb-Zn-Lagerstätten in etwa gleichem Stil ergriffen wurden, hebt sich die plastische Verformung der wenigen sicher voralpidischen Lagerstätten deutlich ab.

Denkbar, jedoch kaum zu beweisen, ist die Möglichkeit, daß wir in den zahlreichen Kieslagerstätten um die penninischen Gneiskuppeln die heißthermalen Wurzeln der abgescherten und nach Norden verfrachteten Gangvererzungen im Oberostalpin vermuten können.

Wie in der Zeit der Überschiebung durch das Ostalpin, so unterscheidet sich auch die Metallogenese im Bereich des penninischen Engadiner Fensters von den vergleichbaren Vorgängen um das Tauernpennin: finden wir im Osten der Brennerfurche steile Lagergänge oder diskordante Ganglagerstätten, so setzen um das Engadiner Fenster die Vererzungen fast stets als Imprägnationen in Zonen intensiver Mylonitisierung und Diaphthorese auf, welche oft sicher der alpidischen, in diesem Falle nach Maastricht, Überschiebung durch das Ostalpin zuzuordnen sind; Deckengleitbahnen bilden hier bevorzugte Wege für Lösungswanderung und Erzabsatz. Ordnen wir, was nach der deutlich zonaren Anordnung der Lagerstätten um die Fensteraufwölbung durchaus zulässig erscheint, die lokale Metallogenese der alpidischen Metamorphose oder dem begrabenen penninischen Magmatismus zu, so kommen wir zwangsweise zu einer Einstufung ins Alttertiär. Auch die Stoffverschiebungen bei der alttertiären Tauernkristallisation mögen nicht ohne Niederschlag in der Vererzung geblieben sein: ich halte

es für durchaus möglich, daß etwa die Pyritisierung von Magnetitseifen (Lagerstätten Nr. 62—64) um Fulpmes auf sie zurückzuführen ist, sowie unter Umständen die Bildung der großen metasomatischen Magnesitlagerstätten, die mit den Eisenspat-Kupferkies-Fahlerzlagerstätten auf Tiroler Gebiet nur entfernt verwandt erscheinen; die Magnesitstöcke führen wohl, wenn auch spärlich, Buntmetallsulfide, die Sulfidergänge jedoch kaum Magnesit als Gangart.

Vererzungen fanden auch nach dem Abklingen der alpidischen Metamorphose statt: als bekanntestes Beispiel die Tauerngoldgänge, zu welchen auch Zell am Ziller (Nr. 51) gehört, sowie Pb-Zn-Sb Obernberg (Nr. 60), MoS₂ der Alpeinerscharte (Nr. 55) und verschiedene Quarz-Fahlerzgänge in der Wattener Lizum, in der Nähe von Lagerstätte Nr. 57.

IV. Zusammenhänge mit Karpathen und Westalpen

Der slowakische Karpatenbogen gilt allgemein als direkte Fortsetzung des alpinen Deckenlandes; die Überschiebungen sind jedoch nicht so weit wie in diesem fortgeschritten, so daß das Oberostalpin noch südlich des Unterostalpins liegt. In diesem Oberostalpin bilden die sogenannten Gemeriden stratigraphisch und der tektonischen Position nach das Äquivalent der Grauwackenzone; auch in der Slowakei (Zips-Gemerer Erzrevier) trägt sie die Hauptmasse einer Vererzung, welche mit sehr wahrscheinlich oberkretazischem (nachtriadisch und voreozän) Granitmagmatismus in engen Zusammenhang gebracht wird (J. KAMENITZKY 1955); es sind vorwiegend Ganglagerstätten, Beziehungen zur Regionalmetamorphose bestehen nicht. Damit sind gewisse genetische Ähnlichkeiten zu den Ganglagerstätten im Osten der Ötztalmasse gegeben.

Ganz anders im Westen: bereits um das Engadiner Fenster treten Lagerstätten in den Vordergrund, welche in oder nahe an alpidischen Überschiebungs- oder allgemeiner Bewegungsflächen in Form von linsenförmigen Körpern oder Imprägnationen mit geringer Teufenerstreckung und Erzmenge aufsetzen. Sie leiten direkt über zu den Lagerstätten der Westalpen, von welchen H. F. HUTTENLOCHER (1953) angibt: „Die Cu-Bi-Gänge des Wallis (Bernhard-Decke) bevorzugen stark verquarzte Bewegungsbahnen. Die nahegelegenen sulfarsenidischen Ni-Co-Erze mit vorwiegend sideritischer Gangart tragen denselben Charakter; die Vererzung der Bernhard-Decke ist alpidisch.“

Die Vererzung der westalpinen penninischen Kalkglimmerschiefer- und Grüngesteinszone ist im allgemeinen syngenetisch mit der initialen magmatischen Tätigkeit, braucht also nicht weiter diskutiert zu werden.

Die in ihrer zentralen Lage etwa den Hohen Tauern entsprechende Monte Rosa—Gran Paradiso-Decke führt eine einfache Gold-Quarz-Gangvererzung, welche paragenetisch und auch altersmäßig (nachtektonisch und nachmetamorph) den Gold-Quarzgängen der Hohen Tauern entsprechen. Mit Ausnahme der oben erwähnten Gold-Quarzgänge zeigen nach H. F. HUTTENLOCHER (1953) alle Lagerstätten im Penninikum eine Beeinflussung durch die alpine Metamorphose, wobei eine Entscheidung zwischen

prä- und parametamorpher Bildung meist nicht möglich ist. Albit ist, im Gegensatz zu den ostalpinen Lagerstätten, eine weitverbreitete Gangart.

Es bestehen somit grundlegende Unterschiede der Vererzung von Ost- und Westalpen, wobei die Trennung im heutigen Tagesaufschluß durch die Schubmasse der Ötztaldecke gegeben ist; als mögliche Ursache erscheint mir das verschiedene Verhältnis zu den tektonischen Phasen (Ostalpenhauptvererzung kretazisch, Westalpenvererzung nachkretazisch) sowie die Unterschiede in der Beeinflussung durch die alpidische Metamorphose.

V. Literaturverzeichnis

- AMPFERER, O., 1907: Die Triasinsel des Gaisberges in Tirol. — Verh. Geol. B. A., 1907, 389—393.
- AMPFERER, O., 1912: Über die Gosau des Mutterkopfes. — Jb. Geol. B. A., 62, 289—310.
- AMPFERER, O., 1930: Der Südrand der Lechtaler Alpen zwischen Arlberg und Ötztal. — Jb. Geol. B. A., 80, 407—451.
- ANGEL, F. und WEISS, P., 1953: Die Tuxer Magnesitlagerstätten. — Radex-Rdsch., H. 7/8, 335—353.
- ANGEL, F. und TROJER, F., 1953: Der Ablauf der Spatmagnetitmetasomatose. — Radex-Rdsch., H. 7/8, 315—334.
- ANGEL, F. und TROJER, F., 1955: Zur Frage des Alters und der Genesis alpiner Spatmagnetit. — Radex-Rdsch., H. 2, 374—392.
- BECKE, F., 1877: Fahlerz vom Kleinkogel. — Tscherm. Min. Petr. Mitt., S. 273.
- BEDERKE, E., 1947: Zum Wärmehaushalt der Regionalmetamorphose. — Geol. Rdsch., 35, 26—32.
- BEDERKE, E., 1953: Regionalmetamorphose und Granitaufstieg. — Geol. Rdsch., 41, 33—40.
- BELANI, 1929: Das Silber- und Kupfererz vom Röhrerbüchel. — Kohle und Erz, 26, 263—266.
- BEMMELEN, R. W. v., 1960: Zur Mechanik der ostalpinen Deckenbildung. — Geol. Rdsch., 50, 474—499.
- BEUST, F., 1871: Das Blei- und Zinkvorkommen im Oberinnthale. — Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, 19, 113—115.
- BLAAS, J., 1900: Über ein Eisenerzvorkommen im Stubai. — Zschr. f. prakt. Geol., 8, 369—370.
- BORCHERT, H., 1957: Der initiale Magmatismus und die zugehörigen Lagerstätten. — Neues Jahrb. f. Min. Abh., Bd. 91.
- BRINKMANN, R., 1928: Gipfelfur und Lagerstättenstockwerke in den Alpen. — Nachr. d. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, math.-phys. Klasse, 217—232.
- CADISCH, J., 1928: Das Werden der Alpen im Spiegel der Vorland sedimentation. — Geol. Rdsch., 19, 105—119.
- CADISCH, J., 1953: Geologie der Schweizer Alpen. — Verlag Wepf & Co, Basel, 1—469.
- CANAVAL, R., 1913: Das Erzvorkommen von Obernberg. — Zschr. f. prakt. Geol., 21, 293—299.
- CANAVAL, R., 1914: Über die Silbergehalte der Bleierze in den Triaskalken der Alpen. — Zschr. f. prakt. Geol., 22, 157—163.
- CANAVAL, R., 1933: Das Goldfeld der Ostalpen. — Berg- u. Hüttenmänn. Jahrb., 81, 146—156.
- CLAR, E., 1929: Über die Blei-Zinklagerstätte St. Veit bei Imst. — Jb. Geol. B. A., 79, 333—356.
- CLAR, E., 1931: Schneeberg in Tirol. — Zentralblatt f. Min. u. Petr., Abt. A, 105—124.

CLAR, E. und FRIEDRICH, O., 1933: Zusammenhänge zwischen Vererzung und Metamorphose in den Ostalpen. — Zschr. f. prakt. Geol., 41, 73—79.

CLAR, E., 1945: Ostalpine Vererzung und Metamorphose. — Verh. Geol. B. A., Jahrg. 1945, 29—37.

CLAR, E., 1952: Bemerkungen zu Schneiderhöhns Lagerstättenlehre. — Zschr. f. Erzbergbau und Metallhüttenwesen, 5, 70—72.

CLAR, E., 1953: Zur Einfügung der Hohen Tauern in den Ostalpenbau. — Verh. Geol. B. A., Jahrg. 1953, 93—104.

CLAR, E., 1954: Über die Herkunft der ostalpinen Vererzung. — Geol. Rdsch., 42, 107—127.

CLAR, E., 1955: Bemerkungen zur Entstehungsfrage der kalkalpinen Blei-Zinklagerstätten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 48, 17—28.

CLAR, E., 1965: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. — Verh. Geol. B. A., Sonderheft G, 11—35.

CORNELIUS, H. P., 1941: a) Zur Altersfrage der Tauernzentralgneise, S. 14—20; b) Magmatische Tätigkeit in der alpinen Geosynklinale, S. 89—93. — Berichte der Reichsstelle f. Bodenforschung, 1941.

CZERMAK, F., 1931: Erzfund bei Wattens im Unterinntal. — Veröff. d. Ferdinandeums Innsbruck, H. 11, 159—166.

CZERMAK, F. und SCHADLER, J., 1933: Vorkommen des Elementes As in den Ostalpen. — Min. u. Petrogr. Mitt., 44, 1—67.

DITTLER, E., 1916: Mennige aus Biberwier in Tirol. — Centralblatt f. Min., Geol. u. Pal., 1916, S. 521.

EGGER, P. u. HOFBAUER, K., 1953: Die Bleiglanzlagerstätte Rettenwand-Schweinest. — Unveröff. Meldearbeit, Geol. Inst. d. Montan. Hochschule Leoben.

FEUCHTER, A., 1934 u. 1935: Die Erzlagerstätten der Bergbaue Kupferplatte u. Kelchalpe bei Kitzbühel. — Berg. u. Hüttenmänn. Jahrb., 83, 41—48 und 82, 72—80, 171—185.

FRIEDRICH, O., 1933: Über Kupferlagerstätten der Schladminger Tauern. — Berg. u. Hüttenmänn. Jahrb., 81, 84—99.

FRIEDRICH, O., 1934: Über die Erz- und Mineralführung der Schladminger Tauern. — Min. u. Petr. Mitt., H. 1, 78.

FRIEDRICH, O., 1935: Zur Geologie der Goldlagerstättengruppe Schellgaden. — Berg. u. Hüttenmänn. Jahrb., 83, 34—39, 46—59.

FRIEDRICH, O., 1937: Überblick über die ostalpine Metallprovinz. — Zeitschr. f. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen, 85, 241—253.

FRIEDRICH, O., 1937: Die ostalpine Hauptvererzung und ihre magmatischen Beziehungen. — Berg- u. Hüttenmänn. Jahrb., 85, 283—291.

FRIEDRICH, O., 1942: Tektonik und Erzlagerstätten in den Ostalpen. — Berg. u. Hüttenmänn. Monatsh., 90, 131—136.

FRIEDRICH, O., 1948: Überschiebungsbahnen als Vererzungsfächen. — Berg. u. Hüttenmänn. Monatsh., 93, 13—15.

FRIEDRICH, O., 1953: Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. — Radex-Rdsch., H. 7/8, 371—407.

FRIEDRICH, O., 1953: Anschliffbeobachtungen an Erzen von Tösens. — Karinthin, Folge 23, 265—267.

FRIEDRICH, O., 1956: Die Lagerstätten der Kreuzeckgruppe. — Carinthia II, Sonderheft 20, 49—68.

FRIEDRICH, O., 1962: Neue Betrachtungen zur ostalpinen Vererzung. — Karinthin, Folge 45/46, 210—228.

FRIEDRICH, O., 1964: Radnig, eine sedimentäre Pb-Zn-Lagerstätte in den südlichen Kalkalpen. — Archiv f. Lagerstättenforschung in den Ostalpen, Bd. 2, 121—164.

FRIEDRICH, O., 1964: Zur Genesis der Blei- und Zinklagerstätten in den Ostalpen. — Neues Jahrb. f. Min., 33—49.

FUCHS, A., 1954: Vorläufige Ergebnisse der Gefügeuntersuchungen in den Kitzbüheler Alpen. — Tscherm. min. u. petr. Mitt., 3. Folge, Bd. IV, 193—202.

- GASSER, G., 1913: Die Mineralien Tirols. — Verlag Wagner'sche Universitätsbuchhandlung, Innsbruck, 1—548.
- GBANIGG, B., 1912: Über die Erzführung der Ostalpen. — Mitt. d. Geol. Ges. Wien, 5, 345—367.
- HAMMER, W., 1914: Über einige Erzvorkommen im Umkreis der Bündnerschiefer des Oberinntales. — Verh. Geol. B. A., 1914, S. 102.
- HAMMER, W., 1916: Über Gelbbleierz im Oberinntal. — Verh. geol. R. A., 1916, S. 47.
- HAMMER, W., 1918: Die Phyllitzone von Landeck. — Jahrb. Geol. B. A., 68, 205—258
- HAMMER, W., 1920: Die Erzführung des Verrukano in Westtirol. — Verh. geol. B. A., 77—88.
- HAMMER, W., 1928: Das Quarzkonglomerat am Hohen Burgstall und seine Vererzung. — Verh. Geol. B. A., 73—84.
- HAMMER, W., 1938. Beiträge zur Tektonik der Kitzbüheler Alpen. — Verh. Geol. B. A. 171—181.
- HAUPT, Th., 1862: Die Erzformation im Röhrrerbübel. — Freiburger Berg- u. Hüttenmänn. Zeitg., 385—390.
- HÄUSING, G., 1898: Die Grube Silberleithen. — Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, 46, 101—106.
- HEGEMANN, F., 1957: Geochemische Untersuchungen zur Entstehung der alpinen Pb-Zn-Lagerstätten. — Berg- u. Hüttenmänn. Monatsh., 102, 233—234.
- HEISSEL, W., 1938: Aufnahmsbericht St. Johann im Pongau. — Verh. Geol. B. A., 38—39.
- HEISSEL, W., 1957: Zur Tektonik der Nordtiroler Kalkalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, 95—132.
- HELFERICH, H., 1960: Die Ergebnisse der praktisch-geologischen Untersuchungen im alten Bergbau Röhrrerbübel (Tirol), (mit einem sehr ausführlichen Literaturverzeichnis über die Lagerstätte Röhrrerbübel, Anm. d. Verf.). — Jb. Geol. B. A., 103, 234—265.
- HIESSLEITNER, G., 1929: Sulfidisch-arsenidisches Ni-Co auf alpinen Erzlagerstätten. — Zschr. f. prakt. Geol., 37, 152—159.
- HIESSLEITNER, G., 1933: Bericht über die N-Tiroler Pb-Zn-Lagerstätten. — Unveröffentl. Gutachten, Geol. B. A. Wien.
- HIESSLEITNER, G., 1954: Ostalpine Erzmineralisation in Begleitung von vor- und zwischenmineralisatorisch eingedrungenen Eruptivganggesteinen. — Erzmetall, Bd. VII, 321—330.
- HORVATH, S., 1926: Der Kupfererzbau Rotenstein bei Serfaus. — Berg- u. Hüttenmänn. Jb., 74, 109—116.
- HUTTENLOCHER, F., 1926: Metallogenese und Metallprovinzen in den Alpen. — Metall und Erz, 23, 607—612.
- HUTTENLOCHER, F., 1934: Die Erzlagerstätten der Westalpen. — Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., Bd. XIV., 22—149.
- HUTTENLOCHER, F., 1954: Die Vererzung der Westalpen. — Geol. Rdsch., 42, 93—107.
- IMHOF, K., 1931: Die Goldfelder der Ostalpen. — Metall und Erz, 28, 528—531.
- IMHOF, K., 1934: Das Adelsgesetz für das Goldfeld der Hohen Tauern. — Berg- u. Hüttenmänn. Jb., 82, 1—16.
- ISSER, M., 1881: Die Blei-Zinkwerke der Gewerkschaft Silberleithen. — Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, 29, 89—91, 104—110, 129—134.
- ISSER, M., 1883: Beitrag zur Geschichte des Röhrrerbüheler Bergbaues. — Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, 31, Nr. 6—8, S. 10—13.
- ISSER, M., 1886: Der Tiroler Landreim. — Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, Wien, 34, 569—576.
- ISSER, M., 1888: Die Montanwerke und Schurfbaue Tirols. — Berg- u. Hüttenmänn. Jb., 36, 226—324.
- ISSER, M., 1905: Schwazer Bergwerksgeschichte. — Berg- u. Hüttenmänn. Jb., 53, 39—83.

- ISSER, M., 1919: Eisen- u. Kupfervorkommen am Arzberg, Schwaz. — Montanist. Rdsch., 11, 547—549.
- KAMENICKY, J., 1955: Gemeride Granite und ihr Verhältnis zur Vererzung. — Geologické Prace, Slov. Acad. Viet., Bratislava, Zosit 41, 1—73.
- KARL, F., 1954: Der derzeitige Stand B-achsialer Gefügeanalysen in den Ostalpen. — Jb. Geol. B. A., 97, H. 1, 136—152.
- KARL, F., 1959: Vergleichende petrografische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und an den Tonalitgraniten einiger periadriatischer Intrusivmassive. — Jb. Geol. B. A., 102, 1—192.
- KERNER, F., 1919: Die geologischen Verhältnisse der Pb-Zn-Lagerstätte Obernberg am Brenner. — Verh. Geol. B. A., 270—277.
- KLEBELSBERG, R., 1935: Geologie von Tirol. — Verlag Borntraeger, Berlin, 1—872.
- KLEBELSBERG, R., 1939: Nutzbare Bodenvorkommnisse in Nordtirol. — Veröffentl. d. Mus. Ferdinandeum in Innsbruck, 19, 1—56.
- KOCH, K. E., 1958: Die Vererzung der Krabachmasse östlich von Zürs am Arlberg. — Notizbl. d. hessischen Landesanst. f. Bodenforschg., 87, 202—207.
- KOCKEL, C. W., 1956: Der Umbau der Nördlichen Kalkalpen und seine Schwierigkeiten. — Verh. Geol. B. A., 205—212.
- KOCKEL, C., RICHTER, M. und STEINMANN, H., 1933: Geologie der Berge zwischen Lech und Loisach. — Verh. Geol. B. A., 96—99.
- KOSTELKA, L. und SIEGL, W., 1959: Bericht über die Diskussionstagung in Bleiberg zum Thema „Die Entstehung von Blei-Zink-Lagerstätten in Karbonatgesteinen“. — Zeitschr. f. Erzbergbau und Metallhüttenwesen 1959, H. 5, 245—249.
- KRAUS, M., 1916: Über einige alpine Erzlagerstätten. — Bergbau u. Hütte, Wien, 2, 203—210, 221—225.
- KÜPPER, H., 1964: Profil der Geologischen Karte von Österreich. — Geol. B. A., Wien.
- LACKENSCHWEIGER, H., 1924: Die Spatvorkommen Göbra-Lanern, Foidling-Hochalpe und deren Umgebung. — Geol. Meldearbeit am Geolog. Institut der Montan. Hochschule Leoben.
- LADURNER, J., 1955: Über ein geregeltes Sideritgefüge. — Jb. Geol. B. A., 98, 15—19.
- LEITMEIER, H., 1935: Die Barytvorkommen am Kitzbüheler Horn. — Min. u. Petr. Mitt., H. 1, 1—25.
- MACHATSCHKI, F., 1961: Bleiisotopenhäufigkeit in Bleiglanzen der Ostalpen. — Anz. Akad. d. Wiss., math. nat. Kl., 98, 106—111.
- MACZEK, M., 1955: Die mögliche Wiedereröffnung des alten Kupferbergbaues Röhrebühel bei Kitzbühel. — Berg- u. Hüttenm. Monatsh., 100, 60—66.
- MATTHIAS, E. P., 1961: Die metallogenetische Stellung der Erzlagerstätten im Bereich Engadin und Arlberg. — Berg- u. Hüttenm. Monatsh., 106, Januarheft 1—13, Märzheft 45—55.
- MATZ, K., 1957: Das Molybdänglanzvorkommen von der Alpeinerscharte. — Karinthin, Folge 34/35, 192—195.
- MAUCHER, A., 1954: Zur alpinen Metallogenese in den bayerischen Kalkalpen. — Tscherm. Min. Petr. Mitt., 4, 454—463.
- MAUCHER, A., 1957: Die Deutung des primären Stoffbestandes der kalkalpinen Pb-Zn-Lagerstätten als syngenetisch-sedimentär. — Berg- u. Hüttenmänn. Monatsh., 102, 225—256.
- MEIXNER, H., 1935: Woher stammt das Mo auf den Pb-Zn-Lagerstätten? — Carinthia II, Canaval-Festschrift, 132—137.
- MEIXNER, H., 1950: Molybdänparagenesen in den Ostalpen. — Berg- u. Hüttenmänn. Monatsh., 95, 34—42.
- MEIXNER, H., 1953: Mineralogische Beziehungen zwischen Spatmagnetit- und Eisen-spatlagerstätten der Ostalpen. — Radex-Rdsch., 7/8, 445—458.
- MUTSCHLECHNER, G., 1951: Vom alten Bergbau am Falkenstein. — Schlern-Schriften, 85, 113—125.

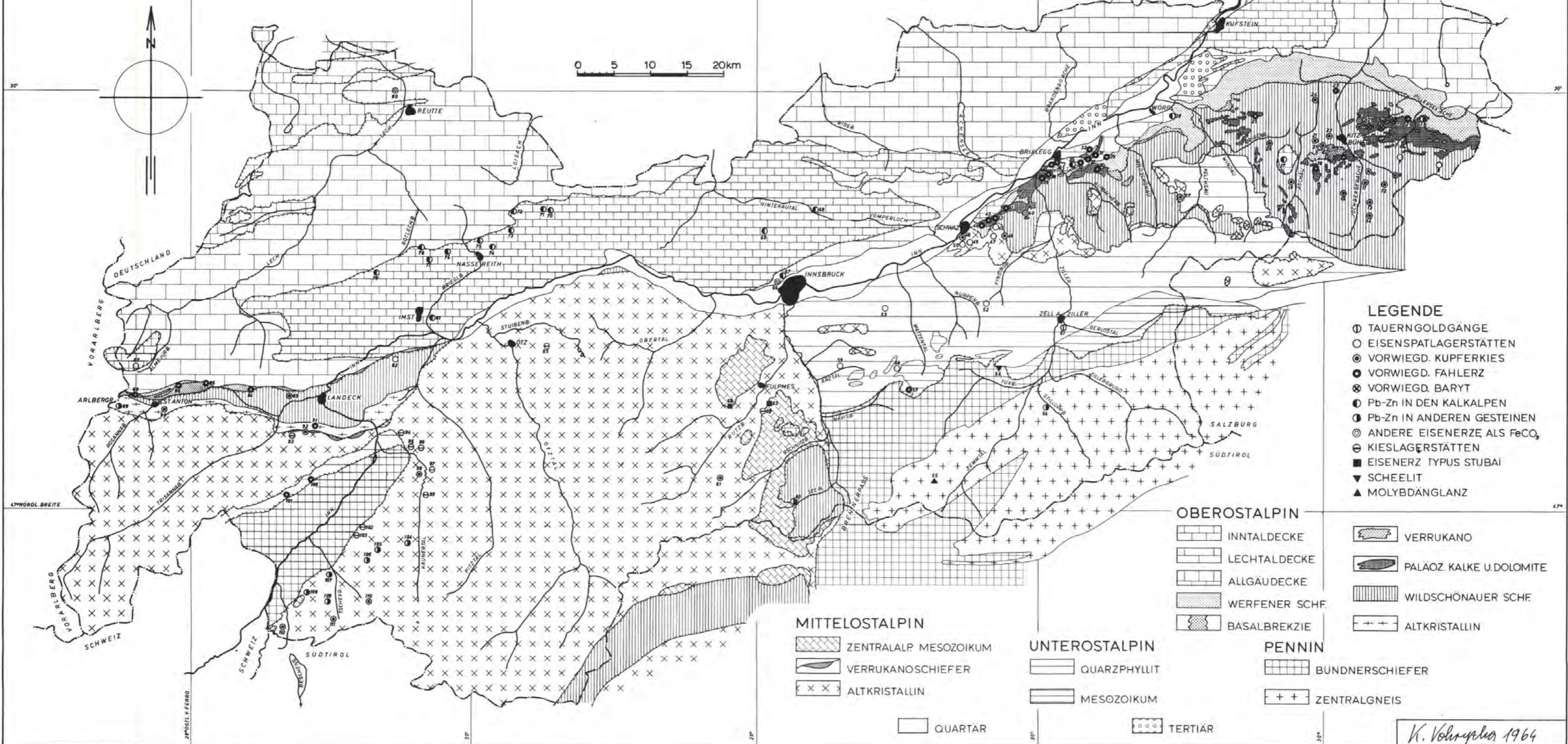
- MUTSCHLECHNER, G., 1954: Der Erzbergbau in der Umgebung von Imst. — Schlern-Schriften, 110, 29—59.
- MUTSCHLECHNER, G., 1956: Erzvorkommen und Bergbaue im Bezirk Landeck. — Schlern-Schriften, Univ. Verlag Innsbruck, 133, 15—37.
- MUTSCHLECHNER, G., 1955: Vom Erzbergbau im Außerfern. — Schlern-Schriften, 111, 25—52.
- OHNESORGE, Th., 1903: Der Schwazer Augengneis. — Jb. Geol. Reichs-Anstalt, 53, 373—394.
- OHNESORGE, Th., 1905: Über Silur und Devon in den Kitzbüheler Alpen. — Verh. Geol. Reichs-Anst., 375—377.
- OHNESORGE, Th., 1906: Die Fahlerzvorkommen von Schwaz. — Verh. Geol. Reichs-Anst., 188—189.
- OHNESORGE, Th., 1911: Die Beziehungen von Erzlagerstätten und Gebirgsbau am Schwaz-Brixlegg. — Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, 59, 601—603.
- OPPEL, W., 1883: Unveröffentlichte Zeichnungen von Ortsbildern des Bergbaues Kelchalpe. — Museumsarchiv Kitzbühel.
- PETRASCHEK, W. E., 1947: Ursachen der Anhäufungen von Erzgängen in bestimmten Revieren. — Berg- u. Hüttenmänn. Monatsh., 92, H. 4/5, 85—87.
- PETRASCHEK, W. E., 1952: Zu Schneiderhöhns neuer Auffassung der alpinen Metallogene. — Berg- u. Hüttenmänn. Monatsh., 97, 108—110.
- PETRASCHEK, W. E., 1954: Magmatismus und Metallogene. — Geol. Rdsch., 42, 1—4.
- PETRASCHEK, W. E., 1956: Die ostmediterrane und alpine Erzprovinz. — Berg- u. Hüttenmänn. Monatsh., 101, H. 2, 29—30.
- PETRASCHEK, W. E., 1957: Die Gesichtspunkte für eine hydrothermale Entstehung der kalkalpinen Blei-Zinklagerstätten. — Berg- u. Hüttenmänn. Monatsh., 102, H. 9, 229—233.
- PETRASCHEK, W. E., 1963: Die alpin-mediterrane Metallogene. — Geol. Rdsch., 53, 376—389.
- PETRASCHEK, W., 1926: Das Alter alpiner Erze. — Verh. Geol. B. A., 108—109.
- PETRASCHEK, W., 1932: Die Magnesite und Siderite der Alpen. — Sitzgsber. Akad. d. Wiss., Mat.-nat. Kl., Abt. 1, 141, 195—242.
- PETRASCHEK, W., 1945: Die alpine Metallogene. — Jb. Geol. B. A., 90, 129—149.
- PETRASCHEK, W., 1953: Die österreichischen Magnesite als Glied der alpinen Metallogene. — Berg- u. Hüttenmänn. Monatsh., 98, H. 10, 207—211.
- PICHLER, A., 1883: Zinnober, Rauschgold und Rauschgelb in Tirol. — Tscherm. Min. Petr. Mitt., 5, 381—383.
- PIRKL, H., 1961: Geologie des Triasstreifens und des Schwazer Dolomites zwischen Schwaz und Wörgl. — Jb. Geol. B. A., 104, 1—150.
- PITTONI, R., 1938: Bericht über Grabungen im urzeitlichen Bergbauggebiet Kelchalpe. — Anz. d. Akad. d. Wiss., 75, 51—55.
- POSEPNY, F., 1870: Über alpine Erzlagerstätten. — Verh. Geol. R. A., 124—126.
- POSEPNY, F., 1880: Die Erzlagerstätten von Kitzbühel und des angrenzenden Teiles von Salzburg. — Archiv f. prakt. Geol., 1, 257—440.
- POSEPNY, F., 1880: Die Goldlagerstätte Zell am Ziller. — Archiv f. prakt. Geol., 1, 160—182.
- RAMDOHR, P., 1954: Über Metamorphose und sekundäre Mobilisierung. — Geol. Rdsch., 42, 1, 11—19.
- REDLICH, K., 1917: Das Bergrevier des Schwarzleotales. — Zeitschr. f. prakt. Geol., 26, 41—49.
- REDLICH, K., 1912: Ein Beitrag zur Genesis der alpinen Kieslagerstätten. — Zeitschr. f. prakt. Geol., 20, 197—200.
- REDLICH, K., 1913: Krystalline Megnasite und Siderite. — Zeitschr. f. prakt. Geol., 21, 90—101.

- REDLICH, K., 1931: Die Geologie der innerösterreichischen Eisenerzlagerstätten. — Beitrag zur Geschichte des österr. Eisenwesens, Abt. 1, H. 1, 1—165, Springer Verlag.
- REITHOFER, O., 1939: Bericht über lagerstättenkundliche Feldarbeiten. — Verh. Geol. B. A., 65—66.
- ROSE, F., 1905: Tiroler Bergbau. — Preuß. Zeitg. f. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen, 177—218.
- RUPPRECHT, F., 1938: Die Blei- und Zinklagerstätten der Heiterwand. — Montanist. Rdsch., 30, Heft 1, 11—16; Heft 2, 1—8; Heft 3, 1—6.
- SANDER, B., 1909, 1910: Tauern West-Ende und Tarntaler Alpen. — Verh. Geol. Reichs-Anst., 1909, 204—205; 1910, 43—50.
- SCHMIDEGG, O., 1939: Begehungen auf dem Gebiet der praktischen Geologie (Schwaz). — Verh. Geol. B. A., 76—79.
- SCHMIDEGG, O., 1942: Der geologische Bau des Bergbaugesbietes von Schwaz. — Jahrb. d. Reichsanst. f. Bodenforschg., 63, 185—193.
- SCHMIDEGG, O., 1951: Die Erzlagerstätten des Schwazer Bergbaugesbietes. — Schlern-Schriften, 85, 36—58.
- SCHMIDEGG, O., 1953: Die Erzlagerstätten am Reiter Kopf und Reiter Kogel (Schwaz). — Schlern-Schriften, 101, 17—25.
- SCHMIDEGG, O., 1955: Neues zur Geologie des Brennermesozoikums. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 58, 271—295.
- SCHMIDT, A. R., 1867: Der alte Bergbau am Rörobichl. — Berg- u. Hüttenmänn. Zeitg., 26, 400—402, 415—517.
- SCHMIDT, A. R., 1868: Silber- und Kupferbergbau bei Schwaz. — Berg- u. Hüttenmänn. Ztg., 27, 279—282, 296—298, 337—338.
- SCHMIDT, A. R., 1868: Die Bergbaue im Unterinntal. — Berg- u. Hüttenmänn. Ztg., 27, 1—3, 9—11, 53—55, 61—62, 69—72, 97—99, 271—273.
- SCHMIDT, A. R., 1870: Über das Vorkommen von PbS—ZnS im Oberinntal. — Berg- u. Hüttenmänn. Ztg., 29, 173—175, 187—189, 297—298, 313—315.
- SCHMIDT, A. R., 1873: Eisenerzvorkommen im Tale Staubai. — Berg- u. Hüttenmänn. Ztg., 32, 5—6.
- SCHMIDT, A. R., 1880: Einiges vom alten Bleibergbau in Pillersee. — Zeitschrift f. Berg- u. Hüttenwesen, 28, 433—434.
- SCHMIDT, A. R., 1888: Erzfund im Leukental. — Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, 36, 381—382.
- SCHNEIDER, HJ., 1953: Neue Ergebnisse zur Stoffkonzentration und Stoffwanderung in Blei-Zinklagerstätten der nördlichen Kalkalpen. — Fortschritte d. Mineralogie, 32, 26—30.
- SCHNEIDER, HJ., 1954: Die sedimentäre Bildung von Flußspat im Oberen Wettersteinkalk der nördlichen Kalkalpen. — Abh. bayr. Akad. d. Wiss., Math. Naturwiss. Kl., 66, 375.
- SCHNEIDER, HJ., 1964: Fazies differentiation and controlling factors for the lead-zinc concentration in the Ladinian geosyncline of the eastern Alps. — Developments in sedimentology, vol. 2, Elsevier Publish. Co., 29—45.
- SCHNEIDERHÖHN, H., 1952: Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage. — Neues Jahrbuch f. Min., 47—89.
- SCHROLL, E., 1955: Über das Vorkommen einiger Spurenelemente in Blei-Zinkerzen der ostalpinen Metallprovinz. — Tscherm. min. petr. Mitt., 5, 183—208.
- SCHROLL, E. & AZER, I., 1959: Beitrag zur Kenntnis ostalpiner Fahlerze. — Tscherm. min. petr. Mitt., 3. Folge, VII, 70—105.
- SCHULZ, O., 1954: Analyse des Pb-Zn-Bergbaues Lafatsch. — Berg- u. Hüttenmänn. Monatsh., 99, 85—95.
- SCHULZ, O., 1955: Montangeologische Aufnahme des Grubenrevieres Vomperloch. — Berg- u. Hüttenm. Monatsh., 100, 259—269.
- SCHULZ, O., 1964: Lead-zinc deposits in the Calcarous Alps as an example of submarine-hydrothermal formation of mineral deposits. — Developments in sedimentology, vol. 2, 47—52, Elsevier Publish. Co.

- SCHWINNER, R., 1934: Die Verbreitung des Elementes Arsen in ihrer Beziehung zum Gebirgsbau der Ostalpen. — Min. u. petr. Mitt., H. 1, 56—60.
- SCHWINNER, R., 1942: Tektonik und Erzlagerstätten in den Alpen. — Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 94, 169—183.
- SCHWINNER, R., 1946: Ostalpine Vererzung und Metamorphose als Einheit? — Verh. Geol. B. A., 52—61.
- SCHWINNER, R., 1947: Die Bleilagerstätten im Lichte der Isotopenforschung. — Verh. Geol. B. A., 132—133.
- SCHWINNER, R., 1940: Gebirgsbildung, magmatische Zyklen und Erzlagerstätten in den Ostalpen. — Berg- u. Hüttenmänn. Monatsh., 94, H. 6, 134—143.
- SEIDL, K. und Voss, R., 1930: Die Blei-Zinkvorkommen des Fernpaßgebietes. — Unveröffentl. Gutachten, Archiv d. Geol. B. A. Wien.
- SPENGLER, F., 1928: Über die Länge und Schubweite der Decken in den nördlichen Kalkalpen. — Geol. Rdsch., 19, 1—25.
- SRBIK, R., 1929: Bergbau in Tirol und Vorarlberg. — Bericht des Naturwiss.-medizin. Vereins, Innsbruck, 41, 1—277.
- STAPFF, F., 1862: Über das Erzvorkommen am Kleinkogel in Tirol. — Berg- u. Hüttenmänn. Zeitg.
- STAPFF, F., 1865: Geographische Notizen über einige alpine Kupferlagerstätten. — Berg- u. Hüttenmänn. Zeitg., Nr. 6, 18, 24, 29.
- STREEMAYR und FRÖHLER, 1958: Die Vererzung in Hötting. — Meldearbeit, Geolog. Inst. d. Montan. Hochschule Leoben.
- TAUFITZ, C., 1954: Erze sedimentärer Entstehung auf alpinen Lagerstätten vom Typus Bleiberg. — Erzmetall, 7, 343—349.
- THURNER, A., 1947: Gebirgsbildung und Erzführung in der Grauwackenzone. — Verh. Geol. B. A., H. 4—6, 83—94.
- TOLLMANN, A., 1959: Der Deckenbau der Ostalpen. — Mitt. Ges. Geolog. u. Bergbaustud. Wien, 10, 3—62.
- TOLLMANN, A., 1961: Die Rolle des Ost-West-Schubes im Ostalpenbau. — Mitt. d. Geol. Ges. Wien, 54, 229—247.
- TOLLMANN, A., 1963: Ostalpensynthese. — Verlag F. Deuticke, Wien, 1—256.
- TORNQUIST, A., 1929: Die Vererzungsperioden in den Ostalpen. — Metall und Erz, 26, 241—246.
- TORNQUIST, A., 1931: Die Vererzungsphasen der jungen alpinen Lagerstätten. — Sitzber. d. Akad. d. Wiss., 219—229.
- TORNQUIST, A., 1932: Neue Untersuchungen ostalpinen Erzlagerstätten. — Metall u. Erz, 29, 431—434.
- UNTCHJ, G., 1872: Beiträge zur Kenntnis der Fahlerze in Tyrol. — Mitt. Nat. Ver. f. Stmk., 60—63.
- WEIDENBUSCH, H., 1850: Analyse des quecksilberhaltigen Fahlerzes von Schwaz. — Ann. d. Phys. u. Chemie, 16, 86—88.
- WEITHOFER, K., 1924: Die Erzlagerstätten des Röhreerbühels bei Kitzbühel. — Montanist. Rdsch., 16, 611—620.
- WENGER, H., 1964: Die Scheelitlagerstätte Tux. — Radex-Rdsch., H. 2, 109—132.
- WOLFSKRON, M., 1868: Das k. u. k. Montanwerk Brixlegg. — Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenw., 16, 306—308, 386—388.
- WOLFSKRON, M., 1897: Salzsole im Röhreerpichler Erzbergbau. — Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenw., 45, 94—95.
- WOLFSKRON, M.: Beitrag zur Geschichte der Bergbaue von Kitzbühel. — Berg- u. Hüttenm. Jahrb., 48, 431—484.
- WOLFSKRON, M., 1903: Die Tiroler Erzbergbaue. — Wagnersche Verlagsbuchhandlung, Innsbruck, 473 S.
- ZEPHAROVICH, V., 1879: Enargit vom Matzenköpfl bei Brixlegg. — Zeitschr. f. Krist., H. 5, 6.

ERZLAGERSTÄTTEN UND TEKTONIK VON NORDTIROL

AUF DER GRUNDLAGE DER VON DER GEOL. BUNDESANSTALT WIEN HERAUSGEGEBENEN KARTENBLÄTTER 1:75.000 : ACHENKIRCH, KUFSTEIN, LOFER, LECHTAL, NASSEREITH, INNSBRUCK, RATTENBERG, ZELL/SEE, STUBEN, LANDECK, ÖTZTAL, NAUDERS, ST. LEONHARD. TEKTON. EINHEITEN NACH W. HEISSEL (1957) UND A. TOLLMANN (1963).



- LEGENDE**
- ⊙ TAUERNGOLDGÄNGE
 - EISENSPATLAGERSTÄTTEN
 - ⊙ VORWIEGD. KUPFERKIES
 - VORWIEGD. FAHLERZ
 - ⊗ VORWIEGD. BARYT
 - ⊙ Pb-Zn IN DEN KALKALPEN
 - ⊙ Pb-Zn IN ANDEREN GESTEINEN
 - ⊙ ANDERE EISENERZE ALS FeCO₃
 - ⊙ KIESLAGERSTÄTTEN
 - EISENERZ TYPUS STUBAI
 - ▼ SCHEELIT
 - ▲ MOLYBDÄNGLANZ

- OBEROSTALPIN**
- ▨ INNTALDECKE
 - ▨ LECHTALDECKE
 - ▨ ALLGÄUDECKE
 - ▨ WERFENER SCHF.
 - ▨ BASALBREKZIE
 - ▨ VERRUKANO
 - ▨ PALÄOZ. KALKE U. DOLOMITE
 - ▨ WILDSCHÖNAUER SCHF.
 - ▨ ALTKRISTALLIN
- MITTELOSTALPIN**
- ▨ ZENTRALALP MESOZOIKUM
 - ▨ VERRUKANOSCHIEFER
 - ▨ ALTKRISTALLIN
- UNTEROSTALPIN**
- ▨ QUARZPHYLLIT
 - ▨ MESOZOIKUM
- PENNIN**
- ▨ BÜNDNERSCHIEFER
 - ▨ ZENTRALGNEIS

- QUARTÄR
- ▨ TERTIÄR

W. Vohryzka 1964

Die Tektonik von Südosttransdanubien

György WEIN *)

mit 1 Abbildung und 4 Tafeln

Inhalt

| | |
|--|-----|
| Summary | 91 |
| Zusammenfassung | 92 |
| Einleitung | 93 |
| Die Lage von Südosttransdanubien im Karpaten-Becken..... | 93 |
| Spuren der präkambrischen Gebirgsbildung | 95 |
| Altkaledonische Gebirgsbildung | 96 |
| Neue kaledonische Gebirgsbildung | 97 |
| Variszische Gebirgsbildung (alte und mittlere variszische Bewegungen) | 97 |
| Der perm-mesozoische, altalpine Zyklus | 99 |
| a) Junge variszische Bewegungen im Perm | 100 |
| b) Trias-Jura Geosynklinalperiode | 100 |
| c) Unterkretazische Bewegungen (jungkimmerische Phase und Trachydolerit-Vulkanismus) | 101 |
| d) Kräftige Gebirgsbildungsperiode nach der Unterkreide (austrische Phase) .. | 103 |
| e) „Isostatische“ Zusammenhänge zwischen den mesozoischen Strukturen ... | 104 |
| Die oberkretazische-paläogene Festlandsperiode | 104 |
| Neogen-jungalpiner Zyklus | 105 |
| a) Die Zeit der Zerklüftung im Helvet, „steirische Phase“ | 105 |
| b) Obermiozän (attische Phase); einleitende Faltungen | 106 |
| c) Intensive Kontraktionszeit des Intrapannons (slawonische [= rhodanische] Phase) | 106 |
| d) Die Entstehung der postpannonischen Schuppenstrukturen (ostkaukasische Phase) | 107 |
| e) Pleistozäne Bewegungen | 107 |
| Literaturverzeichnis | 108 |

Summary

The tectonic evolution of Southeast Transdanubia (Mecsek and Villány Mountains), Hungary, is discussed.

Rather faint information yielded by the pre-Cambrian and Lower Paleozoic rocks of Hungary suggests an Algonian-Assyntian orogeny which was followed by the Cambrian-Ordovician sedimentation cycle and connected by an initial amphibolite volcanism and subsequent granitic magmatism. After the Taconic phase marked with an unconformity, a graptolite-dated Silurian sequence was deposited.

*) Adresse des Verfassers: Dr. György WEIN, Budapest XIV, Thököly u. 73.

The Variscian movement began with an intensive syntectonic granitic magmatism, was followed by SW—NE-striking faulting, and ended with complete emergence.

The Permian-Cenomanian-Lower Alpine sedimentation cycle has brought about a continuous sedimentary sequence in the Mecsek sedimentation basin. In the Villány Trough a hiatus can be observed between the Upper Triassic Bathonian stage and the Berriasio-Hauterivian deposits. Differences in the facies of the respective sequences suggest that the parallel Mesozoic structures may have tended to reach isostatic equilibrium. The Permian Late Variscan deformation and the Early Cimmerian phase have been manifested by uplifting. In the Lower Permian, traces of quartz-porphyric volcanism are known. The Late Cimmerian phase has produced E—W-striking folds and subordinate faults. This phase was associated with a very intensive basic-to alkaline volcanism. The Early Alpine cycle ended with intensive Austrian movement. The region under consideration obtained its roof-shaped, faultfolded structure of NE—SW strike that time. In post-Cenomanian time the whole area emerged.

The Late Alpine cycle was initiated by the block-faulting of the Styrian phase. This period witnessed andesitic and rhyolitic volcanisms. The Attian phase was manifested by slight folding. In intra- and post-Pannonian times the consolidated Mesozoic blocks in the imbrication zones of the northern and southern border of the Mecsek Mountains were piled up toward the subsiding forelands. The traces of the final, basaltic, volcanism are known of this period.

In Pleistocene time the area being considered completely emerged and the additional landforms have been brought about by selective vertical movements.

Zusammenfassung

Im Aufsatz wird die tektonische Entwicklungsgeschichte der südost-transdanubischen Region (Mecsek-Villány-Gebirge) Ungarns besprochen.

Anhand der ungewissen Angaben der präkambrischen und altpaläozoischen Formationen wird eine algomisch-assyntische gebirgsbildende Phase vermutet, welcher der Sedimentationszyklus des Kambriums-Ordoviziums folgte. Daran war ein Amphibolit-Vulkanismus initialer Natur und dann ein Granitmagmatismus gebunden. Nach der takonischen Phase, die durch eine Diskordanz markiert ist, lagerte sich eine durch Graptoliten beweisbare silurische Schichtenfolge ab.

Die variszischen Bewegungen beginnen mit einem starken syntektonischen Granitmagmatismus, dann setzen sie sich mit Bruchstörungen vom SW—NO-Streichen fort und enden mit einer vollkommenen Erhebung.

Der perm-cenoman-altalpine Zyklus brachte im Mecseker Sedimentationsbecken eine ununterbrochene Schichtenfolge zustande. In der Villányer Mulde läßt sich eine Sedimentationslücke zwischen der Bath-Stufe der Obertrias und dem Berriasien-Hauterivien beobachten. Die unterschiedliche Ausbildung der Schichtenfolgen zeugt von einer Tendenz zu isostatischem Gleichgewicht der parallel miteinander angelegten mesozoischen Strukturen. Die spätvariszischen Bewegungen des Perms und die altkimmerische Phase haben sich in Hebungen geäußert. Im Unterperm sind uns die Spuren eines Quarzporphyrvulkanismus bekannt. Die jungkimmerische Phase brachte leichte O—W streichende Falten und untergeordnete Brüche zustande. An diese Phase ist der bekannte, sehr intensive basisch-alkalische Vulkanismus gebunden. Der altalpine Zyklus wurde von den starken austrischen Bewegungen abgeschlossen. Zu dieser Zeit wurde die NO—SW streichende, hausdachartige [zweiseitige] Bruchfaltenstruktur des Gebietes angelegt. Nach dem Cenoman hat sich das Gebiet erhoben.

Der späतालpine Zyklus wird durch die disjunktive Bruchstörungsphase der steirischen Bewegungen eingeleitet. In dieser Zeit stiegen auch die Produkte des Andesit- und Rhyolithvulkanismus ans Tageslicht. Die attische Phase äußerte sich in schwachen Faltungen. In der intra- und postpannonischen Periode wurden die konsolidierten mesozoischen Schollen gegen die sinkenden Vorländer in den am nördlichen und südlichen Rand des Mecsek-Gebirges angelegten Schuppenzonen aufgeschuppt. Die Spuren des finalen Basaltvulkanismus sind uns aus dieser Periode bekannt.

Im Pleistozän erhob sich das Gebiet vollkommen und selektive vertikale Bewegungen brachten die weiteren Formen des Reliefs zustande.

Einleitung

Die neueren Bergbau- und Tiefbohrungs-Aufschlüsse, ferner der Fortschritt der geologischen Anschauungen machten es nötig, daß wir die Arbeiten der hervorragenden Forscher K. PETERS, K. HOFFMANN, J. BÖCKH, E. VADÁSZ und G. RAKUSZ — L. STRAUZ der Mecsek- und Villányergebirge ergänzen und ein zusammenfassendes Bild vom tektonischen Aufbau Südosttransdanubiens geben.

Wir befassen uns mit der Stratigraphie und der Paläontologie des Gebietes nur insofern es zur Besprechung der tektonischen Probleme notwendig ist.

Die beigegefügte entwicklungsgeschichtliche Tabelle weist auf die Stratigraphie der Mecseker- sowie der Villányer Faziesgebiete hin.

Die Lage von Südosttransdanubien im Karpaten-Becken

Sowohl die österreichischen und jugoslawischen, wie die ungarischen Geologen stimmen in der Folgerung überein, daß Südosttransdanubien dem Internid des Ungarischen Zwischengebirges angehört, dessen östliche Fortsetzung sie im Rhodope-Massiv sehen. (L. LÓCZY sen. 1918, L. LÓCZY jun. 1940, L. KOBER 1952, F. SZENTES 1949, T. SZALAI 1958, 1963, E. VADÁSZ 1955, K. PETKOVIC 1958, 1963, D. CIRIC 1953, 1960—1963, A. CIZARC 1951, B. SIKOSEK 1958, V. SIMIC 1953, G. WEIN 1966.)

Der Meinungsunterschied ist erstens dadurch entstanden, daß die jugoslawischen Geologen das zwischen der Drau und Save liegende Gebiet den Dinariden anschließen.

Nach unserer Auffassung können wir zur Entscheidung dieser Frage folgendes beitragen:

Unserer Ansicht gemäß begrenzen lineamentartige, tektonische Linien im Westen längs der Linie Zagreb—Kulcs und der Save die bereits am Ende des Präkambriums ausgebildete tektonische Einheit des Ungarischen Zwischengebirges.

In der Epoche des Paläozoikums, zuerst zur Zeit der variszischen Bewegungen, sind SW—NO Strukturen entstanden, die auch den mesozoischen Entwicklungsgang des Gebietes bestimmten.

Die kristallinen Gesteine und das Mesozoikum der Inselgebirge zwischen Drau und Save lassen uns — soweit unsere heutigen Kenntnisse es erlauben — darauf folgern, daß auch dort den südosttransdanubischen Verhältnissen ähnliche paläozoische und mesozoische Strukturen entstanden sind.

In beiden Gebieten hat die neogene Gliederung jene jungen NW—SO und diejenigen aus uralten Richtungen neuerstandenen SW—NO Strukturen geschaffen, entlang denen jene jungen Becken (Draugraben, Savegraben) entstanden, die die beiden Gebiete teilen und eine scharfe Strukturgrenze bilden.

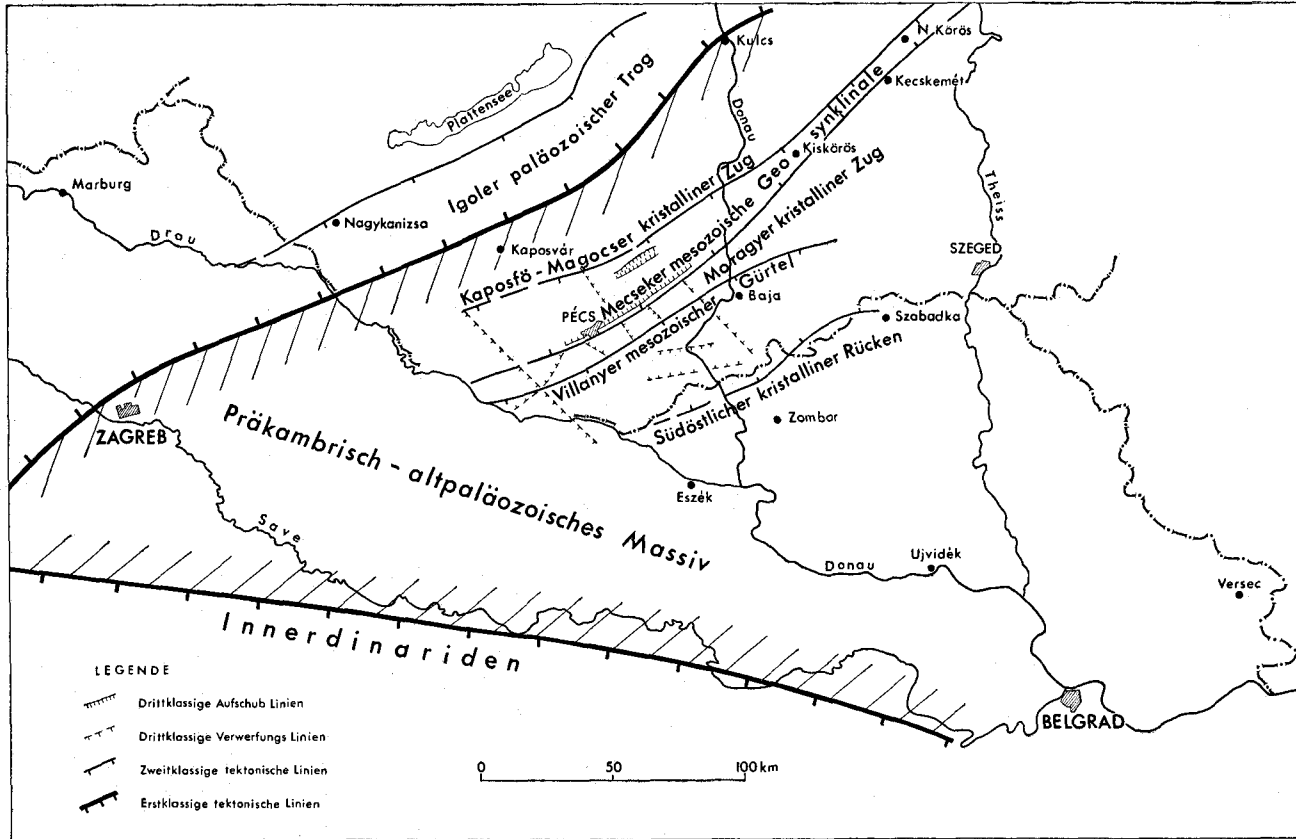


Abb. 1. Schematische Karte der tektonischen Aufbaueinheiten von Südosttransdanubien.

Die dinarische Richtung ist in der NW—SO Save-Linie fixiert, die zugleich die Nordgrenze der dinarischen Geosynklinale bildet. Nördlich der Save-Linie kennen wir auf präkambrischen und paläozoischen Kristallin auflagerndes, O—W-streichendes Mesozoikum. Dieses Mesozoikum weicht mit seiner Fazies, sowie mit seiner kratogenen Tektonik von den Dinariden ab, gleichzeitig aber weist es viel Ähnlichkeit zur südbaranyaer Fazies auf.

Wir hoffen, daß die Neubearbeitung der zwischen Drau und Save liegenden Inselgebirge diese Fragen klären und deren Beziehungen zu Südosttransdanubien erhellen wird.

In Südosttransdanubien haben die paläozoischen und mesozoischen tektonischen Bewegungen schließlich sechs große SW—NO Struktureinheiten gebildet, die von den jungtertiären Bewegungen zerlegt wurden. Diese sind von Norden nach Süden gerichtet die folgenden:

- 1) Igaler paläozoischer Trog
- 2) Kaposfő-Mágooser kristalliner Zug
- 3) Mecseker mesozoische Geosynklinale
- 4) Kristalliner Zug von Morágy
- 5) Mesozoischer Gürtel von Villány
- 6) Südöstlicher kristalliner Zug

Diese Strukturen können unter den neogenen Ablagerungen im Donau-Theiß-Gebiet auf Grund der Tiefbohrungsergebnisse und der geophysikalischen Messungen weiter verfolgt werden und wahrscheinlich setzen sie sich weiter bis zu den Bihar- und Bánáter-Gebirgen fort. Die die Oberfläche Südosttransdanubiens durchbrechenden Inselgebirge sind jene Kettenglieder, die die Verbindung zwischen den östlichen und westlichen Teilen des Ungarischen Zwischengebirges bilden und für die Erforschung der Basis der mit neogenen Schichten bedeckten jungen Senken weitere Anhaltspunkte liefern.

Spuren der präkambrischen Gebirgsbildung

Die ältesten Ablagerungen des südosttransdanubischen Grundgebirges bilden kata- und mesozonale, kristalline Gesteine. Nach Mitteilung der Mecseker Erzbergbauunternehmung finden wir unter diesen die von Abbauprodukten stammenden Gesteine: Muscovitgneis, Biotitglimmerschiefer, Muscovitglimmerschiefer, Granat-Disthen-Biotitglimmerschiefer und Granat-Gneis, ferner auf basische Vulkanite verweisende Amphibolite, Amphibolschiefer, Serpentin und Amphibolgneis. Auf saure vulkanische Tätigkeit weist nur Granitgneis hin. Die obigen Angaben stammen ausschließlich aus Tiefbohrungen. Diese Gesteine durchbrechen nirgends die Oberfläche (L. LÉDECZY 1960, B. JANTSKY 1964, A. JÁMBOR 1962, J. CSALAGOVITS 1964).

Über dem bei hoher Temperatur metamorphisierten kristallinen Gestein lagert eine epimetamorphe Phyllit-Amphibolit Serie auf, als deren Alter nach mündlicher Mitteilung von J. ORAVECZ, auf Grund der darin gefundenen Chitinozoa Reste Kambrium bis Devon angegeben werden kann.

Dieser Fossilienfund, sowie der niedrigere Grad der Metamorphose, ferner die in der Phyllit-Amphibolit-Serie nachgewiesenen feinen Konglomerate und gepreßten Arkose-Sandsteine erlauben die Folgerung, daß vor der Entstehung der Phyllit-Amphibolit-Serie eine große Gebirgsbildungs-Phase endete.

Das Alter der die erste Ablagerungsperiode des Paläozoikums repräsentierenden Phyllit-Amphibolit-Serie setzen wir bedingungsweise ins Kambrium-Ordovizium.

Zwischen der Entstehung der präkambrischen Kristallingesteine und der Phyllit-Amphibolit-Serie nehmen wir die Algoman-assyntische Gebirgsbildungsphase an, und schließen uns damit den Feststellungen von R. SCHWINNER (1951), H. FLÜGEL (1963), E. KRAUS (1951) über die Ostalpen an.

Auf Grunde von Tiefbohrungsergebnissen und magnetischen Messungen kann in der Umgebung von Görcsöny der WNW—OSO-gerichtete Serpentinzug eventuell die Streichrichtung dieser präkambrischen kristallinen Serie repräsentieren (I. BARANYI — A. JÁMBOR 1963, und G. SZÉNÁS und Mitarbeiter 1964). Diese Richtung schneidet die spätere SW—NO Streichrichtung schräg und schließt sich in den Ostalpen den für präkambrisch angenommenen Streichrichtungen gut an.

Altkaledonische Gebirgsbildung

Am Nordteil der Morágyer kristallinen Zone entlang den tektonischen Linien, in zwei zwischen migmatitisierten Gesteinen SW—NO verlaufenden Zonen, kann die Phyllit-Amphibolit-Serie in Oberflächenaufschlüssen beobachtet werden. Die Serie besteht hauptsächlich aus seidigflimmerndem, Sericitphyllit, Quarzphyllit und eingeschaltetem, graugrünem Amphibolit. Untergeordnet, scheinbar in den höheren Teilen, kann auch schmutzgrauer, kristalliner Kalk und Dolomit in linsenartiger Ausbildung, ferner gepreßter, grüngrauer, sandiger Schiefer und grober, schotteriger Arkose-Sandstein beobachtet werden.

Von diesen Schichtfolgen wissen wir nur, daß ihr Alter wahrscheinlich Kambrium-Ordovizium ist. Die Bohrung Szalatnak Nr. 3 lieferte das nächste Kettenglied, das über die kaledonischen Bewegungen im Mecsek-Gebirge informiert.

Das Material der Bohrung ist noch nicht ausführlich bearbeitet. Gemäß der Vorberichte (B. JANTSKY 1964) wissen wir, daß unter der oberen Permserie ein stark gefalteter, schwarzer Quarzit-Tonschiefer mit abwechselnden Antrazit- und Graphiteinlagerungen lagert. Innerhalb der Serie hat man einige Diabasgänge beobachtet. Von hier sind die Graptolithen und Hystrichosphäriden zum Vorschein gekommen, auf Grunde deren J. ORAVETZ (1964) diese an die Basis des Gotland setzte. Unter diesem folgt ein grobkörniges Granitkonglomerat, sodann können bunter Tonschiefer und wiederholt grobkörnige Granitgänge beobachtet werden.

Die ganze Serie lagert grobkörnigen Mikroklinggranit auf, der von einer mehrere Meter mächtigen Erosionsschichte bedeckt ist.

Der Granit unterscheidet sich vom Morágyer Typ durch den Mangel von Metasomatospuren. Dem Eindringen des Granits folgte unzweifelhaft Aushebung und Erosion, und erst nachher erfolgte die gotländische Meerestransgression. Die Bildungen des Silurs, einschließlich der über dem Granit lagernde Schicht sind kaum verändert, infolge dessen nehmen wir an, daß diese jünger ist als die Phyllit-Amphibolit-Serie.

Sofern wir also den „Szalatnaker“ Granit und die unter den Konglomeraten von Granitgängen durchdrungene Serie ins Ordovizium setzen, gehört der obere Grapholithen-führende schwarze Schiefer dem Gotland an.

Nun können wir, wenn auch nur lückenhaft, die Ereignisse der alkaledonischen Phase rekonstruieren.

Die Phyllit-Amphibolit-Serie und eventuell die Schichtserie unter dem Granitkonglomerat der Tiefbohrung von Szalatnak 3 dürften das Geosynkinalstadium des Kambrium-Ordovizium Zeitalters mit den Spuren des Initialmagmatismus repräsentieren. Dem folgt der Granitmagmatismus, sodann die Hebung. Die Transgression des Gotland-Meereres führt einen neueren Sedimentationszyklus ein.

Neue kaledonische Gebirgsbildung

Die letzte, wahrscheinlich über 300 m mächtige Schichtserie des Gotländischen Flachmeeres mit Diabasgängen repräsentiert die Geosynkinalphase der jungkaledonischen Gebirgsbildung mit initialem Vulkanismus. Da weder fossilienbelegte Devon-, noch Unterkarbon-Schichten aus unserem Gebiet bekannt sind, können wir die weiteren Geschehnisse dieser Epoche nicht rekonstruieren.

Der kaledonischen Gebirgsbildung müssen wir die Bildung des Igaler paläozoischen Troges entlang der alten Hauptbruchlinie von Zagreb—Kulcs annehmen. (G. WEIN 1966.) Es ist möglich, daß die ersten Anfänge der für das variszische Zeitalter charakteristischen SW—NO Strukturen auch auf dem Gebiete der Mecsek- und Villány-Gebirge eingeleitet wurden. Diesbezüglich haben wir aber noch keine Beobachtungen.

Variszische Gebirgsbildung (alte und mittlere variszische Bewegungen)

Im Mecsek-Gebirge und im Villányer Fazies-Gebiet sind bisher weder die Reste der devonischen noch der unterkarbon Schichtenserie zum Vorschein gekommen.

Wir setzen voraus, daß die im Gebiete des Igaler paläozoischen Troges unter der neogenen Schichtenserie in der Bohrung angefallenen Kalk- und Dolomitschichten die nordöstliche Fortsetzung des Paläozoikums der Steiner Alpen und Savefalten repräsentieren (G. WEIN 1960).

Von unterhelvetischen Kiesen und von der Bohrung Téseny 2 kennen wir den mit fossilen Pflanzen belegten, oberkarbonischen schwarzen Serizitschiefer und Arkose-Sandstein (I. Soos — Á. JÁMBOR 1960,

B. WEBER 1964, L. BARANYI — A. JAMBOR 1962). Die kaum veränderten, ungestört lagernden Arkose-Sandsteine sind die Abbauprodukte einer herausgehobenen weitgehend granitisierten Masse.

Bezüglich des Alters der großen, syntektonischen Mecseker Granitisation sind die Meinungen verschieden. Nach B. JANTSKY (1964) ist ihr Alter präkambrisch. J. I. CSALAGOVITS (1964) teilt den Vorgang. Er hält die älteren großkörnigen Granite und Migmatite für kaledonisch (Silur), die kleinkörnigen, jüngeren „Mikroaplogranite“ und Aplite für hercynisch (Karbon). I. BARANYI — Á. JÁMBOR (1962) schließen sich an die ältere Auffassung von E. VADÁSZ (1935) und B. JANTSKY (1953) an, und setzen den Vorgang ins Karbon. Keiner von ihnen erwähnt bzw. sondert den Szalatnaker Granit ab. Auf Grunde der zur Verfügung stehenden Angaben stellen wir uns die Granitisationsvorgänge von Südosttransdanubien — abgesehen vom präkambrischen Orthogneis — als aufgeteilt in einen bereits beschriebenen ordovizischen, szalatnaker Typus und in eine vor-oberkarbonische, wahrscheinlich den sudetischen und asturischen Phasen sich anschließende, migmatische Granitisation des morágyer Typs vor.

Letzterer ist mit der variszischen Gebirgsbildung verbunden und betreffs seines Alters können wir folgende Beweise anführen:

1. In den Gesteinen der Phyllit-Amphibolit-Zone sind Kontaktmineralien zum Vorschein gekommen (mündliche Mitteilung von J. ORAVECZ und B. JANTSKY 1964). Unsererseits haben wir in derselben Schicht auf Kalimetasomatose verweisende Pegmatitadern beobachtet. Demnach ist also die Granitisationsschicht wahrscheinlich nach dem Kambrium-Ordovizium entstanden.

2. Unveränderte Arkose-Sandsteineinschaltung finden wir im großkörnigen Mikroklinggranit bei der Eisenbahnstation von Morágy und in einer Tiefbohrung (mündliche Mitteilung von B. JANTSKY). Das beweist auch, daß die Granitisation sich nach der großen präkambrischen und altpaläozoischen, regionalen Metamorphose vollzogen hat.

3. Die Granite und Migmatite — ausgenommen eine Diaphtorese und Kataklaste von untergeordneter Bedeutung — sind nicht regional metamorphisiert.

4. Die im oberen Karbon, sodann hauptsächlich im Perm erfolgte großzügige vom Kristallinschiefergebirge stammende Abbaumaterialanhäufung beweist, daß dieser große Gebirgsbildungen vorangingen und es liegt an der Hand diesen den Vorgang der syntektonischen Granitisation anzuschließen.

5. Der Granit vom Typ Szalatnak ist mit dem von Mecsek nicht identisch (B. JANTSKY 1964).

6. Schließlich verweisen einige absolute Altersbestimmungen ebenso auf Karbon (L. N. OVCSINYIKOV — M. V. PANOVA und F. L. SANGARJEJEV 1960). Demnach ist der Morágyer, großkörnige Granittyp 280—335, der feinkörnige 285 Millionen Jahre alt.

Die wahrscheinlich mit der sudetischen Phase verbundene syntektonische Granitisation ist in der Morágyer Kristallinzone einem SW—NO verlaufenden, steilen Gewölbe entlang in das hangende Kristallingestein

vorgedrungen. Der mittlere Teil ist zu einem porphyroblasten Granit und Granodiorit umgewandelt, welcher an beiden Seiten von einem migmatischen-anatektischen Gürtel begleitet ist. Am nördlichen Saum ist ein breiter Migmatitstreifen entwickelt. Kalimetasomatose können wir in oberflächlichen Aufschlüssen und in Bohrungen von Szekszárd bis zum westlichen Ende des Mecsek-Gebirges verfolgen.

Der syntektonischen Granitisation folgte eine kräftige Schuppung, die zur Folge hatte, daß sich die Gesteine der Phyllit-Amphibolit-Serie längs SW—NO Bruchlinien zwischen den Gesteinen der Migmatitzone einkielten. Ebenfalls schreiben wir dieser in NW—SO verlaufenden Richtung, südöstlich vergierenden Bewegung die in der Migmatitzone beobachtete Diaphtorese, sowie auch die in SW—NO-streichende und NW-fallende Zonen geordnete Kataklyse des Granitkörpers zu.

Diesem Vorgang folgte den Brüchen entlang das Eindringen der feinkörnigen Granit-, Aplit- und Kersantitgänge. Diese weisen bereits keine Kataklyse auf und die Granitisation kann als die sich an die asturischen Bewegungen anschließende Nachphase aufgefaßt werden. Die obere Karbonserie ist bereits aus detritärem Material der gehobenen und zur Erosion verurteilten Kristallingesteinen aufgebaut. Daraus, daß die oberen Karbonschichten nach den Ergebnissen der Bohrung Téseny 2 zwischen tektonischen Linien in schmalen Streifen liegen, folgt, daß sich die den älteren variszischen Bewegungen (asturische Phase?) zugeschriebene, eine Schuppung verursachende Bewegung auch noch in der Zeit vom oberen Karbon bis zum unterem Perm fortsetzte.

Diesem sich unsicher anzeigenden Moment folgte die saalische Phase der variszischen Bewegungen, deren großzügige Erhebung den mächtigen Erosionsvorgang in Gang setzte, der zur Sedimentation der fast ausschließlich aus detritärem Material aufgebauten Perm-Schichtserie führte.

Damit ist die ältere und mittlere, aktivste Periode der variszischen Gebirgsbildung abgeschlossen. Es entstanden die syntektonischen Granite und die mit diesen verbundenen Anatektit-Migmatitzonen. Es entstanden jene SW—NO verlaufenden Bruchsysteme, die die mesozoische Strukturgestaltung von Südost-Transdanubien bestimmten. Zuletzt erhob sich das ganze Bauwerk, es konsolidierte sich und wurde im oberen Karbon und noch mehr im Perm abgetragen.

Der perm-mesozoische, altalpine Zyklus

Der totalen Hebung folgte das Einsinken des Mecseker- und Villányer Sedimentationstrog. Gemäß der Untersuchung der Mecseker Perm-Serie lag das ausgedehnte Festland, daß das mehrere tausend Meter mächtige Erosionsmaterial lieferte, im unteren Perm in SW, im oberen Perm in NW. Die Flüsse sedimentierten in der unteren Permzeit im Mecseker und Villányer Sedimentationstrog eine ähnlich ausgebildete, etwa 2000 m mächtige Sedimentschicht. Die Mágocser und Mórágycer Kristallzone ist bereits zu dieser Zeit erhoben und nur in der oberen Permzeit breitete sich darüber das fluviatile Schuttmaterial aus (A. BARABÁS — J. KISS 1958).

Den SW—NO verlaufenden Bruchlinien entlang beginnt die abgesonderte Entwicklung der mesozoischen Strukturen und führte zur Zeit des altalpinen Zyklus zu der abweichenden Entwicklung der Mecseker und Villányer Faziesgebiete.

a) Junge variszische Bewegungen im Perm

Im unteren Perm können wir die der saalischen Phase sich anschließenden Produkte des subsequenten Vulkanismus untersuchen. Der Vulkanismus ergab ein frühes, eventuell noch oberkarbonisches Porphyrit- und unterpermisches Quarzporphyr-Gestein. Die untere Perm-Serie lagert diskordant mit groben Konglomeraten auf dem Granit; sie geht aber bald in beiden Faziesgebieten in eine Flachmeer-Serie über (J. SOMOGYI 1964).

Das obere Perm zeigt sich durch eine Vergrößerung des Sedimentmaterials an. Durch die hebende Wirkung der pfälzer Vorphase wächst die Reliefenergie und die nun von NW fließenden Flüsse lagern unsortierte Konglomerate und Arkose-Sandstein ab. Den oberen Abschnitt des oberen Perms stört die erneute hebende Bewegung der Pfälzer Phase. Eine grobe Konglomeratschicht weist auf die Zunahme der Abtragung hin.

Demnach zeigt die quergeschichtete Sandsteinserie des oberen Teiles des Oberperms, daß der Oberlauf der Flüsse zum Unterlauf wurde. Die Wogen des Triasmeeres überfluten danach das sinkende Ufer.

Im Perm können wir die Wirkungen der vertikalen Bewegungen nur auf Grund der Änderung der Erosionsprodukte untersuchen. Gleichzeitig mit der Abtragung beginnt längs der durch den altalpinen Zyklus charakteristischen, in Streifen entwickelten, abgesonderten Strukturen die Epoche der Sedimentation.

b) Trias-Jura Geosynklinalperiode

Im unteren und mittleren Trias entstand so im Mecseker- wie im Villányer-Faziesgebiet eine gleichartig entwickelte Ablagerung. Obzwar wir weder im Mágocser noch im Morágyer kristallinen Gürtel ihre Bildungen kennen, setzen wir voraus, daß diese wenigstens teilweise vom Meere bedeckt waren.

Die bunten Schiefer, feine Sandsteine und Gipsablagerungen der Seizischen- und Kampilischen-Schichtenserie weisen auf seichte litorale Ablagerungen hin. In der anisischen Stufe erweitert sich das Meer und repräsentiert mit seinen Hoch- und Flachsee-Karbonatablagerungen diese thalattokrate Epoche. Im Ladin entwickelt sich auf beiden Faziesgebieten eine regressive Ablagerungsfolge, die sich im Mecseker Faziesgebiet in der im oberen Trias kulminierenden, terrigenen, jedoch ununterbrochenen Schichtreihe fortsetzt, dagegen im Villányer Gebiet aber eine vollständige Aushebung ergab, die nur durch die aalener Transgression unterbrochen wurde. Diese im oberen Trias sich ergebende vertikale Bewegung können wir mit der altkimmerischen Phase identifizieren.

Der Mecseker Sedimentationstrog beginnt zu dieser Zeit sein eigenes Dasein, das sich in erster Reihe in der beschleunigten Senkung, in kräftiger

vulkanischer Tätigkeit, also in der tiefgreifenden, kräftigen Entfaltung der tektonischen Kräfte meldete.

Im schnell sinkenden Mecseker Sedimentationstrog werden vom oberen Trias angefangen dicke, grobe Arkose-Sandsteine abgelagert. Unter zahlreichen Oszillationen ist im unteren Lias eine 1000 m mächtige Kohlenflözfolge entstanden. Die Abtragung vom nahen, wahrscheinlich NW liegenden Festland lieferte Schuttmaterial in den sich rasch senkenden Mecseker Sedimentationstrog, der sich zwischen den SW—NO verlaufenden Bruchlinien bereits scharf abzeichnete.

Der Kohlenflöz-Serie folgt eine mit feinem Sandstein abwechselnde, fleckige Mergel-Schichtfolge, die eine Vertiefung des Meeres und größere Entfernung vom Ufergebiet anzeigt. Die Fazies der fleckigen Mergel dauert vom Sinemurien bis ins Bathonien.

In dieser Zeit erreicht das Meer die größte Tiefe. Rote, knollige Mergel vom Bathonien, und kieselige Radiolarienkalke des Kallovien repräsentieren die in bathialer Tiefe abgelagerte Jura-Schichtenfolge des Mecseker Faziesgebietes. Nun verlangsamte sich bereits die Schuttförderung und konnte nicht mit dem Ausmaß der Senkung Schritt halten.

Im Oxfordien wird die Regression eingeleitet, sie dauert im Laufe des Malms weiter an und am Ende der Berriasien-Stufe kann stellenweise eine vollständige Aushebung wahrgenommen werden. Die Hoch- und Flachsee-Sedimente werden von Trachydoleritprodukten der unteren Kreide abgelöst.

Der südliche Teil des Mecseker Sedimentationstrogos sinkt verhältnismäßig schneller als der nördliche. Während im Süden eine 5000 m mächtige Trias-Jura Schichtenfolge entstand, hat sich diese in Norden nur bis zu 2000 m entwickelt. Die abweichende Senkungsgeschwindigkeit fällt in die Zeitdauer vom Obertrias bis ins Bajocien. Im oberen Dogger und im Malm wird die Bildung der Ablagerungen im ganzen Sedimentationsgebiet gleichmäßig.

Von der Trias-Jura Schichtenfolge kennen wir Bostonittuffit ausschließlich aus der unterliasischen Kohlenflözserie.

Im Villányer Sedimentationsgebiet dürfte die Dogger Transgression von Norden her übergreifen. Die roten Crinoideen-Kalke des Aalenien, die im Mecsek-Gebiet die litoralen Fazies repräsentieren, lagern im Monyoród auf Mitteltriaskalk. Die litorale Ammonites-Lumachelle-Bänke des Bath-Kallovien erreichen bereits das Villányer-Gebirge. Der Malm weist mit seinen gleichmäßig dickbankigen Kalkserien auf pelagische Zustände hin. Nach der Ablagerung der Tithon-Schichten wird das Villányer Gebiet trockengelegt. Bis heute gelang es nicht Berriaze-Schichten nachzuweisen (E. NAGY 1961, 1964, E. VADÁSZ 1935, 1960, G. WEIN 1961, 1965).

c) Unterkretazische Bewegungen (jungkimmerische Phase und Trachydolerit-Vulkanismus)

Die langwährende Sedimentationszeit nach der Berriasien-Stufe wurde durch die bereits auf tangentialen Bewegungen verweisende, Falten und Brüche verursachende, jungkimmerische Phase unterbrochen.

In dem durch Grubenstrecken aufgeschlossenen Gebiet von Komló und Vasas gelang es Brüche zu beobachten, die dem Trachydolerit-Vulkanismus vorangingen. In diese Brüche drang Lava ein. Es kann ferner die O—W bzw. SW—NO Richtung dieser Brüche und das Übereinstimmen mit der Streichrichtung der werdenden Falten beobachtet werden.

In diese gebirgsbildende Phase fallen die ersten Faltungen des Mecsek-Gebirges, die die Ausgestaltung der O—W-streichenden Kővágószőlős-, Hosszuhetény- und der SW—NO verlaufenden Márévár-Antiklinale einleiteten.

Diesen Bewegungen schließt sich auch ein großzügiger, initialer, basisch-alkalischer Vulkanismus an. Die hauptsächlich unterseeische Vulkan-tätigkeit beginnt bereits im Berriasien. Sie war am kräftigsten im mittleren Valanginien und für ihre weitere Tätigkeit sprechen einige Lavabänke auch noch im Hauterivien.

Der Trachydolerit Vulkanismus wird durch basische Limburgitoid-Trachydolerite eingeleitet, später werden die vulkanischen Produkte immer saurer. Das jüngste Glied der im Kisbányaer Becken sich entwickelnden vulkanischen Serie ist ein Phonolitoid-Trachydolerit. Seine subvulkanischen Formen sind sehr verbreitet und weisen mannigfaltige Ausbildung auf. Mit Vorliebe bilden sich Lagergänge (B. MAURITZ 1911—1913, CSALAGOVITS 1962, Frau SZÉKY V. FUCHS 1952). Das Zentrum des Ausbruches war im nördlichen Teil des Mecsek Gebirges in der Umgebung von Magyaregregy, wo eine 600 m mächtige Schichtfolge bekannt ist (G. WEIN 1962). Im Morágyer Gürtel kennen wir auch einige Trachydolerit- und Bostonit-Gänge. Im Villányer-Gebirge finden wir nur vereinzelt die Spuren des Trachydolerit-Vulkanismus.

Wenn wir in Betracht ziehen, daß sich in der Mecseker Geosynklinale vom Perm bis zum Valanginien eine rund 8000 m, im Villányer Trog eine 4000 m mächtige Sedimentserie ansammelte, bekommen wir die Erklärung, warum der initiale Vulkanismus mit dem Mecseker Ablagerungsbereich verbunden ist. Das basische Magma dürfte zuerst entlang solcher Wege, wie sie durch die entlang tiefgreifender Strukturlinien tiefer gesunkene Geosynklinale vorgezeichnet waren, an die Oberfläche gelangt sein.

Am höheren Teil der valanginischen Trachydolerit-Serie verweist ein bathialer Cephalopoden-Mergel auf die dem Trachydolerit-Vulkanismus folgende, bedeutende postvulkanische Senkung hin.

Später, im Hauterivien, erhob sich das Gebiet in solchem Maße, daß eine grobe, litorale Konglomerat-Sandsteinserie, ausschließlich aus Verwitterungsprodukten der Trachydoleritserie entstand. Diese vertikale Bewegung kann der periodischen Auswirkung der hilser Phase zugeschrieben werden und die letzte schwache Aufflammung des Trachydolerit-vulkanismus hängt vielleicht damit zusammen (G. WEIN 1961).

Im Mecsek Gebirge repräsentieren Flachsee-Regressionsbildungen die barremische und vielleicht noch die aptische Stufe.

Das Villányer Faziesgebiet war zur unteren Kreidezeit bis zum Mittel-Barrémien Festland. Zu dieser Zeit bildete sich Bauxit. Vom Mittel-Barrémien bis zum Ende des Alb setzte sich in der Hochsee eine Flachsee-Kalkmergelschichtfolge ab. Das Kreidemeer drang vom Süden nach

Norden ein, so daß sich im Nordteil des Villányer-Gebirges bereits die tonige Orbitolina-Kalkschichtfolge des Alb bildete (K. MÉHES 1964).

Zu Ende der unteren Kreide beginnt im Mecsek- sowie im Villányer-Gebirge eine kraftvolle gebirgsbildende Phase, die in beiden Faziesgebieten zur vollständigen Aushebung führte.

d) Kräftige Gebirgsbildungsperiode nach der Unterkreide
(Austrische Phase)

Nach den variszischen Bewegungen war die austrische Orogenese die größte, den strukturellen Aufbau von Südost-Transdanubien betreffende gebirgsbildende Phase. (E. VADÁSZ 1935, G. WEIN 1961.)

Es scheint, daß diese Phase in zwei Abschnitten ablief. Darauf verweist das in der Struktureinheit der „nordischen Schuppe“ zurückgebliebene Cenoman-Konglomerat und der rote Globotruncana-Mergel. Im Liegenden der Globotruncana-Mergel lagerndes Konglomerat verweist auf eine starke Hebung vor dem Cenoman. Die Faltung der Cenoman-schichten spricht hingegen für die nachfolgenden Bewegungen (G. WEIN 1965 a).

Die austrischen Bewegungen zeigen sich in kräftiger, von longitudinalen Bruchsystemen begleiteter Faltung und Schuppung. Zu dieser Zeit sind das „faltige Bruchsystem“ des Mecsek-Gebirges (E. VADÁSZ 1935) und die Schuppen des Villányer-Gebirges (G. RAKUSZ, L. STRAUSZ 1953) entstanden.

Die einleitenden Falten der jungkimmerischen Phase entwickelten sich weiter. Die Zusammenpressung erreichte solches Ausmaß, daß überkippte, zerrissene, aufeinandergeschuppte Falten entstanden. Die Aufschuppungen werden gewöhnlich von parallelen, auf der der Aufschubrichtung entgegengesetzten Flanke entstandenen Verwerfungslinien begleitet. Die Aufschublinien, sowie die Verwerfungslinien haben hunderte, sogar tausende Meter lange Verschiebungen bewirkt. Ihr Streichen ist im allgemeinen SW—NO und das Streichen überquert auch im West-Mecsek die O—W verlaufende Jungkimmerische Faltungsrichtung in schräger Richtung.

Im Mecsek-Gebirge ist die Vergenz zweiseitig entwickelt, obzwar sich die Schuppen überwiegend in NW Richtung aufstauten. Im Villányer-Gebirge können an der Oberfläche nur NW Vergenzen beobachtet werden. Die Angaben der Tiefbohrung von Beremend und die an der Oberfläche meßbaren Streichrichtungen weisen darauf hin, daß hier bereits mit einer SO verlaufenden Vergenz gerechnet werden muß. Die starren kristallinen Massen scheinen sich bei der Bildung der Vergenzen unzweifelhaft auszuwirken. Die Bildung der plastisch-gefalteten Formen im Mecsek-Gebirge ist dadurch erklärbar, daß die austrische Phase eine 9000 m mächtige, in die Tiefe gesunkene, und infolgedessen plastische Schichtenfolge betroffen hat. Die Schichtfolge des Villányer Faziesgebietes war bedeutend dünner (4200 m) und da es hauptsächlich aus starren Gesteinen bestand, reagierte sie auf den tangentialen Druck mit Schuppungen.

Die zur Zeit der austrischen Bewegungen entstandene Bruchfalten-Struktur hat sich im Laufe der weiteren gebirgsbildenden Bewegungen im wesentlichen nicht verändert. Diese bildeten Brüche, die die konsolidierte und bereits gefaltete Struktur nicht umgeformt haben.

e) „Isostatische“ Zusammenhänge zwischen den mesozoischen Strukturen

Wenn wir den Entwicklungsgang des Mecseker und Villányer Troges verfolgen, sehen wir, daß der von den orogenen Phasen gestörten Gleichgewichtslage eine Ausgleichs-Periode folgte. Wenn im Mecseker Sedimentationstrog eine bedeutende Senkung erfolgte, können wir in dem Morágyer und Villányer Gürtel eine Hebung beobachten.

Nach der Phase der selektiven Senkung folgt eine Ausgleichs-Periode und in dieser Zeit stellt sich in allen drei Struktureinheiten das ursprüngliche Gleichgewicht wieder ein. Bald wird aber das Gleichgewicht wiederum gestört, die Mecseker Geosynklinale sinkt kräftig und dieser Störung folgt wieder eine Ausgleichs-Periode. Die beste Erklärung dieser Zusammenhänge findet sich vielleicht im anlaufenden Mechanismus des altpalpinen Zyklus (G. WEIN 1966).

Während sich die aus festerem kristallinem Gestein aufgebauten Schwellen durch die Wirkung des SO—NW Druckes gehoben haben, sanken die mobilen Zonen, so in erster Linie die mecseker Geosynklinale, ab.

Die Orogen-Phasen kennzeichnen den Ausbruch der aufgehäuften tangentialen Kräfte, denen bis zu erneuter Akkumulation eine Ruheperiode folgt.

In den orogenen Phasen erheben sich die starren Gürtel und zur selben Zeit sinken die mobileren Sedimentationströge. Während der bis zur nächsten Orogenphase andauernden Ruheperiode stellt sich die gestörte Gleichgewichtslage ungefähr wieder ein.

Die saalischen und altkimmerischen Orogenphasen, in denen die Zusammenpressung noch gering war, verursachten nur eine vertikale Bewegung, der eine Ausgleichs-Periode folgte. In der jungkimmerischen Phase haben die tangentialen Kräfte dann bereits Faltungen hervorgerufen.

Im Bereich des stark sinkenden Mecseker Sedimentationstrog drang in die über 8000 m mächtige Schichtserie durch die verdünnte Kruste das Magma des initialen Vulkanismus ein. Der Ausgleich dauerte bis zu Ende des Alb. Dem folgte die kräftige austrische Phase, die die ganze Mecseker Geosynklinale faltete, den Cenoman Sedimentationstrog hervorbrachte und das Villányer-Gebirge aufgeschuppt hat.

Die oberkretazische-paläogene Festlandsperiode

Die fast 70 Millionen Jahre währende Festlandsperiode, die der austrischen Phase im gesamten ganzen Gebiet von Südost-Transdanubien folgte, verursachte eine große Denudation. Das Resultat war, daß die miozäne

Schichtenfolge sich einem Blockboden auflagerte. Über die lange Festlandsperiode haben wir keine tektonischen Angaben. Wir können nur feststellen, daß vor der helvetischen Sedimentationsbildung NW—SO Bruchlinien entstanden. Es kann aber nicht entschieden werden, ob diese mit der austrischen oder mit einer späteren Phase in Zusammenhang waren.

Der altalpine Zyklus, der in der Tektonik von Mecsek und Villány eine entscheidende Rolle spielte, ist abgeschlossen. Die mesozoische tektonische Etage ist konsolidiert und die Neogen-Phasen des neuartigen jungalpinen Zyklus schalten sie im Laufe der jungen Strukturgestaltung ein.

Neogen-jungalpiner Zyklus

Die neogene Tektonik wirkte sich durch das Wiederaufleben von Bewegungen entlang von NW—SO verlaufenden und auch älteren SW—NO Bruchlinien auf das ganze Gebiet von Südosttransdanubien aus. Die derart entstandenen Strukturen, obzwar sie die Richtungen des alten mesozoischen Grundgebirges widerspiegelten, unterschieden sich erstens darin, daß sie viele selbständige, von Brüchen begrenzte, schachbrettartige Strukturformen bildeten. Diese führten eine voneinander unabhängige Bewegung aus und dementsprechend entwickelten sich neogene Schichtenfolgen von verschiedenartiger Mächtigkeit und Fazies.

Die Auswirkung des mesozoischen Grundgebirges mit seiner parallelen Struktur spiegelt sich am besten in den im Nordteil des Mecsek-Gebirges N—O, im Südteil SW—NO verlaufenden miozänen Senken wider. Beide sind von NW—SO Verwerfungslinien in Teilbecken gegliedert.

Im Pliozän ändert sich der Charakter der Strukturbildung. Durch sehr bedeutende, kompressive Kräftewirkung entstehen Schuppenstrukturen, die sich entlang der Vorsenken am südlichen und nördlichen Saum des Mecsek-Gebirges aufstauten.

a) Die Zeit der Zerklüftung im Helvet, „Steirische Phase“

Die „steirischen“ Bewegungen können in zwei Phasen aufgeteilt werden. In der steirischen Vorphase sind die entlang von Brüchen einsinkenden Becken entstanden, die sich im Unterhelvet zuerst mit groben, festländischen, später mit marinen Ablagerungen auffüllten. Die Flüsse des Unterhelvets lieferten das grobklastische Material vom Süden nach Norden (A. JÁMBOR — J. SZABÓ 1961) und füllten zuerst die W—O verlaufende Senke am Nordrand des Mecsek-Gebirges auf. In derselben Senke erfolgte der Ausbruch des in der Szekszárder Bohrung angefahrenen, subsequentartigen Rhyolits und des in der Nagymányoker Bohrung angefahrenen, sowie auch bei Komló an der Oberfläche anstehenden Andesites. Die Rhyolittuff- und Tuffitschichten charakterisieren die ganze Schichtfolge.

Die Oberhelvet-Schichtfolge weist mit der an den Uferlinien vorhandenen Lagerdiskordanz, den Brackwasser und Meeresablagerungen auf die Transgression des Helvet-Meeress hin.

Die helvetische Stufe wird mit einer kurzfristigen Regression abgeschlossen (E. VADÁSZ 1935, G. HÁMOR 1964).

Auf diese mit Pflanzenfossilien belegte, sandige und schotterige Schichtfolge lagert eine durch eine reiche marine Foraminiferenfauna charakterisierte untertörtone Tonmergel-Schichtfolge auf (Frau KORECZ-I. LAKY 1964), deren Litoralfazies grobe Konglomerat-Sandstein-ausbildung aufweist. (Budafaer Sandstein.) Die bedeutende Raumzunahme des Meeres und die weitere Vertiefung der miozänen (Sammel) Beckens verbinden wir mit dem ersten Abschnitt der steirischen Hauptphase.

Der zweite Abschnitt der steirischen Hauptphase wird im gesamten Mecsekbereich mit einer Diskordanz eingeleitet (G. HÁMOR 1964). Schotterig-sandiger Leithakalk und Konglomerat zeigen das wiederholte Vordringen des Meeres an. Im übrigen können in den litoralen Bildungen, sowie in der Beckenfazies und auch in den Bohrprofilen im Tortonien (steirische Hauptphase) vier Oszillationen unterschieden werden.

Im Torton vermindert sich die vulkanische Tätigkeit; nur dünne, feingefügte Dazituff-Einschaltungen weisen darauf hin.

b) Obermiozän (Attische Phase); Einleitende Faltungen

Während der steirischen Phase entwickelt sich eine Dilatations-artige Bruchstruktur mit subsequentem Vulkanismus. Im Sarmatien kommen auch kompressive Wirkungen zum Ausdruck.

Das Sarmatien lagert sich stellenweise diskordant mit seinen groben Kalkschichten — so in der Umgebung von Pécs — den älteren paläozoischen und mesozoischen Gesteinen auf. In der Bohrung Hidas 53 kann unter den ungestörten unterpannonischen Schichten gefalteter, sarmatischer Tonmergel beobachtet werden. Demzufolge kann angenommen werden, daß die Hebung der Struktureinheit „Nördliche Schuppe“ und die Aufschiebung auf die südlich entwickelte miozäne Senke bereits zu dieser Zeit eingeleitet wurde. Die in der Linie Mecsekpölöske—Kisbattyán ziehende SW—NO Falte begann sich wahrscheinlich ebenso zu dieser Zeit zu entwickeln.

e) Intensive Kontraktionszeit des Intrapannons (Slawonische [-Rhodanische] Phase)

Nach den variszischen, austrischen kontraktiven Phasen spielte sich die dritte Störung mit sehr starker Schuppenbildung im Pannon ab.

Der sarmatischen Regressionsepoche folgt die unterpannonische Transgression mit groben Konglomeraten. Die Becken vertieften sich weiter. Außer den im südlichen Vorraum des Mecsek-Gebirges in der Richtung Mohács—Németboly ziehenden Senken, entwickelte sich eine jung eingebrochene Senke, entlang von NW—SO verlaufenden Brüchen, östlich von Bátorfő.

Der unterpannonischen Senkungsperiode folgte die starke Schuppung, die am nördlichen Rande des Mecsek-Gebirges die mesozoische Schichtenfolge der Struktureinheit der „Nördlichen Schuppe“, südlich auf die miozäne

Vorsenke aufgeschuppt hat (G. WEIN 1964, 1965 a). Die Schuppung hat eine Bewegung von 1000 m verursacht. Am Südteil des Mecsek-Gebirges stauten sich die mesozoischen Schichten ebenfalls in südliche Richtung an unterpannonischen Schichten auf (E. VADÁSZ 1935, I. FERENCZY 1937, G. WEIN 1965 b).

Dieser intensiven Phase können wir auch den finalen Basaltvulkanismus von Bán anschließen (I. VICZIÁN 1965).

d) Die Entstehung der postpannonischen Schuppenstrukturen (ostkaukasische Phase)

Die unterpannonische Schuppung ist mit der diskordanten, oberpannonischen, schotterig-sandigen Ablagerungsfolge abgeschlossen. Im Oberpannon sind die Ablagerungen gleichmäßiger. Im nördlichen Vorraum des Mecsek-Gebirges hat sich eine über 600 m mächtige Schichtenfolge gebildet. Im südlichen Vorraum des Mecsek-Gebirges ist die Senkung langsamer. Das Unterpannon schließt eine kontraktive Phase ab, die sich in wiederholter Schuppung äußert. Die Struktureinheit der „Nördlichen Schuppe“ staut sich bereits über einen Kilometer lang in Richtung der nördlich davon entwickelten oberpannonischen Vorsenke auf (G. WEIN 1965 a). Im Süden aber, da hier die Vorsenke auch weiter südlich der mesozoischen Masse des Mecsek-Gebirges vorhanden ist, ereignet sich die kräftige Schuppung weiter südlich. Parallel mit den Schuppenlinien entstanden so in dieser Phase, wie im Intrapannon, infolge des Massenmangels am Flankenabhang längs der länglichen Verwerfungslinien, Brüche. Der Schuppung folgte eine Hebung, die bis zum heutigen Tage dauert.

Aus den Vergenzen der pannonischen Schuppungen kann als Gesetzmäßigkeit abgelesen werden, daß die Schuppung immer gegen die Vorsenken geschieht, wo sich eine bessere Ausweichmöglichkeit darbietet. Eine zweiseitige Struktur ist im Mecsek-Gebirge nur zur Zeit der austrischen Phase entstanden, als die mächtige mesozoische Schichtenfolge des Sedimentationstrogos noch plastisch war. Die mit plastischeren tertiären Schichten umgebenen, starren mesozoischen Strukturen bewegten sich immer in der Richtung des geringeren Widerstandes und so entstanden die einseitigen oder pseudozweiseitigen Strukturen (E. R. SCHMIDT 1962, G. WEIN 1964).

e) Pleistozäne Bewegungen

Nach dem oberen Pannon erhob sich das ganze Gebiet. Außer den vertikalen Hebungen wurden auch im Levantikum horizontale nord-südliche Bewegungen entlang der Brüche im Villányer-Gebirge beobachtet (M. KRÉZTOI 1956). Es entstanden hier O—W Klüfte, die mit Fossilien der Villányer Vertebratenfauna der sizilianischen Stufe ausgefüllt sind. Demnach erfolgten wiederholt N—W verlaufende, offene Brüche, von denen M. KRÉZTOI (1956) eine Vertebratenfauna des Bihariumalters beschrieben hat. Danach überdeckt im oberen Teil des Pleistozäns der Würm-Löß die Oberfläche, die zufolge der Erosion das heutige Bild ergibt.

Im Laufe des Pleistozäns steigt sowohl das Mecsek- wie das Villányer-Gebirge. Das bestätigt die heute ungefähr 400 m betragende Höhe der einstigen Oberpannonischen Terrassen und die Niveauänderungen der Höhenmarken binnen zehn Jahren (L. MOLDVAY 1964, 1965a, 1965b, L. BENDEFY 1959, 1964).

Die oberpannonischen Vorsenken leben weiter und einige Beobachtungen weisen darauf hin, daß die Schuppenstrukturen sich auch in derselben Richtung bewegen. (P. Z. SZABÓ 1955, L. MOLDVAY 1965, G. WEIN 1961.) Die pleistozänen Bewegungen zeichnen sich in erster Linie in den Ablagerungen der Tröge längs der Brüche ab. Außerdem entstanden schwache Falten, die sich O—W den Mecsek- und Villányer-Gebirgen anschmiegen. (V. F. PÁVAY 1943.)

Wenn wir die Hebung des Mecsek- und Villányer-Gebirges und die Senkung der Vorsenken während des Pliozäns und Pleistozäns beobachten, ergibt sich wiederum der Gedanke, daß gleichfalls, so wie in der Entwicklung der mesozoischen Strukturen, sich auf die kontraktive Einwirkung der orogenen Phasen hebenden starren Strukturen (in diesem Falle der ehemalige mobile Mecseker Sammeltrog) eine entsprechende, sinkende Zone haben, die wenn auch in kleinerem Ausmaß die Rolle eines Sedimentationstrogos spielt.

Literaturverzeichnis

AKSIN, V., KARAMATA S., 1954: Petrologische Charakteristik der kristallinen Gesteine der pannonischen Masse aufgeschlossen in der Tiefbohrung „Becej“ 3. — (Bácska) Bull. du Serv. Geol. et Geophysique de la R. P. de Serbie. Beograd. 11. pp. 243—251.

BALKAY, B., BALOGH K., IMREH L., KILÉNYI T., 1956: A Pécs-komlói feketeköszönvonalat (Mecsek hegység) szerkezeti vázlata. — F. I. é. J. 1954. pp. 11—21.

BÁRABÁS, A., KISS J., 1958: The Genesis and Sedimentary Petrographic Character of the Enrichment of Uranium Ore in the Mecsek Mountain. — Act. 2. — Confér. International. Genève. 2. pp. 388—395.

BARANYI, I., JÁMBOR A., 1963: Komplex geofizikai kutatások és geológiai vizsgálatok eredményeinek felhasználása a DK-Dunántul területén az alaphegység kutatásában. — Magyar Geofizika 3. 3—4. Budapest.

BARTEA, F., 1964: A Mecsekhegység és tágabb környéke pannon üledékeinek biosztratiográfiai vizsgálata. — Földtani Intézet Évi Jelentései 1961. pp. 175—181.

BENDEFY, L., 1959: Niveauänderungen im Raum von Transdanubien auf Grund zeitgemäßer Feineinwägungen. — Acta Techn. 23. 1—3.

BENDEFY, L., 1964: Geotectonic and Cristal Structure Conditions of Hungary as Recorded by Repeated Precision Levelings. — Acta Geol. 8. 1—4. pp. 395—411, Budapest.

BÖCKH, J., 1876: Pécs városa környékének földtani és vízi viszonyai. — Földtani Intézet Évkönyve. 4. pp. 129—287.

BURRI, C., NIGGLI P., 1954: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. I. — Zürich.

CIRIC, B., GAERTNER H. R., 1962: Zur Frage der varistischen Faltung in Jugoslawien. — Geol. Jb. 81. 1—10. Hannover.

CIRIC, B., 1960—1963: Le developpment des Dinarides Jougoslaves pendent le cycle Alpine. — Extrait du Livre a la Mem. Prof. P. Fallot T. II. Paris.

CIRIC, B., 1953: Prilog resenju probleme „Severne prelazne zone“. — Vesnik Zav. za geol. i geof. istrazivanja 10. (p. 56). Beograd.

- CORNELIUS, H. P., 1949: Die Herkunft der Magmen nach STILLE vom Standpunkt der Alpengeologen. — Sitzber. Öst. Ak. d. Wiss. I. 158. 7—8. Wien.
- CRNKOVIC, B., 1963: Petrografija i petrogeneza magmatita sjeverne strane Medvednice. — Geoloski Vjesnik 16. Zagreb.
- CSALAGOVITS, I., 1962: Das chemische System der Trachydolerite. — Himicseszakája szisztéma trachidoleritov. — Acta Geol. 6. 3—4. pp. 285—305.
- CSALAGOVITS, I., 1964: De la palingenese caledonienne et des rapports de grand tectonique du Massif de socle cristallin du Sud du Bassin Pannonien (Cisdanubie). — Ann. Hist-Nat. Musei Nat. Hung. Pars Min. et Pal. 56. Budapest. pp. 31—57.
- CSIKI, G., 1963: A Duna-Tisza köze mélyszerkezeti és ősföldrajzi viszonyai a szénhidrogén kutatások tükrében. — Földrajzi Közlemények 1. pp. 19—35.
- ERDÉLYI, M., 1961—1962: Külső Somogy vízföldtana. — Hidrológiai Közlöny 1961. 41. 6. pp. 445—458; 1962. 42. 1. pp. 56—64.
- FACSINAY, L., SZILÁRD J., 1956: A magyar országos gravitációs alaphálózat. — Geof. Közl. 5. 2. pp. 3—49.
- FERENCZY, I., 1937: Adatok a pécskörnyéki harmadkori medencerész földtani viszonyainak ismeretéhez. — Földtani Int. Évi Jel. 1929—1932. pp. 365—408.
- FLÜGEL, H., 1964: Das Paläozoikum in Österreich. Mitt. d. Geol. Ges. in Wien Bd. 56.
- FÖLDVÁRI, A., 1952: The geochemistry of Radioactive substances in the Mecsek Mountains. — Acta Geol. I.
- FULÖP, J., 1961: Magyarország Krétaidőszaki Képződményei-Földtani Int. Evk. 49. 3. pp. 577—587.
- GAERTNER, H. R., 1934: Die Eingliederung des ostalpinen Paläozoikums. Z. Deutsch. Geol. Gez.
- GÁLFI, I., STEGENA L., 1960: Deep reflections and crustal structure in the Hungarian basin. — Ann. Univ. Sc. Bp. di R. Eötvös nominatée. S. Geol. I. 8. 1959. Budapest.
- GOLUB, Lj., 1957: Bazalt-andezit kod Popovca, u Baranji. — Geoloski Vjesnik 10. 1956. Zagreb. pp. 111—120.
- HAMOR, G., 1964: A mecseki miocén ősföldrajzi kapcsolatai. — Földtani Int. Évi Jel. 1962. pp. 19—20. Budapest.
- IMREH, L., 1956: A mecseki felső-triász homokkő felső részének kőzettani vizsgálata. — Földtani Int. Évkönyve 45. pp. 53—67.
- JANOSCHEK, R., 1964: Das Tertiär in Österreich. Mitt. d. Geol. Ges. in Wien. 56.
- JANTSKY, B., 1953: A mecseki kristályos alaphegység földtani viszonyai. — Földtani Int. Évi Jel. 1950. pp. 65—70.
- JANTSKY, B., 1964: Kirándulásvezető: Paleozoikum. — Magyar-jugoszláv geológus találkozó. Pécs.
- JÁMBOR, Á., 1962: Téseny 1. sz. furás földtani eredményei. — Földt. Közl. 92. pp. 458—459.
- JÁMBOR, Á., SZABÓ J., 1961: Mecsek-hegységi miocén kavicsvizsgálatok földtani eredményei. — Földt. Közl. 91. pp. 316—324.
- KASZAP, A., 1963: A Dél-baranyai mezozoós szigettrögök. Földt. Közl. 93. pp. 440—450.
- KERTAI, Gy., 1957: A magyarországi medencék és a kőolajtelepek szerkezete a kőolajkutatás eredményei alapján. — Földt. Közl. 87. pp. 383—394.
- KIESLINGER A., 1935: Geologie und Petrographie des Bachern. — Verh. d. Geol. B. A. Wien. H. 7, S. 101.
- KOBER L., 1952: Leitlinien der Tektonik Jugoslaviens. — Serb. Akad. Wiss. Sonderausgabe. Bd. 189. Beograd.
- KOCH F., 1934: Zur Geologie der Psunj und Fruska Gora Gebirge. — Jb. k. Ung. Geol. Anst. 1917—1924. pp. 293—305. Budapest.
- Frau KORECZ I. LAKY, 1964: A K-i Mecsek miocén Foraminifera faunájának vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. az 1961. évről I. rész. pp. 143—151.

KORMOS T., 1916: A Villányi hegység preglaciális képződményei és azok faunája. — Földt. Int. Évi Jel. pp. 399—415.

KOSSMAT F., 1924a: Die Beziehungen des Südosteuropäischen Gebirgsbaues zur Alpentektonik. — Geol. Rundsch. 15. Berlin.

KOSSMAT F., 1937: Die ophiolitischen Magmagürtel in den Kettengebirgen des mediterranen Systems. — Sitzber. preuss. Akad. d. Wiss., phys. math. Kl. pp. 308.325. Berlin.

KOVÁCS L., 1954: Vasas, Hosszuhetény, Pécsvárad közti terület földtani leírása. — Földt. Int. Évi Jel. 1953. 1. pp. 197—207.

KÖRÖSSY L., 1963: Magyarország medenceterületeinek összehasonlító földtani szerkezete. — Földt. Közl. 93. pp. 153—172.

KRAUS E., 1951: Die Baugeschichte der Alpen. I—II. Teil. Berlin.

KRETZOI M., 1955: Adatok a Magyar-medence negyedkori tektonikájához. — Hidr. Közl. 35. p. 44. Budapest.

KRETZOI M., 1956: A Villányi hegység alsó-pleisztocén gerinces faunái. — Geol. Hung. ser. Pal. 27. pp. 1—264.

LENDVAI K., 1962: Geofizikai módszerek alkalmazásának eredményei és perspektívái a szénkutatásban. — Magy. Geofizika. III. évf. 3—4. sz.

LÓCZY L., ifj. 1912: A Villányi és Báni-hegység geológiai viszonyai. — Földt. Közl. 42. pp. 672—695.

LÓCZY L., ifj. 1913: A Báni-hegység (Baranya vm.) geológiai viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. pp. 353—360.

LÓCZY L., ifj. 1925: A Dunántul hegyszerkezetéről. — Földt. Közl. 55. pp. 57—63.

LÓCZY L., ifj. 1940: Die Rolle der paläozoischen und mesozoischen Orogen-Bewegungen im Aufbau des innerkarpatischen Beckensystems. — Sborn. Zeitschr. d. Bulg. XI. Sofia.

LÓCZY L., id. 1918: Magyarország földtani szerkezete. A magyar szentkorona országainak földrajzi társadalomtudományi és közgazdasági leírása. — Magy. Földrajzi Társaság, Budapest.

LÓCZY L., id. 1924: Geologische Studien im westlichen Serbien. — Berlin u. Leipzig.

BALOGH K., HORUSITZKY F., KRETZOI M., NOSZKY J., RINAI A., SZENTES F., 1958: Magyarország Magyarország 1:300.000-es földtani térképéhez. — Földt. Int. Kiadv.

M. KIR. Földtani Intézet 1914: Magyarország és vele határos területek földtani térképe. DK-i lap. 1:500.000. Budapest.

MAJZON L., 1961: A magyarországi globotruncanás üledékek. — Földt. Int. Évkönyve 49. 3. pp. 593—618.

MAURITZ B., 1912—1913: A Mecsek-hegység eruptívus kőzetei. — Földt. Int. Évkönyve 21. pp. 151—190.

METZ K., 1951: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. — Mitt. d. Geol. Ges. in Wien. 44.

MEZNERICS I., 1959: Das marine Neogen Ungarns in seinen Beziehungen zum Wiener Becken. — Mitt. d. Geol. Ges. in Wien. 52.

MÉHES K., 1964: The Foraminiferal Genus Orbitolina from Hungary. — Acta Geol. 8. 1—4. pp. 265—281.

MOJSISOVIC E., 1880: West-Bosnien und Türkisch-Croatien. — Jahrb. d. k. k. geol. R. A. 30. 2. pp. 167—175.

MOLDVAY L., 1964: Adatok a Mecsek és peremvidéke negyedkori szerkezeti viszonyainak vizsgálatához. — Földt. Int. Évi Jel. 1962. pp. 105—109.

MOLDVAY L., 1965a: A negyedkori szerkezetalakulás jellege a Mecsek hegységben. — Földt. Int. Évi Jel. 1964-ről.

MOLDVAY L., 1965b: The Manifestations of quaternary tectogenesis in the mountains of Hungary. — Acta Geol. 9. pp. 49—55.

NAGY E., 1961: A mecseki triász áttekintése. — Földt. Int. Évkönyve 49. pp. 295—302.

NAGY E., 1964: A mecseki felső-triász kérdés jelenlegi állása. — Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről. pp. 13—16.

- NÉMEDI V. Z., 1963: Hegységszerkezeti vizsgálatok a kövestetői fonolitterületen. — Földt. Közl. 93. pp. 37—53.
- NÉMETH L., 1964: A Nyugat-Mecsekhegység képződményeinek hidrogeológiai értékelése. Pécs, Műszaki Szemle 9. 3.
- NOSZKY J., ifj. 1948: A Komló környéki kőszénterület földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. pp. 65—74.
- NOSZKY J., ifj. 1953: Mecsek hegység ÉK-i szegélyének földtani vázlata. — Földt. Int. Évi Jel. 1950-ról. pp. 145—151.
- ORAVECZ J., 1964: Szilur képződmények Magyarországon. — Földt. Közl. pp. 3—9.
- OVCŠINYIKOV L. N., PANOVA M. V., SANGARJEJEV F. L., 1961: Abszolutnütj vozraszt nekotorich geoliceseszkich obszovaniij Vengrii. Trudü devjatoj szesszii komiszzii po opredeleniju abszolutnogo vozraszta geoliceseszkich formacij 1960. — Izd. Ak. Nauk. SzSzsZR. Leningrad.
- PAPP F., REICHERT R., 1929: A Mórág-vidéki gránitok. — Földt. Közl. 59. pp. 35—41.
- PAPP S., 1939: Magyar Amerikai Olajipari Részvénytársaság földiolaj és földgáz-kutatásai a Dunántulon. — Bányászati Lapok. 77. pp. 200—241.
- PÁLFALVY I., 1964: A Mecsekhegység helvét-torton flórája. — Földt. Int. Evi Jel. 1961-ről. pp. 185—191.
- PÁVAI V. F., 1943: A Dunántul hegyszerkezete. — Földt. Int. Évi Jel. 1943. függ. Beszámoló a Földt. Int. vitailésének munkálatairól. 5. 5. pp. 213—223.
- PETKOVIC K., 1958a: Neue Erkenntnisse über den Bau der Dinariden. — Sonderabdruck d. Geol. Bundesanstalt. I. 101. Wien.
- PETKOVIC K., 1963: La Carte tectonique de la R. F. P. de Jougoslavie. — Bull. cl. d. sci. math. et nat. N. S. 9. 32. Beograd.
- PETERS K. F., 1862: Über den Lias von Fünfkirchen. — Sitz d. k. Ak. d. Wiss. Wien. Mat. Nat. Kl. 46. pp. 241—293. Wien.
- PETERS K. F., 1863: Bemerkungen über die Bedeutung der Balkan-Halbinsel als Festland in der Lias-periode. — Sitz. d. k. Ak. d. Wiss. Mat. Nat. Kl. 48. pp. 418—426. Wien.
- PETRASCHECK W. E., 1953: Magmatismus und Metallogene in Südosteuropa. — Geol. Rundschau Bd. 42. Stuttgart.
- PILGER A., 1951: Die tektonischen Probleme des initialen Magmatismus. — Geol. Jahrb. f. d. Jahr 1949. 65. Hannover.
- POLAI GY., 1963: A komlói alsó-liász kőszénösszetlet bányaföldtani viszonyai. — Földt. Közl. 93. pp. 3—12.
- POMPECKI F. F., 1897: Bemerkungen über die Verbreitung des Lias im ostmediterranen Jura-Gebiete. Z. Deutsch. Geol. Ges. 49. p. 762.
- POSGAY K., 1962: A magyarországi mágneses hatók áttekintő térképe és értelmezése. — Geof. Közl. 11. 1—4. pp. 78—100.
- PRINZ GY., 1958: Az országdomborzat földszármazástani magyarázata a „Tisia“ emelet tükrében. — Földrajzi Közl. 6. 3. pp. 213—225. Budapest.
- RAKUSZ GY., STRAUZ L., 1953: A Villányi hegység földtana. — Földt. Int. Évkönyve 41. 2. pp. 3—27.
- REH H., 1963: Über einige neue Ergebnisse der Auswertung physikalischer Altersbestimmungen. — Geologie Jahrg. 12. 5. pp. 537—555. Berlin.
- RENNER J., STEGENA L., 1965: Gravity research of the deep Structure of Hungary. — Ann. Univ. Sci. Budapestinensis de Rolando Eötvös nom. Sectio Geol. T. VIII. pp. 153—159.
- RÁTHLY A., 1952: A Kárpátmedencék földrendései. Budapest.
- RÓNAI A., 1956: A magyar medencék talajvize az országos talajvizekéhez képesti munka eredményei. 1950—1955. — Földt. Int. Évkönyve 46. 1.
- TELEGDI ROTH K., 1929: Magyarország geológiája. — Budapest.
- RÓTH S., 1876: A fazekasboda-mórág-nyugati hegylánc (Baranyamegye) eruptív kőzetei. — Földt. Int. Évkönyve. pp. 103—128.

- SCHAFFER F., 1951: (Geologie von Österreich), Der Grundzug des Baues von Österreich. Wien.
- SCHAEFFER V., 1952: Az izosztatikus anomáliák és a hegységképződési vergenciák összefüggése. — Műsz. Tud. Oszt. Közl. 7. 4. Budapest.
- SCHAEFFER V., KÁNTÁS K., 1949: A Dunántul regionális geofizikája. — Földt. Közl. 79. pp. 327—356.
- SCHMIDT E. R., 1952: Tektonischer Bau und geomechanische Erklärung zur Entstehung der ungarischen Mittel- und Inselgebirge. — Acta. Geol. 1. pp. 167—203.
- SCHMIDT E. R., 1962: Ujabb geomechanikai tanulmányok. — Földt. Int. Évi Jel. 1959. pp. 425—435.
- SCHWÁB M., 1963: Györe 1. távlati kutatófúrás. — Földt. Int. Évi Jel. 1960-ról. pp. 323—335.
- SCHWINNER R., 1936: Zur Gliederung der phyllitischen Serien der Ostalpen. — Verh. d. Geol. Bundesanst. 5. Wien.
- SCHWINNER R., 1940: Zur Geschichte der Ostalpen-Tektonik. — Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 92.
- SCHWINNER R., 1951: Die Zentralzone der Ostalpen. (Geologie von Österreich: SCHAFFER F. X.)
- SIDÓ M., 1961: A Vékényi-völgy felső-kréta rétegeinek mikropaleontológiai vizsgálata. — Földt. Int. Évkönyve 49. 3. pp. 649—656.
- SIMON B., 1939: A Magyar medence földrengés térképe. — Földt. Közl. 69. pp. 199—200.
- SIKOSK B., 1958: Tektonik der Jugoslawischen Südalpen. Recueil des Trav. de l'Ist. de Geol. „Jovan Zujovic“ 10. p. 259. Beograd.
- SOMOS L., KÓKAY J., 1960: Földtani megfigyelések a mecsekhegységi liászban és miocénben. — Földt. Közl. 90. pp. 331—345.
- SOMOGYI L., 1964: A mecseki alsóperm összlet felső része hullámbarázdáinak földtani értékelése. — Földt. Közl. 94.
- SOÓS I., JÁMBOR Á., 1960: Növénymaradványos felsőkarbon kavicsok a Mecsek-hegység helvétii kavicsösszletéből. — Földt. Közl. 90. pp. 456—458.
- STAUB R., 1951: Über die Beziehungen zwischen Alpen und Appenninen und die Gestaltung der alpinen Leitlinien Europas. — Eclogae Geol. Helv. Basel. 44. 1.
- STEGENA L., 1964: The Structure of the Earth's crust in Hungary. — Acta. Geol. T. VIII. F. 1—4. pp. 413—431.
- STILLE H., 1953: Der geotektonische Werdegang der Karpaten. — Beihefte 2. Geol. Jahrb. 8.
- STRAUSZ L., 1942: Adatok a dunántuli neogén tektonikájához. — Földt. Közl. 72. pp. 40—52.
- SÜMEGHY J., 1945: Földtani adatok Baranya vármegye déli részéből. — Földt. Int. Évi Jel. 1941—1942-ről. 1. pp. 137—148.
- SZABÓ J., 1964: A mecseki felső perm és alsó szeizi összletben mért ferde rétegzettségi adatok földtani értékelése. — Földt. Közl. 94.
- SZABÓ P. Z., 1955: A fiatal kéregmozgások geomorfológiai és népgazdasági jelentősége Déldunántulon. — Dunántuli Tud. Gyűjtemény 4. Pécs.
- SZABÓ P. Z., 1961: Über den Verkarstungsprozeß in zwei ungarischen Inselgebirgen. — Geograf. Bericht 20. 21. 3—4. Berlin.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E., 1956: A dél-mecseki liász kőszén származása az új kollektív vizsgálatok tükrében. — Földt. Int. Évkönyve 45. 1. pp. 315—355.
- SZALAI T., 1958: Geotektonische Synthese der Karpaten. — Geof. Közl. 7. 2. pp. 112—145.
- SZALAI T., 1964: Epirogene Bewegungen des pannonischen Internids und seiner Kordilleren. — Acta Geol. 8. 1—4. pp. 357—363. Budapest.
- SZEPESHÁZY K., 1962: Mélyföldtani adatok a Nagykörös-Kecskeméti területéről. — Földt. Közl. 92. 1.

SZÉKYNÉ FUX V., 1952: Die Rolle der magmatischen Gesteine im Steinkohlenkomplex von Komló. — Acta Geol. 1. pp. 269—294.

SZÉNÁS Gy., 1961: Case History of a Complex Geophysical Prospecting over a Highly-disturbed Structure. (The Mecsek Mountains.) — Acta Techn. 37. 1—2. pp. 47—89.

SZÉNÁS Gy., és munkatársai 1964: A Mecsek- és a Villányihegység geofizikai kutatásának eredményei. — M. All. Eötvös Loránd Geofizikai Int. Évk. I. k. Budapest.

SZENTES F., 1949: Kárpáti hegrendszer helyzete az alpesi orogénben. — Földt. Közl. 79. pp. 89—92.

SZENTES F., 1961: Magyarország hegységszerkezeti térképe. — Földt. Int. Évi Jel. 1957—1958-ról. pp. 7—12.

TEICHMÜLLER R., 1928: Zur Frage des Alters der tektonischen Bewegungen in den südlichen Kalkalpen. — Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 81.

TOMOR J., 1958: A magyarországi olajkutatás új eredményei és lehetőségei. — Bány. Lapok 91. pp. 714—724.

VADÁSZ E., 1935: A Mecsekhegység. — Magy. Tájak Földt. Leírása. 1. Budapest

VADÁSZ E., 1960: Magyarország földtana. 2. kiadás. Budapest.

VADÁSZ E., 1961: Répartition dans l'espace et dans le temps et tectonique magmatique du magmatisme en Hongrie. — Acta Geol. 7. 1—2. pp. 129—158.

VAJK R., 1943: Adatok a Dunántul tektonikájához a geofizikai mérések alapján. — Földt. Közl. 73. pp. 17—38.

VENDEL M., 1960: Über die Beziehungen des Kristallinunterbaues Transdanubiens und der Ostalpen. — Mitt. d. Geol. Ges. Bd. 51. S. 281—294. 1958. Wien.

VÉGH S., 1959: A keleti Mecsek hegység helvétai képződményeinek üledékföldtana. — Földt. Int. Évi Jel. 1955—1956-ról. pp. 405—416.

VETTERS H., 1937a: Geologische Übersichtskarte der Republik Österreich. (1:500.000) mit Erläuterungen. Wien.

VETTERS H., 1937b: Erläuterungen der geologischen Übersichtskarte von Österreich. Wien. (Karte.)

VICZIÁN I., 1965: A baranyai bazalt. — Földt. Közl. 4. (Unter Druck.)

VIGH Gy., 1942: A földtan szerepe a városok vizellátásában. — Hidr. Közl. 22. pp. 145—176.

WEGMANN E., 1955: Lebende Tektonik. — Geol. Rundschau 43. Bd. H. 1. Stuttgart.

WEIN Gy., 1952: A komlói bányaföldtani kutatások legújabb eredményei. — Földt. Közl. 82. pp. 337—347.

WEIN Gy., 1960: Karbon kőszén kutatásának kilátásai Magyarországon. — Bány. Lapok. 93. pp. 604—607.

WEIN Gy., 1961: A szerkezetalakulás mozzanatai és jellegei a Keleti Mecsekben. — Földt. Int. Évkönyve 49. 3. pp. 759—768.

WEIN Gy., 1964: The Vergency-Directing Role of the Fore-Deeps in the Mountains of Hungary. — Acta Geol. 8. 1—4. pp. 347—355. Budapest.

WEIN Gy., 1965a: Az „Északi Pikkely“ (Mecsek hegység) földtani felépítése. — Földt. Int. Évi Jel. 1964-ról. Budapest.

WEIN Gy., 1965b: Pécs hegységszerkezeti képe. — Dunántuli Tud. Gyűjt. Pécs.

WEIN Gy., 1966: Délkelet-Dunántul hegység szerkezeti egységeinek összefüggései az Ó-Alpi ciklusban. — Földtani Közl. Budapest. 97. pp. 286—293.

WÉBER B., 1964: Újabb növénymaradványos felsőkarbon a Ny-i Mecsek helvétai rétegeiből. — Földt. Közl. 94. pp. 379—381.

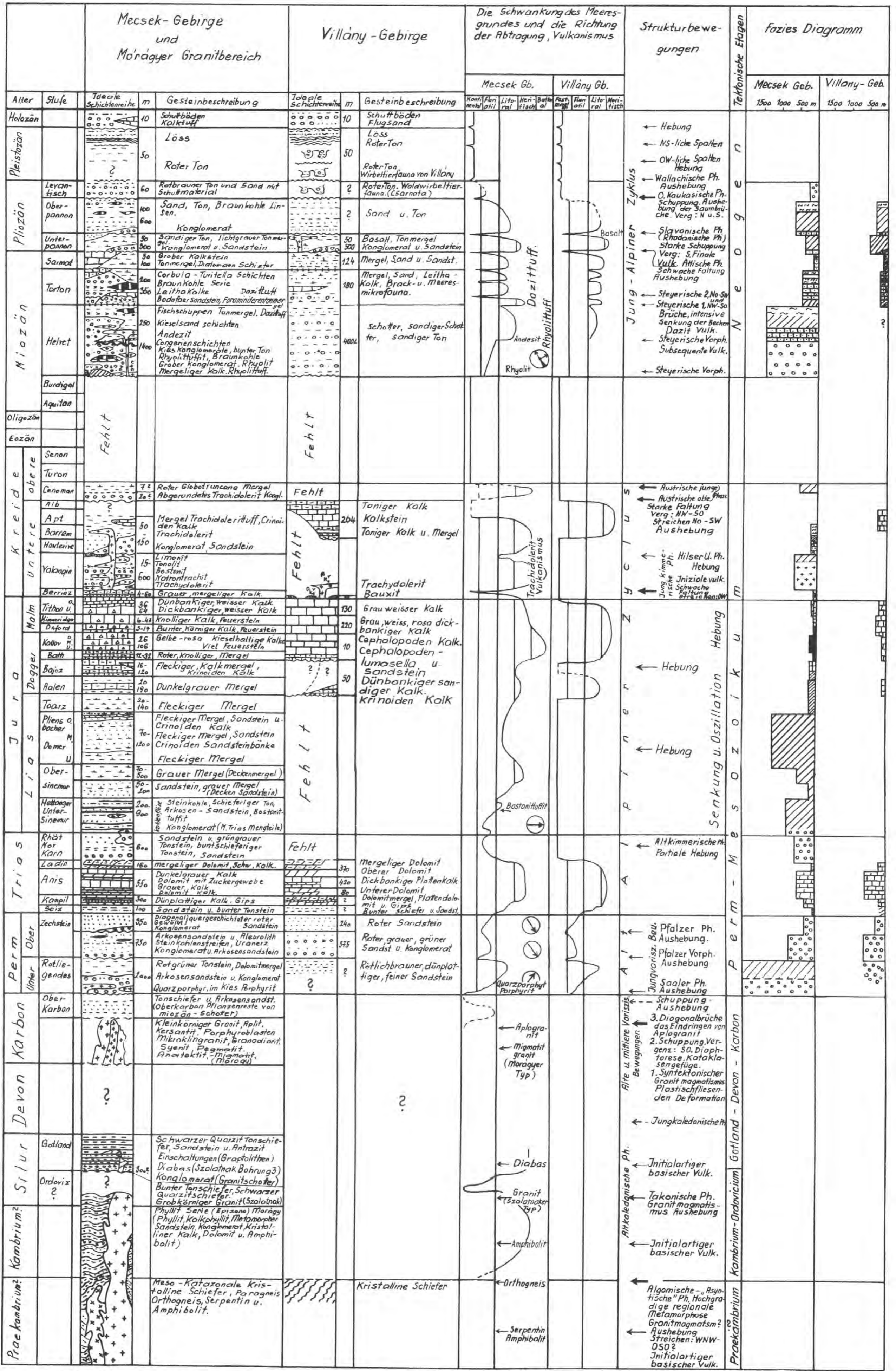
WINKLER-HERMADEN A., 1923: Über den Bau der östlichen Südalpen. — Mitt. Geol. Ges. 16. Wien.

WINKLER-HERMADEN A., 1936: Neuere Forschungsergebnisse über Schichtfolge und Bau der Östlichen Südalpen. — Geol. Rundschau 27. Stuttgart.

WINKLER-HERMADEN A., 1957: Geologische Kräfteispiele und Landformung. — Wien. Springer Verlag.

Der Entwicklungsgang des Mecsek- und Villány Gebirges

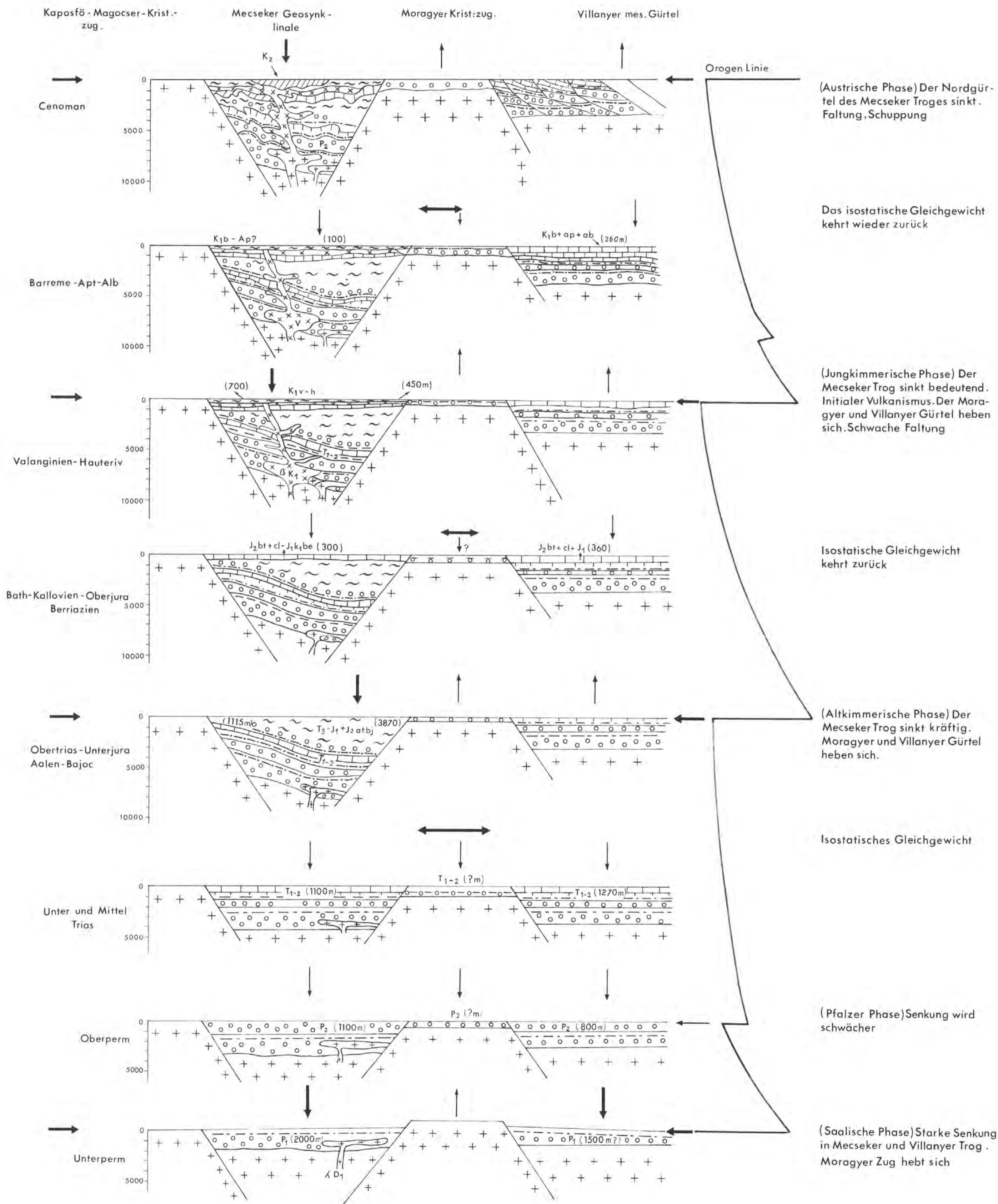
zusammengestellt von G. WEIN, 1965



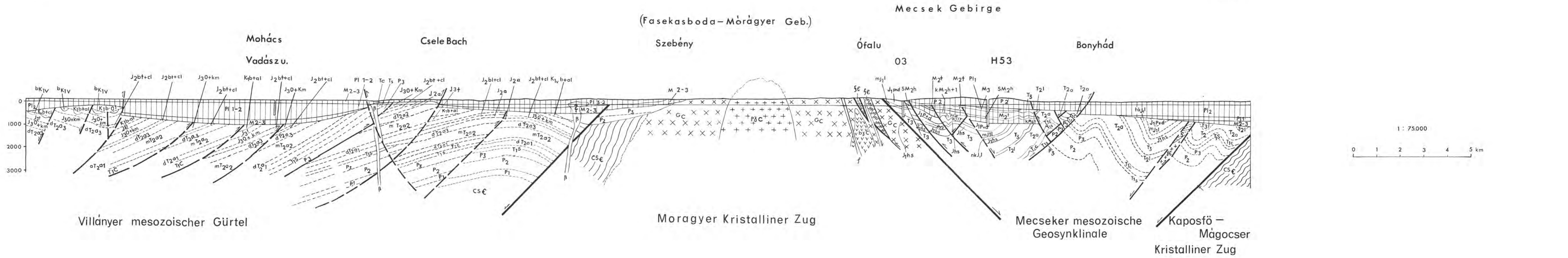
~ Sedimentation u. Winkeldiskordanz
 +++ Konkordante Transgressionsgrenze
 ⊙ Erosionsrichtung bezeichnende Pfeile
 → Kräftige Gebirgsbildende Phasen
 → Schwächere
 → Ungewisse
 ⊕ Vulkanische Schichtenfolge
 ⊙ Festländische, grobe Klastische Sedimente
 ⊙ Ufernaher, fleckiger Mergel und orogenfazies mit Schlierenbildung
 ⊙ Litorale Konglomerate und Kalk
 ⊙ Hochsee Karbonatsedimente
 ⊙ Bathyoler, Kieselige Radiolarien-Kalk Ausbildungen
 ⊙ Sandige, tonige Regressionsausbildungen

ISOSTASIE DER MECSEKER GEOSYNKLINALE DES MORAGYER KRISTALLINEN ZUGES DES VILLANYER MESOZOISCHEN GÜRTELS IM PERM-MESOZOIKUM

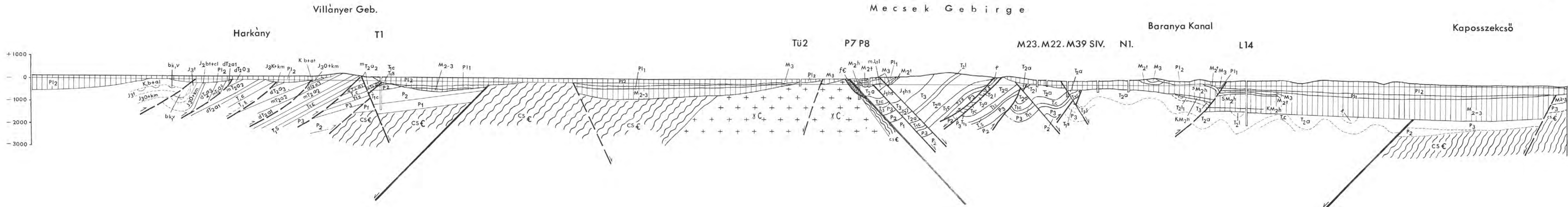
Zusammengestellt von G. WEIN 1965



Fleckenmergel
 Basisch-alkalische Vulkanite
 Kalkstein-Dolomit
 Aleurit-schiefriger Ton
 Quarzporphyr
 Sandstein-Konglomerat
 Paläozoische kristalline Gesteine



MECSEK GEBIRGE PROFIL II



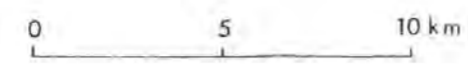
ZEICHENERKLÄRUNG :

| | | | | |
|---------|---|-------------|-------------|---------------|
| [PI2] | Ton, Sand, Konglomerat | } Ober | Pannanien | } P I O Z Ä N |
| [β] | Basalt | | | |
| [PI1] | Tonmergel, Sand, Konglomerat | } Sarmatien | | |
| [PI1-2] | Pannonische Stufe im allgemeinen | | } Tortonian | |
| [M3] | Grober Kalk, Tonmergel | } Helvetien | | |
| [M2-3] | Mittel- und Ober Miozän im allgemeinen | | } Helvetien | |
| [M2] | Mittel Miozän im allgemeinen | } Helvetien | | |
| [M2t] | Leitha Kalk, Konglomerat, Foraminiferen Tonmergel, Braunkohle, Dazituffit | | } Helvetien | |
| [M2h] | Helvet im allgemeinen | } Helvetien | | |
| [M2h] | Schotteriger Sand, Fischechuppen-Tonmergel, Dazit u. Rhyolituffit, Congerien Kalk | | } Helvetien | |
| [M2h] | Konglomerat, Bunter Ton, Rhyolituffit u. Tuff. | } Helvetien | | |

| | | | | | |
|-----------|---|---------------------|--------------------|---------------|---------|
| [Kp-al] | Tonmergel und Kalk (nur im Villányer Geb.) | Barrême - Apt - Alb | } Unter | } K R E I D E | |
| [φ] | Trachidolerit Lava, Tuffit, Agglomeratum und tuffiger Mergel | Valangien | | | } Unter |
| [S] | Bostonit | } Berriasien | | | |
| [bK1v] | Bauxit | | } Titon | | |
| [K1be] | Grauer mergeliger Kalk | } Kimmeridge Oxford | | | |
| [J3+K1be] | Oberer Jura-Berriasien im allgemeinen | | } Ober | | |
| [J3t] | Weisser Kalk | } Kallovien | | | |
| [J30+km] | Weisslicher knolliger Kalk u. bunter körniger Kalk. Im Villányer Gebiet dickbankiger Kalk | | } Bath - Kallovien | | |
| [J3] | Oberer Jura im allgemeinen | } Bajocien | | | |
| [J2cl] | Gelber - rosa - kieseliger Kalk | | } Aalenien | | |
| [J2bt+cl] | Sandiger - Crinoiden - Ammoniten - Kalk. (Nur im Villányer Gebiet) | } Mittel | | | |
| [J2bt] | Roter, knolliger Mergel | | } Unter | | |
| [J2bj] | Fleckiger Kalkmergel, roter und grauer Crinoiden Kalk | } Unter | | | |
| [J2a] | Dunkelgrauer Mergel. Im Villányer Gebiet Crinoiden Kalk | | } Unter | | |
| [J2] | Mittel- Jura im allgemeinen | } Unter | | | |
| [J1t] | Grüngrauer, fleckiger, dünnplattiger Mergel | | } Unter | | |
| [J1p+d] | Fleckenmergel, Crinoiden Kalk Sandstein | } Unter | | | |
| [m1] | Deckenmergel | | } Unter | | |
| [hk1] | Deckensandstein | } Unter | | | |
| [J1hs J1] | Steinkohlenfläzen Gruppe, Deckenmergel Deckensandstein Serie | | } Unter | | |
| [J1hs] | Steinkohle, schieferiger Ton Sandstein | } Unter | | | |

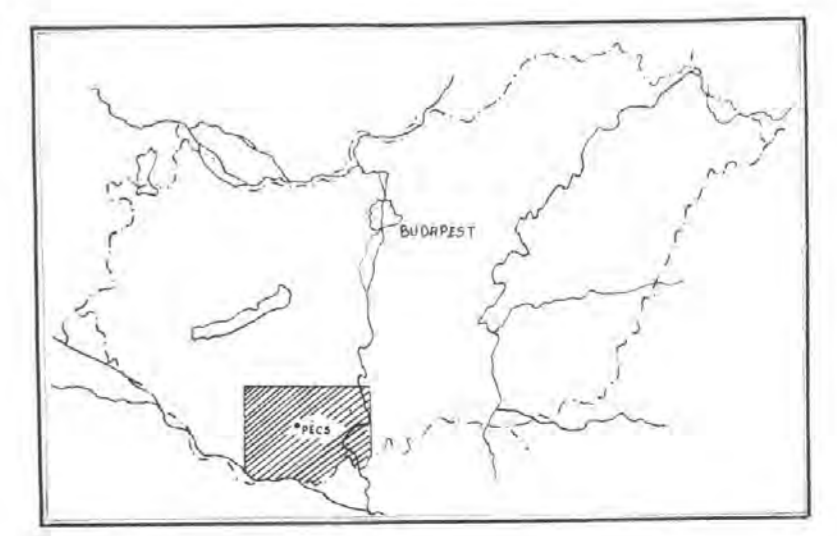
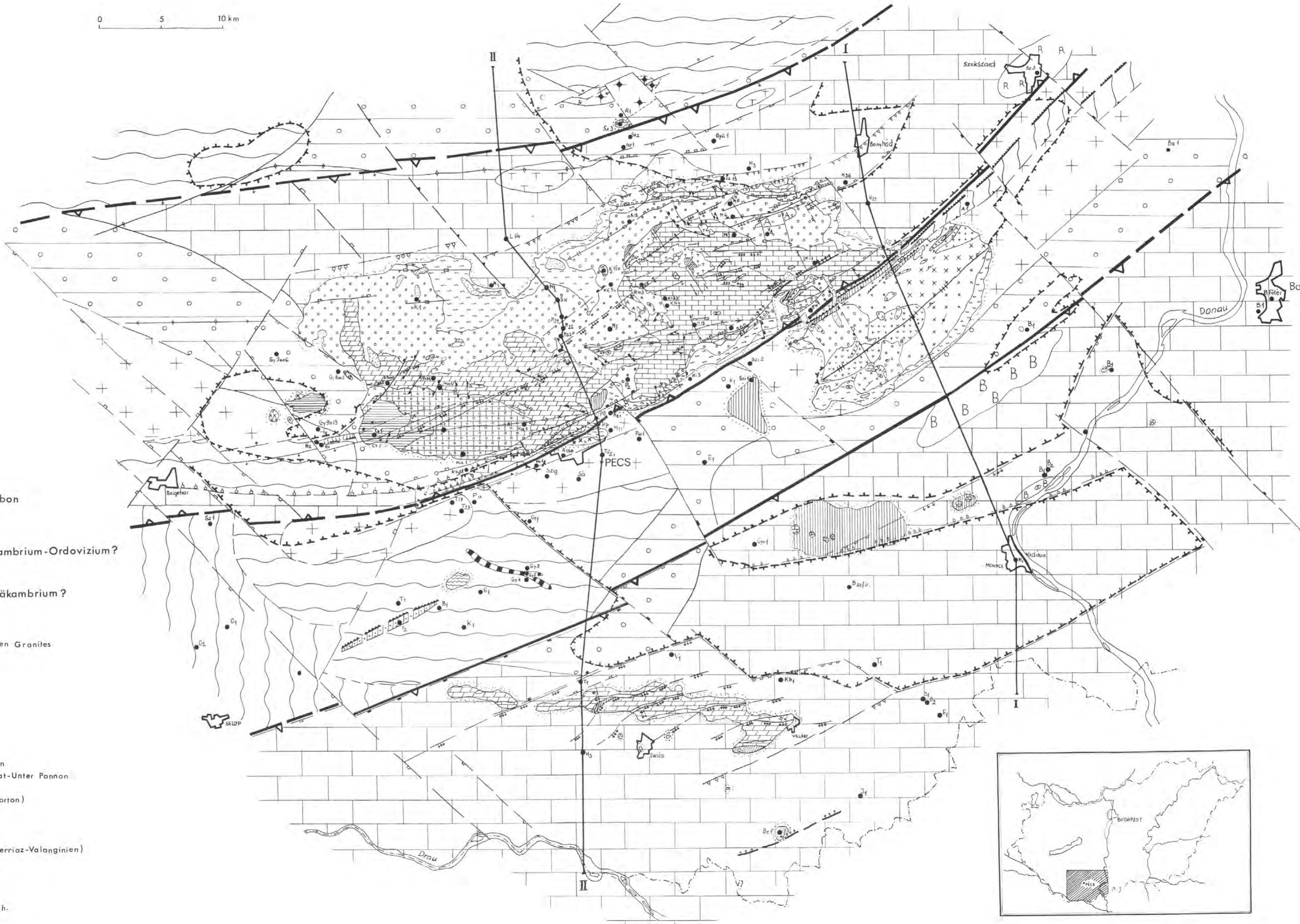
| | | | | |
|---------|---|-----------------------|-----------------|-----|
| [T3] | Sandstein, bunter Tonstein | Rhät - Norien Karnien | } Ober | } S |
| [T2l] | Dunkelgrauer lamellierter Tonstein schwarzer, toniger Kalk, Dolomitmergel | Ladinien | | |
| [T2a] | Muschel - Kalk - und Dolomit | } Anisien | } Mittel | |
| [dT2a3] | Oberer Dolomit (nur im Villányer Gebiet) | | | |
| [mT2a2] | Dick- und dünnbankiger Kalk (") | } Unter | | |
| [T2a1] | Unterer Dolomit (") | | } Unter | |
| [T1c] | Dünnplattiger Kalk und Dolomitmergel Gyps und Anhydrit | } Unter | | |
| [T1s] | Bunter Sandstein, schieferiger Tonstein und mergeliger Dolomit | | } Unter | |
| [P3] | Roter Sandstein und Konglomerat | } Ober | | |
| [P2] | Grauer - grüngrauer - roter Sandstein und Konglomerat Serie | | } Unter | |
| [P1] | Roter Tonstein, rotbrauner Sandstein und Konglomerat | } Unter | | |
| [vbyv] | Kleinkörniger Biotitgranit und aplit Kersanit | | } Moragyer Typ. | |
| [+PjC+] | Porphyroplast Granit mit Pegmatit | } Moragyer Typ. | | |
| [xGCx] | Anatektit - Migmatit - Diaphthorit | | } Moragyer Typ. | |
| [+Jc+] | Granit, Anatektit, Migmatit im allgemeinen | } Moragyer Typ. | | |
| [xJc+] | Schwarzer Quarzittonschiefer mit Sandstein-Einschlüssen und Anthrazitstreifen | | } Moragyer Typ. | |
| [xJc+] | Phyllit - Amphibolit Serien | } Moragyer Typ. | | |
| [+Jc+] | Granit (szalataker Typus) | | } Moragyer Typ. | |
| [xJc+] | Glimmerschiefer, Gneis, Amphibolit Serpentin | } Moragyer Typ. | | |

| | | | | |
|---------|---|-----------------------|-----------------|-----|
| [T3] | Sandstein, bunter Tonstein | Rhät - Norien Karnien | } Ober | } S |
| [T2l] | Dunkelgrauer lamellierter Tonstein schwarzer, toniger Kalk, Dolomitmergel | Ladinien | | |
| [T2a] | Muschel - Kalk - und Dolomit | } Anisien | } Mittel | |
| [dT2a3] | Oberer Dolomit (nur im Villányer Gebiet) | | | |
| [mT2a2] | Dick- und dünnbankiger Kalk (") | } Unter | | |
| [T2a1] | Unterer Dolomit (") | | } Unter | |
| [T1c] | Dünnplattiger Kalk und Dolomitmergel Gyps und Anhydrit | } Unter | | |
| [T1s] | Bunter Sandstein, schieferiger Tonstein und mergeliger Dolomit | | } Unter | |
| [P3] | Roter Sandstein und Konglomerat | } Ober | | |
| [P2] | Grauer - grüngrauer - roter Sandstein und Konglomerat Serie | | } Unter | |
| [P1] | Roter Tonstein, rotbrauner Sandstein und Konglomerat | } Unter | | |
| [vbyv] | Kleinkörniger Biotitgranit und aplit Kersanit | | } Moragyer Typ. | |
| [+PjC+] | Porphyroplast Granit mit Pegmatit | } Moragyer Typ. | | |
| [xGCx] | Anatektit - Migmatit - Diaphthorit | | } Moragyer Typ. | |
| [+Jc+] | Granit, Anatektit, Migmatit im allgemeinen | } Moragyer Typ. | | |
| [xJc+] | Schwarzer Quarzittonschiefer mit Sandstein-Einschlüssen und Anthrazitstreifen | | } Moragyer Typ. | |
| [xJc+] | Phyllit - Amphibolit Serien | } Moragyer Typ. | | |
| [+Jc+] | Granit (szalataker Typus) | | } Moragyer Typ. | |
| [xJc+] | Glimmerschiefer, Gneis, Amphibolit Serpentin | } Moragyer Typ. | | |



LEGENDE

- Oberflächlich Bedeckt
- Oberpannane Schichten und deren Grenzlinie
 - Miozän Grenzlinie
 - Pannon Basalt
 - Unter Pannone Schichten
 - Torton-Sarmat Schichten
 - Andesit
 - Rhyolit
 - Helvetische Schichten
 - Trachidolerit-Phonolit Serie
 - Valanginien
 - Mesozoische Schichten
 - Kreide
 - Jura
 - Trias
 - Perm
 - Oberperm
 - Unterperm
 - Quarzporphyr, Unterperm
 - Oberkarbone Schichten
 - Granitgesteine i. allg.
 - Feinkörniger Granit
 - Anatektit Migmatit
 - Grobkörniger Mikrolin-granit (Moragyer Typus)
 - Granit (Szalatnaker Typus)
 - PhyllitAmphibolit Serie
 - Glimmerschiefer-Gneis
 - Amphibolit Serpentin
 - Serpentin
 - Fallen der Lineation
 - Fallen der Struktur des gepressten Granites
 - Tiefbohrung
 - Profil Richtung
-
- Ostkaukasische Ph. nach Ober Pannon
 - Slavon (Rhodon) Ph. Zwischen Unter-Ob.Pannon
 - Attische Ph. zwischen Sarmat-Unter Pannon
 - Tertiär
 - Steirische Ph. (Helvet-Torton)
 - Austrische Ph. nach Unter Kreide
 - Jungkimmerische Ph (zw. Berriaz-Valanginien)
 - Zeitweise neubelebte-wichtige sekundäre tektonische Linien
 - Variszikum-Mesozoikum
 - Karbon
 - Mittel und altvariszische Ph.



Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum

von Rudolf OBERHAUSER, Wien *)

mit 2 Abbildungen und 2 Tafeln

Inhaltsverzeichnis

| | Seite |
|---|-------|
| Abstract | 116 |
| Zusammenfassung | 116 |
| Einleitung | 117 |
| Zur Kenntnis tektonischer Ereignisse während der Unterkreide-Zeit | 121 |
| Zur paläogeographischen Situation während der verschiedenen Stufen der Oberkreide und des Paläogens | 124 |
| Cenoman — Unterturon (Karte 1, 1. Profil) | 124 |
| Die Vorgosauische Phase im Höheren Turon (Karte 2, 2. Profil) | 126 |
| Coniac, Santon, Unter-Campan (Karte 3, 3. Profil) | 129 |
| Die intragosauische Phase im Unteren Ober-Campan (Karte 4, 4. Profil) | 131 |
| Das Obere Ober-Campan, Maastricht und Dan (Karte 5, 5. Profil) | 134 |
| Die laramisch-illyrischen Phasen im Paleozän und Tieferen Eozän (Karte 6, 6. Profil) | 135 |
| Höheres Eozän (7. Profil) | 137 |
| Die pyrenäische Phase im Lattorf (Karte 6, 8. Profil) | 138 |
| Die heutige Situation (Profile 9 a oder 9 b) | 139 |
| Schriften | 142 |
| Textabb. 1: Der Bezug der kretazischen und paläogenen tektonischen Phasen des Ostalpins zur Biostratigraphie | 127 |
| Textabb. 2: Dauer der Sedimentation und Zeitpunkt des Zuschubs der nördlichen Ostalpen-Großtröge | 135 |
| 6 paläogeographische Karten (Tafel 1) | |
| 9 Profile (Tafel 2) | |

*) Anschrift: Geologische Bundesanstalt, Wien 3, Rasumofskygasse 23.

Abstract

In Cretaceous times, the Alpine geosyncline of eastern alps can be divided into the following paleogeographical units:

From north towards south there is first the foreland base of the later Molasse Zone. It is followed by the generally shallow Helvetic Zone, consisting of the Helvetic trough s. s. and the Ultrahelvetic trough.

The sedimentary rocks of the Penninic Zone with its Vallaise troughs, Briançonnaise submarine ridge and Piemontaise trough are considered to be deposited in more open sea.

Southwards follow the depositional areas of the later tectonic units of the Lower Eastalpine Zone, the "Middle" Eastalpine Zone, and the Upper Eastalpine Zone. The latter is divided into the "Bayuvaricum", the "Tyrolicum" and the "Juvaicum".

The southernmost paleogeographical unit is the so-called Central Alpine Area.

The Cenomanian and Turonian strata, developed in Globotruncana facies, overlie the following units: The foreland, the Helvetic Zone, the Briançonnaise and the Bayuvaricum. During the same time, Flysch facies is found in the troughs of the Vallaise and the Piemontaise.

Parts of Eastalpine units p. c. the Lower and "Middle" Eastalpine units were already overthrust in pre-Upper Cretaceous times. Therefore these buried areas are no more reached by Cenomanian sedimentation.

In Upper Turonian times, the Bayuvaricum was buried by nappes of the higher Upper Eastalpine Units, being overthrust during the pre-Gosavic orogenetic phase.

During Coniacian, Santonian and Lower Campanian times, Globotruncana facies still lasts within the sedimentation areas of the foreland, Helvetic Zone, and Briançonnaise. This facies transgresses on Upper Eastalpine pre-Gosavic nappes. At the same time, rocks in Flysch facies are sedimented in the Vallaise troughs.

During the intra-Gosavic orogenetic phase, taking place in Lower Upper Campanian, the Piemontaise unit with its ophiolite zone (= Ultrapienidic ridge) is closed by overthrusting Eastalpine nappes. At the same time, Globotruncana facies is well developed in the Zentralalpine Area.

In Upper Campanian and Maastrichtian times, sedimentation of Globotruncana facies is dominant on the foreland basement, in the Helvetic Zone, on the Briançonnaise ridge, and in the Upper Eastalpine and Centralalpine area. The Globotruncana facies continues until the Eocene, the Globotruncanas being substituted by Globorotalias.

Corresponding to this, there is still Flysch facies developed in the Vallaise troughs, also partly continuing until Eocene times.

During the Laramic and Illyric orogenetic phases, taking place in Paleocene and Eocene times, the Briançonnaise ridge and the Vallaise troughs are being overthrust from south towards north.

Subsequently, in Lattorfian times, the Helvetic Zone and the southern section of the foreland have also been overthrust during the Pyrenean orogenetic phase. At this time, Molasse sedimentation begins.

Heavy mineral analyses show, that islands of the ophiolitic Ultrapienidic ridge supply chromite towards south, from Lower Cretaceous until Lower Campanian times.

During Cenomanian and Turonian times, a chain of islands, consisting of metamorphic rocks, delivers garnet into the southern trough of the Vallaise area: the Eastalpine Flysch Zone.

During Upper Campanian to Maastrichtian time, after the intra-Gosavic phase, the so-called Eastalpine "Altkristallin" supplies garnet into the Gosau belt and farther northwards into the Eastalpine Flysch Zone.

Zusammenfassung

Die paläogeographischen Einheiten der Ostalpen während der Kreidezeit werden in die Vorland-Basis der späteren Molasse-Zone, ins Helvetikum mit Normal- und Ultra-

helvetischem Trog, ins Penninikum mit den Vallaise-Trögen, der submarinen Briançonnaise-Schwelle und dem Piemontaise-Trog, ins Unter- bis „Mittel“-Ostalpin sowie ins Bayuvarikum, Tirolikum und Juvavikum eingeteilt. Des weiteren wird ein Zentralalpiner Raum südlich angeschlossen.

Die Oberkreide lagert mit Globotruncanen-Fazies im Cenoman und Turon auf Vorland, Helvetikum sowie Briançonnaise und Bayuvarikum, mit Flyschfazies in den Vallaise- und Piemontaise-Trögen. Teile des Ostalpinen Raumes wie Unter- und „Mittel“-Ostalpin usw. werden vom Cenoman nicht mehr erreicht, da sie zu dieser Zeit schon zugeschoben waren.

Im Oberturon wird durch die Vorgosauische Phase das Bayuvarikum abgedeckt.

Coniac, Santon und Unter-Campan liegt im Vorland, Helvetikum, Briançonnaise und auf den Kalkalpen in Globotruncanen-Fazies, im Vallaise in Flyschfazies.

Im Unteren Ober-Campan wird durch die Intragosauische Phase der piemontesische Faziesraum mit seiner landfesten Ophiolith-Zone (= ultrapienidischer Rücken) durch Zuschub durch das Ostalpin ausgeschaltet. Lokal gibt es im Zentralalpiner Raum Globotruncanen-Fazies.

Das Obere Ober-Campan, und Maastricht lagert auf Vorland, Helvetikum und Briançonnaise sowie im Oberostalpinen und Zentralalpiner Raum in Globotruncanen-Fazies und setzt sich in analoger Globorotalien-Fazies in diesen Räumen teilweise bis ins Eozän fort. Flyschfazies dominiert zu dieser Zeit weiterhin in den Vallaise-Trögen und reicht ebenfalls teilweise ins Eozän.

Im Paläozän und Eozän wird durch Überschiebung von Süden her in der Iaramischen und illyrischen Phase Briançonnaise und Vallaise ausgeschaltet, im Lattorf in der pyrenäischen Phase auch das Helvetikum bis ins Vorland hinaus überschoben, wo nun die Molasse-Sedimentation beginnt.

Ophiolith-reiche Inselketten des zwischen submariner Briançonnaise-Schwelle und piemontesischem Faziesraum liegenden Ultrapienidischen Rückens liefern von der Unterkreide bis ins Unter-Campan das Schwermineral Chromit nach Süden. Im Cenoman und Turon liefert eine Inselreihe aus Altkristallin zwischen Vallaise und Briançonnaise Granat in das südliche Teilbecken des Vallaise: die Ostalpine Flyschzone. Nach der Intragosauischen Phase vom Ober-Campan bis ins Maastricht liefert Ostalpines Altkristallin Granat ins Gosaumeer und nach Norden bis in den Ablagerungsraum der Ostalpinen Flyschzone.

Einleitung

Den Anstoß für den vorliegenden Versuch einer paläogeographischen Darstellung der Oberkreide- und Paläogen-Zeit in den östlichen Alpen gaben neuere Kartierungsergebnisse der Geologischen Bundesanstalt in den Kalkalpen und in der Flyschzone, welche vor allem durch B. PLÖCHINGER, S. PREY und A. RUTNER erbracht wurden. Diese gingen bei der Untersuchung der Kreide- und Paläogen-Gesteine durch den Einsatz moderner Methoden der Mikropaläontologie, Sedimentpetrographie und Gefügekunde über den, durch E. SPENGLER 1953, 1956 und 1959 in seinem Rekonstruktionsversuch der Ablagerungsräume der Kalkalpen in großartiger Zusammenschau dargelegten Stand der Kartierung im klassischen Sinn hinaus. Auch die Bohrungen der Erdölindustrie im Vorland und im alpinen Raum förderten die wissenschaftliche Erkenntnis in sehr großem Umfang und bewiesen die Deckentheorie in der erdölgeologischen Praxis. Diese erlauben uns bei tektonischen Aussagen eine viel bestimmtere Sprache. Die mikropaläontologische Durcharbeitung von vielen Tausenden von Schlamm- und Dünnschliff-Proben allein an der Geologischen Bundesanstalt, welche hier von R. NOTH, S. PREY, R. GRILL und in den letzten 10 Jahren auch

durch den Autor durchgeführt werden konnte, brachte entscheidende stratigraphische Aufklärung über kretazische und paläogene Schichtfolgen — dazu kommt in neuester Zeit der Einsatz der Nannopaläontologie durch H. STRADNER. Kartierung mit Hilfe der Mikropaläontologie wurde auch von seiten der Universität Wien gefördert. Arbeiten von A. PAPP, K. KÜPPER, A. TOLLMANN, W. JANOSCHEK, U. WILLE-JANOSCHEK, H. KOLLMANN, W. GRÜN, G. LAUER, G. NIEDERMAYR und W. SCHNABEL sollen genannt werden. In Innsbruck entstanden mehr sedimentpetrographisch ausgerichtete Studien über die Gosauvorkommen vom Muttekopf und von Brandenberg. W. RESCH wies hier neue Wege bei der Beurteilung des Alpenrandes in Vorarlberg. Um eine Aufklärung der durch große Fossilarmut gekennzeichneten Gosau der Kainach machen sich H. FLÜGEL, A. ALKER und W. GRÄF in Graz verdient.

Von deutschen Universitäten, vor allem von München, Marburg und Berlin, wurde viel zur Erforschung der tieferen Kreide — aber auch der Gosau und des Paläogens — in Vorarlberg, Tirol und Salzburg getan. Die Universität Utrecht gab durch Beiträge zur Kenntnis der zentralalpiner Gosauvorkommen durch J. E. van HINTE ihre Visitenkarte ab. Hier hat auch P. BECK-MANNAGETTA Wichtiges erbracht.

Für wiederholte Führung auf Exkursionen in den slowakischen Karpaten, wo ich mit einem gewaltigen Wissensfortschritt konfrontiert wurde, danke ich vor allem J. SALAJ, aber auch D. ANDRUSOV und M. MAHEL.

Für die vorliegende Arbeit von grundlegender Wichtigkeit sind die Schwermineral-Analysen von G. WOLETZ von der Geologischen Bundesanstalt, über die nun zusammenhängende Referate vorliegen. Ihr verdanke ich auch einen Einblick in laufende Untersuchungen, unter anderem über Proben von Exkursionen in die Karpaten. Die sehr zahlreichen Nennungen von Schwermineralien in dieser Arbeit beziehen sich demnach fast immer auf ihre Forschungen.

Durch ihre konsequente Beschränkung der Probendurcharbeitung auf die für die Diagnose günstige Korngröße von 0,05 bis 0,1 mm ist sie in der Lage, auch von verschiedenartigem Ausgangsmaterial relativ rasch und unkompliziert untereinander vergleichbare Präparate zu gewinnen! Als sie in Beiträgen zu den Untersuchungen von W. HEISSEL und A. RUTTNER daranging, Kreide und Paläogen auf den Kalkalpen zu untersuchen, dachte man zunächst wohl kaum an mehr als lokalstratigraphische Anwendungsmöglichkeiten. Bei großräumigeren Vergleichsstudien stellte es sich dann nach und nach heraus, daß u. a. vor allem der Verteilung des Vorkommens von Chromit in den Kreidesedimenten große stratigraphische und paläogeographische Bedeutung zukommt. So ergab sich z. B. gerade dadurch, daß schon während der tieferen Gosau ein einheitlicher Sedimentationstrog vorlag und keine Fiord-Landschaft. Im Wienerwald-Flysch hatte sich die Schwermineral-Analyse schon länger zur Unterscheidung von Kreide und Eozän als nützlich erwiesen. In weiteren Forschungen zeigte sich eine einheitliche Schwermineral-Beschickung des ostalpiner Flysches von Vorarlberg bis Wien. Eine ebenso einheitliche Sedimentfüllung ist wahrscheinlich für die Oberostalpine Mittelkreide, die schon genannte tiefere Gosau, sowie die höhere Gosau. Einen eigenständigen Sedimentationsraum stellen jedoch die Gosauvorkommen auf den Zentral-Alpen dar.

Vielleicht sind wir aber schon zu mutig, wenn wir auf Grund oft weniger Proben von Vergleichsbegehungen her z. B. sagen: der Prätigau-Flysch, der Liechtensteiner Flysch und der Niesen-Flysch haben keinen Granat und gehören daher zu einem anderen Ablagerungsraum wie der Wäggitaler Flysch und der Vorarlberger Flysch — oder: das Cenoman des Simmen-Flysches und des Verspala-Flysches der Arosa-Zone des Rätikons haben auf Grund ihres Chromit-Gehaltes gleiche paläogeographische Position.

Immerhin wissen wir aber sicher, daß mehrere Sedimentations-Becken der nördlichen Ostalpen während der Kreide und dem Paläogen über weite Strecken ein gleiches Schwermineral-Spektrum hatten. Die Ursache dafür mag darin liegen, daß einerseits auch die schuttliefernden Schwellenzonen jener Zeit über weite Strecken gleichartige Gesteine geführt haben könnten und andererseits die Umrührwirkung Trog-parallel laufender Strömungen zu einer weiteren Vereinheitlichung des Schwermineral-Inhaltes der Sedimente geführt haben mag. Aus diesen Überlegungen wagen wir dann Schlüsse auf die paläogeographischen Verhältnisse der weiteren Umgebung oft auch auf Grund von weniger Untersuchungsmaterial.

Die 9 schematischen Sammelprofile sind ungefähr auf die mittleren Ostalpen bezogen, wobei aber zugleich viele Einsichten aus den besser aufgeschlossenen westlichen Ostalpen, den Westalpen und den Karpaten berücksichtigt werden mußten. Zusammen mit den 6 paläogeographischen Kärtchen bemühen sie sich vor allem um die Erhellung der Bezugs- und Ablagerungsgebiete der Vorkommen von Chromit und Granat als Schwermineral, während der verschiedenen Oberkreidestufen, sowie über das spätere Schicksal dieser Sedimente und ihres Untergrundes. Auf kartenmäßige Darstellungen für die Paläogen-Zeit wurde verzichtet, da wir auf Grund der größeren Lückenhaftigkeit der Vorkommen weniger wissen. Vor allem problematisch sind die Vorkommen im Engadiner Fenster und im Oberhalbstein. Aber auch über das genaue Verhältnis der Decken der ostalpinen Flyschzone zueinander, welche zu dieser Zeit ihren Zuschnitt bekamen und über das Verhältnis der Klippenzonen untereinander und zur Flysch-Zone wissen wir nicht genug. Vielleicht kann diese Darstellung später einmal nachgeholt werden.

Eine starke Überhöhung der Profile ließ sich nicht umgehen. Bei der Darstellung der primären Beckenbreite und der späteren Einengung wurden bewußt Übertreibungen vermieden. Beim Überdenken der paläogeographischen Mannigfaltigkeit und der Vielzahl der paläotektonischen Ereignisse, welche etwa seit dem Cenoman erfolgten, verstärkt sich vom Maßstab nach Profil 9 a ausgehend der Eindruck, daß die primären Beckenbreiten, vor allem für die Flyschzone wahrscheinlich zu gering angesetzt sind. Eine doppelt so große Breite des Flyschbeckens ließe sich auch mit guten Gründen vertreten (vgl. H. WIESENER 1967, S. 238). Auch sollte der ultrapienidische Rücken (= die landfeste Ophiolith-Zone) als Bezugsgebiet für den Chromit wohl breiter sein, falls man ein auch nur bescheidenes Flußsystem unterbringen will. Um diese Problematik anzudeuten, habe ich mit dem Profil 9 b noch einen zweiten Maßstab zur Wahl gestellt, der größere primäre Beckenbreiten, und daher stärkere Einengung darstellt.

Die Tabellen bemühen sich um die genaue zeitliche Einordnung der Zeiten verstärkter tektonischer Aktivitäten und um die stratigraphischen

Grundlagen dieser Einordnung, wobei vor allem mikropaläontologische Daten verwertet wurden. Beim Abwägen der Veröffentlichungen über absolute Alterswerte mit unseren biostratigraphischen Daten kommt man für die Zeit, welche eine Phase beansprucht während der Oberkreide etwa auf 1—2 MJ, für die ruhigere Zeitspanne zwischen den Phasen etwa auf 10—12 MJ.

Es wurde versucht, durch Senkung im jeweiligen nördlichen Vorland und Hebung im südlichen Hinterland die Auslösung einer Gleittektonik glaubhaft zu machen. Eine zeichnerische Darstellung der dabei nötigen Veränderungen im tieferen Untergrund konnte nicht gelingen, weil wir darüber nichts genaues wissen. So können in bezug auf den Untergrund Ansichten wie starke Einengung (z. B. R. TRÜMPY 1965), geringe Einengung (E. CLAR 1965) und keine Einengung (R. v. BEMMELEN 1960) für die Alpen als Deckengebirge nebeneinander vertreten werden. Sicher hat die konsequent gleichgerichtete Bewegungstendenz der Oberflächengesteine nach Norden eine ebenso konsequent wirkende Kraft in der Tiefe als Ursache. Während an der Oberfläche Ruhezeiten mit Bewegungsphasen wechseln, vermuten wir unten gleichmäßige Bewegung. Dabei werden sich bei einer Wirkungszeit von etwa 100 Millionen Jahren auch kleinste Veränderungen gewaltig summieren müssen, wenn sie im wesentlichen gleichsinnig verlaufen sind (vgl. H. FLÜGEL 1964, S. 134) wie wir voraussetzen wollen.

Faszinierend konkret und wohl in vieler Hinsicht wegweisend ist die Analyse der Ostalpentektonik durch E. CLAR 1965 in seinem Bemühen, die heute vorhandenen tektonisch transportierten Sedimentfolgen jeweils auf heute noch vorhandene ältere Unterlagen zurückzuführen. Wir glauben aber, daß er in seinem Bemühen um raumsparende Abwicklung bei der Beurteilung der ursprünglichen Beckenbreiten (z. B. 27 km für das Kreide-Flyschbecken) und auch bei der Abschätzung des Einengungsbetrages der Alpen, in den Übersichtsprofilen von der Unterkreide bis heute etwa auf die Hälfte, zu geringe Werte annimmt. Wenn man von den auf Grund der Geländebeziehungen möglichen Aussagen über Beckenbreiten oder Überschiebungsbeträge immer jenen räumlich sparsamen Betrag einsetzt, mit dem man gerade noch auskommt, summieren sich diese Werte nur zu jenen Maßzahlen, mit denen ein Deckenbau gerade noch möglich wäre, aber nicht zu den wahrscheinlichen Werten, die wir größer ansetzen müssen. Ein konkretes Argument gegen diese bescheidenen Einengungswerte sehe ich in der Verschiedenartigkeit der nordalpinen und zentralalpinen Gosau. Die Auffassung von R. v. BEMMELEN, der überhaupt Einengung im Untergrund leugnet, kann ich für den alpinen Raum in keiner Weise teilen.

Da sich der spätere tektonische Zuschnitt vor allem nach der unmittelbar vorausgehenden paläogeographischen Konfiguration richtet, berücksichtigen wir für die Zonen-Einteilung in erster Linie die Verhältnisse während der Mittel- und Oberkreide und dem Paläogen — also während der Flyschzeit. Faziesanalysen im präkretazischen Untergrund haben für die Fragestellung nach den Ereignissen der Alpinen Orogenese umsoweniger Aussagekraft je größer der zeitliche Abstand von dieser Orogenese ist. So ist der Verlauf der Sedimentations-Tröge des Paläozoikums und frühen Mesozoikums für Fragestellungen der jungen Tektonik nur soweit wichtig, als die während dieser Zeit abgelagerten Sediment-Kubaturen, wie die

plutonischen Körper dieser Zeit, als Rahmenteil, Liefergebiet oder Untergrund späteres Sedimentationsgeschehen beeinflussen oder tektonischem Zuschnitt manchmal den Weg weisen können. In der Zoneneinteilung des Penninikums in Vallaise, Briançonnaise und Piemontaise halte ich mich im wesentlichen an R. TRÜMPY 1965, S. 574 und versuche damit bis in die Karpaten durchzukommen.

Wenig Freude kann man mit den Namen „Ostalpine Flyschzone“ oder „Ostalpiner Flysch“ haben, wenn ich sie auch notgedrungen verwende. In geographischer Hinsicht stimmen sie nicht ganz, da diese Einheit zweifellos schon in den Westalpen, spätestens im Wäggitäl einsetzt. In tektonischer Hinsicht wurde zwar von M. RICHTER eine Einordnung ins Unterostalpin versucht, aber die von Westen kommende, eben erwähnte Neueinteilung des Penninikums, erlaubt nur noch eine Einordnung ins Nord- oder Mittel-Penninikum. Ostalpin in tektonischer Hinsicht ist unser Flysch also ganz bestimmt nicht, was aber zunächst dem Fernerstehenden suggeriert wird. „Bayerisch-Österreichische Flyschzone“ klingt wiederum zu geographisch und die Namensteile sind in latinisierter Form schon in anderem Sinn verwendet worden. Man sollte also über kurz oder lang einen neuen Namen prägen. Für geeignet würde ich den Namen „Rhen-Danubische Flyschzone“ halten, da unsere Flyschzone sich geschlossen zwischen diesen beiden Flüssen erstreckt, nahe ihren Durchbruchstäälern wichtige Aufschlüsse liegen und dieser Name ihre Fortsetzung in die Schweiz und ins Weinviertel einschließt.

Zur Kenntnis tektonischer Ereignisse während der Unterkreide-Zeit

Ohne Zweifel gibt es gewichtige Argumente für starke tektonische Aktivität im Ostalpinen Raum während der Unterkreide-Zeit. So schließt die Kreide des Tirolikums im Mittelabschnitt der Kalkalpen mit den Oberen Roßfeldschichten ab. In diese sind Grobbrekzien mit Hallstätter Gesteinen, wohl von nahen Deckenstirnen stammend, eingeschüttet worden. Für diese Wildflysch-Sedimentation und die vermutlich anschließende Aufschubung der vorher Schutt liefernden höheren tektonischen Einheit führt A. TOLLMANN 1963 S. 193 den Namen austroalpine Phase ein, welche er dann 1966, S. 18 ins Ober-Hauterive bis Barreme einordnet. Ich halte diese Namenseinführung heute für übereilt, da wir über die genaue Zeit des Sedimentationsabschlusses in den Oberen Roßfeldschichten bisher noch zuwenig wissen. Laufende mikropaläontologische Untersuchungen bestärken diesen Verdacht. In meinen Profilen habe ich den Einschub juvavischer Einheiten auf tirolische Elemente als Resultat einer tektonischen Phase vor dem Cenoman ausgewiesen — obwohl zunächst auch ein vorgosauischer Einschub nicht widerlegbar ist, gibt es ja ähnliche brekziöse Serien in den Lechtaler Alpen auch im Turon. Bei diesem tektonischen Transport juvavischer Elemente dürften salinare Serien des Permoskyt als Gleithorizont verschliffen worden sein. Die heutigen Salzberge waren jedoch vielleicht schon seit dem Rhät Diapir-tektonisch gewandert und wurden nun späterhin huckepack mitgetragen.

Eine weitere Störungsfläche weit unsicherer Altersstellung greift in meinen Profilen tief ins Kristallin und Paläozoikum ein. Es ist dies jene Überschiebungsfläche, an der nach A. TOLLMANN 1959 und H. FLÜGEL 1960 die Grauwackenzone mit überlagernden Kalkalpen auf ein auf Kristallin transgredierendes Mesozoikum aufgeschoben wurde. H. FLÜGEL 1960, S. 213 weist überschobenes Unterostalpin Mesozoikum aus; A. TOLLMANN 1959, 1963 und 1966 spricht von „Mittelostalpin“ im Sinne einer Großdecke, welche von der Silvretta bis zum Semmering reichen soll. Eine genaue Alterseinordnung dieser geforderten Großüberschiebung möchte ich nicht wagen. Es gibt keine schlüssigen Altershinweise. Zudem herrscht auch keineswegs Einigkeit über den möglichen Umfang einer Überschiebung dieser Art (vgl. auch E. CLAR 1965). Ein hohes Alter (austroalpin bis austrisch) vermutet A. TOLLMANN 1966, S. 41, darum, weil die zentralalpine Gosau im Kainachgebiet und im Lavanttal nicht nur auf Trias und Grauwackenzone, sondern auch auf dem nach langer Erosionszeit freigelegten „Mittelostalpinen“ Kristallin transgrediere und führt vor allem ältere Arbeiten von H. FLÜGEL als Beweis an. Tatsächlich jedoch bestreitet dies H. FLÜGEL in später verfaßten Schriften (1960, S. 213 und 1964, S. 134). Auch das in eine Störungszone eingeklemmte Gosauvorkommen SE Lavamünd im Lavanttal ist für diese Behauptung kein Beweis (vgl. P. BECK-MANNAGETTA 1964). Desgleichen widerspricht der von E. CLAR 1965, Tafel 1 verzeichnete Kontakt zwischen Kristallin und Lavanttal-Gosau den Kartierungsergebnissen von P. BECK-MANNAGETTA, während der Transgressionsverband der zwei anderen zentralalpiner Gosauvorkommen mit Trias oder Paläozoikum auf dieser Karte klar ersichtlich ist.

Wir möchten, falls wir diese Großüberschiebung gelten lassen, sie mit großer Wahrscheinlichkeit in den Jura oder in die Unterkreide stellen. Da aber hier die Gosau mit Ausnahme eines kleinen Vorkommens im Lavanttal erst im Campan transgrediert, würde ich auch eine vorgosauische oder frühintragosauische (santone) Überschiebung noch für vertretbar halten. Ja, da diese Gosau wie dargelegt nirgends eine (angebliche oder wirkliche?) Deckengrenze verklebt, wäre auch eine nachgosauische Einordnung noch möglich, wenn auch unwahrscheinlich!

Wirklich stratigraphisch fundiert ist eine vorcenomane austrische Phase nur in den nördlichsten kalkalpinen Einheiten, wo Cenomanschiefer und höhere Unterkreide mit brekziösen Horizonten schon lange bekannt sind. Hier hat W. ZEIL 1955 versucht, diese Phase ins Mittlere Alb einzuordnen. Ich habe bereits 1963, S. 21 angezweifelt, ob eine so präzise Einordnung von den mikropaläontologischen Grundlagen her überhaupt möglich ist. Nun bestätigt F. BETTENSTAEDT in W. ZACHER 1966, S. 244 diese Zweifel bezüglich eines fehlenden Mittel-Alb.

Demnach transgrediert das Cenoman nach einer hier bescheidenen Faltung. W. ZACHER (S. 226) findet keine Hinweise für bedeutende tektonische Umgestaltungen. Auch W. ZEIL spricht nur von einer Faltungsphase, nach der dann im Cenoman Porphyrgeröll-Schüttung von Norden angenommen wurde. Auffallend ist das Fehlen jeglicher Hinweise auf Ausübungen und Trockenlegungen, wie sie im Höheren Turon, innerhalb des Campans, und später in Verbindung mit tektonischen Ereignissen oft

vorhanden sind. Trotzdem sieht hier A. TOLLMANN 1959 und 1963 Beweise für einen vollständigen Zuschub des Tauernfensters während dieser Zeit angeblich belegt durch die nachfolgende Transgression des Flysches auf helvetischen Untergrund und die Porphyrgeröll-Schüttung von einem Ultrapienidischen Rücken nach Süden unmittelbar in die Kalkalpen. Dem Ultrapienidischen Rücken weist er eine Position zwischen Helvetikum und Penninikum auf Grund der Verhältnisse in den Karpaten an (A. TOLLMANN 1963, S. 141). In einer neueren Arbeit (1965, S. 474) revidiert A. TOLLMANN diese unhaltbare Auffassung und stellt seinen Ultrapienidischen Rücken in die nördliche Briançonnaise-Fortsetzung und damit ins Penninikum. Ich betrachte, wie aus meinen Profilen nun ersichtlich, diesen Rücken als Fortsetzung des Südtails der Briançonnaise-Schwelle. So haben sich unsere Meinungen hier weitgehend genähert. Damit treten wir aber in die Diskussion darüber ein, wo im Penninikum (oder wo in den Tauern) jener Rücken einzuordnen ist, der im Cenoman Porphyrgerölle und, wie auch schon früher, Chromit von Norden in den Bajuvarischen Ablagerungsraum geliefert hat. Anschließend, nachdem im Ober-Turon höhere Decken dieses Gebiet zumindest teilweise unter sich begraben, liefert dieser Rücken weiter dieselben Porphyrgerölle und denselben Chromit in die transgredierende Gosau. Durch die Revision der Einordnung der Falknis-Sulzfluh-Decke und der Arosa-Zone vom früheren Unter-Ostalpin zum Mittel- und Süd-Pennin, welche von den Schweizer Geologen in letzter Zeit vorgenommen wurde, werde ich nun genötigt, nicht mehr von einem unterostalpinen, sondern von einem südpenninischen Chromit-Liefergebiet zu sprechen (vgl. R. HANTKE und R. TRÜMPY 1964, S. 617). Dies bedeutet daher nur eine Änderung der Nomenklatur.

Unverständlicherweise hält aber A. TOLLMANN 1966, S. 35 immer noch an einem Übergreifen des Flysches auf helvetischen Untergrund nach vorcenomanem Tauernzuschub fest und erklärt dies durch die Behauptung eines Auskeilens des nordpenninischen Untergrundes in den Ostalpen. Das ist leicht widerlegbar, da der Flysch vom Allgäu bis nach Wien Unterkreide in eigenständiger Fazies wie Tristelschichten und Quarzit-Serie oder Neokom- und Gaultflysch besitzt! Es ist in den ganzen Ostalpen also kein Profil bekannt, wo Basis-Serie, Reischberger Sandstein oder untere bunte Mergel auf normalhelvetische oder ultrahelvetische Unterkreide transgredieren. Die normalhelvetische und ultrahelvetische Unterkreide kennen wir z. B. in Vorarlberg und im Allgäu recht gut, aber auch in den helvetischen Fenstern Ostösterreichs kann man eine helvetische Unterkreide nach Fauna und Fazies mühelos vom gleichalten Flysch trennen. Tieferes als höhere Unterkreide fehlt unserem Flysch allerdings vollkommen. Wir nehmen daher an, daß diese wohl auch etwas ophiolithisch durchtränkten Serien der primären Flysch-Unterlage, im Tertiär metamorph geworden, hinten in den Tauern liegen (vgl. E. BRAUMÜLLER 1967, S. 324).

Im Drauzug gibt es Vorkommen von Neokom in der Karawanken-Basis (vgl. H. HOLZER 1966, S. A 27) und von Mittelkreide in den Lienzer Dolomiten. Das belegt immerhin marine Sedimentation in diesem, heute unmittelbar an das Südalpin grenzenden, faziell aber nordalpinen Bereich. Die Position des Drauzuges innerhalb des Zentralalpinen Faziesraumes ist noch unklar.

Zur paläogeographischen Situation während der verschiedenen Stufen der Oberkreide und des Paläogens

Cenoman — Unterturon

(Karte 1, 1. Profil)

Im Vorland transgrediert nördlich des Donauknies der Regensburger Sandstein. In zahlreichen Bohrungen durch die Molasse in Ostbayern und in Oberösterreich wurde ebenfalls ungefaltetes Cenoman und Turon Globotruncanen-reich angetroffen (vgl. I. KÜPPER, 1964, S. 597). Weiter nach Osten im westlichen Niederösterreich fehlt Mesozoikum und Eozän wohl infolge Erosion vor der Molassetransgression. Nördlich der Donau ist unter der Molasse und in der gefalteten Waschberg-Zone Mesozoikum wieder mächtig entwickelt. Cenoman ist hier bisher nicht bekannt. Die Klementer-Schichten der Waschberg-Zone gelten auf Grund von Inoceramen-Bestimmungen als Turon.

Im Helvetikum unterscheiden wir in Vorarlberg zwei tektonische Einheiten mit verschiedener Fazies. In der normalhelvetischen Säntis-Decke ist das tiefe Cenoman in glaukonitisch-phosphoritische Kondensations-Horizonte des Albien einbezogen, das höhere Cenoman zeigt Seewerkalkfazies, welche Globotruncanen-reich ins Turon und Coniac weiterführt. In der ultrahelvetischen Liebensteiner-Decke entwickelt sich über einem mehr schieferigen Albien vollkommen sandfrei das Cenoman und Turon des oft bunten Liebensteiner Kalkes. Vor allem diese ultrahelvetische Globotruncanen-Fazies ist auch in den Helvetikums-Fenstern des östlichen Österreichs bekannt. In dem in Polen unter dem Flysch auftauchenden Subsilesikum findet unser Helvetikum wiederum in Globotruncanen-Fazies Anschluß an die Karpaten.

In der Feuerstätter-Decke (Wildflyschzone), welche aus dem Schwellenbereich zwischen Helvetikum und Flysch stammen mag, finden wir im Cenoman-Turon die ophiolithisch durchtränkten Hörnlein-Schichten, die auf dem etwa dem Gault zugehörigen Feuerstätter Sandstein lagern. Im Prätigau-Flysch, in den Profilen markiert durch das Fehlen der Granatpunkte im nördlichen Teilbecken, sind die oberen Teile der Sassauna-Serie wahrscheinlich Cenoman, die im Schwermineralspektrum im Unterschied zum Reiselsberger Sandstein Granat-freie Pfävisgrat-Serie nach Globotruncanen Turon.

In der wie der Prätigau-Flysch mit dem wallisischen Trog parallelierbaren Ostalpinen Flyschzone werden Basis-Serie, bzw. Untere Bunte Schiefer mit dem überlagernden Reiselsberger-Sandstein als Cenoman-Turon eingestuft. Hier tritt nun zum erstenmal in der tiefen Oberkreide ein kräftiges Granatspektrum auf, für das wir einen südlich anschließenden intrapenninischen Kristallin-Rücken verantwortlich machen wollen. Das Flysch-Cenoman transgrediert entgegen den Angaben von A. TOLLMANN (zuletzt 1966, S. 35) vom Allgäu bis nach Wien nie auf helvetische Unterlage, sondern entwickelt sich aus Flysch-Gault, das auf Flysch-Neokom folgt.

Südlich dieses Rückens vermuten wir eine konstante Schwellenzone mit Couches Rouges Fazies ab Cenoman, welche vom Briançonnaise herkommend dann in den Schweizer Klippen und den Falknis-Sulzfluh-Decken sowie der Tasna-Decke im Engadiner Fenster ihre Zeugen hat. Sie setzt

sich dann mehr oder weniger unter den Kalkalpen und der Grauwackenzone verborgen nach Osten fort. Im Tauernbereich metamorph geworden, taucht sie dann in der St. Veiter Klippen-Zone bei Wien wieder auf und setzt sich in die Pieniden der Karpaten (immer incl. Czorstyner Klippen gemeint) fort. Für die Existenz dieser Zone über das Engadiner Fenster hinaus nach Osten gibt u. a. die von S. PREY 1965, S. A 37 im Fenster von Windischgarsten am Wuhrbauer Kogel gefundene Folge unterostalpiner Position von Unterkreide- und Cenoman-Alter einen Hinweis.

Der südlich von der Sulzfluh-Pieniden Schwelle und dem anschließenden ultrapienidischen Rücken und nördlich von Bayuvarikum liegende Rest des piemontesischen Troges der Westalpen — der größere Teil von ihm wurde vermutlich schon vor dem Cenoman zugeschoben — bezieht im Cenoman und Turon große Mengen von Chromit aus naheliegenden ultrabasischen Gesteinen. Hier ordnen wir den Cenoman-Anteil des westalpinen Simmen-Flysches (siehe auch U. GASSER 1967, S. 305) ein, der allerdings auch schon unterostalpin sein könnte. Weiter vermuten wir Cenoman in der Platta-Decke, studierten den Chromit-reichen cenomanen Verspala-Flysch der Arosa-Zone des Rhätikons und verdächtigen verschiedene Randcenoman-Elemente von Vorarlberg bis Wien. Auch verweisen wir auf die Serie vom Walserberg bei Salzburg, in der neben Chromit, Granat und Zirkon auch Glaukophan, Chloritoid, Epidot und blaugrüne Hornblende (mündliche Mitteilung von G. WOLETZ) als Schwerminerale vorhanden sind, was möglicherweise ein Tauernkristallisation-ähnliches Geschehen in der Unterkreide des Unterostalpins bedeuten kann!

In den Kleinen Karpaten würden wir die Hüllenserie, in der nun im Cenoman die Sedimentation endet und die Maniner-Serie anschließen, in der die Sedimentation allerdings noch weiter andauert (vgl. J. SALAJ und O. SAMUEL 1966, S. 10 und 32). Hier haben die Schwermineral-Spektren Ähnlichkeit mit dem Walserberg.

In den tiefsten kalkalpinen Einheiten ist das Cenoman mit im Westen oft überlagerndem Turon weit verbreitet und transgrediert oft über schwach gefalteten und erodierten Untergrund und enthält, soweit untersucht, Chromit als Schwermineral. Auf der Geologischen Karte von Österreich 1:500.000 kann man die Cenoman-Verbreitung in Vorarlberg und Tirol rasch überblicken und erkennt ihre regionale Trennung von der Gosau. Schon L. KOBER 1938 nennt den Einbezug des Cenomans in den vorgosauischen Deckenbau als die Ursache dafür.

Westlich Innsbruck liegt das Cenoman-Turon in den Mulden der Lechtal-Decke, aber auch in der randlichen Allgäu-Decke. Die Gosau transgrediert auf die Inntal-Decke am Muttekopf sowie am Hohen Licht auf eine Stirnnahe Region der Lechtal-Decke — immer auf viel älteren Untergrund. Die naheliegende „Gosau“ von Holzgau gilt heute als höchste Unterkreide. Östlich Innsbruck liegt Cenoman nur in der Allgäu-Decke und in nördlichen Elementen der Lechtal-Decke vor. Es verschwindet mit diesen Einheiten nach Osten unter dem tirolischen Bogen. Die Gosau transgrediert im Bereich des Unterinntales auf südliche Teile der Lechtaldecke und weiter im Osten auch auf juvavische Elemente. Das Cenoman (ohne Turon), die Einstufung erfolgt fast immer durch Foraminiferen, läßt sich ab Salzkammergut in der bayuvarischen Frankenfesler-Decke bis nach Wien

verfolgen und tritt auch in Schubspänen im Fenster von Windischgarsten auf. Im kalkalpinen Wienerwald nun kommt fallweise Cenoman und Gosau benachbart vor, jedoch ist ein Transgressionsverband noch nie freigelegt worden. In den Karpaten endet in der Križná-Decke im Cenoman die Sedimentation. Die Gosau liegt auf der daraufgeschobenen Choč-Decke.

Wenn wir nun noch die Frage behandeln wollen, warum das Cenoman unter der transgredierenden Gosau höherer kalkalpiner Einheiten fast immer fehlt, so bietet sich zunächst die sehr starke Erosion vor den verschieden alten Gosautransgressionen als Ursache an. Es mag aber auch Gebiete geben, wo die Trockenlegung schon vor dem Turon einsetzte, sodaß marines Cenoman nie abgelagert werden konnte.

Die Vorgosauische Phase im Höheren Turon

(Karte 2, 2. Profil)

Im Vorland, im Helvetikum und auf der vermutlich Mittelpenninischen Falknis-Sulzfluh-Schwelle und ihrer Fortsetzung nach Westen und Osten dauert die Sedimentation in weitgehend sandfreier Globotruncanen-Fazies während dem Höheren Turon — und weiterhin an.

In dem zwischen Helvetikum und Sulzfluh-Schwelle (und ihrer Fortsetzung nach Westen und Osten) liegenden ostalpinen Flyschtrog haben wir sandige Flyschfazies.

Im Piemontesischen Trog können wir in der Arosa-Zone und in der Hüllen-Serie der Kleinen Karpaten keinen Turon-Nachweis mehr führen, während im Simmen-Flysch der Schweiz und in der Maniner-Serie der Karpaten die Sedimentation andauert.

In den Kalkalpen ist ein Oberturon-Nachweis bisher nicht mehr möglich gewesen. In den nördlichen Faziesgebieten, dem Bajuvarikum, schließt im westlichen Abschnitt die Sedimentation im Turon ab, im östlichen Abschnitt und in der Križná-Decke der Karpaten schon im Cenoman.

In den südlichen Faziesgebieten, welche heute die Höheren Kalkalpinen Decken aufbauen, und auf der Choč-Decke der Karpaten dürfte im oberen Turon Festland gewesen sein, da hier überall die Gosau im Coniac-Santon mit stark klastischen z. T. auch limnischen Basisbildungen über ein lateritisch verwittertes, gefaltetes und stark erodiertes Festland transgredierte. Auch im zentralalpinen Raum gibt es vor der auf Paläozoikum oder Trias transgredierenden Gosau kein Cenoman und kein Turon.

Diese auffallende Trennung der Vorkommen von Cenoman und Gosau ist ein Hauptargument für die Aufschiebung höherer kalkalpiner Einheiten auf tiefere Elemente im höheren Turon, unmittelbar vor der Gosautransgression.

So erklären wir auch die Transgression von Santon der Muttekopf-Gosau auf die Inntal-Decke, während in den weiten Kreidemulden der Lechtal-Decke westlich davon nirgends Gosau vorkommt. Ebenso erklären wir die Transgression Globotruncanen-führender tiefer Gosau beim Hohen Licht

(vgl. B. HÜCKEL, V. JACKOBSHAGEN und W. STENGEL-RUTKOWSKI 1960) auf Fleckenmergel der nördlichen Lechtal-Decke, während die unmittelbar davor heute durch Erosion freigelegte Allgäu-Decke nur Cenoman und Turon führt. Das unmittelbar südlich davon liegende Mittelkreide-Vorkommen von Holzgau, noch von der heute erodierten Stirn der Inntal-Decke beeinflusst, ist daher ebenfalls nicht mehr von der Gosautransgression erreicht worden. Wichtig sind die Ergebnisse von M. SCHIDLowski 1962, S. 58, der in Trümmerpeliten der Allgäu-Decke des Bregenzerwaldes Turon-Globotruncanen signalisiert, praktisch eine Momentaufnahme einer heran-drängenden Lechtal-Decken-Stirn.

| STUFEN | OPHIOLITH-ZONE | UNTER-MITTEL-OSTALPIN | JUVAVIKUM TIROLIKUM BAYUVARIKUM | ZENTRALALPNER RAUM (+DRAUZUG) |
|----------------|-------------------------------|-------------------------|--|--|
| OLIGOZÄN | | | Molasse-Lebewelt | |
| EOZÄN | | | Pyrenäische Phase | |
| PALEOZÄN (DAN) | | | <i>Hankenina</i> , <i>Nummulites</i> | |
| MAASTRICHT | | | <i>Globorotalia</i> <i>Globigerina</i> <i>Pseudotextularia</i> <i>varians</i> | Illyrische- Laramische Phasen |
| | | | <i>Bolivinaides draco draco</i> | |
| CAMPAN | | | <i>Bolivinaides draco miliaris</i> <i>Globotruncana calcarata</i> | |
| | | | Intragosauische Phase <i>Globotruncana elevata</i> | <i>Bolivinaides decoratus</i> |
| SANTON | | | <i>Globotruncana concavata</i> | Abkühlung |
| CONIAC | | | <i>Globotruncana schneegansi</i> | |
| TURON | | | Vorgosauische Phase | |
| | | | Einsetzen von <i>Globotruncana lapparenti</i> | ? |
| CENOMAN | <i>Rotalipora appenninica</i> | | <i>Rotalipora appenninica</i> | <i>Ticinella</i> cf. <i>roberti</i> |
| ALB | | | Austrische Phase | |
| APT | ? | Schwarzeck- Brekziel | <i>Conorotalites aptiensis</i> | ? |
| NEOKOM | | | <i>Aptychi</i> | <i>Lenticulina ouachensis</i> <i>multicella</i> |
| | <i>Tintinnidae</i> | | <i>Tintinnidae</i> | |

Abb. 1: Der Bezug der kretazischen und paläogenen tektonischen Phasen des Ostalpins zur Biostratigraphie.

In den Kalkalpen nordöstlich von Innsbruck haben wir die Cenoman-Schiefer ebenfalls nur in der Allgäu-Decke und in nördlichen Anteilen der Lechtal-Decke — während die Gosau weiter im Süden transgrediert — ähnliches gilt auch östlich vom Inn — bis dann die Cenoman-führenden Kalkalpen-Anteile unter dem „Tirolischen Bogen“ östlich vom Chiemsee untertauchen. Bei Berchtesgaden und im Salzburgischen unter der Auflast Gosau-führender höherer Decken begraben, kommt das Bayuvarikum mit Cenoman zunächst noch dünn am Mondsee wieder hervor, um dann in der Langbath-Zone westlich vom Traunsee wieder breiter zu werden. Im allgemeinen eindeutig im Hinblick auf einen vorgosauischen Zuschub des Frankenfeller-Ternberger-Deckensystems durch höhere Einheiten sind die Verhältnisse dann weiterhin nach Osten bis nahe an den Wienerwald. Ausnahme und Bestätigung zugleich bringt das Windischgarstener Fenster und seine Fortsetzung Richtung Hengstsattel, wo über Flysch u. a. Bayuvarikum mit Cenoman auftaucht, aber auch einige dieser Schürflinge zugleich Verband mit einer, allerdings nicht fossilbelegten, höheren Gosau zu haben scheinen (vgl. B. PLÖCHINGER 1963, S. A 39). Man könnte diese Schollen aus einem nördlichsten Bayuvarikum beziehen, das von der tirolischen Überschiebung nicht mehr erreicht wurde. Auch wäre denkbar, daß intragosauische Erosion dieses Cenoman wieder freigelegt hätte. Das Zusammenkommen von Cenoman und Gosau im kalkalpinen Wienerwald mag ähnliche Gründe haben.

Ein anderer Erklärungsversuch wird von W. ZACHER 1966, S. 227 mit der Annahme einer Trockenlegung des Bayuvarikums in den westlichsten Kalkalpen während der Gosauzeit gegeben. Es ergäbe sich dann jenes Bild, daß längs der Südküste eines Ophiolith- und Porphyrrreichen Ultrapienidischen Rückens das Bayuvarikum vorgosauisch verlandet wäre. Über es hinweg wäre dann die Sedimentbeschickung der tiefen Gosau von Norden her erfolgt. Bis zur intragosauischen Phase wäre eine solche Konstellation noch vorstellbar. Es fehlen aber alle stratigraphischen Hinweise für eine so lange andauernde Trockenlegung, wie sie ja während vermutlich kürzerer Zeit vor der Gosau und innerhalb der Gosau oft deutliche Spuren hinterließ (lateritische Verwitterung, Süßwasserfossilien, Kohlen, Landsaurier usw.).

Wir haben daher die vorgosauische Phase vor allem durch den Zuschub des Bayuvarikums demonstriert und folgen darin auch L. KOBER 1938, S. 108. Mit dem Tauernzuschub oder auch nur mit seiner Einleitung hat diese Phase im Oberturon jedoch nichts zu tun! Durch diese Phase wurden also wesentliche Teile der Sedimente des Chromit-beschickten Cenoman-Turon-Meeres in den Deckenbau einbezogen und bleiben während der Gosauzeit und dem Tertiär weitgehend tektonisch begraben.

Wir sehen also einen etwa 800 km langen und 100 km breiten Küstenstreifen eines bis auf Trias und Jura erodierten Deckengebirges mit seinem Schutt in eine Vortiefe gleiten und diese weitgehend anfüllen.

Die nördlich daran anschließende landfeste südpenninische Ophiolith-Zone (der ultrapienidische Rücken), das davor liegende Hoch mit ruhiger Couches-Rouges-Sedimentation und die Meere noch weiter nach Norden wurden von diesem tektonischen Ereignis kaum berührt.

Coniac, Santon, Unter-Campan

(Karte 3, 3. Profil)

Vom Coniac über das Santon bis ins Unter-Campan haben wir durchwegs relativ ruhige Sedimentationsverhältnisse. Im Vorland und im Helvetikum kennen wir Globotruncanen-reiche Mergel. Im Flysch wird die klastische Zufuhr geringer — tonig-mergelige Sedimente überwiegen. Auf der Sulzfluh-Schwelle und vermutlich auch im Gebiet der Schamser Decken (Gelbhorn-Tschera-Zone) und in der Tasna-Decke im Engadin dauert die Couches-Rouges-Sedimentation an. Dann schließt unsere landfeste Ophiolith-Zone an, die unentwegt mit ihrem Schutt Chromit in die umliegenden Meere liefert. Unmittelbar zwischen ihr und der submarinen Sulzfluh-Schwelle vermuten wir eine Rinne mit heftiger Wasserbewegung, welche den Brandungsdetritus Querkanälen zuführt, die nach Süden ins Gosaumeer einmünden. Der sedimentäre Einfluß der landfesten Ophiolith-Zone auf die Couches-Rouges-Gebiete der ostalpinen Briançonnaise-Fortsetzung beschränkt sich also auf äolische Zufuhr von lateritischem Staub, der die Buntfärbung verursacht; die Flyschtröge nördlich davon beliefert sie überhaupt nicht. Für die Sedimentation im piemontesischen Trog zu dieser Zeit fehlen in den Ostalpen heute sichtbare Hinweise — teils scheint er hier bereits vorgosauisch, zusammen mit dem Bayuvarikum, abschnittsweise tektonisch ausgeschaltet worden zu sein, teils liegen seine Reste wohl unter den Kalkalpen und der Grauwacken-Zone begraben, bzw. sind sie metamorph. In den Karpaten wird in der Maniner-Serie weiter sedimentiert — Chromit konnte hier nachgewiesen werden.

In den höheren kalkalpinen Decken (die tiefen sind tektonisch begraben) transgrediert im Coniac die tiefe Gosau mit von Norden geliefertem Chromit als Schwereminerale auf gefalteten, stark erodierten, z. T. lateritisch verwitterten Untergrund mit klastischen Basisbildungen. Wiederholt wird wie im Becken von Grünbach auch Transgression auf Deckengrenzen gemeldet. Bald stellen sich marine Folgen ein mit Korallen, Rudisten, Flachwasser-Foraminiferen, Ostrakoden usw. Trotz intensiver Bemühungen, vor allem um die Rudisten, steckt in diesem Fazies-Bereich die Alterseinstufung noch in den Anfängen. In den begleitenden Mergeln konnte auf Grund seltener Ammoniten- und Inoceramenfunde, vor allem aber mit Hilfe von Plankton-Foraminiferen ein Einbau in die stratigraphische Zonen-Abfolge des Senon gelingen. So kennen wir an der Digonale Wolfgangsee—Ausseer-Weißenbach-Tal einige Vorkommen mit *Globotruncana schneegansi*, welche tieferes Coniac sicherstellt. Die Entwicklungsreihe *Globotruncana convata* — *Globotruncana carinata* mit ihrer Begleitfauna erlaubt in vielen Profilen der Kalkalpen den Bereich Höheres Coniac bis Santon zu fassen, z. T. mit Querverbindungen zur Ammoniten-Inoceramen-Stratigraphie. Im Unter-Campan tritt *Globotruncana elevata* erstmalig auf. Ähnliche Verhältnisse zeigt die auf die Choč-Decke transgredierende „Gosau“ der Karpaten.

Im Zentralalpinen Raum gibt es ein ganz isoliertes Vorkommen mit *Globotruncana schneegansi* unter der Campan-Gosau des Lavanttales. Ganz allgemein transgrediert hier die Gosau auf Trias oder Paläozoikum. Foraminiferenfaunen, welche denen des Höheren Coniac und Santon der

Nordalpen entsprechen, kommen in den Zentralalpinen Gosauvorkommen nicht vor. Früher für Unter-Santon gehaltene Cuneolinen-führende Rudistenriffe müssen heute auf Grund der begleitenden Foraminiferenfauna mit *Globotruncana elevata* und alterfixierenden *Bolivinooides*-Arten als Campan gelten. Ein von J. v. HINTE selbst als „Geschmacksache“ gewerteter Versuch (J. v. HINTE 1963, S. 30) die Windisch Folge und Mannsberg Folge der Krappfeld-Gosau als Coniac-Santon aufzufassen, hat unnötig weitere Verwirrung gestiftet (vgl. A. TOLLMANN 1966, S. 41). Er kann aber leicht widerlegt werden, da hier altersbeweisende *Bolivinooides*-Arten gefunden wurden und die Faunenvergesellschaftung um *Globotruncana elevata* in der nördlichen Gosau allgemein über dem auch durch Ammoniten gesicherten Santon auftritt (vgl. G. WOLETZ 1965, S. A 67). Schließlich hat J. v. HINTE 1965, S. 88 analoge Faunen später bei St. Bartholomä in der südlichen Kainach bereits als Campan eingestuft.

So schließen die Zentralalpinen Gosau-Vorkommen viel mehr an Ungarn und Dalmatien an, als an die Nördlichen Kalkalpen. Sie sind charakterisiert durch ein sehr mächtiges fossilreiches Campan. Die großflächigen Vorkommen des Kainach-Hauptbeckens sind weitgehend terrestrisch beeinflusst. Sie stehen faziell irgendwie zwischen Flysch und Molasse und sind im ganzen sehr lebensfeindlich. Wir wissen nur, daß sie unter das gesicherte Campan des südlichen Nebenbeckens von St. Bartholomä einfallen und selber in höheren Lagen Campan-Ammoniten geliefert haben. Der Versuch von J. v. HINTE 1965, S. 89, die auf Erdwachs-impregmiertes Paläozoikum transgredierende Süßwasser-Folge im Nordosteck des Hauptbeckens der Kainach mit den paleozänen Basisbildungen des Krappfeld-Eozäns zu parallelisieren, entbehrt bislang einer paläontologischen Grundlage. Am ehesten handelt es sich bei den tieferen Anteilen der Hauptbeckenfüllung um ein landnahes fossil-leeres Santon? Hier danke ich W. GRÄF für eine lehrreiche Führung.

Wir haben also, während wir in den Nordalpen vollmarine Verhältnisse haben, hier möglicherweise Verlandungsfazies! Während es dann in den Nördlichen Kalkalpen späterhin nach dem Einsetzen von *Globotruncana elevata* zur Trockenlegung kommt, beginnt kurz vorher hier im Süden im Krappfeld, im Lavanttal und in St. Bartholomä die marine Ingression mit Globotruncanenmergeln und Rudistenriffen, welche zunächst bis ins Untere Ober-Campan andauert.

Wenn wir zudem die sehr unterschiedliche Schwermineral-Assoziation der südlichen und nördlichen Gosau vergleichen, können wir mit guten Gründen die Auffassung vertreten, daß diese heute zwischen 50 und 100 km voneinander entfernten Vorkommen sich faziell fremder sind, z. B. als die Gosau Tirols und jene der Karpaten.

Ich habe diesen Unterschied vor allem darum herausgearbeitet, um aus diesem bedeutenden Faziesunterschied Argumente für eine stärkere Einengung der Ostalpen auch noch nach der Gosau abzuleiten, als sie etwa von E. CLAR 1965 angenommen wird.

Von großer paläotektonischer Bedeutung ist die Frage, auf welche tektonische Unterlage die südliche Gosau transgrediere. A. TOLLMANN behauptet ein transgressives Übergreifen über den vermuteten tektonischen Kontakt vom Kristallin-armen Oberostalpin zum Kristallin-reichen „Mittel-

ostalpin“. H. FLÜGEL bestreitet dies in neueren Arbeiten. Auffallend ist auch das weitgehende Fehlen von Alt-Kristallin-Geröllen (vgl. P. BECK-MANNAGETTA 1964, S. 5 und 11) und A. ALKER 1962, S. 19). Daher nehmen wir an, daß während des tieferen Senons weitem nur nichtmetamorphe mesozoische und paläozoische Gesteine anstanden und das Kristallin im wesentlichen noch begraben war. Daher transgrediert diese Gosau in den erhalten gebliebenen Resten ausschließlich auf Trias und Paläozoikum.

Einen Hinweis auf Abkühlung einer vielleicht frühalpidisch versenkten und aufgeheizten Gesteinsfolge etwa während dieser Zeit ergeben verhältnismäßig zahlreiche K-Ar Altersangaben mit Werten um 80 MJ im Kristallin des Fensterrandes des Tauernfensters (vgl. E. R. OXBURGH 1966), sowie vielleicht analoge Werte aus dem steirischen und karpatischen Kristallin (vgl. H. FLÜGEL 1964). Eine Beziehung zur Seckauer Kristallisation nach K. METZ 1962 wäre denkbar. *)

Vielleicht hat die austrische und vorgosauische Gebirgsbildung eine ähnliche, etwa bis zum Campan andauernde, Erwärmung bewirkende Tieflegung von Kristallin, Paläozoikum und vielleicht auch Mesozoikum (vgl. S. PREY 1963) verursacht, wie später die pyrenäische Phase im Oligozän nach dem Abschub der Flyschdecken die Tauernkristallisation. Diese endet nach E. R. OXBURGH im Ober-Miozän, ähnlich wie in den zentralen Westalpen.

Auf jene ältere, früh-senonische, alpidische Kristallisation, die wahrscheinlich noch nicht die älteste ist, wie die Funde von „Tauern“-Mineralien schon im Cenoman vom Walserberg durch G. WOLETZ beweisen, wollen wir die Schüttung von Epidot und blaugrüner barroisitischer Hornblende ins Chatt des Vorlandes beziehen (vgl. H. FÜCHTBAUER 1967, S. 273).

Die intragosauische Phase im Unteren Ober-Campan

(Karte 4, 4. Profil)

Im ungefalteten Vorland Oberösterreichs schließt die Sedimentation im Unter-Campan ab, im nördlichen Niederösterreich läuft sie weiter. In Bayern geht die Sedimentation noch ins Untere Ober-Campan, welches mit *Bolivinooides decoratus* erfaßt werden kann. Nur hier und in den südlichen Gosauvorkommen ist diese Zone faßbar! Der Sedimentationsabschluß hängt hier wohl mit der etwa im Santon abgeschlossenen Verlandung Böhmens zusammen. Zuletzt machte sich hier, wohl aus dem gleichen Grund, Granat unter den Schwermineralen stärker bemerkbar (vgl. G. WOLETZ 1967, S. 312). Oberes Ober-Campan findet sich dann nur noch in den subalpinen Schuppen der Bohrung Perwang.

Im Helvetikum bedeutet das Untere Ober-Campan den Umbruch von der ruhigen Sedimentation der Amdener-Schichten zu den manchmal transgressiven sandigeren Wangschichten. Sowohl im Granat-freien Prätigau

*) Nach neuesten Ergebnissen ergibt sich auch für die Metamorphose im Brenner-Mesozoikum und im Schneeberger-Zug ein analoges Alter von 77 und 80 MJ. Vergleiche neueste Arbeiten von GRÖGLER N., GRÜNFELDER M., JÄGER E., MILLER S. und SCHMIDT K. in *Ecologe Geol. Helv.* 60, S. 529—541 (Basel 1967).

Flysch als auch in der Granat-reichen Ostalpinen Flyschzone bemerken wir auch die Umstellung zu einer stärker klastischen Fazies etwa zu dieser Zeit. Auf der Sulzfluh-Schwelle vermuten wir weiterhin ungestörte Couches Rouges-Sedimentation ungeachtet eines sich im unmittelbar südlichen Anschluß vollziehenden tektonischen Ereignisses von weittragender Bedeutung.

In den Gosaubecken der nördlichen Kalkalpen fehlt das Untere Ober-Campan — anstatt dessen finden wir weit verbreitet eine Regressionsfazies mit Konglomeraten und Süßwasser oder eine Schichtlücke. Die sandigen Lagen der Kreidesedimente unterhalb dieser Schichtlücke führen nach den Untersuchungen von G. WOLETZ von Vorarlberg bis Wien, soweit untersucht, ab Neokom immer, mehr oder weniger häufig, Chromit. Die darüber transgredierende Höhere Kreide und das Paleozän führen kaum mehr Chromit, dafür aber reichlich Granat. Um die genaue Erfassung dieser Schichtlücke machte sich vor allem H. KOLLMANN 1963 verdient. Er konnte einerseits eine Sedimentation Chromit-reicher Serien im westlichen Becken von Gams bis in die Zone von *Globotruncana elevata* sicherstellen, andererseits im östlichen Beckenteil transgredierende Granat-reiche Nierentaler Schichten, etwa 20—70 m unter dem Horizont mit *Globotruncana calcarata* beginnend, nachweisen. Die älteren Bolivinen-Studien von C. A. WICHER und F. BETTENSTAEDT 1956 zeigen hier das Fehlen der Zone von *Bolivinoidea decoratus decoratus* (ohne Begleitung durch *Bolivinoidea draco miliaris*), also auch ein wahrscheinliches Fehlen zumindest großer Anteile des Unteren Ober-Campans, das mit *Globotruncana* bisher nicht so scharf definiert werden kann. Im Becken von Grünbach entspricht zumindest ein Teil der Kohlenserie dem Unteren Ober-Campan. Das Obere Ober-Campan transgrediert teils auf Kohlenserie, teils auf Trias. In anderen nördlichen Gosaubecken kann man recht eindeutig auf Schichtlücken mit diskordanter Überlagerung hinweisen, in denen sich eine Abtragsphase im Unteren Ober-Campan manifestiert wie z. B. die Schichtlücke bei Unter-Laussa in den Weyrer Bögen (A. TOLLMANN 1966, S. 83 zitiert hier meine Arbeit von 1963 nicht richtig) und die Rotkopfdiskordanz am Muttekopf in Tirol.

Wenn auch der Chromit-Granat-Umschlag in den südlichen Gosauvorkommen nicht feststellbar ist, so ergibt sich hier auch ein Faziesumbruch, dem wahrscheinlich gleiche (vermutlich tektonische) Ursachen zugrunde liegen. Zunächst haben wir hier zur gleichen Zeit, in der wir im Norden die Schichtlücke haben, etwa im Überschneidungsbereich von *Bolivinoidea strigillatus* und *Bolivinoidea decoratus decoratus* und im Lebensbereich von *Bolivinoidea decoratus decoratus* allein, vor dem Einsetzen von *Bolivinoidea draco miliaris*, eine mikrofossilreiche durch Rudisten-Kalke aufgelöste Serie — nach J. v. HINTE in der Krappfeld-Gosau etwa 1600 m mächtig. Persönlich vermute ich doch wesentlich geringere Mächtigkeiten, da sich offenbar Windisch-Folge, Mannsberg-Folge und Wendel-Folge weitgehend seitlich verzahnen. Schichten mit gleicher Lebewelt zeigt auch die Lavanttal-Gosau (vgl. P. BECK-MANNAGETTA 1964) sowie das Vorkommen von St. Bartholomä südöstlich der Kainach (vgl. M. KAUMANN 1962).

In der Krappfeld-Gosau legt sich darüber mit Orbitoiden und *Bolivinoidea draco miliaris* das Obere Ober-Campan, das auch *Globotruncana calcarata*

führt. Mit dieser neuen Mikrolebewelt verschwanden auch die Rudistenriffe mit den Cuneolinen und wird zugleich jene Transgression signalisiert, welche in den nördlichen Gosauvorkommen diskordant über tiefe Gosau oder älteren gefalteten Untergrund greift.

In der „Gosau“ der westlichen Zentral-Karpaten im Profil Brežova im Hügelland von Miava, welche ich unter Führung von J. SALAY besuchen durfte, haben wir über einer Chromit-führenden Basis des Coniac-Santon eine Kohleflöz-führende Serie, die allerdings hier noch ins Santon eingestuft wird. Da aber J. SALAY Santon und Campan mikropaläontologisch anders abgrenzt als wir es in den Ostalpen tun — er läßt *Globotruncana elevata* im Oberen Santon beginnen — wäre diese an die Kohlenserie von Grünbach erinnernde, z. T. makrofossilreiche Einschaltung nach unserer Einstufung möglicherweise auch schon Campan. In den darauf lagernden Campan-Maastricht-Serien ergab die Schwermineral-Analyse durch G. WOLETZ vereinzelt Chromit neben Granat, was offenbar einen gewissen Unterschied gegenüber den Verhältnissen in den Alpen andeutet (vgl. J. SALAY und O. SAMUEL 1966, S. 86).

Wir sehen im Unteren Ober-Campan während der Intragosauischen Phase zunächst eine Trockenlegung der nördlichen Kalkalpen, verbunden mit einer starken Erosion, welche vor allem die tiefere Gosau stark beschnitt und oft bis auf tiefere Trias heruntergriff. Teilweise kam es gleichzeitig auch zu Süßwasser-Sedimentation mit Kohle-Lagern. Süßwassernachweis können wir mit Characeen führen, den Verlandungsnachweis eindrucksvoll mit Landsaurier-Resten (vgl. B. PLÖCHINGER 1967, S. 46).

Anschließend an diese Trockenlegung beginnt die Absenkung des zwischen Sulzfluh-Schwelle und der Stirn der Kalkalpen liegenden Raumes. Dadurch werden an der Kalkalpenbasis Gleithorizonte wieder aktiv und auf etwa 500 km Länge gleiten die Kalkalpen auf jenen nun versunkenen Ophiolith-reichen ultrapienidischen Rücken hinunter, der vorher durch lange Zeit Chromit nach Süden geliefert hatte. Die nördlich anschließende Sulzfluh-Schwelle bleibt trotzdem bis ins Paleozän noch erhalten, wird aber nach und nach durch Kanäle durchlöchert, durch die dann später aus dem im Süden der Kalkalpen nun aufsteigenden Altkristallin Granat-reicher Sand in die Ostalpine Flyschzone hineingeschüttet werden soll.

Man könnte die Frage stellen, ob es sich bei im Salinarverband in der kalkalpinen Basis auftretenden Ophiolithresten — z. B. im Rahmen des Fensters von Windischgarsten — nicht um nachgosauisch verschleppte Schürflinge unserer nun intragosauisch zugedeckten Ophiolith-Zone handelt (vgl. S. PREY, A. RUTNER und G. WOLETZ 1959, S. 204)?

In den Karpaten scheint dieses tektonische Großereignis nicht stattgefunden zu haben. Hier bleibt der ultrapienidische Rücken teilweise landfest und liefert weiter im Obermaastricht und Paleozän etwas Chromit in die „Gosau“ von Brežova im Hügelland von Miava. Hiermit machen sich die Karpaten deutlich als eigenständiges Gebirge bemerkbar. Ihre baugeschichtliche Eigenart besteht ja gerade darin, daß jene vom Briançonnaise herkommende Schwellenzone, welche sich über die Sulzfluh-Schwelle in die Pieniden fortsetzt, bis auf den heutigen Tag von der von Süden andrängenden Tektonik nie überwunden werden konnte. So liegen hier die zwar intern tektonisierten Sedimentmassen der Tröge nördlich

und südlich dieser Schwelle auch heute noch von Norden nach Süden hintereinander — und nicht von unten nach oben übereinander wie in den Alpen.

Die geringere Einengung der Karpaten gegenüber den Alpen mag auch die Ursache für die geringere Schwereanomalie dieses an die Alpen nord-östlich anschließenden Orogens sein (vgl. H. KÜPPER 1965, S. 82 und Tafel 1). Gerne weisen wir darauf hin, daß nach H. KÜPPER die Alpine Minimum-Achse der vermuteten Achse des Tauerntroges und die Karpatische Minimum-Achse der vermuteten Achse des Karpatischen Flysch-Troges zugeordnet werden kann. Sollte man nicht einfach von einem Zusammenfallen der Achse der penninischen Geosynklinale des Alpen-Karpaten-Raumes mit der Achse des heutigen Schwereminimums sprechen?

Das Obere Ober-Campan, Maastricht und Dan

(Karte 5, 5. Profil)

Während dieser, das Mesozoikum abschließenden Zeit, war der Alpenraum weitgehend vom Meere bedeckt. Im autochthonen Untergrund im nördlichen Niederösterreich schließt die Sedimentation im Oberen Ober-Campan mit *Globotruncana calcarata* ab (J. KAPOUNEK, A. KRÖLL, A. PAPP und K. TURNOVSKY 1967, S. 81). In der alpinen Vorfaltungszone haben wir Plankton-reiche Serien, vor allem in der Waschberg-Zone. Im Bereich der Säntis-Decke melden wir die stärker sandigen Wang-Schichten. Im ultrahelvetischen Faziesraum des Westens und in dem aus ihm hervorgehenden Helvetikum des Ostens haben wir mehr pelagische, oft bunte, Mergel. In der Wildflysch-Zone Vorarlbergs erinnern während des Maastrichts lokal entwickelte Globotruncanen-Mergel der Sattinser-Serie (vgl. R. OBERHAUSER 1967, Walgaukarte) noch ans Ultrahelvetikum. Im Prätigau-Flysch haben wir typische Flyschfazies, ebenso im Wäggitaler-Flysch und in der Ostalpinen Flyschzone, wo durch starke Sandzufuhr große Mächtigkeiten, oft weit über 1000 m, erreicht werden können. Hier beziehen wir das Schwermineral Granat vom nun freiliegenden ostalpinen Kristallin durch intragosauisch geöffnete Kanäle in der südlich anschließenden Sulzfluh-Schwelle. Die Granat-freie Schüttung (hier wagen wir eine Verallgemeinerung auf Grund weniger Proben) im Niesen-Flysch, im Triesner Flysch in Liechtenstein, im Prätigau-Flysch und möglichen östlichen Fortsetzungen (tiefe Anteile im Engadiner Fenster?) wollen wir mit Transport längs der Trog-Achse aus den Westalpen beziehen, um der Pflicht enthoben zu sein, im Profil ein Bezugsgebiet noch unterbringen zu müssen. Auf der Sulzfluh-Schwelle dürfte die Couches-Rouges-Sedimentation lokal noch weitergehen. In der Maniner-Serie der Karpaten geht die Sedimentation ebenfalls Gosau-ähnlich weiter. Chromit findet sich untergeordnet neben Granat.

In den Kalkalpen transgredieren entweder, manchmal an Flysch erinnernde, Granat-reiche Orbitoiden-Sandsteine oder die Couches-Rouges Fazies der Nierentaler-Schichten auf Chromit-reiche tiefere Gosau bzw. Unterkreide, Jura oder Trias. Mit dem Einsatz der Mikropaläontologie haben wir die Möglichkeit, die Sedimentfüllung der Gosau-Becken befriedigend zu gliedern. So wurde nun manche bisher als vorgosauisch geführte Diskordanz zu einer intragosauischen und es ist in dieser Hinsicht noch mit manchen Überraschungen zu rechnen.

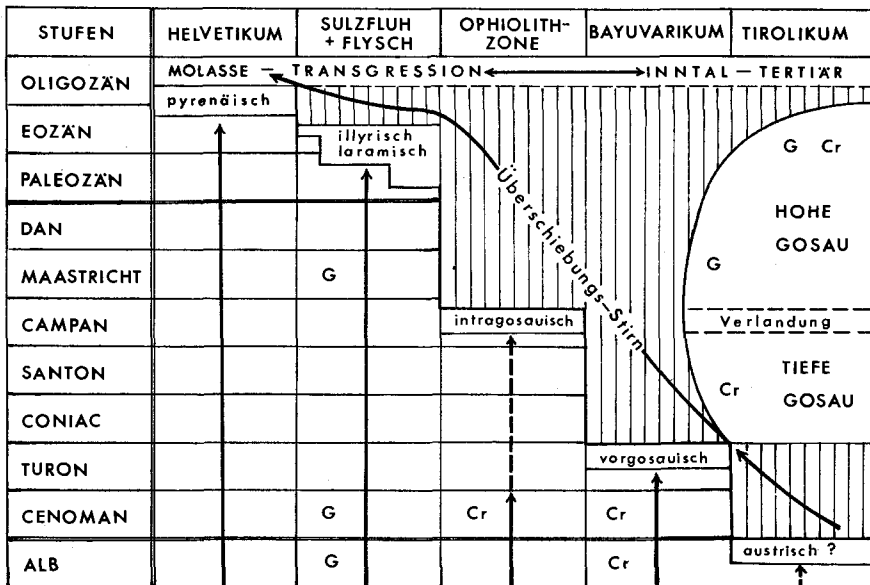
In den Zentralalpen setzt sich im Krappfeld die Sedimentation außerordentlich Mikrofossil-reich vom Oberen Ober-Campan ins Unter-Maastricht fort, worauf dann zunächst limnisch terrestrische Folgen transgredieren. Das hängt mit der hier kräftigen laramischen Erosion zusammen. In der „Gosau“ von Brežova in den Karpaten wird neben Granat vereinzelt Chromit weitergeliefert.

Die laramisch-illyrischen Phasen im Paleozän und Tieferen Eozän

(Karte 6, 6. Profil)

Im Vorland haben wir in der Waschberg-Zone ein gut entwickeltes Paleozän und Eozän mit reichen Nummuliten- und Planktonfaunen (vgl. K. GOHRBANDT 1963).

In den Vorlandbohrungen Oberösterreichs könnte eine limnische Serie mit bunten Tonen und Kohlenlagen unter dem transgredierenden Ober-Eozän als Hinweis auf Verlandung während der illyrischen Phase gelten. Im Helvetikum Vorarlbergs haben wir teils Nummuliten-führende Grünsandsteine, teils Mergelschiefer mit reichen Planktonfaunen, vermutlich bis ins Ober-Eozän. Ähnliche Fazies zeigt auch das östliche Helvetikum. In der Wildflysch-Zone gibt es Nummuliten und Flyschsandschaler mit *Rzehakina epigona*, ebenso im Schlieren-Flysch der Schweiz. In beiden Flyschen fällt in dieser Zeit ein lokales Granat-Spektrum auf.



Cr=Chromit, G=Granat als Schwereminerale

Abb. 2: Dauer der Sedimentation und Zeitpunkt des Zuschubs der nördlichen Ostalpen-Großtröge.

Im Prätigau-Flysch kennen wir noch paleozäne Nummulitenfaunen im Ruchberg-Sandstein. In der westlichen Ostalpinen Flysch-Zone tut man sich mit dem Tertiärnachweis sehr schwer. Verdacht auf Paleozän-Alter besteht an wenigen Stellen (vgl. F. BETTENSTAEDT 1958, S. 578 und M. WOLF 1963). In Niederösterreich ist dann Tertiär-Flysch, vor allem Paleozän, häufiger und schließlich im Wienerwald kennen wir Unter- und Mittel-Eozän, was karpatische Verhältnisse einleitet.

In der Falknis-Sulzfluh-Decke geht die Sedimentation in Couches Rouges-Fazies bis ins Paleozän noch weiter, ebenso vermutlich auch in der Tasna-Decke im Engadiner Fenster. In den Pieniden kennen wir ebenfalls noch zu dieser Zeit neben Lithotammien-Riffen Couches Rouges-Fazies.

In den Kalkalpen zeigen verschiedene Gosaubecken Tertiär-Anteile. So kennen wir vom östlichen Tirol bis nach Salzburg und weiter nach Osten Paleozän und Untereozän mit viel Foraminiferen. Nach H. G. LINDENBERG 1965 ist im Unterinntal Paleozän und Eozän nur auf der Hochbayuvarischen Einheit nachweisbar, während das Lattorf dann auf die Tirolische Einheit transgrediert. U. WILLE-JANOSCHEK 1966 weist in Gosau im Bereich Dan — tiefes Paleozän Hinweise für Regressions-Fazies nach; der Brekzien-Sandstein-Komplex in Gams (vgl. H. KOLLMANN 1963, S. 203) läßt ebenfalls laramische Unruhe vermuten. Neu sind Hinweise auf Paleozän und Unter-Eozän mit Nummuliten in der Gosau von Liezen im Ennstal — ein Bezugspunkt für die altbekannten Eozän-Gerölle bei Radstatt (W. JANOSCHEK 1966, S. A 28). Im Bereich des Fensters von Windischgarsten kennen wir Hantkeninen-führende Mergel im Verband mit Gosauschichten nächst der kalkalpinen Überschiebungsfäche (S. PREY, A. RUTTNER und G. WOLETZ 1959, S. 206). Im Becken von Grünbach und im Gebiet von Gießhübel bei Wien ist Paleozän häufig; neu ist der Nachweis von paleozänen Lithotammien-Riffen nahe dem Kalkalpensüdrand (vgl. B. PLÖCHINGER 1967, S. 54).

Gut ausgebildet ist die laramische Diskordanz in der Krappfeld-Gosau. Hier transgrediert über Kohlen-führende, dem Paleozän zuzuordnende, limnische Bildungen, Großforaminiferen-reich das Untere bis Mittlere Eozän (vgl. J. v. HINTE 1963, S. 33).

Wichtig für die Beurteilung der tektonischen Ereignisse dieser Zeit ist die eigenartige Asymmetrie der Sedimentation des Ostalpinen Flysches. Diese wollen wir durch die Annahme deuten, daß seine westlichen Anteile vielleicht noch im Paleozän (nach dem Einsetzen der ersten gekielten Globorotalien der Sulzfluh und nach dem Einsetzen der ersten Nummuliten im Falknis-Flysch) gemeinsam mit der Sulzfluh-Schwelle durch die ophiolithisch unterlagerten Kalkalpen überwältigt wurden, seine östlichen Anteile jedoch später. Östlich von Salzburg geht ja die Sedimentation schrittweise höher hinauf. Die Deckenbewegung setzt daher hier erst nach dem Paleozän wieder ein, und überschiebt schließlich weiter im Osten die Wienerwald-Flysch-Unterlage erst nach dem beginnenden Mittel-Eozän. Die Abschürfung der Ostalpinen Flyschzone von ihrem Untergrund durch die Kalkalpen wäre also im Westen hochlaramisch erfolgt, die Überschiebung des nördlich anschließenden Prätigau-Flysches und der tiefsten Einheiten des Engadiner Fensters etwas später, sicher illyrisch dann die Überwältigung der Wildflysch-Schwellen-Zone vor dem Helvetikum. Die Abschürfung der östlichen Ostalpinen Flyschzone durch die Kalkalpen fällt also etwa

in die gleiche Zeit, wie die Überschiebung der primär vermutlich nördlicheren Flysch-Becken des Alpenrhein-Profiles, wie Prätigau-Flysch und Wildflysch-Zone (Feuerstätter-Decke). Dieses im Profil durch das Fehlen der Granat-Punkte auffällige nördliche Flysch-Teilbecken ist schon in den mittleren Ostalpen nur hypothetisch. Wir halten seine primäre Existenz als Fortsetzung der eben erwähnten nördlichen Elemente des Alpenrhein-Profiles jedoch auch hier für sehr wahrscheinlich. Wir nehmen an, daß diese Beckenfüllung hier spätilyrisch vom südlichen Flysch zugedeckt und dann schon pyrenäisch unter den Kalkalpen verschliffen wurde. Heute mögen diese wohl bis ins Eozän reichenden Sedimente im Schürflingsteppich über dem Helvetikum unter den Kalkalpen und unter der Grauwackenzone liegen, wenn nicht z. T. metamorph im Tauernfenster. Teilweise können sie, im Sinne der Verhältnisse in Glarus, auch unter dem Helvetikum liegen!

Die infolge der starken Erosion sehr relikthaft erhaltenen Paleozän- und Eozän-Vorkommen auf den Kalkalpen, zeigen weitgehend marine Sedimentation, sodaß wir uns den Ablauf dieser Tektonik wiederum, wie während der austrischen Phase, weitgehend submarin denken müssen. Lediglich die Zentralalpen zeigen, neben dem Vorland, gewisse Verlandungseinflüsse.

Höheres Eozän

(7. Profil)

Das Ober-Eozän liegt z. T. ölführend als ältestes Schichtglied des Molassebeckens diskordant über Kristallin bzw. über seinem paläo-mesozoischen Deckgebirge (R. JANOSCHEK 1964, S. 333). Auch die bereits alpin gestörten Schuppen der Bohrung Perwang 1 führen noch dieses Ober-Eozän, welches in dieser Fazies dem Helvetikum fehlt (vgl. F. ABERER 1962, S. 278). In den alpinen Vorfalten der Waschbergzone nördlich der Donau bearbeitete K. GOHRBANDT 1963 Kleinforaminiferen des Höheren Led.

Im Helvetikum Voralbergs reichen die Nummuliten- und Plankton-Mikrofaunen sicher bis ins Obere Mittel-Eozän. Das Vorhandensein von Ober-Eozän halte ich für wahrscheinlich, in der Buntmergelerde im Fenster von Rogatsboden in Niederösterreich ist Ober-Eozän gesichert (vgl. S. PREY 1957, S. 314). Ebenso gesichert ist Ober-Eozän im Helvetikum in Bayern (H. HAGN 1967).

In den Kalkalpen schließt im Unterinntal auf der hochbayuvarischen östlichen Fortsetzung der Lechtal-Decke die Sedimentation mit dem Ober-Eozän ab.

Das Lattorf transgrediert auf die tektonisch nächsthöhere Einheit (vgl. H. G. LINDENBERG 1965, S. 7). Diese Oberaudorfer Schichten sind, wie überhaupt das kalkalpine Eozän, reich an Chromit (und Granat) als Schwermineral, was man nur durch eine Abtragung von kalkalpiner Unterkreide, Cenoman und Gosau während des Eozäns erklären kann (vgl. W. HEISSEL und G. WOLETZ 1956, S. 65). Ebenso ist Nummuliten und Chapmanninen-führendes Ober-Eozän im Gosaubecken von Reichenhall bekannt, hier allerdings auf tirolischer Unterlage. Das in Willendorf westlich Wiener Neustadt von O. KÜHN 1957 auf Grund einer Molluskenfauna gemeldete Ober-Eozän kann durch die Mikrofauna eindeutig widerlegt werden — es

handelt sich um den Grenzbereich Kohlenserie — Inoceramenmergel mit Globotruncanen und Bolivinen des oberen Ober-Campan (vgl. B. PLÖCHINGER 1967, S. 55). Es bleibt aber in diesem östlichen Bereich das Ober-Eozän von Wimpassing am Leithagebirge und von Kirchberg am Wechsel, welches als eine Art „Podhale-Flysch“ im Sinne der Karpatengeologie hier über Kristallin transgredieren dürfte (A. PAPP 1958, S. 252). Das Eozän über der zentralalpiner Gosau vom Krappfeld reicht, soweit bisher bekannt, nicht über das Mittel-Eozän hinaus. Auch hier fällt wiederum merkwürdigerweise Chromit als Schwermineral auf.

Die pyrenäische Phase im Lattorf

(Karte 6, 8. Profil)

Bei der Abgrenzung von Ober-Eozän und Oligozän ergeben sich, vor allem wenn Nummuliten fehlen, auch auf Grund der modernen Plankton-Korrelationen so viele Schwierigkeiten, daß man alle Lattorf-Bestimmungen besser als vorläufig betrachtet. Das gilt abgeschwächt auch für das vorher besprochene Ober-Eozän. Vermutliches Lattorf-Alter hat die jüngste autochthone Schichtfolge in Glarus: der Altdorfer-Sandstein mit den Dachschiefeln, haben mitgeschürfte Schollen von Lithothammien-Mergeln im Fenster von Rogatsboden, die mit Helvetikum und Ultrahelvetikum verschuppten Schönecker Fischschiefer im östlichen Oberbayern (vgl. H. HAGN 1967, S. 303), die dem Alpenrand anliegenden Flysch-artigen Bildungen der Deutenhausener Schichten mit dem Riesen-Konglomerat aus Flysch-Blöcken in der Basis bei Dornbirn, die Fischschiefer über dem Lithothammien-Kalk des Ober-Eozäns in den Vorlandbohrungen, sowie die Härniger Schichten im Unterinntal, die mit z. T. limno-fluviatiler Basis auf die tirolische Staufen-Decke transgredieren.

Wir sehen also im Autochthon unter der helvetischen Hauptdecke, im verschliffenen stratigraphischen Kontakt mit den ins Molassemeer eingeglittenen helvetischen bis penninischen Stirnen des alpinen Deckengebäudes, im Molassemeer selber und — zu guter letzt auf höchsten tektonischen Einheiten transgredierend — das Lattorf. Es ist — gerade auch aus tektonischen Überlegungen heraus — fast unmöglich, daß diese erwähnten Gesteine alle genau gleich alt sind. Zugleich genügt aber ihr paläontologischer Inhalt als Argument für ein annähernd gleiches Alter und eine Position zwischen Höherem Eozän und Mittlerem Oligozän. Damit haben wir aber etwa im Lattorf jenes tektonische Großereignis erkannt und festgelegt, welches das alpine Deckengebäude über den helvetischen Raum hinweg aufs Vorland gleiten ließ. Die Beschränkung des Ober-Eozäns auf das Hoch-Bayuvarikum und des Oligozäns auf Tirolikum im Unterinntal könnte dabei zugleich ähnliche kalkalpine Interntektonik belegen, wie vorher die Verteilung von Cenoman und Gosau in den Kalkalpen. Eine pyrenäische Nachbewegung am tirolischen Bogen könnte Teile des Gosau- und Eozän-führenden Hoch-Bayuvarikums abgedeckt haben.

Auch etwa gleichzeitig beginnt in der nun hinten begraben liegenden Permotrias-Jura-Neokom-Basis des penninischen Flysches die eigentliche Tauern-Kristallisation.

Wir erkennen während der pyrenäischen Phase zwei, fast unmittelbar aufeinanderfolgende Ereignisse. Zunächst schieben die nach Norden mit ihrer ophiolithischen Unterlage abgleitenden Kalkalpen den bereits seit der laramisch-illyrischen Tektonik weitgehend allochthonen Flysch weiter und stoßen ihn, die Wildflysch-Schwelle und ultrahelvetische Schuppen einbeziehend, vor sich her weit übers Helvetikum. Im Auslaufen dieser Bewegung reißt dann das Helvetikum von der Tiefe her durch und zergleitet, wie wir in der Ostschweiz erkennen, über dem vorausgeeilten penninischen (?) Sardona-Flysch sowie ultrahelvetischem Blattengratt- und Ragazer-Flysch ins Molassemeer hinunter (vgl. W. LEUPOLD 1943, S. 273), wo gerade vom obersten Lattorf bis ins tiefe Rupel die Deutenhausener-Schichten sedimentiert werden. Es hat meines Erachtens wenig Sinn, diese Folge-Bewegung als Helvetische Phase von der pyrenäischen Hauptüberschiebung nomenklatorisch abzutrennen. Die Bewegungen gehen ineinander über.

Nach Ende des Rupels melden sich dann neue Bewegungen, welche im mittleren Chatt im Raume von Salzburg das Eingleiten der Oberkreide-Eozän-Schuppen der Bohrung Perwang ins Molassemeer bewirkten (F. ABERER 1962, S. 278). Zugleich kam es auch durch starke Hebung der Alpen zu einer gewaltigen Schuttfzufuhr ins Molassebecken und zur Ausbildung der „Augenstein“-Landschaft in den Kalkalpen. Es werden nun in großem Umfang Eozän-Foraminiferen in die Molasse Vorarlbergs umgelagert (vgl. B. PLÖCHINGER 1958, S. 320). An Schwermineralien fehlt im Rupel und im Chatt des Bregenzerach-Profiles im Gegensatz zur Zentralschweiz der Chromit weitgehend (vgl. U. GASSER 1967). Allerdings führt nach Unterlagen von G. WOLETZ die Bohrung Dornbirn 1 im Rheintal von 2063 bis 2806 m durchgehend häufiger Chromit. Diese Schichten werden von W. HUF 1963, S. 9 auch zur Unteren Bunten Molasse gerechnet — demnach ein Profilanteil, der über Tag nicht beprobt wurde. Damit haben wir jedoch die Wirkungszeit der pyrenäischen Phase schon verlassen, die folgenden Ereignisse bis zur Jetztzeit, namentlich die savische und steirische Phase sollen nicht mehr im einzelnen besprochen werden (vgl. dazu A. TOLLMANN 1966).

Erwähnt sei vielleicht, daß die neuesten Bohrungen innerhalb der Alpen anschließend an eine Nachbewegung der Perwang-Schuppen eine savische hochaquitane bis postaquitane Aufschiebung des Flysches mit dem Helvetikum auf die ungefaltete Molasse ergeben, und zwar in Oberösterreich in der Bohrung Kirchham 1 (R. JANOSCHEK in E. KING 1966, S. 1630) sowie in den niederösterreichischen Alpen in den Bohrungen Texing I, Perschenegg 1 und Mauerbach 1 (vgl. J. KAPOUNEK, A. KRÖLL, A. PAPP und K. TURNOVSKY 1965, S. 111). In der Flyschzone nördlich der Donau ist der Untergrund des Flysches durch Bohrungen bisher noch nie erreicht worden.

Die heutige Situation

(Profile 9 a oder 9 b je nach Wahl des Einengungsbetrages)

Die weitere paläogeographische und tektonische Entwicklung bis zum Quartär, vor allem während der savischen und steirischen Phase führte,

wie kurz erwähnt, zu weiteren Deckenbewegungen zum Vorland hin, sowie zur Faltung durch Einengung, aber auch zur geographischen Trennung von Alpen und Karpaten durch den Einbruch des Wiener Beckens und zur Hebung des Alpenkörpers zum Hochgebirge. Das alles soll nicht mehr genauer erörtert werden. Im einzelnen wären diese Ereignisse im Maßstab meiner Profile auch nicht mehr darstellbar.

Es soll nur die heutige Situation an Hand des letzten Profils diskutiert werden. Wir sehen von Norden kommend die ungefaltete und gefaltete Molasse auf Kristallin, Mesozoikum oder Eozän transgredieren und nehmen an, daß sich das ungefaltete Vorland mit sedimentären Folgen bis ins Paläogen bis nahe dem Kalkalpensüdrand unter das Deckengebirge fortsetzt. Dafür folgende Argumente:

Jene Linie, an welcher die Grauwacken-Zone nach Norden unter den von ihr abgeglittenen Kalkalpen endet, liegt, nach den Verhältnissen im Fenster von Windischgarsten zu schließen, unter den südlichsten Anteilen der Kalkalpen. Weiter im Westen von Tirol zum Rätikon ist der Kalkalpensüdrand bis auf diese Linie zurückgewittert und die im steilen Kontakt südlich anschließende, z. T. sogar überkippt auflagernd zu ergänzende Grauwacken-Zone, fällt schrittweise der Erosion zum Opfer. Vom Rheinquerprofil nach Glarus würde das infolge des allgemeinen Achsenanstieges nun fehlende Ostalpin rasch Montblanc-Höhen erreicht haben. Da sich aber in der Zentralschweiz Klippen von kalkalpinem Hauptdolomit über Arosa-Zone noch finden (vgl. R. HANTKE und R. TRÜMPY 1964, S. 615), müssen wir bis dorthin eine heute erodierte Fortsetzung zumindest der Kalkalpen und der Grauwackenzone des Ober-Ostalpines annehmen. So kommen wir aber mit dem primären Nordrand der Grauwacken-Zone unter den Kalkalpen in Glarus in eine Position, wo sich unter der, im Flysch eingewickelten, helvetischen Hauptdecke noch autochthones Lattorf befindet.

Weitere Argumente in dieser Richtung erbringen A. KRÖLL und G. WESSELY 1967, auf Grund ihrer Bearbeitung der Bohrung Urmannsau 1, wo 7.5 km südlich des Kalkalpen-Erosionsrandes über Böhmischem Kristallin ungefaltetes Chatt-Aquitane angetroffen wurde. Dabei ist weiter noch nach Süden mit dem Ablagerungsraum der in den Schuppen vorhandenen ober-eozänen Lithothamnienkalke, wahrscheinlich mit Lattorf-Überlagerung, zu rechnen. Geophysikalische Untersuchungen ergeben nach diesen Autoren auch Massen geringer Dichte unter den Kalkalpen bis nahe den Zentralalpen. Daher wäre auch hier für ein autochthones Mesozoikum mit Paläogen-Überlagerung und eine südlich anschließende Verrukano und Kristallin hochbringende Helvetikums-Wurzel, unter der nach Norden unter den Kalkalpen auskeilende Grauwacken-Zone, durchaus Platz vorhanden.

An die Helvetische Wurzel schließt sich tief unter den Kalkalpen begraben und von Granat-führendem ostalpinen Flysch eingewickelt die Helvetische Decke an, welche gelegentlich im Flysch in Fenstern zutage tritt.

Der durch Granat im Profil signalisierte wallisische Ostalpine Flysch liegt mächtig vor den Kalkalpen angeschoppt auf dem Vorland. Sein Herkunftsgebiet aus dem ihn, vermutlich zusammen mit einzelnen Schuppen der das Briançonnaise fortsetzenden Sulzfluh-Schwelle, die Kalkalpen

laramisch-illyrisch abschürften, liegt in den Tauern und ist zwischen Lattorf und Ober-Miozän metamorph geworden (vgl. E. R. OXBURGH 1966). Darauf folgt stark ausgedünnt jene dem Piemontaise nahestehende Ophiolith-Zone, welche während der Kreide bis zum Unter-Campan mit ihrem Ultrapienidischen Rücken den Chromit nach Süden geliefert hat. Sie wäre auf Ophiolith-reiche, tektonisch höhere Elemente des Tauernfensters zu beziehen. Die Arosa-Zone und die vorne liegende Serie vom Walserberg mit Sedimentation bis ins Cenoman ordnen wir hier ein. Unmittelbar darauf liegt dann das Bayuvarikum, bedeckt von Chromit-führender Mittelkreide bis Turon. Unter- und „Mittel“-Ostalpin ist hinten geblieben und hatte wohl primär nichts Jüngeres als tiefe Kreide. Über dem Bayuvarikum liegen höhere kalkalpine Einheiten, welche im Süden an der diskutierten Linie mit der Grauwacken-Zone in wohl gestörten Verband treten. Darauf liegt einerseits noch tiefe Gosau mit Chromit, andererseits höhere Gosau mit Granat und zu guter Letzt auch noch Obereozän und Lattorf, vor allem im Gebiet des Unterinntales.

Im Tauernfenster sehen wir, wie erwähnt, die Basis des im wesentlichen auf Tithon abgeschürften Flysches. Die wenigen Granatpunkte sollen nur andeuten, daß hier auch noch die Existenz von durch Tauernkristallisation metamorpher Höherer Oberkreide im Gespräch ist. Nachgewiesen ist weder der Granat als primär-sedimentäres Schwermineral in den Tauern-Sedimenten — noch eine durch Fossilien belegte Oberkreide.

Die Beheimatung des Flysches in den Tauern ergibt sich zwingend bei Abwicklungsversuchen, aber auch auf Grund der Verhältnisse in den westlichen Ostalpen. Damit wird eine vollständige tektonische Abdeckung der Tauern vor dem Eozän unmöglich — eine teilweise Abdeckung der Tauern erfolgte allerdings schon im Campan.

Auch die metamorph gewordene Sulzfluh-Schwelle, die Fortsetzung des Briançonnaise, müssen wir hier zwischen Flysch-Basis und Ophiolith-Zone einordnen. Um metamorphe sandfreie Couches Rouges dieser Schwellenzone wollen wir uns besser nicht bemühen, sie wären aber auch im Sinne einer Verbindung zu den Pieniden zu fordern. Schuppen, die aus diesem Schwellenbereich stammen können, gibt es im Fenster von Windischgarsten. Die südlich davon einwurzelnde Ophiolith-Zone wäre etwa der Heimatbereich des Ultrapienidischen Rückens, von dem wir aber, gerade wegen der langandauernden, gewaltigen Erosion zur Kreidezeit, nicht mehr allzu viele Zeugen erwarten dürfen.

Schließlich folgt nach Süden ostalpine Basis mit Paläozoikum und Kristallin, wobei eine Trennung in Unter- bis „Mittel“-Ostalpin mit Kristallin und mesozoischen Resten — und Oberostalpin mit Paläozoikum, Trias, Spuren von Jura und Unterkreide, sowie nur darauf transgredierend, Gosau und Eozän versucht werden kann.

Diese Gosau ist mit dem nach laramischer Aussüßung überlagernden Eozän in ihrer sedimentären Abfolge und im Schwermineral-Spektrum von den gleich alten Bildungen der nördlichen Kalkalpen verschieden und gehört daher einem anderen Ablagerungsraum an. Hier wirkt in einigen Bereichen in der tieferen Oberkreide eine Kristallisationsphase, welche von der nacheozänen Tauernkristallisation zu trennen wäre. Die blaugrünen

Hornblenden, welche im Chatt (H. FÜCHTBAUER 1967, S. 273) in der Molasse auftauchen, sollte man dieser kretazischen Kristallisation zuordnen.

Legion sind die Hinweise auf nachgosauische bis nacheozäne Bewegungen auch in den Kalkalpen, wobei oft alte kretazische Überschiebungen wieder aktiviert wurden, wie z. B. in der Gosaumulde von Gießhübel (vgl. B. PLÖCHINGER 1964, S. 499), oder auch oft neuer tektonischer Zuschnitt erfolgte. Im Regelfall ist es allerdings unmöglich, diese Ereignisse genauer im Tertiär einzuordnen. Genau bekannt ist jedoch die Zeit des Einbruches des Wiener Beckens. Er erfolgte, den heutigen Zuschnitt bringend, während des Mittleren Miozäns zur Zeit der Ablagerung der Badener Serie (vgl. J. KAPOUNEK, A. KRÖLL, A. PAPP und K. TURNOVSKY 1965, S. 114).

Schriften

(bezüglich weiterer Literatur vgl. R. OBERHAUSER 1963)

ABERER, F.: Bau der Molassezone östlich der Salzach. — Hannover 1962 (Z. deutsch. geol. Ges., 113).

ALKER, A.: Über Gerölle aus der Gosau von Kainach. — Graz 1962 (Mitt. Bl., Min. Landesmus. Joanneum 1962, H. 1).

ANDRUSOV, D.: Geologie der Tschechoslowakischen Karpaten II. — Berlin 1965 (Akademie Verlag).

BECK-MANNAGETTA, P.: Beiträge zur Gosau des Lavanttales (Ostkärnten). — Graz 1964 (Mitt. Naturwiss. V. f. Steiermark, 94).

BECK-MANNAGETTA P.: Über das Westende der Pannonischen Masse. — Wien 1967 (Mitt. Geol. Ges. Wien, 59).

BECK-MANNAGETTA, P., GRILL, R., HOLZER, H. und PREY, S.: Erläuterungen zur Geologischen und zur Lagerstätten-Karte von Österreich. — Wien 1966 (Geol. B. A.).

BEMMELN, R. W.: Zur Mechanik der ostalpinen Deckenbildung. — Stuttgart 1960 (Geol. Rundschau, 50).

BETTENSTAEDT, F.: Zur stratigraphischen und tektonischen Gliederung in den Bayerischen und Vorarlberger Alpen auf Grund mikropaläontologischer Untersuchungen. — Hannover 1958 (Z. deutsch. geol. Ges., 109).

BRAUMÜLLER, E.: Besprechung zu: A. TOLLMANN: Die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. — Wien 1967 (Mitt. Geol. Ges. Wien, 59).

CADISCH, J., WENK, E. und KELLERHALS, P.: Bericht über die Exkursionen der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft ins Unterengadiner Fenster und die Unterengadiner Dolomiten. — Basel 1962 (Eclogae Geol. Helv., 55).

CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. — Wien 1965 (Verh. Geol. B. A., 1965).

DEL-NEGRO, W.: Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen: Salzburg — Wien 1960 (Verh. Geol. B. A., Bundesländerserie).

EXNER, CH.: Geology of Austria. — Wien 1966 (Geol. B. A.).

FLÜGEL, H.: Die tektonische Stellung des „Alt-Kristallins“ östlich der Hohen Tauern. — Stuttgart 1960 (N. Jb. Geol. Pal. Mh., 1960).

FLÜGEL, H.: Der geologische Bau der Ostalpen. — Berlin 1964 (Forschungen u. Fortschritte, 5).

FLÜGEL, H.: Versuch einer geologischen Interpretation einiger absoluter Altersbestimmungen aus dem ostalpinen Kristallin. — Stuttgart 1964 (N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1964).

FUCHS, W.: Neuere Funde tieferer Oberkreide in der Flyschzone bei Wien. — Wien 1963 (Verh. Geol. B. A., 1963).

FÜCHTBAUER, H.: Die Sandsteine in der Molasse nördlich der Alpen. — Stuttgart 1967 (Geol. Rundschau, 56).

GASSER, U.: Erste Resultate über die Verteilung von Schwermineralen in verschiedenen Flyschkomplexen der Schweiz. — Stuttgart 1967 (Geol. Rundschau, 56).

GOHRBANDT, K.: Die Kleinforaminiferenfauna des obereozänen Anteils der Reingruber Serie bei Bruderndorf (Niederösterreich). — Wien 1963 (Mitt. Geol. Ges. Wien, 54).

GRILL, R.: Erläuterung zur Geologischen Karte von Korneuburg und Stockerau. — Wien 1962 (Geol. B. A.).

GRÜN, W., LAUER, G., NIEDERMAYR, G. und SCHNABEL, W.: Die Kreide-Tertiärgrenze im Wienerwaldflysch bei Hochstraß (Niederösterreich). — Wien 1964 (Verh. Geol. B. A., 1964).

HAGN, H.: Das Alttertiär der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes. — München 1967 (Mitt. Bay. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 7).

HANTKE, R. und TRÜMPY, R.: Bericht über die Exkursion A der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in die Schwyzer Alpen. — Basel 1964 (Eclogae Geol. Helv., 57).

HEISSEL, W.: Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärgebietes (mit einem Abschnitt über „Schwermineraluntersuchungen an Gesteinen aus dem Unterinntaler Tertiär“ von G. WOLETZ). — Wien 1956 (Mitt. Geol. Ges. Wien 48).

HEISSEL, W., OBERHAUSER, R. und SCHMIDEGG, O.: Geologische Karte des Walgaues 1:25.000. — Wien 1967 (Geol. B. A.).

HINTE, J. E. van: Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes. — Wien 1963 (Jb. Geol. B. A., Sb. 8).

HINTE, J. E. van: Remarks on the Kainach Gosau (Styria, Austria). — Amsterdam 1965 (Proc. Kon. Ned. Akad. W., Serie B, 68).

HOLZER, H.: Bericht 1965 über geologische Aufnahmen im Gebiet von Eisenkappel. — Wien 1966 (Verh. Geol. B. A., 1966).

HUF, W.: Die Schichtenfolge der Aufschlußbohrung „Dornbirn 1“ (Vorarlberg, Österreich). — Basel 1963 (Bull. V. Schweiz. Petrol. Geol., 29).

HÜCKEL, B., JAKOBSHAGEN, V. und STENGEL-RUTKOWSKY, W.: Über den Bau des Allgäuer Hauptkammes und der Hornbachkette (Nördliche Kalkalpen). — Hannover 1960 (Z. Deutsch. geol. Ges., 112).

JANOSCHEK, R.: Das Tertiär in Österreich. — Wien 1964 (Mitt. Geol. Ges. Wien, 56).

JANOSCHEK, R.: in KING R. E.: Petroleum Exploration and Production in Europe 1965, Austria. — Tulsa 1966 (Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 50).

JANOSCHEK, W.: Bericht 1965 über Aufnahmen auf Blatt Mitterndorf und Blatt Liezen. — Wien 1966 (Verh. Geol. B. A., 1966).

KAPOUNEK, J., KRÖLL, A., PAPP, A. und TURNOVSKY, K.: Die Verbreitung von Oligozän, Unter- und Mittelmiozän in Niederösterreich. — Wien 1965 (Erdöl-Erdgas-Zeitschrift, 81).

KAPOUNEK, J., KRÖLL, A., PAPP, A. und TURNOVSKY, K.: Der mesozoische Sedimentanteil des Festlandssockels der Böhmisches Masse. — Wien 1967 (Jb. Geol. B. A. 110).

KAUMANN, M.: Die Gosauschichten des Kainachbeckens. — Wien 1962 (Sb. Akad. Wiss. Nat. Kl. Abt. I, 171).

KOBER, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. — Wien 1938 (Springer-Verlag).

KOLLMANN, H.: Zur stratigraphischen Gliederung der Gosauschichten von Gams. — Wien 1963 (Mitt. Geol. Bergbaustud., 13).

KRÖLL, A. und WESSELY, G.: Neue Erkenntnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Urmannsau 1. — Wien 1967 (Erdöl-Erdgas-Zeitschrift, 83).

KRUYSSSE, H. A. C.: Geologie der Schamser Decken zwischen Avers und Oberhalbstein (Graubünden). — Basel 1967 (Eclogae Geol. Helv., 60).

KÜHN, O.: Eine inneralpine Eozänfauna aus Niederösterreich. — Wien 1957 (Sb. Akad. Wiss. Nat. K., Abt. I, 94).

KÜPPER, H.: Quasikraton und Orthogeosynklinale (Ostalpen und Böhmisches Masse) im Kenntnisbild der heutigen Geologie. — Basel 1965 (Eclogae Geol. Helv., 58).

KÜPPER, I.: Mikropaläontologische Gliederung der Oberkreide des Beckenuntergrundes in den oberösterreichischen Molassebohrungen. — Wien 1964 (Mitt. Geol. Ges. Wien, 56).

KÜPPER, K.: Stratigraphische Verbreitung der Foraminiferen in einem Profil aus dem Becken von Gosau. — Wien 1956 (Jb. Geol. B. A., 99).

LEUPOLD, W.: Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein. — Basel 1943 (Eclogae Geol. Helv., 35).

LINDENBERG, H. G.: Die Bolivinen (Foram.) der Häringer Schichten. Mikropaläontologische Untersuchungen im Alttertiär des Unterinntal-Gebietes. — Modena 1965 (Boll. Soc. Pal. Ital., 4).

MAHEL, M.: Einige Grundsätze der tektonischen Karte des Karpaten-Balkan-Dinariden-Raumes und dessen Vorlandes. — Bratislava 1967 (Geologické Práce, Zprávy 42).

METZ, K.: Das ostalpine Kristallin der Niederen Tauern im Bauplan der NE-Alpen. — Stuttgart 1962 (Geol. Rundschau, 52).

NOTE, R.: Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. — Wien 1951 (Jb. Geol. B. A., Sb. 3).

OBERHAUSER, R.: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. — Wien 1963 (Jb. Geol. B. A. 106).

OBERHAUSER, R.: Zur Frage des vollständigen Zuschubs des Tauernfensters während der Kreidezeit. — Wien 1964 (Verh. Geol. B. A., 1964).

OBERHAUSER, R.: Zur Geologie der West-Ostalpen-Grenzzone in Vorarlberg und im Prätigau unter besonderer Berücksichtigung der tektonischen Lagebeziehungen. — Wien 1965 (Verh. Geol. B. A., 1965).

OXBURGH, E. R., LAMBERT, R. ST. J., BAADSGAARD, H. B. und SIMONS, J. G.: Potassium-Argon age studies across the southeast margin of the Tauern window, the Eastern Alps. — Wien 1966 (Verh. Geol. B. A., 1966).

PAPP, A.: Vorkommen und Verbreitung des Obereozäns in Österreich. — Wien 1958 (Mitt. Geol. Ges. Wien, 50).

PLÖCHINGER, B. mit Beiträgen von OBERHAUSER, R. (Mikropaläontologie) und WOLETZ, G. (Schwermineralanalyse): Das Molasseprofil längs der Bregenzer Ache und des Wirtatobels. — Wien 1958 (Jb. Geol. B. A., 101).

PLÖCHINGER, B.: Bericht 1962 über Aufnahmen zwischen Hengstsattel und St. Gallen. — Wien 1963 (Verh. Geol. B. A., 1963).

PLÖCHINGER, B.: Die Kreide-Paläozänablagerungen in der Gießhübler Mulde zwischen Perchtoldsdorf und Sittendorf. — Wien 1964 (Mitt. Geol. Ges., Wien, 56).

PLÖCHINGER, B.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hohe-Wand-Gebietes (Niederösterreich). — Wien 1967 (Geol. B. A.).

PREY, S.: Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden (Niederösterreich). — Wien 1957 (Jb. Geol. B. A., 100).

PREY, S.: Notizen zum Problem des zentralalpinen Mesozoikums. — Wien 1963 (Verh. Geol. B. A., 1963).

PREY, S.: Bericht über Ergebnisse einer Vergleichsexkursion in den Flysch von Vorarlberg. — Wien 1965 (Verh. Geol. B. A., 1965).

PREY, S.: Bericht über Aufnahmen im Gebiet von Windischgarsten. — Wien 1965 (Verh. Geol. B. A., 1965).

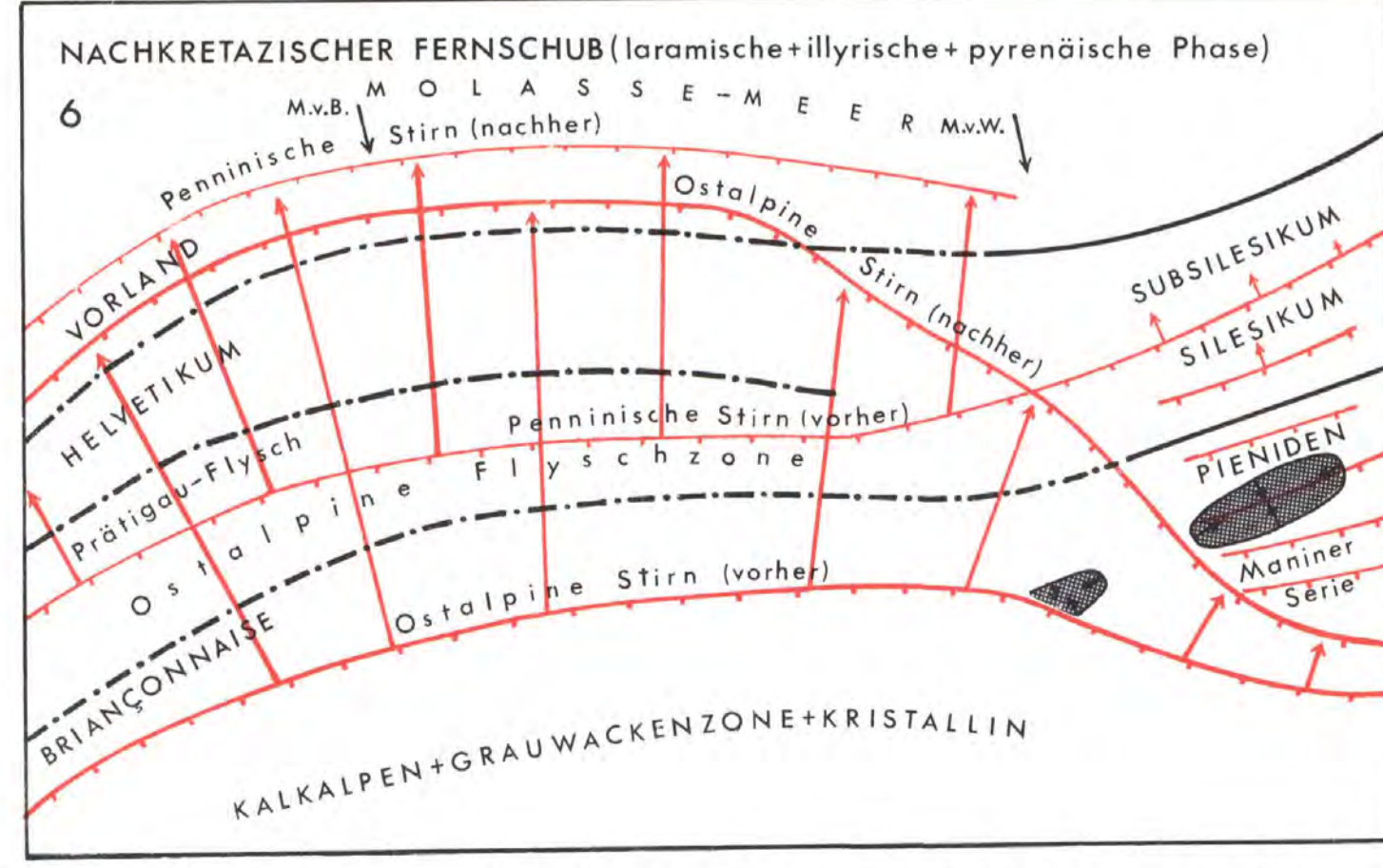
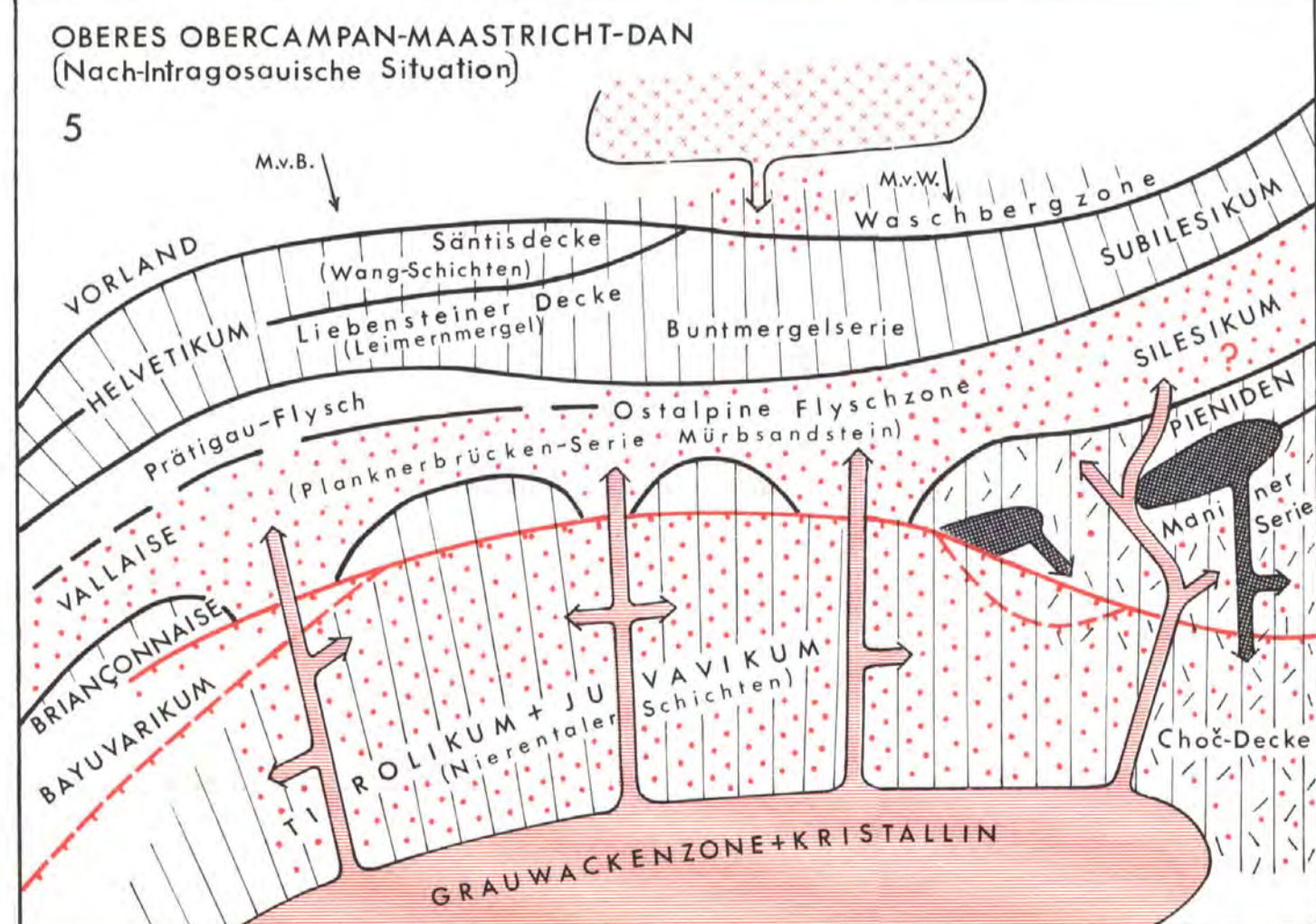
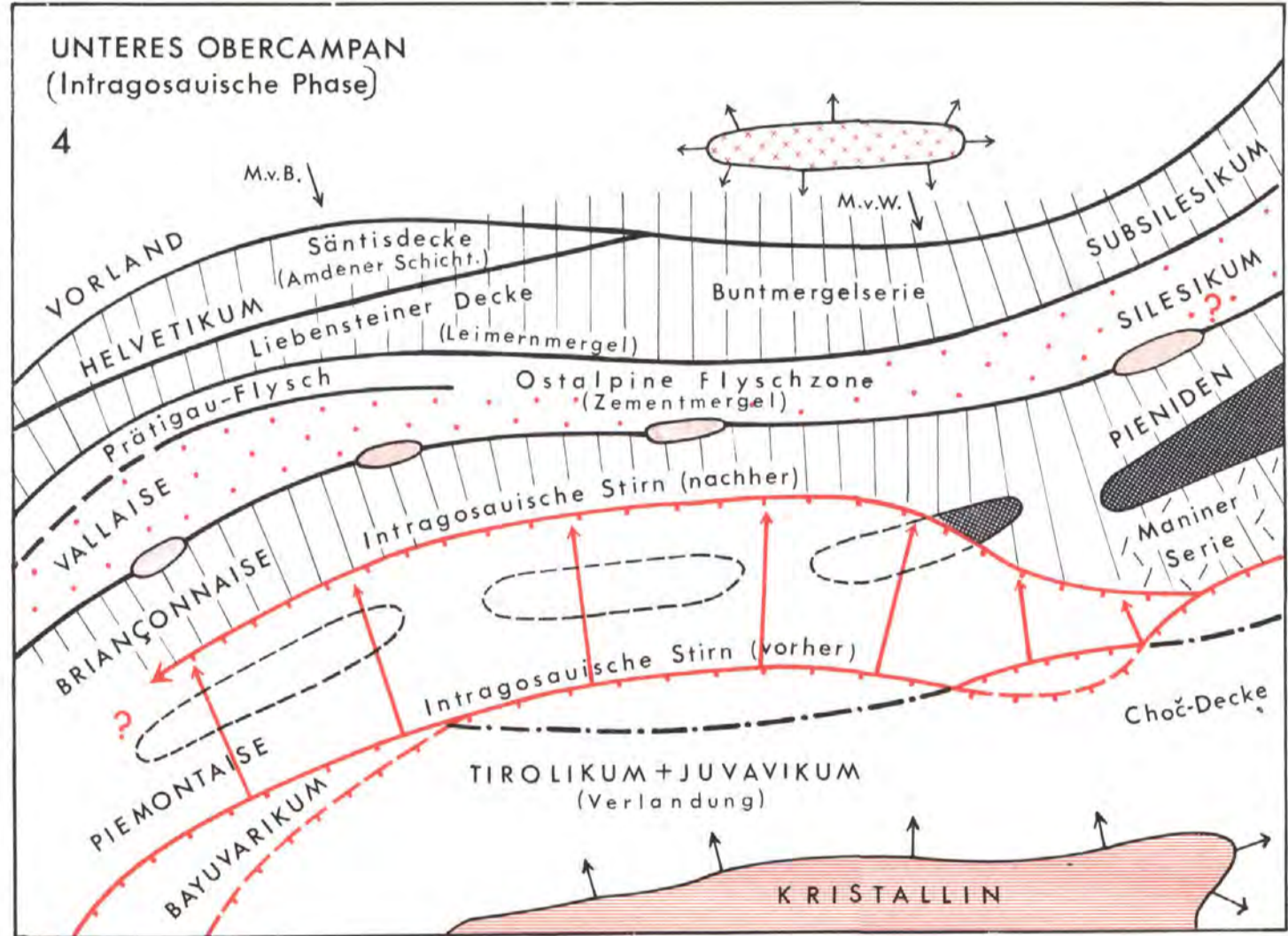
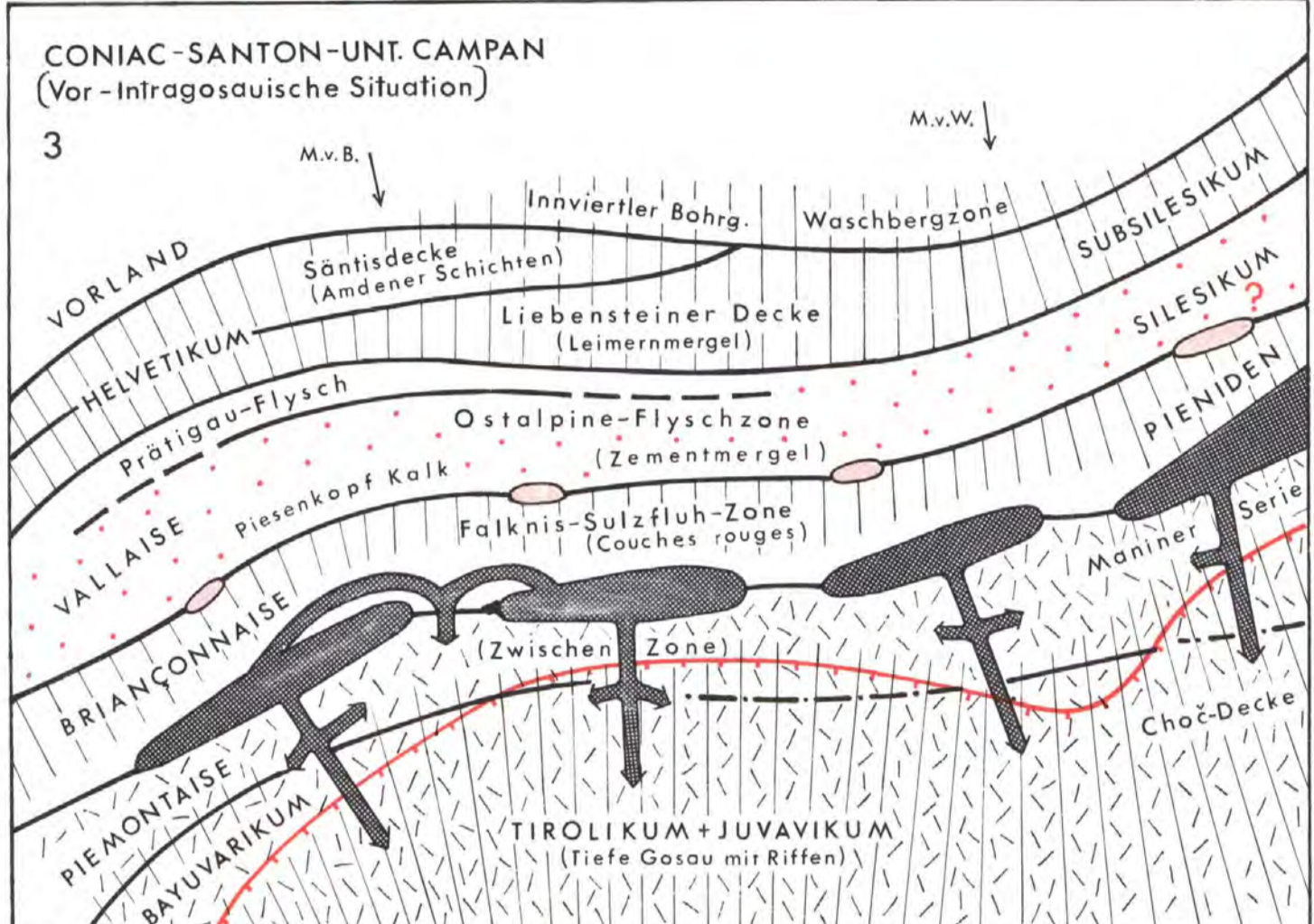
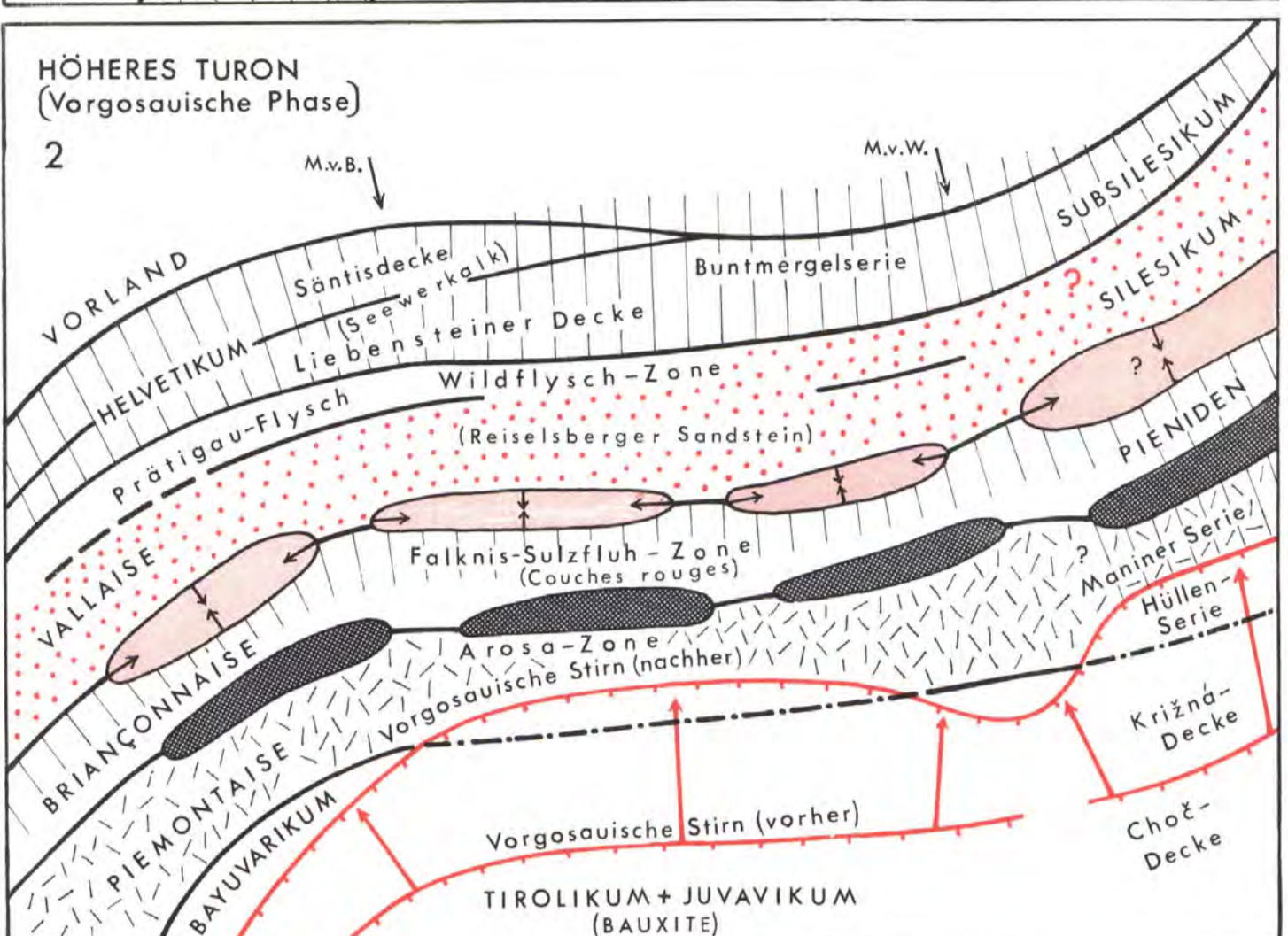
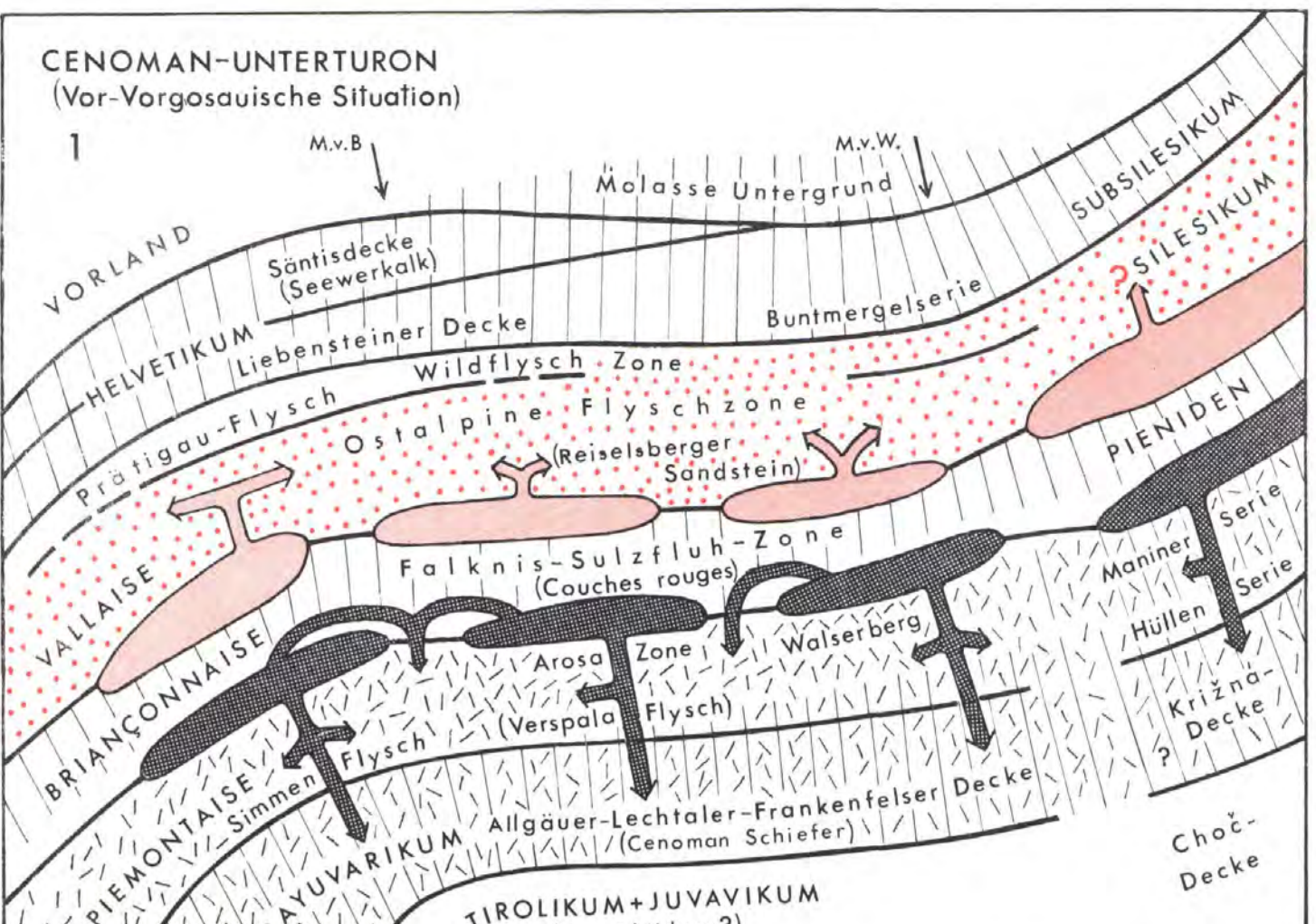
PREY, S., RUTTNER, A. und WOLETZ, G.: Das Flyschfenster von Windischgarsten innerhalb der Kalkalpen Oberösterreichs. — Wien 1959 (Verh. Geol. B. A., 1959).

RESCH, W.: Vorbericht über geologische Aufnahmen in der subalpinen Molasse zwischen Rheintal und Bregenzerach. — Vorarlberg. — Wien 1963 (Verh. Geol. B. A. 1963).

RICHTER, M.: Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Fortsetzung nach Westen und Osten. — Hannover 1956 (Zeitschr. deutsch. Geol. Ges., 108).

ROUBAULT, M.: Vergleichende Tabellen der letzten veröffentlichten Geochronologischen Zeitskalen der phanerozoischen Epochen. — Paris 1966 (Internationale Union der Geologischen Wissenschaften, Kommission für Geochronologie).

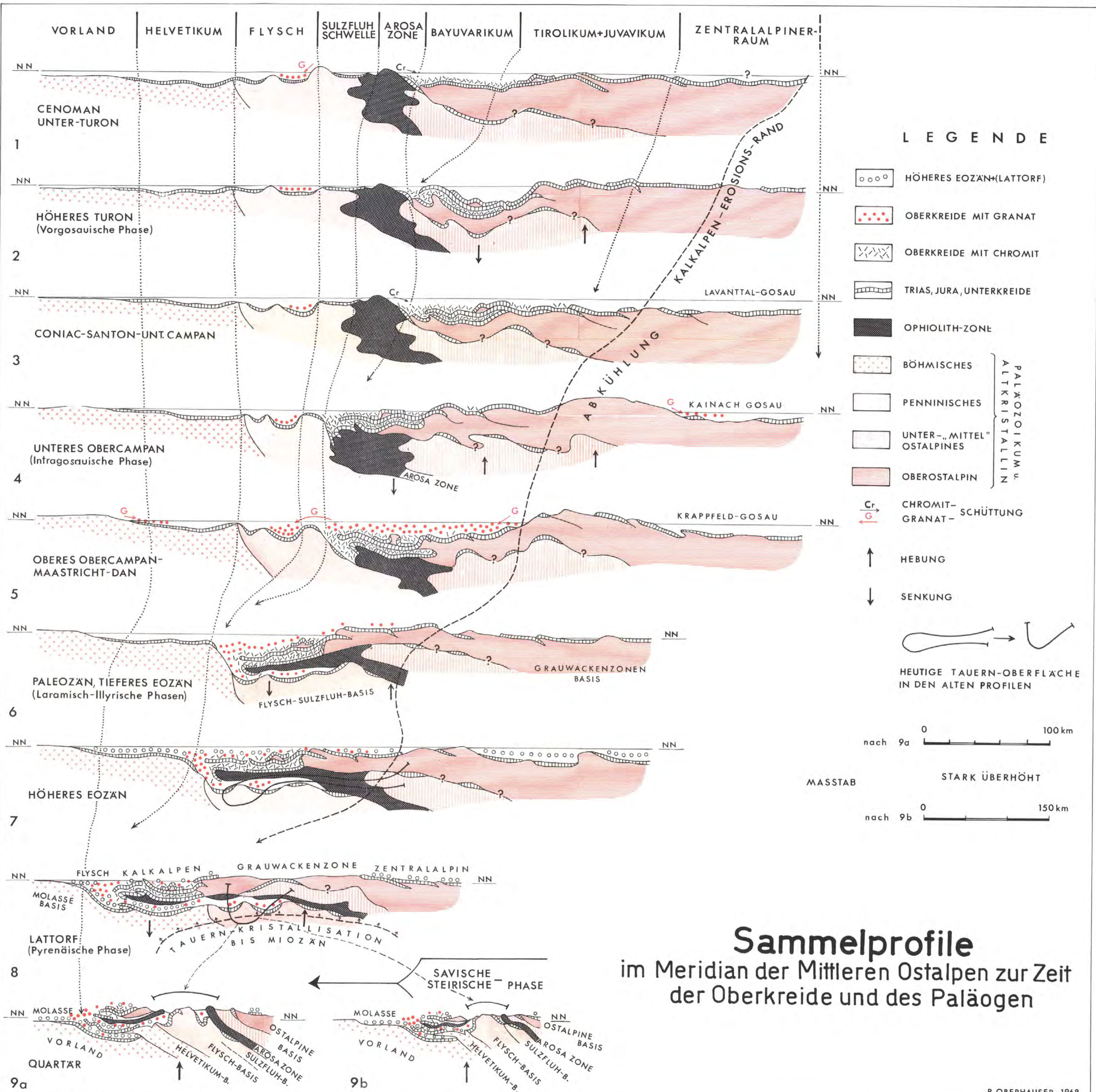
- RUTTNER, A. und WOLETZ, G.: Die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa. — Wien 1956 (Mitt. Geol. Ges. Wien, 48).
- SALAJ, J. und SAMUEL, O.: Foraminiferen der Westkarpaten — Kreide. — Bratislava 1966 (Geol. Ústav Dionýza Štúra).
- SCHIDLÓWSKY, M.: Über das westliche Ende der Allgäuer Hauptmulde im Hinteren Bregenzerwald (Vorarlberger Kalkalpen). — Wien 1962 (Verh. Geol. B. A., 1962).
- SPENGLER, E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Nördlichen Kalkalpen. I. II. und III. Teil. — (Wien 1953, 1956 und 1959) (Jb. Geol. B. A., 96, 99, 102).
- THENIUS, E.: Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen: Niederösterreich. — Wien 1962 (Verh. Geol. B. A., Bundesländerserie).
- THURNER, A.: Die Baustiele der tektonischen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen. — Hannover 1962 (Z. deutsch. geol. Ges., 113).
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. — Wien 1959 (Mitt. Geol. Bergbau. Studenten, 10).
- TOLLMANN, A.: Die Foraminiferenfauna des Oberconiac aus der Gosau des Ausseer Weißenbachtals in der Steiermark. — Wien 1960 (Jb. Geol. B. A., 103).
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. — Wien 1963 (Deuticke).
- TOLLMANN, A.: Die Fortsetzung des Briançonnais in den Ostalpen. — Wien 1965 (Mitt. Geol. Ges. Wien, 57).
- TOLLMANN, A.: Die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. — Stuttgart 1966 (Geotekt. Forsch., 21).
- TRÜMPY, R.: Zur geosynklinalen Vorgeschichte der Schweizer Alpen. — Frankfurt 1965 (Umschau, 18).
- VEIT, E.: Der Bau der südlichen Molasse Oberbayerns auf Grund der Deutung seismischer Profile. — Basel 1963 (Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Geol., 30).
- WICHER, C. A. und BETTENSTAEDT, F.: Die Gosauschichten im Becken von Gams und die Foraminiferengliederung der höheren Oberkreide in der Thetys. — Stuttgart 1956 (Paläont. Z., 30).
- WIESENER, H.: Zur Petrologie der ostalpinen Flyschzone. — Stuttgart 1967 (Geol. Rundschau, 56).
- WILLE-JANOSCHEK, U.: Stratigraphie und Tektonik der Schichten der Oberkreide und des Alttertiärs im Raume von Gosau und Abtenau (Salzburg). — Wien 1966 (Jb. Geol. B. A., 109).
- WOLETZ, G.: Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Oberkreide- und Alttertiär-Schichten der nördlichen Ostalpen. — Wien 1963 (Jb. Geol. B. A., 106).
- WOLETZ, G.: Vergleich der Kreide- und Tertiärablagerungen vom Krappfeld (Kärnten) mit solchen aus den nördlichen Kalkalpen. — Wien 1965 (Verh. Geol. B. A., 1965).
- WOLETZ, G.: Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit. — Stuttgart 1967 (Geol. Rundschau, 56).
- WOLF, M.: Sporenstratigraphische Untersuchungen im „Randcenoman“ Oberbayerns. — Stuttgart 1963 (N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1963).
- ZACHER, W.: Die kalkalpinen Kreideablagerungen in der Umgebung des Tannheimer Tales (Nordtirol). — München 1966 (Mitt. Bay. Geol. Staatssaml. hist. Geol., 6).
- ZAPFE, M.: Das Mesozoikum in Österreich. — Wien 1964 (Mitt. Geol. Ges. Wien, 56).
- ZEIL, W.: Die Kreidetransgression der Bayerischen Kalkalpen zwischen Iller und Traun. — Stuttgart 1955 (N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 101).



Paläogeographische Karten der Oberkreide in den Ostalpen

LEGENDE

- | | |
|---|---|
| <ul style="list-style-type: none"> GLOBOTRUNCANEN-FAZIES GRANATREICHE SANDSCHÜTTUNG CHROMITREICHE OPHIOLITH ZONE (AUFGESCHLOSSEN-VERGRABEN) PALÄOZOIKUM + des VORLANDES KRISTALLIN des PENNINIKUMS des OSTALPINS | <ul style="list-style-type: none"> WANDERnde DECKENGRENZEN RUHENDE FOSSILE PALÄO GEOGRAPHISCHE GRENZE VERGRABENE PALÄO GEOGRAPH. GRENZE MERIDIAN von BREGENZ MERIDIAN von WIEN |
|---|---|



Sammelprofile
im Meridian der Mittleren Ostalpen zur Zeit
der Oberkreide und des Paläogen

Probleme im Flysch der Ostalpen

Von Siegmund PREY *)

mit 3 Abbildungen, 3 Tabellen und 1 Tafel

Inhalt

| | Seite |
|--|-------|
| Summary | 147 |
| Zusammenfassung | 148 |
| Über den Flyschbegriff | 149 |
| Probleme und neuere Ergebnisse der Stratigraphie | 152 |
| Über tektonische Probleme in der Flyschzone | 158 |
| Regionale Probleme in der Flyschzone | 164 |
| Schriftenverzeichnis | 170 |

Summary

General "Flysch" problems and new results obtained especially in the Austrian part of the East Alpine Flysch Zone are discussed in this paper.

To begin with, the different definitions of the term "Flysch" as given by KUENEN, TRÜMPY, SEILACHER, and WIESENEDER are quoted and discussed. KUENEN's theory based on turbidity currents in deep sea seems to be the best way to explain the phenomena of "Flysch". We recommend to apply generally the term "Flysch facies" to these phenomena, since "Flysch" is used in Austria also in a stratigraphic-tectonic sense being applied to a distinct zone of the Eastern Alps.

With regard to this Flysch Zone of the Eastern Alps, some stratigraphic particulars are pointed out, as: the correspondence between the flysch sequence of the Kahlenberg Nappe (Wienerwald) in the East and the flysch sequences exposed further west; the discovery of Middle Cretaceous beds near Pressbaum (Kahlenberg Nappe); the proof of Reisselsberg Sandstone (Cenomanian-Turonian) in the Lainz Deer Park near Vienna; the proof of the Maastrichtian to Paleocene age of the Alltengbach Beds and the evidence that the variegated Kaumberg Beds are of the same age (Coniacian-Campanian) as the Kahlenberg Beds. Generally, the flysch sequences compared with each other show a good conformity all over the East Alpine Flysch Zone from east to west; however, variegated beds, common within the flysch zone in the East, are lacking in the West (Vorarlberg). In the West, the Lower Junghansen Beds and the Feuerstaetter Sandstone (Feuerstaetter Nappe), formerly believed to be Lower Cretaceous, are possibly Maastrichtian to Paleocene in age.

As for the structure of the East Alpine Flysch Zone, the existence of a Flysch Nappe is proved being thrust on the Helveticum Nappe and on the Molasse Zone. In the East (Wienerwald), the Flysch Nappe consists of three well defined tectonic units (sub-nappes): Greifenstein Nappe, Kahlenberg Nappe, Laab Nappe. In the West (Vorarlberg) the tectonic units within the Flysch Zone are parts of a rather uniform Flysch Nappe, there, the enormous thickness of the "Vorarlberg Flysch" may be the reason for a more distinct tectonical independence of this Flysch Nappe.

*) Adresse des Verfassers: Geologische Bundesanstalt, 1030 Wien, Rasumofskygasse 23

Some structural details of the Flyschzone are discussed, e. g. the position of the "Main Klippen Zone" in the Wienerwald near Vienna. This zone consists of Kaumberg Beds (belonging to the Laab Nappe), tectonic "Klippen" (Jurassic and Lower Cretaceous) and the cover of the latter (Upper Cretaceous to Eocene marls). Northeast of the Wien river valley the "Main Klippen Zone" is a tectonic window within the Kahlenberg Nappe similar to the windows of Helveticum further west. One of these windows of Helveticum — situated at the Heuberg near Salzburg — is a symmetrical anticline within the Flysch Zone.

The tectonic position of the East Alpine Flysch Zone is one of the most interesting regional problems. The position corresponds with that of the Penninicum of the Western Alps. However, there is no close relation between the rocks of the East Alpine Flysch Zone and those of the flysch of Praetigau, Vaduz and Triesen as far as the association of heavy minerals is concerned: zircon is the predominant heavy mineral in the Penninic flysch rocks of Praetigau, Vaduz and Triesen, whereas the East Alpine flysch rocks exposed in Vorarlberg and in the Feuerstaetter Decke contain preponderantly garnet. A third group of rocks including Verspala Flysch (Arosa-Zone) and Cretaceous sedimentary rocks of the Limestone Alps is characterized by the content of chromite.

Such variations of the heavy mineral association in Cretaceous sedimentary rocks induced some of the authors to assume several troughs of sedimentation in Cretaceous times which were separated from each other by bars, sills or even "cordilleras" from where the different sediments were derived. As far as the East Alpine Flysch Zone is concerned, there is no need to assume mountain ranges having separated the flysch trough from other Cretaceous sedimentary basins. The differing mineral associations can also be explained by assuming that the source areas of the sediments were situated near the end of narrow troughs. However, nothing is known about these source areas of the flysch sediments.

Zusammenfassung

Zweck dieser Schrift ist es, neuere Ergebnisse insbesondere im österreichischen Anteil der Flyschzone bekannt zu machen und bestehende Probleme zu diskutieren.

Es werden Definitionen des Flyschbegriffes nach KUENEN, TRÜMPY, SEILACHER und WIESENER wiedergegeben. Die Theorie von KUENEN erklärt die Erscheinungen im Flysch mittels der turbidity currents in der Tiefsee am besten. Weil aber in Österreich „Flysch“ ein stratigraphisch-tektonischer Begriff geworden ist, wird empfohlen, häufiger den Ausdruck „Flyschfazies“ zu verwenden, insbesondere dort, wo diese auch in anderen Ablagerungsräumen gelegentlich auftritt.

Auf folgende stratigraphische Ergebnisse und Probleme wird besonders hingewiesen: Die Übereinstimmung des Flyschprofils der Kahlenberger Decke des Wienerwaldes mit dem weiter im Westen, die Mittelkreide bei Preßbaum (Kahlenb. D.) und der Nachweis von Reiselsberger Sandstein im Lainzer Tiergarten, das Hinaufreichen der Aitlengbacher Schichten ins Paleozän, die Kaumberger Schichten als bunte Vertretung der Kahlenberger Schichten und das Fehlen von Obereozän in den Laaber Schichten. Ein Vergleich der östlicheren Flyschserien mit dem Westen ergibt gute Übereinstimmung, nur verschwindet die Buntfärbung in Vorarlberg. In der Feuerstätter Decke könnten nach Hinweisen die Unteren Junghansenschichten und der Feuerstätter Sandstein Maastricht-Paleozän sein.

Auf tektonische Fragen übergehend wird die Deckennatur des Flysches über Helveticum und Molasse beleuchtet. Die Hauptklippenzone des Wienerwaldes besteht aus Kaumberger Schichten der Laaber Decke und tektonischen Klippen mit einer bis ins Eozän reichenden Klippenhülle; NE vom Wiental aber ist sie ein Helveticum-Aufbruch innerhalb der Kahlenberger Decke, vergleichbar denen im Westen. Das Helveticum-Fenster am Heuberg (Salzburg) ist aus einer symmetrischen Flyschantiklinale hervorgegangen. Die Trennung der Flyscheinheiten in Vorarlberg und Allgäu ist eher eine in Teileinheiten, wobei der Vorarlberger Flysch wegen seiner besonders großen Mächtigkeit eine tektonische Selbständigkeit erlangt haben könnte. Die Feuerstätter Decke ist als selbständige tektonische Einheit bestätigt.

An regionalen Problemen wird die penninische Stellung des Flysches der Ostalpen hervorgehoben. Eine geringere Beziehung, als bisher angenommen, ergibt sich nach Schwermineralanalysen zum Prättigau-, Vaduzer und Triesener Flysch, die Zirkon-

spektrum haben, während Vorarlberger Flysch und Feuerstätter Decke Granat führen. Eine dritte Gruppe, gekennzeichnet durch Chromit, bilden Verspalflysch und kalkalpine Kreidebildungen. Bei Annahme eines Sedimentliefergebietes am Ende des Flyschtroges wären so manche der angenommenen Schwellen zwischen den Trügen entbehrlich. Die Liefergebiete sind heute spurlos verschwunden.

Die vorliegende Arbeit ist die erweiterte Fassung eines am 12. Jänner 1968 in der Geologischen Gesellschaft in Wien gehaltenen Vortrages. Die dafür getroffene Auswahl von Ergebnissen und Problemen wurde im wesentlichen beibehalten. Um aber dem Leser auch das Befassen mit hier nicht angeschnittenen Problemen zu erleichtern, sind in das Schriftenverzeichnis auch Arbeiten aufgenommen, die im Text nicht erwähnt sind.

Die Forschung in der Flyschzone mußte sich bis in die Zeit vor etwa zwei bis drei Jahrzehnten mit jenen Ergebnissen begnügen, die mit Hilfe von Großfossilien, lithologischen und Serienmerkmalen zu erzielen waren. Daß es wegen der bekannten Fossilarmut des Flysches öfter zu Fehlinterpretationen kam, ist nicht verwunderlich.

Fortschritte ergaben sich erst bei Anwendung neuer Methoden. Eine davon ist die Mikropaläontologie, die eine bessere Abgliederung fremder Einheiten vom Flysch möglich machte. In neuerer Zeit kam die Untersuchung des Nannoplanktons hinzu und es ist ein glücklicher Umstand, daß dieses nicht selten auch dann noch vorhanden ist und eine brauchbare Aussage zuläßt, wenn andere Fossilien, insbesondere Foraminiferen fehlen, oder keinen Altershinweis geben. Eine weitere wertvolle Hilfe ist die Schwermineralanalyse, die uns eine zusätzliche Charakteristik von Gesteinsserien bzw. von Ablagerungsräumen zu geben vermag.

Unter diesen Umständen hat sich eine langsam zunehmende Intensivierung der Forschung in der Flyschzone angebahnt und zwar in der ganzen Flyschzone zwischen dem Rheintal und dem Raum von Wien.

Im Folgenden wird eine Auswahl von Problemen und Ergebnissen behandelt, die in erster Linie die österreichischen Teile der Flyschzone betreffen. Um aber den Zusammenhang herzustellen, müssen auch die Verhältnisse in Bayern bis zu einem gewissen Grade berücksichtigt werden. In bezug auf stratigraphische und tektonische Probleme geht es vor allem um solche, die seit den grundlegenden Arbeiten von G. GÖTZINGER (insbesondere 1954) im Wienerwaldflysch und von M. RICHTER & G. MÜLLER-DEILE (1940) in der Flyschzone westlich der Enns erzielt worden sind und die der Forschung neuen Auftrieb gaben. Künftigen Arbeiten muß es vorbehalten bleiben, auch jene Teile unserer Flyschzone zu bearbeiten, von denen wir heute noch zu wenig wissen. Auf manche interessante Frage kann daher heute schon eine Antwort gegeben werden, aber auf so manche andere muß man eine Antwort noch schuldig bleiben.

Über den Flyschbegriff

Wie bekannt, hat B. STUDER im Jahre 1827 in der Schweiz den Volksausdruck „Flysch“ in der Geologie angewendet. Er gilt für weiche, fließende, also zu Rutschungen neigende Schieferbildungen. F. P. BENTZ

hat in einer Notiz (1961) treffend auseinandergesetzt, daß der Begriff „Flysch“ zunächst einmal nie richtig definiert worden ist. Die Folge davon ist, daß er auch auf ähnliche Schichten in der Schweiz angewendet wurde, wie Kalke, Breccien und Schichtfolgen, die aus einer Wechsellagerung von Schiefern und Sandsteinen bestehen. Die letztere Fazies wurde schließlich von anderen (insbesondere außeralpinen) Geologen irrtümlich als die alleinige und typische Flyschentwicklung angesehen. Fußend auf M. BERTRAND beschränkten E. ARGAND und M. LUGEON und ihnen folgend J. TERCIER (1948) die Bezeichnung „Flysch“ auf solche Fazies, die die Gebirgsbildung begleitet. Sie heben die große Mächtigkeit der Flyschserien, ihre rasche und turbulente Sedimentation und die meist vorhandene tektonische Störung hin. Im Gegensatz dazu wird die Molasse als postorogen angesehen.

Die von PH. H. KUENEN & A. CAROZZI (1953) aufgestellte Theorie der *turbidity currents* lenkte die Aufmerksamkeit mehr als bisher auf die lithologischen Eigentümlichkeiten der Flyschsedimente. Die neuen Gesichtspunkte, die sich aus dieser Erklärung der Flyschentstehung ergeben, haben auch die Definitionen nachhaltig beeinflußt.

Aus PH. H. KUENEN (1958) zitiert R. TRÜMPY (1960) folgende allgemeine Charakteristik des Flysches: Beim Flysch handelt es sich um eine mächtige Folge prä-paroxysmaler Geosynklinalsedimente, bestehend aus einer Wechsellagerung von ruhig geschichteten Schiefern mit an Feinmaterial reichen Sandsteinen (Grauwacken usw.), die einen gewissen Grad von gradierter Schichtung zeigen. Die maximalen Korngrößen in gradierten Schichten erreichen 5—10 cm. Gröberes Material ist nicht gradiert und tritt nur untergeordnet auf. Übergänge in kalkige Typen und Wechsellagerung mit solchen kommen vor. Das geologische Alter ist unwesentlich.

A. SEILACHER (1958) kennzeichnet die Flyschablagerungen durch drei Fazies: 1. Die Lithofazies zeigt die bekannte kurzspannige Wechsellagerung von harten psammitischen Bänken mit weichen pelitischen Zwischenlagen. Die Sedimente sind überwiegend terrigen-klastisch und zeigen als überaus charakteristische Gefügemerkmale Gradierte Schichtung und bestimmte Fließ- und Strömungsmarken an den Bankunterseiten. 2. Die Tektofazies ist gekennzeichnet durch die große Mächtigkeit und die Entstehung in einer Randgeosynklinale oder Saumtiefe vor oder während der ersten Faltenbewegungen des werdenden Orogens. 3. Die Biofazies schließlich wird charakterisiert durch das starke Zurücktreten von Megafossilien, ferner die relative Häufigkeit von sandschaligen Foraminiferen in bestimmten Horizonten und die Häufigkeit von Spurenfossilien. Eine Wiedergabe dieser Definitionen findet sich bei U. v. RAD (1962).

Mit kurzen Worten sagt das wesentliche die Definition von H. WIESENEDER (1962): Flysch ist eine zeitlich nicht gebundene Lithofazies, die sich in Geosynklinalen oder Restgeosynklinalen gebildet hat. Das eigentlich Typische sind die Geopetalrhythmite und die Sohlmarken.

Es gibt aber auch Stimmen für eine zeitliche Begrenzung für den Gebrauch des Flyschbegriffes, wie etwa J. CADISCH (1953), der ihn nur für kretazische und tertiäre alpin-orogene Bildungen verwenden möchte.

Gegenüber der früher verbreiteten Meinung, daß der Flysch eine Seichtwasserbildung sei — z. B. „Seichtwasserkreide“ von K. FRIEDL (1930),

oder die Mangrovetheorie von O. ABEL (1925) — hat die Auffassung des Flysches als Bildung tieferen Wassers oder gar der Tiefsee unter Mitwirkung von *turbidity currents* heute sehr viele Anhänger gewonnen. Die großräumige Konstanz der Sandsteinbänke, die Strömungsgefüge und Sohlmarken und die Gradierung, andererseits das Vorherrschen primitiver sand-schaliger Foraminiferen in den Peliten und die Häufigkeit von Fossilien aus seichteren Meeresbereichen in den Sandsteinen ist sicherlich am einleuchtendsten durch die KUENEN'sche Theorie zu erklären, die ja davon ausgeht, daß im Schelfbereich bereitgestellte Sedimentmassen abgleiten und als Suspensionslawine in die Tiefsee hinabfließen, wo sich dann das suspendierte Material unter Saigerungsvorgängen nach Korngröße und Gewicht in Form von Sandsteinbänken abgelagert. Auf die Ablagerung folgen noch Vorgänge der Konsolidierung und Diagenese. Die so entstandenen Sandsteinbänke werden gerne als Turbidite bezeichnet.

— In unserem Flysch gibt es auch Sandsteinbänke, deren Gradierung entweder nur schwach ist, oder ganz fehlt. Wahrscheinlich war die Suspension besonders dicht, sodaß Saigerungsvorgänge kaum stattfinden konnten. Ein Teil dieser Bänke zeigt aber auch Gleiterscheinungen und fällt somit unter den Begriff der „Fluxoturbidite“, wie sie von ST. DZULYNSKI et al. (1959) beschrieben worden sind. Ein Teil der Mürbandsandsteinbänke gehört hierher.

Bezüglich der Gradierten Schichtung konnte öfter festgestellt werden, daß sie sehr undeutlich sein oder überhaupt fehlen kann. Wie sie ausfällt, wird aber von der Zusammensetzung der Suspension abhängen. Wenn diese nur aus Feinmaterial besteht, kann sich kaum eine gradierte Schichtung ausbilden. Außerdem könnte die Suspension das gröbere Material auch bereits am Wege verloren haben. Viele der sehr feinsandigen Mergel-Bänke dürften überhaupt nur mehr die Absätze aus den feinsten übriggebliebenen Resten der Suspension sein. Öfter sind ja immerhin noch Sohlmarken oder Lebensspuren an den Bankunterseiten vorhanden. Diese Dinge sind also auch zwanglos durch den Mechanismus der *turbidity currents* zu erklären.

Bei uns haben die geologischen Gegebenheiten dazu geführt, den Flysch als eine stratigraphisch — tektonische Einheit zu sehen, die etwa der Molasse gegenübersteht. Es ist aber empfehlenswert, mehr als bisher den Ausdruck „Flyschfazies“ zu verwenden, insbesondere dann, wenn z. B. Flyschfazies in der Molassezone auftritt, wie das ohne Zweifel in der Molasse von Rogatsboden und in der ganz gleichartig entwickelten Tonmergelstufe in der Subalpinen Molasse im Bregenzerwald der Fall ist. Auch im kalkalpinen Cenoman, beispielsweise in der Frankenfesler Decke bei Scheibbs, kommt Flyschfazies vor, ebenso gelegentlich in den Gosauschichten.

Im Übrigen beweisen die bereits durch mehrere Bohrungen in Österreich festgestellten beträchtlichen Überschiebungen alpiner Decken über Molasse (Urmannsau: mindestens 15 km!), daß man die Molasse keineswegs generell als postorogen bezeichnen kann. Ob Flysch- oder Mola-sefazies zustandekommt, hängt wohl in erster Linie von der Form und der Tiefe des Ablagerungsraumes und von der Art der Sedimentanlieferung ab, nämlich, ob die Möglichkeit zur Entstehung von *turbidity currents* besteht oder

nicht. Nur die jungmiozänen Anteile wird man mit gutem Gewissen als postorogen ansehen können.

Die Einleitung der Flyschfazies wird öfter als „Prä-Flysch“ (R. TRÜMPY 1960) bezeichnet. In der Schweiz wird auch auf Übergänge zwischen Flysch und Molasse hingewiesen. Bei den Übergangsbildungen aber dürfte oft eine eindeutige Zuordnung nicht möglich sein. Auch gibt es häufig Gesteinsserien solcher Art, die dann — ein Ausdruck einer gewissen Verlegenheit — als „flyschartig“-„flyschoid“ oder „molasseartig“-„molassoid“ bezeichnet werden.

Wenn man sich aber auf die neuen Definitionen beruft, dann tritt mitunter der Fall ein, daß seit jeher gerne als Flysch bezeichnete Bildungen jetzt nicht mehr Flysch sein dürfen, z. B. der Blattengrat- und Ragazer Flysch in Graubünden.

Die rege Diskussion über Fragen der Definition und Genese der Flyschbildungen läßt besonders deutlich werden, ein wie interessantes und mit der Geschichte der Alpen eng verknüpftes Bauglied unsere Flyschzone ist.

Probleme und neuere Ergebnisse der Stratigraphie

Aufbauend auf den Ergebnissen von G. GÖTZINGER sind im Wienerwald neue stratigraphische Erkenntnisse und Verfeinerungen zustande gekommen. Erste Einstufungen nach Nannofossilien veröffentlichte F. BRIX (1961). Die stratigraphische Gliederung zeigt Tabelle I.

| | | Greifensteiner Decke | Kahlenberger Decke | Laaber Decke | Flysch Oberösterreich-Salzburg |
|-------------|---------------------|--------------------------|--|---|--|
| Alttertiär | Mittel - Untereozän | Greifensteiner Sandstein | Gablitzer Sch. mit Greifensteiner Sandstein | Laaber Schichten Agsbach-Schichten Hoiss-Schichten | |
| | Paleozän - Dan | Altlangbacher Schichten | Altlangbacher Schichten und z.T. Sieveringer Schichten | Lücke? Schwarze Schiefer und Quarzite Lücke? Graue Quarzite u. Schieferlagen | Dan - Paleozänflysch und |
| Oligozän | Maastricht | Schichten | Spuren bunter Schiefer Kahlen- | Lücke? Kaum- | Mürresandsteinführende Oberkreide |
| | Campan | Lücke | berger | berger | Bunte Schiefer Zement- |
| | Santon | | berger | berger | mergel- |
| | Coniac | | Schichten | Schichten | serie Obere bunte |
| | Turon | | | Unbekannt | Schiefer Reiselsberger Sandstein mit Schiefer fern |
| | Cenoman | | Reiselsberger Sandstein und Schiefer (teilweise bunt) | | Untere bunte Schiefer |
| Unterkreide | Gault | Wolfpassinger | Gaultflysch | | Gaultflysch |
| | Neocom | Schichten | Neocomflysch | | Neocomflysch |

Tabelle I: Gliederung des Flysches im Wienerwald, in Oberösterreich und Salzburg.

Eines der interessantesten Probleme in der östlichsten Flyschzone war die Korrelierung mit dem Westen. Bekanntlich hat G. GÖTZINGER (u. a. 1954) die Kreideserien der Greifensteiner Decke als Altlengbacher Schichten und diejenigen der Kahlenberger Decke als Kahlenberger Schichten bezeichnet. Die Kahlenberger Schichten GÖTZINGERS umfassen sowohl die mergelreichen Schichten, wie sie etwa den Leopoldsberg aufbauen, aber auch Schichten vom Typus der Altlengbacher Schichten. Die Sieveringer Schichten deutete er als sandsteinreichere Fazies der Kahlenberger Schichten. Die vom Verfasser schon längere Zeit vorher vertretene Ansicht, daß die im Westen gültige Gliederung in eine tiefere mergelreichere Serie, die Zementmergelserie, und eine höhere, stärker sandige Serie, die Mürbsandsteinführende Oberkreide, auch im Wienerwald Gültigkeit habe, konnte an den Aufschlüssen im tiefen Einschnitt der Westautobahn im Bihaberg bestätigt und bewiesen werden.

Dort bilden mergelreiche Schichten mit feinkörnigen kalkreichen Sandsteinbänken, die wir jetzt nach dem Vorschlag von R. GRILL (1962) als Kahlenberger Schichten im Sinne eines Äquivalents der Zementmergelserie bezeichnen wollen, den Kern einer Antiklinale (S. PREY, 1965). Im leicht überkippten Nordflügel folgen darüber ein dünnes und z. T. verquetschtes Band bunter Schiefer und darüber Altlengbacher Schichten (in gleichem Sinne als Äquivalent der Mürbsandsteinführenden Oberkreide), die über einer dünnbankigen Zone in einen dickbankigen Mürbsandstein und dann in normale Altlengbacher Schichten übergehen. Gegen Nordwesten werden die Schichten immer jünger und reichen bis ins Paleozän.

Mit dieser Erkenntnis ist die Übereinstimmung der Gliederung im Wienerwald mit den Profilen im Westen gesichert (vergl. Tabelle I).

Nachdem westlich vom Wienerwald-Stausee (S. PREY, 1965) und bei Auhof (S. PREY, 1968) neuerdings Mittelkreide nachgewiesen werden konnte, gelang es in letzter Zeit im Lainzer Tiergarten, und zwar im Bergzug Kaltenbründlberg—Hackenberg, auf Grund von Faunen aus begleitenden Schiefen die Anwesenheit des bisher im Wienerwald vermißten Reiselberger Sandsteins nachzuweisen. Schwermineralanalysen von G. WOLETZ unterstützen diese Einstufung (S. PREY, 1968).

Die Altlengbacher Schichten reichen nach neueren Untersuchungen, insbesondere des Nannoplanktons durch H. STRADNER, aus dem Maastricht bis ins Paleozän. Anzeichen einer Schichtlücke sind bisher nirgends beobachtet worden. In der Flyschzone bei Rogatsboden sind bereits dan-paleozäne Anteile des Flysches durch Foraminiferenfaunen nachgewiesen (S. PREY, 1957). Eine Fauna aus Senftenegg enthielt sogar neben Globigerinen einige Globorotalien. In neuester Zeit haben Untersuchungen von Nannoplankton aus dem Flysch bei Salzburg durch H. STRADNER den Nachweis erbracht, daß in den Mulden mit Mürbsandsteinführender Oberkreide auch Paleozän bis zum Ilerd vorhanden ist. Eine dieser Proben enthielt tatsächlich auch einige schlecht erhaltene Globigerinen, die anderen die üblichen Sandschalerfaunen, davon eine mit *Rzehakina epigona*. Mittels der Sandschalerfaunen ist offensichtlich eine genauere Einstufung der Flyschschichten nicht möglich. Der Name „Mürbsandsteinführende Oberkreide“ ist deshalb nicht mehr passend; entweder müßte man „und Alt-

tertiär“ dazusetzen, oder man könnte auch den Namen „Altlenzbacher Schichten“ hier verwenden. Einen ähnlichen stratigraphischen Umfang von Maastricht bis Ierd haben auch W. GRÜN et al. (1964) am Profil an der Westautobahn bei Hochstraß im Wienerwald gefunden.

Auch in der Laaber Decke sind neue Erkenntnisse bezüglich der Stratigraphie zu verzeichnen. Eines der interessanten Schichtglieder, die Kaumberger Schichten sind näher untersucht (S. PREY, 1962) und ihr oberkretazisches Alter ist sichergestellt. Eine gewisse Ähnlichkeit der Faunen mit Faunen aus der Zementmergelserie des normalen Flyschprofils, sowie der Einzelfund einer kümmerlichen Rzehakina läßt darauf schließen, daß sie noch bis ins Campan reichen *). Sie vertreten also als vorwiegend bunte Fazies wohl die ganzen Kahlenberger Schichten. Erst darüber folgen die nur rudimentär erhaltenen zwei verschiedenen quarzitführenden Horizonte, von denen der untere ebenfalls Rzehakinen führt, und darüber dann die Laaber Schichten.

Der sehr charakteristische Habitus, sowie die Faunen der Kaumberger Schichten ermöglichen es, sie auch anderswo gut wiederzuerkennen. Daher kann man nachweisen, daß die von G. GÖTZINGER auf der geologischen Karte der Umgebung von Wien in der Hauptklippenzone als Unterkreide ausgeschiedenen Gesteine in Wirklichkeit größtenteils Kaumberger Schichten sind. Daneben sind auch bunte, vorwiegend rote Tonmergel vorhanden, die sich von den Kaumberger Schichten durch das Fehlen der Sandsteinbänkehen und durch die Faunen unterscheiden, die einen Umfang von Oberkreide bis Eozän, etwa grob altersmäßig den Schichten im Hangenden der Kaumberger Schichten entsprechend, anzeigen und die der Buntmergelserie des Ultrahelvetikums unmittelbar vergleichbar sind. Diese Schichten bilden die Hülle der Klippen, deren Serienumfang mit Lias bis Alb angegeben werden kann (G. GÖTZINGER, 1954; H. KÜPPER, 1962; P. GOTTSCHLING, 1966).

Eine weitere interessante Frage ist die nach dem stratigraphischen Umfang der Laaber Schichten, denn G. GÖTZINGER (1944, 1954) hielt den oberen Teil wegen seiner Ähnlichkeit mit mittel- bis hauptsächlich obereozänen Zliner Schichten der mährischen Karpaten für z. T. möglicherweise obereozän. Während die Mikrofaunen, wenn sie überhaupt vorhanden sind, keine Aussage zulassen, verhalf die Untersuchung des Nannoplanktons durch H. STRADNER zur Feststellung, daß keine obereozänen und nur höchstens mitteleozäne Schichten bisher nachgewiesen werden konnten. Was die Untergrenze der Laaber Schichten betrifft, kann aus dem Vorhandensein von wahrscheinlich umfangreicheren Schichtlücken unterhalb derselben, aus der Geschlossenheit der Schichtfolge, in der relativ bald die ersten Nummuliten (G. GÖTZINGER, 1951) auftreten und die Gruppierung von Proben mit alttertiären Nannofloren darauf schließen, daß die Sedimentation der tieferen Hoisschichten im Paleozän beginnt. Die von G. GÖTZINGER als „Oberkreide im Klippenraum“ eingezeichneten Vorkommen sind zu streichen, zumal sie auf Grund von Lebensspuren eingestuft worden sind, die nach unserem heutigen Wissen keinerlei stratigraphische Beweiskraft besitzen. Nähere Begründungen

*) Die quarzitführenden Schichten mit Rzehakinen sind hier noch nicht inbegriffen.

können bei S. PREY (1968) nachgelesen werden. Bezüglich der Stratigraphie wird auf Tabelle I verwiesen. Die Verteilung von Hoisschichten und Agsbachschichten in einem Teil des Wienerwaldes zeigt die Kartenskizze Abb. 1.

In der westlichen Flyschzone gibt es z. T. andere stratigraphische Probleme. Zwar wurde auch die Frage aufgeworfen, ob die jüngsten Teile der Bleicherhornserie, die der Mürbsandsteinführenden Oberkreide im Osten entspricht, noch ins Paleozän hineinreichen (M. RICHTER, 1957; A. BETTENDAEDT, 1958), jedoch gibt es noch keine konkreten Hinweise. Die übrige Oberkreideserie ist etwas detaillierter gegliedert, wie die Tabelle II zeigt. Wo die Oberen bunten Mergel vorhanden sind, muß sowohl das Schichtglied in Piesenkopffazies, als auch die Zementmergelserie und die Hällritzer Serie mit der Zementmergelserie im Sinne von S. PREY gleichgesetzt werden. Im Gebiet des Pernecker Kogels (S. PREY, 1951) wurde versucht, eine Dünnbankige Basisserie (Fazies der Piesenkopfschichten) von der Zementmergelserie abzutrennen, was auch bei Rogatsboden gelingt. Die Hällritzer Serie entspricht der höheren Zementmergelserie im Osten, aber eine Trennung bei der Kartierung begegnet großen Schwierigkeiten, was die Zusammenfassung begründet.

Sonst ist die Übereinstimmung befriedigend (Tab. II), wenn man von kleineren Verschiedenheiten absieht, die nicht sehr ins Gewicht fallen dürften, wenn man die oft große Ungenauigkeit bei der Einstufung von Flyschserien berücksichtigt. Die Unteren bunten Mergel werden vielfach durch die Oferschwanger Schichten ersetzt.

Auch das Profil des Vorarlberger Flysches stimmt in großen Zügen gut mit denen im Osten überein (Tab. III). Die Buntfärbung ist verschwunden und die Unteren bunten Schiefer werden durch die nicht bunte Basisserie vertreten, die Oberen bunten Schiefer durch den tieferen Teil der Piesenkopfschichten. Die Obersten bunten Schiefer fehlen ganz. Das Äquivalent der Mürbsandsteinführenden Oberkreide, die Fanolaserie, ist auffallend arm an Mürbsandsteinen, die sich erst in den oberen Teilen des Profils häufiger einstellen. Im übrigen fällt die bedeutende Mächtigkeit der Vorarlberger Flyschserie auf, die überdies auch durch Faltung noch vergrößert sein mag.

Die von M. RICHTER (1957) immer betonte Ähnlichkeit der Tristelschichten der Oberstdorfer Decke im Faltenbachtobel bei Oberstdorf mit denen der Falknisdecke kann nach eigenem Augenschein bestätigt werden. In der östlichen Flyschzone aber gleicht der Neocomflysch nur mehr in kleinen Teilen diesen Schichten der Oberstdorfer Decke bei Oberstdorf. Während nämlich die Tristelschichten der Falknisdecke und die Schichten im Faltenbachtobel praktisch nur aus diesen dunklen an Orbitolinen und Milioliden reichen Sandsteinen bis Breccien und wenig Mergeln bestehen, bilden die Breccien im östlicheren Flysch nur geringe Einlagerungen in eine Folge von Fleckenkalken, Kalkmergeln und Mergeln mit spätigen Sandkalken. In Rogatsboden sind Sandsteine und Schiefer ebenfalls verbreitet.

In Vorarlberg und im westlichen Allgäu liegen zwischen dem Flysch und dem darunter überschoben liegenden Helvetikum zwei mehr minder gut trennbare tektonische Einheiten, die als Ultrahelvetikum bezeichnet

Schichtenfolge des bayerischen und österreichischen Flyschs zwischen Vorarlberg und Salzburg

| | | Vorarlberg und Allgäu | | | Oberbayern zwischen Lech und Traun | | östl. Oberbayern u. Salzburg | |
|----------------|----------------|--|---|------------|------------------------------------|---|--|--|
| | | N | S | S | Nordfazies | Südfazies | N | S |
| TERTIÄR | Untereozän | Obere Junghansen-Schichten | Fanöla-Serie (Bleicherhorn-Serie) | ? | ? | ? | Bleicherhorn-Serie | Bleicherhorn-Serie |
| | Paleozän (Öän) | mit Bolgenkonglomerat > 100m u. Schieferung | Planknerbrücke-Serie (Höllritzer-Serie) | ? | ? | ? | Höllritzer Serie | Oberste bunte Mergel |
| OBER - KREIDE | Maastricht | ? | Zementmergel-Serie | ? | Piesenkopf-Serie | Zementmergel-Serie | Höllritzer Serie | Höllritzer Serie |
| | Campan | | Piesenkopf-Serie (Plankner-Serie) | > 500m | Obere bunte Mergel | Obere bunte Mergel | Dünbankige Serie (Piesenkopf-S) | Zementmergel-Serie |
| | Santon | Hörnlein-Serie mit Spühen, Spilituffen, Spilit-Konglomeraten und Serpentin | Reiselsberger Sandstein (Schwabbrünnen-Serie) | 200 -> 500 | Obere bunte Mergel | Reiselsberger Sandstein (Hauptflysch-Sandstein) | Obere bunte Mergel | Reiselsberger Sandstein |
| | Caniac | 20m ? | Untere bunte Mergel | 20m | Untere bunte Mergel | Untere bunte Mergel | Untere bunte Mergel | Untere bunte Mergel |
| | Turon | | Quarzit-Serie (Flysch-Gault) | 30-75m | Quarzit-Serie (Flysch-Gault) | Quarzit-Serie (Flysch-Gault) | Gaulflysch* | Gaulflysch* |
| | Cenomon | ? | Tristel-Serie (Kalkgruppe) | > 100m | Tristel-Serie (Kalkgruppe) | Tristel-Serie (Kalkgruppe) | Neoköm - Flysch („Aptychen-Schichten“) | Neoköm - Flysch („Aptychen-Schichten“) |
| | Alb | Feuerstätter Sandst. | | | | | | |
| | Apt | | | | | | | |
| | Barrême | Untere Junghansen-Schichten | | | | | | |
| | Hauterive | | | | | | | |
| UNTER - KREIDE | Valendis | Aptychen-Sch. | | | | | | |

Tab. II: Die Schichtfolge der westlichen Flyschzone. — Aus den Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, 1 : 500.000 (München 1964).

werden. Die tiefere ist die Liebensteiner Decke (M. Richter), die teilweise identisch ist mit der Schuppenzone R. OBERHAUSERS (1958) und die vorwiegend mergelige Serien enthält, mit Ausnahme der von M. RICHTER hierhergestellten Schelpenserie. Darüber liegt die von H. P. CORNELIUS (1921, 1926) so benannte Feuerstätter Decke, die über-

wiegend Flyschfazies zeigt. Für diese Einheit wird auch gerne der Name „Wildflyschdecke“ gebraucht.

| Gebiete, Decken od. Decken- gruppen | Vorarlberg, Bayern | Mittlere Flyschzone. Salzburg, Ober- und westliches Nieder- österreich |
|---|--|---|
| Alttertiär | | |
| e Maastricht | Fanolaserie bzw. Bleicherhorn- serie | Mürbsandsteinführende Oberkreide bis Altpaleo- zän in gleicher Fazies (Kalksandsteinbänke, Ton- schiefer- u. Mergellagen, z.T.m. Chondriten u. Hel- minthoideen, gröbere Mürb- sandsteinbänke) |
| d Campan | Planknerbrücke- serie bzw. Hällritzer- u. Zementmergel- serie | Bunte Schiefer mit dünnen Kalksandsteinbänkchen (im S meist fehlend) Zementmergelsch (Mergel u. Mergelschie- fer, z.T. mit Chondri- ten u. Helminthoi- deen, Tonmergelschie- ferlagen, |
| f Santon | Plankner- serie bzw. Piesenkopf- schichten | Kalksandstein- bänke) |
| e Turon | Schwabbrünnen- serie bzw. Reiselsberger Sandstein | Bunte Schiefer mit dünnen Kalksandstein- u. Mergelbänkchen Reiselsberger Sandstein und graue u. grüne Schie- fer m. Sandsteinlagen |
| d Cenoman | Basisserie bzw. Ofterschwanger Serie Quarzitserie | Meist bunte Schiefer Gaultflysch (Schwarze u. grüne Tonschie- fer, dunkl. Kalksandsteine u. Quarzite, Glaukonitquarzite, örtl. Breccienlagen) Neocomflysch (Kalksandsteine, Schieferla- gen, detritische u. Flecken- kalke, Breccienlagen) |
| Malm | | |
| | F. ALLEMANN u. a. (1951), M. RICHTER (1957) | S. PREY (1962) |

Tabelle III: Die Schichtfolge des Vorarlberger Flysches im Vergleich zum Flysch in Oberösterreich und Salzburg.

In der Feuerstätter Decke sind Serien vorhanden, die dunkle Sandkalke, Quarzite und Glaukonitquarzite nebst schwarzen, grauen und grünen Schiefen enthalten. Sie sind überschoben von der Flyschdecke, die meist mit der cenomanen Basisserie beginnt und von Reiselsberger Sandstein und schließlich der übrigen Serie des Vorarlberger Flysches aufgebaut wird. Die Serie der Feuerstätter Decke, deren Gliederung nach M. RICHTER ebenso wie die des Flysches aus Tabelle II zu entnehmen ist, nimmt nun genau die gleiche Stellung ein, wie im Osten der Gaultflysch, der — wie betont werden muß — durch Fossilien gesichert ist. In der Feuerstätter Decke südöstlich Kehlegg bei Dornbirn wurde jedoch aus einer Schichtfolge aus Quarziten, Glaukonitquarziten und Schiefen mit Bänken von Feuerstätter Sandstein (hier auch Saluier genannt), der von M. RICHTER (1957) ins Apt-Alb eingestuft wird, eine Probe gesammelt, die eine reichere Sandschalerfauna mit *Rzehakina epigona* geliefert hat. Das spricht unbedingt gegen die Einstufung von M. RICHTER! Im Pfudidätschbach bei Satteins konnte in einer zwar ein wenig abweichenden Serie ebenfalls *Rzehakina epigona* nachgewiesen werden (S. PREY, 1965; R. OBERHAUSER, 1965). Diese Serie entwickelt sich im Hangenden aus einer Folge von roten Tonen mit klastischen Bänken, die auch im Gebiet von Balderschwang als „Rote Gschlif-Schichten“ (H. P. CORNELIUS, 1926) bekannt ist. In der Gegend von Amden (Schweiz) kommt diese Schichtfolge ebenfalls vor und wurde von R. HERB (1962) „Rinderbachschichten“ genannt. Das von ihm postulierte Unterkreidealter ist damit ebenfalls in Frage gestellt (R. OBERHAUSER, 1965). Nachdem in den Unteren Junghansschichten auch von uns (OBERHAUSER, PREY) keine einschlägigen Unterkreidefaunen gefunden werden konnten, sind wir eher geneigt, auch für diese Schichten ein Maastricht-Paleozänalter anzunehmen.

Die mit den Unteren Junghansschichten verbundenen Aptychenschichten können unschwer auch als Riesenblöcke in den umgebenden Breccien gedeutet werden. Die Oberen Junghansschichten haben uns Faunen geliefert, die — obzwar ohne Leitfossilien — unbedingt auf höchste Kreide bis Alttertiär hinweisen. Schließlich enthalten sie ja auch Breccien mit Nummuliten und Discocyclinen (M. RICHTER, 1957). Derselbe Autor betont auch, daß das klastische Material (u. a. Bolgenkonglomerat; H. P. CORNELIUS, 1926) in der ganzen Feuerstätter Decke immer das gleiche ist. Die Annahme eines Maastricht-Paleozänalters auch der Unteren Junghansschichten und des Feuerstätter Sandsteins würde den unwahrscheinlich großen Zeitraum (Unterkreide — Eozän) auf ein plausibles Ausmaß reduzieren.

Über tektonische Probleme in der Flyschzone

Das eine wichtige Problem der Flyschzone, nämlich die Abgrenzung des Helvetikums und Ultrahelvetikums vom Flysch und das gegenseitige Verhältnis dieser Einheiten ist seit dem Einsatz der Mikro-

paläontologie kein Problem mehr. Lediglich zwischen einigen Gliedern der Buntmergelserie und Bunten Flyschschiefern könnten sich beim Vorhandensein lediglich von Sandschalerfaunen und schlecht erkennbarer Lithologie bisweilen Zweifel ergeben. Im Westen war die Überschiebung des Flysches auf das Helvetikum schon längst bekannt und wurde nicht bezweifelt. Nach und nach erkannte man auch die ultrahelvetische Liebensteiner Decke, die zumeist an einer großartigen Schuppenzone an der Basis der Flyschdecken beteiligt ist, und die Anwesenheit der selbständigen Einheit der Feuerstätter Decke unter der großen Überschiebung der Flyschdecke.

Das zweite große Problem, nämlich die Überschiebung der Flyschzone auf die Molasse ist ebenfalls gelöst. Im österreichischen Raum hat eine Reihe von Bohrungen der ÖMV AG und der RAG im Zuge der Suche nach Erdöl- und Erdgasvorkommen den Beweis erbracht, daß Flysch und Helvetikum weit über die Molasse überschoben sind, ja daß wohl die Flyschzone als ganze auf Molasse schwimmend angesehen werden muß. Überdies hat die Bohrung Urmannsau der ÖMV AG (A. KRÖLL & G. WESSELY, 1967) gezeigt, daß diese Einheiten auch noch unter die Kalkalpen hineinreichen, was auch die Untersuchung von Flyschfenstern in den Kalkalpen (Brettl, Windischgarsten, Wolfgangsee) ergeben hat.

Bezüglich der Überschiebung der Flyschzone auf die Molasse wurden in Bayern vielfach andere Ansichten vertreten, hauptsächlich die einer größeren relativen Autochthonie der Flyschzone. Diese Überschiebung wurde deshalb vorsichtiger als „Alpenrandstörung“ bezeichnet. Wenn man der Deutung geophysikalischer Ergebnisse von A. VEIT (1963) folgt, dann kann man auch in Bayern wie in Österreich diese Überschiebung unter die Flyschzone hineinverfolgen, allerdings mit größerem Tiefgang.

Von tektonischen Strukturen innerhalb der Flyschdecke ist im Wienerwald vor allem die Hauptklippenzone interessant. Über die Stratigraphie wurde bereits Seite 154 gesprochen. In tektonischer Hinsicht besteht sie aus meist stärker gestörten Kaumberger Schichten, die kleinere oder größere Körper von tektonischen Klippen mit einer Hülle von Buntmergelserie mitgeschürft und meist an das nördliche Widerlager, die Kahlenberger Decke, angepreßt hat. Außerdem gibt es gelegentlich Einspießungen von Laaber Schichten in die Kaumberger Schichten. Der Südrand der Hauptklippenzone bzw. der Kaumberger Schichten ist im Westen jedenfalls eine Störung, die die im Süden angrenzenden Hoisschichten im Gebiet nördlich Klausenleopoldsdorf schräg abschneidet und zum Verschwinden bringt. Weiter östlich tauchen sie nicht mehr wieder auf. In der Gegend von Wolfsgraben, insbesondere im Autobahneinschnitt östlich davon, konnte man sehen, daß die Kaumberger Schichten mit Laaber Schichten heftig verfaltet sind. Die Kaumberger Schichten der Hauptklippenzone sind der Nordrand der Laaber Decke. Der Umstand, daß in der Buntmergelserie der Klippenhülle Anteile von Oberkreide bis Mittel- eozän vertreten sind, die somit z. T. gleichalt ist, wie die Serie der Laaber Decke, schließt eine stratigraphische Verbindung der beiden Einheiten aus.

Die Trennung der Hauptklippenzone in die Klippen mit ihrer Hülle und die Kaumberger Schichten der Laaber Decke im Raume Schöpf—Preßbaum ist in Abb. 1 skizziert. Ein dazugehöriges Profil gibt Abb. 2 wieder.

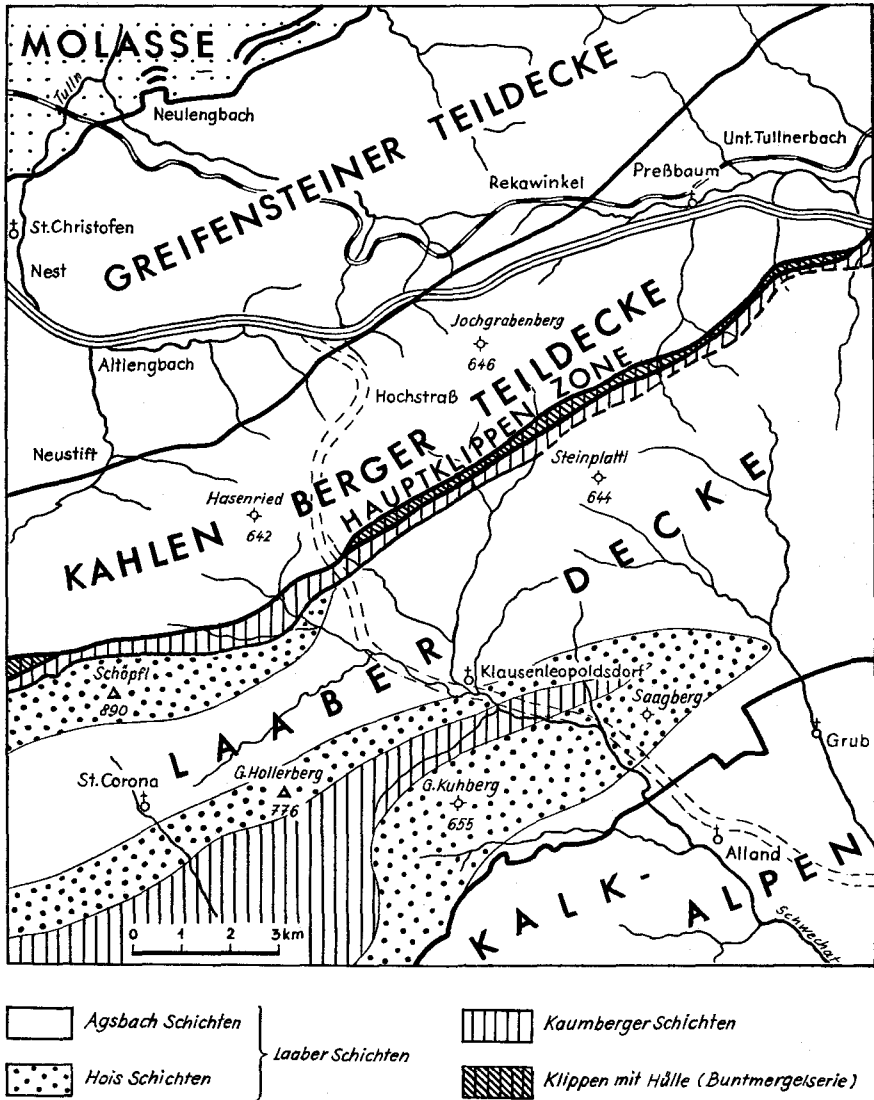


Abb. 1. Schematische Skizze des Wienerwaldes im Raume von Preßbaum bis St. Corona. Die Legende bezieht sich nur auf die Laaber Decke und die Hauptklippenzone!

Am Südrand der Hauptklippenzone reicht die Laaber Decke geschlossen bis nach Auhof bei Weidlingau am Westrand von Wien. Die Hauptklippenzone selbst setzt sich aber über Neuwaldegg und Salmannsdorf weiter nach Nordosten fort. In diesem Abschnitt nun scheinen keine

Kaumberger Schichten vorzukommen, sondern nur Buntmergelerde mit Einschaltungen von Klippen. Dafür wird sie im Südosten von dem aus dem Lainzer Tiergarten heranziehenden Zug von Kahlenberger Schichten, die dort auch von Reiselsberger Sandstein begleitet werden, flankiert. Dieser Zug kann ohne Schwierigkeit als Bestandteil der Kahlenberger Decke gedeutet werden. Auf Grund dieser Deutung wäre dann dieser Abschnitt der Hauptklippenzone eine Aufschuppung oder ein Aufbruch von Buntmergelerde des Helvetikums innerhalb einer Flyschdecke, wie sie auch weiter im Westen bekannt sind (M. RICHTER & G. MÜLLER-DEILE, 1940; S. PREY, 1951, 1962). Im Bereiche des Nordrandes der Laaber Decke hingegen ist dieser Aufbruch von Klippenzone von dieser noch weiter nach Norden mitgeschürft worden. Die Tektonik des Wienerwaldes soll das beigegebene Profil Abb. 2 veranschaulichen.

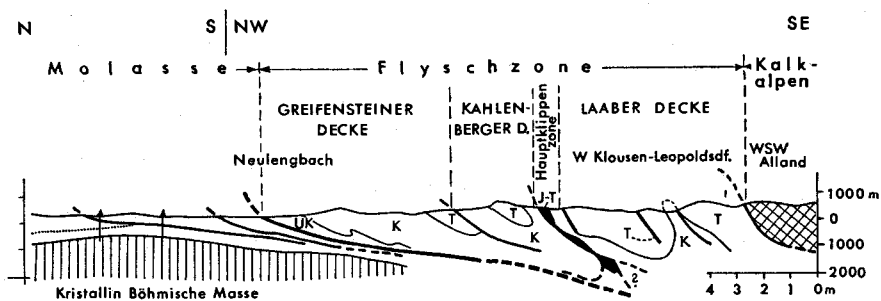


Abb. 2. Profil durch die Flyschzone im Wienerwald zwischen Neulengbach und Alland. Zeichenerklärung: T = Alttertiär; K = Oberkreide; UK = Unterkreide; J-T = Jura bis Alttertiär (Klippen mit Hülle von Buntmergelerde).

Die Bohrung Mauerbach 1 der ÖMV AG, die in der Greifensteiner Decke angesetzt ist, hat gezeigt, daß die 2364 m mächtige Flyschserie in mehrere Schuppen aus Oberkreide und Alttertiär geteilt ist. Die am Nordrand des Flysches angestaute Unterkreide ist hier nur verhältnismäßig geringmächtig.

Ein schönes Beispiel dafür, daß die heute meist streifenförmig hochgeschuppten Fenster von Helvetikum (bzw. Ultrahelvetikum) in Oberösterreich und Salzburg häufig aus Antiklinalen hervorgegangen sind, bietet das Fenster am Heuberg nordöstlich von Salzburg. Das aus oft bunten kalkigen Mergeln der Oberkreide und des Paleozäns sowie einer größeren Linse aus eozänem Nummuliten- und Lithothamnienkalk bestehende Helvetikum liegt im Kern einer steil aufgerichteten Antiklinale von Flysch (S. PREY, 1964). Trotz der verbreiteten Zerreibungen und tektonischen Ausdünnungen insbesondere der tieferen Flyschschichten ist in beiden Flügeln die stratigraphische Reihenfolge der Schichtglieder noch deutlich zu erkennen: Gaultflysch, Linsen von Reiselsberger Sandstein, Bunte Schiefer. Die Zementmergelerde ist im Süden, im Heuberggipfel kräftig angeschoppt und man erkennt noch weitere steil zusammengepreßte Antiklinalen, dann folgen die Obersten bunten Schiefer und die Mürb-sandsteinführende Oberkreide. Im Nordflügel ist vor allem die Zementmergelerde tektonisch enorm reduziert. In ähnlicher Weise ist das

Helvetikumfenster im Rehkogelgraben östlich von Gmunden aus einer Antiklinale entstanden.

Eine interessante Frage ist die, wie weit man die Flyschzone in verschiedene Decken gliedern kann oder muß. Die extremeren tektonischen Konzepte, wie sie etwa K. FRIEDL (1920) vertrat, sind heute aufgegeben. G. GÖTZINGER (1954) unterschied drei Teildecken, von denen Greifensteiner und Kahlenberger Teildecke in dieser Art bestehen bleiben können. Die Laaber Decke hingegen muß man als eigene Decke ansehen, weil die fazielle Ausbildung der Oberkreide in Form der Kaumberger Schichten stark von der der Kahlenberger Decke abweicht und andererseits auch die Laaber Schichten merklich anders sind, wie das Alttertiär der nördlicheren Einheiten. Die Hauptklippenzone wurde schon beleuchtet und das Problem der St. Veiter Klippenzone ist noch nicht endgültig geklärt.

Weiter im Westen hingegen wurden keine derartigen Unterschiede festgestellt. Mächtigkeitsschwankungen ereignen sich oft ziemlich kontinuierlich, sodaß die Abtrennung eigener Decken nicht gerechtfertigt ist. M. RICHTER & G. MÜLLER-DEILE (1940), oder E. KRAUS (1944) gliedern keine Decken ab. Es gibt wohl — wie das bei ziemlich frei beweglichen Einheiten der Fall ist — einen regen Wechsel von Antiklinalen und Synklinalen, gelegentlich auch steil aufsteigend und eintauchend, auch verschiedene Bogenbildungen, auch ist die Flyschdecke öfter aufgebrochen und das Helvetikum hochgeschuppt, aber verschiedene Decken konnten bisher nicht erkannt werden.

Das Problem verschiedener Decken war im westlichsten Teil der Flyschzone Gegenstand reger Diskussionen. E. KRAUS (1932) trennte dort die tiefere Sigiswanger und die höhere Oberstdorfer Decke. Soweit diese Trennung den Vorarlberger Flysch betraf, ist sie durch die Arbeiten von F. ALLEMANN, R. BLASER & P. NÄNNY (1951) und R. OBERHAUSER (1956) längst überholt und die Einheitlichkeit dieser Flyschserie erkannt worden. E. KRAUS (1932) sieht in der östlicheren Flyschzone eine Fortsetzung der Sigiswanger Decke, während M. RICHTER (1957) den östlicheren Flysch der Oberstdorfer Decke zuteilt. M. RICHTER (1957) sieht im Vorarlberger Flysch eine eigene tektonische Einheit, die am Ostende von der Oberstdorfer Decke überschoben ist und die in seinem Hangenden nur in sparlichen Resten erhalten ist, darunter die Gaschlöserie in Liechtenstein. Zwischen Oberstdorfer und Sigiswanger Decke möchte er aber keine tektonische Grenze erster Ordnung legen, sondern sie eher faziell als etwas abweichende Teileinheiten einer größeren Einheit auffassen. Diese, nach den Erfahrungen in der östlichen Flyschzone durchaus plausible Deutung kann man als salomonisches Urteil über die Frage der Fortsetzung dieser Einheiten ansehen.

Die von M. RICHTER (1957) angeführten Deckenreste der Oberstdorfer Decke über dem Vorarlberger Flysch sind nach Meinung R. OBERHAUSERS durchaus fraglich. Statt um Reiselsberger Sandstein könnte es sich eher um Mürbsandsteine der obersten Kreide handeln, die ihm meist außerordentlich ähnlich sind. Die Mürbsandsteine vom Ludescher Berg nördlich Nüziders sind sicher Maastricht, weil sie Sideroliten (R. OBERHAUSER, 1958) enthalten. Vielleicht ist es so, daß die durch die Form des Ablagerungsraumes bedingte lokal enorme Mächtigkeit des Vorarlberger

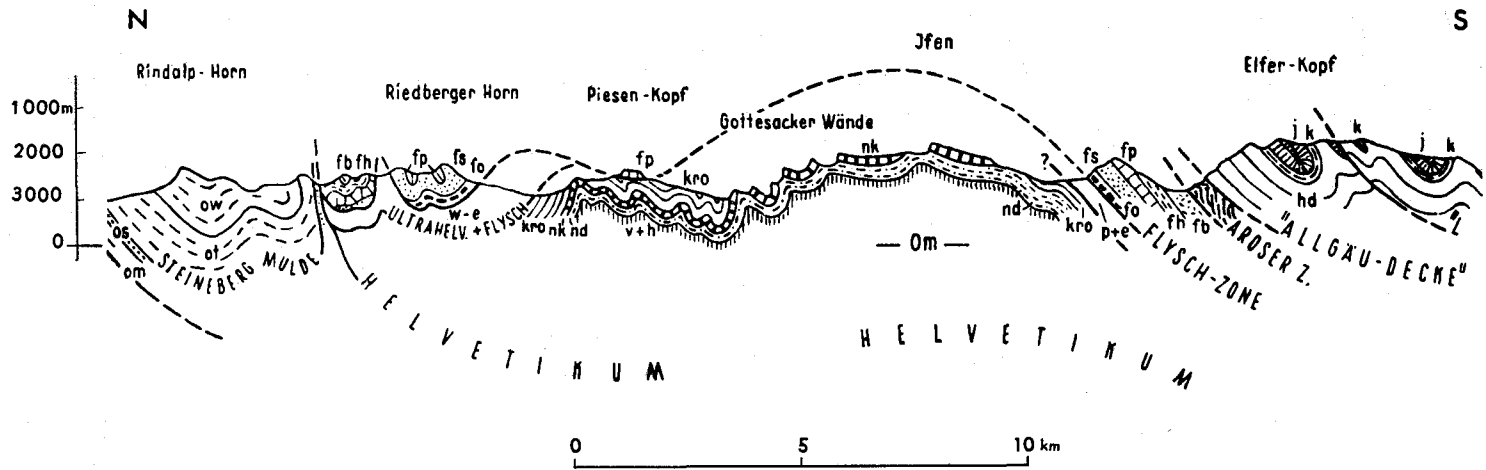


Abb. 3. Geologisches Profil durch die Flyschzone im westlichen Allgäu. — Ausschnitt aus einem Profil aus den Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, 1:500.000 (München 1964). Zeichenerklärung: Molasse: ow = Weißbach-Schichten; ot = Steigbach-Sch.; os = Baustein-Sch.; om = Tonmergel-Sch. Helvetikum und Ultrahelvetikum (Feuerstätter- und Liebensteiner Decke): h = Helvetikum, ungliedert; p+e = Paleozän+Eozän; kro = Oberkreide; nk = Schratzenkalk; nd = Drusbergschichten; v+h = Hauterive+Valendis; w-e = Malm bis Eozän (Feuerstätter und Liebensteiner Decke). Flyschzone: fb = Bleicherhorn-Serie; fh = Hällritzer Serie; fp = Piesenkopf-Serie; fs = Reiselberger Sandstein; fo = Ofterschwanger Schichten. Kalkalpin: j = Jura, ungliedert; k = Kössener Schichten; hd = Hauptdolomit.

Flysches die Ursache ist für eine gewisse tektonische Selbständigkeit, ohne daß dabei tiefgreifende tektonische Trennungen vorliegen müssen. R. OBERHAUSER (1958) betrachtet auf Grund der Ausbildung von Basisschichten und Reiselsberger Sandstein auch die nördlichen Flyschklippen, sowie die Klippen des Fährners (H. EUGSTER, 1960) und von Wildhaus gemeinsam mit der Hauptmasse des Vorarlberger Flysches als eine Decke.

Die Gruppierung der Einheiten kann aus dem Kärtchen (Tafel 1) abgelesen werden. Der Beginn der eigentlichen Oberstdorfer Decke liegt gleich südlich Oberstdorf. Die nördlicher gelegene Sigiswanger Decke ist durch Einzeichnung des Ortes gekennzeichnet.

Eine sicher selbständige Decke ist die Feuerstätter Decke. M. RICHTER (1957) verfolgte sie noch ein Stück weiter nach Osten, dann gibt es nur mehr (z. T. fragliche) Reste von ihr, z. B. die Unternoggschichten im Ammergau (H. HAGN, 1949), die Aptychenschichten von Großweil und die eozäne Dürrnbachbreccie bei Tegernsee, wahrscheinlich auch die Breccien und Konglomerate von Eschbannhausen im Surtal (alles nach M. RICHTER, 1957). Darüber ist von Wien aus schwer zu urteilen. Sicher falsch aber ist die Zuordnung der Grestener Klippenzone zur Feuerstätter Decke, wie M. RICHTER (1957) vorschlägt, vielmehr haben die Hüllgesteine der Klippen enge Beziehungen zur Liebensteiner Decke. Reste von Mergeln, die mit der Buntmergelserie direkt vergleichbar sind, gibt es auch in Vorarlberg, wie z. B. die vom Verfasser einmal bemusterten bunten Alttertiärmergel bei Kehlegg östlich Dornbirn.

Regionale Probleme in der Flyschzone

Daß der Ablagerungsraum des Flysches der Ostalpen einen bestimmten Platz in den Ablagerungsräumen des Gebirges eingenommen haben muß, steht fest. Den relativ klarsten Einblick in die Lage unserer Flyschzone kann man am Westende derselben erhalten. Die Lagebeziehungen sind in dem Kärtchen Taf. 1 *) zusammengestellt. Dort liegt zunächst über dem Helvetikum die ultrahelvetische Liebensteiner Decke, dann die Feuerstätter Decke und über dieser die Flyschdecke. Ferner ist klar zu ersehen, daß über dem Flysch die unterostalpine, oder auch penninische (z. B. R. TRÜMPY, 1960) Arosa-Zone liegt, die wiederum in ihrer ganzen Breite von den Oberostalpinen Decken, vor allem den Kalkalpen überschoben ist. Schon daraus ergibt sich eine Herkunft aus dem penninischen Raum.

Leider hat uns die Natur die Schlüsselstellen für eine genauere Einordnung in Liechtenstein durch Schutt verdeckt. Die erste Schuttunterbrechung besteht nordöstlich Vaduz, wo nördlich des Schuttes die Flyschserien einschließlich der Gaschlöserie südwärts eintauchen und südlich des Schuttes — ähnlich etwa südfallend — der Vaduzer und Triesener

*) Das Kärtchen ist nach verschiedenen Autoren und unter Mitwirkung von R. OBERHAUSER entworfen auf der Grundlage der Geologischen Übersichtskarte der Schweiz 1:200.000 vom Verfasser. Die wichtigsten Autoren sind: ALLEMANN, CADISCH, CORNELIUS, CUSTODIS, EUGSTER, HEIM, HERB, HÜGEL, JOCOBSHAGEN, KALLIES, KOCKEL, LANGE, MERHART, NÄNNY, OBERHAUSER, REITHOFER, RICHTER M. u. D., RÜEFLI, SAX, SCHAAD, SCHMIDEGG, sowie die Geol. Karte v. Bayern, 1:500.000.

Flysch ansteht. Letzterer taucht unter die Falknisdecke ein, an deren tief eintauchendem Rand bis zum Prättigauflysch nichts mehr zu sehen ist. F. ALLEMANN (1957) stellt das genau dar und betont auch, daß zwischen dem aus Helvetikum bestehenden Fläscherberg und dem Fuß des Falknis nur eine schmale (schutterfüllte) Fuge besteht, in der die Verbindungen liegen müßten. Erst in der Gegend von Maienfeld beginnt dann der Prättigauflysch und nimmt weiter östlich und südöstlich breite Räume ein (siehe Taf. 1). In der Arosa-Zone gibt es außerdem auch einige Flyschvorkommen, darunter den bekannten Verspala-Flysch.

So manche Geologen haben sich über die Beziehungen dieser Flyschablagerungen zueinander Gedanken gemacht. P. NÄNNY (1948) reihte die Vorarlberger und Allgäuer Flyschbildungen einschließlich des Triesener Flysches nördlich vom Prättigauflysch ein. F. ALLEMANN (1957) dachte alle diese aus einem Trog, und zwar die ersteren aus einem nordöstlicheren Teil des Prättigauflysch-Troges stammend. M. RICHTER (1957) spricht davon, daß die Flyscheinheiten von Vorarlberg und des westlichen Allgäu penninischer oder unterostalpiner Herkunft seien. E. KRAUS (1932) ging andere Wege, indem er von einer überwiegend autochthonen Situation von Helvetikum, Flysch, Kalkalpen und Penninikum ausging, wobei er seine verschiedenen Flyschfazies durch (vindelizische) Schwellen getrennt dachte. Beziehungen unseres Flysches zum Prättigauflysch werden auch von anderen Autoren angenommen.

Unsere Arbeitsgruppe (R. OBERHAUSER, S. PREY, G. WOLETZ) versuchte, diesen Problemen vor allem mit Hilfe der Schwermineralanalysen näherzukommen. Die petrographische Ähnlichkeit verschiedener Flyschablagerungen ist leider recht bedeutend und die Fälle, wo man deutlichere Kriterien zur Unterscheidung hat, sind nicht gerade häufig. Die bisherigen Ergebnisse (S. PREY, 1965) lassen erkennen, daß eine Gruppierung mittels der Schwerminerale möglich ist (G. WOLETZ). Wenn man insbesondere die Oberkreide ins Auge faßt, kann man feststellen, daß in großen Zügen im Flysch zwischen Vorarlberg und Wien entweder Granat herrscht (vor allem im Reiselberger Sandstein und den Mürbsandsteinen des Maastricht — Paleozän), oder wenigstens Granat den Zirkon begleitet. Granat spielt auch eine bedeutende Rolle in den von uns untersuchten Gesteinen der Feuerstätter Decke. Man könnte also diese Flyschbildungen zu einer granatführenden Flyschgruppe zusammenfassen. Zu dieser gehört auch die im Hangenden des Vorarlberger Flysches befindliche Gaschlóserie.

Dann konnte eine Flyschgruppe erkannt werden, die bisher noch keinen Granat liefert hat und in der Zirkon herrscht. Zu dieser zirkonführenden Gruppe gehört der Prättigauflysch, aber auch der Vaduzer und Triesener Flysch, die demnach dem Prättigauflysch weit näher stehen, als dem Vorarlberger Flysch.

Schließlich hatte der ebenfalls von uns untersuchte Verspala-Flysch aus der Arosa-Zone überraschender Weise die Anwesenheit von Chromit im Schwermineralspektrum ergeben — in einem groben Sandstein konnten überdies größere teilweise kalzitisierte Serpentinfragmente beobachtet werden. Daraus kann man auf eine Beziehung zu den Cenoman- und tieferen Gosauschichten der Kalkalpen (Chromit und Zirkon) schließen,

die deshalb zu einer chromitführenden Gruppe vereinigt werden können. Der Verspala-Flysch dürfte cenoman sein (OBERHAUSER).

Daraus ergibt sich, daß wohl Feuerstätter Decke und der gesamte Vorarlberger und Allgäuer Flysch benachbart abgelagert worden sein könnten, wogegen eine Herkunft des letzteren aus einem mit dem Prättigau-flysch gemeinsamen Trog, wie das bisher zumeist angenommen wurde, sehr unwahrscheinlich ist. Nachdem die Feuerstätter Decke sichtlich am weitesten nach Norden in den helvetischen Raum vorgeglitten ist, sodaß sie sogar von den Glarner Decken über dem Autochthon eingewickelt werden konnte, könnte man an eine im Verhältnis zum Prättigau-flysch nördlichere Beheimatung der Ablagerungen der Feuerstätter Decke und des Vorarlberger Flysches denken. Auch das Südfallen des Vorarlberger Flysches, sowie das Südfallen des Vaduzer und Triesener Flysches scheint eine tiefere Lage des ersteren und damit vielleicht eine nördlichere Beheimatung anzudeuten. Die Fortsetzung dieser Studien bringt vielleicht noch weitere Gesichtspunkte.

Die auch im Kärtchen Taf. 1 dargestellte Einwickelung des Sardona-flysches — wie ihn W. LEUPOLD (1942) nannte — war schon von A. HEIM (1911) erkannt worden und wird nach W. H. RÜEFLI (1959) als gesichert gelten können. RÜEFLI erwähnt auch die Beziehung zum ultrahelvetischen Raum. Wenn man R. HERBS Rinderbachschichten der Amdener Mulde nach R. OBERHAUSER (1965) als Äquivalent der Feuerstätter Decke nimmt — von der Vergleichbarkeit konnte sich unsere Arbeitsgruppe mit eigenem Augenschein überzeugen — und auch die petrographischen Übereinstimmungen gewisser Gesteine der Rinderbachschichten mit solchen aus dem Sardona-flysch, sowie die gute Übereinstimmung der Schwermineralspektren berücksichtigt, dann scheint der Vergleich begründet. Auch ist die Meinung durchaus zu begründen, daß der Sardonaquarzit ein Gegenstück zum Feuerstätter Sandstein darstellt. Die Globotruncanenkalke des Sardona-flysches stimmen bis in alle Einzelheiten mit solchen aus der Gegend von Satteins überein. Daher ist der Sardona-flysch im Kärtchen mit der Signatur der Feuerstätter Decke eingetragen und die Blattengradschichten mit derjenigen der Schuppenzone R. OBERHAUSERS bzw. der Liebensteiner Decke.

Zur näheren Begründung sei auf die Schwermineralanalysen von G. WOLETZ hingewiesen, die in den Proben aus der Feuerstätter Decke im Ränktobel hohe Granatgehalte neben Zirkon u. a. ergeben haben, mit Ausnahme des Feuerstätter Sandsteins, der außerordentlich granatarm ist. In gleicher Weise erwies sich der Sardonaquarzit als äußerst granatarm, während die umgebenden Sandsteine Granat führen. Auch die Rinderbachschichten haben Granatführung gezeigt.

Auch in der Amdener Mulde liegt auf der Feuerstätter Decke eine Deckscholle von Vorarlberger Flysch, beginnend mit Basisserie. Überhaupt zeigt das Kärtchen die große Verbreitung von Deckschollen der Flyschdecke, unterlagert von einem Teppich aus Feuerstätter und Liebensteiner Decke bzw. Schuppenzone auf dem Helvetikum zwischen Allgäu und Ostschweiz. Überall findet man die gleiche Reihung der tektonischen Elemente. Ein typisches Profil dieser Art zeigt Abb. 3. Feuerstätter und Liebensteiner Decke sind allerdings nicht getrennt.

Das Problem der Ablagerungsräume stellt sich neuerlich. Denn wenn man den Ablagerungsraum des Vorarlberger Flysches südlich der Feuerstätter Decke benachbart annimmt, dann kann die Lösung mit der Prättigau-Nordschwelle (F. ALLEMAN, 1957; W. H. RÜEFLI, 1959), die nach Norden in den Sardonaflysch und nach Süden in den Prättigauflysch Sediment geliefert haben soll, nicht so ohne weiteres stimmen.

Jedenfalls ist eine sichere Reihung der Flysch-Ablagerungsräume derzeit noch nicht zu geben. Fest steht aber, daß sie beiderseits von Räumen mit mergeliger, oft foraminiferenreicher Fazies flankiert werden, nämlich dem Helvetikum und Ultrahelvetikum im Norden und der couches rouges-Fazies der unterostalpinen oder penninischen Räume im Süden. Während im Helvetikum-Raum s. l. autochthone Flyschbildungen erst im Eozän, im ultrahelvetischen Raum schon früher beginnen, finden sich im couches rouges-Raum verschieden alte Flyschkörper in die Mergelfazies eingeschaltet (Verspalaflysch, tertiäre Flyschbildungen).

Trotzdem die Ränder unseres Flyschstreifens tektonisch und erosiv kräftig gestutzt sind, steht fest, daß es sich um einen auch ursprünglich langgestreckten und schmalen Ablagerungsraum handelt. Die Länge zwischen dem Rheintal und Wien beträgt rund 500 km. Die Breite wird häufig etwas unterschätzt und dürfte 50 km wohl überschreiten.

Auf dieser langen Strecke kann man eine verblüffende Gleichförmigkeit feststellen. Sie betrifft sowohl die Komponenten des klastischen Materials, wie auch die Schwermineralgesellschaften. Besonders auffallend ist beispielsweise die Gleichartigkeit des Schwermineralspektrums des Reiselberger Sandsteins von Liechtenstein bis Wien! In den Spektren zeichnet sich auch ein gleichartiger Wechsel ab. Flyschbänke halten oft auf große Strecken an, doch ist der Nachweis nur schwer zu erbringen. Im Flyschsteinbruch der Firma Hatschek bei Gmunden überblickt man höchstens etwas mehr als 200 m. Eine besonders auffallende Bank aus dem Gaultflysch konnte in Oberösterreich einmal an einem 50 km entfernten Punkt wiedergefunden werden. Im Bayerischen Flysch hat R. HESSE (1965) den, wie es scheint, erfolgreichen Versuch unternommen, eine bezeichnende Bankgruppe aus dem Gaultflysch auf eine Entfernung von mehr als hundert Kilometer zu verfolgen, wobei sich charakteristische Veränderungen ergeben.

Was die aus Sohlmarken und gewissen Strukturen ablesbaren Transportrichtungen betrifft, sind wir in Österreich noch wenig orientiert. Vorwiegende Strömung in der Längsrichtung des Troges steht fest. In Bayern hat R. HESSE (1965) Beobachtungen veröffentlicht, denen zufolge Strömungsrichtungen aus dem Westen vorherrschen und nur die Strömungen zur Zeit der Ablagerung der Reiselberger Sandsteine vorwiegend aus Osten gekommen sind. Strömungen in der Längsrichtung des Troges werden auch für andere Flyschgebiete als kennzeichnend angegeben.

Alle diese eigentümlichen Erscheinungen des Flysches können durch die eingangs gewürdigte Theorie der *turbidity currents* am besten erklärt werden. Die Bildung der Sandsteinbänke wäre demnach ein sehr kurz-dauerndes Ereignis im Vergleich zu der langen Zeit, die für die Ablagerung der Pelite vorausgesetzt werden muß. W. GRÜN et al. (1964) haben durch

Untersuchungen festgestellt, daß sich in Pelitbändern von unten nach oben die Sandschalerfauna aus primitivsten Anfängen zu reicherer Faunen entwickelt. Diese Beobachtung paßt ausgezeichnet in das Konzept der *turbidity currents*. Nach Vernichtung durch die Suspensionslawine muß die Fauna sicherlich immer wieder von neuem zu wachsen beginnen. Hingegen haben B. C. HEEZEN & M. EWING (1955) an einem durch ein Erdbeben bei Orléansville ausgelösten Trübestrom festgestellt, daß er für eine Strecke von 110 km eine Zeit von 1 Stunde 10 Minuten benötigte. Die Strömungsgeschwindigkeit betrug stellenweise sogar etwa 70 km/h. Da bei allen Strömungsvorgängen Wirbelbildungen aufzutreten pflegen, könnten solche auch die Ursache für abweichende oder geänderte Strömungsrichtungen sein.

Die Probleme um die Erklärung der Flyschbildungen durch *turbidity currents* beginnen verwickelter zu werden, wenn man bedenkt, daß für diesen Mechanismus oft sehr große Sedimentmengen bereitgestellt gewesen sein müssen. PH. H. KUENEN (1958) und ST. DZULYNSKI, M. KSIAZKIEWICZ & PH. H. KUENEN (1959) diskutieren solche Fragen an Hand von Untersuchungen im Flysch der polnischen Karpaten. Dabei weisen sie darauf hin, daß immerhin ziemlich große und z. T. gebirgige Inseln, wie Trinidad, das rund 150 mal 50 km groß ist, und Tobago die Sedimentation in ihrer Umgebung nur wenig zu beeinflussen vermögen. Sie liefern eher gröberes Material, vor allem Gerölle. R. TRÜMPY (1960) ist der Ansicht, daß das Material von Breccien auch aus untermeerischen Steilhängen stammen könnte. Was die beträchtlichen Sedimentmengen betrifft, die bereitgestellt werden müssen, um nur eine mäßig dicke Sandlage auf große Flächen auszubreiten, könnte man etwa diejenigen der nördlichen Adria als in der Größenordnung passend abschätzen. Ihr Einzugsgebiet ist aber bereits über zehnmal so groß, als Trinidad. D. B. ERICSON, M. EWING & B. C. HEEZEN (1952) betonen, daß sich am Fuße des Steilabfalles des Schelfs des östlichen Nordamerika im Tiefseegebiet des Atlantik ein Gebiet über eine Fläche von zirka 3500 mal 200 km hinzieht, dessen Sandlagen sie als durch *turbidity currents* herangebracht betrachten. Das ist eine gewaltige Fläche und die Länge allein größer, als die der Flyschzonen der Alpen und Karpaten zusammen.

ST. DZULYNSKI & A. SLACZKA (1959) überlegen allerdings, ob die heutigen Inseln mit tektonisch mobilen Landgebieten in der Flyschgeosynklinale verglichen werden können. Die meisten Autoren rechnen ja mit stark aufsteigenden und kräftiger Erosion unterworfenen Inselzügen zwischen den Flyschtrögen als Liefergebieten für die Flyschsedimente. Andererseits kann man dem entgegenhalten, daß es wohl nicht sehr wahrscheinlich ist, daß langgestreckte Inselzüge so homogenes und gut aufbereitetes Sedimentmaterial liefern können, wie es im Flysch vorliegt. Daß alle Inseln gleich aufgebaut sind ist also nicht wahrscheinlich und es fehlt ihnen auch die Möglichkeit einer ausgleichenden Mischung, wie sie größere Einzugsgebiete bieten.

ST. DZULYNSKI, M. KSIAZKIEWICZ & PH. H. KUENEN (1959) denken daher an ein größeres Festland am Ende des Troges! PH. H. KUENEN (1958) erläutert an Beispielen, daß man die seitlichen Sedimentzulieferungen von den vom Trogende stammenden unterscheiden könne.

Die Komponenten der Flyschsandsteine geben ein skizzenhaftes Bild davon, wie das Liefergebiet geologisch aufgebaut gewesen sein dürfte, das immerhin mit der Kubatur eines nicht einmal kleinen Gebirges im Flyschtrogl deponiert wurde. Die Hauptmasse der Bestandteile stammt von Gneisgraniten und Gneisen, mylonitischen Gesteinen, sowie aus Quarzknuern und -klüften, ferner aus Glimmerschiefern. Auf diesem Kristallinsockel dürfte eine Haut von Perm (eventuell auch Untertrias) gelegen sein, von der hauptsächlich Eruptivgesteine (besonders Quarzporphyr) und Quarzite erkennbar sind. Kalke und Dolomite (Trias) sind, vielleicht allerdings auch wegen ihrer leichteren Angreifbarkeit, sehr spärlich. Oberjura- und Unterkreidegesteine, wie z. B. Calpionellenkalke und orbitolinenführende Gesteine scheinen verbreitet gewesen zu sein. Ein Hinweis auf die ehemalige Anwesenheit von Rhät (Keuper), höherem Jura und Unterkreide ergab sich aus umgelagerten Sporen im Flysch von Muntigl (mündliche Mitteilung von Herrn Pendek *).

Die Frage aber, wo das Liefergebiet der Flyschsedimente gelegen gewesen ist, kann derzeit nicht beantwortet werden. Bei Annahme von notwendigerweise breiteren Inselzügen längs des Flyschtroges brauchen wir für die Kreide- und Alttertiärzeit sehr viel Platz. Daher ist nach den vorher angedeuteten Überlegungen die Annahme eines größeren Landes am Trogende die wahrscheinlichere. Bei diesem Konzept kann man auch die von vielen Forschern angenommenen Schwellen, die die Tröge voneinander trennen, entbehren und da genügen tatsächlich oft nur Reihen kleiner Inseln. Auf große Strecken könnte man annehmen, daß die tiefsten Teile eines Troges von Flyschsedimenten erfüllt sind, während die von den Trübströmen nicht mehr erreichten höheren Teile zu beiden Seiten mit mergeligen, oft an Foraminiferen reichen Ablagerungen bedeckt wurden — in unserem Falle Helvetikum und Ultrahelvetikum im Norden und die couches rouges-Fazies im Süden (hier auch mit Flyscheinlagen, wie dem Verspala-flysch, der aus einem unserem Flysch fremden Einzugsgebiet stammt). Sicher ist, daß das Liefergebiet der Flyschsedimente weitgehend abgetragen worden sein muß und wahrscheinlich, daß die Reste unter dem Einfluß tektonischer Bewegungen zusammengebrochen, zusammengeschoben und von anderen Decken begraben oder vielleicht auch verschluckt wurden. Man könnte es im Westteil oder sogar am Süden des Alpenbogens, vielleicht aber dort auch außerhalb der Alpen suchen. Es ist auf alle Fälle unbekannt. Es ist nur ein schwacher Trost, daß es bei allen Flyschbildungen des Alpen-Karpatensystems ähnlich ist. So z. B. wurde von den polnischen Geologen betont, daß das exotische Material des Podhaleflysches nicht aus den Zentralkarpaten stammen könne und dort, woher die Strömungen kamen, im Westen, befindet sich heute die Klippenzone und die Flyschzone. Das Liefergebiet ist ebenso spurlos verschwunden, wie das unseres Flysches der Ostalpen.

Modellvorstellungen solcher Tröge hat sich bereits PH. H. KUENEN (1957) zu machen versucht. Neben anderen hat er beispielsweise den Golf von Kalifornien und die Adria herangezogen. Ersterer dürfte wegen der Beschaffenheit des Beckens Suspensionslawinen mehr als lokaler Bedeutung

*) Ich danke Herrn Pendek bei Professor Dr. W. KLAUS, UNESCO-Kurs der Geologischen Bundesanstalt!

ausschließen. In der Adria sind von L. M. J. U. VAN STRAATEN (1964) im tiefsten Teil Sandablagerungen mit allen Merkmalen von Turbiditen nachgewiesen worden, in einer Tiefe von etwa 1200 m. Wenn sie länger und tiefer wäre, könnte sie für einen Vergleich mit dem ostalpinen Flysch-zonenabschnitt in Frage kommen. Beim Studium von Atlanten ist dem Verfasser die Lage am Ostende von Neuguinea aufgefallen, die zu einem Vergleich einlädt. Dort setzt an einer Bucht am Ostende der Insel mit Flüssen und über 4000 m hohen Gebirgen ein über 1000 km langer und bis auf 9000 m Tiefe abfallender bogenförmiger Tiefseetrog an, den man sich von der Insel aus mit Sedimentmaterial versorgt denken könnte. Die kleineren Inseln in seiner Nähe spielen hingegen keine wesentliche Rolle.

Der Bericht vermittelte eine gewisse Bilanz der bisher erarbeiteten Kenntnisse über den Flysch der Ostalpen. Er zeigte auch auf, daß wir noch vieles nicht wissen. Vor allem wären genauere Studien der Flyscherscheinungen und der Sedimentpetrographie, sowie der Strömungsrichtungen nötig. Es ist zu hoffen, daß nunmehr eine Zeit intensiverer Flyschforschung bevorsteht.

Schriftenverzeichnis

ABEL, O.: Ein Lösungsversuch des Flyschproblems. — Anzeiger Akad. Wiss. Nr. 27, Wien 1925.

ABERER, F. & BRAUMÜLLER, E.: Über Helvetikum und Flysch im Raume nördlich Salzburg. — Mitt. Geol. Ges., Bd. 49, Wien 1958.

ALLEMANN, F.: Geologie des Fürstentums Liechtenstein. — Buchdruckerei Hilty, Schaan 1957.

ALLEMANN, F., BLASER R. & NÄNNY P.: Neuere Untersuchungen in der Vorarlberger Flyschzone. — Ecl. geol. Helv., Bd. 44, Bern 1951.

BENTZ, F. P.: The terms Flysch and Molasse and their application. — Bull. Geol. Soc. of Turkey, Vol. VII., Nr. 2, Ankara 1961.

BETTENDAEDT, F.: Zur stratigraphischen und tektonischen Gliederung von Helvetikum und Flysch in den Bayerischen und Vorarlberger Alpen auf Grund mikropaläontologischer Untersuchungen. — Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., Bd. 109, Hannover 1958.

BRIX, F.: Beiträge zur Stratigraphie des Wienerwaldflysches auf Grund von Nannofossilien. — Erdöl-Zeitschr., H. 3, Wien-Hamburg 1961.

BRIX, F. & GÖTZINGER K.: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957—1963. Teil I. — Erdöl-Zeitschr., H. 2, Wien-Hamburg 1964.

CADISCH, J.: Geologie der Schweizer Alpen. — Verl. Wepf & Co., Basel 1953.

CORNELIUS, H. P.: Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen in der Allgäuer und Vorarlberger Klippzone. — Verh. G. B. A., Wien 1921.

CORNELIUS, H. P.: Das Klippengebiet von Balderschwang im Allgäu. — Geologisches Archiv, 4. Jg., München 1926.

CUSTODIS, A., JACOBSHAGEN, V., KOCKEL, C. W., SCHMIDT-THOMÉ, P. & ZACHER, W.: Zur Geologie der Allgäuer Alpen zwischen Grünten und Hochvogel. — Max Richter-Festschrift, Claustal-Zellerfeld 1965.

DZULYNSKI, ST., KSIAZKIEWICZ M. & KUENEN PH. H.: Turbidites in Flysch of the Polish Carpathian Mountains. — Bull. Geol. Soc. of Amerika, Vol. 70, New York 1959.

DZULYNSKI, ST. & SLACZKA A.: Direktional structures and sedimentation of the Krosno beds (Carpathian flysch). — Ann. de la Soc. Géol. de Pologne, Vol. 28, Kraków 1959.

- ERICSON, D. B., EWING M. & HEEZEN B. C.: Turbidity currents and sediments in North Atlantik. — Bull. Americ. Ass. Petrol. Geol. vol. 36, No. 3, Tulsa 1952.
- EUGSTER, H. et al.: Erläuterungen zu Blatt St. Gallen—Appenzell. — Schweiz. Geol. Komm., Kümmerly & Frey AG., Bern 1960.
- ERLÄUTERUNGEN zur Geologischen und zur Lagerstätten-Karte 1:1,000,000 von Österreich. — G. B. A., Wien 1966.
- ERLÄUTERUNGEN zur Geologischen Karte von Bayern 1:500,000. — Bayer. Geol. Landesamt, München 1964.
- FRIEDL, K.: Stratigraphie und Tektonik der Flyschzone des östlichen Wienerwaldes. — Mitt. Geol. Ges., Bd. 13, Wien 1920.
- FRIEDL, K.: Zur Tektonik der Flyschzone des östlichen Wienerwaldes. — Mitt. Geol. Ges., Bd. 23, Wien 1930.
- GEOLOGISCHE GENERALKARTE der Schweiz, 1:200,000, Blatt 4, St. Gallen—Chur. — Schweizerische geol. Kommission, 1959.
- GEOLOGISCHE KARTE der Umgebung von Wien, 1:75,000. — G. B. A., Wien 1952.
- GEOLOGISCHE KARTE von Bayern, 1:500,000. — Bayer. Geol. Landesamt, München 1964.
- GÖTZINGER, G.: Analogien im Eozänflysch der mährischen Karpaten und der Ostalpen. — Mitt. Reichsamt f. Bodenforsch., Wien 1944.
- GÖTZINGER, G.: Neue Funde von Fossilien und Lebensspuren und die zonare Gliederung des Wienerwaldflysches. — Jahrb. G. B. A., Bd. 94, Festband, Wien 1951.
- GÖTZINGER, G. et al.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien, 1:75,000. — G. B. A., Wien 1954.
- GOTTSCHLING, P.: Zur Geologie der Hauptklippenzone und der Laaber Teildecke im Bereich von Glashütte bis Bernreith (Niederösterreich). — Mitt. Geol. Ges., Bd. 58, Wien 1966.
- GRILL, R.: Beobachtungen an Großaufschlüssen im Flysch des Wienerwaldes. — Verh. G. B. A., Wien 1962.
- GRÜN, W., NIEDERMAYR G. & SCHMID M. E.: Untersuchungen an der Autobahn (Westeinfahrt, Km 281,985—282,350), SW Dürriwien (Flysch, Kahlenberger Decke) (Vorbericht). — Mitt. Ges. Geol. Bergbau-Stud., Bd. 12, Wien 1961.
- GRÜN, W., LAUER G., NIEDERMAYR G. & SCHNABL W.: Die Kreide-Tertiär-Grenze im Wienerwaldflysch bei Hochstraß (Niederösterreich). — Verh. G. B. A., Wien 1964.
- HAGN, H.: Zur Paläogeographie und Mikropaläontologie des oberbayerischen Paleozänflysches. — Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., Bd. 101, Stuttgart 1949.
- HAGN, H.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Helvetikum und Flysch des Gebietes von Neubauern am Inn (Oberbayern). — Geologica bavarica Nr. 22, München 1954.
- HEEZEN, B. C. & EWING M.: Orléansville earthquake and turbidity currents. — Bull. Americ. Ass. Petrol. Geol., vol. 39, No. 12, Tulsa 1955.
- HEIM, A.: Beobachtungen aus der Wurzelregion der Glarnerfalten (Helvetische Decken). — Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 31/4, Bern 1911.
- HERB, R.: Geologie von Amden. — Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F., 114, Lief. Bern 1962.
- HESSE, R.: Das Flyschgebiet des Zwiessel westlich von Bad Tölz (Obb.). — Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., Bd. 113, Hannover 1962.
- HESSE, R.: Herkunft und Transport der Sedimente im Bayerischen Flyschtrug. — Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., Bd. 116, Hannover 1965.
- HÜGEL, G. W.: Zur Geologie des nordwestlichen Bregenzerwaldes. — Jahrb. Vorarlb. Landesmuseumsvereins, Jg. 1961, Bregenz 1962.
- KALLIES, H.-B.: Geologie des Bregenzer Waldes beiderseits der Bregenzer Ach in der Umgebung von Schopponau. — Geologisches Jahrb., Bd. 78, Hannover 1961.
- KRAUS, E.: Der bayerisch-österreichische Flysch. — Bayer. Oberbergamt, München 1932.

- KRAUS, E.: Neue Wege der nordalpinen Flyschforschung. Der nordalpine Kreideflysch. Teil II. — Neues Jahrb. f. Min. etc., Beil.-Bd. 87, Abt. B, Stuttgart 1942.
- KRAUS, E.: Über den Flysch und den Kalkalpenbau von Oberdonau. — Jahrb., Ver. f. Landeskunde u. Heimatpflege im Gau Oberdonau, Bd. 91, Linz 1944.
- KRÖLL, A. & WESSELY, G.: Neue Erkenntnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Urmannsau 1. — Erdöl-Erdgas-Zeitschr., Jg. 83, Wien-Hamburg 1967.
- KUENEN, PH. H.: Longitudinal filling of oblong sedimentary basins. — Verh. Koninkl. Nederl. Geol. Mijnbouw. Genoot., Gedenkboek F. A. Vening-Meinesz. Geol. Ser., Dell. 18, Gravenhage 1957.
- KUENEN, PH. H.: Problems concerning source and transportation of flysch sediments. — Geol. en Mijnbouw, Nieuve Ser., 20. Jg., Gravenhage 1958.
- KUENEN, PH. H. & CAROZZI A.: Turbidity currents and sliding in geosynclinal basins of the Alps. — Journ. of Geol., vol. 61, Chicago 1953.
- KÜPPER, H.: Beobachtungen in der Hauptklippenzone bei Stollberg, NÖ. — Verh. G. B. A., Wien 1962.
- LANGE, P. R.: Die Vorarlberger Flyschzone am Südrand des helvetischen Halbfensters zwischen Hoher Ifen und Widderstein im Kleinen Walsertal. — Geologie, Jg. 5, Berlin 1956.
- LEUPOLD, W.: Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Linth und Rhein. — Ecl. geol. Helv., Bd. 35, Basel 1942.
- MERHART, G. v.: Kreide und Tertiär zwischen Hochblanken und Rhein. — Vorarlb. Buchdr.-Ges., Dornbirn 1926.
- MÜLLER-DEILE, G.: Flyschbreccien in den Ostalpen und ihre paläogeographische Auswertung. — Neues Jahrb. Min. etc., Beil.-Bd. 84, Abt. B, Stuttgart 1940.
- NÄNNY, P.: Zur Geologie der Prättigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur. — Gebr. Fretz AG., Zürich 1948.
- OBERHAUSER, R.: Geologische Untersuchungen im Flysch und Helvetikum der Hohen Kugel (Vorarlberg). — Verh. G. B. A., Wien 1953.
- OBERHAUSER, R.: Bericht 1955 über die Kartierung auf Blatt Feldkirch (141) und über Übersichtsbegehungen im östlichen und nördlichen Anschlußgebiet. — Verh. G. B. A., Wien 1956.
- OBERHAUSER, R.: Neue Beiträge zur Geologie und Mikropaläontologie von Helvetikum und Flysch im Gebiet der Hohen Kugel (Vorarlberg). — Verh. G. B. A., Wien 1958.
- OBERHAUSER, R.: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. — Jahrb. G. B. A., Bd. 106, Wien 1963.
- OBERHAUSER, R.: Bericht über Aufnahmen auf den Blättern Dornbirn (111) sowie über Kontrollbegehungen auf Blatt Feldkirch (141). — Verh. G. B. A., Wien 1965.
- PAPP, A.: Orbitoiden aus dem Oberkreideflysch des Wienerwaldes. — Verh. G. B. A., Wien 1956.
- PAPP, A.: Die Nummulitenfaunen vom Michelberg (Waschbergzone) und aus dem Greifensteiner Sandstein (Flyschzone). — Verh. G. B. A., Wien 1962.
- PFLAUMANN, U.: Geologisch-mikropaläontologische Untersuchungen in der Flysch-Oberkreide zwischen Wertach und Chiemsee in Bayern. — Diss. München 1964.
- PFLAUMANN, U.: Zur Ökologie des bayerischen Flysches auf Grund der Mikrofossilführung. — Geol. Rundschau, Bd. 56, Stuttgart 1967.
- PREY, S.: Geologie der Flyschzone im Gebiete des Pernecker Kogels westlich Kirchdorf a. d. Krems (Oberösterreich). — Jahrb. G. B. A., Bd. 94 (Festband), Wien 1951.
- PREY, S.: Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden (NÖ.). — Jahrb. G. B. A., Bd. 100, Wien 1957.
- PREY, S.: Flysch und Helvetikum in Salzburg und Oberösterreich. — Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., Bd. 113, Hannover 1962.
- PREY, S.: Neue Gesichtspunkte zur Gliederung des Wienerwald-Flysches. — Verh. G. B. A., Wien 1962.

PREY, S.: II. Teil, Flyschfenster von Windischgarsten und Teil IV, Helvetikum-Fenster des Heuberges in der Flyschzone bei Salzburg. — In: Exkursion III/2; Erdöl Oberösterreichs, Flyschfenster der Nördlichen Kalkalpen. Mitt. Geol. Ges., Bd. 57, Wien 1964.

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

PREY, S.: Bericht über Ergebnisse einer Vergleichsexkursion in den Flysch von Vorarlberg. — Verh. G. B. A., Wien 1965.

PREY, S.: Stratigraphische Tabellen (2. Teil). — In: Erläuterungen zur Geol. u. z. Lagerst.-Karte 1 : 1.000.000 v. Österr. G. B. A., Wien 1966.

PREY, S.: Neue Gesichtspunkte zur Gliederung des Wienerwaldflysches (2. Fortsetzung). — Verh. G. B. A., Wien 1968.

RAD, U. v.: Die Flyschzone des östlichen Allgäu zwischen Iller und Lech. — Jahrb. u. Mitt. Oberrhein. geol. Ver., N. F. Bd. 44, Stuttgart 1962.

RAD, U. v.: Mineralbestand und Ablagerungsbedingungen der Flyschsedimente im Allgäu. — Diss. München 1964.

RAD, U. v.: Die Flyschzone. — In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, Blatt Pfronten, 1 : 25.000. Bayer. Geol. Landesamt, München 1966.

REICHELT, R.: Die bayerische Flyschzone im Ammergau. — *Geologica bavarica*, Nr. 41, München 1960.

REITHOFER O. & SCHMIDEGG O., mit Beiträgen von R. OBERHAUSER: Exkursion III/1 Rätikon. — Mitt. Geol. Ges., Bd. 57, H. 1, Wien 1964.

RICHTER, D.: Neue Untersuchungen in der Randzone von Flysch und Ostalpin im Gebiet des Großen Walsertales (Vorarlberg). — *Neues Jahrb. Geol. u. Pal., Abh.*, Bd. 103, Stuttgart 1956.

RICHTER, M.: Über den Bau der Vorarlberger Alpen zwischen oberem Lech, Flexenpaß und Ill. — Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille. Stuttgart 1956.

RICHTER, M.: Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Fortsetzungen nach Westen und Osten. — *Zeitschr. Deutsch. geol. Ges.*, Bd. 108, Hannover 1957.

RICHTER, M.: Über den Bau der nördlichen Kalkalpen im Rätikon. — *Zeitschr. Deutsch. geol. Ges.*, Bd. 110, Hannover 1958.

RICHTER, M. & MÜLLER-DEILE, G.: Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen (OBB.) und der Enns (Oberdonau). — *Zeitschr. Deutsch. geol. Ges.*, Bd. 92, Berlin 1940.

RÜEFLI, W. H.: Stratigraphie und Tektonik des Eingeschlossenen Glarner Flysches im Weißtannental (St. Galler Oberland). — *Mitt. a. d. Geol. Inst. Eidg. Techn. Hochsch. u. d. Univ. Zürich, Ser. C, No. 75*, Zürich 1959.

SAX, H. G. J.: Geologische Untersuchung zwischen Bregenzer Ach und Hohem Freschen (Vorarlberg). — Diss. Zürich 1925.

SCHAAD, H. W.: Geologische Untersuchungen in der südlichen Vorarlberger Kreide-Flyschzone zwischen Feldkirch und Hochfreschen. — Diss. Pfäffikon (Zürich) 1925.

SEILACHER, A.: Zur ökologischen Charakteristik von Flysch und Molasse. — *Ecl. geol. Helv.*, Bd. 51/1, Basel 1958.

VAN STRAATEN, L. M. J. U.: Turbidite sediments in the southeastern Adriatic Sea. — *Development in sedimentology*, 3. Turbidites (ed. BOUMA & BROUWER). Elsevier, Amsterdam 1964.

TERCIER, J.: Sur l'extension de la zone ultrahelvétique en Autriche. — *Ecl. geol. Helv.* Bd. 29, Basel 1936.

TERCIER J.: Le Flysch dans la sédimentation alpine. — *Ecl. geol. Helv.*, Bd. 40, Basel 1947.

TRÜMPY, R.: Paleotectonic evolution of the central and western Alps. — *Bull. Geol. Soc. of America*, Vol. 71. Tulsa 1960.

VEIT, E.: Der Bau der südlichen Molasse Oberbayerns auf Grund der Deutung seismischer Profile. — *Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing.*, Vol. 30, Nr. 76, 1963.

WIESENER, H.: Zur Petrologie der Flyschgesteine des Wienerwaldes. — Verh. G. B. A., Wien 1962.

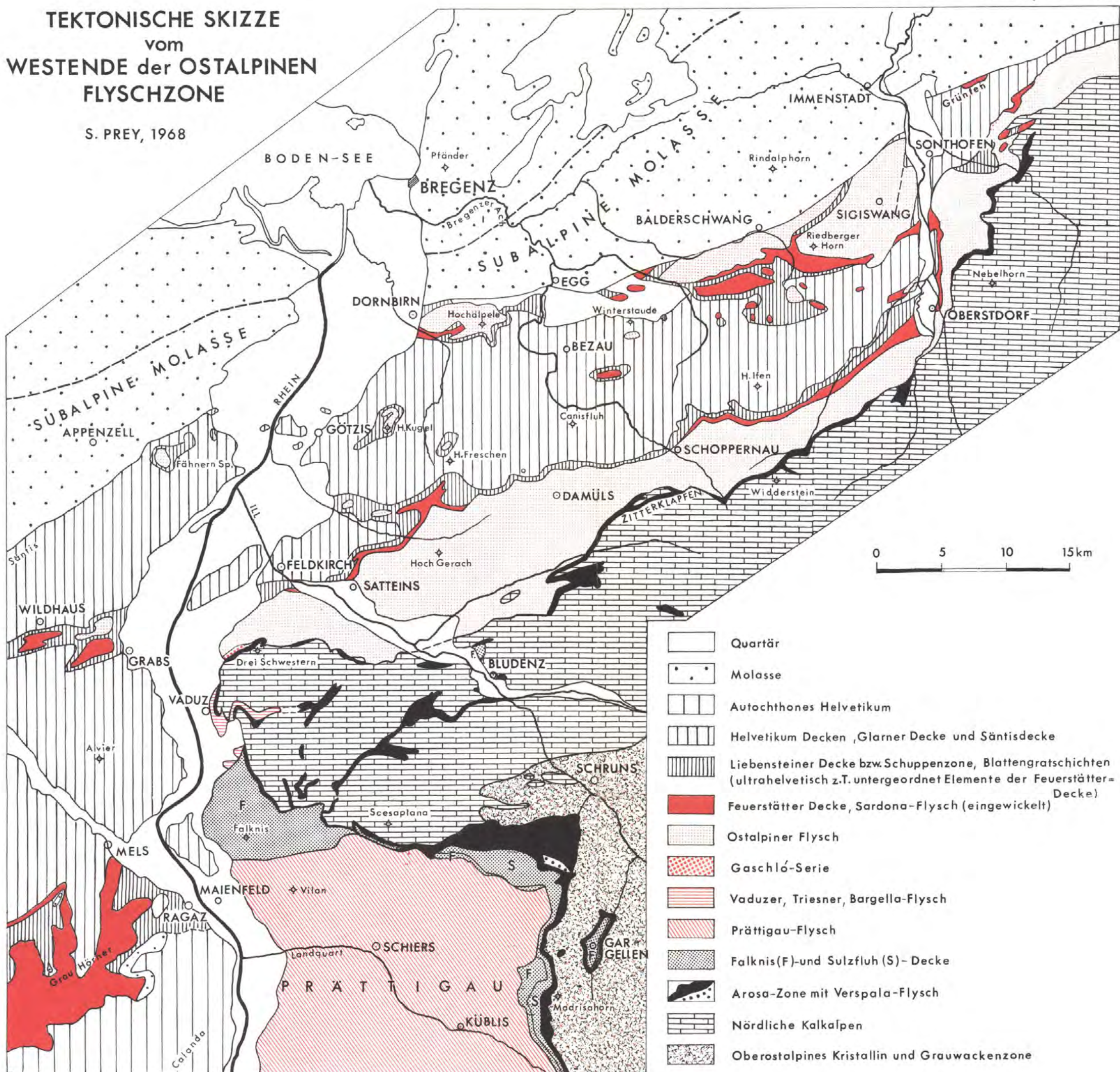
WIESENER, H.: Zur Petrologie der ostalpinen Flyschzone. — Geol. Rundsch., Bd. 56, Stuttgart 1967.

WOLETZ, G.: Zur schwermineralogischen Charakterisierung der Oberkreide- und Tertiärsedimente des Wienerwaldes. — Verh. G. B. A., Wien 1962.

WOLETZ, G.: Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiär-Schichten der nördlichen Ostalpen. — Jahrb. G. B. A., Bd. 106, Wien 1963.

TEKTONISCHE SKIZZE vom WESTENDE der OSTALPINEN FLYSCHZONE

S. PREY, 1968



| | | | |
|-----------------|---------|------------|--------------------|
| Jb. Geol. B. A. | Bd. 111 | S. 175—211 | Wien, Oktober 1968 |
|-----------------|---------|------------|--------------------|

Profile durch die Windischgarstener Störungszone im Raume Windischgarsten — St. Gallen

Von Benno PLÖCHINGER und Siegmund PREY

mit 4 Abbildungen, 2 Tabellen und 3 Tafeln

Inhalt

| | Seite |
|--|-------|
| Summary | 176 |
| Zusammenfassung | 176 |
| Vorwort | 177 |
| S. PREY: Das Gebiet des Flyschfensters von Windischgarsten | 177 |
| I. Einleitung | 177 |
| II. Zur Stratigraphie | 179 |
| III. Geologische Übersicht über das Gebiet von Windischgarsten | 180 |
| 1. Der Flysch im Kern des Windischgarstener Fensters | 180 |
| 2. Ternberger—Frankenfelser und fragliche unterostalpine Deckenreste im Fensterbereich | 182 |
| 3. Der unmittelbare Rahmen des Fensters | 183 |
| 4. Das Gebiet südlich des Fensters | 184 |
| a) Das Dachsteinkalkgebirge der Haller Mauern und des Warschenecks mit der Schuppenzone im Norden und den Werfener Schichten im Sockel | 184 |
| b) Die Gosagebiete des Beckens von Windischgarsten | 186 |
| 5. Die Schuppenzone mit Gosaschichten nördlich des Fensters | 187 |
| 6. Das Sengengebirge | 188 |
| 7. Zum Alter der Bewegungen | 188 |
| B. PLÖCHINGER: Die Störungszone im Abschnitt Hengstpaß—Admonter Höhe—Schwarzsattel | 189 |
| I. Übersicht | 189 |
| 1. Die zum Reichraminger—Lunzer Deckensystem gehörende Zone nördlich der Windischgarstener Störung | 189 |
| 2. Die Fenster des tiefbajuarischen Ternberger—Frankenfelser Deckensystems an der Windischgarstener Störung | 192 |
| 3. Die Zone der Nordrandschuppen der Haller Mauern und der Gesäuseberge südlich der Störung | 192 |
| 4. Die Zone der Haller Mauern und der Gesäuseberge | 195 |
| II. Erläuterungen zu den Profilen (Tafel II) | 196 |
| Profil 1: Schwarzkogel—Kamper Mauer—Schafkogel | 196 |
| Profil 2: Kamperthalalpe—Raucher Schober—Kesselkargrat | 198 |
| Profil 3: Kl. Maierack—Natterriegel | 200 |
| Profil 4: Zinödl—Schwarzsattel—Looskögel | 203 |
| S. PREY und B. PLÖCHINGER: Allgemeine Charakteristik der Windischgarstener Störungszone mit ihren tektonischen Fenstern | 205 |
| S. PREY: Erläuternde Bemerkungen zum Übersichtsprofil Steyr—Windischgarsten .. | 208 |
| Literatur | 209 |

Summary

The fault zone of Windischgarsten has a length of 60 kilometres and cuts through the Northern Limestone Alps in east-south-easterly direction. In that area the Northern Limestone Alps consist of three main tectonic units (from the North to the South): 1. the Ternberg—Frankenfels nappe, 2. the Reichraming—Lunz nappe and 3. the Gesäuseberge—Haller Mauern—Warscheneck nappe. The latter is the highest tectonic unit of the Limestone Alps of this area, which were overthrust en block over the flysch and the molasse zone. After crossing the Reichraming nappe, the fault zone of Windischgarsten follows the thrust line of the Gesäuseberge—Haller Mauern—Warscheneck nappe.

Bount to the fault zone are several flysch windows; the southern-most of these windows is located near Windischgarsten. There the rocks of the flysch zone are accompanied by several dislodged slices of the Ternberg—Frankenfels nappe. Possibly also rocks of the Lower East Alpine nappe system are included in these tectonic slices. The frame of the window is made up of rocks, which are Lower Triassic (Werfen beds, Haselgebirge) or Middle Triassic in age. Haselgebirge (evaporites) is especially thick in the area south of the window.

At the eastern section of the great fault zone, between Hengstpaß and Schwarzsattel southeast of St. Gallen, only rocks of the Ternberg—Frankenfels nappe (Tiefbajuvarikum), but no more flysch, as windows were pressed to the surface. It is remarkable, that the window-rocks for longer distances are in contact with Upper Cretaceous Gosau-beds, which belong to the frame of the window. This points to the existence of an eroded zone already in pre-Late Cretaceous time.

In the windows between Windischgarsten and Schwarzsattel are to be found Upper Triassic and Jurassic to Cenomanian rocks, which are partly characteristic for the Ternberg—Frankenfels nappe, for instance: Vils limestone, Mühlberg limestone, dark shales of Albian-Aptian age and marls of Cenomanian.

The mountain ranges in the south (Gesäuseberge, Haller Mauern, Warscheneck) are made up of the highest tectonic unit of the area. An imbrication zone exposed at the northern foot of the mountain ranges is called "Nordrandschuppenzone". The Lower Triassic to Middle Triassic rocks of this zone may have been originally in stratigraphic connection with the series of the Gesäuseberge—Haller Mauern—Warscheneck range, thought they are separated by an overthrust to day. Overlying the "Nordrandschuppenzone" are tectonic outliers, which can be derived from the Upper Triassic to Upper Jurassic area of the Gesäuseberge and Haller Mauern.

Zusammenfassung

Die WNW—ESE-streichende Windischgarstener Störungszone quert die Nördlichen Kalkalpen auf 60 km Erstreckung. Zwischen Grünau und Windischgarsten verläuft sie, vom Flyschrand ausgehend, innerhalb des Reichraminger—Lunzer Deckensystems und ESE davon, bis zum Schwarzsattel, zwischen diesem und der Nordrandschuppenzone der Gesäuseberge, der Haller Mauern und des Warschenecks. An die Störungszone sind mehrere Flyschfenster gebunden; das östlichste ist jenes von Windischgarsten. Es ist insofern ein Doppelfenster, als sowohl Gesteine der Flyschzone als auch Gesteine der Ternberger—Frankenfels Decke (Tiefbajuvarikum) innerhalb bzw. zwischen höheren kalkalpinen Einheiten zutage treten. Möglicherweise sind auch unterostalpine Anteile vorhanden. Im Abschnitt der Störungszone ESE von Windischgarsten treten fensterförmig nur Anteile der Ternberger—Frankenfels Decke auf, jedoch kein Flysch mehr.

Das Flyschfenster von Windischgarsten besteht hauptsächlich aus Gaultflysch und Zementmergelserie der Oberkreide, wie sie aus der Flyschzone im N bekannt sind. Für das Ternberger—Frankenfels Deckensystem sind insbesondere der Vilser Kalk, der Mühlbergkalk, dunkle Schiefer des Apt-Alb und Cenomanmergel kennzeichnend.

Im Abschnitt zwischen Windischgarsten und Schwarzsattel werden die Fenstergesteine auf weitere Strecken von oberkretazisch-alttertiären Gosauschichten des Fensterrahmens begleitet. Das könnte auf die Existenz einer vorgosauischen Erosionszone hinweisen. Südlich der Fensterstörung sind in der Nordrandschuppenzone mächtige Werfener Schichten mit mitteltriadischen Gesteinsschollen verschuppt. Haselgebirge umgibt das Fenster von Windischgarsten und ist besonders südlich davon angehäuft.

Die mächtigen mittel- bis obertriadischen Gesteinsserien der Gesäuseberge, der Haller Mauern und des Warschenecks dürften durch eine Stockwerksbewegung von ihrem tieftriadischen Sockel getrennt worden sein. Haselgebirge liegt an der Bewegungsbahn. Von der Stirne der Haller Mauern und der Gesäuseberge wurden Randschuppen abgetrennt und Obertrias—Jura-Schollen sind auf die Nordrandschuppenzone abgeglitten. Diese Bewegungen sind nachweislich erst postpaleozän zum Abschluß gekommen.

Beim Nordschub der gestapelten Kalkalpendecken dieser Zone über die Flysch- und die Molassezone sind an der Windischgarstener Störung die Elemente des Flysches und der Ternberger—Frankenfelder Decke posteozeän aufgeschürft worden. Beziehungen zwischen der Windischgarstener Störungszone und der W-vergente Struktur der Weyerer Bögen zeichnen sich ab.

Vorwort

R. BRINKMANN fand 1936 bei Windischgarsten, inmitten der Nördlichen Kalkalpen, fensterartig auftretende Flyschgesteine. Weil dieses Vorkommen mit seinen tektonischen Konsequenzen für Wissenschaft und Praxis von besonderer Bedeutung ist, wurde 1958 die Neuaufnahme der betreffenden Zone durch S. PREY und A. RUTTNER in die Wege geleitet. Schwermineralanalysen, durchgeführt von G. WOLETZ, unterstützten die Untersuchungen, deren Ergebnisse in einem gemeinsamen Bericht 1959 festgehalten worden sind. Neuere Daten finden sich in einem Exkursionsführer (S. PREY, 1964).

Wegen der Verpflichtung von A. RUTTNER in Teheran kartierte S. PREY in den Jahren 1962 bis 1967 allein im Abschnitt Windischgarsten—Hengstpaß weiter. In diesen Jahren wurden von T. E. GATTINGER am WNW-Ausstrich der Windischgarstener Störungszone bei Grünau, zwischen Kremsmauer und dem N-Rand des Toten Gebirges, und von B. PLÖCHINGER an der ESE-Fortsetzung der Störungszone, zwischen Hengstpaß, Admonter Höhe, St. Gallen und Groß Reifling, geologische Neukartierungen durchgeführt. Während sich GATTINGER die zusammenfassende Behandlung seiner Aufnahmeergebnisse für einen späteren Zeitpunkt vorbehält, werden in der vorliegenden Arbeit die von B. PLÖCHINGER und S. PREY erzielten Ergebnisse jetzt schon übersichtsmäßig dargelegt.

Nicht nur das Windischgarstener Flyschfenster ist an die 60 km lange Störungszone gebunden, sondern, zwischen Windischgarsten und dem Schwarzsattel, auch Fenster des tiefbajuvarischen Ternberger—Frankenfelder Deckensystems.

Siegmond PREY: Das Gebiet des Flyschfensters von Windischgarsten

I. Einleitung

Die vorliegende Beschreibung einiger Profile durch das Flyschfenster von Windischgarsten stellt den Versuch dar, die sehr komplizierten Verhältnisse an dieser bedeutenden Störungszone, aber auch in ihrer Umgebung als Ergebnis unserer bisherigen, nicht abgeschlossenen Arbeiten kurz darzustellen und die Grundzüge des Bauplanes herauszuarbeiten. Auf die Bedeutung dieser Ergebnisse für die Auflösung des Baues der Kalkalpen braucht nicht besonders hingewiesen zu werden. Frühere Berichte (S. PREY, A. RUTTNER & G. WOLETZ, 1959; S. PREY in F. ABERER, R. JANOSCHEK, B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1964) betrafen kleinere Ausschnitte, brachten aber mehr Details. Auf die Erforschungsgeschichte soll hier aber nicht eingegangen werden.

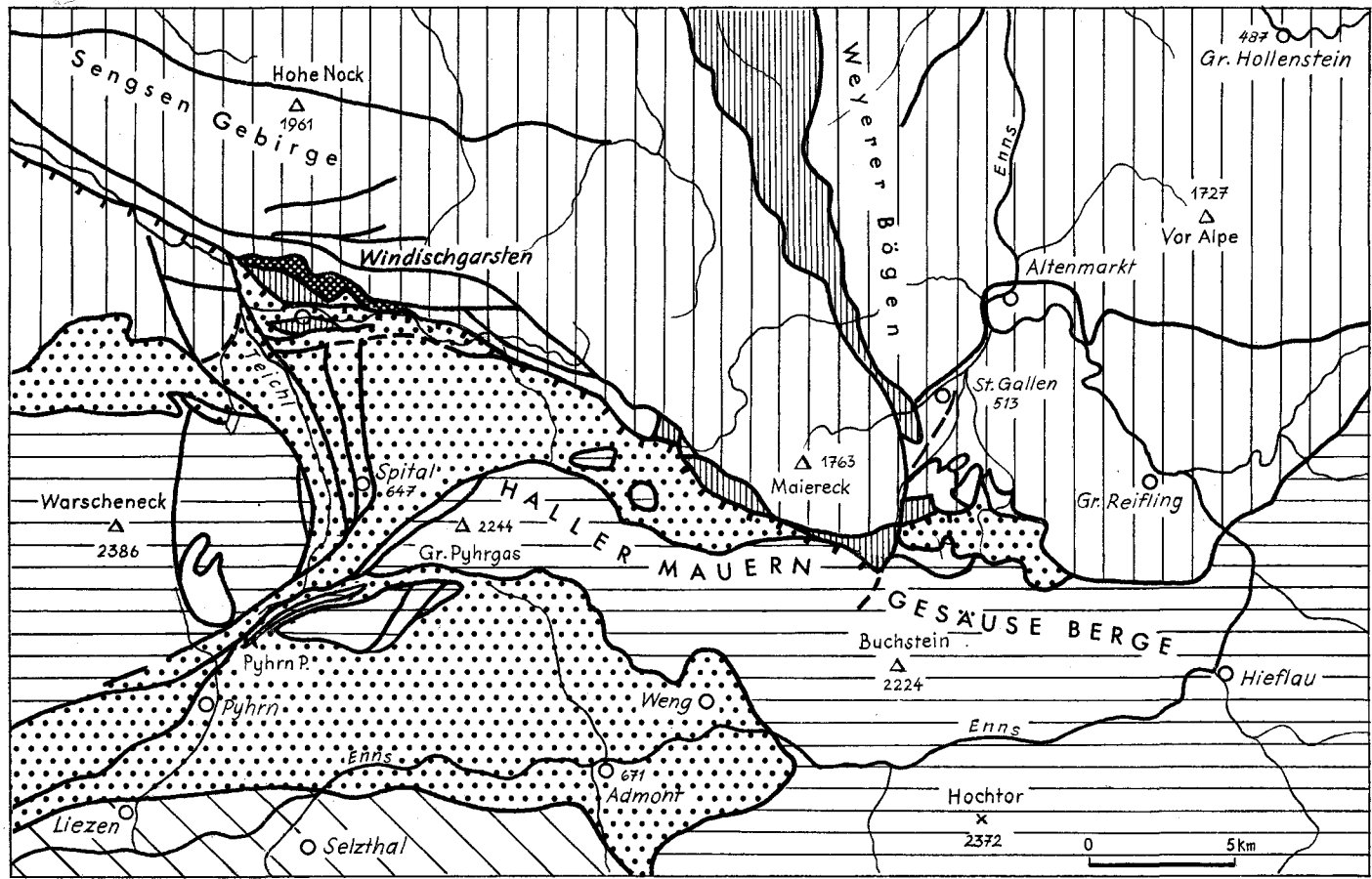


Abb. 1: Geologische Übersichtsskizze (S. PREY & B. PLÖCHINGER 1968) (Berichtigung siehe Seite 211)

Selbstverständlich ist es bei der außerordentlichen Kompliziertheit der geologischen Strukturen auch besonders schwer, eine Interpretation der Profile in der Tiefe zu geben. Auch sind größere Flächen, darunter auch sehr interessante Gebiete, mit Quartär zugedeckt und nicht zuletzt verdecken die weit verbreiteten Gosauschichten zwischen Pyhrnpaß, Spital a. P., Hinterstoder, Windischgarsten und Rosenau ebenfalls sicherlich wesentliche vorgosauische Strukturen. In den Gosauschichten selbst sind deutliche Spuren von Inkonformitäten zu beobachten, die auf intragosauische Bewegungen zurückzuführen sein werden. Auch Wirkungen von Salinartektonik spielen eine nicht unbedeutende Rolle.

Es ist klar, daß bei der Deutung der Profile auch die Einstellung zu tektonischen Fragen bedeutungsvoll ist. Daher sind die Profile nur in beschränktem Maße aus den lokalen Verhältnissen heraus verständlich, sondern die Tektonik der näheren und weiteren Umgebung ist zu berücksichtigen. Es wurde versucht, möglichst objektiv die Deutungen zu betrachten, wie sie etwa von L. KOBER, E. SPENGLER, F. TRAUTH, O. AMPFERER, A. THURNER, A. TOLLMANN u. a. gegeben worden sind.

II. Zur Stratigraphie

Die wichtigsten Daten wurden in Form von Tabelle I zusammengefaßt. Die Gliederung wurde nach Baueinheiten vorgenommen. Es sind aber hauptsächlich nur solche Schichten aufgenommen, die in dem dargestellten Raum auch vorkommen.

Die Gosauschichten des Raumes Spital a. Pyhrn—Windischgarsten—Vorderstoder wurden über mehrere Baueinheiten gesetzt, weil sie mit

Erläuterungen zu Abb. 1:



Flysch



Ternberger-Frankenfesler Deckensystem



Reichraminger-Lunzer Deckensystem



Nordrandschuppenzone des Warschenecks, der Haller Mauern und der Gesäuseberge und Werfener Schichten am Kalkalpen-Südrand



Decke des Warschenecks, der Haller Mauern und der Gesäuseberge



Grauwackenzone

starke Linie mit Zacken in Richtung zur aufgeschobenen Masse =

Windischgarstener Störung

starke Linien = Störungen i. a.

allen in zum Teil nachweisbarem sedimentärem Kontakt stehen. Hierher gehört auch der Hauptdolomit des Tamberges, dessen tektonische Stellung, insbesondere die meist vorausgesetzte Zugehörigkeit zur Decke des Toten Gebirges, noch keineswegs als geklärt angesehen werden kann (vergl. S. 186).

III. Geologische Übersicht über das Gebiet von Windischgarsten

Die einzelnen Baueinheiten wurden im wesentlichen nach ihrer Stellung von unten nach oben angeordnet. Diese Reihung kommt am besten im Übersichtsprofil (Tafel III) zum Ausdruck, aber auch in den Detailprofilen (Tafel I). Ihre Lagebeziehung kann den Kärtchen Abb. 1 und Abb. 2 entnommen werden.

1. Der Flysch im Kern des Windischgarstener Fensters

Die Flyschgesteine, deren Gesteinsausbildung, Faunen und stratigraphische Gliederung dem Flysch der eigentlichen Flyschzone entsprechen (S. PRÉY, A. RUTTNER & G. WOLETZ, 1959), bilden gemäß ihrer Position unter der kalkalpinen Schubmasse und als Stück eines zerrissenen Teppichs einer weit über die Vorlandsedimente verfrachteten Schubmasse ein heftig gestörtes tektonisches Element, das im Bereich der Windischgarstener Störung an mehreren Stellen hochgepreßt und hochgeschuppt worden ist. Vor allem die tieferen Teile des Flyschprofils enthalten viele leicht teilbewegliche Schichten, die sich besonders als Bewegungshorizonte eignen. In zentralen Teilen der größeren Flyschmasse des Wuhrbauer Kogels ist die stratigraphische Ordnung der Schichten noch gut erkennbar, aber zumeist bilden die festeren Gesteinskomplexe, wie die Zementmergelerde, oder der Reiselsberger Sandstein Linsen oder vermutlich walzenförmige Körper in der oft teigartigen und von Schollen und Brocken der ehemals bankförmig eingelagerten Hartgesteine durchsetzten, verfalteten und verschuppten Masse des Gaultflysches und der Bunten Schiefer. Gesteine der Umgebung, vor allem Haselgebirge, sind öfter eingeknetet.

Ein größerer Flyschkern baut den eigentlichen Wuhrbauer Kogel auf. Er enthält auch die größte Masse von Zementmergelerde (Tafel I, Profil 2) und weist eine bogenförmige Struktur auf. An einer vom Sattel beim Kleiner nach ESE ziehenden Störungszone, an der auch flyschfremde Gesteine, vor allem Haselgebirge, eingeschlossen sind (siehe Profil I auf Tafel I), ist ein zweiter, ein wenig schmalerer und dementsprechend stärker gestörter Flyschstreifen abgetrennt, der bis zum Ostende des Fensters in der Gegend von Windhag reicht. Nach Blöcken in der Moräne zu schließen, könnte sich ein weiteres Fenster von Flysch unter dem Quartär des Beckens von Rosenau verbergen. Nach Lesesteinen und einem vorübergehenden Aufschluß gibt es Flysch auch am Nordostende des Gunst (Tafel I, Prof. 5) und N Rading.

Am Nordrand des Fensters kommen selten rote, oft mergelige Schiefer-tone vor, die vielleicht Buntmergelerde sind, aber wohl auch zu den Nierentaler Schichten und dem Alttertiär der Kalkalpen gehören können. Die Vorkommen dieser problematischen Gesteine sind in den Profilen nicht berücksichtigt.

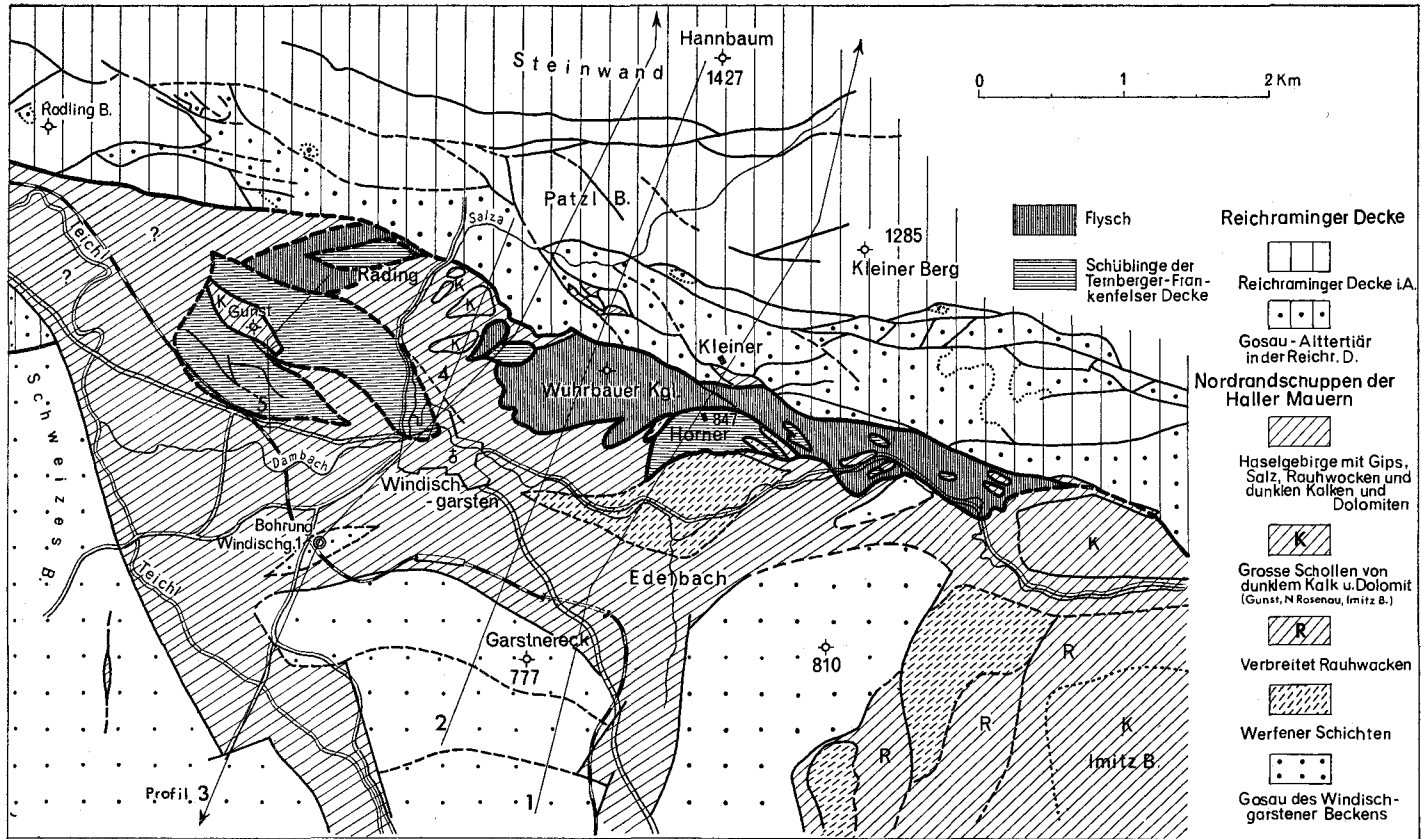


Abb. 2

2. Ternberger-Frankenfelder und fragliche unterostalpine Deckenreste im Fensterbereich

Der größte Deckenrest dieser Art ist die Scholle des Gunst (Profil 5, Tafel I), dessen dem Tiefbajuvarikum ähnliche Schichtfolge schon F. HAHN (1913) aufgefallen ist. Die Untersuchung ergab zunächst zwei Serien, die auch in Tabelle I getrennt angeführt sind, die aber miteinander eine einheitliche Schichtfolge ergeben. Die Zerreißung ist deshalb sicherlich tektonisch. Die ganze Serie stimmt weitgehend mit derjenigen der Ternberger Decke im Gebiete etwa des Pechgrabens bei Grobraming überein, wie auch Prof. G. ROSENBERG (1964) nach eigenem Augenschein bestätigte. ber dem Tithon-Neokom, das hier in der Fazies der Calpionellenkalke entwickelt ist, liegen Schiefer der Mittelkreide, die in Gestein und Fauna auf den Ternberger-Frankenfelder Bereich hinweisen. Auch die Konglomerate mit exotischen Komponenten fehlen nicht, wenn sie auch spärlich sind. Auf ihnen liegt die bekannte Deckscholle von Gutensteiner Kalk am Gipfel des Gunst. Die in der geologischen Karte eingetragenen Werfener Schichten sind nicht vorhanden, mit Ausnahme eines Spanes von Rauhwasche und vielleicht Resten von ausgelaugtem Haselgebirge.

Die Deckenzuordnung der Deckscholle von Gutensteiner Kalk ist unsicher, doch dürfte sie ebenfalls zu den dunklen Kalken gehören, die im Haselgebirge eingelagert zu sein pflegen. Letzteres dürfte zur Norddrandschuppenzone gehören (vergl. S. 184).

Der von der Gunst-Scholle am NE-Sporn des Berges überschobene Flysch ist in Profil 5 (Tafel I) dargestellt. Etwas nördlicher, im Aushub des Brunnens der neuen Villa Rading wurde Cenoman festgestellt und noch nördlicher liegen die Lesesteine von Flysch. Diese Anhaltspunkte für die vermutlich von Haselgebirge umgebenen Schollen sind sehr spärlich inmitten des breiten Quartärs.

Eine Fortsetzung der Gunstscholle dürfte der Neokomkalk des Kalvarienberges sein, der selbst wiederum auf irgendeine Weise mit dem Hauptdolomitvorkommen zwischen der Salza und der nach Norden führenden Straße nördlich der Brücke der Hauptstraße in Windischgarsten in Verbindung stehen muß.

Im Gebiete des Wuhrbauer Kogels gibt es nördlich der Villa Nemetz und in der Gegend vom Horner Vorkommen von eigenartigem Gepräge. Sie bestehen aus hellgrauen, oft fleckigen, nur selten bunt angehauchten, öfter auch ein wenig Hornstein führenden tithon-neokomen Mergelkalken, die zumeist geringmächtige Einschaltungen von Sandsteinen und Breccien enthalten. Diese werden zusammengesetzt aus verschiedenen Kalken, aber auch Quarzgeröllen und grünen Phylliten und gleichen stark verschleiften Breccien, die mir OBERHAUSER an der Grenze Flysch-Kalkalpen in Liechtenstein zeigte und die zur Arosa-Zone gerechnet werden. Ferner sind oft oolithische Echinodermenbreccien und kalkige, oft spätige Sandsteine vorhanden, die einen Vergleich mit den Tristelschichten der Falknisdecke nahelegen. Den Abschluß bilden dunkle tonige Mittelkreideschiefer mit feinsandigen Lagen und spärlichen Einschaltungen von Sandsteinen und Konglomeraten mit exotischem Material, wie sie am Gunst und sonst auch in der Ternberger—Frankenfelder Decke, oder den Nordtiroler Kalkalpen

vorzukommen pflegen. Jedenfalls aber sind Merkmale gegeben, die auf eine mögliche Beziehung zu unterostalpinen Serien aufmerksam machen.

Ein isoliertes Vorkommen von Kreideschiefern dieser Art befindet sich auch nördlich der Mündung des Fraitgrabens im Ostteil des Flyschfensters. Auch der teilweise bunte Oberjurakalk östlich der Fraitgrabenmündung, ein Neokomkalkvorkommen in der Nähe und bei Ht. Puchriegl und zwei kleine Radiolaritschollen zirka 1 km WNW Wuhrbauer Kogel müssen als Reste der Ternberger—Frankenfeser Deckengruppe aufgefaßt werden. Die meisten Vorkommen sind im Kärtchen Abb. 2 vermerkt.

In der Bohrung Windischgarsten 1 der Österreichischen Salinen (Profil 3) wurde inmitten von Haselgebirge eine stark verfaltete Scholle von Mittelkreideschiefern angefahren, die ganz den auch obertags aus dem Fensterbereich bekannten entsprechen. Im tiefsten Teil der Bohrung wurden Gosauschichten (mit seltenen Globotruncanen) durchbohrt, die auch den tiefsten Partien der Gosauschichten am Ostfuß des Tamberges oder vom Pyhrnpaßgebiet gleichen. Mit einer Basalbreccie liegen sie fast schwarzen Unterkreideschiefern auf, deren Hauptverbreitungsgebiet im Ternberger—Frankenfeser Bereich gelegen ist. Vielleicht liegt hier ein Zwischenglied verschiedener Serien vor.

Die Bohrung hat bis zur Endteufe keinen Flysch angetroffen, der demnach verhältnismäßig steil nach Süden abtauchen muß. Eine etwaige Verbindung der tiefsten Scholle des Bohrprofils mit obertägigen Vorkommen der Ternberger—Frankenfeser Decke muß vorläufig hypothetisch bleiben.

3. Der unmittelbare Rahmen des Fensters

Südlich der anstehenden Fenstergesteine (Flysch und Ternberger—Frankenfeser Deckenreste) weisen Anzeichen, wie Morphologie, Mineralquellen, ausgedehnte Gebiete mit besonders starker Rutschendenz, darauf hin, daß größere Massen von Haselgebirge mit salinaren Bildungen anstehen. Insbesondere die ausgedehnten glazialen Ausräumungsbecken können so erklärt werden. Die Bohrung Windischgarsten 1 hat das auch bestätigt. Das Haselgebirge ist im Hangenden mit Gosauschichten verschuppt.

Haselgebirge mit Gips und Schollen von dunklen Kalken und Rauhwacken umgeben den Flysch und auch die Ternberger—Frankenfeser Schüblinge im Fenster und sind mit ihnen öfter verknetet. Sie dringen auch in die Störungszonen zwischen Teilen des Fensters ein und erweisen sich so recht als hervorragendes Schmiermittel bei den Deckenbewegungen (vergl. z. B. S. PREY, 1964, Exkursionspunkt 4). Das Westende des Wuhrbauer Kogels besteht aus einer Anhäufung dunkler Kalke im Haselgebirge, das sich am Nordrand des Fensters auch noch nach Osten zieht (Profil 4). Gipsvorkommen an Schuppengrenzen innerhalb des Fensters versorgen auch die Schwefelquelle des ehemaligen Badhauses, heute Gasthaus „Zur Schwefelquelle“, auch „Zum Badhaus“, 2.5 km E Windischgarsten (Gipszone nördlich der Scholle beim Horner in Profil 1).

Erwähnenswert ist auch der Umstand, daß diese gipsführenden Haselgebirgsmassen Trümmer von Ophicalcit und basischen Eruptivgesteinen enthalten, die z. B. auch im Gebiet von Grünau in ganz entsprechender Lage vorkommen. Nicht uninteressant sind ferner kleine Vorkommen von

rötlichem, bisweilen konglomeratischem Buntsandstein an der WNW-Störung westlich des Sattels beim Kleiner.

Im Gebiet östlich Trojer am Südhang des Wuhrbauer Kogels wird das Haselgebirge sehr schmal und ist eingezwängt zwischen die tiefbajuvarische oder ?unterostalpine Scholle beim Horner und steil südfallende Werfener Schichten, wie in Profil I dargestellt ist. Nach Vergleich mit Profilen westlich vom Imitzberg kann man vermuten, daß hier ein überkippter und tektonisch überarbeiteter stratigraphischer Kontakt zwischen Salinar und Werfener Schichten vorliegt. Die Gestaltung der Landschaft, sowie das Ergebnis der Bohrung führt aber zur begründeten Annahme, daß auch diese Werfener Schichten nur eine Schuppe im Salinar bilden. Die südlich des Salinarstreifens anstehende Gosau streicht gegen Osten an das Fenster heran und das Salinar wird spärlich. Auch unter dem Becken von Rosenau und vielleicht auch zwischen den nördlichsten Gosauvorkommen im Fraitgraben könnte Salinar vorhanden sein *).

Das Ergebnis der Bohrung Windischgarsten I hat insofern Bedeutung für diese Überlegungen, als sie eben gezeigt hat, daß der eigentliche Fensterstrand südlich Windischgarsten am Nordfuß des Garstnereck gelegen ist, weil noch Schuppen von Fenstergesteinen und im obersten Teil des Profils Schuppen von Gosauschichten im Haselgebirge erbohrt worden sind.

Auch im Becken um Rading dürfte noch viel Haselgebirge vorhanden sein, das auch entlang der Störungszone im Teichtal weiter gegen Westen reichen könnte. Vielleicht ist die Schwefelquelle beim Laiminger (zirka 6 km WNW Windischgarsten) ein Hinweis dafür.

Zusammenfassend kann also auf die große Anhäufung von Haselgebirge in der Umgebung des Fensters, das verschiedene, größtenteils nicht lokalisierbare, nur zu vermutende Gesteinsschollen — Fenstergesteine, Kalke, Dolomite und Rauhwacken des Salinars u. ä. — enthält, hingewiesen werden.

4. Das Gebiet südlich des Fensters

Das Gebiet südlich des Fensters gliedert sich etwa folgendermaßen: Die Dachsteinkalkmassen der Haller Mauern mit ihrem z. T. verschuppten, aus skythischen und anisischen Gesteinen aufgebauten Sockel (Nordrand-schuppenzone), mit dem bewußt auch Werfener Schichten, Rauhwacken und Haselgebirge südlich derselben vereinigt wurden, ferner die Dachsteinkalkmasse des Warscheneck mit ganz ähnlichem verschuppten Vorgelände, sowie das aus Gosauschichten bestehende Gebiet zwischen Pyhrnpaß, Spital a. Pyhrn, Hinterstoder, Windischgarsten und Rosenau. Die Dachsteinkalkplatte des Toten Gebirges liegt weiter westlich. Das Kärtchen Abb. 1 gibt eine Übersicht.

a) Das Dachsteinkalkgebirge der Haller Mauern und des Warschenecks mit der Schuppenzone im Norden und den Werfener Schichten im Sockel

Das wunderschöne stirnartige Abbiegen der Dachsteinkalke des Warschenecks und der Haller Mauern nach Norden ist altbekannt, ebenso, daß es eine regionale Erscheinung am Nordrand der Dachsteinkalkeinheiten, besonders gegen Osten ist (G. GEYER, 1913; A. RUTTNER, 1948). Auch im Westen ist diese Erscheinung verbreitet. Sowohl Haller Mauern, als auch das War-

**) Anmerkung Seite 211

scheneck besitzen am Nordrand eine schmale Vorzone**) in der vor allem helle Ramsaudolomite neben hellen Riffkalken, sowie eingeklemmte Gosauschichten eine Rolle spielen. Ferner bildet die Basis des Warschenecks eine schmälere Schuppenzone aus Haselgebirge mit Gips, Rauhwacken, dunklen Kalken und Dolomiten, Werfener Sandsteinen und Schiefeln, bisweilen auch Gosauschichten bei Vorderstoder, während im Vorgelände der Haller Mauern noch mächtige Werfener Schichten hinzukommen und die ganze Zone breiter und weniger intensiv geschuppt erscheint. Nach Osten, in PLÖCHINGERS Gebiet, wird die Zone neuerlich schmaler und die Störung nimmt wiederum zu. Der nördlich der Haller Mauern gelegene Imitzberg besteht aus bunten Werfener Schichten, die im Hangenden mit dunklen Kalken und schließlich mit Rauhwacken, Breccien und Haselgebirgslagen verbunden sind. Darüber folgen Gutensteinerkalk-Basisschichten und eine Kappe von Gutensteiner Kalk. Diese Abfolge spricht dafür, daß der Haupt-Salinarhorizont unseres Gebietes im Niveau der Reichenhaller Rauhwacken gelegen ist, insbesondere weil im Süden dieselben Werfener Schichten durch das Präbichlkonglomerat stratigraphisch mit der Grauwackenzone verbunden sind. Die Gipsvorkommen der Gegend von Admont sind als an denselben Störungssystemen eingesenkt und eingeklemmt zu deuten, die auch die Einsenkung des Ennstal-Tertiärs verursacht haben. Ob es anderswo in den Kalkalpen auch Profile gibt, in denen ein permisches Haselgebirge noch die ihm zukommende Position einnimmt, kann hier nicht diskutiert und noch weniger entschieden werden. Es bestehen unseres Erachtens keine Bedenken, diesen Horizont als Gleithorizont für die Einheit der Haller Mauern und des Warschenecks anzusehen, an dem das höhere Stockwerk über seinen vorher tief erodierten Sockel weiter nach Norden verschoben ist.

Die vorhin hervorgehobenen Gleichheiten im Bau des Warschenecks und der Haller Mauern sollen als Begründung für die ursprüngliche Zusammengehörigkeit der beiden dienen (das Tote Gebirge gehört sicherlich ebenfalls dazu). F. TRAUTH (1937) und E. KRAUS (1944) fassen sie auch als ursprünglich zusammengehörig auf, während E. SPENGLER (1959) sie nur wenig, A. TOLLMANN (1967) aber rigoros trennt. A. THURNER (1962) deutet die Warscheneckgruppe als eine selbständige „Reiflinger Scholle“. Die ganzen Gebirgsgruppen kann man sehr gut als Fortsetzung der Ötscherdecke im alten Umfang (L. KOBER) betrachten.

Das Auseinanderreißen der Dachsteinkalkplatten der Haller Mauern und des Warschenecks erfolgte an verschiedenen Störungen. Eine schon vorgosauisch angelegte Störungszone befindet sich am Ostabfall des Schwarzenberges NW Spital a. Pyhrn. Eine andere überschreitet den Pyhrnpaß von SW her und splittert sich in Störungen in Richtung Windischgarsten und gegen die Haller Mauern auf (Abb. 1). Hier transgredieren Gosauschichten auf Salinar, sowie auf Juragesteine, die als von der Stirn der Haller Mauern abgeglittene Schollen zu deuten sind. Salinartektonik dürfte hier eine große Rolle spielen.

In diesem Zusammenhang sei darauf hingewiesen, daß Reste dieser in abgeglittenen Schollen erhaltenen jurassischen Sedimentdecke der Dachsteinkalke auch in situ noch stellenweise erhalten sind. Der markanteste Rest ist der Jura des Wurznner Kampls und des Stubwieswipfels östlich vom Warscheneck. Der Erstere ist keineswegs eine Deckscholle (südjuvavisch,

**) Siehe Berichtigung Seite 211

F. TRAUTH, 1937; juvavisch, E. SPENGLER, 1951, 1959; Mürzalpendecke, A. TOLLMANN, 1967), sondern nur der oben daraufliegende Gips (S. PREY, 1967), der lediglich im Westen ein wenig tiefer eingeklemmt wurde. Im Stubwieswipfel liegt eine ganz gleich gegliederte Schichtfolge vor, nur ist sie an Störungen in verschieden hoch verstellte Streifen zerlegt.

b) Die Gosaugebiete des Beckens von Windischgarsten

Diese eigentümliche Gosauzone beginnt nach kurzem Aussetzen am Pyhrnpaß und breitet sich gegen Norden gegen Rosenau, Windischgarsten und Vorderstoder aus. Im Pyhrngebiet liegt sie mit Breccien und Konglomeraten hellen Plassenkalken auf. Im Osthang des Schwarzenberges übergreift Gosau ein kurzes Stück die dortige Querstruktur und im hinteren Pieslingtal liegen rote Konglomerate auf Hierlatzkalken. Die Konglomerate SE Gleinkersee sind wahrscheinlich durch Haselgebirge von der Dachsteinkalkstirn des Warschenecks getrennt. Andererseits liegt die Gosau im Norden sicher transgressiv dem Hauptdolomit des Tamberges und wahrscheinlich transgressiv den basalen Schuppen von Vorderstoder auf. Die übrigen Grenzen sind tektonisch und mit mehrmals auch nachweisbaren Gipsvorkommen besetzt, in denen außer den häufigen Rauhwacken, Dolomiten und dunklen Kalken auch bisweilen Schollen von Liasfleckenmergeln, Kieselschichten u. ä. stecken. Die Störungszonen stehen anscheinend steil.

Das Gosaugebiet ist ferner durch verschiedene Störungen zerstückelt, denen auch die großen Täler folgen, weil hier z. T. Haselgebirge hochgedrungen ist (Edelbach). Überhaupt ist zu vermuten, daß unter den Gosauschichten Haselgebirge und Salinarbildungen weit verbreitet sind.

Innerhalb der Gosauschichten sind mindestens zwei durch tektonische Veränderungen getrennte Ablagerungszyklen stellenweise nachzuweisen, aber schwer zu verfolgen. Die ältesten nachweisbaren Komplexe liegen am Ostfuß des Tamberges und in den Nordhängen des Bosruck. Darüber legt sich SE Tamberg der etwas jüngere Komplex. Diese Ablagerungsunruhe ist vielleicht durch Salinartektonik bedingt. Im Gebiete südwestlich Spital sind beide durch eine Störung getrennt. Bemerkenswert ist ferner, daß im ganzen Gebiet nirgends Nierentaler Schichten gefunden werden konnten, während sie für den Gosastreifen nördlich des Fensters als charakteristisch bezeichnet werden müssen.

Die Gosauschichten bei Vorderstoder übergreifen die Schuppenzone an der Basis des Warschenecks, aber örtlich sind sie auch in den Schuppenbau einbezogen worden. Wenig nordwestlich stehen sich die mächtigen Hauptdolomite des Tamberges und die mächtigen Dachsteinkalke des Kleinen Priel auf kurze Distanz ohne Übergang gegenüber. Das spricht dafür, daß der Tamberg noch zur Reichraminger Decke gehört und daß man daher die Deckengrenze der Einheit der Haller Mauern bis zum Toten Gebirge gegen die nördlichere Reichraminger Decke unter der Gosau von Vorderstoder durchziehen kann. Eine spezielle Marke für ihre Lage ist die Aufschuppung von Hauptdolomit der Reichraminger Decke im Pieslingtal SSW Spitznagel am Rande von Werfener Schichten und Salinargesteinen. Die Deckengrenze erweist sich dadurch als größtenteils vorgosauisch mit späteren Nachbewegungen.

Bezüglich der Einheit der Gesäuseberge, der Haller Mauern und des Warschenecks dürfte man der Wahrheit am nächsten kommen, wenn man das Gebiet südlich des Windischgarstener Fensters als den bereits vorgosauisch bis zum oberskythischen Gipshorizont und z. T. noch tiefer erodierten Sockel dieser Einheit betrachtet. Er besteht aus Werfener Schichten mit Resten von Haselgebirge und Gutensteiner Kalken (z. B. Imitzberg), sowie Schollen von Jurakalken, die vom Dach der Dachsteinkalkmassen abgeglitten sind. Die Kalkmassen der Gesäuseberge, der Haller Mauern und des Warschenecks sind aus einem südlicheren, weitaus nicht so tief erodierten Gebiet in teils vor-, teils nachgosauischer Zeit auf dem Salinar relativ gegen Norden vorgeschoben worden. Anzeichen für das Vorhandensein einer Hallstätter Zone, ob relativ autochthon (F. TRAUTH), ob von oben eingeschoben (E. SPENGLER), sind neuerdings nicht gefunden worden. Ferner sind zuverlässige Beweise für die Zugehörigkeit des Sockels zum Tirolikum gleichfalls nicht vorhanden.

Unsere Auffassung entspricht etwa der von E. KRAUS (1944).

5. Die Schuppenzone mit Gosauschichten nördlich des Fensters

Eine steilstehende scharfe Störung trennt das Flyschfenster und die Ternberger—Frankenfelder und ?unterostalpinen Deckenreste mit ihrem Mantel aus Haselgebirge von einem nördlich gelegenen Streifen aus Hauptdolomit mit viel Gosauschichten, sodaß auf größere Strecken Flysch oft unmittelbar an Gosauschichten (oft Nierentaler Schichten) grenzt. In diesem stark gestörten Südrand des Sengsengebirges vergittern sich vorwiegend E—W-streichende Störungen mit mehr WNW—ESE-streichenden Störungen, wie das Kärtchen Abb. 2 andeutet.

Die stratigraphischen Verhältnisse sind schwierig zu deuten und keineswegs klar. Einerseits liegen helle Mergel mit reicher Obersanton-Untercampanafauna mit Basalbildungen auf stark aufgelockertem Hauptdolomit und darüber liegen bunte Nierentaler Schichten. Andererseits gibt es aber auch tiefere Gosau, deren Verhältnis zu den jüngeren Gosauschichten nicht klar ist. Entweder liegt hierin die Auswirkung einer mit starker Abtragung verbundenen vorcampanen intragosauischen Tektonik, die dann durch jüngere Bewegungen noch heftig kompliziert worden ist, oder man könnte eine rein tektonische Lösung durch Verspießung von obercampanen bis alttertiären, auf Dolomit transgredierenden Gosauschichten mit älteren, die aus dem Süden des Fensters stammen, suchen. Auch wäre es nicht ganz auszuschließen, daß die über 300 m mächtigen, aufgelockerten Dolomite überhaupt zur Gänze als Schuttbildungen in der Gosau aufzufassen sind. Jedenfalls wurde in den Profilen eine neutrale Darstellung gewählt, um sie nicht unnötig mit hypothetischen Details zu belasten.

Mitten darin ragt der schmale Dolomitrückén der Panholzmauer aus den Gosauschichten, in dessen Umgebung auch etwas Haselgebirge mit Gips ansteht (Profile 2 und 3).

Auch die sandigen Gosaukalke am Nordrand dieses Streifens sind noch Schuppen in den obersanton-untercampanen Mergeln. Basalbildungen in situ auf dem Fuß des Südhanges des Sengsengebirges sind spärlich vorhanden.

Das Vorkommen von Nierentaler Schichten kann in diesem Bereich als eine Art Leitmotiv für diese nördlichere Zone genommen werden, das weiter im Osten auch noch Gültigkeit hat. Im Westen überschreitet der Streifen von Nierentaler Schichten die Windischgarstener Störungszone und setzt in schmalen Streifen im Nordhang des Schweizesberges und bei Gradau fort und endet an einer Querstörung. Zu dem gleichen Streifen gehört aber auch der Hügelzug beim Gehöft Gürrer und schließlich auch der Radlingberg mit einer kleinen Kappe von transgressiv aufliegendem Gosau-Dolomitsandstein (alles auf Abb. 2 links).

Die Profile zeigen die weitgehende Zerlegung des Streifens durch Störungen. Südwestlich Augustinkogel entwickelt sich eine markantere ESE streichende Störung, die durch den Rußgraben und die Furche S Krieglriedel fortsetzt.

6. Das Sengsengebirge

Schon seit alten Zeiten ist die große, nach Norden überschlagene Falte des Sengsengebirges bekannt. Die Profile erfassen davon nur den Südtail, wo als Teilschuppe (in Profil 3) der Wettersteinkalk des Hannbaum auf eine Zwischenmulde aus Hauptdolomit aufgeschoben ist. Die Gesamtsituation zeigt das Übersichtsprofil Tafel III, wo auch die sogenannte Tirolische Überschiebung angedeutet ist, die im Krestenberg gegen Osten in der bekannten Antiklinale endet.

Zu den von der Windischgarstener Störungszone noch stark beeinflussten Teilen gehört die ostwärts untertauchende Antiklinale im hinteren Salztal um den Patzlberg. Lunzer Schichten und Hauptdolomit, auch ein wenig Wettersteindolomit, sind hier zu schmalen Schuppen zerschert, die gegen den starren Wettersteinkalk zu branden scheinen (Profile 3 und 2). Vom Ostende (Profil 1) geht im Zuge der südlicheren Störungszone in der Rinne WNW Kleiner Berg ein z. T. doppelter Zug von Opponitzer Kalk aus, der eine Verbindung herstellt zum Nordflügel der etwa 3 km östlicher gelegenen Antiklinale des Zeitschenberges, die mit der Maier-eck-Halbantiklinale in B. PLÖCHINGERS Gebiet zusammenhängt.

Aus dem geologischen Bild ist deutlich abzulesen, wie die älteren Falten des Sengsengebirges, die z. T. E—W orientiert sind, von der schräg aus Südosten heranreichenden Störungszone immer stärker erfaßt und einbezogen werden.

7. Zum Alter der Bewegungen

Es steht fest, daß die Wirkung der vorgosauischen Tektonik eine sehr wesentliche war. Sie hat die großen Decken und so manche Querstrukturen geschaffen. Ferner sind Anzeichen von Bewegungen während der Ablagerung der Gosauschichten vorhanden. Schließlich folgte zwischen Obereozän und Aquitan-Burdigal das große Vorwandern der Nördlichen Kalkalpen auf Flysch und Molasse. Diesem Vorgang ist, nach Ansicht des Verfassers, die Bildung der Windischgarstener Störungszone, wie auch der Weyerer Bögen zuzuschreiben (siehe Seite 205). Die jüngsten, noch von der Störung erfaßten Gesteine haben untereoziänes Alter.

Benno PLÖCHINGER: Die Störungszone im Abschnitt Hengstpaß—Admonter Höhe—Schwarzsattel

I. Übersicht

Östlich des Hengstpasses ist die WNW—ESE verlaufende Windischgarstener Störung auf rund 20 km Erstreckung weiter zu verfolgen; sie führt, auch morphologisch gut erkennbar, zum Sattel der Admonter Höhe und findet E des Großen Billbachtals, am Schwarzsattel, ihr Ende. Von östlich Windischgarsten bis zum Schwarzsattel fällt sie mit der Überschiebungslinie der Nordrandschuppenzone der Haller Mauern und der Gesäuseberge zusammen (vergl. Abb. 1). Im Raum von St. Gallen endet die Windischgarstener Störung ungefähr dort, wo sich die gegen W konvexen Weyerer Bögen bündeln. Die Fenster des Ternberger—Frankenfelder Deckensystems, die in unserem Abschnitt an die Windischgarstener Störung geknüpft sind, treten folglich S St. Gallen nahe an die Frankenfelder Decke des WNW-vergenten Überschiebungsbaues der Weyerer Bögen heran.

Das Ergebnis der geologischen Neuaufnahme 1:10.000, welche den genannten Abschnitt längs der Windischgarstener Störung in etwa 6 km Breite erfaßt, ist auf Abb. 3 übersichtsmäßig vereinfacht dargestellt. Ein Überblick über die Schichtglieder der darin auftretenden Zonen findet sich auf Tabelle II, S 193.

Von N nach S sind folgende, anschließend kurz beschriebene Zonen zu unterscheiden:

1. die zum Reichraminger—Lunzer Deckensystem ¹⁾ gehörende Zone N der Windischgarstener Störung,
2. die Fenster des tiefbajuvarischen Ternberger—Frankenfelder Deckensystems ²⁾ an der Windischgarstener Störung,
3. die Zone der Nordrandschuppen der Haller Mauern und der Gesäuseberge und
4. die Zone der Haller Mauern und der Gesäuseberge.

1. Die zum Reichraminger—Lunzer Deckensystem gehörende Zone nördlich der Windischgarstener Störung

Zu dieser Zone zählen der Schwarzkogel und das Maierreck, deren östliche Fortsetzung in der Groß Reifinger Scholle und die Schuppe der Kamper Mauer. Man kann die WNW-streichende, aufgerichtete und überkippte Schwarzkogel—Maierreckserie als einen im S abgesicherten N-Flügel einer Antiklinale ansehen (A. TOLLMANN, 1964, S. 99, P. STEINER, 1965).

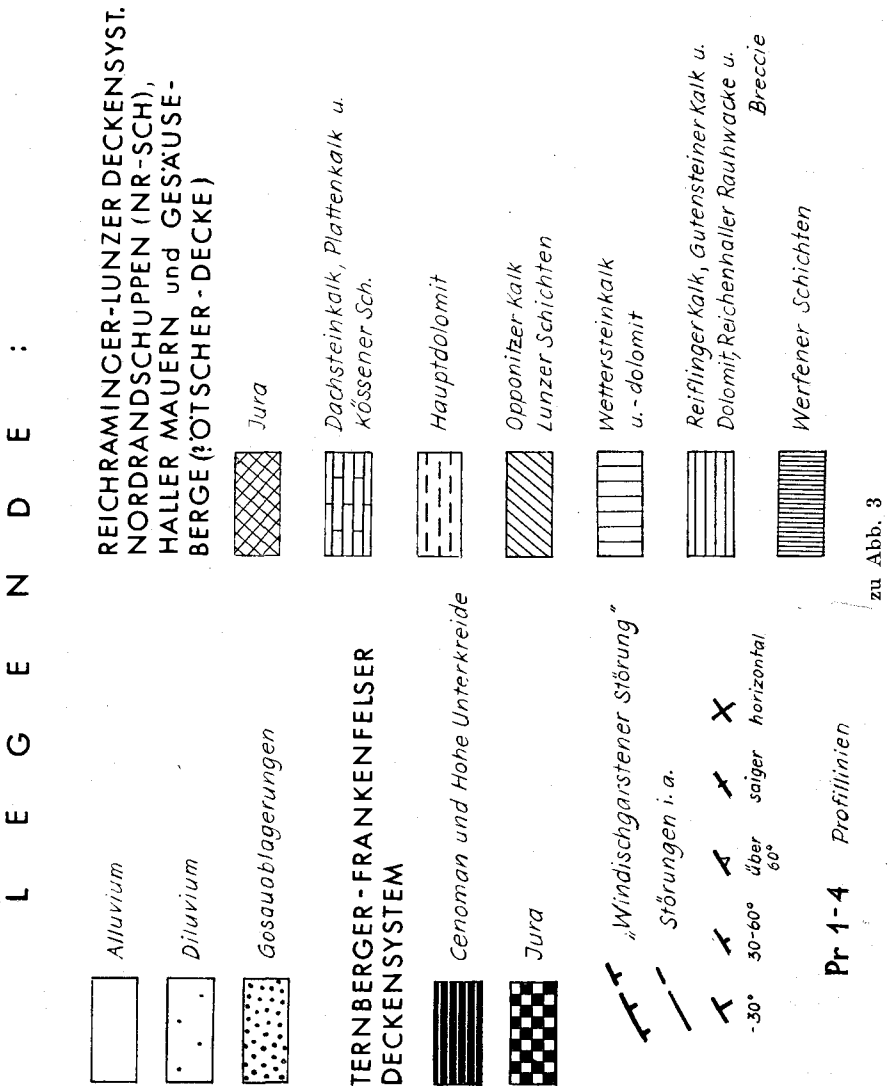
Die Stauffen-Höllengebirgsdecke E. SPENGLERS (1928) findet im Raum der Reichraminger Decke in der Störungslinie N der Sengsengebirgsanti-

¹⁾ F. TRAUTH (1921) sieht in der Reichraminger Decke das W der Weyerer Bögen einsetzende Äquivalent der Lunzer Decke L. KOBERS (1912).

²⁾ Die Bezeichnung „tiefbajuvarische Masse“ wurde von F. HAHN (1913) als Äquivalent der Frankenfelder Decke (NÖ.) geprägt und ihr die hochbajuvarische Masse als westliches Gegenstück der Lunzer Decke gegenübergestellt (F. TRAUTH, 1937, S. 478). Die Abtrennung der Ternberger Decke im Gebiet W der Weyerer Bögen von der E davon gelegenen Frankenfelder Decke erfolgte durch F. TRAUTH, 1937, S. 500).

klinalen ihren Anfang, hat jedoch im hier zu besprechenden Abschnitt noch keine Bedeutung.

Die in den Weyerer Bögen durch W-vergente Querschub gegen S herabgebogene und an der Teufelskirche ausspitzen Frankenfeser Decke trennt die Reichraminger Decke im W von der Lunzer Decke im E (G. ROSENBERG, 1958, Abb. 1, S. 93). Im Bereich zwischen St. Gallen und Groß Reifling spaltet sich von dieser letztgenannten Einheit die Groß Reiflinger Scholle ab (vergl. A. THURNER, 1954, S. 189, H. BRANDAUER, 1955, E. SPENGLER, 1959, S. 238, P. STEINER, 1965, S. 285). Die in ihr gelegene Fortsetzung der Maierdecke ist am Zinödl durch den gleichen



GEOLOGISCHE KARTENSKIZZE VOM ABSCHNITT HENGSTPASS - KASSEG (B. PLOCHINGER, 1967)

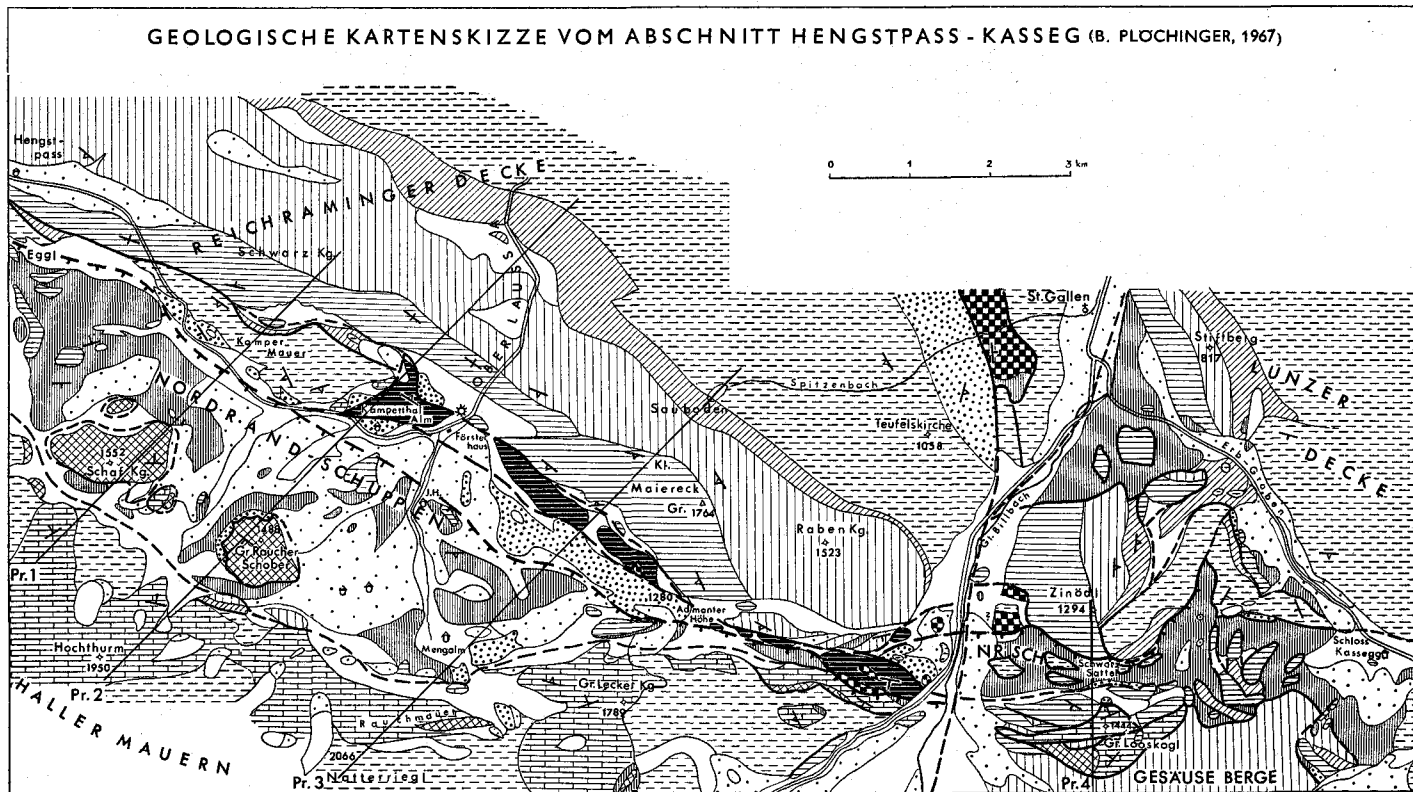


Abb. 3

Querschub in die N—S-Richtung verdreht worden, der für die nachgosauische Herausbildung der Weyerer Bogenstruktur verantwortlich ist. N des Zinödl wird die Fortsetzung der Maierock-Halbantiklinale in der gegen NW ausstreichenden Stiftsberg-Halbantiklinale angenommen (P. STEINER, 1965).

Die Möglichkeit, die Strukturen der Reichraminger Decke an jene der Lunzer Decke anzuknüpfen, erlaubt es, von einem Reichraminger—Lunzer Deckensystem zu sprechen.

2. Die Fenster des tiefbajuvarischen Ternberger—Frankenfelser Deckensystems an der Windischgarstener Störung

Die tiefbajuvarischen Fenstergesteine liegen als Schürflinge unmittelbar S des WNW—ESE streichenden, aufgerichteten bis überkippten N-Flügels der Maierockantiklinale und entstammen vielleicht dem mitgefalteten Unterbau dieser abgescherten Antiklinale. Der Fensterserie gehören etwas Hauptdolomit, Liasfleckenmergel, bunter Liasknollenkalk, Jurahornsteinkalk, Aptychenmergel, der blaßrote Mühlbergkalk, dunkelrote, knollig-flasrige Malmkalke, stahlgraue und schwarze Mergelschiefer der Hohen Unterkreide, graue Mergel und Sandsteine des Cenoman und möglicherweise auch Gosauablagerungen an.

Das Tiefbajuvarikum W der Weyerer Bögen, am N-Rand der Reichraminger Decke, wird der Ternberger Decke und jenes der Weyerer Bögen und am N-Rand der Lunzer Decke der Frankenfelser Decke zugeteilt (vergl. G. ROSENBERG, 1957, S. 231 und Abb. 1, S. 96). Dementsprechend müßte man die Fenster W der durch das Große Billbachtal streichenden N—S-Störung zur Ternberger Decke und jene E davon zur Frankenfelser Decke stellen. Weil durch die Beziehungen der beiderseits der Störung auftretenden Fenstergesteine diese Trennung hypothetisch erscheint, wird die Bezeichnung „Ternberger—Frankenfelser Deckensystem“ oder „Tiefbajuvarikum“ verwendet.

Die steile fensterförmige Aufpressung bzw. Aufschuppung von Gesteinen des Ternberger—Frankenfelser Deckensystems entlang der Windischgarstener Störung kann als eine NNE-gerichtete Gegenbewegung zur WNW-vergenten Aufschuppung der Frankenfelser Decke an der Weyerer Struktur aufgefaßt werden. Sicherlich läßt die Verbreitung der Gesteine des Ternberger—Frankenfelser Deckensystems an den Weyerer Bögen und an der Windischgarstener Störung die Annahme zu, daß die überlagernde Lunzer—Reichraminger Decke nur einen relativ geringen Tiefgang aufweist.

3. Die Zone der Nordrandschuppen der Haller Mauern und der Gesäuseberge südlich der Störung

Die gegen das Windischgarstener Becken einige Kilometer breit werdende Zone der Nordrandschuppen besteht aus quarzitreichen Werfener Schichten, Rauhwacken, Gutensteiner Kalk und Dolomit, Wettersteinkalk und -dolomit. Man kann diese Zone der Nordrandschuppen einfach als angeschleppte Ablagerungen aus der normalen stratigraphischen Unterlage der Haller Mauern und der Gesäuseberge sehen (E. KRAUS, 1944, S. 195), oder sie als das, durch eine Deckenüberschiebung davon getrennte, tekto-

Gesteinsserien im Abschnitt Hengstaß — Admonter Höhe — Schwarzsattel
(B. PLÖCHINGER)

| | | Anteil am Reichraminger-Lunzer - Deckensystem | Fenster des Ternberger-Frankenfelder Deckensystems | Zone der Nordrandschuppen, Haller Mauern u. Gesäuseberge |
|----------------|-----------|--|--|--|
| PALEDZÄN | | | | graue, kieselige Sandsteine u. phyllitreiche Breccien |
| OBER - KREIDE | | vorwiegend bunte Mergel mit Sandsteinzwischenlagen, Basiskonglomerate u. -breccien (Santon bis Maastricht) graue Tonmergel (Coniac) wenige 100 m | Cenomanmergel u. -Sandsteine 300 m | graue Sandsteine u. Mergel der höheren Coscu mit exotikareichen Grobkonglomeratlinsen (möglicherweise zur Fensterserie gehörend) wenige 100 m |
| UNTER - KREIDE | | | stahlgraue u. schwarze Mergel des Apt-Alb 50-60 m | |
| OBER - JURA | | | Aptychenmergel u. bunte Melmkalke (bläulrote spätige od. dichte Kalke, knollig-fleisigerige Kalke) 70 m | heller massiger Kalk u. z.T. bunte, hornsteinführ. Kalke (Wurzer K., Irresensteink., Oberalm Sch.) 900 m kieselige Melmbasis-schichten 50 m |
| MITTEL - JURA | | | Jurshornsteinkalk 50 m | Kleuskalk 5 m |
| UNTER - JURA | | | Liasfleckenmergel 30 m | bunter Liaskalk Crinoidenkalk 20 m |
| OBERTRIAS | R h ä t | | | rot zementierte Breccie Kösesener Schichten 10 m |
| | N o r | Plattenkalk 100 m Hauptdolomit 700 m | Plattenkalk 40 m Hauptdolomit 40 m | Dachsteinkalk 1000 m heller Hauptdolomit (Dachsteindolomit) 300-400 m |
| | K a r n | Opponitzer Kalk 200 m Lunzer Schichten 50 m (Anschiefer 20 m) | | Reibler Schichten (vow. dunkle Tonschiefer u. Sandsteine) 50 m |
| MITTELTRIAS | L a d i n | Wettersteinkalk u.) Wettersteindolomit) 800 m | | Wettersteinkalk u.) Wettersteindolomit) über 1000 m |
| | A n i a | Reiflinger Kalk 350 m Gutensteiner Kalk 400 m | | Gutensteiner Kalk u. 300 m Gutensteiner Dolomit, Reichenheller Rauhwacke, } Dolomtbreccie 30 m |
| UNTERTRIAS | S k y t n | Werfener Schichten 50 m | | Werfener Schichten (Quarzite, Tonschiefer, Sandsteine, Haselgebirge) über 1000 m |

Tabelle II

nisch Liegende betrachten. So wird das Gebiet der Nordrandschuppen von L. KOBER (1912) zur Hallstätter Decke bzw. zum Tiefbajuvarikum und von A. TOLLMANN (1962, S. 22) zu einer tirolischen Warscheneckdecke gerechnet, Einheiten, die nach Auffassung der genannten Autoren unter eine hochalpine Decke der Haller Mauern und der Gesäuseberge einfallen. Auch darf man annehmen, daß neben einzelnen, in der Nordrandschuppenzone der Haller Mauern und der Gesäuseberge steckenden Schollen aus mittel- bis obertriadischen Gesteinen auch Teile der Werfener Schichten dem

Lunzer—Reichraminger Deckensystem zugehören. Wohl die geringste Wahrscheinlichkeit kommt der Deutung E. SPENGLERS (1959, S. 229, 230) zu, wonach die Nordrandschuppenzone als Hallstätter Decke über die Gesteine der Warscheneckgruppe und der Haller Mauern geschoben wurde.

Für eine juvavische Stellung der Zone der Nordrandschuppen oder auch nur eines Teiles derselben konnten in diesem Abschnitt noch keine stichhaltigen Anhaltspunkte gefunden werden; auch die Haselgebirgsvorkommen erweisen sich als kaum geeignet, eine Hallstätter Zone abzutrennen.

Vorerst erscheint wesentlich, daß das ganze mächtige Werfener Schichtenpaket der Nordrandschuppenzone im N von einer Störungslinie erster Ordnung begrenzt sein dürfte und daß es auf die nördlich vorgelagerte Zone der Lunzer—Reichraminger Decke aufgeschoben ist. Auch die S-Begrenzung der Werfener Schichten weist eine bedeutende Störung auf, doch läßt sich diese auch durch das gesteinsbedingte weitere Vorrücken der Haller Mauern und der Gesäuseberge erklären. Man kann, insbesondere bei Berücksichtigung der Verhältnisse am Looskogel (S. 203), die Werfener Schichten und die mit diesen verschuppten mitteltriadischen Gesteine wohl fast durchwegs als ursprünglich normale Liegendschichtglieder der Serie der Haller Mauern und der Gesäuseberge betrachten. Wie im östlichsten Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen, so dürften auch hier die tiefbajuvarischen Schürflinge an der Front einer höheren Decke liegen und einen Hinweis dafür geben, daß die Lunzer Decke nicht weit gegen S reicht.

Die innerhalb der Werfener Schichten der Nordrandschuppen liegenden, vor allem aus Malmkalken aufgebauten Schollen des Schafkogels und des Raucher Schober bilden nach ihrem Gesteinsbestand und nach ihrer Lagerung tektonisch isolierte Stirnteile der Haller Mauern. Das geht vor allem daraus hervor, daß die Schafkogelscholle von Resten der normal unterlagernden, tiefer jurassischen Ablagerungen umgeben ist und diese am S-Rand der Scholle noch im stratigraphischen Verband mit den Dachsteinkalken stehen. Von Bedeutung ist in dieser Hinsicht auch die Tatsache, daß die bunten, hornsteinführenden Malmkalke, die einen wesentlichen Bestandteil der malmischen Gesteinsserie bilden, teilweise mit jenen des Wurzner Kampl N Pyhrnpaß ident sind. Die den Tressensteinkalken nahe stehenden, durch ihre intensivere Rotfärbung und den reicheren Hornsteingehalt faziell etwas davon abweichenden „Wurzner Kalke“³⁾ gehören dort einer Juraserie an, die mit der triadischen Basis stratigraphisch verknüpft ist. An Stelle des Plassenkalkes wie er nördlich des Wurzner Kampls, am Stubwieswipfel, den Wurzner Kalk überlagert, zeigen sich am Raucher Schober helle massige Kalke mit vereinzelt braunen Hornsteinknuern.

Aus den Oberkreide-Paleozänablagerungen, welche die Malmscholle des Raucher Schobers im W und im N flankieren und aus den Paleozän-sandsteinen und -breccien, welche sich S der Menkalpe zwischen den steil NNE-fallenden Dachsteinkalken der Haller Mauern und den Werfener Schichten der Nordrandschuppenzone einschalten, läßt sich ableiten, daß die Bildung der Stirne und somit auch der Stirnscholle in postpaleozäner

³⁾ Diese Bezeichnung wurde bei einer Exkursion mit Dr. S. PREY und Dr. A. RUTNER von Letztgenanntem vorgeschlagen.

Zeit ihren Abschluß fand. Die Ablösung der Malmkalkschollen aus der Stirnpartie der Haller Mauern ist durch die gleitfähigen Liasfleckenmergel und tonig-kieseligen Malmbasisschichten zu erklären, die reliktsch an der W- und N-Seite der Schafkogelscholle und an der W-Seite der Raucher Schober-Scholle auftreten.

Auch das E des Großen Billbachtals gelegte Looskogelprofil (Profil 4 auf Tafel 2) vermag die Auffassung zu stützen, daß die oben genannten Schollen dem Stirnbereich der Haller Mauern und der Gesäuseberge entstammen. Am S-Rand der mit dem Wettersteindolomit der Gesäuseberge stratigraphisch verknüpften Nordrandschuppenzone der Gesäuseberge, welche die östliche Fortsetzung der Nordrandschuppenzone der Haller Mauern darstellt, befindet sich die über 2 km lange, aus Dachsteinkalk, Hierlatzkalk, Liasfleckenmergel und etwas Aptychenmergel aufgebaute Deckscholle des Looskogels. Es sind Gesteine, die ähnlich jenen des Schafkogels und des Raucher Schober vom Stirnteil der Gesäuseberge abzuleiten sind.

Daß die Deckschollenbildung im Falle des Looskogels in der postgosauischen Gleitung entlang der karnischen Schiefer ihre Ursache haben dürfte, läßt sich aus den Verhältnissen E des Tamischbaches, S der Hochbrandreith, entnehmen, wo sich Gosauablagerungen, eingeklemmt zwischen den Werfener Schichten, dem schollenförmig aufgelösten Wettersteinkalk und den karnischen Schiefen, vorfinden.

Während O. AMPFERER (Geol. Spezialkarte, Blatt Admont—Hiefau) die malmischen Gesteine des Raucher Schober und des Schafkogels zu Unrecht dem Reiflinger Kalk und Wettersteinkalk zuordnet und E. SPENGLER (1959) die Raucher Schober-Scholle ebenso zu Unrecht zur Salzbergfazies der Hallstätter Entwicklung zu stellen versucht, betrachtet O. AMPFERER (1931, S. 246) die Looskögel in Übereinstimmung mit der hier vertretenen Auffassung als eine Schubmasse aus dem Dach der Gesäuseberge.

4. Die Zone der Haller Mauern und der Gesäuseberge

Diese Zone weist in unserem Abschnitt eine aus mächtigem Ramsaudolomit, wenige 10 m-mächtigen karnischen Schiefen und Sandsteinen, Dachsteindolomit, mächtigem Dachsteinkalk und bunten Liaskalken aufgebaute Serie auf. Nach der Stellung S des Reichraminger—Lunzer Deckensystems und der wahrscheinlich ursprünglich mit der Serie der Haller Mauern und der Gesäuseberge stratigraphisch verbundenen tieftriadischen Ablagerungen der Nordrandschuppenzone könnte man in der Zone der Haller Mauern und der Gesäuseberge ein Äquivalent der Ötscherdecke sehen (vergl. G. ROSENBERG, 1960, H. KOLLMANN, 1964, Tafel 1, P. STEINER, 1965, Tafel 11).

Für eine hochalpine Stellung der Haller Mauern und der Gesäuseberge haben sich L. KOBER (1925, S. 115) und F. TRAUTH (1937, S. 533) ausgesprochen. Auch E. KRISTAN-TOLLMANN und A. TOLLMANN (1962) nehmen sie zu ihrer hochalpinen Mürzalpendecke. Von entscheidender Bedeutung wäre die endgültige Klärung der Situation S von Gams, wo die über das Schwabental zum N-Rand der Gesäuseberge abbiegende Überschiebungslinie der Mürzalpendecke in Frage stehen dürfte.

Die karnischen Ablagerungen am N-Rand der Gesäuseberge bilden, wie eingeklemmte Gosausedimente E des Tamischbachtals beweisen, einen nachgosauischen Bewegungshorizont. Im Profil durch den Raucher Schober (Profil 2 auf Tafel 2) ist diese Gleitung mit der Stirnbildung der Haller Mauern in Verbindung zu bringen. Dort, wo im Bereich N des Kleinen Buchstein der Wettersteindolomit mächtig entwickelt ist, erklärt sich damit das Fehlen der Stirne.

Der entlang der karnischen Schiefer erfolgten Stockwerkbewegung ging aller Wahrscheinlichkeit nach die an die Werfener Schichten geknüpfte Zergleitung und Verschuppung voraus, wie sie in der Zone der Nordrandschuppen der Haller Mauern und Gesäuseberge deutlich zum Ausdruck kommt.

Die auf den tiefer triadischen Ablagerungen der Nordrandschuppen aufruhenden Schubmassen des Schafkogels, des Raucher Schobers und der Looskögel können, wie bereits im vorigen Kapitel angeführt, ebenso als die Folge einer nachgosauischen Stockwerkbewegung aufgefaßt und der Serie der Haller Mauern und der Gesäuseberge angegliedert werden.

II. Erläuterungen zu den Profilen

Profil 1: Schwarzkogel—Kamper Mauer—Schafkogel

Dieses Profil erfaßt die Windischgarstener Störung an der Hengstpaßstraße E des Hengstpasses dort, wo die mehrere Kilometer lange WNW-streichende und steil SSW-fallende Kamper-Schuppe gegen NNE dem aufgerichteten und z. T. überkippten S-Rand der Reichraminger Decke, dem abgescherten N-Flügel der Maierreckantiklinale, aufgeschuppt ist. Der Baustil und die Schichtglieder dieses Gebietes bestätigen die Zugehörigkeit zur voralpinen Reichraminger Decke; die Serie umfaßt Plassenkalk, Hauptdolomit, Lunzer Schichten, Opponitzer Kalk, Wettersteinkalk, Reiflinger Kalk, Gutensteiner Kalk und Werfener Schichten.

Die dünn-schichtigen Gutensteiner Kalke der Maierreckserie wurden bei der Aufschuppung der Kamper-Schuppe geschleppt und wild gefaltet. An der Laussatalstraße E des Hengstpasses und am Fahrweg von der Hengstpaßhöhe zur Egglalm ist eine Stauchfaltung zu erkennen, deren Achsen generell gegen WNW einfallen. Dementsprechend taucht der Gutensteiner Kalk SW des Hengstpasses (K. 1024) allmählich unter die Lunzer Schiefer und den Hauptdolomit der Kamper-Schuppe ein.

Im behandelten Abschnitt setzt die Kamper-Schuppe N der Egglalm, an der Kote 1092, mit Hauptdolomit und Lunzer Schiefen ein und keilt N der Kamperthalalm aus. Am Weg Hengstpaß—Meinauer Alm quert man die etwa 50 m mächtigen Lunzer Schiefer, die mit Unterbrechungen bis zum Meinauer Sattel (1400 m SH) zu verfolgen sind und in die dort eine kleine Hauptdolomitscholle eingeschaltet ist. Vermittels der Lunzer Schiefer ist die Kamper Schuppe in steiler Stellung den ebenso steilgestellten mitteltriadischen Gesteinen des Schwarzkogels aufgeschuppt.

Die südlich der Windischgarstener Störung liegende, vorwiegend aus Werfener Schichten aufgebaute Zone der Nordrandschuppen der Haller Mauern ist östlich der Egglalm weiter nach N gerückt und überdeckt zum großen Teil die Schuppe der Kamper Mauer.

Die Mächtigkeit der am N-Flügel der Windischgarstener Störung auf dem Dolomit und dem Plattenkalk der Kamper Mauer erhalten gebliebenen, steil S-fallenden Gosauablagerungen beträgt etwa 100 m. An der durch die Puglalm gelegten Profilinie sind es bräunlich- bis grünlichgraue oder auch rote Mergelschiefer und im Graben S des Wegmacherhauses WNW-streichende, saiger gestellte Bänke eines grauen Gosausandsteines. Den S-Flügel der Windischgarstener Störung, die in unserem Abschnitt mit der Überschiebungsfläche der höheren Decke zusammenfallen dürfte, formen die auf etwa 1000 m Mächtigkeit angeschoppten, regional S-fallenden Gesteine der bereits genannten Nordrandschuppen der Haller Mauern — bunte Werfener Tonschiefer und Sandsteine, graue und rötliche Werfener Quarzite, Gipshaselgebirge, Reichenhaller Rauhacke, Gutensteiner Kalk und Dolomit.

Wenige 100 m N der stirnenden Obertriasgesteine der Haller Mauern ruhen den Werfener Schichten der Nordrandschuppen zwei kilometerlange Deckschollen auf, und zwar die fast 1000 m mächtige Serie der steil N-fallenden bis saiger gestellten Jurascholle des Raucher Schober und die Jurascholle des Schafkogels. Das Profil 1 quert die Schafkogelscholle. Zu ihr gehören dezimeter- bis $\frac{1}{2}$ m-gebankte, hellgraue, braun durchmischte oder bräunlichgraue bis rötlichbraune, vereinzelt belemnitenführende Malmkalke (Oberalmer Schichten, Tressensteinkalk, Wurznerkalk). Dezimetermächtige, grünlichgraue oder stahlgraue Mergelzwischenlagen innerhalb der Oberalmer Schichten erweisen sich als Kalkpelit mit Tonkomponenten und mit Quarz ⁴). Helle, massige, warzig auswitternde Kalklagen innerhalb der meist zweifärbigen, braunen und grauen, aber auch rötlichen Tressensteinkalk sind reich an Fossilresten. Es ist i. S. von F. J. PETTJOHN (1949, S. 398) ein autochthoner, biostromaler Kalk, in dem sich ein unsortierter Fossiltschutt, bestehend aus Korallen, Bryozoen, Spongien, Echinodermen, Kalkalgen (*Solenopora jurassica* A. BROWN u. a.) und vereinzelt Belemniten, in einem feinkörnigen Kalkschlamm eingebettet findet.

An der W-Seite des Schafkogels, nahe der Laussabauernalm, werden die Malmkalke von über 50 m mächtigen, grauen bis grünlichgrauen, selten auch rötlichen, kieseligen, gelegentlich auch sedimentärbrecciösen, dünnschichtigen Mergeln unterlagert. Es sind Gesteine, die zweifellos in den Dogger oder in den tiefen Malm gehören und die als Malmbasisschichten eine ähnliche Position einnehmen wie jene der Osterhorngruppe Salzburgs.

Die Zugehörigkeit der flach-schüsselförmig gelagerten Malmscholle des Schafkogels zur tektonischen Einheit der Haller Mauern wird durch mehrere randlich gelegene Vorkommen tieferer Juraablagerungen deutlich: 1. durch die von Liasfleckenmergel begleitete bunte Liaskalkpartie N der Kote 1425, E der Inselbacheloralpe, 2. durch das normal dem Dachsteinkalk aufruhende Crinoiden-Klauskalkvorkommen am Weg zur Lageralpe, an der W-Seite des Schafkogels, 3. durch den Crinoidenkalk, der den steil NNW-fallenden Dachsteinkalk SW des Schafkogelgipfels (K. 1552) überlagert und 4. durch die 250 m lange Dachsteinkalk-Hierlatzkalkscholle der Holzlacken (K. 1066) S des östlichen Schafkogelgipfels (K. 1426).

⁴) Die mineralogische Untersuchung ist Herrn Prof. WIESENEDER zu verdanken.

Profil 2: Kamperthalalpe—Raucher Schober—Kesselkargrat

Im N-Teil quert das Profil den erst normal NNE-fallenden, dann überkippten und steil SSW-fallenden N-Flügel der „Maierock-Halbantiklinale“. Der an die 900 m mächtige Wettersteinkalk wird gegen das Liegende von den etwa 350 m mächtigen Reiflinger Kalken abgelöst. Das hornsteinführende Gestein bildet als Härtling die Gipfelregion.

Im Abschnitt zwischen dem Menauer Sattel (K. 1399) und dem Luckenplangraben NE der Inneberger Säge schalten sich auch bis über metermächtige, grünliche, schiefrig-sandige Mergel ein, die durch einen Tuffgehalt ausgezeichnet sind (B. PLÖCHINGER und H. WIESENER, 1965, S. 59). Von den üblichen bräunlichgrauen Mergelschiefereinschaltungen sind die tuffitischen Lagen neben ihrer im bergfeuchten Zustand deutlich werdenden hellolivgrünen Färbung durch ihren feinstückeligen Zerfall und durch ihre Sandigkeit zu unterscheiden. Nach der mineralogisch-petrographischen Untersuchung von H. WIESENER liegt ein Biotitandesit-Tuffit vor.

Unter den steil gestellten, leicht gefalteten Reiflinger Kalken tauchen mit steilem NNE-Fallen fensterförmig tiefbajuvarische Gesteine auf; es sind stahlgraue bis schwarze Tonschiefer des Apt-Alb und bräunlichgraue, weiche, seidig glänzende oder auch grünlichgraue, mergelige Sandsteine des Cenoman. Die mit ihnen verschuppten Gosauablagerungen (Dolomitreccie, Konglomerat, bunte Mergelschiefer in Nierentaler Fazies und Sandsteine) gehören der Reichraminger Decke zu, weil die basale Dolomitreccie mit dem Dolomit der Kamper Mauer transgressiv verbunden ist.

Das Apt-Alb-Alter der dunklen Schiefer (Probe He 17) ist mikropaläontologisch u. a. belegt durch *Ticinella* sp., *Globigerina infracretacea* GLÄSSNER, *Conorotalites aptiensis* (BETTENSTAEDT) (det. R. OBERHAUSER), das Cenoman im Profil durch die Kamperthalalpe (Probe He 34) durch *Globotruncana appenninica* RENZ, *Dorothia gradata* (BERTH), *Recurvoiden*, *Trochamminen*, *Dendrophryen*, *Ammodiscen* und *Glomospiren* etc. (det. R. OBERHAUSER).

Inoceramensplitter im gelblichen, tonigen Bindemittel der mehrere 10 m mächtig werdenden Dolomitreccie weisen auf senones Alter hin. Die grauen und rötlichen Gosauergel können auf Grund ihrer Mikrofauna (Proben He 21, 22) in das Santon bis tiefe Campan eingestuft werden: *Globotruncanen* der *lapparenti*-Gruppe, *Globotruncana elevata stuartiformis* (DALBIEZ), *Globotruncana fornicata* (PLUMMER), *Stensiöina exculpta* (REUSS), *Neoflabellina* cf. *nummismalis* (WEDEKIND) (det. R. OBERHAUSER). Der von G. WOLETZ untersuchte Schwermineralinhalt der Sandsteinzwischenlagen verweist auf obere Gosau.

Wie aus den obigen Angaben hervorgeht, treten die Fenstergesteine nicht unmittelbar an der Überschiebungsfläche der Nordrandschuppenzone auf, sondern sind durch Gosauablagerungen davon getrennt. Das läßt an die Möglichkeit denken, daß die Gosautransgression über eine tiefgreifende Erosionsrinne ging und diese als Schwächezone die Voraussetzung zur jungen Aufpressung bzw. -schuppung der Fenstergesteine schuf.

Das Profil quert die in den Werfener Schichten der Nordrandschuppen steckende Jurascholle des Großen Raucher Schober. Die auf Profil 2 ver-

zeichnete Schichtstellung ist von der W-Seite des Hinterkars aus gut zu sehen.

Zu den fast 1000 *m* mächtigen malmischen Gesteinen der Scholle gehören gelblich bis rötlich gefärbte, dünn-schichtig-flaserige, crinoidenspächtige Lagen mit braunen Hornsteinen, die den Gesteinen des Wurzner Kampl bei Spital am Pyhrn entsprechen, bis über metergebankte, graue, hellbraune bis rötliche Malmkalke mit unregelmäßig-wurstförmigen, hellbraunen Hornsteinkauern und mit dünnen, grauen bis grünlichgrauen Mergelzwischenlagen — ein Gestein, das am ehesten einem Tressensteinkalk vergleichbar ist — und die stratigraphisch höchsten, hellen, massigen Malmkalke, die gewiß eine Übergangsfazies zum Plassenkalk darstellen.

Eine gewisse Parallele zur genannten Malmschichtfolge zeichnet sich auch im Juraprofil „In der Noth“ bei Gams ab, wo die gelegentlich etwas rötlichen, i. a. bräunlichgrauen, dünngebankten Oberalmer Schichten gegen das Hangende von dickbankigen, massigen hellen Malmkalcken abgelöst werden.

Wie bei der Schafkogelscholle, so liegt auch hier bei der Raucher Schober-Scholle ein aus dem Stirnbereich der Haller Mauern losgelöster Teil vor.

Graue, kieselige harte Mergel und Sandsteine, wie sie an der Raucher Schober W-Seite in 1080 *m* SH in etwa 6 *m* Mächtigkeit aufgeschlossen sind, kann man auf Grund der spurenhafte begleitenden phyllitreichen Konglomerate mit dem Paleozän des Gamser Beckens vergleichen (vergl. H. A. KOLLMANN, 1964, S. 113). Die in den Dünnschliffen dieser Konglomerate enthaltene Mikrofauna bestätigt diese Alterseinstufung. R. OBERHAUSER bestimmte *Discocyclina* cf. *seunesi* DOUV., pfeilertragende Rotaliden, *Globigerina* ex gr. *bulloides*, *Globorotalia* sp. und Lithothamnen.

Auch am N-Fuß des Raucher Schober findet sich eine 5 *m* mächtige paleozäne Konglomerat-Sandsteinpartie. Andererseits liegen am sumpfigen Boden des Raucher Schober NW-Fußes graue, sandige Mergelschiefer vor, deren Globotruncaneninhalt (det. R. OBERHAUSER) für Obercampan-Maastricht spricht. Auch am NE-Fuß des Berges sieht man an einer scharfen Forstwegkehre in 1000 *m* SH dunkelgraubraune, *dm*-gebankte Gosaumergel gegen SW unter die Malmkalke einfallen. Die Oberkreide-Paleozänablagerungen, welche die Raucher Schober-Scholle im N und im W umsäumen, zeigen auf, daß ihr Einschub von der Stirnpartie der Haller Mauern post-paleozän erfolgte.

Nur 100—200 *m* mächtige, steilgestellte Werfener Schichten trennen die Malmkalke des Raucher Schober von dem am Kesselkargrat stirnenden Dachsteinkalk der Haller Mauern. In unserem Profil wird der Dachsteinkalk von einem etwa 400 *m* mächtigen norischen Dachsteindolomit, dieser von tektonisch meist stark reduzierten karnischen Schiefen und Sandsteinen und diese schließlich von einem mächtig entwickelten Wettersteindolomit unterlagert. Das Profil berücksichtigt auch die Verhältnisse am N-Rand des Schafkares, wo unter den stirnenden, steil NNE-fallenden Dachsteinkalken der Haller Mauern und hangend eines SSW-fallenden Wettersteindolomites 30—40 *m* mächtige karnische Tonschiefer und Sandsteine zusammen mit einer stratigraphisch daraus hervorgehenden, geringmächtigen Dachsteindolomitlage aufgeschlossen sind. Man gewinnt den Eindruck,

daß ein Zusammenhang besteht zwischen der Stirnbildung und einer Stockwerkgleitung, die zum großen Teil entlang der karnischen Sedimente vor sich gegangen ist. Ein Span eines über seine Basisgesteine geschobenen Dachsteinkalkes liegt an der W-Seite des Schober Sattels (1223 m) innerhalb des Haselgebirges.

Profil 3: Kleines Maiereck—Natterriegel

In seinem nördlichen Abschnitt erfaßt das Profil einen Teil des mächtigen Hauptdolomites und den fast saiger gestellten, an die 200 m mächtigen, tuvalischen Opponitzer Kalk der Maiereckserie. Dieser biogenarme Mikrit ist bräunlichgrau, braun durchmischt, dezimeter- bis metergebant und etwas kieselig-klüftig. Dolomitische Anteile zeigen gelegentlich eine stromatolitische Streifung.

Die liegenden, etwa 50 m mächtigen julischen Lunzer Schiefer sind an der Profilinie, nächst des Gatters zur Saubodenalm, reich an Pflanzenresten.

S der Saubodenalm ist die Hangendlage des Wettersteinkalkes in Form einer nur wenige Meter mächtigen, hellbräunlichgrauen, rauhwackenähnlichen Kalkbank aufgeschlossen. Ihre löchrige Struktur stimmt im Handstück mit der Korallenstruktur im Schlerndolomit gleichen Niveaus überein. Als Vergleichsstücke dienten Handstücke vom Cipitkalk der Seiseralm und vom Schlerndolomit des Langkofels (col. G. ROSENBERG).

Nahe dem Kleinen Maiereck-Gipfel werden die an die 900 m mächtigen Wettersteinkalke von den etwa 350 m mächtigen Reifflinger Kalken abgelöst. Tuffitische Lagen, wie sie N der Laussa vorhanden sind, finden am Maiereck offenbar keine Fortsetzung; erst im Bereich von Groß Reifling sind sie wieder aus hornsteinführenden Reifflinger Kalken bekannt geworden (D. GESSNER, 1963).

100 m über der Liegendgrenze der Reifflinger Kalke zeigt sich ein 40 m mächtiges Mergelpaket, das dezimetergebantke, graue und ziemlich harte Mergel mit ebenso dicken, grauen Mergelschieferzwischenlagen beinhaltet. Der Durchgang dieser „Maiereckmergel“ ist auf Grund ihrer leichteren Verwitterung in Form einer Gehängeverflachung erkenntlich.

Die Fossilien, die knapp hangend dieser Mergel, etwa 500 m W des Maiereckgipfels (K. 1764), in 1650 m SH gefunden werden konnten, verweisen auf ein oberanisches Alter: *Ceratites* cf. *planus* ART., *Ptychites* sp., *Koninckites* sp., sowie *Orthoceras dubium* HAUER, *Flexoptychites* aff. *flexuosus*, *Natica stanensis* PICHL. (det. R. SIEBER)⁵⁾.

Die etwa 400 m mächtigen, steil gestellten und stark gefalteten Gutensteiner Kalke lassen am S-Hang des Maiereck eine Gliederung in die hyaspischen Wurstelkalke, die tiefer pelsonischen Kugelkalke und in die wahrscheinlich höher pelsonischen kalk- und biogenreicheren, kalzitdurchaderten Gutensteiner Kalke (Biomikrite und -sparite) zu.

⁵⁾ Die drei letztgenannten Formen wurden bei gemeinsamer Begehung von Herrn Bezirksförster L. SCHÜSSLER, St. Gallen, aufgesammelt. Die Vergleichbarkeit der Maiereckmergel mit den mergeligen Schichten in den Reifflinger Kalken des Rahnbauerkogels bei Groß Reifling zeigt neben anderen Fazieseigenschaften der Maiereckserie die Möglichkeit auf, die Maiereck-Halbantiklinale über das Zinödl mit der Stiftsberg-Halbantiklinale zu verbinden (vgl. B. PLÖCHINGER, 1963, A 39—A 40 und P. STEINER, 1965, S. 283.)

Die Wurstelkalke sind nur wenige 10 m und die Kugelkalke etwa 150 m mächtig. Beide Ausbildungen sind außerordentlich charakteristisch. Die dünnbankigen Kugelkalke weisen millimeter- bis zentimetergroße, konzentrisch-schalige, kieselige Ooide auf, die sich häufig zu einer Lage vereinen und dementsprechend als Kügelchen oder bandförmig auswintern.

Das tiefste, invers liegende Schichtglied der Maiereckserie, die Werfener Quarzite und die bunten Werfener Tonschiefer, sind auf kurze Erstreckung an den Almhöfen der Admonter Höhe spurenweise vorzufinden. Sie unterstützen die Vorstellung, daß hier die Windischgarstener Störung und somit auch die daran geknüpften tiefbajuvarischen Fenster der Achse der durch N-Schub zerscherten Maiereckantiklinale folgen. Zieht man die an der Weyerer Struktur bis zur Teufelskirche bei St. Gallen gegen S herabgebogene, gegen W aufgeschuppte Frankenfesler Decke und die Verbreitung der Werfener Schichten N des Zinödl mit in Betracht, so kann man annehmen, daß das Reichraminger—Lunzer Deckensystem in geringer Tiefe auf der tektonischen Unterlage schwimmt. Die steile Schichtstellung, die sowohl das Tiefbajuvarikum an der Teufelskirche und an der Windischgarstener Störung, als auch der dazwischen liegende Anteil der Reichraminger Decke aufweisen, läßt jedoch keine genaue Angabe über den Tiefgang zu.

Das tiefbajuvarische Cenoman ist wenige 100 m NW der Profilinie, an der Funkalm, in Form steil NNW-fallender, braungrauer, dünnschichtiger Mergel vertreten. Im Schlämmrückstand der Probe He 16 enthalten sie häufig Dendrophryen und selten Trochamminoiden (det. R. OBERHAUSER). Bei Außerachtlassung der Unterbrechungen im Bereich des Laussatales und an der Admonter Höhe ist das Cenoman auf 7½ km, von der Kamperthalalm bis zum Großen Billbachtal, zu verfolgen. Die Bedeutung der Windischgarstener Störung kommt hier in besonderer Weise zum Ausdruck.

Dunkelgraue Mergelschiefer mit dezimetermächtigen, pflanzenhäckselreichen Sandsteinlagen, wie sie im Graben W Gasthof Eisenzieher auftreten, führen in der Probe He 27 mehrere Globotruncanenarten vom *appenninica*-Typ (det. R. OBERHAUSER) und gehören somit ebenso in das Cenoman. Wie an der Kamperthalalm (Profil 2), so wird auch hier die Zugehörigkeit zum Tiefbajuvarikum durch die begleitenden dunklen Gaultschiefer bestätigt. Sie sind am rot markierten Weg zur Admonter Höhe, in 676 m SH, an der Basis eines wahrscheinlich ebenso tiefbajuvarischen Plassenkalkblockes, aufgeschlossen. Ihre in der Probe He 47 reiche Kalkschalerfauna mit *Conorotalites aptiensis* (BETTENSTÄDT), *Globigerina ex gr. infracretacea* (GLAESSNER), Gavelinellen und Gyroidinen (det. R. OBERHAUSER) ist für das Tiefbajuvarikum kennzeichnend. Auch zwei kleine brachiopodenführende Liasfleckenmergelpartien und ein Jurahornsteinkalkvorkommen W Gasthof Eisenzieher dürften tiefbajuvarisch sein.

Über dem Cenoman des Ternberger—Frankenfesler Deckensystems liegen W der Admonter Höhe in großer Verbreitung, E davon in geringerer Verbreitung, bis etwa 400 m mächtige, wahrscheinlich obersenone Ablagerungen: graue, glimmerreiche, flyschähnliche Mürbsandsteine mit Mergelzwischenlagen. Der Pflanzenhäckselgehalt der Sandsteine läßt gelegentlich eine feine Sedimentationsschichtung erkennen. In besonderer Weise fallen die in den Sandsteinen auftretenden Grobkonglomerat-

linsen auf. Unter den gut gerundeten, oft über metergroßen Komponenten des Konglomerates finden sich zahlreiche Exotika, wie Quarzporphyr, Gneis, Glimmerschiefer und Quarz. Wahrscheinlich entstammt auch der von O. AMPFERER auf der geologischen Spezialkarte, Blatt Admont—Hieflau, verzeichnete Gabbro diesem Konglomerat; er wurde als über kopfgroßes Geröll an der angegebenen Stelle wieder gefunden.

Gegen das Hangende gehen die konglomeratreichen, zur Gosau gestellten Ablagerungen in quarzreiche Sandsteine, Feinkonglomerate und geröllführende Sandsteine mit sehr sandigen, grauen Mergelzwischenlagen über. Nach dem von G. WOLETZ untersuchten Schwermineralinhalt können sie am ehesten als höhere Gosau bezeichnet werden.

Am Steig, der von der Jagdhütte der Admonter Höhe (1280 m) zur Funklalm (1059 m) führt, wurde in 1210 m SH, zwischen dem tiefbajuvarischen Cenoman und den genannten Gosauablagerungen eine 50 m lange Scholle aus einem hellbraunen Biolutit mit Intraklasten gefunden. Im Dünnschliff ersichtliche Ophthalmiden und Nodosariiden lassen nach R. OBERHAUSER keine Alterseinstufung zu, machen aber tieferes Mesozoikum wahrscheinlicher als Oberkreide. Das Gestein weist neben zahlreichen Crinoidenstielgliedern bis zu zentimetergroße Gerölle aus hellbraunem Kalkschlamm und aus rosa Quarzen auf. Diese zweifellos mit dem Cenoman zum Tiefbajuvarikum gehörende Scholle mag einen Anhaltspunkt dafür geben, daß die vorhin genannten, mächtigen Gosauablagerungen einer gesonderten Schuppe angehören und dem Cenoman nicht etwa transgressiv aufrufen. Sie werden nicht zu den Fenstergesteinen gezählt (siehe Abb. 3 und Tafel II). Andererseits wäre ihre fazielle Abweichung von der pelagischen Laussatalfazies besser zu erklären, könnte man sie zur Fensterserie stellen. Während das zusammenhängende, unter das Lunzer—Reichraminger Deckensystem einfallende Ternberger—Frankenfelder Deckensystem unseres Kalkalpenabschnittes wahrscheinlich wegen seiner Hochlage zur Zeit der Sedimentation keine Gosauablagerungen aufweist (G. ROSENBERG, 1960, S. 99), könnte ein fensterartig auftauchender, südlicher gelegener Anteil dieses tiefbajuvarischen Deckensystems vielleicht doch eine solche besitzen.

Ein paläontologischer Beleg für die exotikareichen Gosauablagerungen der Admonter Höhe fehlt bisher, doch dürfte ihr das durch Megafossilien belegte kleine Gosauvorkommen im Seitengraben des Schindelgrabens, SE des Erbsattels, äquivalent sein. Konglomerate, die dort kohlehäckselreiche Sandsteine und Mergel begleiten, führen die gleichen exotischen Gerölle. Gemäß ihrer Lagerung zwischen den Werfener Schichten der Nordrand-schuppenzone der Gesäuseberge und dem Hauptdolomit der Lunzer Decke haben sie die gleiche Position wie die Gosauablagerungen der Admonter Höhe.

Die mächtigen, mit anisischen Gesteinen verschuppten Werfener Schichten der Nordrand-schuppenzone der Gesäuseberge zeigen sich in unserem Profil den Gosauablagerungen aufgeschoben. Zu ihnen gehören graugrüne bis rote Quarzite, bunte Werfener Tonschiefer und Giphshaselgebirge. Letzteres wird im Bereich der Kote 1085 durch Lösungspingen angezeigt. Gegen die Admonter Höhe reduziert sich die Mächtigkeit der Nordrand-schuppenzone weitgehend und es rücken ihre Werfener Schichten, Rauh-

wacken und Gutensteiner Kalke nahe an die äquivalenten Gesteine der Maierleckserie heran.

Die S der Menkalm, zwischen den Werfener Schichten und dem Dachsteinkalk der Rauchmauer eingekeilte paleozäne Sandstein-Konglomerat-scholle gibt einen trefflichen Beweis dafür, daß die Stirnbildung der Haller Mauern postpaleozän erfolgt ist. In ihrem Gefolge kam es zu der bei Profil 2 beschriebenen Deckschollenbildung und zur Abspaltung einer Dachsteinkalk-Liaskalk-Rippe an der Köhler Mauer.

Der östlichste Aufschluß sicher tiefbajuvarischer Gesteine befindet sich am SW-Fuß des Zinödl, E der N—S verlaufenden Störung im Großen Billbachtal. Es zeigt sich hier eine steil NNE-fallende, 300 m lange, aus massigen, bunten und crinoidenreichen Malmkalken und aus dünnbankigen, roten, knollig-flaserigen Malmkalken aufgebaute Schuppe. Die massigen Kalke gleichen jenen der Teufelskirche. Auch die S davon gelegene, aus Hauptdolomit, hellgrünlichgrauem Liasmergel, buntem Liasknollenkalk und grauem Jurahornsteinkalk aufgebaute, E—W streichende Schuppe dürfte tiefbajuvarisch sein.

Höhere Gosau liegt wahrscheinlich in den fossilleeren, bunten bis grauen Mergelschiefern vor, die SW der Jagdhütte am Schwarzsattel 40° gegen 172° unter eine kleine Hauptdolomitscholle einfallen. Diese Scholle stellt einen von der Zinödl E-Seite, also vom Dach der Lunzer Decke, abgesprengten Teil dar.

Profil 4: Zinödl—Schwarzsattel—Looskögel

Dieses durch die Looskögel gelegte N—S-Profil erfaßt den östlichen Ausstrich der geradlinig gegen WNW—ESE verlaufenden, wahrscheinlich mit einer Deckenüberschiebungsfäche zusammenfallenden Windischgarstener Störung. In steil S-fallender Stellung zeigen sich an ihr die Werfener Schichten der Nordrandschuppenzone auf die in die Nord-Südrichtung verdrehten mitteltriadischen Gesteine des Zinödl geschoben. Die Fortsetzung der zur Lunzer Decke gehörenden Maierleck-Antiklinale ist am Zinödl im Zuge der Herausbildung der Weyerer Bögen in Schollen zerlegt und quergestellt worden. Die im Uhrzeigersinn verdrehte Zinödl-Halbantiklinale liegt mit ihrer steil E-fallenden Serie auf den Werfener Schichten des St. Gallener Beckens und findet in der etwa 1 km gegen N verworfenen, SE-streichenden Stiftsberg-Antiklinale ihre Fortsetzung (vergl. E. STEINER, 1965, Tafel 11).

Eine kleine, im Haselgebirge der Nordrandschuppe gelegene Hauptdolomitscholle, die vom N—S-streichenden Hauptdolomit der Zinödl-E-Seite abzuleiten ist, wird am Schwarzsattel von etwa 5 m mächtigen, S-fallenden Gosamergerlen überlagert. Diese aber fallen steil unter die E—W-streichenden, aus Gutensteiner Kalk, Gutensteiner Dolomit und Wettersteinkalk aufgebauten Schuppen der Nordrandschuppenzone ein. Trotz der Verschuppung dieser Zone läßt sich in diesem Profil von der Windischgarstener Störung gegen S die Platznahme zunehmend höherer Schichtglieder und somit eine ursprünglich stratigraphische Abfolge erkennen. Der Gutensteiner Kalk SE Gehöft Wedl, SSE Eisenzieher, wird von einem etwa 100 m mächtigen, steil S-fallenden dünnbankigen Gutensteiner Dolomit überlagert. Am Kien-

graben geht er in 750 m SH in einen mächtigen Wettersteindolomit über, der auch den flach liegenden Sockel des Kleinen Buchstein bildet. Die genannten mitteltriadischen Schichtglieder der Nordrandschuppenzone sind hier mit den mitteltriadischen Gesteinen der Gesäuseberge stratigraphisch verbunden.

Über den gegen die Windischgarstener Störung in zunehmendem Maße verschuppten mitteltriadischen Gesteinen liegt die 2·4 km lange, schmale Schubmasse der Looskogel, die aus Dachsteinkalk, Kössener Schichten, Crinoidenkalk, Liasfleckenmergeln, bunten, z. T. hornsteinführenden Jurakalken und etwas Aptychenmergel aufgebaut wird.

Zwischen dem Dachsteinkalk der südlicher gelegenen Scholle der Kote 1302 und der Dachsteinkalkscholle der Kote 1444 tritt Wettersteindolomit zutage. Entgegen der Auffassung O. AMPFERERS (1931) besitzt die erstgenannte Scholle keine inverse, sondern eine aufrechte Schichtfolge, und zwar Dachsteinkalk, Kössener Schichten, Liascrinoidenkalk und Liasfleckenmergel. Auch das Auftreten von Werfener Schichten an der N-Seite des Kiengrabens kann nicht bestätigt werden; lediglich tektonische Rauhacken und Breccien wurden hier an der Überschiebungsfläche der Looskogel-Schubmasse beobachtet. Am Jagdsteig W des Looskogel N-Gipfels (K. 1444) sind es graue Kalk- und Dolomitrauhacken. Während die Deckscholle an der W-Seite bis etwa 800 m SH talwärts reicht, bleibt sie an der E-Seite auf die Kammlinie beschränkt (vergl. O. AMPFERER, 1931, S. 245).

Der undeutlich gebankte, helle, bunt durchaderte oder gelegentlich auch rot gefärbte Dachsteinkalk ist nur den höchsten, rhätischen Dachsteinkalkpartien des Kleinen Buchstein vergleichbar. Man darf annehmen, daß die Schubmasse des Looskogels ähnlich jener des Raucher Schober und des Schafkogel dem Stirnbereich der Gesäusebergemasse entstammt. Ihr Vormarsch ist, wie an einer kleinen Gosaukonglomerat-Einschaltung am N-Rand der Looskogel N-Scholle ersichtlich, erst in nachgosauischer Zeit zum Stillstand gekommen. Lagerung und basale tektonische Rauhacken und Breccien lassen annehmen, daß zur Zeit der Überschiebung bereits ein sehr ausgeprägtes Relief des Untergrundes vorlag.

E des Schwarzsattels ist an den Rauchschuppen die hier rund 500 m breite Zone der Nordrandschuppen der Gesäuseberge von einer Querstellung betroffen. Zwischen den fast N—S streichenden Gesteinspartien aus Werfener Schichten, Reichenhaller Rauhacke, Gutensteiner Kalk und Dolomit sind Lunzer Schiefer eingeschuppt. Gegen den Kaswassergraben, welcher zwischen dem Grasteneck und dem Bärenkogel eingeschnitten ist, verschmälert sich die Zone der Nordrandschuppen. Neben Schollen aus Gutensteiner Kalk und Dolomit, sowie aus Wettersteinkalk sind in 850 m SH dem gipsreichem Haselgebirge eine mehrere tausend Kubikmeter große Magnesit-Dolomit-Scholle (vergl. O. AMPFERER, 1935, S. 54, H. LEITMEIER & W. SIEGL, 1954, O. FRIEDRICH, 1959) und in etwa 950 m SH eine nur metergroße Ankeritscholle eingeschaltet.⁶⁾

⁶⁾ Die sedimentäre Schichtung der Magnesit-Dolomit-Scholle und die Dolomitbänder im Gipshaselgebirge könnten eine Beziehung zur salinaren Sedimentation aufzeigen. Dr. I. LESKO, Dr. S. PREY und Dr. A. RUTNER haben den Verfasser bei gemeinsamen Exkursionen darauf aufmerksam gemacht. Altersmäßig dürfte die Magnesit-Dolomit-scholle nun doch, entsprechend der Auffassung O. AMPFERERS, in das tiefe Anis gehören.

E des Tamischbachgrabens sind zwischen den Werfener Schichten der Nordrandschuppen und den karnischen Schiefern am N-Fuß des Tamischbachturmes auf weitere Erstreckung Gosasedimente eingeschaltet, welche den nachgosauischen N-Schub der Gesäuseberge längs ihrer karnischen Ablagerungen bestätigen und die postgosauisch bewegte Schubmasse des Looskogels verständlich machen.

Siegmond PREY und Benno PLÖCHINGER: Allgemeine Charakteristik der Windischgarstener Störungszone mit ihren tektonischen Fenstern

Der auffallend gerade Verlauf der Windischgarstener Störung und die Tatsache, daß sie die Reichraminger Decke schräg durchschneidet, kennzeichnet sie als zumindest relativ junges Element in diesem Kalkalpenabschnitt.

Wenn man versucht, diese Störung als Wirkung von Kräften zu sehen, die die Tektonik der Kalkalpen beherrschen, so kommen in erster Linie die Einengungsrichtungen in Betracht. Im Abschnitt, in dem die Störung verläuft, ist durch die vorherrschende WNW-Richtung im Streichen des Tirolischen Bogens, in der Tangente der Nordränder von Haller Mauern, Warscheneck und Totem Gebirge, im Verlauf der Hallstätter Zone zwischen Mitterndorf und dem Wolfgangsee, durch gleichlaufende Richtungen in der Gegend von Abtenau und sogar in gewissen Knicken des Kalkalpen-Südrandes eine hauptsächlich in SSW—NNE-Richtung wirkende Einengung deutlich zu erkennen. Das ändert sich im Westteil des Tirolischen Bogens, wo die Einengungsrichtung SSE—NNW liegt.

Im Gegensatz dazu ist von den Weyerer Bögen gegen Osten im Verlauf der Strukturen eine generell in SSE—NNW-Richtung wirkende Einengung ausgeprägt.

Die gegeneinanderwirkenden Schubrichtungen vermögen die Weyerer Bögen als eine im Kampf um den Platz entstandene Struktur zu erklären. Dieselben Kräfte können auch zum Aufreißen der Windischgarstener Störungszone geführt haben, wobei auch Zerrungsvorgänge durch Voraus-eilen der nördlicheren Scholle zeitweise möglich sind. Ferner kann die Kräfteverteilung auch zu Längsverschiebungen geführt haben, die jedoch nicht stark gewesen sein dürften, weil die nördlichere Scholle ein Widerlager gegen die Querbewegungen der Weyerer Bögen gebildet haben muß und nicht ausgewichen ist.

Weiters sind Schwächezonen vorhanden, die das Aufreißen begünstigt haben. Dazu gehört die Deckengrenze zwischen der Nordrandschuppenzone bzw. der Einheit von Gesäusebergen, Haller Mauern und Warscheneck, und der Reichraminger Decke, an der auch Gosauschichten gelegen sind. Dabei ist es ziemlich wahrscheinlich, daß wir uns hier auch in unmittelbarer Nähe des Südendes der Reichraminger Decke befinden. Auch das WNW-Streichen in der Reichraminger Decke könnte die Richtung und das Aufreißen der Störung begünstigt haben. Sie endet offen am Kalkalpenrand in der Gegend von Grünau und Scharnstein (S. PREY, 1953).

Bei der Nordwanderung der großen Schubmasse der Kalkalpen dürften die Richtungen der Kräfte, sowie die Kerbwirkung von Schwächezonen

und günstig gelegenen Strukturen die Bildung dieser die ganze Kalkalpendecke durchreißenden Störung verursacht haben. Vergleichbar einer Schubraupe könnte die Kluft an mehreren Stellen Späne des unterlagernden Teppichs von Tiefbajuvarikum, ?Unterostalpin und Flysch abgeschürft und hochgepreßt haben. Beim Anstau und Stillstand der ganzen Gleitmasse schließlich ist dann der Südrand noch ein wenig auf den Störungstreifen aufgeschoben worden, wodurch Schuppen erzeugt und in die Störung eingeschichtet wurden.

Bei St. Gallen bündelt sich das SW-Ende der geradlinig verlaufenden Windischgarstener Störung mit den gegen W konvexen Weyerer Bögen. Offenbar liegt hier der Angelpunkt einer Drehbewegung entgegen dem Uhrzeigersinn vor, der den WNW-vergerten Überschiebungsbau der Weyerer Struktur geschaffen hat. Man kann annehmen, daß nach dem Aufreißen der Windischgarstener Störung, das gleichzeitig mit der Anlage der Weyerer Bögen längs vorgezeichneter Linien erfolgte, eine NNE-gerichtete Gegenbewegung zur steilen Aufpressung bzw. Aufschuppung der Fenstergesteine führte.

Der 60 km langen Störungszone der „Windischgarstener Störung“ ist die 10 km lange, fast in gleicher Richtung verlaufende Störungszone der „Wolfgangseestörung“ (B. PLÖCHINGER, 1964) gegenüberzustellen (siehe Abb. 4). Ähnlich wie die Struktur der Weyerer Bögen N der Windischgarstener Störung, so zeigt sich auch N der Wolfgangseestörung eine Bogenstruktur mit NW-vergenter Bewegungstendenz. Die Bogenstruktur der Weyerer Bögen setzt mit dem SE-Ende der Windischgarstener Störung ein, die Bogenstruktur an der Wolfgangseestörung erst nahe dem NW-Ausstrich, W des Wolfgangsees. Vielleicht könnte man aber auch die Querstörung des Trauntales NE Ischl bis zum Traunstein mit einer bis nach Ischl reichenden Wolfgangseestörung in Beziehung bringen.

Sowohl an der Windischgarstener Störung als auch an der Wolfgangseestörung treten Fenster des Flysches und des Tiefbajuvarikums, am Wolfgangseefenster zusätzlich Fenster der Klippen-Buntmergelserie auf. Da wie dort lassen die Fenstergesteine einen jugendlichen ein block — Vorschub der Kalkalpen über die Gesteine des Vorlandes annehmen.

Sowohl die Windischgarstener Störung als auch die Wolfgangseestörung werden teilweise von Gosauablagerungen begleitet. Wie sich die tiefbajuvarischen Schichtglieder am Fenster der Kamperthalalpe W St. Gallen mit den Gosauablagerungen aus dem Dach der Ternberger Decke verschuppt zeigen, so sind auch Gesteine des Wolfgangseefensters mit den Gosauablagerungen aus dem Dach des N der Störung gelegenen Schafberg-Tirolikums verschuppt. Das läßt da wie dort an eine bereits vorgosauisch herausgebildete Erosionsstruktur denken, die als Schwächezone den Verlauf der jugendlich herausgebildeten Störungen vorgezeichnet hat. An der Windischgarstener Störung liegen die dafür sprechenden Hinweise zwischen Windischgarsten und Schwarzsattel, wo sie der Überschiebungslinie einer höheren Einheit folgt.

Weil die Windischgarstener Störung W Windischgarsten das Verbreitungsgebiet der Reichraminger Decke quert, erscheint es nicht erforderlich, in diesem Abschnitt eine weite Überschiebung des Störungs-S-Flügels

anzunehmen. Anders an der Wolfgangseestörung, wo man den Faziesgegensatz zwischen dem Osterhorn-Tirolikum S der Störung und dem Schafberg-Tirolikum N der Störung nur durch einen kilometerweiten NNE-Schub des Störungs-S-Flügels erklären kann. Nur E von Windischgarsten, wo die Windischgarstener Störung mit der Überschiebungslinie einer höheren Einheit zusammenfällt, könnte man mit einer größeren Aufschiebungsweite des Störungs-S-Flügels rechnen. Notwendig ist dies aber deshalb nicht, weil das Auftreten der Frankenfeser Decke an der Weyerer Struktur zusammen mit den perlenschnurartig an der Windischgarstener Störung aufgereihten Fenstern des Ternberg-Frankenfeser Deckensystems nur einen relativ geringen Tiefgang des Lunzer—Reichraminger Deckensystems ableiten lassen und weil auch nach der Situation an der Admonter Höhe die Fenstergesteine dem Achsenbereich der durch den Nordschub der höheren Einheit zerscherten Maierack-Antiklinale entstammen könnten.

Siegmond PREY: Erläuternde Bemerkungen zum Übersichtsprofil Steyr—Windischgarsten

Das Profil beginnt im Norden mit der Molasse. Die Subalpine Molasse wurde nach E. BRAUMÜLLER (1959) eingezeichnet. Die Tertiärbasis wurde gemittelt aus dem Wert der Bohrung Bad Hall 1 (E. BRAUMÜLLER, 1959) und Seitenstetten 1 (F. BRIX & G. GÖTZINGER, 1964). Der Tiefgang der südlich anschließenden Flyschzone wurde nach dem Ergebnis der Bohrung Kürnberg 1 abgeschätzt.

Für den kalkalpinen Teil wurde die geologische Karte Blatt Weyer, 1 : 75.000 und im Süden Blatt Admont-Hiefrau verwendet, bei Windischgarsten aber eigene Aufnahmen. Die Deckengliederung in der Reichraminger und der Stauffen-Höllengebirgsdecke (Tirolikum) erfolgte nach E. SPENGLER (1951). Der Tiefgang der kalkalpinen Decken kann nur annähernd geschätzt werden, genauere Anhaltspunkte fehlen vorläufig. Vielleicht hilft später die Geophysik weiter. Der sie unterlagernde Teppich aus Flysch und Helvetikum ist wahrscheinlich heftigst verschuppt und zerrissen, wurde aber zur Veranschaulichung des Zusammenhanges als einheitlicher Streifen gezeichnet.

Ob sich die Reichraminger Decke im Zuge der Profilinie südlich des Fensters mit seinen tiefbajuvarischen oder vielleicht sogar z. T. unterostalpinen Schollen noch fortsetzt, ist völlig ungewiß. Es ist möglich, wenn man, wie der Autor meint, den Tamberg noch zur Reichraminger Decke stellt. Immerhin aber hat es einige Wahrscheinlichkeit für sich, anzunehmen, daß die Reichraminger Decke unter der Überschiebung der Einheit der Gesäuseberge, Haller Mauern, des Warschenecks und des Toten Gebirges sehr bald endet. Wäre das Profil weiter westlich zu zeichnen, dann müßte man die Windischgarstener Störungszone als steilstehende bruchartige Störung innerhalb der Reichraminger bzw. Stauffen-Höllengebirgsdecke eintragen.

Im Profilteil südlich des Fensters ist — wie es der Meinung der beiden Autoren entspricht — die Masse der Werfener Schichten, Haselgebirge und Gutensteiner Kalke als Sockel der Einheit der Haller Mauern gezeichnet, auf dem allerdings im Salinarniveau die Kalkmassen relativ nach Norden

verschoben sind. Im Imitzberg ist die Serie des Sockels noch erhalten. Der Südfall der Haller Mauern müßte noch genauer untersucht werden. Nach Anzeichen ist eine dem Werfen—St. Martiner Schuppenland analoge südvergente Verschuppung angedeutet. Schließlich ist eine der Störungen im Ennstalbereich, an denen z. B. die Tertiärvorkommen eingesenkt sind, angedeutet. Höchstwahrscheinlich sind auch die südlich gelegenen Gipsvorkommen der Gegend von Admont an solchen Störungen eingeklemmt.

Zu dem im Profil nicht erfaßten Gebiet der Windischgarstener Störung östlich vom Hengstpaß bemerkt B. PLÖCHINGER noch folgendes:

Im Bereich zwischen Hengstpaß und Schloß Kassegg fände man keine Flyschfenster mehr und außerdem wären die gegen Süden einschwenkenden Weyerer Bögen für ein Übersichtsprofil sehr unvorteilhaft.

Der Südteil eines östlich des Hengstpasses verlaufenden Nord-Süd-Profiles würde eine weit nach Norden, an die Störung heranreichende Masse der Haller Mauern und eine von ihr weitgehend verdeckte Nordrandschuppenzone zeigen. Zwischen der Nordrandschuppenzone und dem im Norden steilgestellten bis überkippten Nordflügel der Maiereck-Halbantiklinale fände man die steil aufgepreßten tiefbajuvarischen Fenstergesteine, ferner die den Werfener Schichten der Nordrandschuppenzone postpaleozän aufgeschobene, aus dem Stirnbereich der Haller Mauern stammende Deckscholle des Raucher Schober (Profile 1—3, Tafel II).

Verschiedene Überlegungen führen zur Annahme, daß auch im östlicheren Gebiet der Tiefgang der Reichraminger Decke etwa in der Größenordnung liegen dürfte, wie sie im Übersichtsprofil zum Ausdruck kommt.

Literatur

- AMPFERER, O.: Fortschritte der geologischen Neuaufnahme von Blatt Admont-Hiefiau. — Jb. Geol. B. A., 76, Wien 1926.
- AMPFERER, O.: Über das Bewegungsbild der Weyerer Bögen. — Jb. Geol. B. A., 81, Wien 1931.
- AMPFERER, O.: Geologischer Führer für die Gesäuseberge. — Geol. B. A., Wien 1935.
- BRANDAUER, H.: Die „Schubmasse“ im Raume von St. Gallen. — Verh. Geol. B. A., Wien 1955.
- BRAUMÜLLER, E.: Der Südrand der Molassezone im Raume von Bad Hall. — Erdöl-Zeitschr., H. 5, Wien—Hamburg 1959.
- BRINKMANN, R.: Über Fenster von Flysch in den nordöstlichen Kalkalpen. — Sitz-Ber. Preuss. Akad. Wiss., phys.-math. Kl., Berlin 1936.
- BRIX, F. & GÖTZINGER, K.: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957—1963. Teil I. — Erdöl-Zeitschr. H. 2, Wien—Hamburg 1964.
- FRIEDRICH, O. M.: Zur Genesis der ostalpinen Spatmagnetit-Lagerstätten. — „Radex-Rundschau“, H. 1, 1959, S. 393—420.
- GESSNER, D.: Neue Untersuchungen in den Reiflinger Kalken an der Typlokalität Großreifling. — Kurzfassg. Votr. Jahresvers. Pal. Ges., Wien 1963.
- GEYER, G.: Über den Bau der Warscheneckgruppe im Toten Gebirge. — Verh. Geol. R. A., Wien 1913.
- JANOSCHEK, W.: Bericht 1965 über Aufnahmen auf Blatt Mitterndorf (97) und Blatt Liezen (98). — Verh. Geol. B. A., Wien 1966.
- HAHN, F.: Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. I. Teil. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 6, Wien 1913.

KOBER, L.: Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. — Denkschr. österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. 88, Wien 1912.

KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. — Verl. Borntraeger, Berlin 1933.

KOLLMANN, H. A.: Stratigraphie und Tektonik des Gosaubeckens von Gams. — Jb. Geol. B. A., 107, Wien 1964.

KRAUS, E.: Über den Flysch und den Kalkalpenbau von Oberdonau. — Jb. Ver. f. Landeskunde u. Heimatpflege, 91, Linz 1944.

KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A.: Die Mürzalpendecke — eine neue hochalpine Großeinheit der östlichen Kalkalpen. — Sitzg.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, 171, Wien 1962.

KÜPPER, H.: Zur Diskussion über die Decken-Tektonik der nördlichen Kalkalpen. — Verh. Geol. B. A., Wien 1956.

LEITMEIER, H. & SIEGL, W.: Untersuchungen an Magnesiten am Nordrand der Grauwackenzone Salzburgs und ihre Bedeutung für die Entstehung der Spatmagnesite der Ostalpen. — Bg. u. -hm. Mtsh. 99, 1954, S. 201—235.

PETTJOHN, F. J.: Sedimentary Rocks. — Second edition, Harper & Brothers, New York 1957.

PLÖCHINGER, B.: Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Österreich). — Jb. Geol. B. A., 107, Wien 1964, S. 11—69.

PLÖCHINGER, B.: Aufnahmsberichte 1962 bis 1967. — Verh. Geol. B. A., Wien 1963 bis 1968.

PLÖCHINGER, B. & WIESENER, H.: Ein Biotitandesit-Tuffit im Reiflinger Kalk des Schwarzkogels bei St. Gallen im Ennstal, OÖ. — Verh. Geol. B. A., H. 1—2, Wien 1965.

PREY, S.: Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt Kirchdorf. — Verh. Geol. B. A., Wien 1950/51.

PREY, S.: Aufnahmsberichte. — Verh. Geol. B. A., Wien 1961—1967.

PREY, S.: Flysch, Klippenzone und Kalkalpenrand im Almtal bei Scharnstein und Grünau (OÖ.). — Jb. Geol. B. A., 96, Wien 1953.

PREY, S.: Flyschfenster von Windischgarsten. In: ABERER, F., JANOSCHEK, R., PLÖCHINGER, B. & PREY, S.: Exkursion III/2, Erdöl Oberösterreichs, Flyschfenster der Nördlichen Kalkalpen. — Mitt. Geol. Ges., 57/1, Wien 1964.

PREY, S., RUTTNER, A. & WOLETZ, G.: Das Flyschfenster von Windischgarsten innerhalb der Kalkalpen Oberösterreichs. — Verh. Geol. B. A., Wien 1959.

ROSENBERG, G.: Vom Südende der Weyerer Bögen, Nördliche Kalkalpen. — Verh. Geol. B. A., H. 3, Wien 1957.

ROSENBERG, G.: Die „Teufelskirche“ bei St. Gallen (Steiermark). — Verh. Geol. B. A., H. 1, Wien 1958.

ROSENBERG, G.: Grundsätzliches zur Frage des Deckenbaues in den Weyerer Bögen. — Verh. Geol. B. A., H. 1, Wien 1960.

ROSENBERG, G.: Die zweite Pechgraben-Enge bei Weyer (OÖ.). — Verh. Geol. B. A., Wien 1964.

RUTTNER, A.: Querfaltungen im Gebiet des oberen Ybbs- und Erlauftales. — Jb. Geol. B. A., 93, Wien 1948.

RUTTNER, A.: Gefügestudien im Bereich des Bauxitbergbaues Unterlaussa (südliche Weyerer Bögen). — Tschermaks min. u. petr. Mitt., 4, H. 1—4, Wien 1964.

RUTTNER, A. & WOLETZ, G.: Die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 48, Wien 1955.

SPENGLER, E.: Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die helvetische Zone. — In: Geologie von Österreich (SCHAFER, F. X.), Deuticke, Wien 1951.

SPENGLER, E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. III. Tl.: Der Ostabschnitt der Kalkalpen. — Jb. Geol. B. A., 102, H. 2, Wien 1959.

STEINER, P.: Die Eingliederung der Weyerer Bögen und der Groß Reiflinger Scholle in den Faltenbau des Lunzer—Reichraminger Deckensystems. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 14.—15., 1963—1964, Wien 1965.

TURNER, A.: Die Puchberg- und Mariazeller Linie. — Sitzg.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, 160, Wien 1952.

TURNER, A.: Die Stauffen-Höllengebirgs-Decke (Eine kritische Betrachtung). — Z. Deutsch. Geol. Ges. 1953, 105, 1. Tl., Hannover 1954.

TURNER, A.: Die tektonische Stellung der Reiflinger Scholle und ähnlicher Gebilde. — Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 84, Graz 1954.

TURNER, A.: Die Baustile in den tektonischen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen. — Z. Deutsch. geol. Ges., 113, Hannover 1962.

TOLLMANN, A.: Analyse der Weyerer Bögen und der Reiflinger Scholle. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 14, 1963, Wien 1964.

TOLLMANN, A.: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen, 1. Teil, Der Ostabschnitt. — Mitt. Geol. Ges., 59, Wien 1967.

TRAUTH, F.: Über die Stellung der „penninischen Klippenzone“ und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. — Mitt. Geol. Ges., Wien 14, 1921, Wien 1922.

TRAUTH, F.: Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. — F. E. Suess-Festschr., Geol. Ges. Wien, 29, 1936, Wien 1937.

Geologische Karten:

AMPFERER, O.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Admont-Hieflau. — Geol. B. A., Wien, 1933.

AMPFERER, O.: Geologische Karte der Gesäuseberge 1 : 25.000. — Geol. B. A., Wien 1935.

GEYER, G.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Weyer. — Geol. R. A., Wien 1912.

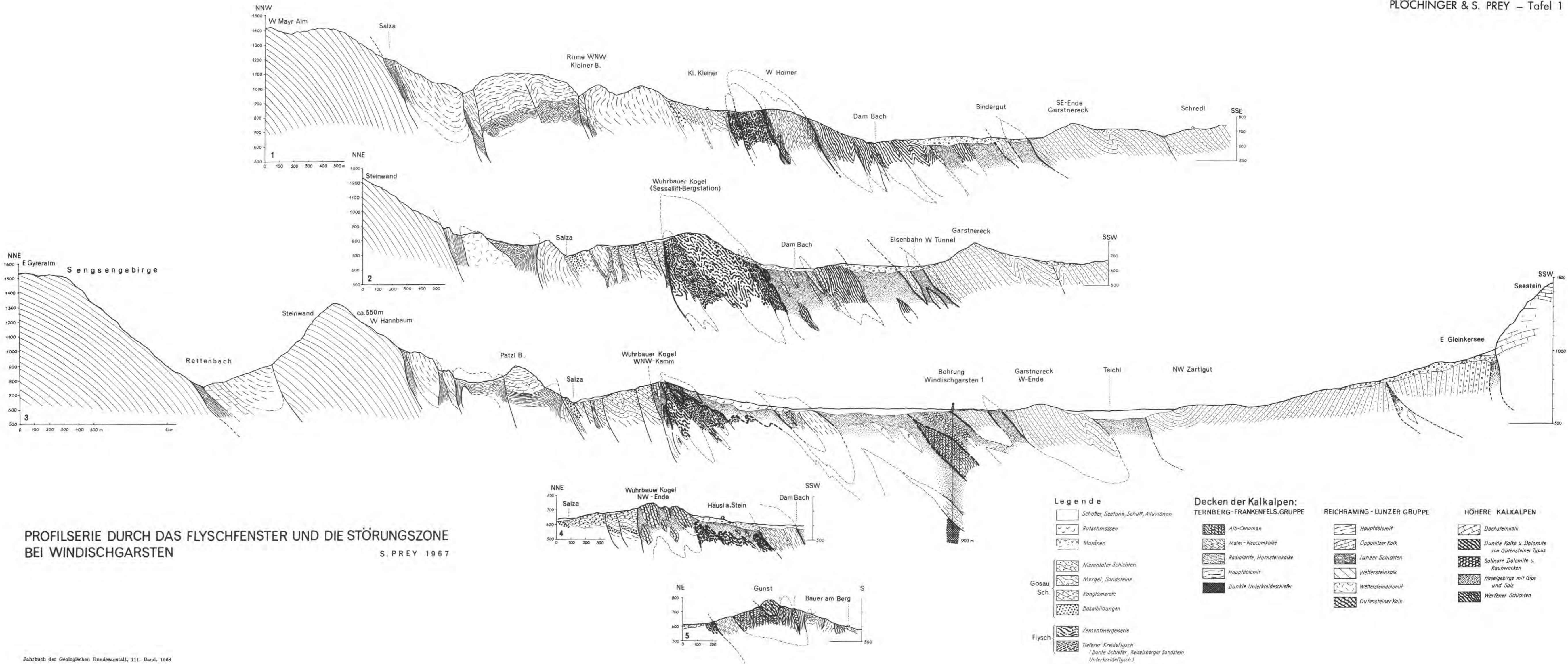
GEYER, G.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Liezen. — Geol. R. A., Wien 1918. Mit Erläuterungen.

Anmerkung zu Seite 184:

*) Die Störung im Tal von Rosenau ist erwiesen durch die neu entdeckten Schollen von Juragesteinen (u. a. Hierlatzkalk) im untersten Teil des Nordhanges des Imitzberges, südlich Rosenau. Im Süden grenzen sie an Reichenhaller Schichten, während sie im Norden, jenseits des etwa 200 m breiten Tales von Rosenau, durch mächtige Gutensteiner Dolomite und Kalke von der eigentlichen Fensterstörung getrennt werden. Das Salinar im Tal kann allerdings nur vermutet werden. Die Stelle liegt auf Abb. 2 nahe dem Ostrand des Kärtehens, südlich von Straße und Bach etwa an der strichlierten Linie.

***) Berichtigung zu Seite 178 und 185:

Auf Abb. 1 ist die schmale, zirka 5 km NNE — NE Warscheneck bzw. W Gleinkersee eingezeichnete Vorzone irrtümlich mit der Signatur für die Nordrandschuppenzone versehen worden. Richtig wäre die waagrechte Schraffur der Warscheneckgruppe.

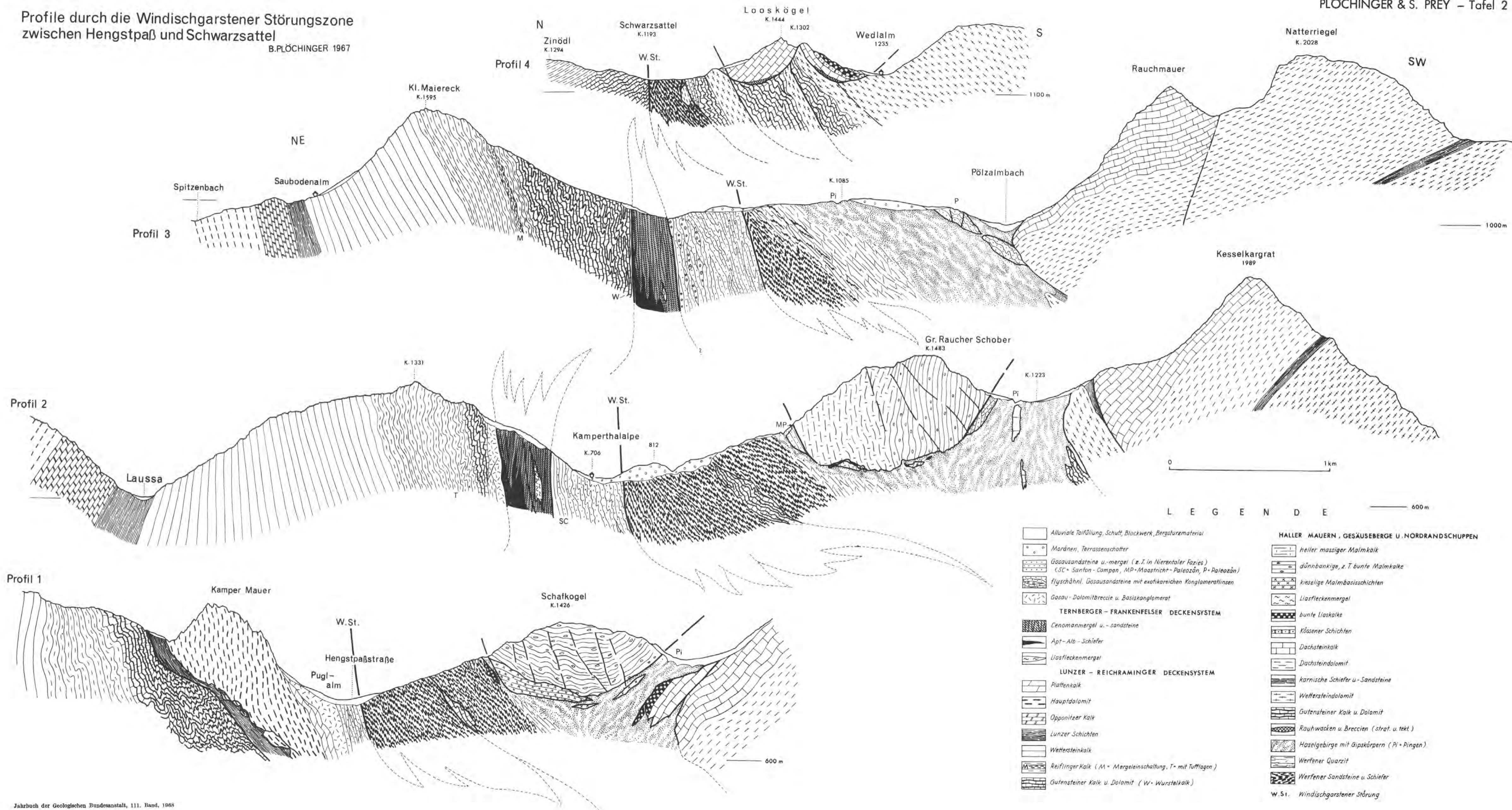


PROFILSERIE DURCH DAS FLYSCHFENSTER UND DIE STÖRUNGSZONE BEI WINDISCHGARSTEN

S. PREY 1967

Profile durch die Windischgarstener Störungszone zwischen Hengstpaß und Schwarzsattel

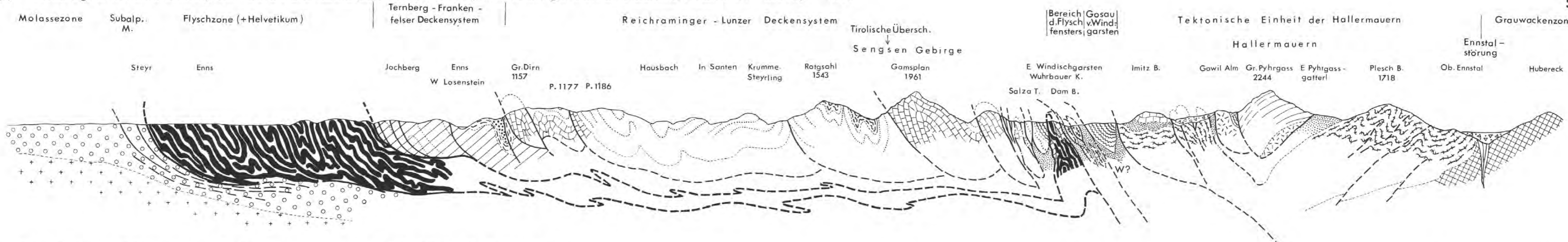
B. PLOCHINGER 1967



LEGENDE

- Alluviale Talfüllung, Schutt, Blockwerk, Bergsturzmaterial
- Moränen, Terrassenschotter
- Gosausandsteine u.-mergel (z.T. in Nierentaler Fazies)
(SC = Santon-Campan, MP = Maastricht-Paleozän, P = Paleozän)
- flyschähnli. Gosausandsteine mit exotikareichen Konglomeratlinsen
- Gosau-Dolomitbreccie u. Basiskonglomerat
- TERNBERGER – FRANKENFELSER DECKENSYSTEM**
- Cenomanmergel u.-sandsteine
- Apt-Alb-Schiefer
- Liasfleckenmergel
- LUNZER – REICHRAMINGER DECKENSYSTEM**
- Plattenkalk
- Hauptdolomit
- Opponitzer Kalk
- Lunzer Schichten
- Wettersteinkalk
- Reifflinger Kalk (M = Mergelschichtung, T = mit Tufflagen)
- Gutensteiner Kalk u. Dolomit (W = Wursteinkalk)
- HALLER MAUERN, GESÄUSEBERGE U. NORDRANDSCHUPPEN**
- heller massiger Malmkalk
- dünnbankige, z.T. bunte Malmkalke
- kieselige Malmbasisschichten
- Liasfleckenmergel
- bunte Liaskalke
- Kössener Schichten
- Dachsteinkalk
- Dachsteindolomit
- karnische Schiefer u.-Sandsteine
- Wettersteindolomit
- Gutensteiner Kalk u. Dolomit
- Rauhwacken u. Breccien (strat. u. tekt.)
- Haselgebirge mit Gipskörpern (Pi = Pingen)
- Werfener Quarzit
- Werfener Sandsteine u. Schiefer
- W.St. Windischgarstener Störung**

N Geologisches Übersichtsprofil durch die Kalkalpen zwischen Steyr, Windischgarsten und westlich Admont. S. Prey 1967



Nicht überhöht

| | Haller Mauern und ihr nördliches Vorland | Warscheneckgruppe und ihr nördliches Vorland | Reichraminger Decke am Tamberg | Reichraminger Decke | Ternberger-Frankenfelder Deckengruppe Serie 1 am Gunst Serie 2 am Gunst | Tiefbajuvaricum oder Unterostalpin | Flyschfenster |
|-------------------|--|---|---|---|---|--|---|
| Alttertiär | | | | Graue Mergel | | | |
| Maastricht-Campan | | | | Nierentaler Schichten | | | |
| Santon-Coniac | | | | Helle Globotruncanen-Mergel Sandige Gosauergel. Dolomitsandsteine u.-Kongl. Wenig Kongl., Rudistenkalke | | | Zementmergelserie |
| Turon-Cenoman-Alb | | | | | "Cenomanschiefer" Selten sand. Mergel m. Rotaliporen und Orbitolinen Alb-Schiefer | "Cenomanschiefer" | Bunte Schiefer mit Linsen von Reiselsberger Sandst. Gaultflysch |
| Neocom | | | | | | Echinodermenbreccien und -Sandsteine (Tristelsch.?) Helle, etwas Hornstein führende merg. Plattenkalke mit Einschaltungen v. Sandsteinen u. Breccien mit exotischem Material. | |
| Malm | Einzelvorkommen verschiedener Jurakalke | Plassenkalk Oberalmerschichten mit Einsch. v. Tressensteinkalk Radiolarite und Kieselschichten | | Hellgraue bis gelbliche Kalke, hellrote crinoidenführende Kalke? | Weißer und rötliche Aptychenkalke | Weißer und rötliche Aptychenkalke Roter Hornsteinplattenkalk Radiolarit | |
| Dogger | | | | Rote, örtlich crinoidenführende Kalke Vilser Kalk Klauskalk | | | |
| Lias | | Liasfleckenmergel Hierlatzkalk | | | Liasfleckenmergel | Fleckenmergel? | |
| Rhät | | Dachstein- | Dachstein- | | | Kössener Schichten? | |
| Nor | kalk (z.T. Riffkalk) z.T. Dachsteindolomit | kalk (z.T. Riffkalk) z.T. Dachsteindolomit | Hauptdolomit (hier sonst nichts aufgeschlossen) | Hauptdolomit | | Hauptdolomit mit Mergellagen | |
| Karn | Cardita-Band | Cardita-Band | | Opponitzer Kalk Lunzer Schichten | | | |
| Ladin | Ramsau-dolomit (z.T. Kalke, Bosruck) | Ramsau-dolomit | | Wettersteinkalk (örtlich auch Dolomit) Reiflinger Kalk Gutensteiner Kalk | | | |
| Anis | Steinalmkalk Gutensteinerkalk Basisschichten | Steinalmkalk Gutensteinerkalk Basisschichten | | | | | |
| Skyth | Haselgebirge mit Rauhacker, Kalke u. Dolomiten Werfener Schichten | Haselgebirge mit Rauhacker, Kalke u. Dolomiten Werfener Schichten | | | | | |
| Perm | Prebichlkonglomerat | Prebichlkonglomerat | | | | | |

Die Foraminiferenfauna des Eozäns von Schorn bei Abtenau (Salzburg, Österreich)

Von Ursula WILLE, Wien *)

mit Taf. 1—16 und 3 Abbildungen

Inhalt

| | Seite |
|--|-------|
| Summary | 213 |
| Zusammenfassung | 214 |
| I. Einführung | 214 |
| II. Geologische Situation..... | 214 |
| III. Paläontologischer Teil | 216 |
| 1. Faunencharakter und Faunenvergleich..... | 216 |
| 2. Systematische Beschreibung der Arten | 219 |
| IV. Stratigraphischer Teil | 275 |
| 1. Zur Untergrenze des Eozäns | 275 |
| 2. Altersstellung des Eozäns von Schorn | 277 |
| 3. Altersvergleich mit anderen Eozänvorkommen Österreichs..... | 282 |
| V. Literatur | 286 |
| Textabb. 1: Geographische Lage des Eozänvorkommens..... | 215 |
| Textabb. 2: | 276 |
| Textabb. 3: | 279 |

Summary

The description of a foraminiferal fauna of eocene age is given which was found to be contained in sediments closely linked to strata of Gosau Beds (Upper Cretaceous to Paleocene) near their type locality of the Basin of Gosau, Austria. By aid of the planktonic foraminifers a stratigraphic assignment to the Lower Eocene zone of *Globorotalia aragonensis* was made possible. This age is supported by the occurrence of *Marthasterites tribrachiatus* among the nannofossils.

As a comparison with other stratas of eocene age within the different tectonic units of Austria did show, there in fact sediments of the same age do occur; but whereas at one hand no detailed study of the faunas is given, at the other hand the lithologic facies is completely different so that there are no comparable faunas to be found.

*) Adresse der Verfasserin: Paläontologisches Institut der Universität Wien
1010 Wien, Universitätsstraße 7.

Zusammenfassung

Die Foraminiferenfauna eines Eozänvorkommens innerhalb der Gosauschichten von Schorn bei Abtenau wurde beschrieben und dokumentiert. An Hand der planktonischen Formen läßt sich eine Alterseinstufung in die untereozäne Zone der *Globorotalia aragonensis* vornehmen, die auch durch die Nannofloregemeinschaft mit *Marthasterites tribraclhiatus* gestützt wird. Die stratigraphischen Beziehungen zu den unterlagernden Zwieselalmschichten (Maastricht—Paleozän) werden diskutiert.

Ein Altersvergleich mit anderen Eozänvorkommen Österreichs ergab, daß gleich alte Sedimente in den verschiedenen tektonischen Einheiten wohl vorhanden sind, z. T. aber in anderer Fazies vorliegen und daher keine vergleichbare Fauna führen, z. T. zwar ebenfalls Foraminiferen beinhalten, die aber noch nicht dokumentiert wurden.

I. Einführung

Im Zuge der Geländeaufnahmen der Gosauschichten von Gosau und Abtenau für meine Dissertation in den Jahren 1960 bis 1962 konnte in mehreren Proben auch Alttertiär gefunden werden; soweit es für eine Alterseinstufung notwendig war, wurden die in dem Material enthaltenen Planktonforaminiferen bereits bestimmt (WILLE-JANOSCHEK 1966). Die nunmehr vorliegende Bearbeitung der gesamten Fauna des Untereozäns von Schorn schien durch die Tatsache gerechtfertigt, daß es sich um ein Untereozän im Verband mit Gosauschichten handelt, und daß eine gleichaltrige Foraminiferenfauna bisher aus Österreich noch nicht beschrieben wurde.

Zu besonderem Dank bin ich Herrn Professor Dr. A. PAPP, der liebenswürdigerweise die Dünnschliffe beurteilte, sowie den Herren Dr. K. KOLLMANN und Dr. H. HEKEL, die die Bestimmung der Ostracoden, bzw. der Nannofloren übernahmen, verpflichtet. Die Herren Dr. R. OBERHAUSER, Dr. B. PLÖCHINGER und Dr. A. RÖGL waren so freundlich, mir Probenmaterial zur Durchsicht zur Verfügung zu stellen. Herrn Dir. Dr. H. KÜPPER, der wiederum die Drucklegung der Arbeit im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt ermöglichte, sei ebenfalls an dieser Stelle mein aufrichtiger Dank ausgesprochen.

II. Geologische Situation

(Tafel 16)

Das Eozänvorkommen liegt innerhalb der Gosaumulde von Schorn die von den Flüssen Rußbach im SE, Lammer im SW, Rigausbach im NW und im NE durch die steil abfallenden Dachsteinkalk-Wände des Taborberges begrenzt wird. (Der Name „Schorn“ stellt einen Flurnamen am südlichen Radochsbergabfall dar, der infolge fehlender anderer größerer kennzeichnender Orte, die zur Benennung herangezogen werden hätten können, zur Bezeichnung dieses Gosau- und Eozänvorkommens gewählt wurde.)

Die Eozänschichten sind im oberen Abschnitt des Hackergrabens und eines kleinen Grabens westlich davon aufgeschlossen und in den Proben 120, 121, 122, 174, 175, 176, 37, 23, 306, 307 und 201 erfaßt. Sie bedecken ein

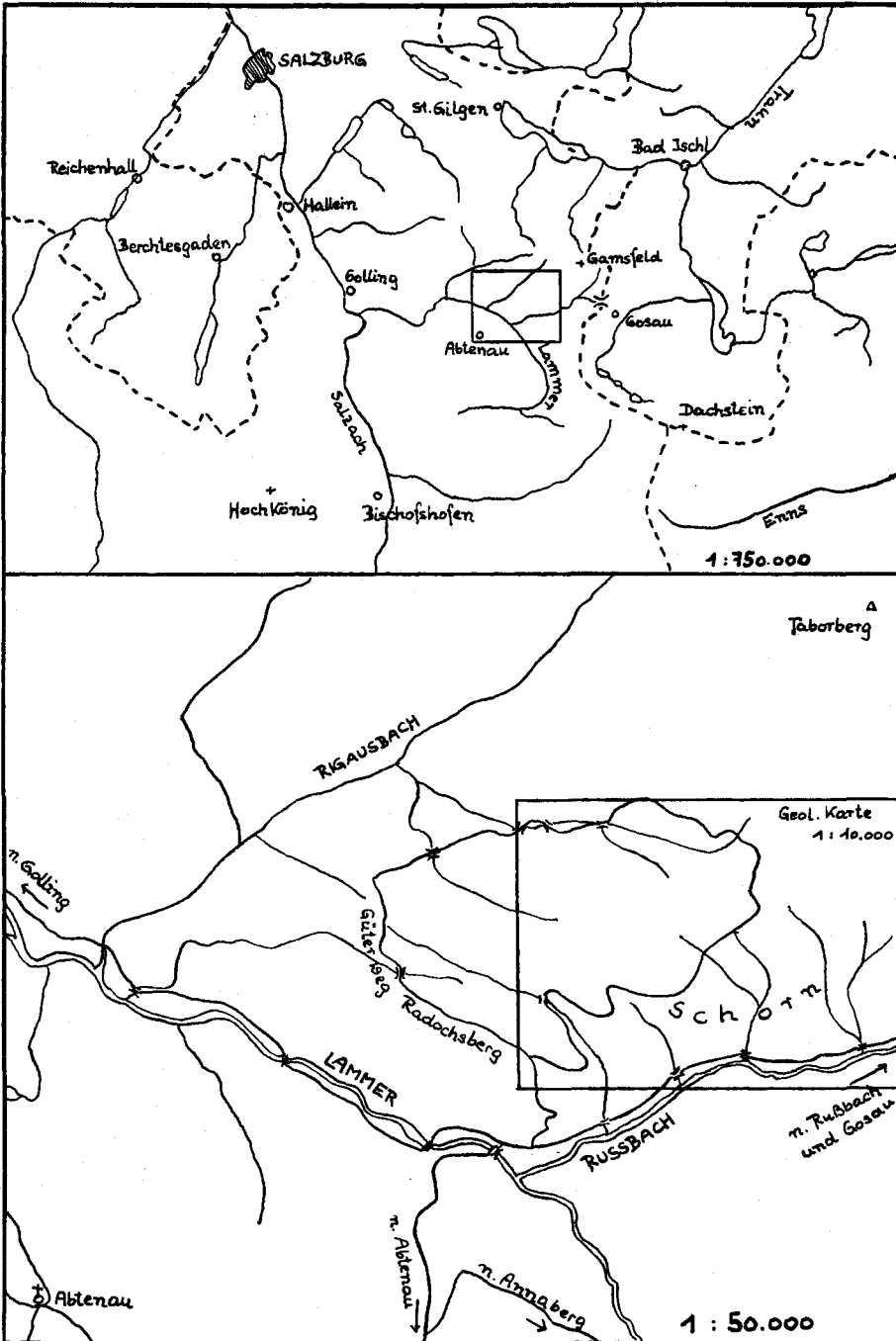


Abb. 1. Geographische Lage des Eozänvorkommens

Areal von etwa 0-25 km². Lithologisch sind sie in Form graugrüner bis grünlichweißer, weicher Mergel ausgebildet, die mit 5—20 cm mächtigen, gradierten, rostig anwitternden Sandsteinbänken wechsellagern (WILLE-JANOSCHEK 1966, 140 f.). Im Gegensatz zu den unterlagernden Zwieselalmschichten und Schichten in Nierntaler Fazies fehlen rote Farbtöne vollkommen, doch ist die lithologische Ähnlichkeit immerhin so groß, daß die Eozänschichten von SPENGLER (1912, 1914) und PLÖCHINGER (1949), die das betreffende Gebiet kartierten, als Nierntaler Schichten eingestuft und in die Karte eingetragen wurden. Ebenso wie letztere und die Zwieselalmschichten sind die Untereozänschichten makrofossilfrei.

Die tektonische Lage des Eozäns wurde bereits mehrmals skizziert (WILLE-JANOSCHEK 1966, 1967); die untereozänen Sedimente liegen, wahrscheinlich an Brüchen eingesenkt, als jüngstes Schichtglied in einem muldenförmig aufgebauten Gosauvorkommen mit einer normalen Schichtfolge vom Coniac-Santon bis zum Paleozän. Die Brüche müssen deshalb angenommen werden, da das Eozän einerseits an verschiedene Einheiten und Schichtglieder grenzt (entweder unmittelbar an Trias, an Schichten in Nierntaler Fazies des Obercampans oder an paleozäne Zwieselalmschichten), andererseits aber nirgends Transgressionsbildungen oder auch nur geringmächtige Aufarbeitungslagen beobachtet werden konnten, in der Abfolge der Faunenzonen jedoch die Äquivalente der *Globorotalia formosa*-Zone fehlen.

Die in der vorliegenden Arbeit beschriebene Fauna stammt aus Probe 307, die aus einem Böschungsanriß im Hackergraben unmittelbar hinter Hof Hinterastein aus den hangendsten aufgeschlossenen Eozänpartien entnommen wurde. Aus der sehr tonigen Ausbildung der Mergel an dieser Stelle erklärt sich der gegenüber den anderen Proben überdurchschnittlich gute Erhaltungszustand der Fauna, die jedoch in ihrer Zusammensetzung durchaus den Faunen den übrigen Eozänproben entspricht.

III. Paläontologischer Teil

1. Faunencharakter und Faunenvergleich

Im Eozän von Schorn konnten insgesamt folgende Foraminiferenarten bestimmt werden:

- Bathysiphon* sp.
- Ammodiscus glabratus* CUSHMAN & JARVIS
- Glomospira charoides charoides* (JONES & PARKER)
- Haplophragmoides retrosepta* (GRZYBOWSKI)
- Spiroplectammina carinata* (D'ORBIGNY)
- Textularia midwayana* LALICKER
- Trochammina* sp.
- Gaudryina spissa* BERTHELIN
- Gaudryina* sp.
- Tritaxia rivictaractae* (HILLEBRANDT)
- Tritaxia* sp. A
- Tritaxia* sp. B
- Dorothia fallax* HAGN
- Eggerella solida* (SCHWAGER)

Dentalina sp.

Globulina gibba D'ORBIGNY

Guttulina irregularis (D'ORBIGNY)

Guttulina problema D'ORBIGNY

Cancris subconicus (TERQUEM)

Asterigerina bartoniana (TEN DAM)

Asterigerina campanella (GÜMBEL)

Nuttallides trümpyi (NUTTALL)

Rotalia schornensis n. sp.

Cuvillierina vallisensis (RUIZ DE GAONA)

Cuvillierina yarzai (RUIZ DE GAONA)

Chiloquembelina inflata n. sp.

Globorotalia (Acarinina) mckannai (WHITE)

Globorotalia (Acarinina) cf. *mckannai* (WHITE)

Globorotalia (Acarinina) perclara LOEBLICH & TAPPAN

Globorotalia (Acarinina) primitiva (FINLAY)

Globorotalia (Acarinina) sp. „*crassaformis*“

Globorotalia (Truncorotalia) aequa aequa CUSHMAN & RENZ

Globorotalia (Truncorotalia) aragonensis aragonensis NUTTALL

Globorotalia (Truncorotalia) aragonensis caucasica GLAESSNER

Globorotalia (Truncorotalia) formosa gracilis BOLLII

Globorotalia (Truncorotalia) cf. *marginodentata* SUBBOTINA

Globorotalia (Truncorotalia) rex MARTIN

Globorotalia (Truncorotalia) sp.

Globigerina inaequispira SUBBOTINA

Globigerina linaperta FINLAY

Globigerina pseudoeocaena ellipsocamera CHALILOV

Globigerina pseudoeocaena pseudoeocaena SUBBOTINA

Globigerina trilobata SUBBOTINA

Globigerina triloculinoides PLUMMER

Globigerina turgida FINLAY

Globigerina varianta SUBBOTINA

Eponides polygonus LE CALVEZ

Eponides sp.

Cibicides havanensis CUSHMAN & BERMUDEZ

Cibicides cf. *howelli* TOULMIN

Cibicides fortunatus MARTIN

Cibicides lobatulus (WALKER & JACOB)

Cibicides praecursorius (SCHWAGER)

Cibicides pseudoungerianus (CUSHMAN)

Eorupertia cf. *magna* (LE CALVEZ)

Discocyclina archiaci (SCHLUMBERGER)

Discocyclina marthae (SCHLUMBERGER)

Discocyclina scalaris (SCHLUMBERGER)

Asterocyclina stella GÜMBEL

Asterocyclina taramellii (SCHLUMBERGER)

Pleurostomella clavata CUSHMAN

Ellipsoglandulina cf. *exponens* (BRADY)

Ellipsoglandulina labiata (SCHWAGER)

Ellipsoglandulina principiensis CUSHMAN & BERMUDEZ

Ellipsoidina ellipsoides ellipsoides SEGUENZA

Nodosarella attenuata (PLUMMER)

Nodosarella subnodosa (GUPPY)

Pullenia quinqueloba (REUSS)

Anomalina grosserugosa (GÜMBEL)

Anomalina rubiginosa CUSHMAN

Anomalina sp. 1

Anomalina sp. 2

Anomalinoides bundensis auris (LE CALVEZ)

Anomalinoides bundensis bundensis (VAN BELLEN)

Die **benthonischen Foraminiferen**, obwohl mit 53 Arten vertreten, bleiben an Individuenzahl weit hinter den planktonischen Foraminiferen zurück. Gemäß dem durch das massenhafte Vorkommen planktonischer Organismen angezeigten hochmarinen Lebensraum ist der mengenmäßige Anteil besonders der sandschaligen Foraminiferen außerordentlich gering. Von der Mehrzahl der 14 Arten konnten oft jeweils nicht mehr als ein bis zwei Vertreter gefunden werden, was die Bestimmung merklich erschwerte, da kein Einblick in die Variationsbreite gewonnen werden konnte.

Unter den kalkschaligen benthonischen Foraminiferen sind die

- Nodosariacea* mit 3 Gattungen (4 Arten), die
- Discorbacea* mit 3 Gattungen (4 Arten),
- Rotaliacea* mit 2 Gattungen (3 Arten)
- Orbitoidacea* mit 5 Gattungen (14 Arten) und die
- Cassidulinacea* mit 7 Gattungen (14 Arten)

vertreten; es fällt auf, daß Robuliden nahezu vollständig, Milioliden gänzlich fehlen. Es spricht dies wohl für eine Bildung der vorliegenden Sedimente nicht in unmittelbarem Seichtwasserbereich. Robuliden, Milioliden und Ostracoden hatten z. B. in den unterlagernden Oberkreideselementen in Rudistenriffnähe stets die Gesamtfauna gestellt (WILLE-JANOSCHEK 1966); lediglich Ostracoden sind auch im nun vorliegenden Material sehr häufig. Es handelt sich um die Arten

- ss *Cytherella* cf. *montensis* MARLIÈRE
- s *Cytherella* div. sp. (z. T. Larven)
- s *Bairdia* sp.
- e *Kriihe guatemalensis* VAN DEN BOLD (Schlecht erhalten)
- e *Kriihe* sp.
- ns *Hermanites*? sp., stark verdrückt
- ns *Kingmaina forbesiana* (BOSQUET)
- h *Leguminocythereis* cf. *montensis* MARLIÈRE
- e *Phacorhabdotus* sp.
- e *Occultocythereis* sp.

Dr. K. KOLLMANN, der in freundlicher Weise die Bestimmung vornahm, schließt daran folgende Bemerkungen:

Feinstratigraphisch lassen sich die durchwegs mit Sediment verkrusteten, vorwiegend doppelklappig erhaltenen und meist verdrückten Ostracoden nicht auswerten. Die mit Vorbehalt bestimmten Arten sprechen für Paleozän bis Untereozän, mittel-eozäne Elemente fehlen.

Die Fauna ist durchwegs marin und benthonisch. In bathymetrischer Hinsicht läßt sie keine eindeutige Aussage zu. Eine synchron-allochthone Vermischung neritischer und bathyalen Elemente ist wahrscheinlich. *Phacorhabdotus* sp. ist der einzige, sicher aus der Kreide umgelagerte Ostracode.

Ein Vergleich der benthonischen Formen mit Faunen des Tethysbereiches sowie der borealen Faunenprovinz erscheint, zumindest zum jetzigen Zeitpunkt, noch müßig. Es gibt zwar aus Nordwestdeutschland, Belgien, den Niederlanden, dem Pariser Becken, usw. ausführliche Beschreibungen hauptsächlich aus benthonischen Formen bestehender Faunen (TEN DAM 1944, LE CALVEZ 1948 f, BATJES 1958, KAASSCHIETER 1961), im Mittelmeergebiet jedoch, das ja eben durch seine reichen planktonischen Vergesellschaftungen gekennzeichnet ist, treten benthonische Foraminiferen an Individuenzahl weitgehend zurück. Da man sich zur stratigraphischen Ein-

stufung hier wesentlich besser und genauer der planktonischen Formen bedient, die zudem eine weitere horizontale Verbreitung besitzen, werden die wenigen vorhandenen benthonischen Gattungen und Arten zumeist vernachlässigt, sodaß die Vergleichsmöglichkeiten beschränkt sind.

Die planktonischen Arten der Globigerinen und Globorotalien, obwohl zusammen nur in 20 verschiedenen Arten gegenüber über 50 benthonischen Arten vertreten, beherrschen das Faunenbild weitgehend. Die Globigerinen, die die Globorotalien bei weitem überwiegen, gehören nahezu in ihrer Gesamtheit dem Typus der drei- bis dreieinhalbkammerigen Formen der *G. linaperta* — *G. pseudoeocaena pseudoeocaena* an, bzw. bilden zahlreiche Zwischenglieder zwischen den beiden Arten. Daneben ist noch *G. varianta* SUBBOTINA häufig, die verbleibenden Arten (*G. triloculinoides* PLUMMER, *G. trilobata* SUBBOTINA, *G. pseudoeocaena ellipsocamera* CHALILOV, *G. turgida* FINLAY, *G. inaequispira* SUBBOTINA) sind selten.

Bei den Globorotalien sind wesentlich weniger Vertreter der Untergattung *Acarinina* als der Untergattung *Truncorotalia* festzustellen. Bei letzterer spielen die Unterarten *G. aragonensis aragonensis* NUTTALL und *G. aragonensis caucasica* GLAESSNER mit ihren zahlreichen Übergangsformen die dominierende Rolle. *G. rex* MARTIN und *G. aequa* CUSHMAN & RENZ sind häufig, *G. cf. marginodentata* SUBBOTINA und *G. formosa gracilis* BOLLI dagegen selten.

Die Brauchbarkeit der planktonischen Foraminiferen für stratigraphische Zwecke wurde bereits unzählige Male betont und wird durch die grundsätzliche Übereinstimmung der einzelnen Zonengliederungen verschiedenster Gebiete immer wieder bewiesen; es ergeben sich auch beim vorliegenden Material weitreichende Vergleichsmöglichkeiten innerhalb des Tethysraumes, wie die Arbeiten von BOLLI (1957, Trinidad), LOEBLICH & TAPPAN (1957, Golf- und Atlantikküste Nordamerikas), SUBBOTINA (1953, Kaukasus), COLTRO (1963, Sizilien), LUTERBACHER (1964, Apennin), v. HILLEBRANDT (1965, Spanien) u. v. a. zeigen (siehe auch Kapitel IV/2).

2. Systematische Beschreibung der Arten

Astrorhizidae BRADY 1881

Bathysiphon M. SARS 1872

Bathysiphon sp.

(Taf. 1, Fig. 1)

Abbildungsooriginal Nr. 3801/1/1.

Es liegen 1—2 mm lange, gerade Bruchstücke von Röhren mit ovalem Querschnitt vor, die aus mittelgrobem Korn agglutiniert sind. Von einer artlichen Bestimmung der uncharakteristischen Stücke wurde abgesehen. In der Literatur werden entsprechende Exemplare zumeist als *Bathysiphon eocenicus* CUSHMAN & HANNA bezeichnet.

Ammodiscidae REUSS 1862

Ammodiscus REUSS 1862

Ammodiscus glabratus CUSHMAN & JARVIS 1928

(Taf. 1, Fig. 2—3)

- 1946 *Ammodiscus glabratus* CUSHMAN & JARVIS — CUSHMAN, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 206, 17, Taf. 1, Fig. 32 (Abb. des Holotyps).
- 1951 *Ammodiscus glabratus* CUSHMAN & JARVIS — ISRAELSKY, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 240 A, 5, Taf. 2, Fig. 12—13.
- 1954 *Ammodiscus glabratus* CUSHMAN & JARVIS — BECKMANN, Eclog. Geol. Helv. 46, 336, Taf. 16, Fig. 16.
- 1962 *Ammodiscus glabratus* CUSHMAN & JARVIS — v. HILLEBRANDT, Abh. Bayer, Akad. Wiss., N. F. 108, 25, Taf. 1, Fig. 3 (1962b).
- 1964 *Involutina glabratus* (CUSHMAN & JARVIS) — MARTIN, Jb. Geol. B.-Anst., Sdbd. 9, 45, Taf. 1, Fig. 10a, b, 11.
- Abbildungsoriginale Nr. 3801/1/2—3.

Beschreibung: Die röhrenförmige Kammer ist planspiral und in genau konzentrischen Ringen aufgerollt, sie umgreift die jeweils vorhergehende Windung etwa zur Hälfte. Da die Kammerwand aus sehr feinem, durchscheinendem Zement aufgebaut ist, ist dieser Teil der jeweiligen Windung als dunkler Ring zu sehen. Als Folge wirkt die äußerste Windung der an sich regelmäßig an Durchmesser zunehmenden Röhre besonders breit. Das Gehäuse ist beidseits konkav, die Mündung wird durch das offene Ende der Röhre gebildet.

Bemerkungen: Für *Ammodiscus glabratus* ist die symmetrische Aufrollung mit der übergreifenden Röhre, sowie die beidseitige Konkavität charakteristisch.

Vorkommen: *Ammodiscus glabratus* ist sowohl aus der Oberkreide (CUSHMAN 1946, 17), als auch aus dem Paleozän und Eozän von Mittelamerika (Hinweise siehe BECKMANN 1954, 336) bekannt. ISRAELSKY (1951, 5) beschreibt die Art aus der oberpaleozän-eozänen Lodo Formation in Californien, im Becken von Reichenhall und Salzburg tritt sie im gesamten Paleozän auf (v. HILLEBRANDT 1962b, 25).

Glomospira RZEHAK 1885

Glomospira charoides charoides (JONES & PARKER) 1860

(Taf. 1, Fig. 4)

- 1860 *Trochammia squamata* var. *charoides* — JONES & PARKER, Quart. Journ. Geol. Soc. London 16, 304. (Fide Cat. Foram.)
- 1928 *Glomospira charoides* (JONES & PARKER) — WHITE, Journ. Paleont. 2, 187, Taf. 27, Fig. 7a—c.
- 1930 *Glomospira charoides* (JONES & PARKER) — NUTTALL, Journ. Paleont. 4, 279, Taf. 23, Fig. 1.
- 1964 *Glomospira charoides* (JONES & PARKER) — GRÜN et al., Verh. Geol. B.-Anst., 260, Taf. 5, Fig. 14.
- Abbildungsoriginal Nr. 3801/1/4.

Beschreibung: Kleine, asymmetrisch bikonvexe Form mit kreisförmigem Umriß, die aus einer einzigen, in mehreren, aber parallelen Ebenen aufgewundenen Röhre besteht. Die Schalenwand besteht aus feinstem Zement.

Bemerkungen: *G. gordialis* (JONES & PARKER) ist durch die in nicht parallelen Ebenen eingerollte Röhre von *G. charoides* unterschieden. *G. charoides corona* CUSHMAN & JARVIS ist kugelförmig.

Vorkommen: Aus GRÜN et al. (1964), die eine ausführliche Zusammenstellung sowohl über Synonymie als auch Verbreitung der Art bringen, ist zu entnehmen, daß *G. charoides* von Lias bis rezent bekannt ist.

Lituolidae DE BLAINVILLE 1825

Haplophragmoides CUSHMAN 1910

Haplophragmoides retrosepta (GRZYBOWSKI) 1896

(Taf. 1, Fig. 5)

- 1896 *Cyclammia retrosepta* — GRZYBOWSKI, Akad. Min. Krakow, Wydz. Mat. Przyn., Rozpr.; 284, Taf. 9, Fig. 7a—b, 8a—b. (Fide Cat. Foram.)
 1951 *Haplophragmoides longifissus* ISRAELSKY n. sp. — ISRAELSKY, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 240 A, 12, Taf. 2, Fig. 34—35.
 1962 *Haplophragmoides retrosepta* (GRZYBOWSKI) — v. HILLEBRANDT, Abh. Bayer. Akad. Wiss., N. F. 108, 27, Taf. 1, Fig. 2a—b (1962b).

Abbildungsoriginal Nr. 3801/1/5.

Beschreibung: Planspiral, manchmal leicht asymmetrisch aufgerolltes, involutes, bulliges Gehäuse mit breit gerundeter Peripherie. Die Nähte sind nur zwischen den zwei jüngsten Kammern schwach zu sehen, sie sind nicht eingesenkt, im älteren Windungsabschnitt sind sie unsichtbar. Die Mündung, ein langer, schmaler Schlitz, liegt an der Basis der jüngsten Kammer auf der Peripherie über der vorhergehenden Windung. Die Gehäusewand ist aus sehr groben Körnern aufgebaut.

Vorkommen: Von ISRAELSKY (1951) wird die Form aus der ganzen Lodo Formation (oberes Paleozän, Untereozän) angegeben, von v. HILLEBRANDT aus dem Paleozän des Beckens von Reichenhall und Salzburg. *H. retrosepta* wurde von GRZYBOWSKI ursprünglich aus dem Unteroligozän Polens beschrieben.

Textulariidae EHRENBERG 1838

Spiroplectamina CUSHMAN 1927

Spiroplectamina carinata (D'ORBIGNY) 1846

(Taf. 1, Fig. 6)

- 1846 *Textularia carinata* D'ORBIGNY — D'ORBIGNY, Foram. Foss. Bass. Tert. Vienne, 247, Taf. 14, Fig. 32—34.
 1942 *Spiroplectamina carinata* (D'ORBIGNY) — TEN DAM & REINHOLD, Mededeel. Geol. Sticht. (C) 5/2, 42, Taf. 1, Fig. 2—3, Textfig. 2.
 1958 *Spiroplectamina carinata* (D'ORBIGNY) — BATJES, Mém. Inst. roy. Sci. natur. Belg. 143, 98, Taf. 1, Fig. 2a—b.
 1961 *Spiroplectamina carinata* (D'ORBIGNY) — KAASSCHIETER, Mém. Inst. roy. Sci. natur. Belg. 147, 140, Taf. 1, Fig. 12a—b.

Abbildungsoriginal Nr. 3801/1/6.

Beschreibung: Gehäuse in der Vorderansicht breit-oval, in der Seitenansicht schmal. Auf den spiraligen Anfangsteil, der nicht zugespitzt, sondern breit abgerundet ist, folgen in jeder Zeile etwa 10 Kammern. Die Suturen sind kräftig entwickelt, wulstig erhaben, durchscheinend

und verlaufen geradlinig geneigt. Um das ganze Gehäuse zieht ein durchscheinender, breiter, scharfer Saum, der an seinem Rand gezähnt oder gekerbt ist. Die Mündung ist ein schmaler Schlitz am Innenrand der jüngsten Kammer.

Vorkommen: Diese von D'ORBIGNY (1846, 247) aus dem Miozän des Wiener Beckens und rezent aus den Sanden von Rimini beschriebene charakteristische Art kommt auch schon im Oligozän (TEN DAM & REINHOLD 1942, BATJES 1958) und, wenn auch selten, im Eozän (KAASSCHIETER 1961) der Niederlande und Belgiens vor.

Textularia DEFRANCE 1824

Textularia midwayana LALICKER 1935

(Taf. 1, Fig. 7)

1951 *Textularia midwayana* LALICKER — CUSHMAN, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 232, 7, Taf. 1, Fig. 28—30 (Originalzitat).

Abbildungsoriginal Nr. 3801/1/7.

Beschreibung: Mittelkörnig agglutiniertes Gehäuse, zwei- bis dreimal so lang wie breit, Gehäusequerschnitt oval. Die 7—8 biserialen, alternerenden Kammern nehmen bis zur Hälfte des Gehäuses gleichmäßig an Größe zu, dann bleiben sie gleich groß. Die größte Gehäusebreite wird daher schon in der Mitte des Gehäuses erreicht. Die Suturen sind im älteren Gehäuseteil undeutlich, zwischen den jüngeren Kammern eingesenkt und verlaufen horizontal. Die Mündung liegt als kleine, halbkreisförmige Öffnung an der Basis der jüngsten Kammer.

Vorkommen: CUSHMAN (1951, 7) gibt *T. midwayana* aus der paleozänen Midway Formation von Arkansas und Texas an.

Trochamminidae SCHWAGER 1877

Trochammina PARKER & JONES 1859

Trochammina sp.

(Taf. 1, Fig. 8)

Abbildungsoriginal Nr. 3801/1/8.

Beschreibung: Nur vierkammerige, auf einer Seite flache, auf der anderen Seite mäßig gewölbte Form mit abgekanteter Peripherie. Es handelt sich möglicherweise um ein verdrücktes Exemplar. Die Gehäusewand ist aus sehr grobem Material agglutiniert.

Ataxophragmiidae SCHWAGER 1877

Gaudryina D'ORBIGNY 1839

Gaudryina spissa BERTHELIN 1880

(Taf. 2, Fig. 1)

1880 *Gaudryina spissa* n. sp. — BERTHELIN, Mém. Soc. Géol. France (3) 1, 24, Taf. 1, Fig. 7 (Fide Cat. Foram).

1928 *Gaudryina spissa* BERTHELIN — WHITE, Journ. Paleont. 2, 313, Taf. 42, Fig. 10a—b.
 1962 *Gaudryina mcleani* HOFKER — v. HILLEBRANDT, Abh. Bayer. Akad. Wiss., N. F. 108, 35, Taf. 2, Fig. 16a—b (1962b).

Abbildungsoriginal Nr. 3801/2/1.

Beschreibung: Der auf den triserialen Gehäuseabschnitt folgende biserale Teil ist von unterschiedlicher Länge, umfaßt bei den großen Individuen jedoch etwa zwei Drittel der Gesamtlänge des Gehäuses. Auffallend sind die nicht wie meist bei *Gaudryina* in mehreren Richtungen abgeplatteten, sondern besonders im biserialen Teil kugelig aufgeblasenen Kammern, die durch deutliche, eingesenkte Suturen getrennt sind. Die Peripherie erscheint dementsprechend gelappt und rund, Kiele sind nicht vorhanden. Die Kammern nehmen rasch an Größe zu, die größte Breite liegt im jüngsten Abschnitt des Gehäuses. Die Mündung liegt an der Basis der jüngsten Kammer. Die Schalenwand ist grob agglutiniert, doch sind die beiden jüngsten Kammerwände aus deutlich feinerem Material aufgebaut.

Bemerkungen: V. HILLEBRANDT bildete 1962 eine Form, mit der die vorliegende gut übereinstimmt, als *G. mcleani* HOFKER ab. Wie aber aus der Hofkerschen Originalbeschreibung (Cat. Foram.) hervorgeht, besitzt *G. mcleani* einen gegenüber dem biserialen Abschnitt sehr langen triserialen Gehäuseabschnitt, dessen drei Kanten nicht nur zugespitzt, sondern deutlich gekielt sind; die Kammern des biserialen Teiles sind abgeplattet und nicht kugelig aufgeblasen. Dagegen ist die Übereinstimmung beider Formen mit der Beschreibung und Abbildung bei BERTHELIN (1880, 24) und WHITE (1928, 313) in bezug auf Längenverhältnis zwischen tri- und biserialen Abschnitt sowie Ausbildung der Kammern sehr gut.

G. inflata ISRAELSKY besitzt im Gegensatz zur vorliegenden Form zwei im Verhältnis zum übrigen Gehäuse übergroße, aufgeblasene jüngste Kammern, sowie ein längeres biserialen Stadium.

Vorkommen: WHITE (1928) beschreibt die Form aus dem höheren Teil der Velasco Formation in Mexico, v. HILLEBRANDT (1962) erwähnt sie als sehr häufig im obersten Paleozän des Beckens von Reichenhall und Salzburg.

Gaudryina sp.

(Taf. 2, Fig. 2—3)

Abbildungsoriginale Nr. 3801/2/2—3.

Beschreibung: Von dieser Art liegen einerseits Individuen nur des triserialen Wachstumsstadiums vor, andererseits wahrscheinlich ebenfalls hiezu gehörende Exemplare mit zusätzlichem kürzerem oder längerem biserialen Stadium.

Der triserialer Gehäuseabschnitt weist 5—6 übereinanderfolgende Kammern auf, die mit geneigten, etwas eingesenkten Suturen aneinandergrenzen. Die drei Gehäusekanten bilden einen wulstartigen, stumpfen Kiel. Der größte Gehäusedurchmesser wird am Ende des dreizeiligen Stadiums erreicht.

Das biseriale Stadium fügt sich dergestalt an das triserialen an, daß zwei Kanten kontinuierlich weiterlaufen, die dritte jedoch gegenüber der voran-

gehenden versetzt ist. Die Mündung wird durch eine sichelförmig gekrümmte Öffnung an der Basis der jüngsten Kammer gebildet. Die Schalenwand ist grob agglutiniert.

Tritaxia REUSS 1860

Tritaxia rivicataractae (HILLEBRANDT) 1962

(Taf. 2, Fig. 6)

1951 *Clavulinoides* sp. A — ISRAELSKY, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 240 A, 20, Taf. 8, Fig. 16—23.

1962 *Clavulinoides rivicataractae* n. sp. — v. HILLEBRANDT, Abh. Bayer. Akad. Wiss., N. F. 108, 36, Taf. 1, Fig. 19—21 (1962b).

Abbildungoriginal Nr. 3801/2/4.

Beschreibung: Gehäuse länglich, dreikantig, fein agglutiniert, Gehäusewand glatt. Auf ein etwa ein Drittel der Gehäuselänge umfassendes triseriales Stadium, an dessen Ende der Maximaldurchmesser bereits nahezu erreicht ist, folgt das uniseriale Stadium, das zumeist drei Kammern aufweist. Die Nähte verlaufen stark gebogen und ein wenig eingesenkt. Im triseriellen Abschnitt sind sie kaum sichtbar. Die drei Seitenränder des im Querschnitt gleichseitig dreieckigen Gehäuses bilden abgerundete Kiele, die am Gehäuseende miteinander verschmelzen. In ihrer Mitte liegt die terminale, kreisrunde Mündung.

Bemerkungen: Von *T. rivicataractae* unterscheidet sich die vorliegende Form bei sonst guter Übereinstimmung nur durch die Kammerzahl des uniseriellen Stadiums, die v. HILLEBRANDT mit ein bis zwei, selten drei angibt, während im untersuchten Material drei uniseriale Kammern die Regel sind.

Die Art wird zur Gattung *Tritaxia* gestellt, da sich nach LOEBLICH & TAPPAN (1964, C 272) der Genotyp von *Clavulinoides*, *Clavulina trilatera* CUSHMAN, generisch nicht von *Tritaxia* unterscheiden läßt.

Vorkommen: Im Lattengebirge tritt *T. rivicataractae* nach v. HILLEBRANDT (1962 b, 37) in der Zone der *Globigerina daubjergensis*, also im Dan auf. *T. sp. A* von ISRAELSKY, die ebenfalls hierher zu stellen ist, kommt in der mittleren Lodo Formation, somit im Untereozän, vor.

Tritaxia sp. A

(Taf. 2, Fig. 4)

Abbildungoriginal Nr. 3801/2/5.

Beschreibung: Gehäuse schlank und langgestreckt, der größte Durchmesser liegt etwa in der Mitte des Gehäuses, gegen die jüngste Kammer zu verjüngt sich das Gehäuse wieder. Der Gehäusequerschnitt ist gleichseitig-dreieckig, die Seitenwände plan bis leicht konkav; die drei Seitenränder bilden scharfe Kiele, die nicht geradlinig verlaufen, sondern etwas gekrümmt sind. Die Kammern sind nahezu zur Gänze triseriell angeordnet, nur die beiden jüngsten Kammern liegen einzellig übereinander. Die Kammersuturen sind nur sehr undeutlich zu sehen. Die kreisförmige Mündung liegt terminal.

Tritaxia sp. B

(Taf. 2, Fig. 5)

Abbildungsoriginal Nr. 3801/2/6.

Beschreibung: Plumpes Gehäuse mit etwa 4—5 Kammern im tri-serialen Stadium und drei breiten, abgerundeten Kielen. Die Seitenflächen sind plan bis schwach konkav, im jüngsten Gehäuseteil werden sie von schulterartigen Flächen gefolgt, die sich gegeneinander neigen und einen kurzen, breiten Hals bilden, in dessen Mitte sich die kreisförmige Mündung befindet. Das Gehäuse ist aus feinen Teilchen agglutiniert, zwischen welche einzelne gröbere Partikelchen eingebaut sind.

Dorothia PLUMMER 1931**Dorothia fallax HAGN 1954**

(Taf. 3, Fig. 1)

non 1868 *Gaudryina subglabra* GÜMBEL — GÜMBEL, Abh. k. Bayer. Akad. Wiss., math.-phys. A. 10, 602, Taf. 1, Fig. 4a—b.

1937 *Dorothia subglabra* (GÜMBEL) — CUSHMAN, CCLFR, Spec. Publ. 8, Taf. 9, Fig. 13a—b, Taf. 21, Fig. 14a—b.

1954 *Dorothia fallax* HAGN nom. nov. — HAGN, CCFR 5, 16, Taf. 4, Fig. 10—11.

1956 *Dorothia fallax* HAGN — HAGN, Paläont. (A) 107, 119, Taf. 9, Fig. 18—19.

Abbildungsoriginal Nr. 3801/2/7.

Beschreibung: Zuerst vier-, dann drei- und zweizeiliges, aus mittel-groben Partikelchen agglutiniertes Gehäuse. Kammern unregelmäßig, langsam an Größe zunehmend. Die Suturen sind schlecht sichtbar, sie verlaufen schwach eingesenkt. Der Gehäusequerschnitt ist kreisförmig. Die Mündung wird durch einen schmalen, länglichen Schlitz an der Basis der jüngsten Kammer gebildet.

Bemerkungen: Von HAGN (1954, 16) wurde der Name *D. fallax* vorgeschlagen für die von CUSHMAN (1937) als *D. subglabra* abgebildeten Formen, die aber mit der Gumbelschen Spezies nicht ident sind.

Vorkommen: Die Typlokalität von *D. fallax* ist der Rollgraben bei Kressenberg, Bayern, wo die Form in den mittel-obereozänen Stockletten gefunden wurde.

Eggerella CUSHMAN 1933**Eggerella solida (SCHWAGER) 1866**

(Taf. 3, Fig. 2—3)

1866 *Gaudryina solida* — SCHWAGER, Foss. Foram. Kar Nikobar, Novara Exped. 1857 — 1859, Geol. Th. 2, Abt. 2, 199, Taf. 4, Fig. 11a—c (Fide Cat. Foram.).

Abbildungsoriginale Nr. 3801/2/8—9.

Beschreibung: Großes, kegelförmiges Gehäuse, in dessen erstem Drittel die Kammergrenzen schlecht unterscheidbar und undeutlich sind. Im jüngeren Gehäuseabschnitt sind die Kammern dreizeilig angeordnet, die Nähte sind etwas eingesenkt und verlaufen nahezu horizontal. Die Mündung liegt als schlitzförmige Öffnung an der Basis der jüngsten Kam-

mer, die die beiden vorhergehenden Kammern mit mehrfach S-förmig gebogener Anwachsline übergreift. Die Gehäusewand ist aus grobem Material agglutiniert.

Vorkommen: Die Art, mit der die vorliegenden Exemplare gute Übereinstimmung zeigen, wurde von SCHWAGER (1866) aus den „jüngeren Tertiärschichten“, und zwar den Unteren und Oberen Tonen von Kar Nikobar beschrieben.

Nodosariidae EHRENBERG 1838

Dentalina RISSO 1826

Dentalina sp.

(Taf. 3, Fig. 4)

Abbildungsoriginal Nr. 3801/3/1.

Beschreibung: Schwach gekrümmte Form mit etwas exzentrisch liegender Mündung. Die horizontalen Nähte zwischen den einzelnen Kammern sind nahezu unsichtbar, nur die jüngste Kammer, die etwa zwei Fünftel des Gehäuses ausmacht, ist etwas abgesetzt.

Bemerkungen: Charakteristisch für die vorliegende Art ist die sehr lange jüngste Kammer. Eine ziemlich gute Übereinstimmung ergibt sich mit der Beschreibung von *D. eocenica* CUSHMAN (CUSHMAN 1951, 22, Taf. 6, Fig. 30—33), doch besitzt letztere durch die stärker eingesenkten Suturen deutlicher abgegrenzte Kammern.

Polymorphinidae D'ORBIGNY 1839

Globulina D'ORBIGNY 1839

Globulina gibba D'ORBIGNY 1826

(Taf. 3, Fig. 5)

1826 *Globulina gibba* D'ORBIGNY — D'ORBIGNY, Ann. Sci. Nat. 7, 266, Modèle 63.

1846 *Globulina gibba* D'ORBIGNY — D'ORBIGNY, Foram. Foss. Bass. Tert. Vienne, 227, Taf. 13, Fig. 13—14.

1958 *Globulina gibba* D'ORBIGNY — BATJES, Mém. Inst. roy. Sci. natur. Belg. 143, 121, Taf. 4, Fig. 9a—b.

1961 *Globulina gibba* (D'ORBIGNY) — KAASSCHIETER, Mém. Inst. roy. Sci. natur. Belg. 147, 183, Taf. 8, Fig. 6, 7a—b.

1962 *Globulina gibba* D'ORBIGNY — GOHRBANDT, Mitt. Geol. Ges. Wien 54, 73, Taf. 2, Fig. 6a—b.

Abbildungsoriginal Nr. 3801/3/2.

Beschreibung: Zu dieser Art werden Gehäuse gestellt, die zwar infolge ihres mangelhaften Erhaltungszustandes keine Kammerung erkennen lassen, die sich aber durch ihre charakteristische Gestalt eindeutig zuordnen lassen. Die terminal gelegene Mündung ist radiat.

Vorkommen: Aus dem Miozän des Wiener Beckens beschrieben, kommt *G. gibba* im Eozän, Oligozän und Miozän von Belgien (BATJES 1958), ebenso wie im Eozän von England, Frankreich und den Niederlanden (KAASSCHIETER 1961) vor. GOHRBANDT führt sie aus den ober-eozänen Bruderndorfer Schichten Niederösterreichs an.

Guttulina D'ORBIGNY 1839

Guttulina irregularis (D'ORBIGNY) 1846

(Taf. 3, Fig. 6)

- 1846 *Globulina irregularis* D'ORBIGNY — D'ORBIGNY, Foram. Foss. Bass. Tert. Vienne, 226, Taf. 13, Fig. 9—10.
 1943 *Guttulina irregularis* (D'ORBIGNY) — BECK, Journ. Paleont. 17, 602, Taf. 106, Fig. 3, 15.
 1951 *Guttulina problema* D'ORBIGNY — CUSHMAN, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 232, 32, Taf. 9, Fig. 15—18.
 1961 *Guttulina irregularis* (D'ORBIGNY) — KAASSCHIETER, Mém. Inst. roy. Sci. natur. Belg. 147, 181, Taf. 8, Fig. 3a—b.

Abbildungoriginal Nr. 3801/3/3.

Beschreibung: Gehäuse von vorne und hinten von breit herzförmigem Aussehen, von oben gleichseitig dreieckig mit abgerundeten Ecken. Die Nähte sind nicht eingesenkt, daher treten die einzelnen Kammern nicht röhren- oder schlauchartig hervor, sondern bilden eine ebene Gehäuseoberfläche. Die sternförmige Mündung liegt terminal.

Bemerkungen: *G. irregularis* unterscheidet sich von *G. problema* D'ORBIGNY vor allem durch die flachere Spirale, in der sich die Kammern alternierend um die Gehäuseachse legen, wodurch das Gehäuse eine plumpere Form erhält. Nach BATJES (1958, 121) und KAASSCHIETER (1961, 182) sollen jedoch beide Arten durch Übergänge verbunden sein. Ein vermutlich vermittelndes Glied wurde von D'ORBIGNY (1846, 224, Taf. 13, Fig. 6—8) in der Art *G. communis* beschrieben.

Vorkommen: Von D'ORBIGNY wurde die Art aus dem Miozän des Wiener Beckens beschrieben. KAASSCHIETER gibt für Belgien und die Niederlande eine Verbreitung durch das gesamte Eozän, für Frankreich ein Auftreten im Lutet, und für England ein Vorkommen im oberen Eozän an.

Guttulina problema D'ORBIGNY 1846

(Taf. 3, Fig. 7)

- 1846 *Guttulina problema* D'ORBIGNY — D'ORBIGNY, Foram. Foss. Bass. Tert. Vienne, 224, Taf. 12, Fig. 26—28.
 1941 *Guttulina problema* D'ORBIGNY — TOULMIN, Journ. Paleont. 15, 594, Taf. 80, Fig. 8.
 1950 *Guttulina problema* D'ORBIGNY — LE CALVEZ, Mém. Carte Géol. France, 11, Taf. 1, Fig. 7—9.
 1958 *Guttulina problema* D'ORBIGNY — BATJES, Mém. Inst. roy. Sci. natur. Belg. 143, 121, Taf. 4, Fig. 10a—c, 12a—c.
 1961 *Guttulina problema* (D'ORBIGNY) — KAASSCHIETER, Mém. Inst. roy. Sci. natur. Belg. 147, 181, Taf. 8, Fig. 1a—b.
 1962 *Guttulina problema problema* D'ORBIGNY — GOHRBANDT, Mitt. Geol. Ges. Wien 54, 72, Taf. 2, Fig. 5a—c.

Abbildungoriginal Nr. 3801/3/4.

Beschreibung: Schmale, längliche *Guttulina* mit Kammern, die sich in ihrem Ansatz spiralenförmig vom Initialteil des Gehäuses entfernen. Sämtliche Kammern erscheinen aufgeblasen, die älteren Kammern treten tropfenartig hervor. Die Suturen sind eingesenkt, in der Ansicht von oben ergibt sich dadurch ein gelappter Umriß. Die sternförmige Mündung liegt terminal.

Bemerkungen: Im vorliegenden Material tritt *G. problema* zu selten auf, um über die große Variationsbreite dieser Art, die nach BATJES (1958, 121) und KAASSCHIETER (1961, 181) auch *G. communis*, *G. frankei*, *G. irregularis* und *G. austriaca* umfaßt, urteilen zu können. Auch *G. wilcoxensis* CUSHMAN & PONTON (CUSHMAN 1951, 32, Taf. 9, Fig. 22) dürfte diesem Formenkreis sehr nahestehen.

Vorkommen: *G. problema* stammt ebenfalls aus dem Miozän des Wiener Beckens. Nach TOULMIN (1941) tritt die Art im oberen Paleozän von Alabama auf; im Eozän von Belgien, den Niederlanden, Frankreich und England zeigt sie nach KAASSCHIETER (1961, 181) dieselbe Verteilung wie *G. irregularis* D'ORBIGNY. Aus dem belgischen Oligozän wird sie von BATJES (1958, 121) angegeben. Auch im Obereozän der Bruderndorfer Schichten in Niederösterreich kommt die Art vor (GOHRBANDT 1962, 72)

Discorbidae EHRENBERG 1838

Cancris DE MONTFORT 1808

Cancris subconicus (TERQUEM) 1882

(Taf. 4, Fig. 1, 2)

1882 *Rotalina subconica* n. sp. — TERQUEM, Mém. Soc. Géol. France (3) 2, 61, Taf. 4, Fig. 5a—c.

1949 *Valvulineria subconica* (TERQUEM) — LE CALVEZ, Mém. Expl. Carte Géol. dét. France 2, 26, Taf. 5, Fig. 87—89.

1961 *Cancris subconicus* (TERQUEM) — KAASSCHIETER, Mém. Inst. roy. Sci. natur. Belg. 147, 213, Taf. 12, Fig. 6—8.

Abbildungsoriginale Nr. 3801/3/5—6.

Beschreibung: Das mehr oder weniger länglich-ovale Gehäuse ist auf der Dorsalseite evolut, auf der Ventralseite sind nur die 6 Kammern der jüngsten Windung sichtbar. Die Kammern nehmen rasch an Größe zu; besonders die beiden jüngsten Kammern sind stark aufgeblasen und im Vergleich zu den vorhergehenden unverhältnismäßig groß. Die Suturen sind schwach eingesenkt, sie verlaufen auf der Dorsalseite leicht gebogen, auf der Ventralseite radial oder schwach gekrümmt. Die Peripherie ist abgerundet und im Bereich der jüngsten Kammern etwas gelappt. Über den Nabel erstreckt sich, ausgehend von der letzten Kammer, eine annähernd kreisförmige, schwach gewölbte Platte, die auch den umbilikalen Teil der Mündung verdeckt. Diese Lippe sowie ein Teil der ventralen Schalenwand der jüngsten Kammer über dieser sind porenfrei, während die übrige Gehäusewand von feinen Poren durchsetzt wird.

Bemerkungen: Bezüglich der Krümmung der Suturen auf der Ventralseite, der Größe und Dicke der jüngsten Kammern im Verhältnis zu den übrigen Kammern des Gehäuses konnten gewisse Schwankungen beobachtet werden. Wie KAASSCHIETER (1961, 213) anführt, muß die Art wegen des porenlosen Feldes in der jüngsten Kammer zur Gattung *Cancris* gestellt werden.

Vorkommen: Von LE CALVEZ (1949) aus dem Lutet des Pariser Beckens angegeben, kommt die Art nach KAASSCHIETER (1961) in Belgien schon von der höheren Abteilung der Jeper Formation bis in das Obereozän vor.

Asterigerinidae D'ORBIGNY 1839

Asterigerina D'ORBIGNY 1839

Asterigerina bartoniana (TEN DAM) 1947

(Taf. 4, Fig. 5)

- 1944 *Rotalia granulosa* nov. spec. — TEN DAM, Mededeel. Geol. Sticht. (C) 5/3, 121, Taf. 4, Fig. 2a—c.
(non *Rotalia granulosa* (KARRER) = *Rosalina granulosa* KARRER).
- 1947 *Rotalia bartoniana* TEN DAM, nom. nov. — TEN DAM, Journ. Paleont. 21, 186. non 1958 *Asterigerina bartoniana* (TEN DAM) — BATJES, Mém. Inst. roy. Sci. natur. Belg. 143, 158, Taf. 10, Fig. 1a—c, 8a—c.
- 1959 *Asterigerina bartoniana* (TEN DAM) — HOFKER, Paläont. Z. 33, 253, Abb. 13, 14.
- 1961 *Asterigerina bartoniana* (TEN DAM) — KAASSCHIETER, Mém. Inst. roy. Sci. natur. Belg. 147, 232, Taf. 16, Fig. 2a—c, 3a—c.
- 1964 *Asterigerina bartoniana* (DAM 1947) — GRAMANN, Paläont. Z. 38, 213, Taf. 20, Fig. 1a—c.

Abbildungsooriginal Nr. 3801/4/1.

Beschreibung: Das Gehäuse besitzt eine plane bis schwach konvexe Spiral- und eine hochgewölbte Umbilikalseite und weist einen dünnen, ziemlich breiten, gelappten und unregelmäßig gezähnelten Kiel auf. Auf der Spiralseite sind $2\frac{1}{2}$ Windungen sichtbar, in der äußeren befinden sich 7—8 Kammern, die durch gebogene, bandförmige, nicht über die Kammeroberflächen erhabene Suturen voneinander getrennt sind. Die Spiralsutur ist stets wesentlich breiter entwickelt als die Suture zwischen benachbarten Kammern. Auf der Umbilikalseite sind Stellarkammern und Kammerscheidewände bei sämtlichen vorliegenden Individuen nur sehr ungenügend zu sehen; im älteren Abschnitt der Windung werden Einzelheiten zudem von der hier auftretenden Skulptur verdeckt, die in Form grober Höcker die Kammeroberflächen bedeckt. Ein Nabelraum mit Nabelausfüllung ist nicht vorhanden. Die schlitzförmige Mündung liegt an der Basis der jüngsten Kammer.

Bemerkungen: TEN DAM führte 1947 für *Rotalia granulosa* TEN DAM, deren Artname bereits für *Rotalia granulosa* (KARRER) (= *Rosalina granulosa* KARRER) vergeben war, den neuen Namen *R. bartoniana* ein. Eine Überprüfung des Typmaterials durch BATJES (1958, 158) zeigte aber, daß es sich nicht um eine *Rotalia*, sondern um eine *Asterigerina* handelt.

A. bartoniana ist durch ihren breiten, gewellten Saum und die Skulptur auf dem älteren Windungsabschnitt der Umbilikalseite gut charakterisiert. Das Fehlen einer Nabelausfüllung, wie sie beim Typus vorhanden ist, wird auch von KAASSCHIETER (1961, 233), besonders für kleine Individuen, angegeben.

Vorkommen: Während TEN DAM (1944) und HOFKER (1959) die Art nur aus dem Barton der Niederlande angeben, wird sie von KAASSCHIETER (1961) auch schon aus dem Ypres der Niederlande und dem Cuis Frankreichs angeführt.

Asterigerina campanella (GÜMBEL) 1868

(Taf. 4, Fig. 4)

- 1868 *Rotalia campanella* n. sp. — GÜMBEL, Abh. K. Bayer. Akad. Wiss., math.-phys. Cl., Abt. 2, 10, 650, Taf. 2, Fig. 86a—c.
- 1882 *Rotalina campanella* (GÜMBEL) — TERQUEM, Mém. Soc. Géol. France (3) 2, 74, Taf. 7, Fig. 1—4.

- 1959 *Asterigerina campanella* (GÜMBEL) — HOFKER, Paläont. Z. 33, 252, Abb. 10—12.
 1963 *Asterigerina campanella* (GÜMBEL) — v. HINTE, Jb. Geol. B.-Anst., Sdbd. 8, 118,
 Taf. 17, Fig. 3a—c.

Abbildungsoriginal Nr. 3801/4/2.

Beschreibung: Bikonvexe Form mit glattem, nicht gelapptem Umriß und schmalem, aber dickem Kiel. Die Spiralseite, auf der drei Windungen mit je 7—8 Kammern sichtbar sind, die durch schmale, gleichmäßig gebogene Suturen getrennt sind, ist weniger stark konvex als die glockenförmig gewölbte Umbilikalseite. Die Spiralsuture tritt nicht hervor. In der Mitte der Umbilikalseite befindet sich ein auffälliger, sehr dicker Nabelknopf, der mehr als $\frac{1}{3}$ des Durchmessers umfassen kann. Die Stellarkammern sind infolge des schlechten Erhaltungszustandes nicht gut sichtbar, sie sind jedoch ziemlich klein. Der ältere Abschnitt der Windung trägt eine ausgeprägte, höckerartige Skulptur, die sich auf die Hälfte des ganzen Umganges erstrecken kann und die Suturen in diesem Gehäuseteil unsichtbar macht. Die Mündung ist ein schmaler Schlitz an der Basis der jüngsten Kammer.

Bemerkungen: *A. campanella* läßt sich durch die voluminöse Nabelausfüllung, die größere Kammerzahl in der letzten Windung, und die plumpere Gehäuseform unschwer von *A. bartoniana* (TEN DAM) unterscheiden.

Vorkommen: LE CALVEZ (1949, 36) erwähnt *A. campanella* aus dem Lutet des Pariser Beckens; HOFKER (1959) bildet die Art aus den mittelozeänen Stockletten von Jobstenbruch (Bayern) ab. Im Krappfeldeozän (v. HINTE 1963) kommt die Art im Ypres der Sittenbergfolge vor.

Epistomariidae HOFKER 1954

Nuttallides FINLAY 1939

Nuttallides trümpyi (NUTTALL) 1930

(Taf. 4, Fig. 3)

- 1930 *Eponides trümpyi* NUTTALL n. sp. — NUTTALL, Journ. Paleont. 4, 287, Taf. 24, Fig. 9, 13—14.
 1937 *Eponides trümpyi* NUTTALL — GLAESSNER, Probl. Micropaleont. 2—3, 377, Taf. 2, Fig. 24a—c (1937b).
 1954 *Nuttallides trümpyi* (NUTTALL) — BECKMANN, Eclog. Geol. Helv. 46, 384, Taf. 24, Fig. 2.
 1959 *Asterigerina trümpyi* (NUTTALL) — HOFKER, Paläont. Z. 33, 251, Abb. 8, 9.
 Abbildungsoriginal Nr. 3801/4/3.

Beschreibung: Bei der bikonvexen, gekielten Form ist die Umbilikalseite wesentlich stärker gewölbt als die Spiralseite. Der Umriß ist kreisförmig und nicht gelappt, der dünne Kiel ist an einzelnen Stellen mit kleinen Zähnen versehen. Auf der Spiralseite sind drei Windungen sichtbar, im letzten Umgang finden sich 7—9, meist 8 Kammern. Die Spiralsuture ist breiter und tritt optisch stärker hervor als die Kammer-suturen; beide sind nicht über die Kammeroberflächen erhaben. Auf der Umbilikalseite ist neben der beherrschenden, bis zur Hälfte des ventralen Durchmessers umfassenden zentralen Nabelausfüllung nur die jüngste Windung zu sehen; die Kammern schließen mit charakteristischen,

hakenförmig gekrümmten Kammerscheidewänden aneinander. Letztere treten ganz wenig über die Oberfläche hervor, sind innen breiter und nehmen nach außen zu gleichmäßig an Dicke ab. Die Mündung wird von einem schmalen, länglichen Schlitz zwischen Peripherie und Zentralknopf an der Basis der jüngsten Kammer gebildet.

Bemerkungen: Nach GLAESSNER (1937 b, 377) gibt BECKMANN (1954, 384 ff.) eine genaue Beschreibung des Innenbaues der Gattung *Nuttallides* FINLAY. HOFKER jedoch zieht 1959 das Genus *Nuttallides* ein, da Stücke, die ihm von der Typlokalität von *Eponides trümpyi* vorlagen, nach seiner Ansicht zum Genus *Asterigerina* gehörten. Es wäre jedoch möglich, daß HOFKER die durch die dünne Schale durchschimmernden Querwände von *Nuttallides* fälschlich für die Wände von Stellarkammern einer *Asterigerina* hielt.

Die Abgrenzung von der Unterart *N. trümpyi bronnimanni* (CUSHMAN & RENZ), wie v. HILLEBRANDT (1962 b, 112, Taf. 9, Fig. 10 a—c) sie abbildet, ist in manchen Fällen mit Schwierigkeiten verbunden, da Übergänge vorhanden sind.

Vorkommen: *N. trümpyi* wird von NUTTALL (1930) aus den eozänen Chapapote-, Guayabal- und Aragon-Formations angegeben, von BECKMANN (1954) aus den obereozänen Mt. Hillaby Schichten (hier finden sich auch weitere Angaben über Vorkommen in Mittelamerika). Aus dem Kaukasus hat GLAESSNER (1937 b) die Art bereits aus dem Dan-Paleozän, aber auch aus dem Eozän bekanntgemacht.

Rotaliidae EHRENBERG 1839

Rotalia LAMARCK 1804

Rotalia schornensis n. sp.

(Taf. 5, Fig. 2—6)

Derivatio nominis: von Schorn, Name des Herkunftsgebietes der neuen Art.

Holotypus: 3801/4/6, Slg. Paläont. Inst. Univ. Wien (Taf. 5, Fig. 4).

Paratypen: 3801/4/4—5, Slg. Paläont. Inst. Univ. Wien. (Taf. 5, Fig. 2—3).

Locus typicus: Hackergraben hinter Hof Hinterastein, Gosäumulde von Schorn, Land Salzburg, Österreich.

Stratum typicum: Untereozän von Schorn, Zone der Globorotalia aragonensis.

Abbildungsoriginale Nr. 3801/4/4—6.

Diagnose: *Rotalia* mit ausgeprägter Pfeilerbildung auf der Umbilikal- und groben Skulpturelementen auf der Gehäuseoberfläche der Spiralseite.

Beschreibung: Umbilikokonvexe bis stark bikonvexe, gekielte Form mit nur wenig gelapptem, ovalem bis kreisrundem Umriß. Auf der involuten Umbilikalseite sind in der jüngsten Windung 8—11 Kammern sichtbar, die dazwischenliegenden Suturen sind eingesenkt und verlaufen bei Formen mit weniger Kammern gebogen, bei vielkammerigen Individuen radial nach außen. Im Bereich der älteren Kammern der jüngsten Windung sind die Nähte undeutlich, da sie von der hier die Kammeroberflächen bedeckenden, knöpfchenartigen Skulptur verdeckt werden. Der Nabelraum ist von einer wechselnden Anzahl größerer oder kleinerer Pfeiler erfüllt.

Die ebenfalls involute Spiralseite zeigt zwischen den älteren Kammern im Bereich des äußersten Umganges erhabene, manchmal zu Körnelreihen aufgelöste Suturen, zwischen den jüngeren Kammern sind die Nähte flach eingesenkt. Die Kammeroberflächen über dem Kammerlumen tragen keine Skulptur; letztere erstreckt sich auf jenen Bereich der Schalenwand, der über den verdeckten inneren Windungen liegt und besteht aus mehr oder weniger unregelmäßigen Körnchenreihen, die vom Zentrum ausgehend nach außen zu immer feiner werden und einen leicht gebogenen Verlauf aufweisen. Wie der Axialschliff zeigt, ist diese Skulptur jedoch auf die äußerste Schalenschicht beschränkt, die inneren dorsalen Wände besitzen eine glatte Oberfläche.

Die Mündung liegt ventral an der Basis der jüngsten Kammer. Die Gehäusewand ist dorsal feiner, ventral etwas gröber perforiert.

Bemerkungen: Die Beobachtungen am vorliegenden Material zeigen, daß die Variationsbreite einerseits zwischen wenigkammerigen (8—9 Kammern) Formen mit gebogenen Ventralisuturen und sowohl spiral als auch umbilikal mäßiger Skulptur- und Pfeilerbildung (Taf. 5, Fig. 2 a—c) schwankt, andererseits Formen entwickelt sind, die bis zu 11 Kammern aufweisen (Taf. 5, Fig. 4 a—c), ventral geradlinig verlaufende Suturen besitzen und eine besonders kräftige Pfeilerbildung zeigen, wobei sich umbilikal mehrere kleine Pfeiler in symmetrischer Anordnung um einen zentralen großen Pfeiler gruppieren können. In dieser Ausbildung, bei welcher zumeist auch die Spiralseite besonders hoch gewölbt ist, liegt die Mehrzahl der vorhandenen Individuen vor.

Rotalia septifera (TERQUEM) aus dem Lutet des Pariser Beckens ist, soweit sich aus der Abbildung bei LE CALVEZ (1949, Taf. 5, Fig. 81—83) entnehmen läßt, *R. schornensis* sehr ähnlich. Sie läßt jedoch ventral weniger Kammersuturen deutlich erkennen, während andererseits die dorsale Skulpturbildung weniger weit fortgeschritten ist. Die aus dem unteren Paleozän stammende *R. dukkani* SMOUT zeigt dagegen auf der Ventralseite bis zu 8 deutliche Nähte. *R. mexicana mecatepecensis* NUTTALL, die ebenfalls eine skulpturierte Spiralseite zeigt, weist im jüngeren Gehäuse teil eine gezähnelte Peripherie auf, umbilikal sind mehr Kammern deutlich erkennbar. *R. jabacoensis* CUSHMAN & BERMUDEZ hat einen weniger ausgeprägten Kiel und dorsal eingesenkte Suturen.

Maße des Holotyps: Länge: 0.74 mm

Breite: 0.60 mm

Dicke: 0.45 mm

Cuvillierina DEBOURLE 1955

Cuvillierina vallensis (RUIZ DE GAONA) 1949

(Taf. 4, Fig. 6)

1948 *Laffitteina vallensis* — RUIZ DE GAONA, Not. y Comun. Inst. Geol. Min. España 18, 87, Taf. 1, Fig. 1—11, Taf. 2, Fig. 12, 19—21, 24. (Fide Cat. Foram.)

1955 *Cuvillierina eocenica* n. sp. — DEBOURLE, Bull. Soc. Géol. France (6) 5, 55, Taf. 2, Fig. 1—13.

1964 *Cuvillierina vallensis* (RUIZ DE GAONA) — LOEBLICH & TAPPAN, Treat. Invertebr. Paleont. C 2, 614, Fig. 488/1—4.

Abbildungsortigal Nr. 3801/5/1.

Beschreibung: Beidseits involute, schwach asymmetrisch bikonvexe Form mit schmaler, kantiger, aber ungekielter Peripherie, die schwach gelappt ist. In der jüngsten Windung befinden sich etwa 8—12 an Größe rasch zunehmende Kammern, deren jüngste durch eine stärker eingesenkte Suture von den vorhergehenden abgesetzt und zugespitzt ist. Die übrigen Suturen, nur im jüngeren Gehäuseteil gut zu sehen, verlaufen ebenfalls eingesenkt und schwach gebogen. Die Gehäuseoberfläche ist ganz mit länglichen Rippchen oder dicht in Reihen nebeneinanderstehenden Knötchen bedeckt. In der Nabelgegend verschmelzen diese zu einem unregelmäßigen Maschenwerk.

Bemerkungen: Nach ausführlichen Diskussionen bei REISS (1957, 7), VAN HINTE (1963, 124) und LOEBLICH & TAPPAN (1964, C 614) ist der Name *Cuvillierina eocenica* DEBOURLE, der für die bereits bestehenden (synonymen) Arten *Laffitteina vallensis* RUIZ DE GAONA 1949 und *Laffitteina vanbelleni* GRIMSDALE 1952 vergeben wurde, ungültig.

Vorkommen: Von DEBOURLE (1955, 55) wird die Art aus dem Ypres der Basses Pyrenées angeführt. Nach REISS (1957, 3—7) ist *C. vallensis* in Israel mit Arten vergesellschaftet, die für das obere Untereozän sprechen. Ursprünglich wurde die Art aus dem Ypres von Nordspanien beschrieben.

***Cuvillierina yarzai* (RUIZ DE GAONA) 1948**

(Taf. 5, Fig. 1)

- 1948 *Laffitteina yarzai* RUIZ DE GAONA — RUIZ DE GAONA, Not. y Comun. Inst. Geol. Min. España 18, 90, Taf. 2, Fig. 13—18, 22—23. (Fide Cat. Foram.)
 1954 *Rotalia tectoria* TODD & POST n. sp. — TODD & POST, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap 260 N, Taf. 202, Fig. 4a—c (non 2a—c, 3a—c).
 1963 *Cuvillierina yarzai* (RUIZ DE GAONA) — VAN HINTE, Jb. Geol. B.-Anst., Sdbd. 8, 124, Taf. 20, Fig. 5a—b.

Abbildungsoriginal Nr. 3801/5/2.

Beschreibung: Schwach bikonvexe, leicht asymmetrisch aufgerollte Form mit ungelappter Peripherie und kantigem bis abgerundeten Rand. Im jüngsten Umgang sind etwa 10 Kammern vorhanden, deren Kammeroberflächen auf beiden Seiten von einer ausgeprägten rippenartigen Skulptur netzförmig bedeckt sind. Die Suturen zeigen einen eingesenkten, gebogenen Verlauf. Der Nabelraum ist erfüllt von einer Anzahl von Pfeilern unterschiedlichster Gestalt, die sehr kräftig entwickelt sind. Die Mündung konnte am vorliegenden Material nicht beobachtet werden.

Bemerkungen: *C. yarzai* unterscheidet sich von *C. vallensis* (RUIZ DE GAONA) durch die nicht so weit fortgeschrittene Bedeckung der ganzen Gehäuseoberfläche durch Rippen und Knoten, sodaß Einzelheiten der Kammerung sowie der Kammercheidewände noch erkennbar bleiben. Die Art ist jedoch im vorliegenden Material sehr selten vertreten.

Vorkommen: *C. yarzai* wurde von RUIZ DE GAONA (1948) aus dem Ypres Nordspaniens beschrieben. VAN HINTE (1963, 124) fand die Art in den Nummulitenschichten des Sonn- und Dobranberges des Krappfeld-eozäns, die das Ypres umfassen und teilweise noch in das Lutet hineinreichen sollen.

Heterohelicidae CUSHMAN 1927

Chiloguembelina LOEBLICH & TAPPAN 1956

Chiloguembelina inflata n. sp.

(Taf. 5, Fig. 7)

Derivatio nominis: inflatus (lat.) = aufgeblasen; bezugnehmend auf die Gestalt der beiden jüngsten Kammern.

Holotypus: 3801/5/3, Slg. Paläont. Inst. Univ. Wien.

Locus typicus: Hackergraben hinter Hof Hinterastein, Gosaumulde von Schorn, Land Salzburg, Österreich.

Stratum typicum: Untereozän von Schorn, Zone der Globorotalia aragonensis.

Abbildungsoriginal Nr. 3801/5/3.

Diagnose: *Chiloguembelina* mit stark aufgeblasener jüngster Kammer, stark abfallenden Endflächen und steil geneigten, eingesenkten Suturen.

Beschreibung: Gehäuse biserial mit 8 Kammern pro Zeile. Die Kammern nehmen bis zur vorletzten Kammer gleichmäßig an Größe zu, die beiden jüngsten Kammern sind im Verhältnis zu den vorhergehenden stark vergrößert; besonders die letzte Kammer wölbt sich weit über die bis hierher ziemlich geradlinig verlaufende Peripherie vor. Die Nähte zwischen den Kammern sind deutlich sichtbar, tief eingesenkt und in einem steilen Winkel von 30 bis 45° abwärts geneigt; sie verlaufen gerade. Die Mündung liegt geringfügig exzentrisch an der Basis der jüngsten Kammer und besteht aus einer kurzen, ovalen Öffnung, die von einem schmalen, wulstförmigen Ring überdacht wird. Die Gehäusewand ist sehr fein perforiert.

Bemerkungen: *Ch. crinita* (GLAESSNER) (GLAESSNER 1937 b, 383, Taf. 4, Fig. 34 a, b), eine paleozäne Form, gleicht der vorliegenden Form etwa in Gehäusedicke und Form der Mündung, besitzt aber weniger steil geneigte Suturen. Das gleiche gilt für die von v. HILLEBRANDT (1962 b, 69, Taf. 5, Fig. 1 a, b) aus der *Globorotalia rex*-Zone (Zone G) des Beckens von Reichenhall und Salzburg beschriebene *Ch. circumlabiata*, mit der *Ch. inflata* auch die wulstartige Lippe gemeinsam hat. Von der schlankeren, durch den gleichen Suturenverlauf entfernt ähnlichen *Ch. tenuis* (TODD) (TODD 1957, 303, Taf. 65, Fig. 31 a, b) aus dem Obereozän der Mariana Islands unterscheidet sich die vorliegende Form durch den in der Seitenansicht annähernd kreisförmigen Umriß der vorletzten Kammer.

Maße des Holotyps: Länge 0.62 mm

Breite 0.40 mm

Dicke 0.32 mm

Globorotaliidae CUSHMAN 1927

Globorotalia CUSHMAN 1927

In den vergangenen Jahren erschien eine Anzahl von Arbeiten, die sich eingehend mit der Klassifikation der Gattung *Globorotalia* s. l., bzw. ihren diversen Untergattungen beschäftigen. Es seien hier die für den stratigraphischen Bereich Paleozän—Eozän wichtigsten Arbeiten kurz zitiert, ohne aber im Detail die einzelnen Ergebnisse zu wiederholen: BOLLI (1957), BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN (1957), BANNER & BLOW (1959),

v. HILLEBRANDT (1964) und LUTERBACHER (1964). Besonders v. HILLEBRANDT und LUTERBACHER kommen dabei zu der Ansicht, daß eine Aufsplitterung der Globorotalien in *Globorotalia* s. str., *Truncorotalia*, *Turborotalia* und *Acarinina* (letztere im Gegensatz zu REISS, BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN, BANNER & BLOW von beiden Autoren nur als teilweise mit *Turborotalia* synonym angenommen, da in der Gattungsdiagnose tatsächlich Unterschiede zum Ausdruck kommen) keinesfalls der natürlichen Systematik entspricht, da zu verschiedenen Zeiten immer wieder Übergangsformen zwischen den einzelnen Gruppen auftreten. Dazu kommt noch, wie v. HILLEBRANDT in seinen Entwicklungsreihen aufzeigen konnte, die Verbindung mit der Gattung *Globigerina*, die die ohnehin schon bestehenden nomenklatorischen Schwierigkeiten um ein weiteres vermehrt.

Während jedoch LUTERBACHER aus praktischen Gründen die Gattung *Globorotalia* im Sinne von BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN als einzige Gattung beibehält, hebt v. HILLEBRANDT wohl hervor, daß *Globorotalia*, *Truncorotalia* und *Acarinina* polyphyletische Gattungen seien, daß aber bei alleiniger Verwendung des Namens der mehrfachen Ursprungsgattung (*Globigerina*) sehr bedeutende morphologische Unterschiede keinen Ausdruck mehr fänden.

In der gegenwärtigen Arbeit werden daher im Sinne einer praktischen, übersichtlichen morphologischen Kennzeichnung die oben erwähnten Namen zumindest als Untergattungen weitergeführt. Die zusätzlichen taxonomischen Probleme, die sich aus der Tatsache ergeben, daß zwischen den alttertiären und den neogenen Globorotalien keine lückenlose stratigraphische Kontinuität besteht, werden ganz bewußt außer acht gelassen (dieser Tatsache trägt eine noch unpublizierte Klassifikation von MCGOWAN — fide LUTERBACHER 1964, 645 — Rechnung, bei der die Gattung *Globorotalia* im Paläogen nicht mehr aufscheint, sondern durch die Gattung *Truncorotaloides* mit den Untergattungen *Acarinina*, *Morozovella* und *Truncorotaloides* s. str. ersetzt wird).

Acarinina SUBBOTINA 1953

Eine kurze Zusammenfassung der Synonymieverhältnisse zwischen *Turborotalia* und *Acarinina* gibt LUTERBACHER (1964, 637 ff.), der im Gegensatz zu BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN 1957, BANNER & BLOW 1959, LOEBLICH & TAPPAN 1964 auch betont, daß die beiden Gattungen nur teilweise synonym seien. SUBBOTINA hatte ursprünglich den Genotyp von *Turborotalia*, *Globorotalia centralis* CUSHMAN & BERMUDEZ, in die Gattung *Acarinina* einbezogen, sie aber später (1959, 1960) wieder ausgeschlossen und *Turborotalia* als unabhängiges Genus betrachtet (fide LUTERBACHER 1964, 638). Dieser Auffassung folgt auch LIPPS (1966).

Acarinina unterscheidet sich von *Turborotalia* nach der Gattungsdiagnose durch das Vorhandensein eines Nabels und durch die grobe Skulptur auf der Gehäuseoberfläche. Den Unterschied in der Dicke der Gehäusewand sowie des Porendurchmessers zeigen die Fig. 2 und 3 (p. 638) bei LUTERBACHER. Gegen eine Synonymie spricht sich auch v. HILLEBRANDT (1962, 140) aus.

Zu *Acarinina* werden in der vorliegenden Arbeit Arten gestellt, die eine rauh-stachelige Schalenwand, deutlichen Umbilikus und parallel zur

Achse zusammengedrückte Kammern besitzen, die an der Peripherie leicht gekantet, nicht aber gekielt, und auf der Dorsalseite zumeist abgeflacht sind. Durch diese Merkmale unterscheidet sich die Gattung *Acarinina* von *Globigerina*, zu welcher in der Literatur viele Acarininen gestellt wurden (z. B. „*Globigerina*“ *primitiva*, „*G.*“ *mckannai*, usw.).

Von *Globorotalia* s. str. ist *Acarinina* durch die kugeligere Kammerform, den zumeist größeren Nabel, die rauhe Gehäusewand und das Fehlen eines Kieles unterschieden, von der ebenfalls skulpturierten *Truncorotalia* durch die Kiellosigkeit, die ventral niedrigeren Kammern, die meist nicht so dicht aneinanderschließen, sowie die ventral und dorsal eingesenkt verlaufenden Suturen.

***Globorotalia (Acarinina) mckannai* (WHITE) 1928**

(Taf. 6, Fig. 1)

- 1928 *Globigerina mckannai* n. sp. — WHITE, Journ. Paleont. 2, 194, Taf. 27, Fig. 6a—c.
 1952 *Globigerina gravelli* BRONNIMANN n. sp. — BRONNIMANN, Bull. Amer. Paleont. 34, 160, Taf. 11, Fig. 16—18.
 1953 *Acarinina pentacamerata* (SUBBOTINA) — SUBBOTINA, Trudy VNIGRI 76, 233, Taf. 24, Fig. 1a—c — 6a—c, 9a—c.
 1957 *Globigerina gravelli* BRONNIMANN — BOLLI, U. S. Nat. Mus. Bull. 215, 72, Taf. 16, Fig. 1—3 (1957a).
 1957 *Globorotalia mckannai* (WHITE) — BOLLI, ibidem, 79, Taf. 19, Fig. 16—18.
 1957 *Globigerina mckannai* WHITE — LOEBLICH & TAPPAN, ibidem, 181, Taf. 62, Fig. 5a—c — 7a—c.
 1957 *Globorotalia hispidicidaris* LOEBLICH & TAPPAN n. sp. — LOEBLICH & TAPPAN, ibidem, 190, Taf. 58, Fig. 1a—c.
 1960 *Globigerina mckannai* WHITE — BERGGREN, Stockholm Contrib. Geol. 5, 68, Taf. 9, Fig. 2a—c — 4a—c, Taf. 10, Fig. 1a—c (1960a).
 1960 *Globorotalia mckannai* (WHITE) — BOLLI & CITA, Riv. Ital. Paleont. 66, 383, Taf. 33, Fig. 6a—c.
 1962 *Globorotalia (Acarinina) pentacamerata* SUBBOTINA — v. HILLEBRANDT, Abh. Bayer. Akad. Wiss., N. F. 108, 142, Taf. 14, Fig. 7a—c (1962b).
 1963 *Globigerina gravelli* BRONNIMANN — GOHRBANDT, Mitt. Geol. Ges. Wien 56, 48, Taf. 2, Fig. 10—12.

Abbildungsoriginal Nr. 3801/6/1.

Beschreibung: Im Umriß zumeist annähernd kreisrunde, schwach gelappte Form mit mehr oder weniger stark gewölbter Spiral- und hochgewölbter Umbilikalseite. Im jüngsten Umgang sind ventral 5—7 Kammern sichtbar, die einen tiefen breiten Nabel umschließen. Die Suturen verlaufen sowohl dorsal als auch ventral leicht gebogen. Die Kammern sind aufgeblasen, um den Nabel zugespitzt, auf der Spiralseite in verschiedenem Grad abgeplattet. Auf der Gehäuseoberfläche findet sich eine höcker- bis stachelartige Skulptur, die am kräftigsten entlang der Nabelregion ausgebildet ist. Sie ist auch auf der Umbilikalseite stärker entwickelt als auf der Spiralseite, hier wiederum besonders im älteren Gehäuseabschnitt. Die Spiralseite kann auch ganz glatt und nur von groben Poren durchsetzt sein. Die jüngste Kammer ist meist auf beiden Seiten ohne Skulptur, etwas kleiner als die vorhergehenden und ein wenig nach der Nabelseite zu versetzt. Die Mündung war am vorliegenden Material nicht zu beobachten.

Bemerkungen: *G. mckannai* zeigt eine gewisse Variabilität bezüglich des Wölbungsgrades der Spiralseite, der Nabelweite und der Abplattung

der Kammern an der Peripherie. Die von BRONNIMANN (1952) aufgestellte *Globigerina gravelli*, die weniger gewölbt ist und etwas niedrigere Kammern besitzt, fällt durchaus in diese Variationsbreite.

G. (A.) chascanona (LOEBLICH & TAPPAN), deren jüngster Umgang ebenfalls 4—5 Kammern aufweist, unterscheidet sich durch die höher gewölbte Spiralseite sowie die viel geringere Größe. Über die von v. HILLEBRANDT (1962 b, 140) als *G. (A.) mckannai* abgebildeten Formen läßt sich zufolge der schlechten Abbildungen keine Aussage machen. v. HILLEBRANDT stellt hierher nur Arten mit ganz engem Nabel, was aber nicht der Abbildung bei WHITE (1928) entspricht. Die von LOEBLICH & TAPPAN (1957) aus der Aquia Formation beschriebene *G. hispidicidaris* ist *G. mckannai* äußerst ähnlich; sie soll sich von letzterer nach den Autoren durch die schärfer gekantete Peripherie unterscheiden. Die Form fällt ebenfalls durchaus in die Variationsbreite von *G. mckannai*.

Vorkommen: Die Art wird aus Trinidad von BRONNIMANN (1952) aus der Lizard Springs Formation angegeben, von BOLLI (1957 a, 72) aus dem Untereozän, und zwar von der *G. rex*- bis zur *G. aragonensis*-Zone. LOEBLICH & TAPPAN (1957, 181) führen *G. mckannai* aus Mexico, Alabama, Maryland, Virginia und New Jersey aus dem höheren Paleozän an. Im Kaukasus kommt die Form nach BERGGREN (1960 a) im Paleozän und Untereozän vor, in Dänemark und NW-Deutschland ebenfalls im Untereozän.

Globorotalia (Acarinina) cf. mckannai (WHITE) 1928

(Taf. 6, Fig. 2)

Abbildungsoriginal Nr. 3801/6/2.

Die Art unterscheidet sich bei sonst vorhandener Übereinstimmung von der typischen *G. mckannai* durch die ganz unregelmäßigen, verschieden großen Kammern in der jüngsten Windung sowie den größeren Gehäusedurchmesser. Der Nabelraum ist sehr weit.

Globorotalia (Acarinina) perclara LOEBLICH & TAPPAN 1957

(Taf. 6, Fig. 3, 4)

- 1953 *Acarinina pentacamerata* (SUBBOTINA) — SUBBOTINA, Trudy VNIGRI 76, 233, Taf. 23, Fig. 8a—c (non Taf. 24, Fig. 1a—6c, 9a—c).
- 1957 *Globorotalia perclara* LOEBLICH & TAPPAN n. sp. — LOEBLICH & TAPPAN, U. S. Nat. Mus. Bull. 215, 191, Taf. 40, Fig. 7a—c, Taf. 42, Fig. 4a—c, Taf. 45, Fig. 11a—c, Taf. 46, Fig. 3a—c, Taf. 47, Fig. 6a—c, Taf. 50, Fig. 1a—c, Taf. 54, Fig. 6a—c, 7a—c, Taf. 57, Fig. 3a—c, 4a—c, Taf. 60, Fig. 5a—c.
- 1957 Übergangsform zwischen *Globigerina soldadoensis* BRONNIMANN und *Globigerina gravelli* BRONNIMANN — BOLLI, ibidem, 71, Taf. 16, Fig. 10—12. (1957a.)
- 1960 *Globorotalia perclara* LOEBLICH & TAPPAN — BERGGREN, Stockholm Contrib. Geol. 5, 93, Taf. 11, Fig. 2a—c, 3a—c. (1960a.)
- 1960 *Globorotalia perclara* LOEBLICH & TAPPAN — OLSSON, Journ. Paleont. 34, 46, Taf. 9, Fig. 1—3.

Abbildungsoriginale Nr. 3801/6/3—4.

Beschreibung: Längliche oder kreisrunde Form mit flacher Spiral- und Umbilikalseite, deutlichem Nabel und gelapptem Umriß. Dorsal sind die Kammern gleichmäßig planspiral eingerollt und nehmen langsam und stetig an Größe zu, ventral sind im jüngsten Umgang 5—6 Kammern sichtbar. Die Suturen sind beidseitig, umbilikal etwas stärker, eingesenkt.

Die Kammern der letzten Windung sind entweder kugelig aufgeblasen oder dorsal leicht abgeflacht, die Peripherie demnach entweder ganz gerundet oder dorsal schwach abgekantet. Die Gehäusewand ist mit deutlichen Rauheiten besetzt, die ventral meist stärker und durchgehender ausgebildet sind als dorsal. Die jüngste Kammer ist oft glatt. Die Mündung liegt umbilikal-extraumbilikal.

Bemerkungen: Die vorliegende Art stimmt mit Ausnahme der Größe gut mit den von LOEBLICH & TAPPAN (1957) abgebildeten Exemplaren überein. Die Formen der Golf- und Atlantikküstenregion sind durchwegs etwa um $\frac{1}{3}$ kleiner; diese Differenz ist jedoch insofern wenig bedeutend, als die gesamte, hier bearbeitete Fauna großwüchsiger ist als jene.

Von *G. mckannai* (WHITE) unterscheidet sich *G. perclara* durch die flache Spiralseite und gerundete Peripherie.

Vorkommen: *G. perclara* wird von LOEBLICH & TAPPAN (1957) aus dem Dan und Paleozän angegeben. Die BOLLI'sche Form stammt aus der Zone der *Globorotalia formosa formosa*; BERGGREN fand die Art im Untereozän des Besenbecker Berges des nordwestdeutschen Untereozäns.

Globorotalia (Acarinina) primitiva (FINLAY) 1947

(Taf. 6, Fig. 6)

- 1947 *Globoquadrina primitiva* FINLAY — FINLAY, New Zeal. Journ. Sci. Techn. (B) 28, 291, Taf. 8, Fig. 129—134.
- 1952 *Globigerina primitiva* (FINLAY) — BRONNIMANN, Bull. Amer. Paleont. 34, 159, Taf. 11, Fig. 10—12.
- 1953 *Acarinina triplex* SUBBOTINA sp. n. — SUBBOTINA, Trudy VNIIGRI 76, 230, Taf. 23, Fig. 1a—c — 5a—c.
- 1955 *Globigerina stonei* WEISS n. sp. — WEISS, Journ. Paleont. 29, 18, Taf. 5, Fig. 19—21.
- 1957 *Globigerina primitiva* FINLAY — BOLLI, U. S. Nat. Mus. Bull. 215, 71, Taf. 15, Fig. 6—8. (1957a.)
- 1957 *Globigerina* cf. *Globigerina soldadoensis* BRONNIMANN — LOEBLICH & TAPPAN, U. S. Nat. Mus. Bull. 215, 182, Taf. 53, Fig. 4a—c.
- 1960 *Globigerina triplex* (SUBBOTINA) — BERGGREN, Stockholm Contrib. Geol. 5, 71, Taf. 6, Fig. 2a—c, 3a—c (non Taf. 13, Fig. 1a—c, 2a—c) (1960a).
- 1962 *Globorotalia (Acarinina) primitiva* (FINLAY) — v. HILLEBRANDT, Abh. Bayer. Akad. Wiss., N. F. 108, 141, Taf. 14, Fig. 2a—b, 4a, c (1962b).
- 1962 *Globorotalia (Acarinina) soldadoensis* BRONNIMANN — v. HILLEBRANDT, Abh. Bayer. Akad. Wiss., N. F. 108, 142, Taf. 14, Fig. 5a—c, 6a—c (1962b).
- 1963 *Turborotalia primitiva* (FINLAY) — GOHRBRANDT, Mitt. Geol. Ges. Wien 56, 67, Taf. 1, Fig. 19—21.

Abbildungsoriginal Nr. 3801/6/5.

Beschreibung: Im Umriß entfernt rechteckige, spiral plane, umbilikal hochgewölbte Form mit nur schwach gelappter Peripherie; auf der Umbilikalseite sind 3—3 $\frac{1}{2}$ Kammern sichtbar, die jeweils in einem Winkel von 90° aufeinanderfolgen und sich überlappen. Sie sind stark parallel zur Gehäuseachse komprimiert und neigen sich gegen den Nabel zu, wo sie etwas abgekantet sind. Ihre Form ist sowohl in Vorder-, als auch Seiten- und Rückansicht langgestreckt-oval. Auf der Spiralseite sind die inneren Windungen sehr undeutlich. Die Gehäusewand trägt eine grobe Dornenskulptur, die umbilikal — hier wiederum besonders um die Nabelregion — stärker ausgebildet ist als auf der Spiralseite, die bei manchen Individuen ganz glatt bleibt. Die Apertur mündet in den tiefen, ziemlich engen Nabel und zieht von hier etwas gegen die Peripherie.

Bemerkungen: Von *G. soldadoensis* BRONNIMANN unterscheidet sich *G. primitiva* in der geringeren Kammeranzahl pro Windung (3—3½ gegenüber 4—4½). *G. sp. „crassaformis“* besitzt ebenfalls mehr Kammern und ist zudem enger genabelt. *Globorotalia (Truncorotalia) aequa* CUSHMAN & RENZ kann *G. primitiva* in Vorder- und Rückansicht unter Umständen sehr ähnlich sein, wenn der periphere Kiel nur schwach ausgebildet ist (Abbildungen bei LOEBLICH & TAPPAN 1957, Taf. 59, Fig. 6 a—c, Taf. 64, Fig. 4 a—c), doch ist hier die jüngste Kammer umbilikal viel stärker gewinkelt.

Vorkommen: Aus Trinidad wird die Art von BRONNIMANN (1952) aus der Lizard Springs- und der Soldado Formation angegeben, nach BOLLI (1957 a) reicht sie von der *Globorotalia pseudomenardii*-Zone des Paleozäns bis in die Zone der *Globorotalia aragonensis* des Untereozäns. Gleiche Verbreitung zwischen oberem Paleozän und Untereozän nennen BERGGREN (1960 a, NW-Deutschland und Dänemark), v. HILLEBRANDT (1962 b, Becken von Reichenhall und Salzburg) und GOHRBANDT (1963, Helvetikum N Salzburg). Im Kaukasus reicht die Art nach SUBBOTINA (1953) noch bis in das Mitteleozän.

Globorotalia (Acarinina) sp. „crassaformis“

(Taf. 6, Fig. 5)

1953 *Acarinina crassaformis* (GALLOWAY & WISSLER) — SUBBOTINA, Trudy VNIIGRI 76, 223, Taf. 21, Fig. 1a—c — 5a—c (non 6a—c, 7a—c).

Abbildungoriginal Nr. 3801/6/6.

Beschreibung: Die Kammern dieser in der jüngsten Windung vierkammerigen Form sind an der Peripherie nur wenig abgekantet. Sie nehmen rasch an Größe zu und werden durch schwach gebogene, eingesenkte Nähte voneinander getrennt. Sämtliche Kammern sind parallel zur Gehäuseachse komprimiert, der Gehäuseumriß ist nur schwach gelappt. Der Nabel ist sehr eng, die Kammern um den Nabel breit abgerundet. Die Spiralseite ist flach, die dorsalen Kammeroberflächen, von langer, nierenförmiger Gestalt, tragen im Gegensatz zu den grob skulpturierten umbilikalischen Kammerwänden keine Skulptur, sodaß die groben Poren sichtbar sind.

Bemerkungen: Die vorliegende Art gleicht den von SUBBOTINA (1953) als *Acarinina crassaformis* (GALLOWAY & WISSLER) bezeichneten Formen. Die typische *Globigerina crassaformis* wurde jedoch von GALLOWAY & WISSLER (1927) aus pleistozänen Ablagerungen Californiens beschrieben und stimmt im Aussehen nicht mit den von SUBBOTINA mit demselben Namen belegten Individuen überein. Für letztere wäre demnach ein neuer Name einzuführen, wovon hier aber infolge zu spärlichen Materiales abgesehen wurde.

Von der sehr ähnlichen *G. bullbrookii* BOLLI, zu der zweifellos eine sehr enge Beziehung besteht und die oftmals auch als Synonym von *G. „crassaformis“* erachtet wird (z. B. BERGGREN 1960 b, 100) unterscheidet sich die vorliegende Form in folgenden Merkmalen: *Globorotalia sp.* besitzt eine gerundete, *G. bullbrookii* eine spitze Umbilikalschulter und höhere Umbilikalischeite, bei letzterer sind erste und dritte Kammer der jüngsten Win-

zung annähernd gleich groß, wodurch die Form in der Umbilikalansicht ein symmetrisches Aussehen erhält, während bei *G. sp.* ein deutlicher Größenunterschied der Kammern besteht.

G. soldadoensis BRONNIMANN besitzt einen weiteren Nabel und eine weniger stark komprimierte jüngste Kammer als *G. sp.*, *G. (Acarinina) esnaensis* (LE ROY) weist einen viel stärker gelappten Umriß und weniger langgezogene Kammern auf.

Vorkommen: SUBBOTINA (1953; 1960 in BERGGREN 1965 a) führt ihre *G. crassaformis* aus dem Paleozän bis in das Mitteleozän an. Formen, die *G. bullbrooki* BOLLI entsprechen, treten nach BOLLI (1957 b, 168) erstmals im Mitteleozän in der *Hantkenina aragonensis* Zone auf.

Truncorotalia CUSHMAN & BERMUDEZ 1949

Die Untergattung *Truncorotalia* ist durch eine plane Dorsal- und stark aufgewölbte Ventralseite, einen sehr deutlichen, peripheren Kiel und zu meist grob ornamentierte Gehäusewand gekennzeichnet, wodurch sie sich eindeutig von *Globorotalia* s. str. und *Acarinina* unterscheiden läßt.

Auf die Tatsache, daß zwischen den paleogenen und den rezenten *Truncorotalien* (die den Subgenotyp stellen) kein stratigraphischer Zusammenhang besteht, wurde bereits mehrfach hingewiesen (u. a. v. HILLEBRANDT 1962 b, LUTERBACHER 1964) (siehe auch Kapitel über *Globorotalia* s. l.). Die Vertreter des alttertiären Formenkreises bilden ein sehr großes Gehäuse aus und zeigen im Untereozän eine optimale Entwicklung.

Globorotalia (Truncorotalia) aequa aequa CUSHMAN & RENZ 1942

(Taf. 6, Fig. 7, 8, 9)

- 1937 *Globorotalia angulata* (WHITE) — GLAESSNER, Probl. Paleont. 2—3, 383, Taf. 4^o Fig. 35a—c, 36a—c (non 37a—c) (1937b).
- 1948 *Globorotalia crassata* (CUSHMAN) — CITA, Riv. Ital. Paleont. Strat. 54, 130, Taf. 2, Fig. 10.
- 1951 *Globorotalia crassata* (CUSHMAN) COLE var. *aequa* CUSHMAN & RENZ — CUSHMAN, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 232, 61, Taf. 17, Fig. 14a—c (Abbildung des Holotyps).
- 1957 *Globorotalia aequa* CUSHMAN & RENZ — LOEBLICH & TAPPAN, U. S. Nat. Mus. Bull. 215, 186, Taf. 59, Fig. 6a—c, Taf. 64, Fig. 4a—c.
- 1960 *Globorotalia aequa* CUSHMAN & RENZ — BOLLI & CITA, Riv. Ital. Paleont. 66, 377, Taf. 33, Fig. 5a—c.
- 1962 *Globorotalia (Truncorotalia) aequa aequa* CUSHMAN & RENZ — v. HILLEBRANDT, Abh. Bayer. Akad. Wiss., N. F. 108, 133, Taf. 13, Fig. 3, 4 (non 1,2) (1962b).
- 1962 *Globorotalia (Truncorotalia) aequa simulatilis* (SCHWAGER) — v. HILLEBRANDT, Abh. Bayer. Akad. Wiss., N. F. 108, 134, Taf. 13, Fig. 8 (non 6,7) (1962 b).
- 1963 *Truncorotalia aequa* (CUSHMAN & RENZ) — GOERBANDT, Mitt. Geol. Ges. Wien 56, 58, Taf. 4, Fig. 10—12.
- 1964 *Globorotalia aequa* „*aequa*“ CUSHMAN & RENZ — v. HILLEBRANDT, Paläont. Z. 38, 193, Abb. 1 (rechte Figur).
- 1964 *Globorotalia aequa* CUSHMAN & RENZ — LUTERBACHER, Ecol. Geol. Helv. 57, 670, Fig. 63, 64, 68.

Abbildungsoriginale Nr. 3801/7/1—3.

Beschreibung: Spiralseite des Gehäuses nahezu flach, Umbilikal-seite stark gewölbt; die Gehäuseperipherie ist schwach gelappt und mit einem schmalen Kiel versehen, der bei kleinen Exemplaren nur auf der jüngsten Kammer scharf, auf den älteren Kammern jedoch meist stumpf

und abgerundet ist. Größere Individuen zeigen entlang der gesamten Peripherie einen schärferen Kiel. Auf der Umbilikalseite der sehr eng genabelten Form sind 3—3½ Kammern sichtbar, von welchen die jüngste Kammer $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{2}$ des letzten Umganges umfaßt und mit gerade durchgehender Naht auf die älteren Kammern folgt. Die Naht zwischen vorletzter und drittletzter Kammer bildet etwa einen rechten Winkel mit dieser Suture. Die umbilikalen Kammerwände sind mit groben Höckern besetzt, die gegen die mehr oder weniger spitz gekantete Umbilikalschulter deutlich größer werden.

Die Dorsalseite weist einen annähernd rechteckigen Umriß auf; die Suturen sind halbkreisförmig gebogen und sehr häufig gekörnelt. Die Kammern nehmen sehr rasch an Größe zu, jene der inneren Windungen sind nur sehr undeutlich im zentralen Gehäuseteil sichtbar. Die Kammeroberflächen der Spiralseite tragen keine Skulptur, sodaß die Poren gut sichtbar sind.

Verschiedentlich kann an *G. aequa* eine accessorische Endkammer (Taf. 6, Fig. 9) beobachtet werden, die stets kleiner als die vorhergehende reguläre Kammer ist und eine glatte Oberfläche besitzt.

Bemerkungen: *G. aequa* ist durch ihre Dreikammerigkeit, die charakteristische Größe der jüngsten Kammer, den engen Nabel, den rechteckigen Umriß, die annähernd rechtwinkelig aufeinander stehenden umbilikalen Suturen und die verhältnismäßig grobe Skulptur eine leicht kenntliche Art. In der Literatur werden aber neben den dem Holotyp entsprechenden Formen auch viele andere Formen zu *G. aequa* gestellt, die mit dieser nur die auffallend große jüngste Kammer gemeinsam haben. LEHMANN (1963) gab eine übersichtliche Zusammenstellung und gemeinsame Abbildung aller der im Werk von BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN 1957 als *G. aequa* bestimmten Formen. Dabei lassen sich deutlich zwei von *G. aequa* unterscheidbare morphologische Typen erkennen; es sind dies erstens vierkammerige, enggenabelte Formen (z. B. BOLLI Taf. 17, Fig. 1—3, LOEBLICH & TAPPAN, Taf. 50, Fig. 6 a—c), die von LEHMANN mit *Globorotalia* cf., bzw. *G. aff. aequa* bezeichnet werden, zweitens vierkammerige, weitgenabelte Formen mit gelappter Peripherie (z. B. BOLLI Taf. 18, Fig. 13—15, LOEBLICH & TAPPAN Taf. 46, Fig. 7, 8, Taf. 60, Fig. 3) die der Autor nur als *Globorotalia* sp. bezeichnet. Zum erstgenannten Typ sind auch die von LUTERBACHER (1964) in den Fig. 66, 67, 69, ? 70 und 71 abgebildeten Formen zu stellen, dem zweiten Typ zumindest ähnlich sind *G. aequa aequa* von v. HILLEBRANDT (1964, 193, Abb. 1, linke Figur) und *G. simulatilis* (SCHWAGER) von LEROY (1953, Taf. 9, Fig. 1—3). Sehr ähnlich dem Typ I sind einige der von SUBBOTINA (1953, Taf. 17, Fig. 8—12) als *G. crassata* (CUSHMAN) abgebildete Formen.

Von *G. rex* MARTIN ist die artlich eng gefaßte *G. aequa* eindeutig zu unterscheiden; auch die vierkammerigen Formen vom Typ I lassen sich gut abtrennen: sie haben auf der Ventralseite keine gebogenen Suturen, einen engeren Nabel und eine spitzere Umbilikalschulter als *G. rex* MARTIN. *G. angulata* (WHITE) weist eine langsamere Größenzunahme der Kammern und eine größere Kammeranzahl auf. *G. lensiformis* SUBBOTINA scheint nach den Typabbildungen *G. aequa* sehr ähnlich zu sein, hat jedoch vier langsamer und regelmäßiger an Größe zunehmende Kammern.

Vorkommen: Die Erstbeschreibung von *G. aequa* stammt aus der Soldado Formation. LOEBLICH & TAPPAN (1957, 186) führen die Art aus der paleozänen Velasco- und Aquia Formation an, BOLLI & CITA (1960, 378) von Paderno d'Adda aus der Zone der *G. velascoensis* des Paleozäns. Im Paleozän des Beckens von Reichenhall und Salzburg kommt die Art nach v. HILLEBRANDT (1962 b, 133) ebenfalls im oberen Paleozän vor, im Helvetikum N Salzburg nach GOHRBANDT (1963, 59) im oberen Paleozän und auch noch zusammen mit *G. rex* MARTIN. Im zentralen Apennin reicht *G. aequa* nach LUTERBACHER (1964, 716) aus der *G. velascoensis*-Zone bis in die Zone der *G. formosa formosa/subbotinae*. Sie war namensgebend für die zwischen diesen beiden Zonen liegende Zone der *G. aequa*, die LUTERBACHER anstelle der *G. rex*-Zone einführte. Im vorliegenden Material kommt *G. aequa* auch noch zusammen mit *G. aragonensis aragonensis* NUTTALL und *G. aragonensis caucasica* GLAESSNER in der Zone der *G. aragonensis* vor.

Globorotalia (Truncorotalia) aragonensis aragonensis

NUTTALL 1930

(Taf. 7, Fig. 1)

- 1930 *Globorotalia aragonensis* NUTTALL n. sp. — NUTTALL, Journ. Paleont. 4, 288, Taf. 24, Fig. 6—8, 10—11.
- 1937 *Globorotalia aragonensis* NUTTALL — GLAESSNER, Studies Micropaleont. 1, 30, Taf. 1, Fig. 5a—c (1937a).
- 1953 *Globorotalia aragonensis* NUTTALL — SUBBOTINA, Trudy VNIGRI 76, 215, Taf. 18, Fig. 6a—c.
- 1957 *Globorotalia aragonensis* NUTTALL — BOLLI, U. S. Nat. Mus. Bull. 215, 75, Taf. 18, Fig. 7—9 (1957a).
- 1957 *Globorotalia aragonensis* NUTTALL — BOLLI, U. S. Nat. Mus. Bull. 215, 167, Taf. 38, Fig. 1a—c (1957b).
- 1961 *Globorotalia (Truncorotalia) aragonensis* NUTTALL — I. KÜPPER, Jb. Geol. B.-Anst. 104, 256, Taf. 16, Fig. 1a—c.
- 1963 *Globorotalia aragonensis* NUTTALL — COLTRO, Riv. Ital. Paleont. 69, 209, Taf. 15, Fig. 6a—c.
- 1964 *Globorotalia (Truncorotalia) aragonensis* NUTTALL — v. HILLEBRANDT, Paläont. Z. 38, 192 f., Abb. 1.
- 1967 *Globorotalia aragonensis aragonensis* NUTTALL — WILLE-JANOSCHEK, Ann. Naturhist. Mus. 71, 396, Taf. 1, Fig. 3 a—c.

Abbildungsoriginal Nr. 3801/33/1.

Beschreibung: Der Umriß der umbilikal hochgewölbten, spiral flachen bis schwach konvexen Form ist kreisrund bis oval und gänzlich ungelappt. Umbilikal sind 6—7 nur sehr mäßig rasch an Größe, kaum an Höhe zunehmende Kammern sichtbar, die den engen Nabel mit abgerundeter bis zugespitzter, konvexer Umbilikalschulter umgeben. Die Suturen sind kaum eingesenkt und verlaufen radial bis schwach gebogen. Die ventralen Kammeroberflächen sind mit groben Höckern ornamentiert. Die Suturen der Spiralseite verlaufen annähernd halbkreisförmig gebogen, sind kräftig und erhaben ausgebildet und mehr oder weniger stark gekörnelt. Die inneren Windungen sind zufolge dieser Körnelung und Dicke der Suturen undeutlich. Das ganze Gehäuse wird von einem gleichmäßig breiten, dünnen Kiel umgeben, der ebenso wie die Kammerwände von groben Poren durchsetzt wird.

Bemerkungen: Über die Variationsbreite von *G. aragonensis aragonensis*, in die auch einige in der Literatur mit eigenen Namen belegte

Formen fallen (*G. marksi* MARTIN, *G. aragonensis twisselmanni* MALLORY, *G. crater* FINLAY), wurde bereits in einer eigenen Arbeit berichtet (WILLE-JANOSCHEK 1967). Variabel sind unter anderem die Anzahl der Kammern in der jüngsten Windung, ihre relative Größenzunahme zueinander, der Grad der Lappung der Peripherie und die Nabelweite.

Von *G. rex* MARTIN, mit der *G. aragonensis aragonensis* die grobe Skulpturierung der Kammeroberflächen gemeinsam hat, unterscheidet sie sich durch die größere Kammeranzahl und die umbilikal stets radial verlaufenden Suturen.

Vorkommen: *G. aragonensis aragonensis* wird weltweit aufgefunden und eignet sich daher besonders gut als Zonenleitform. Die 1957 von BOLLI geschaffene *G. aragonensis*-Zone wird übereinstimmend in das Untereozän gestuft, sie liegt zusammen mit der *G. formosa formosa*-Zone innerhalb der Nannoplanktonzone mit *Marthasterites tribrachiatus* (HAY 1964, 887). Die Unterart selbst reicht jedoch noch weiter bis in die Globigerapsis kugleri-Zone des Mitteleozäns (BOLLI 1957), auch die Typlokalität von *G. aragonensis aragonensis* in der Aragon Formation Mexicos ist jünger als *aragonensis*-Zone.

Globorotalia (Truncorotalia) aragonensis caucasica GLAESSNER 1937

(Taf. 7, Fig. 2, 3)

- 1937 *Globorotalia aragonensis* NUTTALL var. *caucasica* nov. var. — GLAESSNER, Studies Micropaleont. 1, 31, Taf. 1, Fig. 6a—c (1937a).
 1964 *Globorotalia (Truncorotalia) aragonensis „caucasica“* GLAESSNER — v. HILLEBRANDT, Paläont. Z. 38, 194, Abb. 1.
 1964 *Globorotalia caucasica* GLAESSNER — LUTERBACHER, Eclog. Geol. Helv. 57, 685, Fig. 97a—c (nicht sehr typisch).
 1967 *Globorotalia aragonensis caucasica* GLAESSNER — WILLE-JANOSCHEK, Ann. Naturhist. Mus. 71, 397, Taf. 1, Fig. 7a—c, 8a—c.
 Abbildungsoriginale Nr. 3801/37/1, 3801/38/1.

Beschreibung: Das große Gehäuse besitzt eine gekielte, gelappte Peripherie und zeichnet sich durch die große Zahl der Kammern (7—9) pro Windung aus. Diese sind ventral außerordentlich hochgewölbt und neigen sich in einem Winkel von 60 bis 75° zum weiten, offenen Nabel. An der Umbilikalschulter sind sie in der typischen Ausbildung konkav aufgebogen und die besondere Anhäufung bzw. Dichte der Skulpturelemente an den Kammerspitzen täuscht einen axialen Kiel vor. Die Suturen sind eingesenkt und verlaufen radial oder etwas gebogen. Die Spiralseite ist nur schwach konvex und zeigt auf einen undeutlichen zentralen Knopf folgend zwei Umgänge mit langsam und regelmäßig an Größe zunehmenden Kammern, die durch stark gebogene, erhabene, mehr oder minder gekörnelt Suturen getrennt sind. Die dorsalen Kammeroberflächen tragen keine Skulptur. Der Kiel weist in seinem gesamten Verlauf eine gleichbleibende Breite auf und ist besonders im älteren Abschnitt der jüngsten Windung gekörnelt.

Bemerkungen: Die zahlreichen Übergangsglieder, die *G. aragonensis caucasica* mit *G. aragonensis aragonensis* NUTTALL verbinden, wurden bereits durch Beschreibung und mehrere Abbildungen dargestellt (WILLE-JANOSCHEK 1967). Diese Übergangsformen sprechen gegen die Ansicht

v. HILLEBRANDT's (1965), daß sich *G. caucasica* aus *G. formosa formosa* BOLLI entwickle. Es wurde auch bereits auf die Merkmale hingewiesen, die die Art von der morphologisch unter Umständen sehr ähnlich ausgebildeten *G. velascoensis velascoensis* (CUSHMAN) unterscheiden lassen.

Vorkommen: *G. aragonensis caucasica* tritt im Profil etwas höher auf als *G. aragonensis aragonensis* NUTTALL (siehe auch SUBBOTINA 1960 nach BERGGREN 1965 a; v. HILLEBRANDT 1965). Während sie aber nach v. HILLEBRANDT in der *G. aragonensis*-Zone noch nicht auftreten soll, sondern erst in der *G. caucasica*-Zone dieses Autors (parallelisierbar etwa dem höheren Abschnitt der *G. palmerae*-Zone BOLLI's), kommt sie im vorliegenden Material zusammen mit *G. aragonensis aragonensis* schon in der *G. aragonensis*-Zone vor (Formen der *G. palmerae*-Zone, wie *G. (Acarinina) bullbrooki* BOLLI usw., fehlen noch, dagegen sind tiefere Faunenelemente wie *G. aequa* CUSHMAN & RENZ, *G. cf. marginodentata* SUBBOTINA, *G. rex* MARTIN usw. noch vorhanden).

G. aragonensis caucasica reicht noch weiter in das Mitteleozän.

Globorotalia (Truncorotalia) formosa gracilis BOLLI 1957

(Taf. 7, Fig. 7)

1957 *Globorotalia formosa gracilis* BOLLI n. sp., n. ssp. — BOLLI, U. S. Nat. Mus. Bull. 215, 75, Taf. 18, Fig. 4—6 (1957a).

1963 *Globorotalia formosa gracilis* BOLLI — COLTRO, Riv. Ital. Paleont. 69, 214, Taf. 16, Fig. 3a—c.

Abbildungsoriginal Nr. 3801/7/4.

Beschreibung: Die Spiralseite dieser nur locker aufgewundenen Form ist schwach, die Umbilikalseite stärker konvex gewölbt. Die 5—6 Kammern der jüngsten Windung nehmen sehr rasch an Größe zu, ihre Oberflächen sind umbilikal mit Ausnahme der beiden letzten Kammern mit kräftigen Körnchen besetzt, spiral mit groben Poren versehen. Der Umriß ist stark gelappt, besonders die beiden jüngsten Kammern heben sich deutlich vom Gehäuse ab. Die Suturen verlaufen ventral eingesenkt, radial bis schwach gekrümmt, spiral sind sie gekörnelt und gebogen. Der Kiel ist ebenfalls fein skulpturiert und wirkt dadurch fein gezähnt; er ist im älteren Abschnitt der jüngsten Windung plump und dick und wird gegen die jüngeren Kammern zu allmählich feiner. Zum Nabel fallen die ventralen Kammerböden in gerader Linie unter einem Winkel von etwa 45° ab, sie sind um den Nabel nicht aufgebogen, sondern bilden nur eine mehr oder minder stark zugekantete Umbilikalschulter ohne Ausbildung eines sogenannten umbilikalen „Kieles“.

Bemerkungen: v. HILLEBRANDT (1962 b, 135) bezieht *G. formosa gracilis* ohne nähere Begründung in die Synonymie von *G. marginodentata* SUBBOTINA. Von letzterer unterscheidet sich *G. formosa gracilis* jedoch durch die höher gewölbte Umbilikal- und die im Verhältnis dazu flachere Spiralseite, die größere Anzahl und andersartige Anordnung der Kammern, den weiteren Nabel sowie den wesentlich schmäleren, nicht saumartig und gewellt ausgebildeten Kiel. Die Formen, die LUTERBACHER (1964, 693, Fig. 115, 117) als *G. formosa gracilis* abbildet, sind sehr untypische Exemplare, nahezu untypischer als die in den Figuren 105, 106 und 107 als *G. sp. aff. formosa gracilis* abgebildeten Formen. Von *G. acuta* TOULMIN

unterscheidet sich *G. formosa gracilis* durch die wesentlich weniger kompakte Aufrollung der Kammern der jüngsten Windung, den stärker gelappten Umriß und die glatte Umbilikalschulter.

Im vorliegenden Material ist *G. formosa gracilis* sehr selten.

Vorkommen: Von BOLLI (1957 a, 75) wird *G. formosa gracilis* aus Trinidad von der Zone der *G. rex* bis in die untere Hälfte der Zone der *G. formosa formosa* angegeben. Eine gleiche Vertikalverbreitung führt COLTRO (1963) aus dem Eozän von Sizilien an.

Globorotalia (Truncorotalia) cf. marginodentata SUBBOTINA 1953

(Taf. 7, Fig. 5, 6)

Abbildungsoriginale Nr. 3801/7/5—7.

Beschreibung: Bikonvexe Form mit gelapptem Umriß und kräftigem, gewellten, das ganze Gehäuse bandartig umziehenden Kiel. Die umbilikalen Nähte zwischen den $4\frac{1}{2}$ —5 Kammern der jüngsten Windung, die langsam an Größe zunehmen, verlaufen eingesenkt und radial, der Nabel ist eng und offen. Die Kammern fallen in gerader oder leicht konvexer Linie flach zum Nabel ab, die Kammeroberflächen sind entweder durchwegs glatt, oder aber lediglich auf der Umbilikalschulter mit einer Skulptur versehen, so das Bild eines axialen „Kieles“ verursachend. Die Suturen der Spiralseite sind halbkreisförmig gebogen, teilweise gekörnelt, und scheinen dadurch, daß die Kammern gegeneinander abgesetzt sein können, geringfügig erhaben. Es sind etwa zwei Umgänge unterscheidbar.

Bemerkungen: Die vorliegende Form hat mit *G. marginodentata* SUBBOTINA das bikonvexe Gehäuse, den charakteristischen, breiten, saumartigen, welligen Kiel, die glatte Gehäuseoberfläche und das Aussehen der Spiralseite gemeinsam; sie unterscheidet sich dagegen durch den weiteren Nabel, die größere Kammerzahl und den etwas stärker gelappten Umriß, und wird deshalb hier nicht als typische *G. marginodentata* aufgefaßt. *G. marginodentata* ist eine vierkammerige Form mit gänzlich geschlossenem Nabel.

Von *G. rex* MARTIN unterscheidet sich die vorliegende Form durch die glatte Gehäuseoberfläche, die radialen Suturen auf der Umbilikal-, die deutlicher sichtbaren Suturen auf der Spiralseite, den stärker entwickelten Kiel und die größere Kammeranzahl. *Globorotalia* sp., die ebenfalls eine glatte Oberfläche besitzt, ist auf der Spiralseite nahezu flach, umbilikal dagegen hochkonisch gewölbt, die jüngste Kammer umfaßt einen größeren Anteil des Gesamtgehäuses als bei *G. cf. marginodentata*. Auch der Kiel ist schmaler.

Der vorliegenden Art ähnliche Formen sind die von SUBBOTINA (1953, Taf. 17, Fig. 12 a—c) als *G. crassata* (CUSHMAN) abgebildeten Formen (die einen ausgeprägteren, mit Dornen versehenen Kiel aufweisen), sowie die von v. HILLEBRANDT (1964, 193, Abb. 1) als *G. aragonensis* cf. „*caucasica*“ bezeichneten Formen, die aber gröber skulpturiert sind und sich im Wölbungsgrad von Spiral- und Umbilikalseite unterscheiden.

Vorkommen: Für die typische *G. marginodentata* gibt SUBBOTINA (1953) aus dem Kaukasus eine Verbreitung Paleozän—Untereozän; LUTER-

BACHER (1964) führt sie aus dem Zentralapennin aus seiner Zone der *G. aequa* und *G. formosa formosa/subbotinae* an, nicht mehr aus der Zone der *G. aragonensis*.

Globorotalia (Truncorotalia) rex MARTIN 1943

(Taf. 8, Fig. 1, 2, 3)

- 1943 *Globorotalia rex* MARTIN n. sp. — MARTIN, Stanford Univ. Publ. Geol. Sci. 3, 117, Taf. 8, Fig. 2a—c.
 1957 *Globorotalia rex* MARTIN — LOEBLICH & TAPPAN, U. S. Nat. Mus. Bull. 215, 195, Taf. 60, Fig. 1a—c.
 non 1957 *Globorotalia rex* MARTIN — BOLLI, U. S. Nat. Mus. Bull. 215, 75, Taf. 18, Fig. 10—12 (1957 a).
 1963 *Globorotalia rex* MARTIN — COLTRO, Riv. Ital. Paleont. 69, 216, Taf. 16, Fig. 6a—c.
 1963 *Truncorotalia cf. rex* (MARTIN) — GOHRBANDT, Mitt. Geol. Ges. Wien 56, 64, Taf. 6, Fig. 1—3.

Abbildungsoriginale Nr. 3801/8/1—4.

Beschreibung: Spiralseite schwach, Umbilikalseite stark konvex. Die Peripherie ist geringfügig gelappt und weist einen stumpfen, schmalen, dicken Kiel auf. Die Kammern nehmen gleichmäßig und rasch an Größe zu, dorsal sind die inneren Windungen nur schlecht erkennbar; im jüngsten Umgang verlaufen die gleichmäßig gebogenen Suturen entweder schwach erhaben oder gekörnelt, öfter aber eingesenkt. Umbilikal sind zumeist vier Kammern sichtbar, die durch eingezogene, gebogene Suturen getrennt sind. Sie umschließen einen relativ engen, tiefen Nabel. Die jüngste Kammer ist die größte, sie umfaßt meist mehr als $\frac{1}{3}$ des Gesamtgehäuses. Die Umbilikalschulter ist breit gerundet. Sowohl auf der Spiral-, als auch auf der Umbilikalseite tragen die Kammeroberflächen eine sehr grobe, körnchenartige Skulptur, deren Durchmesser gegen die Nabelschulter hin zunimmt. Lediglich die jüngste Kammer ist ventral feiner ornamentiert und dorsal ganz glatt, sodaß die groben Poren sichtbar werden. Der periphere Kiel besteht aus einer besonders dichten Anhäufung der Skulpturelemente.

In einigen Fällen wurde bei *G. rex* eine kleine, zusätzliche Endkammer (Taf. 8, Fig. 3) beobachtet, deren Schalenwand gänzlich glatt und auch von wesentlich feineren Poren durchsetzt ist.

Bemerkungen: *G. rex* ist charakterisiert durch ihre sehr grobe Skulptur, die enge Aufrollung der Kammern und die in der Seitenansicht hohe, plumpe, nahezu halbkugelförmige Gestalt.

G. rex unterscheidet sich von *G. aragonensis aragonensis* NUTTALL, deren direkter Vorgänger sie nach BOLLI (1957, 75) ist, durch die geringere Kammeranzahl in der jüngsten Windung, sowie durch die gelappte Peripherie. *G. aragonensis aragonensis* NUTTALL besitzt außerdem radiale Suturen auf der Umbilikalseite; auf der Dorsalseite sind die Suturen kräftige, rippenartig hervortretende Leisten, die auch gekörnelt sein können, während sie bei *G. rex* undeutlich sind und sich kaum von den Kammeroberflächen abheben. Beiden Arten gemeinsam ist jedoch die Undeutlichkeit der inneren Windungen auf der Spiralseite und die auffällig grobe Ornamentation.

G. aequa CUSHMAN & RENZ unterscheidet sich von *G. rex* durch die geringere Kammeranzahl, den engeren Nabel und die flache Spiralseite mit

kräftigen, meist gekörneltten Suturen. Auch *G. lensiformis* SUBBOTINA (1953, nicht 1960) weist gebogene Ventralisuturen und ähnlich ebene Suturen auf der Spiralseite auf, doch ist diese Art enger genabelt und an der Peripherie sind die Kammern nur gekantet, sodaß kein deutlich ausgebildeter Kiel vorhanden ist.

G. formosa gracilis BOLLI besitzt eine glattere Oberfläche, hat mehr Kammern und auf der Umbilikalseite radiale Suturen.

Die von BOLLI (1957 a) als *G. rex* abgebildete Form entspricht, wie auch LUTERBACHER (1964) und SZÖTS (1966) feststellen, dem Typus der Art aus der Lodo Formation keinesfalls und ist eher in die Verwandtschaft von *G. aequa* CUSHMAN & RENZ zu stellen. Daraus ergeben sich Konsequenzen für die Benennung der von BOLLI eingeführten „*Globorotalia rex*-Zone“ (siehe S. 177), zumal die Typprobe dieser Zone aus der Lizard Springs Formation nach HAY (1964, 887) auch eine Nannoplanktongemeinschaft der tieferen *Marthasterites contortus* Zone führt (die als obere Unterzone innerhalb der *Discoaster multiradiatus* Zone von BRAMLETTE & SULLIVAN ausgeschieden werden kann), während die typische *G. rex* der Lodo Formation in der *Marthasterites tribrachiatus* Zone vorkommt.

BERGGREN (1960 a, 55 ff., 1960 b, 73, 78, 109) nimmt eine umfassende, zumindest teilweise Synonymie von *G. rex* mit den Arten *G. subbotinae* MOROZOVA, *G. aequa* CUSHMAN & RENZ und *G. marginodentata* SUBBOTINA an. Mit den unterscheidenden, bzw. gemeinsamen Merkmalen zwischen *G. rex* und *G. subbotinae* MOROZOVA befaßt sich eingehend LUTERBACHER (1964, 678). Eine diesem Autor vorliegende Probe aus der Lodo Formation, aus welcher *G. rex* von MARTIN beschrieben wurde, zeigte einen schrittweisen Übergang von *G. rex* zu *G. subbotinae*. Die augenfälligsten Unterschiede liegen im Verlauf der Suturen auf der Umbilikalseite, der bei *G. rex* gebogen, bei *G. subbotinae* radial ist. Der Annahme einer völligen Identität durch BERGGREN folgt LUTERBACHER demnach nicht. Es scheinen hier wohl zwei nahe verwandte Formen vorzuliegen, die der Variationsbreite ein- und derselben Art angehören.

Von *G. marginodentata* SUBBOTINA unterscheidet sich *G. rex* sehr deutlich: *G. marginodentata* ist annähernd symmetrisch bikonvex, sehr eng genabelt und hat radiale Suturen auf der Umbilikalseite; charakteristisch für die Art ist der breit ausgezogene, saumartige, gezähnelte Kiel.

Die verwickelten nomenklatorischen Verhältnisse zwischen *G. marginodentata* und *G. subbotinae*, bzw. deren Beziehung zu *G. crassata* CUSHMAN legte BERGGREN (1960 a, 56 ff., 1960 b) dar. Danach beruht die Verwirrung hauptsächlich auf der Tatsache, daß einige sowjetische Autoren (SUBBOTINA, SJUTSKAYA) die von GLAESSNER (1937 a) als *G. crassata* abgebildete Form z. T. in ein- und demselben Werk einmal in die Synonymie von *G. marginodentata*, ein andermal in die Synonymie von *G. subbotinae* einbezogen. Dies allein, wenn es nicht an Hand von Originalmaterial, sondern nur auf Grund der Abbildung geschah, spricht jedoch noch nicht für die Identität der genannten Arten.

Vorkommen: *G. rex* wurde von MARTIN (1943) aus der Lodo Formation in Californien beschrieben, wo sie etwa 100 Fuß über der Basis zum ersten Mal auftritt und bis 750 Fuß reicht (die Gesamtmächtigkeit

der Lodo Formation beträgt nach MARTIN etwa 1150 Fuß). Nach Nannofossilien (BRAMLETTE & SULLIVAN 1961, Taf. 1) fällt ihr Auftreten damit zur Gänze in Unit 3 dieser Autoren (*Marthasterites tribrachiatius* Zone), die je nach Autor (siehe Abschnitt über die Untergrenze des Eozäns) entweder als basales Untereozän (BRAMLETTE & SULLIVAN 1961, GOHRBANDT 1963) oder als oberes Ilerdien (HAY 1962, 1963 in BERGGREN 1965 a, HAY & SCHAUB 1960) betrachtet wird.

GOHRBANDT (1963) fand im Helvetikum N Salzburg *G. rex* ebenfalls erst zusammen mit *Marthasterites tribrachiatius*. Die Angabe eines tieferen Auftretens und einer geringeren Vertikalverbreitung der *G. „rex“* von BOLLI (1957) aus Trinidad resultiert aus der schon erwähnten Tatsache, daß es sich um keine echte *G. rex* handelt. Auch in Sizilien (COLTRO 1963), im Apennin (LUTERBACHER 1964) und in NW-Spanien (v. HILLEBRANDT 1965) reicht *G. rex* höher hinauf und kommt, wie auch im vorliegenden Material, noch in der *Globorotalia aragonensis* Zone vor.

Globorotalia (Truncorotalia) sp.

(Taf. 7, Fig. 4)

Abbildungsoriginal Nr. 3801/8/5.

Beschreibung: Spiral flache, umbilikal hochgewölbte, im Umriß elliptische Form mit fünf rasch an Größe zunehmenden Kammern in der jüngsten Windung. Die Peripherie des kompakt aufgerollten Gehäuses ist gelappt und mit einem schmalen, aber scharf gekanteten, gekörneltten Kiel versehen. Die letzte Kammer nimmt $\frac{1}{3}$ bis nahezu die Hälfte des Gesamtgehäuses ein. Die Nähte der Umbilikalseite verlaufen eingesenkt, radial. Die Kammern fallen in leicht geschwungener Linie unter einem Winkel von 45° zum engen Nabel ab und bilden dort eine mehr oder weniger spitze Umbilikalschulter, die eine grobe Skulptur trägt. Der verbleibende Anteil der Kammeroberflächen ist bis auf einzelne verstreute Höcker glatt.

Auf der Spiralseite sind nur die Kammern der jüngsten Windung zu unterscheiden, sie grenzen mit gebogenen, gekörneltten, nicht erhabenen Suturen aneinander. Die inneren Windungen mit sehr kleinen Kammern lassen keine Einzelheiten erkennen.

Bemerkungen: Die vorliegende Form unterscheidet sich von *G. aequa* CUSHMAN & RENZ durch die größere Kammeranzahl, den weiteren Nabel, die enger lokalisierte Skulptur und den schärferen Kiel, von *G. marginodentata* SUBBOTINA durch die höher gewölbte Umbilikalseite und den schmäleren Kiel. *G. rex* MARTIN ist nicht so kompakt aufgewunden, hat größer skulpturierte Kammeroberflächen und eine abgerundete Umbilikalschulter.

Globigerinidae CARPENTER, PARKER & JONES 1862

Globigerina D'ORBIGNY 1826

BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN (1957) verwenden in ihrer Klassifikation der planktonischen Foraminiferenfamilien (Hantkeninidae, Orbulinidae, Globorotaliidae und Globotruncanidae) als Hauptunterscheidungsmerkmal zwischen *Globigerina* und *Globorotalia* die Lage der Mündung — umbilikal bei *Globigerina*, extraumbilikal-umbilikal bei *Globorotalia*. Bei *Globigerina* bestünde jedoch (p. 31) innerhalb einiger Arten eine Tendenz der Apertur,

sich auch auf extraumbilikalen Raum auszudehnen, sodaß in einigen Fällen die Gattungszuordnung zu *Globigerina* oder *Globorotalia* schwierig sei. Aus den Abbildungen bei den genannten Autoren geht jedoch hervor, daß sehr viele der paleozän-eozänen Globigerinen eine Mündung in extraumbilikal-umbilikaler Position besitzen, sodaß dieses Merkmal zur Gattungsunterscheidung zumindest sehr ungünstig erscheint. Von BANNER & BLOW (1959, 2) wurde eine Kritik dieser Überbewertung der Mündungsposition laut, ebenso von BERGGREN (1960 a, 59), der die Mündung nur zu einer Unterscheidung im Artniveau brauchbar erachtet.

Da zwischen Globigerinen und Globorotalien (s. str.) Übergänge bestehen (siehe v. HILLEBRANDT 1964), ist es klar, daß in einem gewissen Bereich auch die Abgrenzung zwischen beiden Gattungen schwierig ist, bzw. willkürlich sein muß. Wenn nun aber schon persönliches, keineswegs gänzlich den biologischen Gegebenheiten gerecht werdendes Ermessen in eine Klassifikation einbezogen werden muß, so ist es vorzuziehen, solche Gesichtspunkte zur Unterscheidung zu wählen, die möglichst wenige, in ihrer Gattungszugehörigkeit zweifelhafte Arten zur Folge haben. Ein Merkmal, das schon innerhalb der Art zwischen den einzelnen Individuen variiert, ist als Gattungsmerkmal ungeeignet.

In der vorliegenden Arbeit wird als Unterscheidungsmerkmal zwischen *Globigerina* und *Globorotalia* s. str. die Kammerform verwendet. Zur Gattung *Globigerina* werden ungeachtet der Lage der Mündung alle jene Arten gestellt, die kugelige, peripher nicht gekantete oder gekielte Kammern und ein dorsoventral nicht abgeflachtes Gehäuse aufweisen. *Globigerina pseudobulloides* PLUMMER bleibt nach dieser Definition eine *Globigerina*, „*Globorotalia*“ *compressa* (PLUMMER) ist eine Übergangsform, *Globorotalia ehrenbergi* BOLLI besitzt bereits deutlich gekantete Kammern und *Globorotalia pseudomenardii* BOLLI einen peripheren Kiel.

Von *Globorotalia (Acarinina)* unterscheidet sich *Globigerina* durch die skulpturlose Gehäuseoberfläche und die kugeligen, nicht dorsal abgeflachten oder in einer Richtung stark komprimierten Kammern.

Von BROTZEN & POZARYSKA wurde 1961 die Gattung *Subbotina* für Globigerinen aufgestellt, die sich durch die besondere Art des Porenaustrittes durch die Schalenwand, der die charakteristische retikuläre Gehäuseoberfläche hervorruft, von den echten Globigerinen unterscheiden. LIPPS (1966), der sich mit dem Bau der Gehäusewand planktonischer Foraminiferen befaßt, kommt zur Auffassung, daß die Gattung *Subbotina* auf Grund der Unterschiede nicht mehr zur Familie der *Globigerinidae*, sondern zur Familie der *Catapsydracidae* zu stellen sei.

Am vorliegenden Material konnte beobachtet werden, daß sich bei den betreffenden Globigerinen (z. B. *G. triloculinoides* PLUMMER, *G. linaperta* FINLAY) ein steter Übergang von stark retikulaten über mittelstark retikulaten zu normal grob-perforierten Individuen feststellen läßt und daß Porengröße und Aussehen der Gehäuseoberfläche sehr stark vom Erhaltungszustand der einzelnen Gehäuse abhängig zu sein scheinen, sodaß bei der mehr oder minder weitgehenden Umkristallisation der vorliegenden Gehäuse eine Zuordnung der meisten Exemplare zu *Globigerina* oder *Subbotina* sehr schwierig wäre. Sie werden daher zunächst weiterhin als Globigerinen geführt.

Globigerina inaequispira SUBBOTINA 1953

(Taf. 8, Fig. 4)

- 1953 *Globigerina inaequispira* SUBBOTINA sp. n. — SUBBOTINA, Trudy Vnigri 76, 69, Taf. 6, Fig. 1a—c, 2a—c, 4a—c (non 3a—c).
 non 1957 *Globigerina inaequispira* SUBBOTINA — LOEBLICH & TAPPAN, U. S. Nat. Mus. Bull. 215, 181, Taf. 49, Fig. 2a—c, Taf. 52, Fig. 1a—c, 2a—c, Taf. 56, Fig. 7a—c, Taf. 61, Fig. 3a—c, Taf. 62, Fig. 2a—c.
 non 1960 *Globigerina inaequispira* SUBBOTINA — OLSSON, Journ. Paleont. 37, 42, Taf. 8, Fig. 1—3.
 non 1962 *Globigerina inaequispira* SUBBOTINA — v. HILLEBRANDT, Abh. Bayer. Akad. Wiss., N. F. 108, 121, Taf. 11, Fig. 12a—b (1962b).
 Abbildungsoriginal Nr. 3801/9/1.

Beschreibung: Niedrig-trochospiral aufgewundene Art mit $3\frac{1}{2}$ —4 kugelig aufgeblasenen Kammern in der jüngsten Windung, die rasch an Größe zunehmen. Die letzte Kammer umfaßt mindestens die Hälfte, meist mehr als die Hälfte des maximalen Gehäusedurchmessers. Die Nähte sind tief eingesenkt, der Umriß stark gelappt. Die schlitzförmige Mündung öffnet sich über der drittletzten Kammer, die etwas vor die anderen vorgewölbt ist, zentral in den Umbilikus. Sie wird von einer kleinen Lippe überdacht.

Bemerkungen: Charakteristisch für *G. inaequispira* ist u. a. die stark gelappte Peripherie und der dreieckige Gehäuseumriß. Sämtliche bei LOEBLICH & TAPPAN (1957) als *G. inaequispira* abgebildeten Formen besitzen diese Merkmale nicht, sie sind zumeist nur dreikammerig in der jüngsten Windung, in der Seitenansicht gestaucht und gedrungen und besitzen eine nur geringfügig gelappte Peripherie. Auch Rauigkeiten auf den Kammeroberflächen in der Umbilikalgegend werden in der Originalbeschreibung bei SUBBOTINA nicht erwähnt. Ein Großteil der LOEBLICH-TAPPANSCHEN Figuren ist in die Nähe von *G. linaperta* FINLAY zu stellen.

Von anderen, pro Windung $3\frac{1}{2}$ —4 Kammern aufweisenden Globigerinen, wie *G. varianta* SUBBOTINA und *G. pseudoeocaena pseudoeocaena* SUBBOTINA unterscheidet sich *G. inaequispira* durch die im Verhältnis zum Gesamtgehäuse größere Endkammer und die tiefer eingesenkten Suturen sowie den wesentlich stärker gelappten Umriß und die zentrale Mündung. Die Form, die SUBBOTINA auf Taf. 6 in Fig. 3a—c als *G. inaequispira* abbildet, scheint weniger hierher als in die Nähe von *G. varianta* SUBBOTINA zu gehören, da sie in der Art der Größen- und Höhenzunahme der Kammern eher letzterer gleicht.

Vorkommen: Von SUBBOTINA (1953, 70) wird *G. inaequispira* aus dem unteren bis mittleren Eozän des Kaukasus aus der Zone der Konischen Globorotalien angegeben; sie besitzt dort dieselbe Vertikalverbreitung wie *Globorotalia aragonensis aragonensis* NUTTALL.

Globigerina linaperta FINLAY 1939

(Taf. 8, Fig. 5, 6)

- 1882 *Globigerina eocaenica* TERQUEM — TERQUEM, Mém. Soc. Géol. France (3) 2, 86, Taf. 9, Fig. 4.
 1939 *Globigerina linaperta* n. sp. — FINLAY, Transact. Roy. Soc. New. Zealand 69, 125, Taf. 13, Fig. 54—57 (Fide Cat. Foram).
 1944 *Globigerina eocaenica* TERQUEM — BANDY, Journ. Paleont. 18, 376, Taf. 62, Fig. 5a—c.

- 1948 *Globigerina eocaenica* TERQUEM — BANDY, Bull. Amer. Paleont. 32, 120, Taf. 23, Fig. 2a—c.
- 1952 *Globigerina linaperta* FINLAY — BRONNIMANN, Bull. Amer. Paleont. 34, 164, Taf. 12, Fig. 7—9.
- 1953 *Globigerina eocaenica* TERQUEM var. *eocaenica* TERQUEM — SUBBOTINA, Trudy VNIGRI 76, 80, Taf. 11, Fig. 8a—c, 10a—c, 11a—c (non 9a—c).
- 1953 *Globigerina eocaenica* TERQUEM var. *irregularis* SUBBOTINA n. var. — SUBBOTINA, ibidem, 81, Taf. 11, Fig. 12a—c — 14a—c.
- 1955 *Globigerina eocaenica* TERQUEM — WEISS, Journ. Paleont. 29, 18, Taf. 5, Fig. 4—6; Micropaleont. 1, 308, Taf. 1, Fig. 15—17.
- 1955 *Globigerina pseudotriloba* WHITE — WEISS, Journ. Paleont. 29, 18, Taf. 5, Fig. 1—3; Micropaleont. 1, 308, Taf. 1, Fig. 11—13.
- 1957 *Globigerina linaperta* FINLAY — BOLLI, U. S. Nat. Mus. Bull. 215, 70, Taf. 15, Fig. 15—17 (1957a).
- 1957 *Globigerina linaperta* FINLAY — BOLLI, U. S. Nat. Mus. Bull. 215, 163, Taf. 36, Fig. 5a—b (1957b).
- 1957 *Globigerina inaequispira* SUBBOTINA — LOEBLICH & TAPPAN, ibidem, 181, Taf. 49, Fig. 2a—c, Taf. 62, Fig. 2a—c.
- 1957 *Globigerina trilocolinoides* PLUMMER — LOEBLICH & TAPPAN, ibidem, 183, Taf. 52, Fig. 3, 4a—c, 5, 6a—c, 7, Taf. 56, Fig. 8a—c, Taf. 62, Fig. 3a—c, 4a—c.
- 1958 *Globigerina linaperta* FINLAY—HORNIBROOK, Micropaleont. 4, 33, Taf. 1, Fig. 19—21.
- 1960 *Globigerina linaperta* FINLAY — BOLLI & CITA, Riv. Ital. Paleont. 66, 371, Taf. 33, Fig. 2a—c.
- 1960 *Globigerina trilocolinoides* PLUMMER — BOLLI & CITA, ibidem, 373, Taf. 33, Fig. 1a—c.
- 1961 *Globigerina trilocolinoides* PLUMMER — I. KÜPPER, Jb. Geol. B.-Anst. 104, 259, Taf. 16, Fig. 6a—c.
- 1962 *Globigerina linaperta* FINLAY — GOHRBANDT, Mitt. Geol. Ges. Wien 54, 104, Taf. 7, Fig. 4a—c.
- 1963 *Globigerina linaperta* FINLAY — COLTRO, Riv. Ital. Paleont. 69, 202, Taf. 14, Fig. 6a—c, 7a—c.

Abbildungsoriginale Nr. 3801/9/2—3.

Beschreibung: Auf der Umbilikalseite sind bei diesem in der Äquatorialansicht nahezu rechteckigen Gehäuse lediglich drei rasch an Größe zunehmende Kammern sichtbar, deren jüngste mindestens die Hälfte des Gesamtgehäuses umfaßt. Auf der Spiralseite treten die inneren Windungen nicht hervor; die Suturen in ihrem Bereich sind undeutlich. Die drei jüngsten Kammern sind kugelig aufgeblasen, die Nähte zwischen ihnen sind nicht stark eingesenkt, sodaß der Umriss nur schwach gelappt ist. Die Mündung, ein schmaler Schlitz, zieht über der drittletzten Kammer aus dem Nabelraum gegen die Peripherie. Bei den besser erhaltenen Individuen läßt sich eine Lippe beobachten. Die Gehäusewand ist dicht perforiert, doch sind die Poren der jüngsten Kammer deutlich feiner als jene der älteren Kammern.

Bemerkungen: Mit den Prioritätsverhältnissen zwischen *G. linaperta* FINLAY und *Globigerina eocaenica* TERQUEM befaßten sich zuletzt ausführlich BERGGREN (1960 a, 77), GOHRBANDT (1962, 105), BANNER & BLOW (1962, 86) und COLTRO (1963, 202). Danach ist der Holotyp von *G. eocaenica* zerbrochen und daher unbrauchbar; bei einer Neubearbeitung der Fauna des Lutets des Pariser Beckens konnte LE CALVEZ keine korrespondierenden Formen finden, da planktonische Arten in der littoralen Fauna außerordentlich selten seien; es sei daher angebracht, den Namen *G. eocaenica* zugunsten von *G. linaperta* zu unterdrücken.

BERGGREN (1960 a, 73 ff.) nimmt dagegen eine Synonymie von *G. eocaenica* mit *G. yeguaensis* WEINZIERL & APPLIN an. Der Autor stellt

hierher z. B. die von BANDY (1944, 1948), WEISS (1955) und SUBBOTINA (1953, Taf. 11, Fig. 9, 12, 13, 14) als *G. eocaenica* abgebildeten Formen, die jedoch die für *G. linaperta* charakteristische, fast ungelappte Peripherie, gedrungene Gestalt, sowie eine zur Peripherie ziehende Mündung und glatte Gehäuseoberfläche besitzen, sich somit deutlich von *G. yeguaensis* unterscheiden. Letztere weist außer der mit kleinen Dornen besetzten Gehäuseoberfläche auch noch eine zentralere, höhergewölbte, nicht nur schlitzförmige Mündungsöffnung sowie tief eingeschnittene Suturen, einen gelappten Umriß und eine stärker trochospirale Anordnung der Windungen auf. Die Aperturflächen sind im Gegensatz zu *G. linaperta*, bei der sie, von der Seite gesehen, steil zum Nabel abfallen, bei *G. yeguaensis* stark eingezogen und verlaufen nahezu horizontal. BANNER & BLOW (1962, 100, Taf. 13, Fig. K—M) bilden eine *G. yeguaensis* ab, die von TODD mit dem Holotyp der Art verglichen wurde und mit diesem völlig ident sein soll; anstelle der ungenügenden Abbildung des Holotyps (WEINZIERL & APPLIN 1929, 408, Taf. 43, Fig. 1 a, b) kann demnach nun auf die Abbildung von BANNER & BLOW Bezug genommen werden. BERGGREN untersuchte die Variationsbreite von *G. yeguaensis* ausführlich, die auch hier hauptsächlich aus der verschiedenen starken Zunahme der Kammergrößen in der jüngsten Windung resultiert. Die der typischen Form entsprechende Variante mit $3\frac{1}{2}$ Kammern ist nach BERGGREN auch am zahlreichsten vertreten; daneben treten, weniger zahlreich, sowohl dreikammerige, als auch vierkammerige Formen auf, die in der Kammeranordnung *G. linaperta* und *G. triloculinoides* PLUMMER bzw. *G. pseudoeocaena* SUBBOTINA ähneln. Die Unterschiede wurden oben bereits angeführt und konnten auch an Material des Rösnaes Clay von Røgle Klint, Dänemark, das der zitierten Arbeit zugrunde lag und von Dr. Berggren freundlicherweise zum Vergleich zur Verfügung gestellt wurde, nachgeprüft werden.

LOEBLICH & TAPPAN (1957, 183) beziehen jede vor-mitteloazäne *G. linaperta* in die Synonymie von *G. triloculinoides* PLUMMER. *G. linaperta* läßt sich jedoch von *G. triloculinoides* gut unterscheiden an Hand der drittletzten Kammer, die bei *G. triloculinoides* stets so stark kugelig aufgeblasen und ventral vorgewölbt ist, daß in der Seitenansicht die vorletzte, an sich viel größere Kammer ventral ganz verdeckt ist, was bei *G. linaperta* nicht der Fall ist. Auch ist der annähernd rechteckige Gehäuseumriß für *G. linaperta* sehr charakteristisch.

G. finlayi BRONNIMANN wird von BOLLI (1957 a, 70) in die Synonymie von *G. linaperta* gestellt. Nach der Abbildung bei BRONNIMANN (1952) unterscheidet sie sich lediglich durch die zentrale Lage der Mündung (über vorletzter und drittletzter Kammer, während die Kammeranordnung typisch für *G. linaperta* ist. Vertreter dieser Art sollen im Typmaterial von Trinidad sehr selten sein.

Die von SUBBOTINA (1953) aufgestellte Unterart *G. eocaenica irregularis* erscheint der Typart zu ähnlich (sie unterscheidet sich nur durch die Sichtbarkeit eines Teiles der viertletzten Kammer auf der Umbilikalseite), um eine Abtrennung zu rechtfertigen.

Eine weitere, ähnliche Form ist *G. frontosa* SUBBOTINA 1953. BERGGREN (1960 a, 80 und 1960 b, 99) hält sie für synonym mit *G. linaperta*. Im

Gegensatz zu dieser besitzt *G. frontosa* aber eine hohe, bogenförmige Mündung ohne Lippe.

G. incisa HILLEBRANDT ist nach v. HILLEBRANDT (1962 b, 123) *G. linaperta* nahe verwandt; sie unterscheidet sich von dieser nur wenig, so durch die stärker eingeschnittenen Suturen und durch die in der Größe dominierende, stark kugelförmig aufgeblasene jüngste Kammer. Die von v. HILLEBRANDT als *G. linaperta* abgebildete Form scheint jedoch nach der stärker gewölbten Spiralseite und der vorgewölbten drittletzten Kammer eher zu *G. triloculinoides* zu stellen zu sein.

G. compressaformis CHALILOV und *G. quadritriloculinoides* CHALILOV, zwei m. E. synonyme Arten, unterscheiden sich bei sonstiger völliger Übereinstimmung von *G. linaperta* nur durch die stärker parallel zur Gehäuseachse komprimierte jüngste Kammer.

Vorkommen: *G. linaperta* wurde von FINLAY (1939) aus dem Mittel- eozän von Neu Seeland beschrieben; HORNIBROOK (1958, 29) gibt eine Gesamtverbreitung von *G. linaperta* in Neu Seeland vom Dan bis an die Obergrenze des Eozäns an. Von LOEBLICH & TAPPAN (1957) wird *G. linaperta* als eine auf das Mitteleozän beschränkte Art angesehen (da sie vom Erstautor aus dem Mitteleozän beschrieben wurde), die hierherzustellenden *G. triloculinoides* PLUMMER kommen jedoch schon in den oberpaleozänen Formationen des Salt Mountain limestone/Alabama, der Aquia Formation/Maryland-Virginia und der Vincentown Formation/New Jersey vor. BOLLI (1957) gibt aus Trinidad eine Reichweite von der paleozänen *Globorotalia pseudomenardi* Zone bis in die obereozäne *Globigerapsis seminivoluta* Zone an. Im Eozän von Sizilien wurde die Art von COLTRO (1963) von der Zone der *Globorotalia formosa formosa* bis zur Zone des *Globigerapsis kugleri* gefunden (Untereozän bis unteres Mitteleozän). Auch im Obereozän der Reingruber Serie bei Bruderndorf kommt *G. linaperta* vor (GOHRBANDT 1962).

***Globigerina pseudoeocaena ellipsocamera* CHALILOV 1956**

(Taf. 9, Fig. 4)

1956 *Globigerina pseudoeocaena* var. *ellipsocamera* CHALILOV — CHALILOV, Trudy Akad. Nauk. Azerb. SSR Inst. Geol. Baku 17, 241, Taf. 3, Fig. 1a—c (fide Cat. Foram.).
Abbildungoriginal Nr. 3801/9/4.

Beschreibung: Es handelt sich um eine große Form mit rhombischem Umriß, der durch die nahezu gleiche Größe der vier Kammern der äußersten Windung hervorgerufen wird. Die Gehäuseperipherie ist stark gelappt. Die Spiralseite ist flach gewölbt; auf der Umbilikalseite schließen die radialen, tief eingeschnittenen Nähte miteinander je einen annähernd rechten Winkel ein. Ventral sind die Kammern kugelig gewölbt, dorsal etwas abgeflacht; in der Seitenansicht erscheinen sie geringfügig parallel zur Gehäuseachse komprimiert und oval im Umriß. Die Mündung öffnet sich in den tiefen engen Nabel und zieht gegen die Peripherie; die Gehäusewand ist deutlich perforiert.

Bemerkungen: Von *G. pseudoeocaena pseudoeocaena* SUBBOTINA unterscheidet sich die vorliegende Unterart durch die größere Kammeranzahl sowie durch die überaus langsame Größenzunahme der Kammern

in der jüngsten Windung. Das letztere Merkmal ermöglicht auch die Trennung von der ebenfalls vierkammerigen *G. varianta* SUBBOTINA. *G. pseudo-eocaena ellipsocamera* ähnelt der von GÜMBEL (1869) aus den mitteleozänen Stockletten abgebildeten *G. eocaena*, nicht jedoch den von den nachfolgenden Autoren als *G. eocaena* beschriebenen Formen.

Vorkommen: CHALILOV (1956, fide Cat. Foram.) gibt die Form aus dem Mitteleozän von Aserbeidschan als häufig an. Im vorliegenden Material ist die Unterart selten.

Globigerina pseudoeocaena pseudoeocaena SUBBOTINA 1953

(Taf. 9, Fig. 1, 2, 3)

1953 *Globigerina pseudoeocaena* SUBBOTINA var. *pseudoeocaena* SUBBOTINA sp. et var. nov. — SUBBOTINA, Trudy VNIGRI 76, Taf. 4, Fig. 9a—c, ? Taf. 5, Fig. 1a—c, 2a—c.
1962 *Globigerina linaperta pseudoeocaena* (SUBBOTINA) — BANNER & BLOW in EAMES, BANNER, BLOW & CLARKE, 87, Taf. 9, Fig. M.

Abbildungsortigale Nr. 3801/9/5—7.

Beschreibung: Auf der konvex gewölbten Spiralseite sind $2\frac{1}{2}$ Windungen sichtbar; im äußersten Umgang befinden sich spiral 4, umbilikal $3\frac{1}{2}$, meist aber ebenfalls 4 mäßig rasch größer werdende Kammern. Die drittletzte Kammer ist auffallend stark entwickelt und wölbt sich ventral kugelig vor die Nachbarkammern vor. Die Suturen verlaufen sowohl auf der Spiral- als auch der Umbilikalseite ganz schwach gebogen und sind nicht sehr stark eingesenkt, weshalb die Peripherie nur mäßig gelappt ist. Der Nabelraum ist bei den vorliegenden Exemplaren stets mit Sediment gefüllt, doch läßt sich auf eine umbilikal-extraumbilikale Lage der Mündung schließen; eine Lippe konnte nicht beobachtet werden. Die Gehäusewand wird von groben Poren durchsetzt.

Bemerkungen: *G. pseudoeocaena pseudoeocaena* stellt zusammen mit *G. varianta* SUBBOTINA den Hauptanteil der vorhandenen Globigerinen. Von der von SUBBOTINA abgebildeten typischen Form (Taf. 4, Fig. 9 a—c) unterscheiden sich die vorliegenden Exemplare durch den durch die Sedimentausfüllung viel größer erscheinenden Nabelraum. In der Seitenansicht läßt sich jedoch die gleiche Neigung der Aperturflächen der letzten und drittletzten Kammer beobachten, die zusammen einen Winkel von etwa 90° einschließen. Dieses Merkmal unterscheidet *G. pseudoeocaena pseudoeocaena* sowohl von *G. yeguaensis* WEINZIERL & APPLIN, bei der sich die Aperturflächen in sehr spitzem Winkel einander im Nabelraum nähern, als auch von den von SUBBOTINA ebenfalls als *G. pseudoeocaena pseudoeocaena* abgebildeten Formen in Fig. 1 und 2 auf Tafel 5, deren Zugehörigkeit zu *G. pseudoeocaena pseudoeocaena* bereits von BANNER & BLOW (1962, 87) mit einem Fragezeichen versehen worden war. Letztere weisen außerdem eine plane Spiralseite auf, die der Holotyp ebenfalls nicht besitzt.

Weitere Unterschiede zu *G. yeguaensis* WEINZIERL & APPLIN, zu welcher BERGGREN (1960 b, 73 ff.) sämtliche *G. pseudoeocaena* stellt, sind das Fehlen von Stacheln auf der Gehäuseoberfläche und die umbilikal-extraumbilikale Position der hier schlitzförmigen Mündung; nicht zuletzt ist die Tatsache bemerkenswert, daß in Populationen mit *G. yeguaensis* die vierkammerigen Varianten dieser Art im Vergleich zur typischen Form mit drei Kammern

relativ selten sind, während im vorliegenden Material dagegen ausschließlich die vierkammerigen Varietäten vorliegen.

G. linaperta FINLAY und *G. triloculinoides* PLUMMER unterscheiden sich von *G. pseudoeocaena pseudoeocaena* durch die geringere Kammeranzahl im jüngsten Umgang sowie die flache Spiralseite. Schon SUBBOTINA (1953) erwähnt jedoch die enge Beziehung zu *G. triloculinoides* PLUMMER sowie die Tatsache, daß *G. triloculinoides* etwa im selben Maß an Häufigkeit abnimmt, als *G. pseudoeocaena pseudoeocaena* an Zahl zunimmt.

G. varianta SUBBOTINA besitzt ebenfalls vier Kammern in der äußeren Windung, doch nehmen diese regelmäßiger an Größe zu; dorsal legen sich die Windungen planspiral aneinander.

Vorkommen: *G. pseudoeocaena pseudoeocaena* wird von SUBBOTINA (1953, 45) von ihrer Zone der Konischen Globorotalien bis einschließlich in die Zone der *Acarinina rotundimarginata* angegeben, was nach BERGGREN (1965 a) dem oberen Ypres bis Lutet entspricht. Sie kommt im Kaukasus in ihrem unteren Verbreitungsgebiet gemeinsam mit *Globorotalia aragonensis* NUTTALL vor. BANNER & BLOW (1962, 88) fanden die Art ab Mitteleozän in Ostafrika.

Globigerina trilobata SUBBOTINA 1953

(Taf. 9, Fig. 5, 6)

1953 *Globigerina pseudoeocaena* SUBBOTINA var. *trilobata* SUBBOTINA sp. et var. nov. — SUBBOTINA, Trudy VNIGRI 76, 68, Taf. 5, Fig. 5a—c.

1962 *Globigerina inaequispira* SUBBOTINA — v. HILLEBRANDT, Abh. Bayer. Akad. Wiss., N. F. 108, 121, Taf. 11, Fig. 12a—b (1962b).

Abbildungsoriginale Nr. 3801/10/1—2.

Beschreibung: Die Spiralseite ist plan und weist 2—2½ Umgänge auf, auf der Umbilikalseite sind 3½ sehr rasch an Größe zunehmende Kammern sichtbar, die parallel zur Achse komprimiert sind. Die jüngste Kammer kann bis die Hälfte des Gehäuses umfassen. In der Seitenansicht wölbt sie sich mit horizontaler Aperturfläche weit über den Nabelraum vor. Die Mündung zieht unter dieser Fläche als schmaler Schlitz, soweit beobachtbar ohne Lippe, aus dem Umbilikus mehr oder weniger weit gegen die Peripherie. Die Nähte verlaufen beidseits geradlinig, die Gehäusewand ist grob perforiert.

Bemerkungen: *G. trilobata* besitzt umbilikal die gleiche Kammeranzahl wie *G. triloculinoides* PLUMMER, unterscheidet sich von dieser durch die gedrungene, kompaktere Gestalt und den weniger stark gelappten Umriß, die stark zusammengedrückten Kammern und die unbelippte Mündung. *G. pseudoeocaena pseudoeocaena* SUBBOTINA besitzt dagegen vier ganze Kammern im jüngsten Umgang und eine stark konvexe Spiralseite. Gegenüber *G. linaperta* FINLAY besitzt *G. trilobata* stärker komprimierte Kammern, eine niedrigere jüngste Kammer sowie eine horizontale Aperturfläche, wie sie weder bei *G. triloculinoides* PLUMMER noch bei *G. pseudoeocaena pseudoeocaena* SUBBOTINA oder *G. linaperta* FINLAY erscheint. Die von v. HILLEBRANDT (1962 b) als *G. inaequispira* SUBBOTINA abgebildete Form ist ebenfalls hierherzustellen. Ähnlich, nur durch den stärker gelappten Umriß unterschieden, sind die von SUBBOTINA (1953,

Taf. 5, Fig. 1 und 2) als *G. pseudoeocaena pseudoeocaena* abgebildeten Formen, die vom Holotyp von *G. pseudoeocaena pseudoeocaena* sehr verschieden sind (siehe auch dort).

Vorkommen: SUBBOTINA (1953) gibt die Unterart aus dem Kaukasus aus der *Acarinina* Zone an, die über der Zone der Konischen Globorotalien folgt und dem Mitteleozän entspricht; v. HILLEBRANDT (1962 b) beschreibt die Form aus dem obersten Ilerd des Beckens von Reichenhall und Salzburg.

Globigerina triloculinoides PLUMMER 1927

(Taf. 8, Fig. 7)

- 1927 *Globigerina triloculinoides* n. sp. — PLUMMER, Univ. Texas Bull. 2644, 134, Taf. 8, Fig. 10 a—b.
 1928 *Globigerina pseudotriloba* n. sp. — WHITE, Journ. Paleont. 2, 194, Taf. 27, Fig. 17 a—b.
 1937 *Globigerina triloculinoides* PLUMMER — GLAESSNER, Probl. Micropaleont. 2—3, 382, Taf. 4, Fig. 33 a—b (1937b).
 1953 *Globigerina triloculinoides* PLUMMER — SUBBOTINA, Trudy VNIGRI 76, 82, Taf. 11, Fig. 15 a—c, Taf. 12, Fig. 1 a—c, 2 a—c.
 1957 *Globigerina triloculinoides* PLUMMER — BOLLI, U. S. Nat. Mus. Bull. 215, 70, Taf. 15, Fig. 18—20.
 1957 *Globigerina triangularis* WHITE — BOLLI, ibidem, 71, Taf. 15, Fig. 12—14.
 1957 *Globigerina triloculinoides* PLUMMER — LOEBLICH & TAPPAN, ibidem, 183, Taf. 41, Fig. 2 a—c, Taf. 42, Fig. 2 a—c, Taf. 43, Fig. 5 a—c, 8 a—b, 9 a—c, Taf. 45, Fig. 3 a—c, Taf. 46, Fig. 1 a—c, Taf. 47, Fig. 2 a—c.
 1960 *Globigerina triloculinoides* PLUMMER — OLSSON, Journ. Paleont. 34, 43, Taf. 7, Fig. 22—24.
 1960 *Globigerina inaequispira* SUBBOTINA — OLSSON, ibidem, 42, Taf. 8, Fig. 1—3.
 1962 *Globigerina triloculinoides* PLUMMER — v. HILLEBRANDT, Abh. Bayer. Akad. Wiss., N. F. 108, 119, Taf. 11, Fig. 1 a—c (1962b).
 1962 *Globigerina linaperta* FINLAY — v. HILLEBRANDT, ibidem, 120, Taf. 11, Fig. 2 a—b, 3 a, c, (1962b).
 1963 *Globigerina triloculinoides* PLUMMER — GOHRBANDT, Mitt. Geol. Ges. Wien 56, 42, Taf. 1, Fig. 1—3.

Abbildungoriginal Nr. 3801/10/3.

Beschreibung: Auf der ebenen bis flach gewölbten Spiralseite sind zwei Umgänge mit je vier Kammern sichtbar, die sehr rasch an Größe zunehmen. Auf der Umbilikalseite zeigen sich nur 3—3½ Kammern in der jüngsten Windung. Die Suturen sind tief eingezogen und verleihen dem Gehäuse eine gelappte Peripherie. Die Kammern sind kugelig aufgeblasen und nur geringfügig parallel zu Achse komprimiert. Die jüngste Kammernimmt ein Drittel bis nahezu die Hälfte des gesamten Gehäuses ein. Die Mündung zieht als schmaler Schlitz vom Umbilikus über der kräftig ventralwärts vorgewölbten drittletzten Kammer nach außen. Sie wird von einer gut entwickelten Lippe überdacht. Die Gehäusewand ist von groben Poren durchbrochen.

Bemerkungen: *G. triloculinoides* ist eine besonders im Paleozän sehr weit verbreitete Art; im vorliegenden, eozänen Material treten jedoch nur mehr selten ganz typisch ausgebildete Exemplare auf, die Mehrzahl der Individuen besitzt weniger stark eingezogene Suturen und daher auch einen schwächer gelappten Umriß. Die Variationsbreite von *G. triloculinoides* resultiert aus der verschiedenen raschen Größenzunahme der Kammern und damit aus dem verschiedenen hohen Grad der Sichtbarkeit

der viertletzten Kammer auf der Umbilikalseite. Reicht die viertletzte Kammer weit auf die Ventralseite, so erhält das Gehäuse ein Aussehen, wie es die von BOLLI (1957) als *G. triangularis* WHITE abgebildete *G. trilocolinoides* besitzt. Ist die viertletzte Kammer ventral kaum mehr zu sehen, wird das Gehäuse sehr *linaperta* - ähnlich. Zwischen beiden Extremen gibt es sämtliche Zwischenstufen. Variabel ist weiters auch die Größe der jüngsten Kammer im Verhältnis zum Gesamtgehäuse. Jedoch ist eine so weite Artfassung, wie sie von LOEBLICH & TAPPAN (1957) angewandt wird, nicht zweckmäßig.

Eine *G. trilocolinoides* morphologisch sehr ähnliche Form ist die von WEINZIERL & APPLIN (1929) ursprünglich aus dem oberen Mitteleozän der Texas Gulf Coast beschriebene *G. yeguaensis*, die neuerdings von BERGGREN (1960 b) auch aus dem Untereozän von Dänemark und Nordwestdeutschland bekannt gemacht wurde. Die Unterschiede zwischen beiden Arten liegen hauptsächlich im Vorhandensein einer dornigen Gehäuseoberfläche, einer mehr zentralen Mündungsposition und tiefer eingeschnittenen Suturen bei *G. yeguaensis* (siehe auch BERGGREN 1960 b, 82).

Von *G. varianta* SUBBOTINA und *G. pseudoecaena pseudoecaena* SUBBOTINA unterscheidet sich *G. trilocolinoides* durch die geringere Kammeranzahl auf der Umbilikalseite und die deutliche Lippe sowie von *G. pseudoecaena pseudoecaena* außerdem noch durch die weniger stark gewölbte Spiralseite. (Bezüglich der Unterschiede zu *G. linaperta* FINLAY siehe dort.) Eine enge Beziehung zwischen diesen beiden Arten wird allgemein angenommen. Auf die Unklarheiten, die sich mit dem Holotyp von *G. trilocolinoides* verbinden, haben BANNER & BLOW (1962, 87) hingewiesen. Die genannten Autoren wählten daher die von LOEBLICH & TAPPAN (1957) auf Taf. 43 in Fig. 9 a—c als Topotyp aus der Wills Point Formation aus Texas abgebildete Form als Grundlage für den Typ von *G. trilocolinoides*.

Vorkommen: BOLLI (1957 a) gibt für *G. trilocolinoides* in Trinidad ein sehr beschränktes stratigraphisches Auftreten nur von der tiefpaleozänen *Globorotalia trinidadensis*- bis zur *Globorotalia pusilla pusilla* Zone an; doch reicht die ebenfalls zu *G. trilocolinoides* zu stellende *G. triangularis* WHITE von der letztgenannten Zone weiter bis in die Zone der *Globorotalia aragonensis* im Untereozän. LOEBLICH & TAPPAN (1957) beschreiben die Art aus dem gesamten Paleozän fast aller von ihnen untersuchten Formationen. SUBBOTINA (1953) führt *G. trilocolinoides* aus ihrer Zone der Konischen Globorotalien an. Im Helvetikum N Salzburg fand GOHRBANDT (1963) die Art im gesamten von ihm untersuchten Profilbereich vom Danien bis in die Zone der *Globorotalia rex*. Nach der geringen Zahl der typisch ausgebildeten Exemplare im vorliegenden Material dürfte das Ende der stratigraphischen Verbreitung von *G. trilocolinoides* etwa in das höhere Untereozän fallen.

Globigerina turgida FINLAY 1939

(Taf. 9, Fig. 7)

- 1939 *Globigerina linaperta* FINLAY var. *turgida* FINLAY — FINLAY, Proceed. Transact. Roy. Soc. New Zealand 69, 125 (fide Cat. Foram.).
 1952 *Globigerina turgida* FINLAY — BRONNEMANN, Bull. Amer. Paleont. 34, 19, Taf. 3, Fig. 1—3.

- 1957 *Globigerina turgida* FINLAY — BOLLI, U. S. Nat. Mus. Bull. 215, 73, Taf. 15, Fig. 3—5 (1957a).
 1961 *Globigerina turgida* FINLAY — PESSAGNO, Micropaleont. 7, 354, Taf. 2, Fig. 3—5.
 1962 *Globigerina turgida* FINLAY — v. HILLEBRANDT, Abh. Bayer. Akad. Wiss., N. F. 108, 121, Taf. 11, Fig. 13a—b (1962b).
 1964 *Globorotaloides turgida* (FINLAY) — JENKINS, COLFER 15, 117, Taf. 7—8.
 Abbildungsoriginal Nr. 3801/10/4.

Beschreibung: Mäßig hoch trochospiral gewundenes Gehäuse mit etwa 12 Kammern, wovon die 4 Kammern des jüngsten Umganges nur langsam an Größe zunehmen; sie sind etwas gestaucht, besonders die jüngste Kammer weist einen breit-ovalen Umriß auf. Die Suturen sind nicht sehr tief eingezogen, der Gehäuseumriß daher nur schwach gelappt. Die Mündung öffnet sich der drittletzten Kammer gegenüber in den Nabel, eine Lippe konnte nicht beobachtet werden. Die Gehäusewand ist grob perforiert.

Bemerkungen: *G. turgida* unterscheidet sich durch die nahezu gleich großen Kammern der Umbilikalseite von anderen vierkammerigen Globigerinen, wie *G. varianta* SUBBOTINA, *G. pseudoeocaena pseudoeocaena* SUBBOTINA und gewissen Formen von *G. triloculinoides* PLUMMER. Von der Mehrzahl der genannten Arten ist sie auch noch durch die höher gewölbte Spiralseite und den engeren Nabel unterschieden.

Vorkommen: *G. turgida* wird von BOLLI (1957 a) von der untereozänen *Globorotalia aragonensis* Zone bis in die mitteleozäne *Hantkenina aragonensis* Zone in Trinidad angegeben. V. HILLEBRANDT (1962 b) erwähnt die Art im Becken von Reichenhall und Salzburg bereits aus der Zone der *Globorotalia rex*.

***Globigerina varianta* SUBBOTINA 1953**

(Taf. 10, Fig. 1, 2)

- ? 1928 *Globigerina quadrata* n. sp. — WHITE, Journ. Paleont. 2, 195, Taf. 27, Fig. 18a, b.
 1953 *Globigerina varianta* SUBBOTINA sp. n. — SUBBOTINA, Trudy VNIGRI 76, 63, Taf. 3, Fig. 5a—c — 12a—c, Taf. 4, Fig. 1a—c — 3a—c, Taf. 15, Fig. 1a—c — 3a—c.
 1957 *Globigerina triloculinoides* PLUMMER — BOLLI, U. S. Nat. Mus. Bull. 215, Taf. 17, Fig. 25, 26 (1957a).
 1957 *Globorotalia quadrata* (WHITE) — BOLLI, ibidem, 73, Taf. 17, Fig. 22—24 (1957a).
 1957 *Globorotalia pseudobulloides* (PLUMMER) — LOEBLICH & TAPPAN, U. S. Nat. Mus. Bull. 215, 192, Taf. 45, Fig. 2a—c, Taf. 46, Fig. 6a—c.
 non 1957 *Globorotalia varianta* (SUBBOTINA) — LOEBLICH & TAPPAN, ibidem, 196, Taf. 44, Fig. 1a—2b, Taf. 45, Fig. 4a—c.
 1962 *Globorotalia (Globorotalia) varianta* (SUBBOTINA) — v. HILLEBRANDT, Abh. Bayer. Akad. Wiss., N. F. 108, 125, Taf. 12, Fig. 10a—c, 11a, b (1962b).
 1963 *Globigerina pseudobulloides varianta* SUBBOTINA — GOHRBANDT, Mitt. Geol. Ges. Wien 56, 45, Taf. 1, Fig. 16—18.
 1965 *Globorotalia varianta* (SUBBOTINA) — BERGGREN, Micropaleont. 11, 295, Textfig. 12, a—c (1965a).

Abbildungsoriginale Nr. 3801/10/5, 6.

Beschreibung: Etwa zwölfkammerige Form mit vier Kammern in der jüngsten Windung, die kugelig aufgeblasen und nur schwach parallel zur Achse komprimiert sind. Die Kammern nehmen gleichmäßig an Breite und Länge und rasch an Höhe zu. Die jüngste Kammer ist stets die größte. Da die Art planspiral eingerollt ist (nur selten tritt eine Wölbung der Spiralseite auf, wie in Fig. 2 auf Taf. 10) und dorsal sämtliche Kammer-

oberflächen in einer Ebene liegen, ist ventral ein stetes Ansteigen der Kammerhöhe zu beobachten. Die Suturen sind deutlich eingesenkt, sie verlaufen sowohl dorsal als auch ventral schwach gebogen, die Peripherie ist gelappt, der Gehäuseumriß ist deltoidförmig. Die Mündung, ein schmaler, langer Schlitz, liegt umbilikal an der Basis der jüngsten Kammer und zieht aus dem Nabelraum zur Peripherie; sie kann von einer schmalen Lippe überdacht sein. Die Gehäusewand ist mittelgrob, die Wand der jüngsten Kammer etwas feiner perforiert.

Bemerkungen: *G. varianta* unterscheidet sich nur durch die geringere Kammeranzahl pro Umgang (vier statt fünf Kammern) von *G. pseudobulloides* PLUMMER. Zur Synonymie mit *G. quadrata* WHITE siehe v. HILLEBRANDT (1962 b, 125) und GOHRBANDT (1963, 45).

Von der ebenfalls vierkammerigen *G. pseudoeocaena pseudoeocaena* SUBBOTINA ist *G. varianta* durch die stete Höhenzunahme der Kammern auf der Umbilikalseite unterscheidbar; die drittjüngste Kammer ist nicht vor die anderen vorgewölbt, sondern liegt mit den anderen Kammern in einer Ebene, wodurch sie sich auch von *G. inaequispira* SUBBOTINA unterscheidet. Die von SUBBOTINA (1953) auf Taf. 6, Fig. 3 a—c als *G. inaequispira* abgebildete Art gehört wohl eher ebenfalls in die Nähe von *G. varianta*.

Vorkommen: Für *G. varianta* wird von einzelnen Autoren eine Beschränkung auf das tiefere Paleozän angegeben (BOLLI 1957 a, 73, Trinidad, LOEBLICH & TAPPAN 1957, 192, Alabama), während v. HILLEBRANDT (1962 b, 125, Becken von Reichenhall und Salzburg) und GOHRBANDT (1963, 45, Helvetikum N Salzburg) eine Verbreitung nahezu durch das gesamte Paleozän feststellen konnten. Im Kaukasus, woher *G. varianta* beschrieben wurde, kommt die Form nach SUBBOTINA (1953 und 1960, Textfig. 1 — fide BERGGREN 1965 a, Textfig. 4) vom Paleozän bis in das Untereozän mit *G. aragonensis* NUTTALL vor. BERGGREN (1965 a, 296) selbst konnte die Art bis in die *Globorotalia formosa* Zone beobachten. V. HILLEBRANDT (1962 b, 125) vermutet, daß die untereoazänen Formen vielleicht einer anderen Art angehörten; es ist für eine solche Annahme kein Grund vorhanden, da die Art ja auch im Untereozän noch typisch ausgebildet und nicht durch eine stratigraphische Lücke von den paleozänen Formen getrennt ist.

Eponididae HOFKER 1951

Eponides DE MONTFORT 1808

Eponides polygonus LE CALVEZ 1949

(Taf. 10, Fig. 3)

1949 *Eponides polygonus* n. sp. — LE CALVEZ, Mém. Carte Géol. France, 28, Taf. 5, Fig. 90—92.

1961 *Eponides polygonus* Y. LE CALVEZ — KAASSCHIETER, Mém. Inst. roy. Sci. natur. Belg. 147, 210, Taf. 12, Fig. 1a—c.

Abbildungoriginal Nr. 3801/11/1.

Beschreibung: Umbilicokonvexe, ungenabelte Form mit gekanteter, mehr oder weniger deutlich gekielter Peripherie. Auf der involuten Ventral-

seite folgen fünf Kammern aufeinander, die durch S-förmige, erst im jüngsten Gehäuseabschnitt etwas besser sichtbare Suturen getrennt sind. Die plane oder schwach konvexe Spiralseite zeigt drei Windungen, in der jüngsten finden sich sechs Kammern; die Suturen verlaufen in einer Weise gekrümmt, daß die dorsalen Kammeroberflächen einen dreieckigen Umriß erhalten; sie sind bandförmig und nicht über die Oberfläche erhaben. Die Gehäusewand wird von groben Poren durchsetzt. Die Mündung bildet einen langen, schmalen Schlitz an der Basis der jüngsten Kammer.

Vorkommen: Die Originalbeschreibung der Art stammt aus dem Lutet des Pariser Beckens (LE CALVEZ 1949). Nach KAASSCHLETER kommt *E. polygonus* in Belgien von Mittel- bis Obereozän, in Frankreich im Lutet und in den Niederlanden neben dem Mitteleozän auch im höheren Unter-eozän der Unteren Panisel beds vor.

Eponides sp.

(Taf. 10, Fig. 4)

Abbildungsoriginal Nr. 3801/11/2.

Beschreibung: Umbilicokonvexe, gekielte Form mit nur vier Kammern im letzten Umgang, die rasch an Größe zunehmen. Der Nabel ist geschlossen. Die Suturen verlaufen auf der Umbilikalseite eingesenkt und radial, auf der Spiralseite sind sie schmal bandförmig, nicht erhaben und stark nach hinten gekrümmt. Die Mündung zieht an der Basis der jüngsten Kammer vom Kiel gegen die Gehäusespitze. Die Kammerwände sind mit Ausnahme eines streifenförmigen Arealis oberhalb der Mündung von groben Poren durchbrochen.

Bemerkungen: Hinsichtlich der Wölbungsgrade von Spiral- und Umbilikalseite besteht eine Ähnlichkeit zu *E. polygonus* LE CALVEZ, doch unterscheidet die vorliegende Form sich von diesem durch die geringere Kammeranzahl.

Cibicididae CUSHMAN 1927

Cibicides DE MONTFORT 1808

Cibicides havanensis CUSHMAN & BERMUDEZ 1957

(Taf. 10, Fig. 5)

1937 *Cibicides havanensis* CUSHMAN & BERMUDEZ — CUSHMAN & BERMUDEZ, CCLFR 13, 28, Taf. 3, Fig. 1—3.

1953 *Cibicides havanensis* CUSHMAN & BERMUDEZ — BECKMANN, Eclog. Geol. Helv. 46, 402, Taf. 27, Fig. 8.

Abbildungsoriginal Nr. 3801/12/1.

Beschreibung: Die bikonvexe, bauchige Form zeigt auf der involuten Umbilikalseite 10—14 Kammern im letzten Umgang. Die breiten, bandförmigen, sich kaum über die Oberfläche erhebenden Suturen biegen an der Peripherie in scharfem Winkel um und bilden einen abgerundeten Kiel, der im älteren Teil der jüngsten Windung breiter ist und gegen die

jüngste Kammer zu stetig schmaler wird. Er verleiht dem Gehäuse einen gänzlich ungelappten, kreisförmigen Umriß. Die umbilikalen Kammeroberflächen erhalten durch die gewinkelt umbiegenden Suturen eine dreieckige Gestalt. Zwei Drittel des Gehäusedurchmessers der Umbilikalseite werden von einem Nabelpfropf eingenommen. Auf der Spiralseite sind etwa $2\frac{1}{2}$ — $3\frac{1}{2}$ Windungen vorhanden, doch sind die Spiralsuturen so stark entwickelt, daß die Kammeroberflächen der Kammern der inneren Umgänge zu kleinen kreisförmigen Flächen reduziert sind. In den Kammerwänden der letzten Windung sind Poren sichtbar.

Bemerkungen: Die vorliegenden Formen stimmen bis auf die größere Nabelausfüllung mit der Typabbildung bei CUSHMAN & BERMUDEZ gut überein; die Ausdehnung des Nabelknopfes ist in gewissen Grenzen variabel und schwankt von Individuum zu Individuum. (Über die Unterschiede zu *C. pseudoungerianus* (CUSHMAN) siehe dort.)

Vorkommen: *C. havanensis* wurde aus dem Eozän von Kuba beschrieben. Nach BECKMANN (1953, 402) ist die Form häufig im Obereozän und Unteroligozän der Oceanic Formation der Barbados-Insel.

Cibicides cf. **howelli** TOULMIN 1941

(Taf. 11, Fig. 1)

cf. 1941 *Cibicides howelli* TOULMIN, n. sp. — TOULMIN, Journ. Paleont. 15, 609, Taf. 82, Fig. 16—18.

Abbildungsoriginal Nr. 3801/12/2.

Beschreibung: Plankonvexe Form mit ungekielter, aber schwach abgekanteter, ungelappter Peripherie. Sowohl Spiral- als auch Umbilikalseite sind involut, sie zeigen jeweils die jüngste Windung mit etwa 8 Kammern und einen zentralen Nabelknopf, der dorsal zur Hälfte von einer (mit Sediment erfüllten) Furche umgeben ist. Die Nähte der Umbilikalseite sind schwach eingesenkt und nahe der Peripherie nach rückwärts gebogen, auf der Spiralseite sind sie stärker eingetieft und gekrümmt. Im ältesten Abschnitt der jüngsten Windung sind sie sowohl dorsal als auch ventral oberflächengleich und sehr undeutlich. Die Gehäusewand ist grob perforiert, die Mündung zieht von der Umbilikalseite über die Peripherie entlang der jüngsten Kammern auf die Spiralseite weiter.

Bemerkungen: Die vorliegende Form unterscheidet sich vom typischen *C. howelli* durch die nicht so scharf abgekantete Peripherie und die weniger stark aufgeblähten jüngsten Kammern, hat mit ihm gemeinsam aber neben der allgemeinen Gehäuseform die groben Poren und die sowohl dorsal als auch umbilikal stark rückwärtsgebogenen Suturen. Daß *C. howelli* der Variation „*umbonifer*“ von *C. praecursorius*, die SCHWAGER beschrieb, sehr ähnlich ist und sich nur durch die kräftiger gekrümmten Nähte unterscheidet, wurde bereits von TOULMIN in der Originalbeschreibung vermerkt. In der Seitenansicht gleicht die vorliegende Form sogar eher der letzteren Art. Die 1948 von BANDY beschriebene „*Cibicidina mauricensis subinvoluta*“ könnte ein Synonym von *C. praecursorius umbonifer* sein.

C. howelli wurde von TOULMIN (1941) aus dem oberen Paleozän und Untereozän von Alabama beschrieben.

Cibicides fortunatus MARTIN 1943

(Taf. 10, Fig. 2)

1943 *Cibicides fortunatus* MARTIN n. sp. — MARTIN, Stanford Univ. Publ. Geol. Sci. 3/3, 121, Taf. 8, Fig. 5a—c.

Abbildungsoriginal Nr. 3801/12/3.

Beschreibung: Die semiinvolute Spiralseite dieser plankonvexen Art zeigt $1\frac{1}{2}$ Umgänge mit neun Kammern in der letzten Windung. Die stark gebogenen Kammerscheidewände, die von innen nach außen an Dicke abnehmen, sind wulstartig erhaben und können an der Basis der Windung zu einer ringförmigen Bildung verschmelzen. Der vorletzte Umgang ist, soweit an der Oberfläche sichtbar, meist von Sediment verklebt, sodaß der Eindruck einer mehr oder weniger breiten Furche zwischen jüngster Windung und der das Zentrum einnehmenden Nabelschwiele entsteht. Die Umbilikalseite ist bauchig-konvex, im Zentrum jedoch abgeflacht oder sogar etwas eingedellt. Die einzelnen Kammern sind nicht aufgeblasen, die Suturen zwischen ihnen bandförmig und oberflächengleich oder ein wenig erhaben. Zwischen den älteren Kammern der jüngsten Windung sind sie nur schwach zu sehen. Die Kammerscheidewände gehen ohne sichtbare Grenze in die ventrale Nabelschwiele über. Die Peripherie des Gehäuses bildet ein stumpfer Kiel aus durchsichtigem Schalenmaterial. Die Kammeroberflächen werden sowohl dorsal als auch ventral von groben Poren durchsetzt. Die Mündung liegt an der Basis der jüngsten Kammer und zieht von der Ventralseite über die Peripherie auf die Dorsalseite.

Bemerkungen: *C. pharaonis* LE ROY, eine ähnlich stark umbiliko-konvexe Form, zeigt im Unterschied zu *C. fortunatus* auf der Spiralseite alle Windungen deutlich; die beiden jüngsten Kammern sind im Vergleich zu den vorhergehenden sehr groß, während bei *C. fortunatus* eine stete Größenzunahme der Kammern zu beobachten ist. Die beiden in Kammerfolge und Ausbildung der Suturen ähnlichen Arten *C. decoratus* LE ROY und *C. zitteli* LE ROY sind bikonvex.

Vorkommen: Die Art wurde von MARTIN (1943, 122) aus der oberpaleozän-eozänen Lodo Formation Californiens beschrieben und zeigt dort eine stratigraphische Verbreitung, die etwas über jener von *Globorotalia rex* MARTIN einsetzt und gleichzeitig mit dieser endet.

Cibicides lobatulus (WALKER & JACOB) 1798

(Taf. 10, Fig. 3, 4)

1798 *Nautilus lobatulus* WALKER & JACOB — WALKER & JACOB, in KAMMACHER, 642, Taf. 14, Fig. 36 (fide Cat. Foram.).1846 *Truncatulina lobatula* D'ORBIGNY — D'ORBIGNY, Foram. Foss. Bass. Tert. Vienne, 168, Taf. 9, Fig. 18—20.1944 *Cibicides lobatus* (D'ORBIGNY) — BANDY, Journ. Paleont. 18, 374, Taf. 62, Fig. 1a—c.1948 *Cibicides lobatus* (D'ORBIGNY) — BANDY, Bull. Amer. Paleont. 32, 105, Taf. 19, Fig. 3a—c.1951 *Cibicides praecursorius* (SCHWAGER) CUSHMAN & PONTON — CUSHMAN, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 232, Taf. 19, Fig. 1a, b (non 2—6).1958 *Cibicides lobatulus* (WALKER & JACOB) — BATJES, Mém. Inst. roy. Sci. natur. Belg. 143, 153, Taf. 9, Fig. 7a—c.1961 *Cibicides lobatulus* (WALKER & JACOB) — KAASSCHIETER, Mém. Inst. roy. Sci. natur. Belg. 147, 221, Taf. 14, Fig. 5a—c.

Abbildungsoriginale Nr. 3801/12/4—5.

Beschreibung: Die Peripherie dieser scharf gekielten Form ist unregelmäßig gelappt. Die flach konvexe Umbilikalseite ist sehr eng genabelt und zeigt nur die äußerste Windung, in der sich 5—6 Kammern befinden; die dazwischenliegenden Suturen verlaufen eingesenkt und biegen nahe der Peripherie scharf nach hinten um. Auf der planen bis schwach konkav eingesenkten Spiralseite sind etwa $1\frac{1}{2}$ Umgänge zu sehen. Die Suturen sind gleichmäßig halbkreisförmig gebogen, bandförmig und nicht über die Oberfläche erhaben. Die Gehäusewand ist deutlich von Poren durchbrochen, die Mündung, eine schmale schlitzförmige Öffnung, zieht von der Umbilikalseite über die Peripherie auf die Spiralseite weiter.

Bemerkungen: Im vorliegenden Material ist *C. lobatulus* infolge des scharfen Kieles, der äußerst geringen Gehäusehöhe und der planen Spiralseite eine sehr charakteristische Form, die sich leicht von anderen Arten abgrenzen läßt. In stratigraphisch höheren Bereichen sollen jedoch Übergänge zu anderen, bikonvexen *Cibicides*-Arten vorhanden sein (siehe BATJES 1958, 153, KAASSCHIELETER 1961, 221).

Eine *C. lobatulus* ähnliche Art ist *C. carinatus* (TERQUEM), der sich jedoch durch den breiteren Kiel unterscheidet.

Vorkommen: *C. lobatulus* kommt nicht nur im gesamten Eozän in England, Frankreich, den Niederlanden und Belgien vor (KAASSCHIELETER 1961, 221), sondern auch im Oligozän und Miozän Belgiens und Norddeutschlands (BATJES 1958, 154). Auch aus dem Wiener Becken wurde die Form aus dem Miozän (Nußdorf) beschrieben (D'ORBIGNY 1846, 168).

***Cibicides praecursorius* (SCHWAGER) 1883**

(Taf. 11, Fig. 5, 6)

- 1883 *Discorbina praecursoria* SCHWAGER — SCHWAGER, Paleont. 30, 125, Taf. 27, Fig. 12a—d, 13a—d, Taf. 29, Fig. 16a—d.
 1937 *Cibicides praecursor* (SCHWAGER) — GLAESSNER, Probl. Micropaleont. 2—3, 386, Taf. 5, Fig. 40a—c (1937b).
 1941 *Cibicides praecursorius* (SCHWAGER) — TOULMIN, Journ. Paleont. 15, 610, Taf. 82, Fig. 19—21.
 1944 *Cibicides praecursorius* (SCHWAGER) — TEN DAM, Mededeel. Geol. Sticht. (C) 5/2, 134, Taf. 5, Fig. 11a—c.
 1953 *Cibicides praecursorius* (SCHWAGER) — LE ROY, Mém. Geol. Soc. Amer. 54, 25, Taf. 10, Fig. 12—14.

Abbildungsoriginale Nr. 3801/13/1—2.

Beschreibung: Die Dorsalseite dieser Form ist plan, im Zentrum manchmal auch eingedellt, die Ventralseite ist flach konvex, der Umriß oval und im jüngeren Gehäuseteil bisweilen etwas gelappt. Die jüngsten Kammern sind am Außenrand abgerundet, die älteren leicht gekantet, jedoch nicht gekielt. In der jüngsten Windung befinden sich 6—7 Kammern, die auf der involuten Umbilikalseite mit feinen, eingesenkten, leicht gebogenen Suturen aneinanderschließen und keinen oder einen nur sehr kleinen Nabelraum freilassen, während auf der etwas evoluten Spiralseite der Nabelraum mit Schalenmaterial erfüllt ist. Die Suturen sind besonders zwischen den jüngeren Kammern tief eingesenkt und daher ebenso wie der Raum um den Nabelpfropf bevorzugt mit Sedimentmaterial ausgefüllt, was den Eindruck tiefer Furchen entstehen läßt. Die Gehäuse-

wand wird von feinen Poren durchsetzt. Die schlitzförmige Mündung liegt an der Basis der jüngsten Kammer und zieht von der Umbilikalseite auf die Spiralseite des Gehäuses.

Bemerkungen: Die Variationsbreite des *C. praecursorius* in bezug auf Kammerzahl, Wölbung und Einrollungsgrad von Spiral- und Umbilikalseite ist sehr groß, wie auch bereits von SCHWAGER (1883, 125) festgestellt wurde. Als „mittleren, besonders charakteristischen Typus“ gibt er seine Figur 12 auf Taf. 27 (siehe dazu GLAESSNER 1937 b, 387), eine vielkammerige Form an, bildet aber in Figur 13 eine Art mit wenigen Kammern ab, die er ebenfalls zu *C. praecursorius* stellt, und der die vorliegenden Exemplare gut entsprechen. Charakteristisch für die Art ist das überaus enge Aneinanderschließen der Kammern im Nabelraum. Formen mit etwas weiterem Nabel, wie die in Fig. 6, Taf. 11 abgebildete, treten seltener auf, dürften aber wohl ebenfalls noch zu *C. praecursorius* gehören.

Vorkommen: *C. praecursorius* wurde von SCHWAGER aus den Eozänablagerungen der Libyschen Wüste, von GLAESSNER (1937 b) aus dem Paleozän des Kaukasus beschrieben. Auch in den Niederlanden tritt die Art im Paleozän auf (TEN DAM 1944, 135). In Ägypten kommt *C. praecursorius* im Esna shale vor (LE ROY 1953, 25), der vom Autor in das Eozän gestellt wird. TOULMIN (1941, 610) gibt die Art sowohl aus der paleozänen Midway-, als auch der paleozän-eozänen Wilcox Formation an.

***Cibicides pseudoungerianus* (CUSHMAN) 1922**

(Taf. 10, Fig. 6)

- 1922 *Truncatulina pseudoungeriana* CUSHMAN — CUSHMAN, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 129 E, 97, Taf. 20, Fig. 9 (fide Cat. Foram.).
 1948 *Cibicides pseudoungerianus lisbonensis* n. var. — BANDY, Bull. Amer. Paleont. 32, 108, Taf. 20, Fig. 1a—c.
 1948 non *Cibicides pseudoungerianus* (CUSHMAN) — BANDY, ibidem, 108, Taf. 19, Fig. 7a—c.
 1954 *Cibicides pseudoungerianus* (CUSHMAN) — BECKMANN, Eclog. Geol. Helv. 46, 403, Taf. 28, Fig. 3, 4.

Abbildungoriginal Nr. 3801/13/3.

Beschreibung: Gehäuse bikonvex bis plankovex mit abgerundetem Kiel und nicht gelapptem, kreisförmigem Umriß. Auf der involuten Umbilikalseite befindet sich in der Gehäusemitte eine auffällige, bis zu $\frac{1}{3}$ des Gehäusedurchmessers einnehmende Nabelfüllung aus hyalinem Schalenmaterial. Die jüngste Windung zeigt etwa 9 Kammern, die durch bandförmige, gekrümmte, nicht eingesenkte Suturen voneinander getrennt sind. Diese Suturen sind im älteren Abschnitt der Windung äußerst schlecht, im jüngeren Teil etwas besser sichtbar. Auf den Kammeroberflächen befinden sich einzeln stehende, unregelmäßig angeordnete Poren mittleren Durchmessers.

Auf der Spiralseite sind $3\frac{1}{2}$ Windungen vorhanden, die Spiralsuturen sind jedoch so stark verdickt, daß von den Kammeroberflächen der inneren Windungen nur mehr winzige Flächen bleiben. Im äußeren Umgang sind die Kammersuturen gleichmäßig bogenförmig gekrümmt, die Kammeroberflächen sind regelmäßig und fein geport. Die Mündung ist eine schlitzförmige Öffnung, die von der Umbilikalseite auf die Spiralseite und hier entlang der Spiralsutur bis zur vorletzten Kammer zurückzieht.

Bemerkungen: Zur Beschreibung bei BECKMANN (1954) besteht gute Übereinstimmung; *Cibicides* sp. *A* bei GOHRBANDT (1962, 155, Taf. 8, Fig. 4 a—c) scheint eine zumindest sehr ähnliche Form zu sein. Von *C. havenensis* CUSHMAN & BERMUDEZ unterscheidet sich *C. pseudoungerianus* durch die Größe, die geringere Kammerzah in der letzten Windung und die im Verhältnis zum Gesamtdurchmesser kleinere Nabelausfüllung.

Vorkommen: Die Typbeschreibung von CUSHMAN (1922) stammt aus dem Unteren Oligozän. In Alabama kommt die Art nach BANDY (1948) im Eozän, in Mittelamerika nach BECKMANN (1954) im Eozän und Oligozän vor.

Homotrematidae CUSHMAN 1927

Eorupertia YABE & HANZAWA 1925

Eorupertia cf. *magna* (LE CALVEZ) 1949

(Taf. 12, Fig. 1, 2)

- 1949 *Gyroidinella magna* n. sp. — LE CALVEZ, Mém. Carte Géol. France, 27, Taf. 6, Fig. 103—105.
 1957 *Eorupertia magna* (LE CALVEZ) — REISS, Bull. Israel Geol. Surv. 11, 6, Taf. A, Fig. 1—11 (1957c).
 1961 *Gyroidinella magna* Y. LE CALVEZ — KAASSCHIEFER, Mém. inst. roy. Sci. natur. Belg. 147, 244, Taf. 16, Fig. 14a—c.
 1964 *Eorupertia magna* (Y. LE CALVEZ) — LOEBLICH & TAPPAN, Treat. Invertebr. Paleont. C 2, 708, Fig. 582/1—3.

Abbildungsoriginale Nr. 3801/14/1—2.

Beschreibung: Die Dorsalseite dieser sehr groß werdenden Formen ist plan oder konkav eingesenkt und zeigt bei kleineren Exemplaren noch andeutungsweise Kammern und Suturen des weit umfassenden jüngsten Umganges, bei größeren hingegen nur mehr oder minder unregelmäßige, furchen- und grubenartige Vertiefungen mit dazwischenliegenden wulst-artigen Rippen. Die Ventralseite ist abgeflacht halbkugelförmig, die Kammern der jüngsten Windung (etwa 6—7) nehmen mehr oder weniger stark an Höhe zu. Die Suturen zwischen den Kammern verlaufen eingesenkt, sie sind nur im jüngsten Gehäusesteil zu beobachten, im älteren Abschnitt sind sie nahezu unsichtbar. Die Kammern umschließen einen offenen, tiefen Nabel. Die Peripherie ist bei kleineren Exemplaren kantig, bei größeren stumpf abgerundet. Die Mündung liegt ventral an der Basis der letzten Kammer. Die Schalenwand wird sowohl dorsal als auch ventral von groben Poren durchsetzt.

Bemerkungen: Die kleineren der vorliegenden Formen (Fig. 2) entsprechen gut der Typabbildung von *E. magna* bei LE CALVEZ (1949); die großen Exemplare (Fig. 1) zeigen dagegen Übereinstimmung mit der Neuabbildung einer *E. magna* aus Frankreich durch LOEBLICH & TAPPAN (1964), die ebenfalls deutlich größer als die Form von LE CALVEZ ist. Das vorliegende Material war zu spärlich und zu schlecht erhalten, um vermittelnde Formen zu finden, die die beiden doch zu unterscheidenden Vertreter mit Sicherheit als Varianten ein- und derselben Variationsreihe ausweisen könnten. Die vorliegenden Formen weisen jedoch im Gegensatz sowohl zu den Exemplaren von LE CALVEZ, als auch zu jenen von LOEBLICH & TAPPAN eine geringere Kammeranzahl in der jüngsten Windung auf.

Die Synonymie von *Gyroidinella* und *Eorupertia* wurde ausführlich von REISS (1957 c, 6) diskutiert und belegt, nachdem bereits von HAGN (1955, 66) betont worden war, daß sich die beiden Gattungen sehr nahe stünden.

Vorkommen: *E. magna* wurde von LE CALVEZ (1949) aus dem Lutet des Pariser Beckens beschrieben, von REISS (1957 c) aus dem Eozän Israels und von KAASSCHIETER (1961) aus den mitteleozänen Brüsseler Sanden Belgiens angegeben. Nach den vorliegenden Ergebnissen scheint die Form jedoch auch schon im Untereozän vorzukommen.

Pleurostomellidae REUSS 1860

Pleurostomella REUSS 1860

Pleurostomella clavata CUSHMAN 1926

(Taf. 12, Fig. 3)

1926 *Pleurostomella clavata* CUSHMAN — CUSHMAN, Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 10, 590, Taf. 16, Fig. 5a, b (fide Cat. Foram.).

1929 *Pleurostomella clavata* CUSHMAN — WHITE, Journ. Paleont. 3, 52, Taf. 5, Fig. 14a, b.

1962 *Pleurostomella clavata* CUSHMAN — v. HILLEBRANDT, Abh. Bayer. Akad. Wiss., N. F. 108, 95, Taf. 7, Fig. 28 (1962b).

Abbildungoriginal Nr. 3801/15/1.

Beschreibung: Kurze, mittelmäßig dicke Form mit fünf biserial angeordneten, übergreifenden Kammern. Die Nähte sind kaum eingesenkt. Die Mündung wird durch eine große, halbkreisförmige, subterminal gelegene Öffnung gebildet.

Vorkommen: Die Art, die von CUSHMAN (1926) aus dem Paleozän und von CUSHMAN & RENZ (1942) aus Paleozän und Eozän von Trinidad angegeben wurde, tritt nach v. HILLEBRANDT (1962 b) im Becken von Reichenhall und Salzburg im oberen Paleozän auf.

Ellipsoglandulina SILVESTRI 1900

Ellipsoglandulina cf. exponens (BRADY) 1892

(Taf. 12, Fig. 4)

1892 *Ellipsoidina exponens* BRADY — BRADY, Quart. Journ. Geol. Soc. London 48, 198 (fide Cat. Foram.).

1954 cf. *Ellipsoglandulina exponens* (BRADY) — BECKMANN, Eclog. Geol. Helv. 46, 378, Taf. 23, Fig. 5, 6.

1956 *Ellipsoglandulina exponens* (BRADY) — SAID & KENAWY, Micropaleont. 2, 146, Taf. 4, Fig. 35a, b.

1962 cf. *Ellipsoglandulina exponens* (BRADY) — v. HILLEBRANDT, Abh. Bayer. Akad. Wiss., N. F. 108, 99, Taf. 7, Fig. 22 (1962b).

Abbildungoriginal Nr. 3801/15/2.

Beschreibung: Länglich-ovales Gehäuse mit drei schwach gegeneinander abgesetzten Kammern; die letzte Kammer umfaßt drei Viertel bis zwei Drittel des Gesamtgehäuses. Die Suturen sind mehr oder weniger deutlich sichtbar. Die Mündung liegt terminal und ist eine rund v-förmig gekrümmte, schlitzartige Öffnung.

Bemerkungen: Die angeführte Art stimmt gut mit der Abbildung bei SAID & KENAWY überein, unterscheidet sich jedoch von den Abbildungen BECKMANNS und v. HILLEBRANDTS durch die schlankere, größere Gestalt. Von *E. labiata* (SCHWAGER) ist die vorliegende Art durch die Größe und die weniger stark überlappenden Kammern sowie durch die geringere Kammeranzahl unterschieden.

Vorkommen: Von BECKMANN (1954, 379) aus allen Schichten der Oceanic Formation und dem Eozän bis Oligozän Mittelamerikas angeführt, von SAID & KENAWY (1956, 146) aus dem Dan, von v. HILLEBRANDT (1962, 99) aus dem Paleozän, darf eine Verbreitung der Art im gesamten Alttertiär angenommen werden.

***Ellipsoglandulina labiata* (SCHWAGER) 1866**

(Taf. 12, Fig. 5)

- 1866 *Glandulina labiata* SCHWAGER — SCHWAGER, Foss. Foram. Kar Nikobar, Novara Exped. 1857—1859, Geol. Theil 2, Abt. 2, 237, Taf. 6, Fig. 77 (fide Cat. Foram.).
 1932 *Ellipsoglandulina labiata* (SCHWAGER) — NUTTALL, Journ. Paleont. 6, 24, Taf. 4, Fig. 17.
 1937 *Ellipsoglandulina cubensis* CUSHMAN & BERMUDEZ — CUSHMAN & BERMUDEZ, CCLFR 13/1, 17, Taf. 1, Fig. 66—68.
 1954 *Ellipsoglandulina labiata* (SCHWAGER) — BECKMANN, Eclog. Geol. Helv. 46, 379, Taf. 23, Fig. 9—11.

Abbildungsoriginal Nr. 3801/15/3.

Beschreibung: Länglich-ovales Gehäuse mit 3—4 stark übergreifenden Kammern. Die jüngste Kammer nimmt vier Fünftel des Gesamtgehäuses ein. Die terminale Mündung, eine leicht gekrümmte, schlitzförmige Öffnung, wird zumeist von einer wulstartigen Lippe überdacht.

Bemerkungen: *E. labiata* unterscheidet sich von *E. exponens* (BRADY) durch die geringere Größe und die stärker umfassenden Kammern. *E. principiensis* CUSHMAN & BERMUDEZ ist kleiner und asymmetrisch gebaut.

Vorkommen: Von BECKMANN (1954, 379) wird die Art aus allen Schichten der Oceanic Formation sowie aus Eozän und Oligozän Mittelamerikas angegeben.

***Ellipsoglandulina principiensis* CUSHMAN & BERMUDEZ 1937**

(Taf. 12, Fig. 6)

- 1937 *Ellipsoglandulina principiensis* CUSHMAN & BERMUDEZ — CUSHMAN & BERMUDEZ, CCLFR 13/1, 18, Taf. 2, Fig. 1—3.
 1954 *Ellipsoglandulina principiensis* CUSHMAN & BERMUDEZ — BECKMANN, Eclog. Geol. Helv. 46, 380, Taf. 23, Fig. 14, 15.

Abbildungsoriginal Nr. 3801/15/4.

Beschreibung: Kleine, dreikammerige *Ellipsoglandulina* mit asymmetrischem Umriß, bedingt durch ein einseitig bauchiges Ausladen der jüngsten, zwei Drittel des Gehäuses umfassenden Kammer. Die Mündung liegt terminal und ist ein sichelförmig gekrümmter Schlitz.

Vorkommen: Nach BECKMANN (1954, 380) im Eozän und Oligozän von ganz Mittelamerika.

Ellipsoidina SEGUENZA 1859

Ellipsoidina ellipsoides ellipsoides SEGUENZA 1859

(Taf. 12, Fig. 7)

- 1859 *Ellipsoidina ellipsoides* — SEGUENZA, Abb. Cat. Foram.
 1868 *Ellipsoidina ellipsoides* SEGUENZA — BRADY, Ann. Mag. Nat. Hist. London (4) 1, 338, Taf. 13, Fig. 1—12.
 1954 *Ellipsoidina ellipsoides ellipsoides* SEGUENZA — BECKMANN, Eclog. Geol. Helv. 46, 381, Taf. 23, Fig. 19.
 1962 *Ellipsoidina ellipsoides abbreviata* SEGUENZA — v. HILLEBRANDT, Abh. Bayer. Akad. Wiss., N. F. 108, 101, Taf. 7, Fig. 7 (1962b).
 Abbildungsoriginal Nr. 3801/15/5.

Beschreibung: Bei dieser sehr charakteristischen eiförmigen Art umgreift die jüngste Kammer alle älteren Kammern des Gehäuses zur Gänze. Die Mündung wird von einer gebogenen, schlitzförmigen Öffnung gebildet, bei der ein Rand über den anderen hochgezogen sein kann.

Bemerkungen: Die ursprünglich von SEGUENZA (1859, fide Cat. Foram.) aufgestellten drei Arten *E. abbreviata*, *E. ellipsoides* und *E. oblonga* wurden später von SEGUENZA selbst wieder zu einer einzigen Art *E. ellipsoides* vereinigt. Da die Artnamen aber die Form der betreffenden Exemplare sehr gut charakterisieren, wurden sie hier, wie auch bei BECKMANN (1953) und v. HILLEBRANDT (1962 b) als Unterarten beibehalten.

Bei v. HILLEBRANDT (1962 b, 101, 102) dürfte wahrscheinlich in der Abbildungszuordnung zur Beschreibung zwischen *E. abbreviata* und *E. ellipsoides* ein Irrtum unterlaufen sein.

Vorkommen: Nach BECKMANN (1954, 381) aus Eozän und Oligozän von Mittelamerika wurde die Unterart nun auch von v. HILLEBRANDT aus dem Paleozän des Beckens von Reichenhall und Salzburg bekanntgemacht.

Nodosarella RZEHAK 1895

Nodosarella attenuata (PLUMMER) 1927

(Taf. 13, Fig. 1)

- 1927 *Ellipsopleurostomella attenuata* n. sp. — PLUMMER, Univ. Texas Bull. 2644, 131, Taf. 8, Fig. 6a—d.
 1951 *Nodosarella attenuata* (PLUMMER) CUSHMAN — CUSHMAN, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap 232, 45, Taf. 12, Fig. 34—37.
 1962 *Ellipsonodosaria* sp. — GOHRBANDT, Mitt. Geol. Ges. Wien 54, 86, Taf. 4, Fig. 5a, b.
 Abbildungsoriginal Nr. 3801/16/1.

Beschreibung: Langgestreckte Form mit kaum sichtbaren, nur wenig eingezogenen Suturen. Die Mündung liegt terminal, ist gerade und schlitzförmig.

Bemerkungen: *N. attenuata* ist *N. paleocenica* CUSHMAN & TODD (CUSHMAN 1951, 46, Taf. 12, Fig. 38) sehr ähnlich, unterscheidet sich von ihr aber durch die weniger tief eingesenkten Suturen. *Ellipsonodosaria* sp. von GOHRBANDT gleicht der vorliegenden Form sehr stark, ist jedoch etwas stärker gekrümmt.

Vorkommen: *N. attenuata* wird von CUSHMAN aus der Clayton- und Midway Formation des Paleozäns angegeben, die Form von GOHRBANDT kommt im Obereozän der Reingruberserie vor.

Nodosarella subnodosa (GUPPY) 1894

(Taf. 13, Fig. 2, 3)

- 1894 *Ellipsoidina subnodosa* n. sp. — GUPPY, Proceed. Zool. Soc. London 1894, 650, Taf. 41, Fig. 12 (fide Cat. Foram.).
 1932 *Nodosarella subnodosa* (GUPPY) — NUTTALL, Journ. Paleont. 6, 24, Taf. 4, Fig. 7, 10, 13.
 1944 *Ellipsonodosaria subnodosa* (GUPPY) — TEN DAM, Mededeel. Geol. Sticht. (C) 5/3, 116, Taf. 1, Fig. 5.
 1954 *Nodosarella subnodosa* (GUPPY) — BECKMANN, Eclog. Geol. Helv. 46, 377, Taf. 22, Fig. 30, 31.
 1956 *Nodosarella subnodosa* (GUPPY) — SAID & KENAWY, Micropaleont. 2, 146, Taf. 4, Fig. 31a, b.
 1962 *Nodosarella subnodosa* (GUPPY) — v. HILLEBRANDT, Abh. Bayer. Akad. Wiss., N. F. 108, 97, Taf. 7, Fig. 14—16 (1962b).

Abbildungsoriginal Nr. 3801/16/2—3.

Beschreibung: Form mit fünf aufgeblasenen Kammern, die durch teils gerade, teils schräg verlaufende, deutlich sichtbare, eingezogene Suturen getrennt sind. Mündung terminal, gekrümmte, schlitzförmige Öffnung, die einseitig durch die hier hochgezogene Kammerwand überdacht ist.

Bemerkungen: Durch die aufgeblasenen Kammern und eingezogenen Nähte besitzt die Art ein leicht kenntliches, charakteristisches Aussehen.

Vorkommen: *N. subnodosa* wird von TEN DAM (1944) aus dem Paleozän der Niederlande, von SAID & KENAWY (1956) aus dem Paleozän von Ägypten, von BECKMANN (1954) aus Obereozän und Unteroligozän der Oceanic Formation von Barbados angegeben (hier finden sich auch weitere Angaben über das Auftreten der Art in Mittelamerika). Im Becken von Reichenhall und Salzburg setzt die Art nach v. HILLEBRANDT (1962 b) im obersten Paleozän ein.

Nonionidae SCHULTZE 1854

Pullenia PARKER & JONES 1862

Pullenia quinqueloba (REUSS) 1851

(Taf. 13, Fig. 4)

- 1851 *Nonionina quinqueloba* n. sp. — REUSS, Z. dt. Geol. Ges. 3, 71, Taf. 5, Fig. 31a, b.
 1927 *Pullenia quinqueloba* (REUSS) — COLE, Bull. Amer. Paleont. 14, 32, Taf. 5, Fig. 15.
 1942 *Pullenia quinqueloba* (REUSS) — TEN DAM & REINHOLD, Mededeel. Geol. Sticht. (C) 5, 94, Taf. 7, Fig. 7a, b.
 1953 *Pullenia quinqueloba* (REUSS) — LE ROY, Mém. Geol. Soc. Amer. 54, 45, Taf. 11, Fig. 10, 11.
 1961 *Pullenia quinqueloba* (REUSS) — KAASSCHIETER, Mém. Inst. roy. Sci. natur. Belg. 147, 202, Taf. 11, Fig. 1a, b, 2a, b.

Abbildungsoriginal Nr. 3801/16/4.

Beschreibung: Beidseitig involutes, symmetrisch aufgerolltes Gehäuse mit gelapptem, fünfseitigem Umriß und gerundeter Peripherie. Die fünf Kammern schließen mit leicht eingesenkten, S-förmig gekrümmten

oder einfach gebogenen Nähten aneinander. Die Mündung wird durch einen schmalen Schlitz gebildet, der sich entlang der ganzen Basis der jüngsten Kammer erstreckt.

Bemerkungen: *P. quinqueloba* ist eine wohldefinierte Form, bei der lediglich eine gewisse Variationsbreite hinsichtlich der Dicke des Gehäuses besteht; in der Literatur werden oft auch gedrungener, bullige Formen zu *P. quinqueloba* gestellt.

Vorkommen: Die Art ist weit verbreitet und aus dem ganzen Tertiär bekannt.

Anomalinidae CUSHMAN 1927

Anomalina D'ORBIGNY 1826

Anomalina grosserugosa (GÜMBEL) 1868

(Taf. 13, Fig. 6)

- 1868 *Truncatulina grosserugosa* n. sp. — GÜMBEL, Abh. K. Bayer. Akad. Wiss., math.-phys. Cl. Abt. 2, 10, 660, Taf. 2, Fig. 104.
 1940 *Anomalina grosserugosa* GÜMBEL — STAESCHE & HILTERMANN, Abh. Reichsst. f. Bodenf., N. F. 201, Taf. 49, Fig. 7, 8.
 ? 1944 *Anomalina grosserugosa* (GÜMBEL) — TEN DAM, Mededeel. Geol. Sticht. (C), 5/3, 130, Taf. 5, Fig. 2a—c.
 1961 *Anomalina grosserugosa* (GÜMBEL) — KAASSCHIETER, Mém. Inst. roy. Sci. natur. Belg. 147, 217, Taf. 12, Fig. 14a—c.
 1963 *Anomalinoïdes grosserugosa* (GÜMBEL) — v. HINTE, Jb. Geol. B.-Anst., Sdbd. 8, 126, Taf. 17, Fig. 2a—c.
 Abbildungsoriginal Nr. 3801/17/1.

Beschreibung: Nahezu planspiral eingerollte, dorsal nur wenig schwächer als umbilikal involute Form mit gerundeter, ungelappter Peripherie. Im letzten Umgang finden sich sieben rasch an Größe zunehmende Kammern, die dorsal mit radial verlaufenden, ventral mit schwach nach hinten gebogenen Suturen aneinanderschließen. Im jüngeren Windungsabschnitt verlaufen die Suturen eingesenkt, im älteren Teil sind sie undeutlich. Die Gehäusewand wird von deutlichen, groben Poren durchbrochen. Die Mündung liegt an der Basis der jüngsten Kammer auf der Peripherie.

Bemerkungen: Von der Typabbildung bei GÜMBEL (1868, 660) unterscheiden sich die meisten der in der Literatur als *A. grosserugosa* abgebildeten Formen dadurch, daß die Ventralseite nicht hochgewölbt, sondern mehr oder weniger der Dosalseite parallel ist. Es tritt daher auch die von GÜMBEL erwähnte „kielähnliche Zuschärfung“ nicht auf, sondern die Peripherie ist gleichmäßig abgerundet. Im allgemeinen ist jedoch der Wölbungsgrad von Umbilikal- und Spiralseiten bei rotaliiden Foraminiferen außerordentlich variabel und keineswegs als ausschließliches Artkriterium zu verwenden; es besteht deshalb kein Grund, die vorliegenden Formen bei der ansonsten vorhandenen guten Übereinstimmung nicht bei *A. grosserugosa* zu belassen. Eine der Gumbelschen Variante sehr nahe kommende Form wurde von GOHRBANDT (1962, 116, Taf. 8, Fig. 6 a—c) als *Cibicidoides* ? cf. *grosserugosus* abgebildet.

Eine *A. grosserugosa* hinsichtlich der groben Perforation und der stark involuten Aufrollung beider Seiten ähnliche Form ist *A. granosa* (HANTKEN).

Sie unterscheidet sich jedoch durch den gelappten Umriß und die im Verlauf der gesamten letzten Windung deutlich sichtbaren, eingesenkten Suturen, während GÜMBEL für *A. grosserugosa* ausdrücklich anführt, daß nur die jüngsten zwei bis drei Kammern voneinander unterscheidbar seien.

Vorkommen: *A. grosserugosa* dürfte eine für das Eozän sehr charakteristische Art sein (GÜMBEL 1868, Kressenbergsschichten Bayerns, KAAS-SCHIETER 1961, Eozän Belgiens, STAESCHE & HILTERMANN 1940, Untereozän Norddeutschlands, v. HINTE 1963, Krappfeldeozän), obwohl TEN DAM (1944, 130) die Form vereinzelt auch aus dem Paleozän der Niederlande anführt. Bei dem von ihm abgebildeten Exemplar (Taf. 5, Fig. 2 a—c) könnte es sich aber auch um eine *A. rubiginosa* CUSHMAN mit nur wenig weit fortgeschrittener Zerkerbung handeln.

Anomalina rubiginosa CUSHMAN 1926

(Taf. 14, Fig. 1—4)

- 1926 *Anomalina rubiginosa* CUSHMAN — CUSHMAN, Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 10, 607, Taf. 21, Fig. 6 (fide Cat. Foram.).
- 1928 *Planulina rubiginosa* (CUSHMAN) — WHITE, Journ. Paleont. 2, 303, Taf. 41, Fig. 6a—c.
- 1930 *Anomalina dorri* var. *aragonensis* NUTTALL nov. var. — NUTTALL, Journ. Paleont. 4, 291, Taf. 24, Fig. 18, Taf. 25, Fig. 1.
- 1946 *Anomalina rubiginosa* CUSHMAN — CUSHMAN, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 206, 156, Taf. 64, Fig. 4a—c, 5a—c, 6a—c.
- 1954 *Anomalina dorri* COLE, var. *aragonensis* NUTTALL — BECKMANN, Eclog. Geol. Helv. 46, 399, Taf. 27, Fig. 1.
- 1956 *Anomalinooides capitatus* (GÜMBEL) — HAGN, Palaeont. (A) 107, 176, Taf. 16, Fig. 15, ? Fig. 16.
- 1962 *Gavelinella rubiginosa* (CUSHMAN) — v. HILLEBRANDT, Abh. Bayer. Akad. Wiss., N. F. 108, 102, Taf. 8, Fig. 1a—c (1962b).

Abbildungsoriginale Nr. 3801/18/1—4.

Beschreibung: Mehr oder minder planspiral aufgerolltes Gehäuse mit flacher Dorsal- und aufgeblasener Umbilikalseite. Der Außenrand ist nicht gekielt, sondern breit abgerundet und nur im Bereich der jüngsten zwei bis drei Kammern etwas gelappt. Auf der weitgenabelten Ventralseite sind nur die etwa drei bis vier jüngsten Kammern durch deutlich sichtbare, radial verlaufende, eingesenkte Nähte getrennt, zwischen den älteren Kammern lassen nur perlschnurartig angeordnete Poren die Kammergrenzen erkennen. Diese unmittelbar entlang der Nähte angeordneten Poren können auch zu wechselnd langen, unregelmäßig begrenzten Furchen verschmelzen, zwischen welchen die Kammeroberflächen im extremsten Falle (siehe Fig. 4) nur mehr in Form wulstartiger, unregelmäßiger Rippen bestehen bleiben.

Ähnliche Erscheinungen zeigen sich auf der Spiralseite, auf der ebenfalls nur die drei bis vier jüngsten, leicht rückwärtsgekrümmten Nähte sichtbar sind, während die älteren Suturen durch mehr oder weniger breite Einstülpungen ineinander verfließender Poren angedeutet sind. In der dorsalen Gehäusemitte befindet sich ein Nabelknopf.

Die Kammerwände sind sowohl dorsal als auch ventral von groben, unregelmäßig verteilten Poren durchbrochen. Porenfrei sind der Nabelknopf, die Peripherie im Bereich des älteren Windungsabschnittes, sowie

die Aperturfläche. Die Mündung erstreckt sich an der Basis der jüngsten Kammer vom Nabelraum bis zur Peripherie, sie zieht nicht auf die Dorsal-seite weiter.

Bemerkungen: *A. dorri* COLE (COLE 1928, 218) besitzt auf der Ventral-seite durchwegs rippenartig erhabene Suturen. Eine gute Übereinstimmung bezüglich der Form des Gehäuses, der großen, unregelmäßig stehenden Poren und der durchwegs eingesenkten, auf der Ventralseite radial, der Dorsalseite leicht rückwärtsgebogenen Suturen besteht dagegen zwischen *A. rubiginosa* und der später von NUTTALL (1930) aufgestellten *A. dorri aragonensis*, die deshalb als jüngerer Synonym betrachtet werden muß.

Besonders auffällig sowohl an den Abbildungen von CUSHMAN, NUTTALL und auch BECKMANN ist das gehäufte Auftreten der Poren entlang der Kammerscheidewände. Variabel sind die vorliegenden Individuen in bezug auf den Grad der Porenverschmelzung im älteren Gehäuseteil, doch sind die beiden entgegengesetzten Endformen der Variationsbreite durch Zwischenformen lückenlos miteinander verbunden, sodaß die in Fig. 4 abgebildete Extremform nicht als eigene Unterart abgetrennt wurde.

A. granosa (HANTKEN) ist feiner perforiert, enger genabelt, die Kammern der letzten Windung nehmen rascher an Größe zu; sie zeigt auch keinerlei Anzeichen von Porenverschmelzungen und Furchenbildungen.

Die von HAGN (1956, 176) in Fig. 15, Taf. 16 abgebildete *A. capitata* (GÜMBEL) ist eine *A. rubiginosa*, während Fig. 16 durch die in der ganzen letzten Windung wulstartig erhabenen, nicht eingesenkten Nähte unterschieden ist. Aber auch diese Form gehört eher in die Variationsbreite von *A. rubiginosa*, als zu *A. capitata* (GÜMBEL). Der Typus der letzteren Art, *Rotalia capitata* (GÜMBEL 1868, 653, Taf. 2, Fig. 92 a—c) besitzt nach Abbildung und Beschreibung eine „länglich runde, sehr gleichseitige Form, auf der Spiralseite ziemlich hoch gewölbt ...“, wulstartige Nähte werden nicht erwähnt, sondern GÜMBEL spricht sogar von Nahteinschnürungen. Gemeinsam dürfte beiden Formen nur die grobe Perforation der Gehäuseoberfläche sein.

Vorkommen: *A. rubiginosa* wurde von CUSHMAN aus der paleozänen Velasco Formation von Mexico beschrieben, sie kommt nach NUTTALL (1930) dort aber auch im Eozän vor. Nach BECKMANN (1954) tritt sie in den obereozänen Mt. Hillaby Schichten der Oceanic Formation auf, v. HILLBRANDT (1962 b) führt sie aus dem mittleren und oberen Paleozän der Alttertiärschichten des Beckens von Reichenhall und Salzburg an.

Anomalina sp. 1

(Taf. 13, Fig. 5)

1956 *Anomalinoïdes* sp. A — HAGN, Palaeont. (A) 107, 178, Taf. 17, Fig. 2a—b.
Abbildungsoriginal Nr. 3801/17/2.

Beschreibung: Flach bikonvexe, planspiral eingerollte Form mit gerundeter, nicht gelappter Peripherie. Die Ventralseite ist gänzlich involut, eng genabelt, und zeigt nur die eingesenkten, schwach gekrümmten Suturen zwischen den drei jüngsten Kammern; die Kammerscheidewände im älteren Gehäuseabschnitt sind am vorliegenden Material nicht zu erkennen;

sie sind jedoch weder eingesenkt, noch erhaben. Die Dorsalseite ist etwas weniger involut, aber auch sie läßt nur ungenügend Einzelheiten erkennen. Die Suturen zwischen den jüngeren Kammern sind bandförmig, breiter als jene der Umbilikalseite. Die Mündung zieht als schmaler Schlitz an der Basis der jüngsten Kammer ein wenig auf die Dorsalseite. Die Gehäusewand ist fein perforiert.

Bemerkungen: Die vorliegende Form läßt sich, bei den wenigen zu beobachtenden Merkmalen zwar mit gebotener Vorsicht, recht gut mit *Anomalina* sp. A bei HAGN (1956, 178) vergleichen. Die Wahrscheinlichkeit eines engen Anschlusses an *A. subalpinus* HAGN wird bereits von diesem Autor ausgesprochen.

Von der ähnlichen *A. alazanensis* NUTTALL (1932, 31, Taf. 8, Fig. 5—7) unterscheiden sich beide Formen durch das Fehlen erhabener Suturen und grober Poren.

Vorkommen: *Anomalina* sp. A stammt aus den obereozänen Schichten von Varignano bei Riva am Gardasee.

Anomalina sp. 2

(Taf. 13, Fig. 7)

Abbildungoriginal Nr. 3801/17/3.

Beschreibung: In der Seitenansicht schlanke, bikonvexe Form mit mächtig entwickelter, besonders auf der Ventralseite stark vorgewölbter jüngster Kammer. Auf der Dorsalseite sind $1\frac{1}{2}$ Windungen sichtbar, die Ventralseite ist involut, besitzt jedoch einen offenen Nabel. Im letzten Umgang befinden sich 6 Kammern, die auf der Umbilikalseite mit radialen, auf der Dorsalseite mit gebogenen Nähten aneinanderschließen. Die abgerundete Peripherie ist durch die eingeschnittenen Suturen deutlich gelappt. Die Mündung zieht von der Umbilikalseite über die Peripherie ganz wenig auf die Dorsalseite. Die Gehäusewand ist sehr grob perforiert.

Anomalinoides BROTZEN 1942

Anomalinoides bundensis auris (LE CALVEZ) 1949

(Taf. 14, Fig. 6)

1949 *Anomalina auris* n. sp. — LE CALVEZ, Mém. Carte Géol. France, 43, Taf. 4, Fig. 66—68.

1961 *Anomalina auris* LE CALVEZ — KAASSCHIETER, Mém. Inst. roy. Sci. natur. Belg. 147, 215, Taf. 12, Fig. 11a—c.

Abbildungoriginal Nr. 3801/19/1.

Bemerkungen: *A. bundensis auris* unterscheidet sich von *A. bundensis bundensis* (folgende Seiten) bei sonstiger Übereinstimmung in folgenden Merkmalen: Die Spiralseite ist gleich der Umbilikalseite involut, der randliche Kiel ist etwas schwächer entwickelt, die jüngste Kammer ist im Verhältnis zu den übrigen Kammern noch kräftiger aufgeblasen, sodaß die Form in der Seitenansicht wesentlich gedrungener und plumper erscheint. Zwischen beiden Formen bestehen fließende Übergänge (v. HINTE 1963, 126, bezieht *A. auris* in die Synonymie von *A. bundensis*), sodaß sie hier nur als Unterarten ausgeschieden wurden.

Vorkommen: *A. bundensis auris* wurde von LE CALVEZ (1949) aus dem Lutet des Pariser Beckens beschrieben; von KAASSCHIETER (1961) wird die Unterart aus Belgien aus dem Ypres, Lutet und Led, aus den Niederlanden aus dem Lutet und Led angeführt.

Anomalinoïdes bundensis bundensis (VAN BELLEN) 1946

(Taf. 14, Fig. 5)

1946 *Anomalina bundensis* n. sp. — v. BELLEN, Mededeel. Geol. Sticht (C) 5/4, 73, Taf. 11, Fig. 1—3 (fide Cat. Foram.).

1963 *Anomalinoïdes bundensis* (VAN BELLEN) — v. HINTE, Jb. Geol. B.-Anst., Sdbd. 8, 126, Taf. 17, Fig. 1a—c.

Abbildungoriginal Nr. 3801/19/2.

Beschreibung: Bikonvexe Form mit involuter Umbilikal- und etwas evoluter Spiralseite, gekielter und im Bereich der letzten Kammern etwas gelappter Peripherie. In der äußeren Windung finden sich 10—12 Kammern, die zunächst langsam, im Abschnitt der drei jüngsten Kammern aber plötzlich sehr rasch an Größe zunehmen. In der Seitenansicht erscheint besonders die letzte Kammer stark aufgebläht. Die Nähte verlaufen gebogen, spiral leicht eingesenkt, umbilikal schwach bandartig verbreitert, aber nicht erhaben. Im Bereich der ersten Kammern des letzten Umganges können sie auf beiden Seiten undeutlich sein. Im Zentrum ist das Gehäuse beidseitig konkav eingedellt, die Ventralseite ist gleichmäßig konvex vom Außenrand zur Mitte gewölbt, die Spiralseite steigt vom Kiel zunächst im konkavem Aufschwung auf und fällt dann steil zum Nabel ab. Die Gehäusewand ist mittelgrob perforiert, die Mündung zieht von der Umbilikalseite noch ein wenig über die Peripherie.

Bemerkungen: Über die Unterschiede zu der sehr ähnlichen *A. bundensis auris* siehe dort.

Vorkommen: v. HINTE (1963) beschrieb die Art aus dem Eozän der Guttaringgruppe des Krappfeldes in Kärnten. Die Originalbeschreibung der Art stammt aus dem Lutet der Niederlande.

Großforaminiferen

Dünnschliffe aus den den untereozänen Mergeln zwischengeschalteten, gradierten Sandsteinbänken zeigen neben Lithothamnien und Rotalien kleine Discocyclinen, Assilinen und Nummuliten, die nach Prof. Dr. A. PAPP, der die Schliffe lebenswürdigerweise beurteilte, in ihrer Zusammensetzung der aus dem Kühlgraben am Untersberg (PAPP 1959) beschriebenen Fauna sehr ähnlich sind. Einzig bestimmbar war zwar nur eine in den Formenkreis um *Nummulites subramondi* DE LA HARPE zu stellende Form, dem Gesamtcharakter zufolge stuft Prof. Dr. A. PAPP die Großforaminiferen jedoch in das obere Ilerd ein. Damit ist die in den Sandsteinen vorliegende Assoziation eindeutig älter als die Cuis-Fauna der Mergel.

Auch in den Schlämmrückständen der Mergel konnten einzelne kleine Discocyclinen gefunden werden. Unter den bestimmten Formen treten mit *Discocyclina scalaris* (SCHLUMBERGER), *D. marthae* (SCHLUMBERGER)

und *D. archiaci* (SCHLUMBERGER) Formen auf, die nach SCHWEIGHAUSER (1953) und NEUMANN (1958) ab Ypres vorkommen. Diese Formen könnten demnach, da das Ypres oberes Ilerd und Cuis umfaßt (siehe Abschnitt IV/1), entweder den Planktonforaminiferen der Mergel altersgleich sein, oder aber sie sind noch in das obere Ilerd zu stellen: schon in den unterlagernden Zwieselalmschichten war ja zu beobachten (WILLE-JANOSCHEK 1966), daß die Mergel als Folge der kontinuierlich fortlaufenden Sedimentation die jeweils autochthone Fauna führen, während die vom Rand periodisch geschütteten Sandsteine älteres, wiederaufgearbeitetes Material enthalten. Diese Erscheinung ist in gradierten Schichten häufig und wurde in ähnlicher Weise von H. A. KOLLMANN (1964, 124) auch aus der Gosau von Gams bei Hiefrau berichtet, wo sich Orbitoiden und Lepidorbitoiden der Oberkreide in alttertiären Sedimenten finden. Auf Resedimentation weist auch das Auftreten der allerdings älteren, paleozänen *Discocyclina seunesi* DOUVILLE hin.

Asterocyclina stella GÜMBEL und *A. taramellii* (SCHLUMBERGER) sind dagegen Durchläuferformen, die aus dem Paleozän bis in das Obereozän reichen und daher keine Aussage ermöglichen.

IV. Stratigraphischer Teil

1. Zur Untergrenze des Eozäns

Für den Zeitraum des höheren Paleozäns und tieferen Eozäns ist eine Vielfalt von Stufennamen in Gebrauch, die sich aus der Verschiedenartigkeit und dem steten Wechsel des Sedimentationscharakters in den einzelnen Paläogengebieten, aus denen die Gliederungen stammen (England, Belgien, Pariser Becken), erklärt. Es ergab sich naturgemäß in Zonen terrestrischer Sedimentation eine andere Unterteilung als in solchen mit limnischen oder marinen Schichten, wobei die nebeneinander eingeführten Stufen sich in mehr oder weniger großem Ausmaß überlappen bzw. überschneiden.

Annähernd gleich alt sind nach neueren Ergebnissen das Thanetien mit dem Landenien, darüber das Sparnacien mit dem unteren Ypresien, gefolgt vom Cuisien, das dem oberen Ypresien äquivalent ist (zuletzt ausführlich bei BLONDEAU, CAVELLIER, FEUGUEUR & POMEROL 1966 *). Das Ilerdien wurde von HOTTINGER & SCHAUB (1960) für die vollmarine Sedimentausbildung im Tethysraum in der Zeit zwischen Thanet und Cuis geschaffen. Eine exakte Parallelisierung der einzelnen Stufen war bis in jüngste Zeit wegen der räumlichen geographischen Trennung der Ablagerungen, der verschiedenen Fazies und des daraus resultierenden Mangels allen Gebieten gemeinsamer Fossilgruppen nur schwer möglich (es wurden

*) Von vielen Autoren werden allerdings Ypres und Cuis in ihrer Gänze gleichgesetzt, was sich aus der geschichtlichen Entwicklung des Begriffes Cuis erklärt: Der Begriff war ursprünglich von DOLLFUS (1877, fide Lex. strat. I/4a VII, 60) für die Sables de Cuisse La Motte im Pariser Becken geschaffen worden. Später fügte DOLLFUS (1905) seinem Cuisien an der Basis jedoch noch den Horizont von Sinceny hinzu, wodurch es zum zeitlichen Äquivalent des schon 1849 von DUMONT in Belgien definierten Ypresien wurde.

daher in dieser Arbeit auch bei den Altersangaben der einzelnen Arten jeweils die Stufennamen der zitierten Autoren verwendet, da diese am besten dem betreffenden Gebiet entsprechen). Erst seit kurzem bietet sich eine Korrelierungsmöglichkeit einerseits auf dem Umweg über das Nannoplankton und andererseits über planktonische Foraminiferen, die zwar selten, aber manchmal doch immerhin vorhanden sind, an (vgl. z. B. EL-NAGGAR 1967, über die Stellung des Thanets innerhalb des Paleozäns).

Parallel mit dieser Verwendung verschiedener Stufen, die unterschiedlich große Zeiträume umfassen, geht eine weitgehende Differenz in der Auffassung der Lage der Grenze zwischen Paleozän und Eozän, da diese Grenze in den einzelnen Faziesgebieten an die Basis und nicht in die Mitte der Stufen gelegt wird; so findet sie sich einerseits über dem Landenien und unter dem Ypres, andererseits aber über dem Sparnacien, bzw. Ilerdien und unter dem Cuisien, wie in der beigegebenen Textfigur grob veranschaulicht werden soll. Zum Problem der Grenze zwischen Paleozän und Eozän, bzw. „unterem und mittlerem Paläogen“ nahmen zuletzt auch BERGGREN (1965 b) und Szöts (1966) Stellung.

| | | | | | | | |
|-----------|--------------------|---------------------|-------------------------|--------------------------|-------------------------|------------------|----------|
| MONT | THANET | | ILERD | | | CUIS | |
| MONT | LANDEN | | YPRES | | | | |
| MONT | THANET | | SPARNAC | | | CUIS | |
| unci-nata | pusilla pusilla | pseudo- menardii | velasco- ensis | marginod./ subbotinae | formosa formosa | arago- nensis | palmerae |
| | | <i>D. delicatus</i> | <i>D. multiradiatus</i> | | <i>M. tribrachiatus</i> | | |

Abb. 2. Stufengliederungen im Zeitraum Paleozän—Untereozän und Zonengliederung nach planktonischen Foraminiferen (Globorotalien) und Nannoplankton.

Autoren, die die Stufen Ilerdien und Cuisien verwenden, zögern nicht, das Ilerd zum Paleozän zu rechnen, während in einer Gliederung Landenien—Ypresien das Ypres stets zum Eozän gestellt wird. Dagegen schwankt das Sparnacien in seiner Stellung: während die Vertebraten ihrem Charakter nach sich enger an die eozänen Faunenelemente anschließen und das Sparnacien daher von den Wirbeltierpaläontologen dem Eozän zugerechnet wird, liegt der ausgeprägtere Faunenschnitt nach Evertbraten eher über dem Sparnacien, welches dann als jüngste Stufe im Paleozän betrachtet wird. Dies entspricht nach BERGGREN (1965 b, 1482), der selbst für diese Lage der Grenze eintritt, auch eher der von SCHIMPER 1874 gegebenen Definition des Paleozäns, die das Sparnacien miteinschließt.

Die Grenzziehungen innerhalb der Gliederungen an Hand planktonischer Foraminiferen, die zwar auch um einige Zonen schwanken (vgl. Textfigur 3), liegen fast ausnahmslos im Sparnacien. Die Frage, die sich in

diesem Zusammenhang oft ergab, ob die *Globorotalia rex*-Zone unterstes Untereozän (z. B. BOLLI 1957, GOHRBANDT 1963, BERGGREN 1965) oder aber oberstes Paleozän (v. HILLEBRANDT 1962, 1965, H. A. KOLLMANN 1964) repräsentiere, resultiert einerseits aus dieser uneinheitlichen Grenzziehung zwischen Paleozän und Eozän und kann andererseits nur entstehen, wenn man die Tatsache unberücksichtigt läßt, daß Ilerdien und Ypres sich ebenfalls teilweise überschneiden; außerdem muß noch beachtet werden, daß die „*rex*-Zone“ BOLLI's nicht mit den *rex*-Zonen der übrigen Autoren ident (siehe Seite 147), sondern älter ist. Besondere Verwirrung entsteht bei fälschlicher Altersgleichsetzung von Ypres und Cuis (z. B. GOHRBANDT 1963), bzw. bei gemeinsamer Verwendung der Stufen Sparnacien und Ypresien (BERGGREN 1965 a, b).

In Gebieten mit geschlossener Planktonzonenabfolge sind jedoch Fragen eben erwähnter Art nur von sekundärer Bedeutung, da man sich praktisch unter Umgehung der Stufen- und auch Epochennamen direkt an Hand der Biozonen verständigen kann, solange noch keine einheitliche internationale Übereinkunft über die Grenzziehung erfolgt ist.

2. Altersstellung des Eozäns von Schorn

Bei einem Vergleich der zahlreichen, von den verschiedenen Autoren für verschiedene Tethysgebiete aufgestellten Zonengliederungen an Hand planktonischer Foraminiferen fällt auf, daß fast alle Autoren im Paleozän eine Zone der *Globorotalia velascoensis* ausscheiden, und daß sich, ebenso weitgehend übereinstimmend, im Untereozän eine *Globorotalia aragonensis*-Zone auffinden läßt. Beide Leitformen sind sehr charakteristische, leicht kenntliche Formen und ermöglichen dadurch die eindeutige Fassung einer Zone. Das zwischen den beiden Zonen liegende Zeitintervall besitzt dagegen allem Anschein nach keine sich besonders aufdrängenden Leitformen, was in den unterschiedlichen Zonennamen oder sogar Doppelnamen seinen Ausdruck findet. [*Globorotalia* „*rex*“-*) und *Globorotalia formosa formosa*-Zone bei BOLLI 1957, GOHRBANDT 1963, COLTRO 1963, BOLLI & CITA 1960, H. A. KOLLMANN 1964; *Globorotalia marginodentata*, bzw. *G. subbotinae*-Zonen der russischen Autoren — SUBBOTINA 1953, 1960, MOROZOVA 1959, 1960 und von SAMUEL (1965) — bzw. *G. aequa* und *G. formosa formosa*/*G. subbotinae* — Zone LUTERBACHER's 1964 sowie *G. marginodentata-subbotinae*, *G. lensiformis*-, *Acarinina angulosa*-, *G. formosa*-Zone v. HILLEBRANDT's 1965 für denselben Zeitabschnitt.]

Über der *aragonensis*-Zone, aber ebenfalls noch in das Untereozän gehörig, folgt bei BOLLI (1957) die Zone der *Globorotalia palmerae*, LUTERBACHER wählt als Zonenleitfossil für dieselbe Zeit *G. bullbrooki*. V. HILLE-

*) Die Typusprobe der BOLLI'schen *rex*-Zone ist nach HAY (1964, 887) in die Nanoplanktonzone des *Marthasterites contortus* zu stellen und *Globorotalia rex* bei BOLLI entspricht nicht der typischen *G. rex* von MARTIN, die erst in der *Marthasterites tribrachiatus*-Zone auftritt und somit eindeutig jünger ist. Die Grundlage für die *Globorotalia-rex*-Zone ist demnach als Fehlbestimmung als namengebendes Zonenleitfossil schlecht geeignet, weshalb u. a. SZÖTS (1966) dazu überging, die BOLLI'sche *rex*-Zone nur mehr unter Anführungszeichen zu führen.

BRANDT (1965) unterscheidet dagegen zwei Zonen, die Zone der *G. palmerae/Acarinina aspensis* und die Zone der *Globorotalia caucasica*. Die unten angeführte Zusammenstellung verschiedener Zonengliederungen (Abb. 3) soll nicht vollständig sein, da sich ausführliche Tabellen bei BERGGREN (1965) und v. HILLEBRANDT (1965) finden, sondern nur der Übersicht dienen, da im folgenden auf diese Zonengliederungen Bezug genommen wird.

Auch zur Einstufung des Eozäns von Schorn wurden hauptsächlich die planktonischen Foraminiferen herangezogen, doch machte auch hier die eben erwähnte Schwierigkeit, die Zonen zwischen *velascoensis*- und *aragonensis*-Zone exakt zu definieren, die Einordnung gewisser Proben nicht einfach. Die höchsten Faunen der unterlagernden Zwieselalmschichten zeigen eine Zusammensetzung, die jünger als die Fauna der *Globorotalia velascoensis*-Zone erscheint, in welchen aber *Globorotalia (Tr.) rex* MARTIN (non BOLLI) noch fehlt. Es finden sich zumeist neben vereinzelter *G. (Tr.) velascoensis velascoensis* CUSHMAN *G. subbotinae*-artige Formen, sowie *G. (Tr.) marginodentata* SUBBOTINA und stets massenhaft *G. (Tr.) aequa* (CUSHMAN & RENZ). Es ist dies eine Globorotalienvergesellschaftung, die in ihrer Zusammensetzung sehr gut jener der *G. aequa*-Zone LUTERBACHER's aus dem Apennin entspricht.

Für die aus diesem Profilbereich stammenden Proben 21 und 171 übernahm Herr Dr. H. HEKEL *) freundlicherweise die Bestimmung der Nannofloren, die eine Zugehörigkeit zur *Discoaster multiradiatus*-Zone von BRAMLETTE & SULLIVAN (1961) erbrachte und im folgenden kurz angeführt werden soll:

- h *Discoaster multiradiatus* BRAMLETTE & RIEDEL
- + *Discoaster ornatus* STRADNER
- s *Discoaster salisburgensis* STRADNER
- sh *Coccolithus crassus* BRAMLETTE & SULLIVAN
- + *Coccolithus pelagicus* (WALLISCH)
- + *Discoasteroides megastypus* BRAMLETTE & SULLIVAN
- h *Fasciculithus involutus* BRAMLETTE & SULLIVAN
- + *Lucianorhabdus cayeuxi* DEFLANDRE

Über diesen höchsten Anteilen der Zwieselalmschichten folgt das Unter-eozän, das zu seinem größten Teil Faunen führt (Pr. 122, 175, 37, 201), in welchen die typische *Globorotalia (Tr.) marginodentata* SUBBOTINA sowie *velascoensis*-Formen nicht mehr auftreten, wo aber neben *G. (Tr.) rex* MARTIN bereits *G. (Tr.) aragonensis aragonensis* NUTTALL vorkommt. Die Planktonfauna hat folgende Zusammensetzung:

- Globigerina linaperta* FINLAY
- Globigerina pseudoeocaena pseudoeocaena* SUBBOTINA
- Globigerina triloculinoides* PLUMMER
- Globorotalia (Truncorotalia) aequa* CUSHMAN & RENZ
- Globorotalia (Truncorotalia) aragonensis aragonensis* NUTTALL
- Globorotalia (Truncorotalia) rex* MARTIN
- Globorotalia (Acarinina) acarinata* (SUBBOTINA)
- Globorotalia (Acarinina) primitiva* (FINLAY)
- Globorotalia (Acarinina) soldadoensis* (BRONNIMANN)

*) Zur Zeit Geol. Inst. Univ. Bern.

| | | | | | | | | |
|--------------------------------|-------------------------------------|-------------------|--------------------------------|------------------|------------------------------|-------------------------|----------------------|-------------------|
| BOLLI 1957 Trinidad | pseudo- menardii | velasco- ensis | rex | | formosa formosa | aragonensis | palmerae | |
| LUTERBACHER Apennin 1964 | pseudo- menardii | velasco- ensis | aequa | | formosa form./ subbotinae | aragonensis | bullbrookii | |
| v. HILLEBRANDT Spanien 1965 | pseudo- menardii | velasco- ensis | marginodentata/ subbotinae | lensi- formis | formosa angulosa | aragonensis | palmerae aspensis | caucasica |
| SAMUEL 1965 Westkarpaten | aequa | | subbotinae / marginodentata | | | aragonensis / crater | | |
| SUBBOTINA 1953 Kaukasus | Compressed globorotaliids | | | | Conical globorotaliids | | | crassa- formis |
| 1960 | crassata, triplex, pseudotopilensis | | marginodentata/ interposita | | lensiformis | caucasica | | |

Abb. 3. Zonengliederungen im höheren Paleozän und Untereozän nach Globorotalien (i.w.S.) mit Lage der Paleozän—Eozän-Grenze bei den einzelnen Autoren.

Die Einstufung dieser Fauna ist insofern schwierig, als *G. (Tr.) aragonensis aragonensis* NUTTALL bereits unterhalb der eigentlichen *aragonensis*-Zone auftreten kann und die Fauna, nach dem Fehlen von *G. (Tr.) aragonensis caucasica* GLAESSNER zu schließen, auch eindeutig älter ist als jene der hangenden Proben.

Die Nannofloren führen nach H. HEKEL:

- h *Discoaster lodoensis* BRAMLETTE & RIEDEL
- h *Marthasterites tribrachiatus* (BRAMLETTE & RIEDEL)
- + *Discoaster barbadiensis* (TAN SIN HOK)
- + *Discoaster* cf. *molengraafi* TAN SIN HOK
- sh *Coccolithus crassus* BRAMLETTE & SULLIVAN
- + *Coccolithus grandis* BRAMLETTE & SULLIVAN

Dies ist eine Vergesellschaftung, die häufig zusammen mit *G. (Tr.) rex* MARTIN gefunden wird; als tiefere Untereozänformen wären dagegen bei den Globorotalien *G. (Tr.) subbotinae* MOROZOVA, *G. (Tr.) formosa formosa* BOLLI und *G. (Tr.) formosa gracilis* sowie *G. (Tr.) marginodentata* SUBBOTINA zu erwarten, die aber nicht auftreten. Stuft man die betreffenden Proben daher, was gemäß dem zahlenmäßigen Überwiegen von *G. (Tr.) aragonensis aragonensis* NUTTALL doch gerechtfertigt erscheint, in die *aragonensis*-Zone ein, so fehlen im Eozän von Schorn zumindest die Äquivalente der *formosa formosa*-Zone BOLLI's, bzw. der *formosa formosa-subbotinae*-Zone LUTERBACHER's. Es wurde jedoch bereits an anderer Stelle darauf hingewiesen, daß dies auf tektonische und nicht stratigraphische Ursachen zurückgeführt wird.

Die Planktonfauna der in der vorliegenden Arbeit beschriebenen Probe 307 (gleich alt ist auch Probe 23) zeigt folgende Zusammensetzung:

- Globigerina inaequispira* SUBBOTINA
- Globigerina linaperta* FINLAY
- Globigerina pseudoecaena ellipsocamera* CHALILOV
- Globigerina pseudoecaena pseudoecaena* SUBBOTINA
- Globigerina trilobata* SUBBOTINA
- Globigerina triloculinoides* PLUMMER
- Globigerina turgida* (FINLAY)
- Globigerina varianta* SUBBOTINA
- Globorotalia (Truncorotalia) aequa* CUSHMAN & RENZ
- Globorotalia (Truncorotalia) aragonensis aragonensis* NUTTALL
- Globorotalia (Truncorotalia) aragonensis caucasica* GLAESSNER
- Globorotalia (Truncorotalia) formosa gracilis* BOLLI
- Globorotalia (Truncorotalia) cf. marginodentata* SUBBOTINA
- Globorotalia (Truncorotalia) rex* MARTIN
- Globorotalia (Truncorotalia) sp.*
- Globorotalia (Acarinina) mckannai* (WHITE)
- Globorotalia (Acarinina) cf. mckannai* (WHITE)
- Globorotalia (Acarinina) perclara* LOEBLICH & TAPPAN
- Globorotalia (Acarinina) primitiva* (FINLAY)
- Globorotalia (Acarinina) sp. „crassoformis“*

In dieser Fauna stellen *G. (Tr.) aragonensis aragonensis* NUTTALL und *G. (Tr.) aragonensis caucasica* GLAESSNER mit ihren zahlreichen Übergangsformen (WILLE-JANOSCHEK 1967) die dominierenden Faunenelemente

dar. Die Probe wird in die *aragonensis*-Zone gestuft, obwohl das Vorherrschende von *G. (Tr.) aragonensis caucasica* GLAESSNER zunächst eine Einstufung in die Zone der *G. caucasica* von v. HILLEBRANDT nahezu legen zu scheint, die der höheren *G. palmerae*-Zone BOLLI's, also höchstem Untereozän entspricht. Gegen ein solches Alter spricht jedoch die Tatsache, daß eine Reihe von Arten noch vorhanden ist, die aus der *palmerae*-Zone nicht mehr bekannt sind, wie *G. (A.) mckannai* (WHITE) und *G. (A.) perclara* LOEBLICH & TAPPAN. *Globigerina triloculinoides* PLUMMER ist schon in der *aragonensis*-Zone nicht mehr typisch ausgebildet, obwohl sie von SUBBOTINA (1960, fide BERGGREN 1965) noch bis zur Unterkante des Lutetis angegeben wird. *Globorotalia (Tr.) aequa* CUSHMAN & RENZ war bisher mit ihrem höchsten Auftreten nur aus der *formosa formosa*-Zone (LUTEBACHER 1964) bekannt, während BOLLI (1957) ihre Verbreitung sogar nur bis in die „*rex*“-Zone angibt. Auch *G. (Tr.) formosa gracilis* BOLLI soll nach BOLLI (1957) nur in die *formosa formosa*-Zone reichen, kommt in ganz geringer Zahl aber auch noch im vorliegenden Material vor. *G. (Tr.) rex* MARTIN kommt nach neueren Ergebnissen (COLTRO 1963, LUTEBACHER 1964, v. HILLEBRANDT 1965) noch zusammen mit *G. (Tr.) aragonensis aragonensis* NUTTALL in der *aragonensis*-Zone vor, nicht aber höher. Da andererseits auch typische Formen der nächsthöheren Zone, wie *G. (G.) palmerae* CUSHMAN & BERMUDEZ, *G. (A.) aspensis* (COLOM) und *G. (A.) bullbrooki* BOLLI nicht gefunden werden konnten, die in der *caucasica*-Zone aber auftreten sollen, wird eine Einstufung in das höchste Untereozän für zu jung erachtet.

Auch die Nannoflora spricht nicht gegen eine Einstufung in die *G. aragonensis*-Zone; Probe 307 führt:

- h *Discoaster lodoensis* BRAMLETTE & RIEDEL
- + *Discoaster mirus* DEFLANDRE
- + *Discoaster binodosus* MARTINI
- + *Marthasterites tribrachiatus* (BRAMLETTE & RIEDEL)
- sh *Coccolithus crassus* BRAMLETTE & SULLIVAN
- + *Coccolithus pelagicus* (WALLISCH)
- C. div. sp.*
- (a) *Parrhabdolithus untergeri*
- + *Sphenolithus radians* DEFLANDRE

Es ist dies eine Vergesellschaftung, die nach H. HEKEL der Zone mit *Marthasterites tribrachiatus* und *Discoaster lodoensis* entspricht, und die häufig zusammen mit *G. (Tr.) aragonensis* NUTTALL gefunden wird.

Die benthonischen Foraminiferen besitzen zumeist eine unvergleichlich längere Vertikalverbreitung als die planktonischen Arten und werden daher, wenn Plankton vorhanden ist, nur sehr bedingt zur stratigraphischen Einstufung herangezogen. Manche kürzere Lebenszeiten werden durch die Tatsache vorgetäuscht, daß eine Art erst von wenigen Autoren oder von wenigen Lokalitäten beschrieben wurde. Die wenigen der vorliegenden Arten, die nach bisheriger Kenntnis erst ab Ypres aufzutreten scheinen, sind *Ellipsoglandulina principiensis* CUSHMAN & BERMUDEZ, *E. labiata* (SCHWAGER), *Guttulina irregularis* (D'ORBIGNY), *Eponides polygonus* LE CALVEZ, *Cibicides fortunatus* MARTIN, *Cibicides havanensis* CUSHMAN & BERMUDEZ, *Asterigerina bartoniana* (TEN DAM) und *A. cam-*

panella (GÜMBEL), *Eorupertia magna* (LE CALVEZ) sowie die Gattung *Cuvillierina* und unter den Discocyclinen *D. scalaris* (SCHLUMBERGER), *D. archiaci* (SCHLUMBERGER), und *D. marthae* (SCHLUMBERGER).

Zusammenfassend kann festgehalten werden, daß die Sedimentation der Zwieselalmschichten in der Gosau von Schorn bis in die Zone mit *Discoaster multiradiatus* reicht, entsprechend der *Globorotalia aequa*-Zone LUTERBACHER's, bzw. der „*rex*“-Zone von BOLLI. Äquivalente der darüberfolgenden *G. formosa formosa*-Zone konnten nicht belegt werden; die Eozänschichten von Schorn führen eine Fauna der *G. aragonensis*-Zone, wobei ein tieferer Anteil ohne und ein höherer Anteil mit *G. aragonensis caucasica* GLAESSNER unterschieden werden kann. Die Nannofloren lassen sich in die *Marthasterites tribrachiatus*-Zone stufen.

3. Altersvergleich mit anderen Eozänvorkommen Österreichs

Zunächst interessiert in diesem Zusammenhang natürlich ein Vergleich mit Alttertiärschichten, die ebenso wie die vorliegenden in Verbindung mit **Gosauvorkommen** stehen, bevor auf Eozänschichten anderer tektonischer Einheiten, so Flysch, Helvetikum und Waschbergzone eingegangen wird.

Das wohl bemerkenswerteste Profil zeigt die Nordseite des Untersberges bei Salzburg, dessen Alttertiärschichten von v. HILLEBRANDT (1962 a, b) bearbeitet wurden. Am Untersberg-NE-Fuß sind *G. velascoensis*- und *G. „rex*“-Zone in Nierntaler Fazies ausgebildet. Darüber transgredieren mit groben Aufarbeitungslagen Schichten, die *Globorotalia (Truncorotalia) aragonensis aragonensis* NUTTALL und auch *G. (Tr.) aragonensis caucasica* GLAESSNER enthalten, also mit dem Eozän von Schorn altersgleich sind. Die äußerst geringfügige Schichtlücke umfaßt nach v. HILLEBRANDT die Zone der *Globorotalia formosa formosa* von BOLLI (1957). Die Sedimentation läuft dann am Wartberg ohne Unterbrechung bis in das Leden fort. Es ist dies eines der vollständigsten Alttertiärprofile in den Nördlichen Kalkalpen. Leider brachte v. HILLEBRANDT (1962 a) nur für die Paleozän-, nicht aber für die Eozänfaunen ausführliche Faunenlisten sowie Beschreibungen mit Abbildungen, sodaß wohl die sichere altersmäßige Parallelisierung, nicht aber ein engerer Faunenvergleich möglich ist.

Im vom vorliegenden Vorkommen nur wenige Kilometer (ca. 10 km) entfernten, eigentlichen Becken von Gosau (Oberösterreich/Salzburg) reicht die Sedimentation in Fazies der Zwieselalmschichten nur bis in die Zone der *Globorotalia pseudomenardii* des Paleozäns, jüngere Schichten sind nicht erhalten (WILLE-JANOSCHEK 1966).

Das nächste im E folgende, Alttertiär führende Gosauvorkommen ist jenes von Gams bei Hieflau (Steiermark). (Ein dazwischenliegendes Vorkommen im Ennstal im Raum von Wörschach und Liezen wird zur Zeit von W. JANOSCHEK bearbeitet; nähere Ergebnisse fehlen noch.) Die Gosau von Gams wurde zuletzt von H. A. KOLLMANN (1964) bearbeitet:

Schichten in Nierntaler Fazies setzen hier im Obercampan ein und werden ohne Unterbrechung bis in die Zone der *Globorotalia pseudomenardii* sedimentiert. Darüber folgt ein „Breccien-Sandsteinkomplex“, der lithologisch den Zwieselalmschichten des Beckens von Gosau entspricht. Er wird überlagert von der „Tonmergelserie des Paleozän“ von H. A. KOLLMANN, die an der Basis noch eine Fauna mit *Globorotalia (Truncorotalia) velascoensis oclusa* LOEBLICH & TAPPAN führt, im Hangenden jedoch bereits *Globorotalia (Truncorotalia) rex* MARTIN und *Globorotalia (Truncorotalia) formosa gracilis* BOLLI enthält. Diese Fauna wird von H. A. KOLLMANN, v. HILLEBRANDT folgend, in das obere Ilerd gestellt (Zone der *Globorotalia rex*), sie enthält keine für die Zone der *Globorotalia aragonensis* charakteristischen Formen. Fazial ist der Komplex den Unter-eröaznschichten von Schorn sehr ähnlich.

In der Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt (Niederösterreich) ist nach PLÖCHINGER (1961) in den Zweiersdorfer Schichten ebenfalls Alttertiär vorhanden, das ohne Sedimentationsunterbrechung auf das Maastricht (Inoceramenmergel) folgt, doch handelt es sich hier nur um Dan-Paleozän. Neben der Durchläuferform *Globigerina trilocolinoides* PLUMMER kommen als Stützen für diese tiefe Alter *Globigerina pseudobulloidis* PLUMMER und *Globorotalia compressa* (PLUMMER), bzw. einmal *Globorotalia angulata* (WHITE) vor. Das gleiche Alter besitzen auch die Alttertiärschichten in den Gosauvorkommen zwischen Alland und Perchtoldsdorf (Niederösterreich; OBERHAUSER 1963).

Die Parallelisierung mit dem Alttertiär auf dem zentralalpinen Gosauvorkommen vom Krappfeld (Kärnten) ist insofern schwieriger, als hier eine Seichtwasserfazies (Milioliden, Nummuliten) vorliegt, bzw. teilweise sogar brackische Schichten mit Kohlenflözen abgelagert wurden (VAN HINTE 1963); dementsprechend selten sind planktonische Foraminiferen und die Einstufung erfolgte hauptsächlich an Hand von Großforaminiferen. Nach VAN HINTE erfolgte über dem Untermaastricht, das Obermaastricht und Teile des Paleozäns umfassend, eine Regression. Wahrscheinlich noch im Paleozän wird der fossilere Speckbauer Roter Ton abgelagert, darüber die in das Ypres zu stufende Höhwirt- und Sittenbergfolge sowie Sonnberg- und Dobranberg Nummulitenschichten, welche letztere auch noch in das Lutet hinaufreichen. Es möge immerhin erwähnt sein, daß charakteristische Formen, wie *Cuvillierina yarzai* (RUIZ DE GAONA), *Asterigerina campanella* (GÜMBEL) und *Anomalinooides bundensis* (VAN BELLEN) beiden Vorkommen gemeinsam sind. Im Krappfeldeoazän sind demnach wohl gleich alte Bildungen vorhanden, doch ist die Fauna infolge der andersartigen Fazies nicht vergleichbar.

Die Möglichkeit eines Vergleiches mit altersgleichen Schichten der **Flyschzone** wird durch die Tatsache erschwert, daß hier planktonische Foraminiferen, wenn überhaupt, so nur äußerst spärlich auftreten; das Fehlen kalkschaliger Foraminiferen ist ja ein Charakteristikum für Flyschsedimente. Doch scheint nunmehr auf dem Umweg über Nannofloren ein Weg vorhanden, die Flyschsedimente genauer als bisher altersmäßig einzustufen zu können, bzw. die Nannoflorenvergesellschaftungen auch direkt mit jenen anderer Schichten zu vergleichen.

Nach den Ergebnissen der Nannoflorenuntersuchungen, die natürlich flächenmäßig noch lange nicht alle Schichten umfassen, ist Untereozän im Alttertiär des Flysches reichlich vertreten. Für den Wiener Raum führte BRIX (1961) auch Fundpunkte unter- bis mitteleozänen Alters an.

Mit Discoasteriden erwiesenes Paleozän (*Multiradiatus*-Zone) und Unter- bis Mitteleozän (*Tribrachiatus*-Zone) wurde jüngst auch von GOTTSCHLING (1966) aus der Laaber Teildecke im Raum N Hainfeld (Niederösterreich) bekanntgemacht. Das Alttertiär führt hier, obwohl tonig-mergelig ausgebildet, fast durchwegs keine Foraminiferenfaunen. Weitere Abschnitte der Flyschzone werden zur Zeit im Rahmen von Dissertationen am Geologischen Institut der Universität Wien bearbeitet.

1961 wurde von I. KÜPPER aus Flyschsedimenten, die Bohrungen in den Untergrund des Wiener Beckens im Raum von Zistersdorf entstammten, Faunen mit planktonischen Foraminiferen bekanntgemacht, darunter einige mit *Globorotalia (Truncorotalia) aragonensis aragonensis* NUTTALL.

Im Helvetikum, das in seinen österreichischen Anteilen im Raume von Mattsee am reichsten entwickelt ist, liegt Untereozän in Form der Roterz- und Mittelschichten vor (GOHRBANDT 1963). Diese großforaminiferenführenden Schichten sind als Kalksandsteine, Lithothamnienkalke oder Nummulitenkalke ausgebildet und es ist bisher daraus keine Planktonfauna bekanntgemacht worden, sodaß ein direkter Faunenvergleich nicht möglich ist. Auch zwischen Traunsee und Attersee (W. JANOSCHEK 1964), im Gschlieffgraben bei Gmunden (PREY 1952) und im Gebiete des Perneckerkogls W Kirchdorf an der Krems (PREY 1951) ist Eozän in nicht-mergeliger Ausbildung vorhanden.

In neuester Zeit wurden jedoch von cand. geol. M. STURM im Helvetikum W des Attersees W Nußdorf mergelige Schichten gefunden, die eine reiche Planktonforaminiferenfauna führen. Ihre Bestimmung ergab einerseits ein tieferes Untereozän mit *Globorotalia (Truncorotalia) rex* MARTIN, G. (*Tr.*) *aequa* CUSHMAN & RENZ und G. (*Tr.*) *aragonensis aragonensis* NUTTALL, eine Vergesellschaftung, die auch im vorliegenden Eozän auftritt, andererseits lassen Proben mit G. (*Tr.*) *aragonensis caucasica* GLAESSNER, G. (*Tr.*) *spinulosa* CUSHMAN und G. (*Acarinina*) *bullbrookii* BOLLI auf höheres Untereozän bis Mitteleozän schließen und sind höher als die jüngsten Faunen von Schorn einzustufen.

In der Buntmergelserie im Raum von Rogatsboden/Niederösterreich ist nach PREY (1957) in einigen Proben G. (*Tr.*) *aragonensis* NUTTALL vorhanden, ohne daß jedoch eine genaue Trennung zwischen Unter- und Mitteleozän möglich wäre.

1964 wurden von PLÖCHINGER zur Buntmergelserie gestellte Mergel der Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee beschrieben, die eine Schichtfolge von der Kreide bis in das Alttertiär umfassen. Einige Eozänproben, die ich dank des Entgegenkommens von Dr. B. PLÖCHINGER und Dr. R. OBERHAUSER, Geol. B.-Anst. Wien, zur Durchsicht erhalten konnte, zeigen eine verhältnismäßig gut erhaltene Planktonfauna; in Probe 140 fand sich überwiegend *Globorotalia (Truncorotalia) marginodentata* SUBBOTINA, Probe 129 führte typische Exemplare von G. (*Tr.*) *ara-*

gonensis aragonensis NUTTALL, *caucasica*-Formen konnten nicht festgestellt werden. Beide Proben haben somit Altersäquivalente im Eozän von Schorn, sind aber etwas tiefer als die höchste vorliegende Eozänprobe einzustufen. Weitere Proben, die mir aber nicht vorlagen (z. B. die Proben 71, 81 und 181 von PLÖCHINGER 1963, 32 f) sind jünger: sie führen zwar ebenfalls *G. (Tr.) aragonensis* NUTTALL, daneben aber eine Nannofloregemeinschaft des mittleren Eozäns, in der die charakteristischen Untereozänleitformen *Discoaster lodoensis* BRAMLETTE & RIEDEL sowie *Marthasterites tribrachiatus* (BRAMLETTE & RIEDEL) nicht mehr auftreten.

Die **Waschbergzone**, die eine vom Oberjura bis in das Miozän reichende Schichtfolge umfaßt, weist ebenfalls Alttertiärschichtglieder auf, die aber, ebenso wie auch alle anderen Glieder der Folge, in Form von einzelnen Schuppen vorliegen und nicht ohne weiteres in einen zusammenhängenden Profilverband gebracht werden können. In das Danien werden die reich globigerinenführenden Bruderndorfer Schichten gestuft (M. E. SCHMID 1963), aus dem höheren Paleozän ist der Tegelige Sand der Reingrubhöhe bekannt, der nach GOHRBANDT (1962) eine Planktonforaminiferenfauna u. a. mit *Globorotalia (G.) pseudomenardii* BOLLI, *Globorotalia (G.) elongata* GLAESSNER und *Globorotalia (Truncorotalia) angulata* (WHITE) führt. Im Cuis folgt der Waschbergkalk mit *Nummulites partschi* DE LA HARPE (PAPP 1962), der also etwa altersgleich mit den vorliegenden Eozän-schichten sein kann. Eine Foraminiferenfauna aus etwas sandigeren Partien des Kalkes am Michelberg, die mir Herr Dr. A. RÖGL, Paläont. Inst. Univ. Wien, freundlicherweise zur Verfügung stellte, enthielt jedoch nur schlecht erhaltene, auskristallisierte Robuliden u. dgl.

Im Lutet wurden die ebenfalls Großforaminiferen führenden Haidhof-schichten (*Nummulites* cf. *distans* DESHAYES, *Assilina spira* ROISSY) abgelagert, und erst im Obereozän kommt es wieder zur Bildung kleinforaminiferenreicher Sedimente der Reingrub Serie, die GOHRBANDT (1962) eingehend bearbeitete. Die Fauna unterscheidet sich grundlegend von vorliegender: von den 80 durch GOHRBANDT aufgeführten Arten konnten nur 4 auch hier bestimmt werden, nämlich die beiden stratigraphisch wertlosen Durchläuferformen *Guttulina problema* D'ORBIGNY und *Globulina gibba* d'ORBIGNY, die als *Cibicidoides* ? cf. *grosserugosus* (GÜMBEL) auf-scheinende Form, und unter den planktonischen Arten nur *Globigerina linaperta* FINLAY. Ein charakteristischer Unterschied ist das Fehlen ge-kielter Globorotalien der Untergattung *Truncorotalia* im Material der Reingrub Serie.

Ein weiteres Alttertiärvorkommen, das zwar erst im Obereozän be-ginnt, also für einen Altersvergleich belanglos ist, ist das **Unterinntaler Tertiär** von Häring. Es ist deshalb interessant, da es im Obereozän (und zwar marin) zu einer Zeit einsetzt, da am Untersberg-NE-Fuß ebenfalls noch sedimentiert wird. Die jüngsten marinen Alttertiär-Sedimente inner-halb der nördlichen Kalkalpen stellen die oligozänen Zementmergel dieser Serie dar.

Zusammenfassend kann noch einmal festgestellt werden, daß alters-gleiche Sedimente in Österreich wohl vorhanden sind, daß sie aber zum Teil keine Planktonforaminiferenfaunen führen (Waschbergkalk, Roterz- und Mittelschichten, Eozän der Flyschzone, des Krappfeldes), zum anderen,

geringeren Teil solche wohl mit ihren wichtigsten Leitformen angeführt, nicht aber die ganzen Faunen dokumentiert werden (Untersberg-NE-Fuß, Buntmergelserie div. Lok.) sodaß die hier bearbeitete Fauna die erste Beschreibung einer Kleinforaminiferenfauna aus dem österreichischen Cuis darstellt, nachdem von GOHRBANDT (1962, 1963) zuvor schon Faunen aus dem Paleozän und Obereozän ausführlich beschrieben worden waren.

V. Literatur

- ALIMARINA, V. P.: Quelques particularités de l'évolution des Foraminifères planktoniques en relation avec la subdivision du Paléogène inférieur du Caucase septentrionale. — *Quést. Micropaléont.* 7, 217—278, Fig. 1—3, Moskau 1963 (franz.).
- ASCOLI, P.: Microfauna della serie eocenica di Rio Repregoso e della serie oligocenica di Mombisaggio — Mongariolo (Tortona — Alessandria). — *Riv. Ital. Paleont.* 62, 153-189, Taf. 13—16, Milano 1956.
- BANDY, O. L.: Eocene Foraminifera from Cape Blanco, Oregon. — *Journ. Paleont.* 18, 366—377, Taf. 60—62, Tulsa 1944.
- BANDY, O. L.: Eocene and Oligocene Foraminifera from Little Stave Creek, Clarke County, Alabama. — *Bull. Amer. Paleont.* 32, 31—240, Taf. 5—31, Ithaca 1949.
- BANNER, F. T. & BLOW, W. H.: The classification and stratigraphical distribution of the Globigerinaceae. Part. 1. — *Paleont.* 2, 1—27, Taf. 1—3, London 1959.
- BANNER, F. T. & BLOW, W. H.: The Mid-Tertiary (Upper Eocene to Aquitanian) Globigerinaceae. In EAMES, F. E., BANNER, F. T., BLOW, W. H. & CLARKE, W. J.: *Fundamentals of Mid-Tertiary stratigraphical correlation.* — VII, 1—163, Taf. 1—8, Cambridge (Univ. Press) 1962.
- BATJES, D. A. J.: Foraminifera of the Oligocene of Belgium. — *Mém. Inst. roy. Sci. natur. Belg.* 143, 3—188, Taf. 1—13, Bruxelles 1958.
- BECK, ST. R.: Eocene Foraminifera from Cowlitz River Lewis County, Washington. — *Journ. Paleont.* 17, 584—614, Taf. 98—109, Tulsa 1943.
- BECKMANN, J. P.: Die Foraminiferen der Oceanic Formation (Eocæn—Oligocæn) von Barbados, Kl. Antillen. — *Eclog. Geol. Helv.* 46, 301—412, Taf. 16—30, Basel 1954.
- BECKMANN, J. P.: Chiloguembelina LOEBLICH & TAPPAN and related Foraminifera from the lower Tertiary of Trinidad, B. W. I. — *Studies in Foraminifera, U. S. Nat. Mus. Bull.* 215, 83—95, Taf. 21, Washington 1957.
- BELLEN, R. C. van: Some eocene Foraminifera from the neighbourhood of Ričice near Imotski, E Dalmatia, Yugoslavia. — *Proceed. Nederl. Akad. Wetensch.* 54, 996—1005, 1 Taf., Amsterdam 1941.
- BERGGREN, W. A.: Some planktonic Foraminifera from the Lower Eocene (Ypresian) of Denmark and Northwestern Germany. — *Stockholm Contrib. Geol.* 5, 41—108, Taf. 1—13, Stockholm 1960 (1960a).
- BERGGREN, W. A.: Paleogene biostratigraphy and planktonic Foraminifera of SW Soviet Union. An analysis of recent Soviet investigations. — *Stockholm Contrib. Geol.* 6, 63—125, Stockholm 1960 (1960b).
- BERGGREN, W. A.: Some problems of Paleocene — Lower Eocene planktonic foraminiferal correlations. — *Micropaleont.* 11, 278—300, Taf. 1, New York 1965 (1965a).
- BERGGREN, W. A.: Paleocene — a micropaleontologist's point of view. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 49, 1473—1484, Tulsa 1965 (1965b).
- BLONDEAU, A., CAVELIER, C., FEUGEUR, L. & POMEROL, CH.: Stratigraphie du Paléogène du bassin de Paris en relation avec les bassins avoisinants. — *Bull. Soc. Géol. France* (7) 7, 200—221, Paris 1966.
- BOLLI, H. M.: The genera Globigerina and Globorotalia in the Paleocene — Lower Eocene Lizard Springs Formation of Trinidad, B. W. I. — *Studies in Foraminifera, U. S. Nat. Mus. Bull.* 215, 61—81, Taf. 15—20, Washington 1957 (1957a).

BOLLI, H. M.: Planktonic Foraminifera from the Eocene Navet and San Fernando Formations of Trinidad, B. W. I. — *Studies in Foraminifera*, U. S. Nat. Mus. Bull. 215, 155—172, Taf. 35—39, Washington 1957 (1957b).

BOLLI, H. M. & CITTA, M. B.: Globigerine e Globorotalie del Paleocene di Paderno d'Adda (Italia). — *Riv. Ital. Paleont.* 66, 361—402, Taf. 33—35, Milano 1960.

BOLLI, H. M., LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H.: Planktonic foraminiferal families Hantkeninidae, Orbulinidae, Globorotaliidae, and Globotruncanidae. — *Studies in Foraminifera*, U. S. Nat. Mus. Bull. 215, 1—50, Taf. 1—11, Washington 1957.

BRAMLETTE, M. N. & SULLIVAN, F. R.: Coccolithophorids and related Nannoplankton of the early Tertiary in California. — *Micropaleont.* 7, 129—188, Taf. 1—14, New York 1961.

BRIX, F.: Beiträge zur Stratigraphie des Wienerwaldflysches auf Grund von Nannofossilien. — *Erdöl Z.* 77, 89—100, Wien-Hamburg 1961.

BRÖNNIMANN, P.: Trinidad Paleocene and Lower Eocene Globigerinidae. — *Bull. Amer. Paleont.* 34, 5—34, Taf. 1—3, Ithaca 1952.

BROTZEN, F. & POZARYSKA, K.: Foraminifères du Paléocène et de l'Eocène inférieur en Pologne septentrionale. Remarques paléogéographiques. — *Rév. Micropaléont.* 4, 155—166, Taf. 1—4, Paris 1961.

CITTA, M. B.: Ricerche stratigrafiche e micropaleontologiche sul Cretacico e sull'Eocene di Tignale (Lago di Garda) — *Riv. Ital. Paleont. Strat.* 54, 49—74 und 143—169, Taf. 3—4, Milano 1948.

CITTA, M. B.: L'Eocene della sponda occidentale del Lago di Garda. — *Riv. Ital. Paleont. Strat.* 56, 82—105, Taf. 6—9, Milano 1950.

COLE, ST.: A foraminiferal fauna from the Chapapote Formation in Mexico. — *Bull. Amer. Paleont.* 14, 200—233, Taf. 1—4, Ithaca 1928.

COLE, ST.: A foraminiferal fauna from the Guayabal Formation in Mexico. — *Bull. Amer. Paleont.* 14, 5—36, Taf. 1—5, Ithaca 1928.

COLTRO, R.: La facies di Polizzi dell'Eocene alloctono della Sicilia centro-setten-trionale. — *Riv. Ital. Paleont.* 69, 167—232, Taf. 12—16, Milano 1963.

CUSHMAN, J. A.: Upper Cretaceous Foraminifera of the Gulf Coastal Region of the United States and adjacent areas. — *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 206, 160 S., 66 Taf., Washington 1946.

CUSHMAN, J. A.: Paleocene Foraminifera of the Gulf Coastal Region of the United States and adjacent areas. — *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 232, 1—75, Taf. 1—24, Wash- ington 1951.

CUSHMAN, J. A. & BERMUDEZ, P. J.: Further new species of foraminifera from the Eocene of Cuba. — *CCLFR* 13/1, 1—29, Taf. 1—3, Sharon, Mass. 1937.

DALLAN, L.: Studio paleontologico di una microfauna paleocenica ritrovata nel Flysch Calcarea dei Monti di Massarosa. — *Boll. Soc. Geol. Ital.* 82, 405—438, Taf. 1—4, Pisa 1963.

DEBOURLE, A.: Cuvillierina eocenica, nouveau genre et nouvelle espèce de Foraminifère de l'Yprésien d'Aquitaine. — *Bull. Soc. Géol. France* (6) 5/1955, 55—57, Taf. 2, Paris 1956.

DECIMA, PROTO F.: Precisazioni sull'età di una formazione marnosa e sul limite Cretaceo-Terziario nella zona tra Possagno e Pederobba (Trevigiano occidentale). — *Boll. Soc. Geol. Ital.* 84, 165—171, Roma 1965.

ELLIS, B. F. & MESSINA, A. R.: Catalogue of Foraminifera. — *Amer. Mus. Nat. Hist.*, New York 1940. Period. Nachträge ab 1941.

EL-NAGGAR, Z. R.: Planktonic Foraminifera in the Thanet Sands of England, and the position of the Thanetian in Paleocene stratigraphy. — *Journ. Paleont.* 41, 575—586, Tulsa 1967.

GALLOWAY, J. J. & WISSELER, ST. G.: Pleistocene Foraminifera from the Lomita Quarry, Palos Verdes Hills, California. — *Journ. Paleont.* 1, 35—87, Taf. 7—12, Bridge-water, Mass. 1928.

GARTNER, S. & HAY, W. W.: Planktonic Foraminifera from the Type Ilerdian. — *Eclog. Geol. Helv.* 55, 554—572, Taf. 1—2, Basel 1962.

GLAESSNER, M. F.: Planktonforaminiferen aus der Kreide und dem Eozän und ihre stratigraphische Bedeutung. — *Studies Micropaleont.* 1, 27—52, Taf. 1—2, Moskau 1937 (1937a).

GLAESSNER, M. F.: Studien über Foraminiferen aus der Kreide und dem Tertiär des Kaukasus. I. Die Foraminiferen der ältesten Tertiärschichten des Nordwestkaukasus. — *Problems Micropaleont.* 2—3, 349—410, Taf. 1—5, Moskau 1937 (1937b).

GOHRBANDT, K.: Die Kleinforaminiferenfauna des obereozänen Anteils der Reingruber Serie bei Bruderndorf (Bezirk Korneuburg, Niederösterreich). — *Mitt. Geol. Ges. Wien* 54/1961, 55—145, Taf. 1—8, Wien 1962.

GOHRBANDT, K.: Zur Gliederung des Paläogen im Helvetikum nördlich Salzburg nach planktonischen Foraminiferen. — *Mitt. Geol. Ges. Wien* 56/1963, 1—116, Taf. 1—11, Wien 1963.

GOTTSCHLING, P.: Zur Geologie der Hauptklippenzone und der Laaber Teildecke im Bereich von Glashütte bis Bernreith. — *Mitt. Geol. Ges. Wien* 58/1965, 23—86, 4 Taf., Wien 1966.

GRAMANN, F.: Die Arten der Foraminiferen-Gattung *Asterigerina* d'ORB. im Tertiär NW-Deutschlands. — *Paläont. Z.* 38, 207—222, Taf. 20—21, Stuttgart 1964.

GÜMBEL, C. W.: Beiträge zur Foraminiferenfauna der nordalpinen Eocänegebilde. — *Abh. Bayer. Akad. Wiss.* 10, math.-phys. Cl., II. Abt., 581—730, Taf. 1—4, München 1868.

HAGN, H.: Zur Kenntnis alpiner Eozän-Foraminiferen III. *Eorupertia crassata*. — *Paläont. Z.* 29, 46—73, Taf. 4—6, Stuttgart 1955.

HAGN, H.: Geologische und Paläontologische Untersuchungen im Tertiär des Monte Brione und seiner Umgebung (Gardasee, Oberitalien) — *Paläont. (A)* 107, 67—210, Taf. 7—18, Stuttgart 1956.

HAY, W. W.: Utilisation stratigraphique des Discoasteridés pour la zonation du Paléocène et de l'Eocène inférieur. — *Coll. sur le Paléogène, Mém. Bur. Rech. Géol. Min.* 28, 885—889, Bordeaux 1964.

HAY, W. W. & SCHAUB, H. W.: Discoasterids from the Schlierenflysch, Switzerland. — *Bull. Geol. Soc. Amer.* 71, 1885, New York 1960.

HILLEBRANDT, A. v.: Das Alttertiär im Becken von Reichenhall und Salzburg (Nördliche Kalkalpen). — *Z. dt. Geol. Ges.* 113, 339—358, Hannover 1962 (1962a).

HILLEBRANDT, A. v.: Das Paleozän und seine Foraminiferenfauna im Becken von Reichenhall und Salzburg. — *Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., N. F.* 108, 9—182, Taf. 1—15, München 1962 (1962b).

HILLEBRANDT, A. v.: Zur Entwicklung der planktonischen Foraminiferen im Alttertiär und ihre stratigraphische Bedeutung. — *Paläont. Z.* 38, 189—206, Stuttgart 1964.

HILLEBRANDT, A. v.: Foraminiferenstratigraphie im Alttertiär von Zumaya (Provinz Guipuzcoa, NW-Spanien) und ein Vergleich mit anderen Tethysgebieten. — *Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., N. F.* 123, 9—62, 5 Tab., München 1965.

HINTE, J. E. van: Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes (Kärnten). — *Jb. Geol. B.-Anst., Sdbd.* 8, 3—147, Taf. I, II und 1—22, Wien 1963.

HOFKER, J.: Die asterigeriniden Foraminiferen. — *Paläont. Z.* 33, 247—265, 2 Taf., Stuttgart 1959.

HORNIBROOK, N. de B.: New Zealand Upper Cretaceous and Tertiary foraminiferal zones and some overseas correlations. — *Micropaleont.* 4, 25—38, Taf. 1, New York 1958.

HOTTINGER, L. & SCHAUB, H.: Zur Stufeneinteilung des Paleocäns und des Eocäns. Einführung der Stufen Ilerdien und Biarritzien. — *Ecol. Geol. Helv.* 53, 453—479, Basel 1960.

HOTTINGER, L., LEHMANN, R. & SCHAUB, H.: Données actuelles sur la Biostratigraphie du Nummulithique Méditerranéen. — *Coll. sur le Paléogène, Mém. Bur. Rech. Géol. Min.* 28, 611—652, Taf. 1—6, Bordeaux 1964.

ISRAELSKY, M. C.: Foraminifera of the Lodo Formation, Central California. Part I: General Introduction and arenaceous Foraminifera. — *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 240 A, 1—29, Taf. 2—11, Washington 1951. Part. II: Calcareous Foraminifera (*Miliolidae* and *Lagenidae*, part). — *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 240 B, 31—79, Taf. 12—19, Washington 1955.

JANOSCHEK, W.: Geologie der Flyschzone und der helvetischen Zone zwischen Attersee und Traunsee. — *Jb. Geol. B.-Anst.* 107, 161—214, Taf. 1—4, Wien 1964.

JENKINS, G. D.: A history of the holotype, ontogeny and dimorphism of *Globorotaloides turgida* (FINLAY). — *CCFFR* 15, 117—121, Taf. 7—8, Sharon, Mass. 1964.

JENKINS, G. D.: Planktonic foraminiferal zones and new taxa from the Danian to Lower Miocene of New Zealand. — *N. Zealand Journ. Geol. Geophys.* 8, 1088—1126, Wellington 1966.

KAASSCHIEFER, J. P. H.: Foraminifera from the Eocene of Belgium. — *Mém. Inst. roy. Sci. natur. Belg.* 147, 3—271, Taf. 1—16, Bruxelles 1961.

KOLLMANN, H. A.: Stratigraphie und Tektonik des Gosaubeckens von Gams (Steiermark, Österreich). — *Jb. Geol. B.-Anst.* 107, 71—159, Taf. 1—4, Wien 1964.

KÜPPER, I.: Alttertiäre Foraminiferenfaunen in Flyschgesteinen aus dem Untergrund des nördlichen inneralpinen Wiener Beckens (Österreich). — *Jb. Geol. B.-Anst.* 104, 239—271, Taf. 15—18, Wien 1961.

LE CALVEZ, Y.: Révision des Foraminifères Lutétiens du Bassin de Paris. — *Mém. Carte Géol. France. II. Rotaliidae et familles affines.* — 7—54, Taf. 1—6, Paris 1949. III. Polymorphinidae, Buliminidae, Nonionidae. — 7—64, Taf. 1—4, Paris 1950.

LEHMANN, R.: Un exemple de différences remarquables entre l'holotype et des hypotypoides d'une espèce de petits Foraminifères: *Globorotalia aequa* CUSHMAN & RENZ. — *Eclog. Geol. Helv.* 56, 957—962, Taf. 1, Basel 1963.

LE ROY, L. W.: Biostratigraphy of the Maqfi Section, Egypt. — *Mém. Geol. Soc. Amer.* 54, 1—73, Taf. 1—13, Baltimore 1953.

LEXIQUE STRATIGRAPHIQUE INTERNATIONAL: Vol. I (Europe), Fasc. 4a/VII, Tertiaire (France, Belgique, Pays-Bas, Luxembourg). — *Congr. Géol. Internat., Comm. de Strat.*, Direction de G. DENZOT. Paris 1957.

LIPPS, J. H.: Wall structure, systematics, and phylogeny studies of cenozoic planktonic foraminifera. — *Journ. Paleont.* 40, 1257—1274, Taf. 155, Menasha 1966.

LOEBLICH, A. R. jun. & TAPPAN, H.: Planktonic Foraminifera of Paleocene and early Eocene age from the Gulf and Atlantic Coastal Plain. — *Studies in Foraminifera*, U. S. Nat. Mus. Bull. 215, 173—199, Taf. 40—64, Washington 1957.

LOEBLICH, A. R. jun. & TAPPAN, H.: Treatise on Invertebrate Paleontology C, Protista 2, Sarcodina, I, II, 1—900, Geol. Soc. Amer. & Univ. Kansas Press, Lawrence, Kansas 1964 (Ed. R. C. MOORE).

LUTERBACHER, H.: Studies in some Globorotalia from the Paleocene and Lower Eocene of the Central Apennines. — *Eclog. Geol. Helv.* 57, 631—730, 134 Textfig., Basel 1964.

MARTIN, L. T.: Eocene Foraminifera from the Type Lodo Formation, Fresno County, California. — *Stanford Univ. Publ. Geol. Sci.* 3, 93—125, Taf. 1—9, Stanford Univ. Press 1943.

MARTIN, L. T.: Upper Cretaceous and Lower Tertiary Foraminifera from Fresno County, California. — *Jb. Geol. B.-Anst., Sdbd.* 9, 1—128, Taf. 1—16, Wien 1964.

NEUMANN, M.: Révision des Orbitoidés du Crétacé et de l'Eocène en Aquitaine Occidentale. — *Mém. Soc. Géol. France (N. S.)* 83, 5—174, Taf. 1—36, Paris 1958.

NUTTALL, W. L. F.: Eocene Foraminifera from Mexico. — *Journ. Paleont.* 4, 271—293, Taf. 23—25, Tulsa 1930.

NUTTALL, W. L. F.: Lower Oligocene Foraminifera from Mexico. — *Journ. Paleont.* 6, 3—35, Taf. 1—9, Tulsa 1932.

OBERHAUSER, R.: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikro-paläontologischer Sicht. — *Jb. Geol. B.-Anst.* 106, 1—88, Wien 1963.

OLSSON, R. K.: Foraminifera of the latest cretaceous and earliest tertiary age in the New Jersey Coastal Plain. — *Journ. Paleont.* 34, 1—58, Taf. 1—12, Tulsa 1960.

ORBIGNY, A. de: Tableau méthodique de la Classe des Céphalopodes, III. Ordre, Foraminifères. — *Ann. Sci. Nat.* 7, 245—314, Taf. 10—17, Paris 1826.

ORBIGNY, A. de: Foraminifères fossiles du Bassin Tertiaire de Vienne (Autriche). — XXXVII, 3—312, Taf. 1—21, Paris (Gide & Co.) 1846.

PAPP, A.: Die Nummulitenfauna vom Michelberg (Waschbergzone) und aus dem Greifensteiner Sandstein (Flyschzone). — Verh. Geol. B.-Anst., 281—290, Wien 1962.

PESSAGNO, E. A.: Form analysis of sectioned specimens of Globorotalia s. s. — Micropaleont. 10, 217—230, Taf. 1—6, New York 1964.

PLÖCHINGER, B.: Ein Beitrag zur Geologie des Salzkammergutes im Bereich von Strobl am Wolfgangsee bis zum Hang der Zwieselalm. — Jb. Geol. B.-Anst. 93, 1—35, Taf. 1, Wien 1949.

PLÖCHINGER, B., m. e. Beitr. v. G. BARDOSSY, R. OBERHAUSER & A. PAPP: Die Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt (Niederösterreich). — Jb. Geol. B.-Anst. 104, 359—441, Wien 1961.

PLÖCHINGER, B., m. Beitr. v. R. OBERHAUSER, H. STRADNER u. G. WOLETZ: Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Österreich). — Jb. Geol. B.-Anst. 107, 11—69, 2 Taf., Wien 1964.

PLUMMER, H. J.: Foraminifera of the Midway Formation in Texas. — Univ. Texas Bull. 2644, 1—206, Taf. 2—15, Austin 1926.

PREY, S.: Geologie des Pernecker Kogels westlich Kirchdorf an der Krems (Oberösterreich). — Jb. Geol. B.-Anst. 94, 93—165, Wien 1950.

PREY, S.: Helvetikum in der oberösterreichischen Flyschzone. — Verh. Geol. B.-Anst., Sh. C, 98—102, Wien 1952.

PREY, S.: Flysch, Klippenzone und Kalkalpenrand im Almtal bei Scharnstein und Grünau (OÖ.). — Jb. Geol. B.-Anst. 96, 301—343, Wien 1953.

PREY, S.: Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden (NÖ.). — Jb. Geol. B.-Anst. 100, 299—358, Taf. 28, Wien 1957.

REISS, Z.: Notes on Foraminifera from Israel. 1) Remarks on Truncorotalia aragonensis caucasica (GLAESSNER). — Bull. Israel Geol. Surv. 9, 1—3, Jerusalem 1957 (1957a).

REISS, Z.: Notes on Foraminifera from Israel. 4) Occurrence and stratigraphical significance of Cuvillierina eocenica DEBOURLE. — Bull. Israel Geol. Surv. 10, 3—12, Taf. A, B, Jerusalem 1957 (1957b).

REISS, Z.: Notes on Foraminifera from Israel. 5) Studies on Victoriellidae. — Bull. Israel Geol. Surv. 11, 1—9, Taf. A, B, Jerusalem 1957 (1957c).

REUSS, A. E.: Über die fossilen Foraminiferen und Entomostraceen der Septarienthone der Umgegend von Berlin. — Z. Dt. Geol. Ges. 3, 49—92, Taf. 3—7, Berlin 1852.

SAID, R. & KENAWY, A.: Upper Cretaceous and Lower Tertiary Foraminifera from northern Sinai, Egypt. — Micropaleont. 2, 105—173, Taf. 1—7, New York 1956.

SAID, R. & KERDANY, M. T.: The geology and micropaleontology of the Farafra Oasis, Egypt. — Micropaleont. 7, 317—336, Taf. 1—2, New York 1961.

SAMUEL, O.: Die Zonengliederung des westkarpatischen Paläogen auf Grund der planktonischen Foraminiferen. — Geol. Prace, Zpravy 37, 183—198, Bratislava 1965.

SCHMID, M. E.: Die Foraminiferenfauna des Bruderndorfer Feinsandes (Danien) von Haidhof bei Ernstbrunn, NÖ. — Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, 171, 315—361, Taf. 1—6, Wien 1962.

SCHWEIGHAUSER, J.: Mikropaläontologische und stratigraphische Untersuchungen im Paleocæn und Eocæn des Vicentin (Norditalien) mit besonderer Berücksichtigung der Discocyclinen und Asteroeyclinen. — Schweizer. Paläont. Abh. 70, 1—97, Taf. 1—13, Basel 1953.

SMITH, B. Y.: Lower Tertiary Foraminifera from Contra Costa County, California. — Univ. California Publ. Geol. Sci. 32/3, 127—242, Taf. 17—32, Berkeley, Los Angeles 1957.

SPENGLER, E.: Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten: I. Teil: Die Gosauzone Isehl—Strobl—Abtenau. — Sitz.-Ber. k. k. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, 121, 1039—1086, Taf. 1—3, Wien 1912.

STAESCHE, K. & HILTERMANN, H.: Mikrofaunen aus dem Tertiär Nordwestdeutschlands. — Abh. Reichsstelle f. Bodenforsch., N. F. 201, 6—26, Taf. 1—53, Berlin 1940.

SUBBOTINA, N. N.: Fossil Foraminifera from the UdSSR. Globigerinidae, Hantkeninidae and Globorotaliidae. — Trudy VNIIGRI 76, 1—296, Taf. 1—41, Moskau 1953 (Russ.).

SZÓTS, E.: Sur la limite entre la partie inférieure („Paléocène“) et la partie moyenne („Eocène“) du Paléogène. — Bull. Soc. Géol. France (7) 7, 773—776, Paris 1966.

TEN DAM, A.: Die stratigraphische Gliederung des Niederländischen Paleozäns und Eozäns nach Foraminiferen (mit Ausnahme von Süd-Limburg). — Mededeel. Geol. Sticht. (C) 5/3, 5—142, Taf. 1—6, Maastricht 1944.

TEN DAM, A. & REINHOLD, TH.: Die stratigraphische Gliederung des Niederländischen Oligo-Miozäns nach Foraminiferen (mit Ausnahme von Süd-Limburg). — Mededeel. Geol. Sticht. (C) 5/2, 5—106, Taf. 1—10, Maastricht 1942.

TERQUEM, M.: Les Foraminifères de l'Eocène des environs de Paris. — Mém. Soc. Géol. France (3) 2, 1—193, Taf. 1—20, Paris 1882.

TODD, R.: Smaller Foraminifera. In: Geology of Saipan, Mariana Islans. Part 3, Paleont. — U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 280 H, 265—320, Taf. 64—93, Washington 1957.

TODD, R. M. & LOW, D.: Smaller Foraminifera from Eniwetok Drill Holes. — U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 260 X, 799—861, Taf. 255—264, Washington 1960.

TODD, R. M. & POST, R.: Smaller Foraminifera from Bikini Drill Holes. — U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 260 N, 547—568, Taf. 198—203, Washington 1954.

TOULMIN, L. D.: Eocene Smaller Foraminifera from the Salt Mountain Limestone of Alabama. — Journ. Paleont. 15, 567—611, Taf. 78—82, Tulsa 1941.

WEINZIERL, L. L. & APPLIN, E. R.: The Claiborne Formation on the Coastal Domes. — Journ. Paleont. 3, 384—410, Taf. 42—44, Austin, Texas 1929.

WEISS, L.: Foraminifera from the Paleocene Pale Greda Formation of Peru. — Journ. Paleont. 29, 1—21, Taf. 1—6, Tulsa 1955.

WEISS, L.: Planktonic index Foraminifera of northwestern Peru. — Micropaleont. 1, 301—319, Taf. 1—3, New York 1955.

WHITE, M. P.: Some Index Foraminifera of the Tampico Embayment area of Mexico. Part I and II: Journ. Paleont. 2, 177—215, Taf. 27—29, 280—317, Taf. 38—42, Bridgewater, Mass. 1928. Part III: Journ. Paleont. 3, 30—58, Taf. 4—5, Austin, Texas 1929.

WILLE-JANOSCHEK, U.: Stratigraphie und Tektonik der Schichten der Oberkreide und des Alttertiärs im Raume von Gosau und Abtenau (Salzburg). — Jb. Geol. B.-Anst. 109, 91—172, Taf. 1—11, Wien 1966.

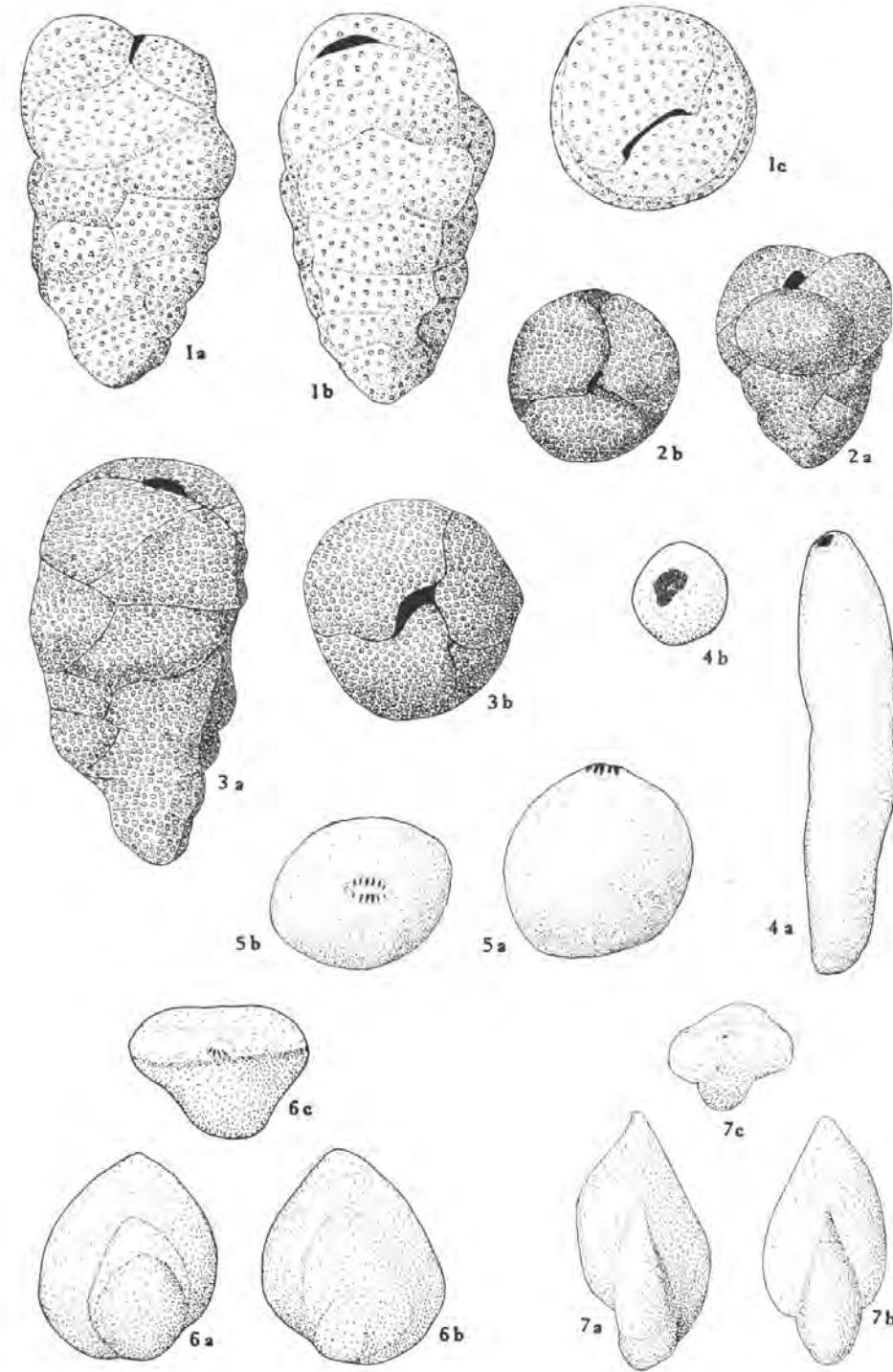
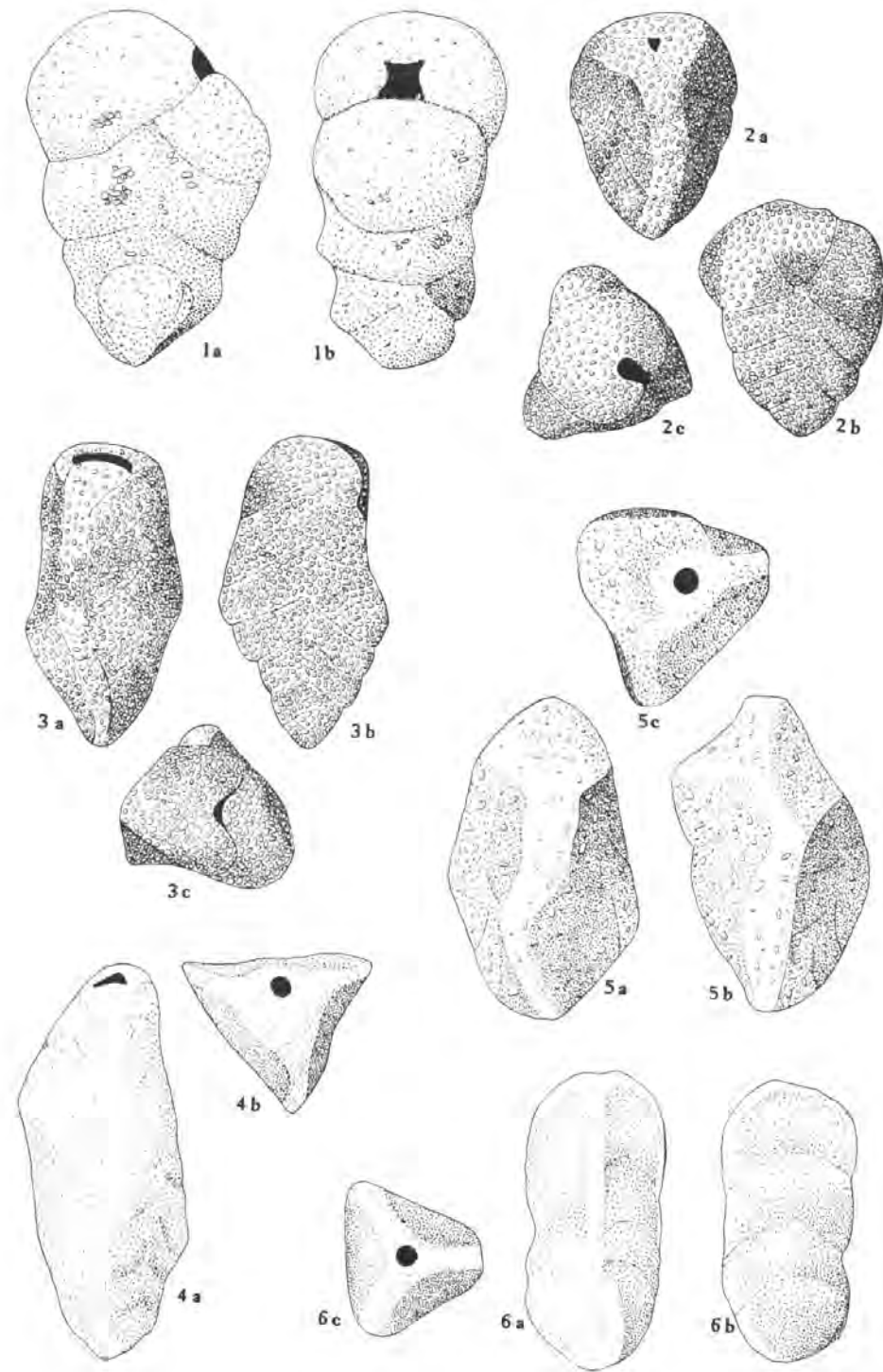
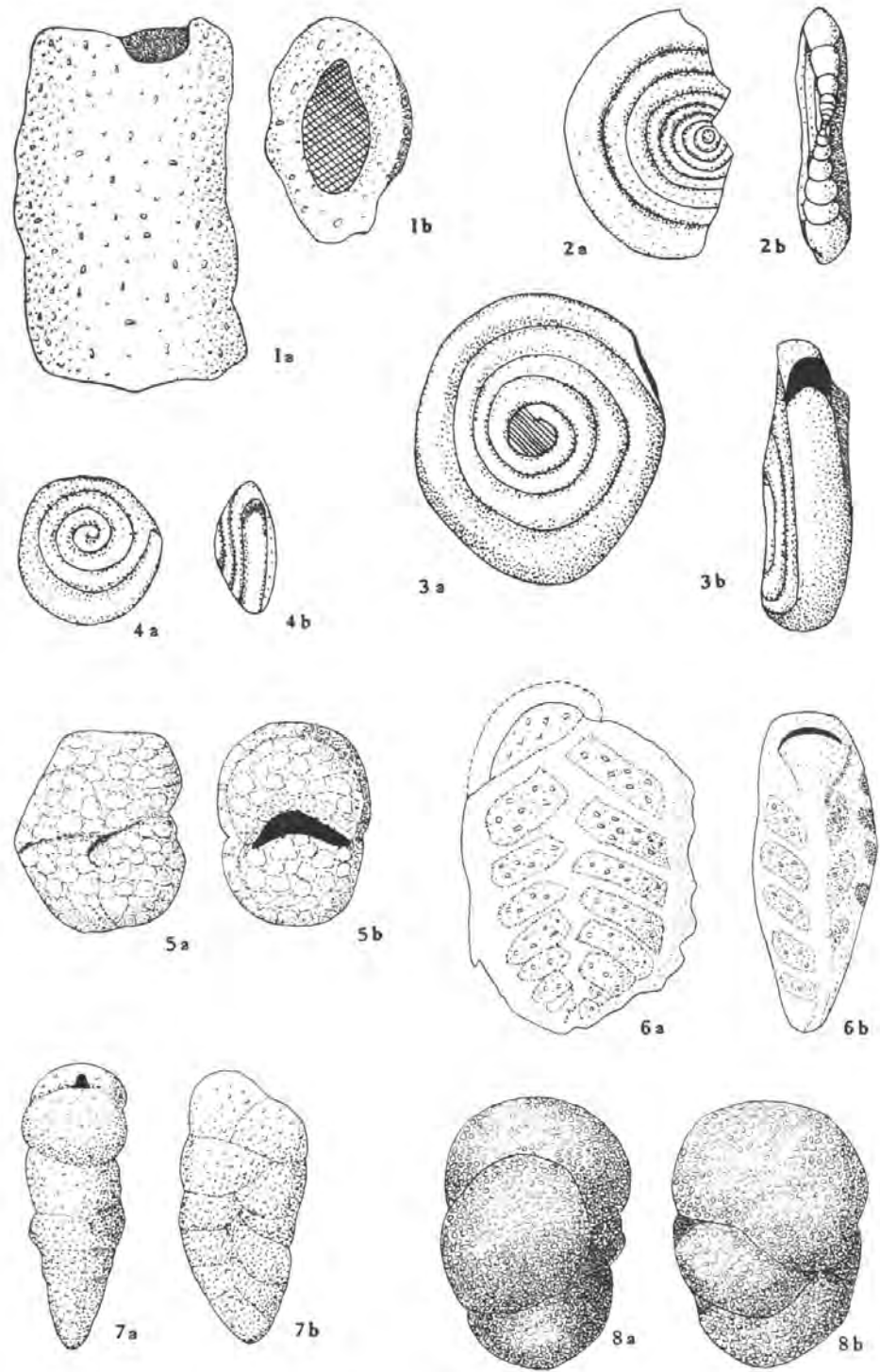
WILLE-JANOSCHEK, U.: Zur Abgrenzung von Globorotalia aragonensis aragonensis NUTTALL gegen G. aragonensis caucasica GLAESSNER (Foraminifera) aus dem Eozän von Schorn, Salzburg (Österreich). — Ann. Naturhist. Mus. 71, 395—400, 1 Taf., Wien 1967.

Abkürzungen:

CCLFR: Contrib. Cushman Lab. Foram. Research

CCFFR: Contrib. Cushman Found. Foram. Research.

VNIGRI: Vses. Neit. Naukno-Issledov. Geol. Rozved. Inst.



Vergrößerung 50fach

Tafel 1

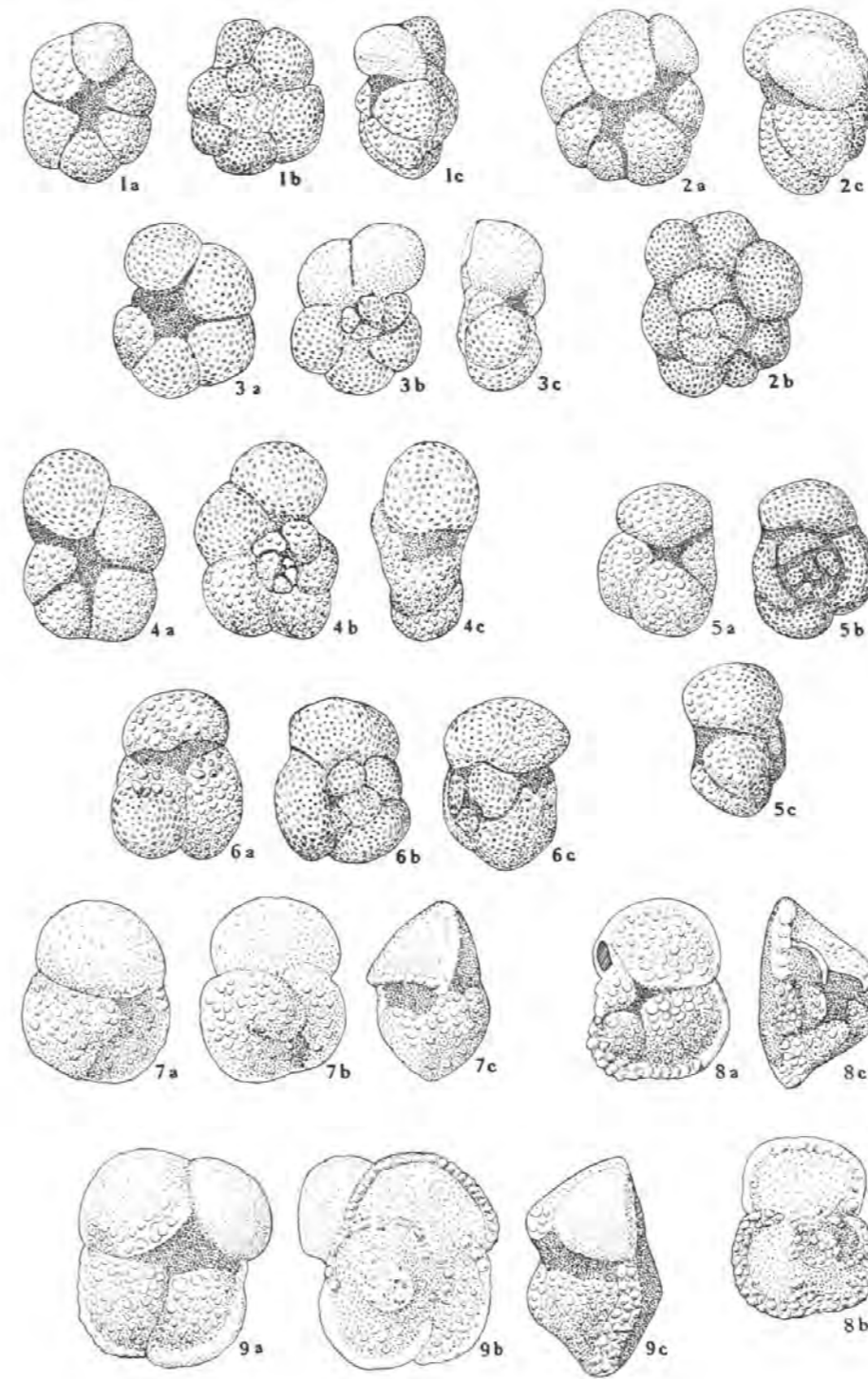
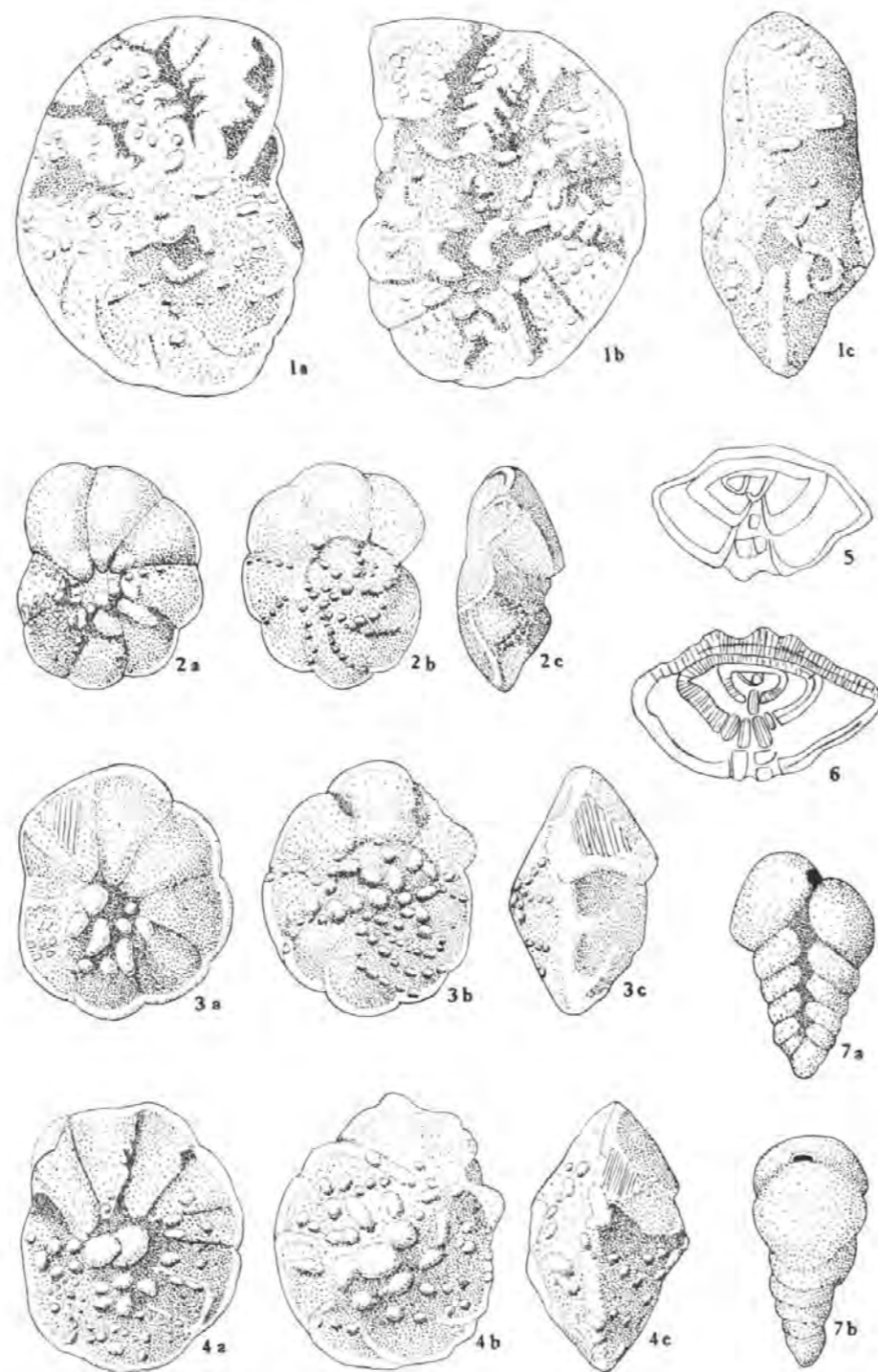
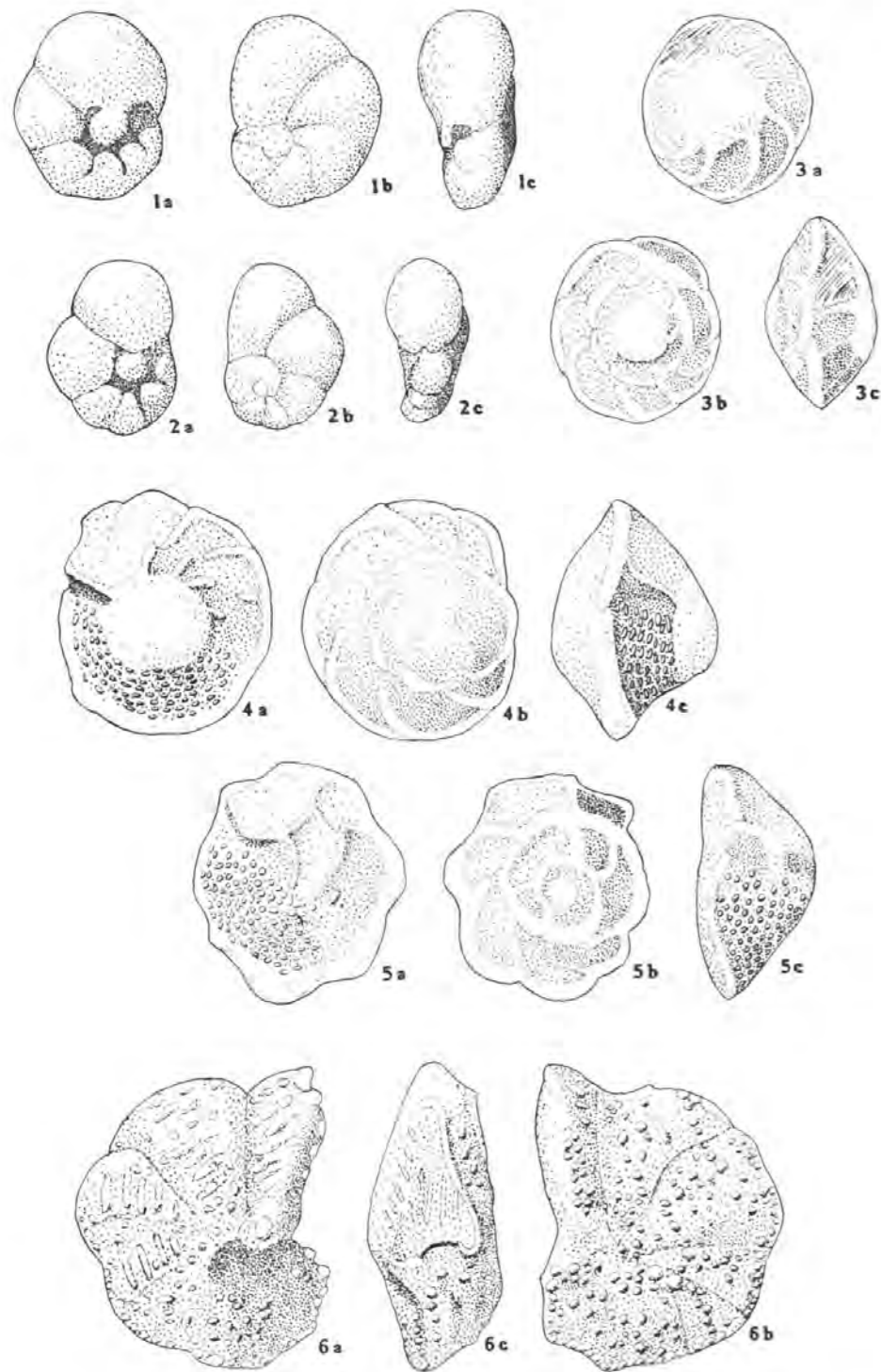
| | Seite |
|------------|---|
| Fig. 1: | <i>Bathysiphon</i> sp. 219 |
| Fig. 2, 3: | <i>Ammodiscus glabratus</i> CUSHMAN & JARVIS 220 |
| Fig. 4: | <i>Glomospira charoides charoides</i> (JONES & PARKER) 220 |
| Fig. 5: | <i>Haplophragmoides retrosepta</i> (GRZYBOWSKI) 221 |
| Fig. 6: | <i>Spiroplectammina carinata</i> (D'ORBIGNY) 221 |
| Fig. 7: | <i>Textularia midwayana</i> LALICKER 222 |
| Fig. 8: | <i>Trochammina</i> sp. 222 |

Tafel 2

| | |
|------------|---|
| Fig. 1: | <i>Gaudryina spissa</i> BERTHELIN 222 |
| Fig. 2, 3: | <i>Gaudryina</i> sp. 223 |
| Fig. 4: | <i>Tritaxia</i> sp. A 224 |
| Fig. 5: | <i>Tritaxia</i> sp. B 225 |
| Fig. 6: | <i>Tritaxia rivicataractae</i> (HILLEBRANDT) 224 |

Tafel 3

| | |
|------------|---|
| Fig. 1: | <i>Dorothia fallax</i> HAGN 225 |
| Fig. 2, 3: | <i>Eggerella solida</i> (SCHWAGER) 225 |
| Fig. 4: | <i>Dentalina</i> sp. 226 |
| Fig. 5: | <i>Globulina gibba</i> D'ORBIGNY 226 |
| Fig. 6: | <i>Guttulina irregularis</i> (D'ORBIGNY) 227 |
| Fig. 7: | <i>Guttulina problema</i> D'ORBIGNY 227 |



Vergrößerung 50fach

Tafel 4

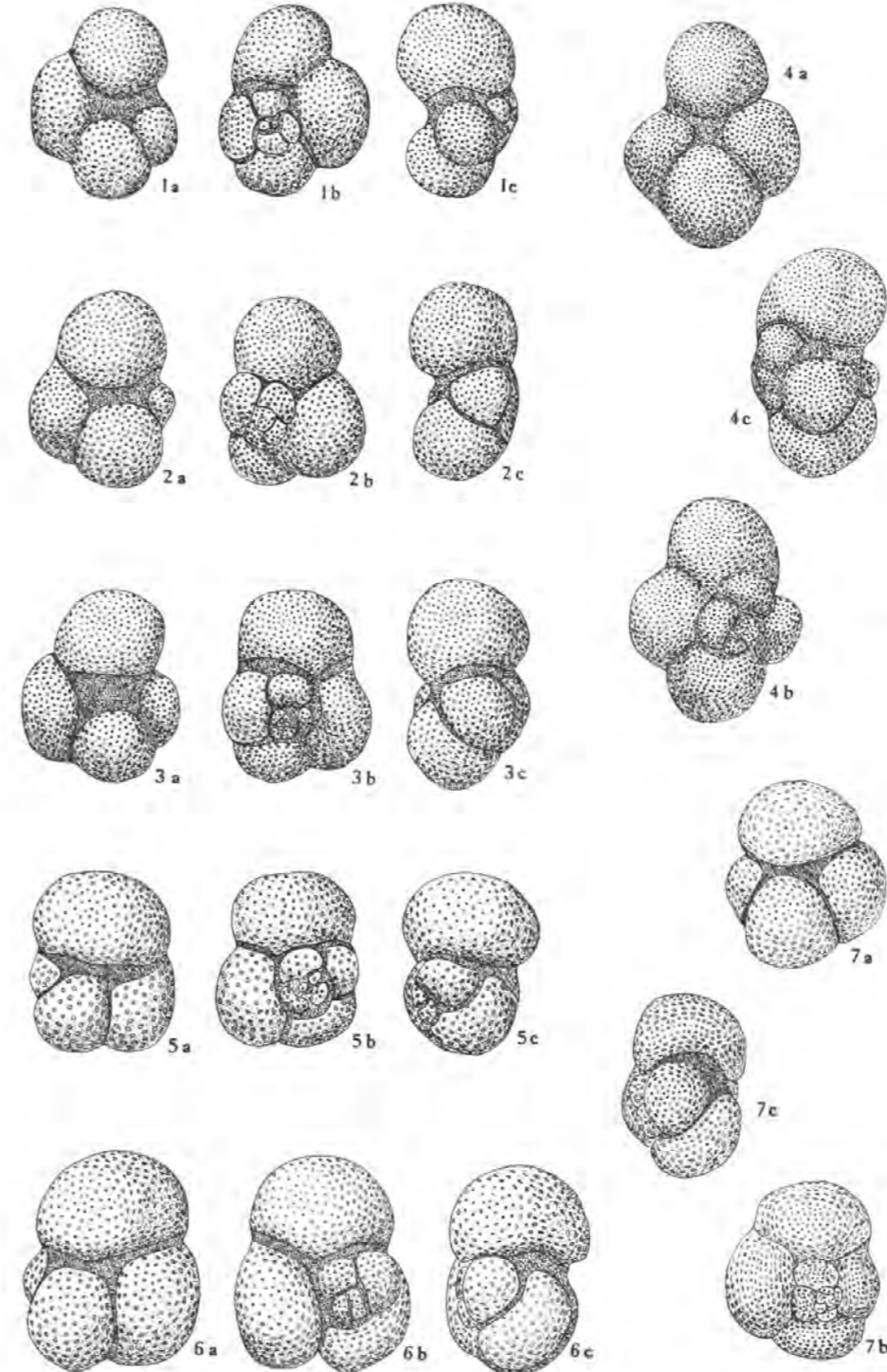
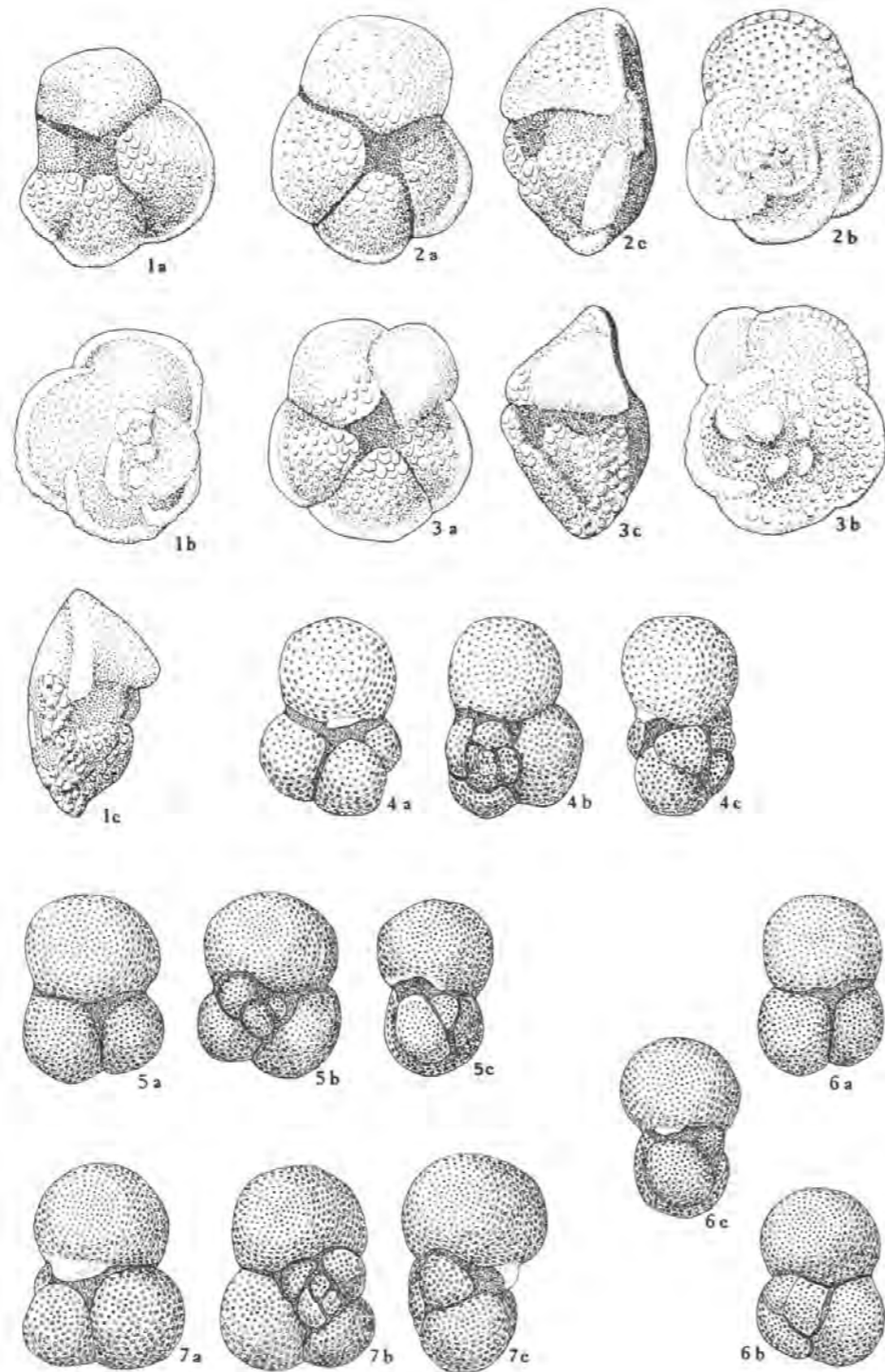
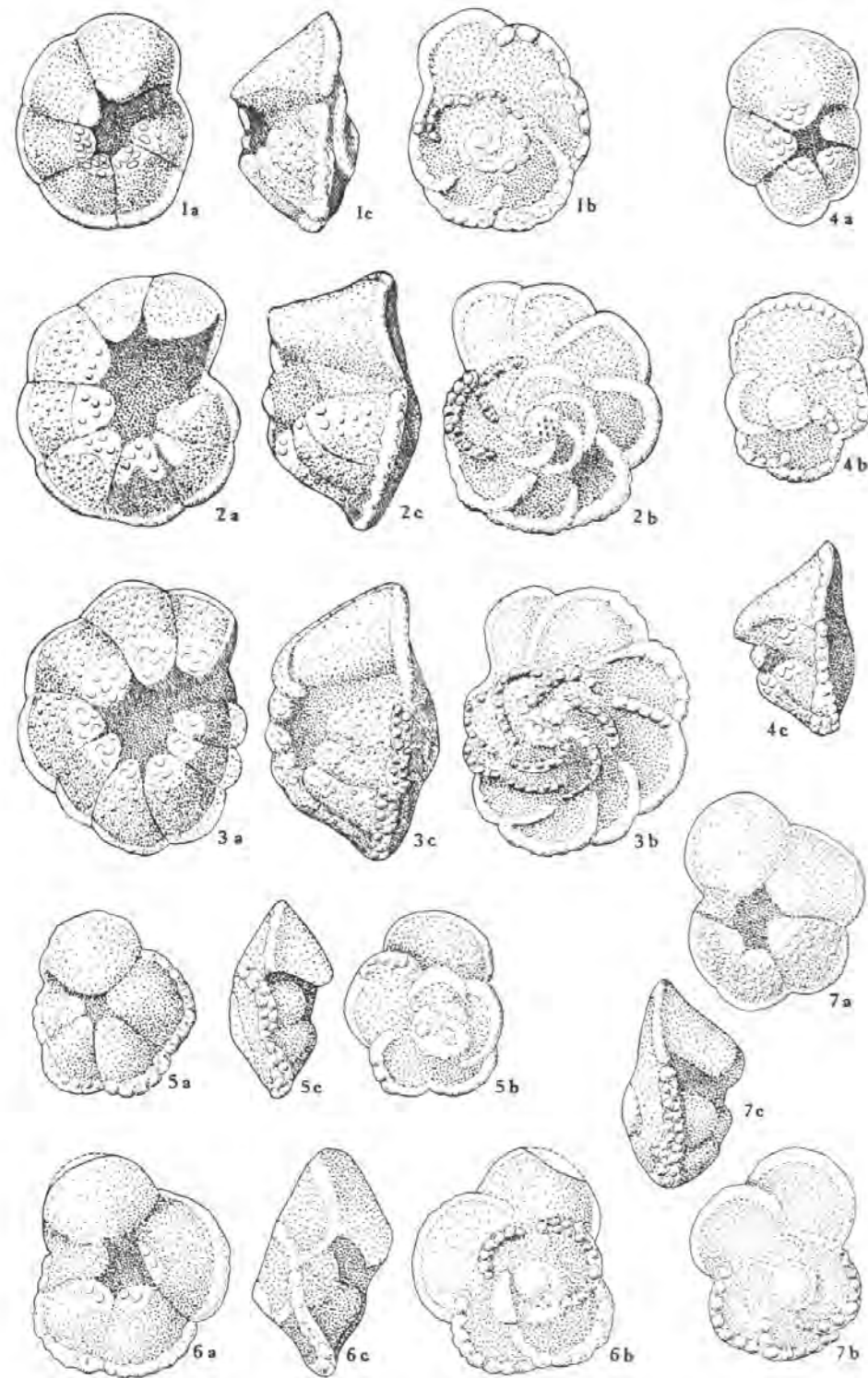
| | | |
|------------|---|-----|
| Fig. 1, 2: | <i>Canceris subconicus</i> (TERQUEM) | 228 |
| Fig. 3: | <i>Nuttallides trümpyi</i> (NUTTALL) | 230 |
| Fig. 4: | <i>Asterigerina campanella</i> (GÜMBEL) | 229 |
| Fig. 5: | <i>Asterigerina bartoniana</i> (TEN DAM) | 229 |
| Fig. 6: | <i>Cuvillierina vallensis</i> (RUIZ DE GAONA) | 232 |

Tafel 5

| | | |
|------------|---|-----|
| Fig. 1: | <i>Cuvillierina yarzai</i> (RUIZ DE GAONA) | 233 |
| Fig. 2-4: | <i>Rotalia schornensis</i> n. sp. | 231 |
| | Holotyp Fig. 4 a-c. | |
| Fig. 5, 6: | <i>Rotalia schornensis</i> n. sp., Querschliffe | 231 |
| Fig. 7: | <i>Chiloquembelina inflata</i> n. sp. | 234 |

Tafel 6

| | | |
|------------|---|-----|
| Fig. 1: | <i>Globorotalia (Acarinina) mckannai</i> (WHITE) | 236 |
| Fig. 2: | <i>Globorotalia (Acarinina) cf. mckannai</i> (WHITE) | 237 |
| Fig. 3, 4: | <i>Globorotalia (Acarinina) perlclara</i> LOEBLICH & TAPPAN | 237 |
| Fig. 5: | <i>Globorotalia (Acarinina) sp. „crassaformis“</i> | 239 |
| Fig. 6: | <i>Globorotalia (Acarinina) primitiva</i> (FINLAY) | 238 |
| Fig. 7, 8: | <i>Globorotalia (Truncorotalia) aequa</i> CUSHMAN & RENZ | 240 |
| Fig. 9: | <i>Globorotalia (Truncorotalia) aequa</i> CUSHMAN & RENZ mit accessorischer Endkammer | 240 |



Vergrößerung 50fach

Tafel 7

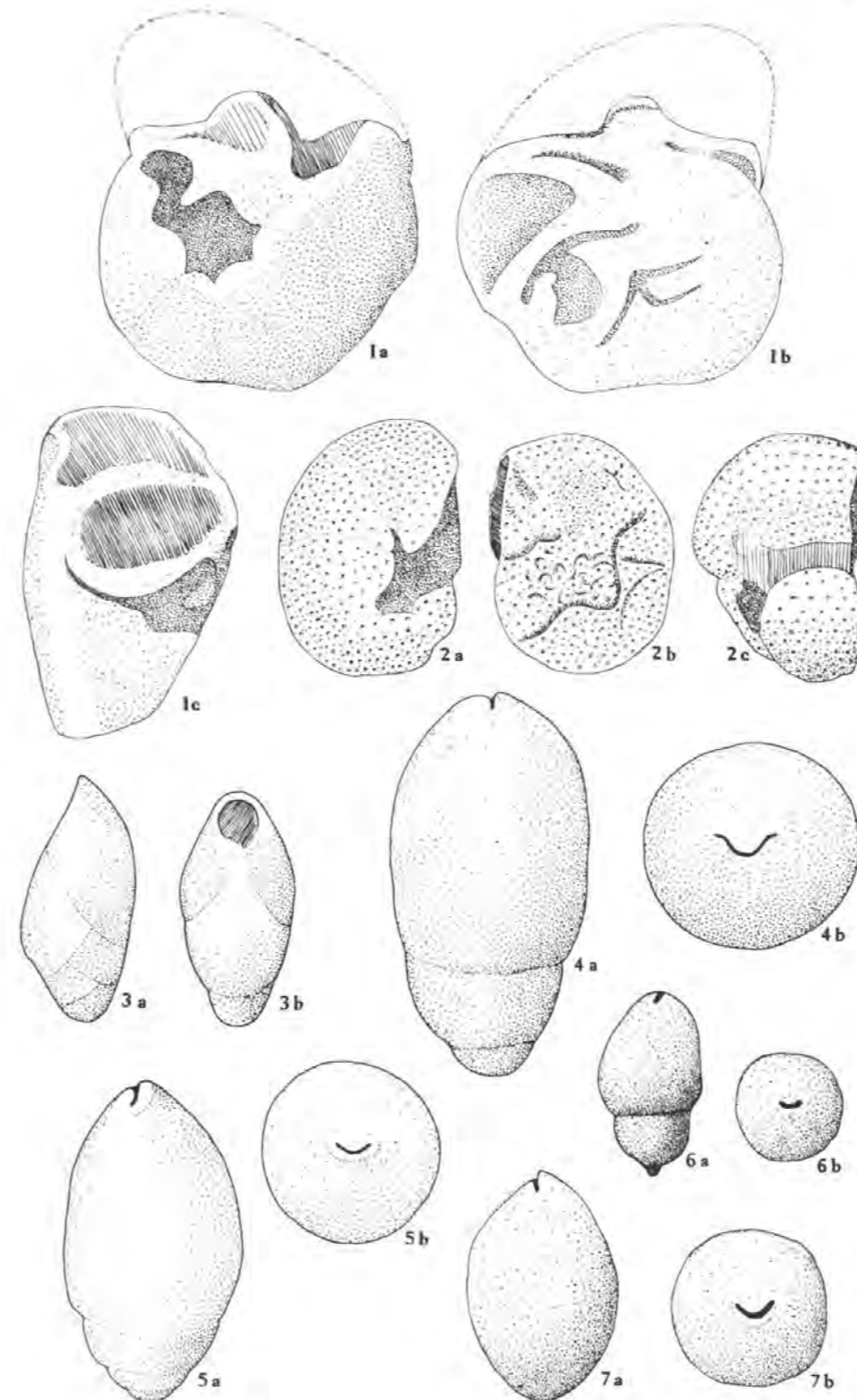
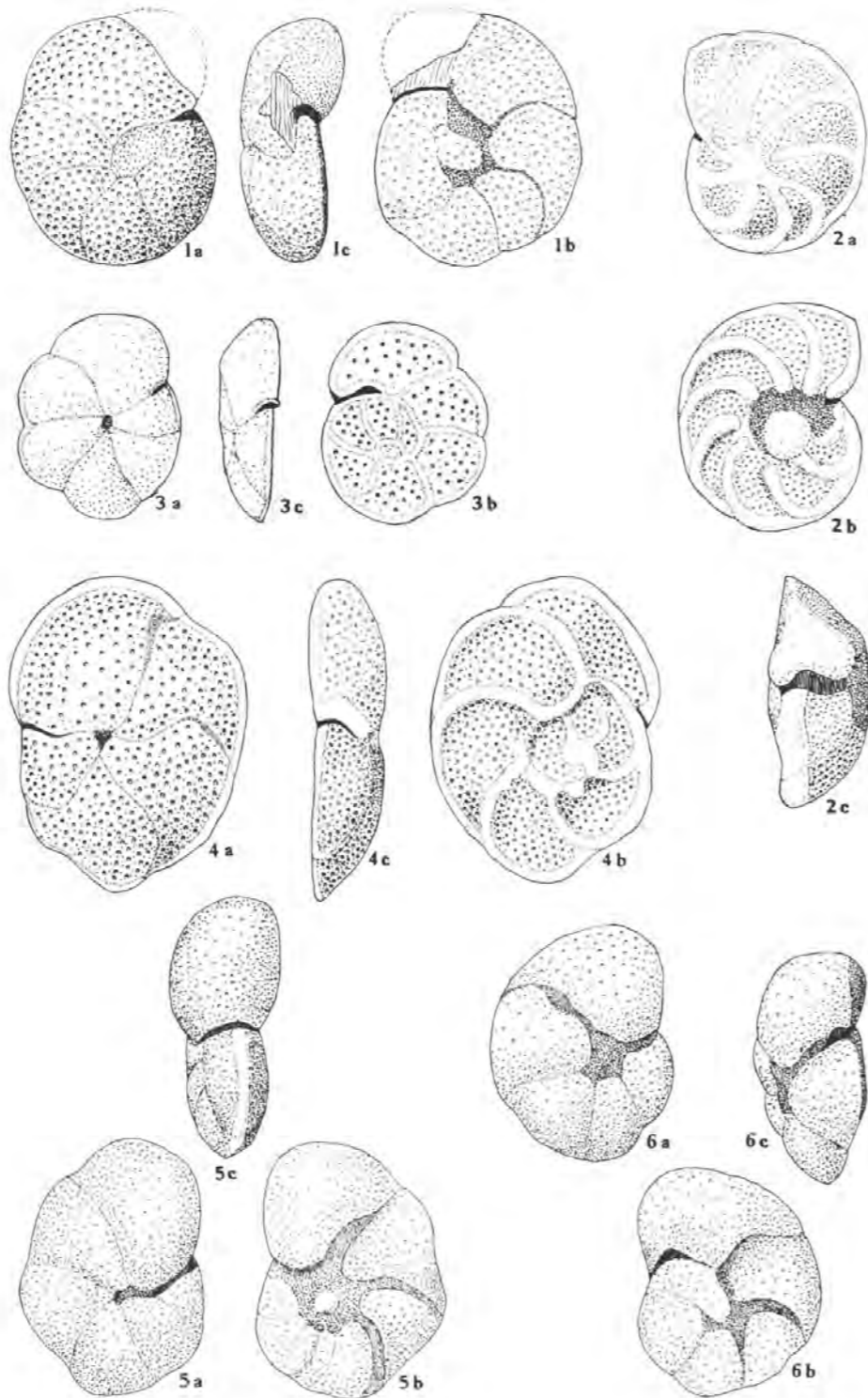
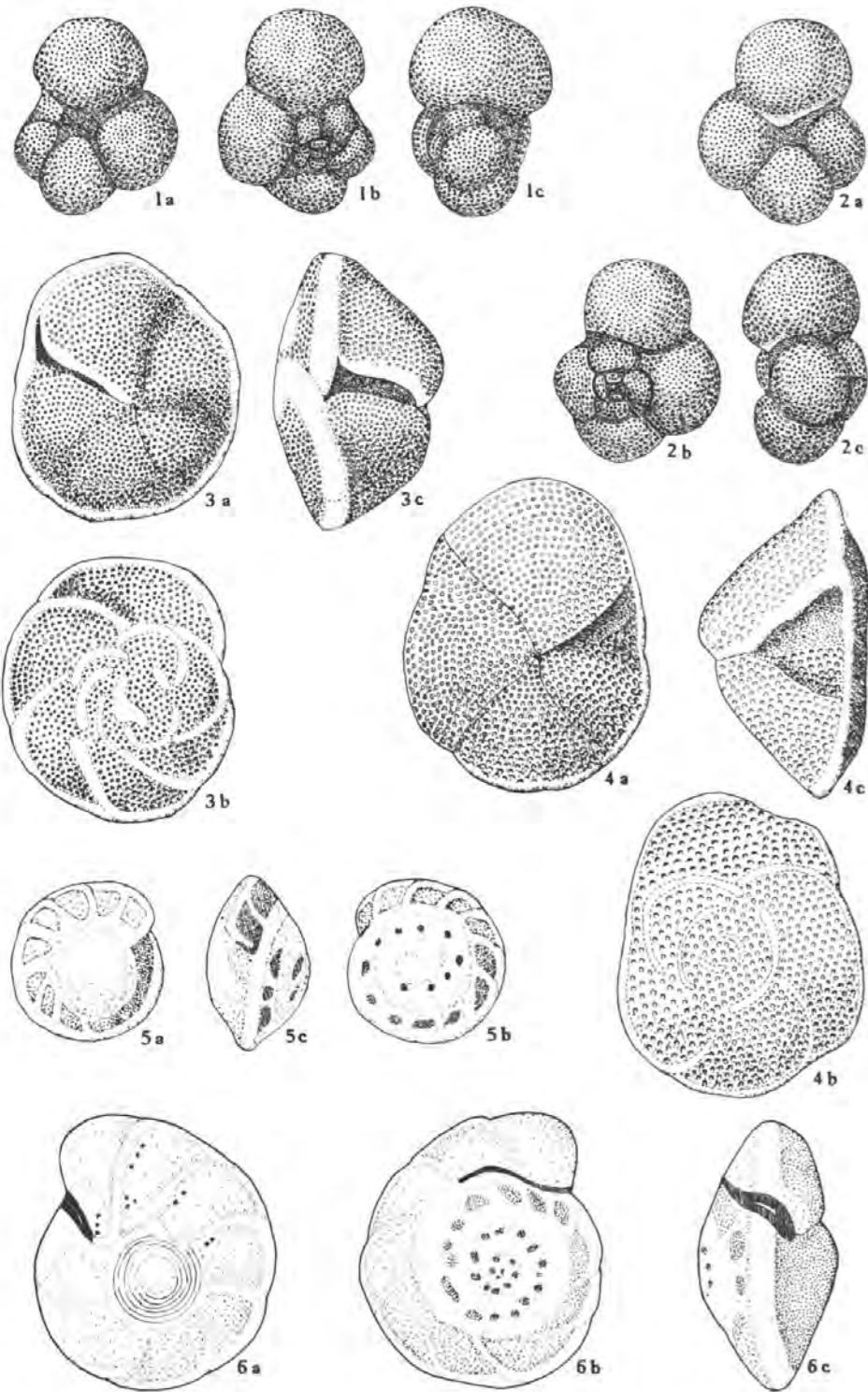
| | | |
|------------|---|-----|
| Fig. 1: | <i>Globorotalia (Truncorotalia) aragonensis aragonensis</i> NUTTALL | 242 |
| Fig. 2, 3: | <i>Globorotalia (Truncorotalia) aragonensis caucasica</i> GLAESSNER | 243 |
| Fig. 4: | <i>Globorotalia (Truncorotalia) sp.</i> | 248 |
| Fig. 5, 6: | <i>Globorotalia (Truncorotalia) cf. marginodentata</i> SUBBOTINA | 245 |
| Fig. 7: | <i>Globorotalia (Truncorotalia) formosa gracilis</i> BOLLI | 244 |

Tafel 8

| | | |
|------------|---|-----|
| Fig. 1, 2: | <i>Globorotalia (Truncorotalia) rex</i> MARTIN | 246 |
| Fig. 3: | <i>Globorotalia (Truncorotalia) rex</i> MARTIN mit accessorischer Endkammer | 246 |
| Fig. 4: | <i>Globigerina inaequispira</i> SUBBOTINA | 250 |
| Fig. 5, 6: | <i>Globigerina linaperta</i> FINLAY | 250 |
| Fig. 7: | <i>Globigerina triloculinoides</i> PLUMMER | 256 |

Tafel 9

| | | |
|------------|--|-----|
| Fig. 1-3: | <i>Globigerina pseudoeocaena pseudoeocaena</i> SUBBOTINA | 254 |
| Fig. 4: | <i>Globigerina pseudoeocaena ellipsocamera</i> CHALILOV | 253 |
| Fig. 5, 6: | <i>Globigerina trilobata</i> SUBBOTINA | 255 |
| Fig. 7: | <i>Globigerina turgida</i> FINLAY | 257 |



Vergrößerung 50fach

Tafel 10

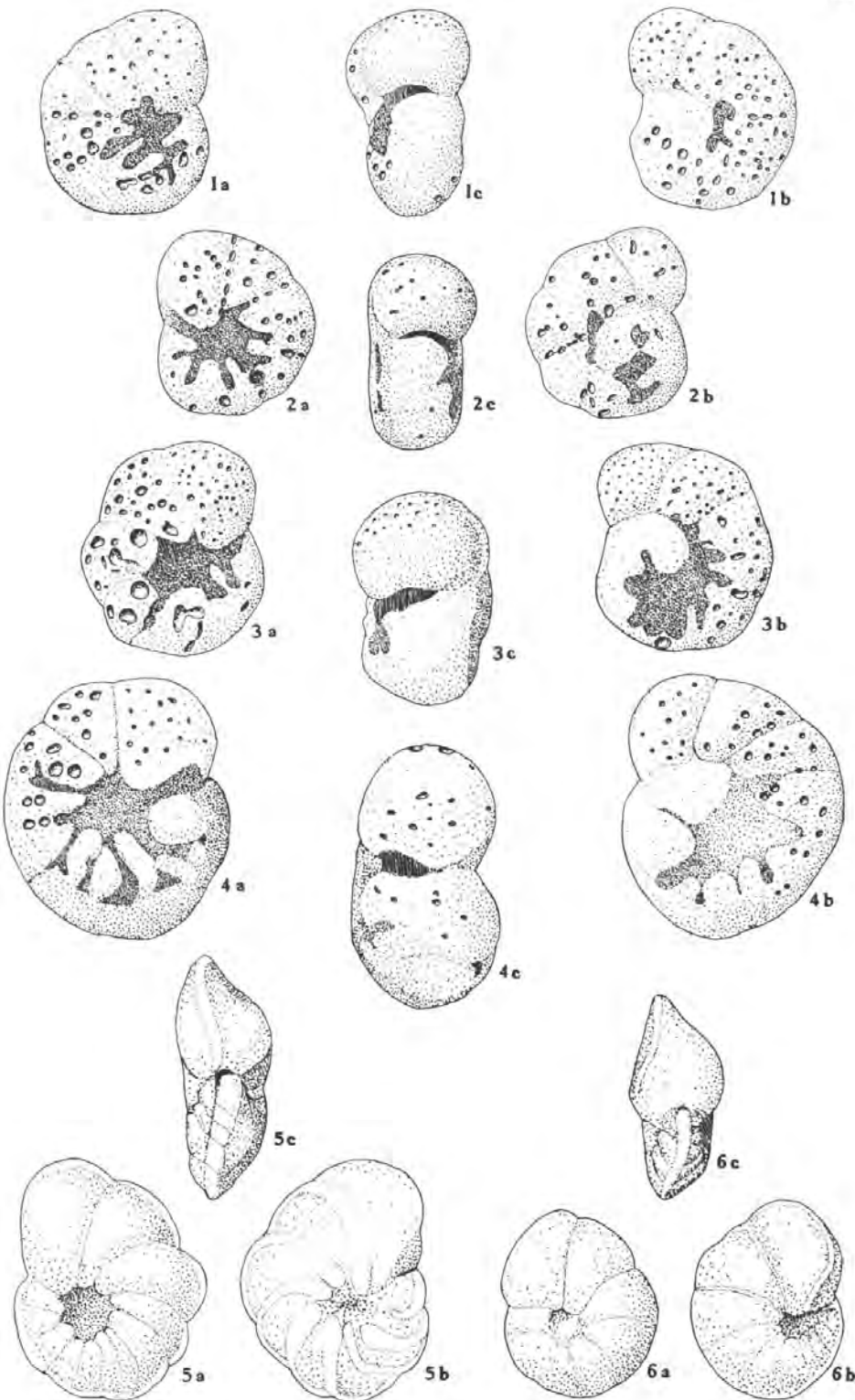
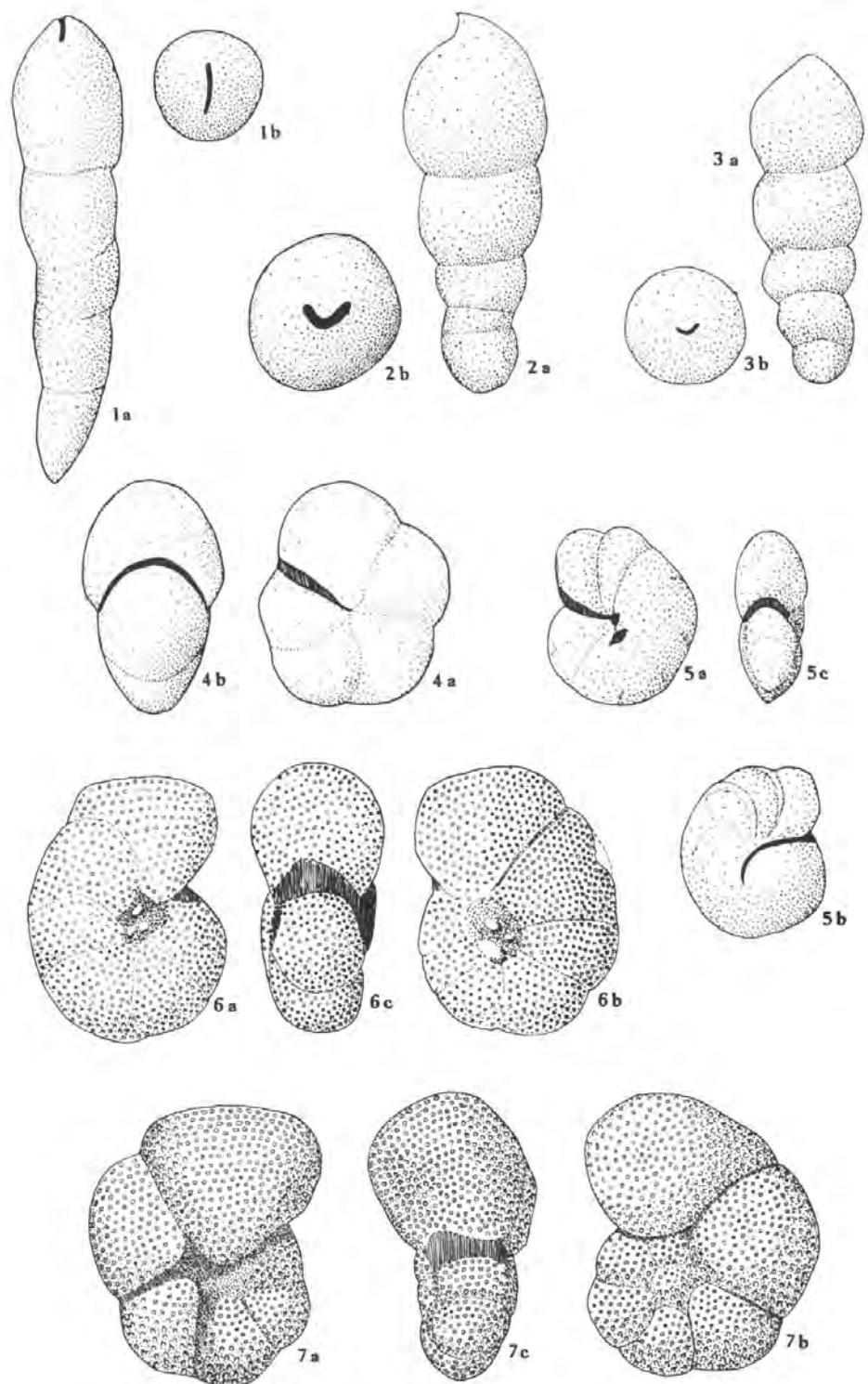
| | Seite |
|--|-------|
| Fig. 1, 2: <i>Globigerina varianta</i> SUBBOTINA | 258 |
| Fig. 3: <i>Eponides polygonus</i> LE CALVEZ | 259 |
| Fig. 4: <i>Eponides</i> sp. | 260 |
| Fig. 5: <i>Cibicides havanensis</i> CUSHMAN & BERMUDEZ | 260 |
| Fig. 6: <i>Cibicides pseudoungerianus</i> (CUSHMAN) | 264 |

Tafel 11

| | |
|--|-----|
| Fig. 1: <i>Cibicides cf. howelli</i> TOULMIN | 261 |
| Fig. 2: <i>Cibicides fortunatus</i> MARTIN | 262 |
| Fig. 3, 4: <i>Cibicides lobatulus</i> (WALKER & JACOB) | 262 |
| Fig. 5, 6: <i>Cibicides praecursorius</i> (SCHWAGER) | 263 |

Tafel 12

| | |
|---|-----|
| Fig. 1, 2: <i>Eorupertia cf. magna</i> (LE CALVEZ) | 265 |
| Fig. 3: <i>Pleurostomella clavata</i> CUSHMAN | 266 |
| Fig. 4: <i>Ellipsoglandulina cf. exponens</i> (BRADY) | 266 |
| Fig. 5: <i>Ellipsoglandulina labiata</i> (SCHWAGER) | 267 |
| Fig. 6: <i>Ellipsoglandulina principiensis</i> CUSHMAN & BERMUDEZ | 267 |
| Fig. 7: <i>Ellipsoidina ellipsoides ellipsoides</i> SEGUENZA | 268 |



| | velascoensis | | rex | | formosa | | aragonensis | | palmerae | |
|---|--------------|--------------|-------|----------------------------------|-----------------|--------------------|-------------|-------------|-------------|--------------------|
| | velascoensis | velascoensis | aequa | marginod./lensiformis-subbotinae | formosa formosa | formosa subbotinae | aragonensis | aragonensis | bullbrookii | palmerae caucasica |
| BOLLI 1957 | | | | | | | | | | |
| LUTERBACHER 1964 | | | | | | | | | | |
| v. HILLEBRANDT 1965 | | | | | | | | | | |
| <i>Globigerina:</i> | | | | | | | | | | |
| <i>G. inaequispira</i> SUBBOTINA | | | | | | | | | | |
| <i>G. inaperta</i> FINLAY | | | | | | | | | | |
| <i>G. pseudoeoacena ellipsocamera</i> CHALILOV | | | | | | | | | | |
| <i>G. pseudoeoacena pseudoeoacena</i> SUBBOTINA | | | | | | | | | | |
| <i>G. trilobata</i> SUBBOTINA | | | | | | | | | | |
| <i>G. trilobuloides</i> PLUMMER | | | | | | | | | | |
| <i>G. turgida</i> FINLAY | | | | | | | | | | |
| <i>G. varianta</i> SUBBOTINA | | | | | | | | | | |
| <i>Globorotalia</i> (Acarinina): | | | | | | | | | | |
| <i>G. mc Kinnai</i> WHITE! | | | | | | | | | | |
| <i>G. perclara</i> LOEBLICH & TAPPAN | | | | | | | | | | |
| <i>G. primitiva</i> (FINLAY) | | | | | | | | | | |
| <i>G. sp.</i> , * <i>crassoformis</i> * | | | | | | | | | | |
| <i>Globorotalia</i> (Truncatotalia): | | | | | | | | | | |
| <i>G. aequa</i> CUSHMAN & RENZ | | | | | | | | | | |
| <i>G. aragonensis aragonensis</i> NUTTALL | | | | | | | | | | |
| <i>G. aragonensis caucasica</i> GLAESSNER | | | | | | | | | | |
| <i>G. formosa gracilis</i> BOLLI | | | | | | | | | | |
| <i>G. rex</i> MARTIN | | | | | | | | | | |

Vergrößerung 50fach

Tafel 13

| | |
|---|-------|
| | Seite |
| Fig. 1: <i>Nodosarella attenuata</i> (PLUMMER) | 268 |
| Fig. 2, 3: <i>Nodosarella subnodosa</i> (GUPPY) | 269 |
| Fig. 4: <i>Pullenia quinqueloba</i> (REUSS) | 269 |
| Fig. 5: <i>Anomalina</i> sp. 1 | 272 |
| Fig. 6: <i>Anomalina grosserugosa</i> (GÜMBEL) | 270 |
| Fig. 7: <i>Anomalina</i> sp. 2 | 273 |

Tafel 14

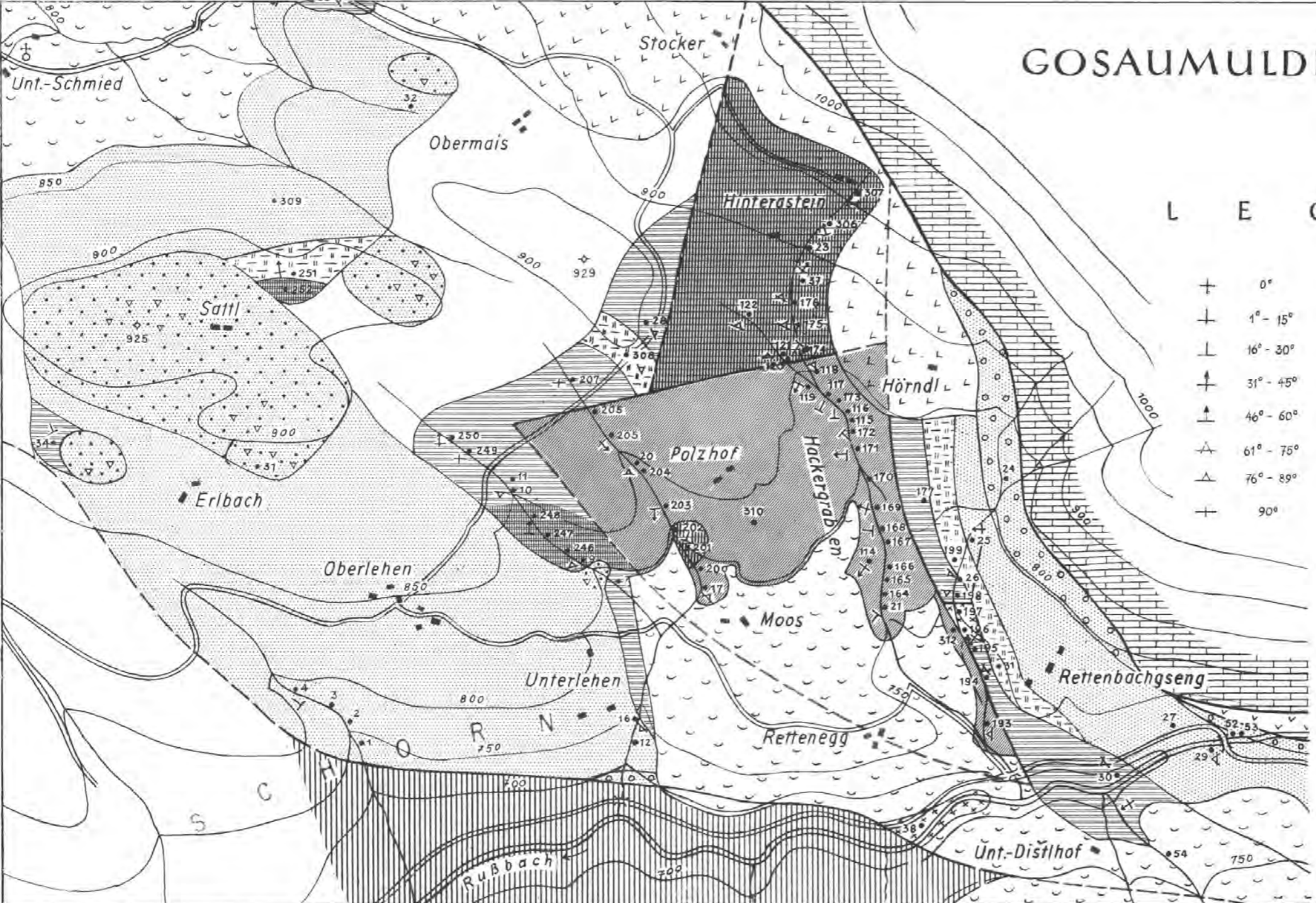
| | |
|---|-----|
| Fig. 1-4: <i>Anomalina rubiginosa</i> CUSHMAN | 271 |
| Fig. 5: <i>Anomalinoidea bundensis bundensis</i> (VAN BELLEN) | 274 |
| Fig. 6: <i>Anomalinoidea bundensis auris</i> (LE CALVEZ) | 273 |

Tafel 15

Verbreitungstabelle

GOSAUMULDE VON SCHORN

von U. Wille, 1966

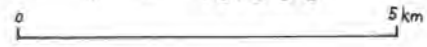


LEGENDE:

- + 0°
- + 1° - 15°
- + 16° - 30°
- + 31° - 45°
- + 46° - 60°
- + 61° - 75°
- + 76° - 89°
- + 90°

- [Blank box] Aufschlußloses Gelände
- [V-shaped symbol] Hangschutt
- [Curved line symbol] Terrassen und Moränen
- [Grid pattern] Untereozän
- [Diagonal line pattern] Paleozän
- [X-pattern] Obermaastricht
- [Horizontal line pattern] Obercampan
- [Vertical line pattern] Untercampan
- [Mixed horizontal/vertical line pattern] Untercampan, Unteres Obercampan - Obere Graue Mergel- u. Sandsteine
- [Inverted triangle pattern] Coniac-Santon - Untere Graue Mergel und Sandsteine mit Riffkomplexen
- [Circle pattern] Grundkonglomerat
- [Brick pattern] Trias und Jura i.a.
- [Vertical bar pattern] Haselgebirge

1 : 10.000



Nannoplanktonhorizonte und tektonische Strukturen in der Flyschzone nördlich von Wien (Bisambergzug)

von Heinz HEKEL *)

Mit 4 Textabbildungen und 8 Tafeln.

Inhalt

| | Seite |
|--|-------|
| Summary | 294 |
| Zusammenfassung | 294 |
| I. Vorwort | 294 |
| Teil 1 | |
| II. Geographische Lage und Umgrenzung des kartierten Gebietes | 295 |
| III. Entwicklung der Fragestellung | 295 |
| IV. Arbeitsmethoden | 296 |
| 1. Kartierung | 296 |
| 2. Präparative Arbeitsmethoden | 296 |
| V. Beschreibung der geologischen Einheiten und deren Schichtfolgen | 297 |
| 1. Flyschzone | 297 |
| a) Oberkreideflysch bei Kleinengersdorf | 303 |
| b) Höhere Oberkreide bei Großrußbach (Altlangbacher Schichten) | 304 |
| c) Der Greifensteiner Schichtkomplex | 304 |
| 2. Waschbergzone | 312 |
| Michelstettener Schichten | 312 |
| 3. Die „ältere transgressive Schichtfolge“ | 312 |
| a) Diatomeenschiefer mit Fischresten bei Großrußbach | 313 |
| b) Ritzendorfer Schichten, Burgidal | 314 |
| 4. Die „jüngere transgressive Schichtfolge“ | 316 |
| a) Laaer Serie | 316 |
| b) Badener Serie | 317 |
| c) Sarmat | 317 |
| VI. Aus der abgedeckten Kartenskizze hervorgehende tektonische Überlegungen .. | 318 |
| Teil 2 | |
| Beschreibung der in der generalisierten Aufschlußkarte (Tafel 1) eingezeichneten Beobachtungspunkte | 320 |
| Literaturauswahl | 332 |

*) Anschrift des Verfassers: Dr. H. Hekel, Geologisches Institut der Universität Bern,
Sahlstraße 6.

Summary

In the upper-cretaceous and early tertiary sediments of the flysch north of Vienna, which were only little subdividable till now, it is possible—in spite of little outcrops—to construct the superposition of strata in the field by finding nannofossils with narrow stratigraphic range. Marles full of coccoliths are changing with series of sandstones without coccoliths. This observation is reproducable in wells. Out of the occurrences of the outcrops the conclusion is drawn, that there is a tectonic structure, which shows overthrust, folding and faults. The sampling at outcrops of later tertiary shows new findings of Michelstetten beds (Waschbergzone), which are included in the flysch-folding as a tectonic window. As the oldest post tectonic transgressive element there are new findings of burdigalian sediments ("Ritzendorf beds"). Thus the age of the structures found here seems to be more limited than previously assumed.

It turned out to be of great advantage for the mapping of flysch to separate some species of the nannofossil-genus *Marthasterites* into types definable by measures, which alternate stratigraphically. By the aid of this observation it is possible to draw a statistically determined boundary (50% boundary).

Zusammenfassung

In den bisher nur grob gliederbaren Oberkreide-Alttertiärablagerungen im Flysch nördlich von Wien kann trotz geringster Aufschlüsse auf Grund von gut einstuftbaren Nannofossilfunden eine Schichtfolge konstruiert werden, in der sich mergelreiche Coccolithenschieferhorizonte mit sandsteinreichen, coccolithensterilen Schichten abwechseln. Die Untersuchung einer Bohrung bestätigt die Geländeerfahrung. Aus der Verbreitung der Aufschlüsse wird auf einen Strukturbaue geschlossen, der Überschiebung, Faltung und Brüche mit verschiedenen Beanspruchungsplänen zeigt. Die Beprobung der jüngeren Tertiärvorkommen ergibt Neufunde von Michelstettener Schichten (Waschbergzone), die in den Faltenbau mit einbezogen sind und als tektonisches Fenster erscheinen. Das älteste transgressive Element bilden neue Funde von Burdigalablagerungen („Ritzendorfer Schichten“). Damit scheint das Alter der gefundenen Strukturen eingengt.

Für die Flyschkartierung erwies es sich als günstig, einige Vertreter der Nannofossilgattung *Marthasterites* in Typen zu trennen, die durch Messung definierbar sind, und die einander stratigraphisch ablösen. Mit Hilfe dieser Beobachtung wird eine statistische Grenze kartierungsmäßig festgelegt (50% Grenze).

Vorwort

Es ist dem Verfasser eine angenehme Pflicht, allen Lehrpersönlichkeiten und Kollegen zu danken, durch deren Mithilfe diese Arbeit zustande kommen konnte. Es handelt sich hier um einen Auszug aus einer Dissertation, die unter der Leitung von Herrn Univ.-Prof. Dr. E. CLAR am Geologischen Institut der Universität Wien durchgeführt wurde. In besonderem Maße ist der Verfasser Herrn Chefgeologen Dr. R. GRILL, Herrn Univ.-Prof. Dr. A. PAPP und Herrn Dr. H. STRADNER für wertvolle Hilfe, anregende Diskussionen und konstruktive Kritik dankbar. Für die Erlaubnis, Bohrprofile der Rohöl AG. für Parallelproben verwenden zu dürfen und für wertvolle Ratschläge ist der Verfasser Herrn Dir. Dr. R. JANOSCHEK, Herrn Dr. E. BRAUMÜLLER und Herrn Dr. H. SALZER zu Dank verpflichtet. Für Fossilbestimmungen dankt der Verfasser den Herren A. BACHMANN, Dr. W. GRÜN, Dr. H. KOLLMANN und Dr. F. STEININGER.

Von eminenter Bedeutung erwies sich weiters die Zusammenarbeit innerhalb der an Flyschproblemen interessierten Kollegenschaft und die dadurch zustande gekommenen Vergleichsexkursionen und Diskussionen.

Teil 1

Geographische Lage und Umgrenzung des kartierten Gebietes

Der kartierte Bereich befindet sich auf der Österreichischen Karte 1 : 50.000, Blatt 41, Deutsch Wagram.

Der Bisambergzug ist ein größtenteils bewaldeter, flacher Rücken, der sich als Verlängerung des Wienerwaldes nördlich der Donau zwischen dem morphologisch etwas tieferen, meist waldfreien Jungtertiär-Hügelland des Korneuburger Beckens und des Wiener Beckens erhebt. Die Ost-Seite ist durch den Bisambergbruch begrenzt, parallel zu dieser Linie erstreckt sich der Bergrücken in nordnordöstliche Richtung. Im Süden wird die Kartierung durch den Bereich des Oberkreideaufbruchs der mittleren Wienerwaldteildecke begrenzt. Der West-Rand ist nur untergeordnet durch tektonische Linien begrenzt. Hier sind z. T. alte Ablagerungen des Jungtertiärs in einem fossilen Relief erhalten. Die Grenze nach Norden ist durch die Blattgrenze gegeben.

Entwicklung der Fragestellung

Das Gebiet des Flyschsporns nördlich der Donau wurde durch R. GRILL in neuerer Zeit neu aufgenommen und in der geologischen Spezialkarte Blatt Gänserndorf (1954) dargestellt und in der Arbeit „Der Flysch, die Waschbergzone und das Jungtertiär um Ernstbrunn“ R. GRILL (1953) im Detail beschrieben:

Die Ausläufer der Greifensteiner Teildecke des Wienerwaldflysches sind hier in beträchtlicher Breitenentwicklung zu studieren. Die Unterbrechung des nordöstlichen Streichens der Überschiebungsbahn der Kahlenberger Teildecke durch ostnordöstliches Streichen markiert deutlich den Beginn des karpatischen Baustils mit im ganzen gesehen ruhiger Lagerung im Gegensatz zur intensiven Schuppentektonik des Wienerwaldes. Bei Großrußbach ist eine Gesteinsvergesellschaftung aufgeschlossen, die der Oberkreide in der stark sandigen Entwicklung des Wienerwaldes gleicht. Es handelt sich um eine Aufwölbung, in deren Hangendbereichen Tonschiefer des Alttertiärs unter Greifensteiner Sandstein vorkommen. Aus ihnen sind Nummuliten und Sandschalerfaunen mit *Rzehakina epigona* bekannt. Sie werden mit ähnlichen bunten Schiefeln in Mähren verglichen. Die Schwermineralspektren dieses Bereiches passen sich harmonisch in die Reihe der bekannten Spektren aus dem Wienerwaldflysch ein. Durch Funde von Großforaminiferen bei Helfens (nördlich des kartierten Bereiches) wird ein weiterer Punkt der Flyschschichtfolge stratigraphisch charakterisiert (Gattung *Asterocyclina*: M—O Eozän). Die Vorkommen von Flysch innerhalb der „Auspitzer Mergel“ nördlich Großrußbach werden als Deckschollen der die Waschbergzone flach überfahrenden Flyschzone gedeutet.

In diesem Bereich schienen nun die kartierungsmäßigen Möglichkeiten völlig ausgeschöpft zu sein. In neuerer Zeit wurden jedoch paläontologische Grundlagen geschaffen, die bei der Grill'schen Kartierung noch nicht zur Verfügung gestanden sind. So in erster Linie die Kenntnis vom stratigraphischen Wert von Nannofossilien, die besonders durch STRADNER & PAPP 1961 erarbeitet wurde. Weiters die Kenntnis von Nannofossilfunden im Flysch (BRIX 1961). Als der Verfasser zufällig in einer Probe aus Tonmergeln östlich Mollmannsdorf (755) eine gute Nannofossilführung beobachten konnte, war es zunächst interessant, den engeren Bereich der Fundstelle auf vertikale Homogenität der Fossilführung zu untersuchen. Nachdem diese ersten Untersuchungen positiv verlaufen waren, konnte der fossilführende Bereich von auch lithologisch anderen, nicht fossilführenden Bereichen durch Probepunkte kartenmäßig getrennt werden. Auf Grund vereinfachender Annahmen und vielleicht auch mit viel Glück gewählter Kartierungsansatzpunkte konnte bald ein vollständiges Profil erarbeitet werden, das drei nannofossilführende, paläontologisch trennbare Mergelschieferkomplexe mit zwei mächtigen Zwischenlagen von sandsteinreichen Schichtfolgen zeigt. Auf Grund dieser ersten Ergebnisse wurde der Verfasser ermutigt, trotz ungünstiger Aufschlußverhältnisse die Arbeit weiterzuführen und

erhielt von Herrn Prof. CLAR die Erlaubnis, im Rahmen einer Dissertation an diesen Problemen weiter zu arbeiten. Gleichzeitig machte Prof. CLAR es dem Verfasser möglich, lithologisch ähnliche Bohrprofile im Flyschuntergrund des Wiener Beckens bei Zistersdorf zu studieren. Hier war nun die zunächst aus rein hypothetischen Lagerungsverhältnissen konstruierte Schichtfolge tatsächlich greifbar übereinander zu finden. Gleichzeitig konnten die stratigraphischen Überlegungen mit denen der Arbeit von I. KÜPPER 1961 über planktonische und Großforaminiferen aus demselben Profil verknüpft werden. Der nächste Schritt war die konsequente Anwendung der Schichtfolge auf das ganze Gebiet, um aus den ausbeißenden Horizonten ein tektonisches Bild zu konstruieren. Dabei wurden verschieden alte tektonische Phänomene beobachtet. Zuletzt wurden Beobachtungen über das Verhältnis der transgressiven Schichten zur Tektonik angestellt. Dadurch entpuppte sich der Nordteil des Kartierungsgebietes, der von GRILL (1953) als tektonischer Kontakt Flysch-Waschbergzone (Flysch flach verschuppt mit „Auspitzer Mergeln“) gedeutet wurde, als ein noch sehr zu diskutierender neuralgischer Punkt. Aus lagerungsmäßigen Überlegungen kommt der Verfasser zu der Auffassung, daß zumindest ein Teil der „Auspitzer Mergel“ einem Element entspricht, das nach einer Flysch- und Waschbergzone betreffenden Einengungsphase transgrediert. Zu ähnlichen Ergebnissen kommende Überlegungen auf geophysikalischer Grundlage (J. KAPOUNEK, A. KROLL, A. PAPP, K. TURNOVSKY 1965) scheinen den Gedankengang des Verfassers indirekt zu bestätigen.

Arbeitsmethoden

1. Kartierung:

Die geologische Kartierung hat in erster Linie die Aufgabe, durch den Schnitt von definierbaren Bezugs- (Horizont)Flächen mit der heutigen Landschaft, aus den dabei entstehenden Schnitlinien einen durch geometrische Überlegungen fundierten Strukturbauplan zu finden. Jeder Grenzlinie auf einer Karte kommt daher bereits die Bedeutung einer Aussage über Lagerungsverhältnisse zu. Im vorliegenden Gebiet erwies es sich als günstig, punktförmig Dokumente über die flächenhafte Verteilung der trennbaren Schichtpakete zu sammeln. Zu diesem Zweck wurde im Rahmen der Originalarbeit der Maßstab 1 : 10.000 verwendet (H. HEKEL 1966, Tafel 1). Zur Zusammenfassung der Ergebnisse der Punktkarte und der zweijährigen intensiven Beschäftigung mit den geländemäßigen und mechanisch denkbaren Strukturmöglichkeiten dient eine abgedeckte Kartenskizze 1 : 50.000 (Tafel 2). Während diese Interpretation durch neugefundene Dokumente, die nicht in das Gesamtkonzept passen, hinfällig werden kann, müßte eigentlich die Punktkarte für jeden weiteren Bearbeiter dieses Gebietes, der sich auf neue Aufschlüsse oder geophysikalische Überlegungen stützt, in irgendeiner Weise nützlich sein können. Aus diesem Grunde wurde versucht, die Punktkarte und die Beschreibung der Punkte möglichst frei von Interpretationen zu halten.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde eine Auswahl für die Interpretation wichtiger Beobachtungspunkte der 10.000er Karte in den Maßstab 1 : 25.000 übertragen; diese Punkte werden im 2. Teil dieser Arbeit, numerisch geordnet und mit Winkelkoordinaten versehen, einzeln beschrieben.

Aufschlüsse: Trotz der geringen Reliefenergie lieferten viele Tälehen ganz gute Aufschlüsse. Hohlwege eigneten sich oft auch gut für die Probennahme. Hauptsächlich mußten allerdings Hinweise für eine Sedimenttiefe gesucht und die Proben durch Grabungen gewonnen werden. Hinweise ergaben sich besonders im Herbst und im Frühjahr auf frisch aufgeackerten Feldern, am Fuß von Böschungen und bei Versteilungen im Gelände. Der starke Pflanzenbewuchs in der Zeit von Juni bis Oktober macht ein Auffinden von Aufschlüssen zu dieser Zeit oft unmöglich.

2. Präparative Arbeitsmethoden.

Nannoplanktonaufbereitung:

Die Aufbereitung der Nannoplanktonproben geschieht in der von H. STRADNER 1961 beschriebenen Weise. Ein zirka $\frac{1}{4}$ cm³ großes Mergelbröckchen aus einem nicht verunreinigten Bereich der Probe wird in einem Becherglas mit H₂O₂ aufgelöst, mit destilliertem

Wasser verdünnt und ein Tropfen der Trübe auf einem Deckglas vorsichtig abgedampft und mit abgerauchtem Canadabalsam auf einen Objektträger gekittet.

Für statistische Zwecke und für Faziesbilder wurden ausgewählte Proben gereinigt. Die Reinigung der in Wasser aufgeschlämmten Probe geschieht nach dem Stoke'schen Gesetz mit Hilfe einer Handzentrifuge. Die Zentrifugierzeit, die genügt, um die Nannoplanktonfraktion quantitativ absinken zu lassen, wird für jede Probe empirisch ermittelt. Wenn die gewünschte Größenordnung abzentrifugiert ist, wird die restliche Trübe (zirka kleiner als 5μ) weggeschüttet. Das Zentrifugat wird mit destilliertem Wasser wieder aufgewirbelt und der Vorgang zirka 5—10mal wiederholt, so lange bis nach dem Zentrifugieren keine Trübe mehr vorhanden ist. Bei Verwendung von destilliertem Wasser erwies sich die Anwendung von Antikoagulationsmitteln als nicht notwendig. Als Einbettungsmedium für gereinigte Proben wird EUKITT ($n = 1,5$) verwendet.

Mikrofotos von Nannofossilien:

Das erreichbare Auflösungsvermögen in der Lichtmikroskopie ist nach ABBÉ das Tausendfache der numerischen Apertur des verwendeten Objektivs. Aus diesem Grund kommen für Mikrophotos von einzelnen Nannofossilien, bei denen höchstes Auflösungsvermögen verlangt wird, nur Objektive mit höchster Apertur in Frage (Ölimmersion 1:100, $n_A = 1,25$ — $1,30$). Ein großes Blickfeld oder größere Tiefenschärfe läßt sich durch Abänderung des primären Abbildungsmaßstabes, durch Variation von Okularen und Auszugslänge erreichen. Die Endvergrößerung mit der aus theoretischen Gründen besten photographischen Auflösung erreicht man durch entsprechend starke Vergrößerung des Negativs. In der Feinkörnigkeit und dem Auflösungsvermögen guter Mikrofilme ist jedenfalls die Reserve zur Verbesserung von Mikrophotos bis zur möglichen Qualität gegeben. Für Faziesbilder wurde das Objektiv Reichert Fluorit 40:1 ($n_A = 0,8$) verwendet. Die mögliche Vergrößerung beträgt daher zirka $800\times$.

Die Beobachtung der Nannofossilien erfolgte durch ein mit stark vergrößernden Optiken ausgestattetes Polarisationsmikroskop mit durchdrehbarem Kreuzschlitten mit Noniusablesung. Durch Kombination von Drehtisch und Kreuzschlitten ist es möglich, durch Ablesen der Koordinaten auf $0,1\text{ mm}$ ein Nannofossil im Drehungsmittelpunkt zu fixieren, um es am gleichen Gerät wieder finden zu können. Das Fixieren einzelner Fossilien mit Tuschringen bewährte sich schlecht bei Verwendung des Ölimmersions-Objektivs, da der Ring beim Reinigen des Glases vom Imerisionsöl leicht mitgewischt wird. Besser bewährten sich in diesem Fall Ringe aus verdünntem schwarzem Nitrolack, der sich mit einem gut gereinigten feinsten Pinsel ganz gut auftragen läßt und praktisch unverwüsthlich hält.

Bestimmung der Foraminiferen:

Besonders bei Arten, die Grundlage einer stratigraphischen Aussage waren, wurde die allergrößte Sorgfalt angewendet und soweit vorhanden, die Spezialliteratur verwendet (Heterosteginen, Bolivinen, Uvigerinen, Globigerinen, Elphidien, Cibiciden). Zur Bestimmung von weniger gut bearbeiteten Foraminiferenarten diente in erster Linie die Kartei von A. TOLLMANN: „Die jungtertiären Foraminiferen Mitteleuropas“ (am Geologischen Institut der Universität Wien). Darin ist die ältere Literatur berücksichtigt. Ein Überblick über die nach neueren Erkenntnissen verwendeten Namen wurde durch den Bildatlas FORAMINIFERI PADANI 1957 erreicht. Generadiagnosen wurden nach V. POKORNY 1958 verwendet. Für die Kontrolle der Fossilbestimmungen ist der Verfasser Herrn Prof. A. PAPP zu Dank verpflichtet.

Beschreibung der geologischen Einheiten und deren Schichtfolgen

1. Flyschzone.

Flyschstratigraphie und deren Probleme

Bisher war es nur durch seltene Zufallsfunde von Fossilien mit allgemeinem stratigraphischem Aussagewert (Ammoniten, Inoceramen, Großforaminiferen, Planktonischen Foraminiferen) möglich, die einzelnen Schicht-

glieder des Wienerwaldflysches einer Altersstellung zuzuordnen. Als kartierbare Einheiten mußten zeitlich weitgespannte Schichtfolgen verwendet werden, deren lithologische Schwankungsbreite sich zum Teil stark überschneidet. Ohne Kenntnis des lagerungsmäßigen Verbandes ist es oft unmöglich, Gesteine einer Schichtfolge zuzuordnen. Die Möglichkeit, mittels benthonischer Foraminiferen (besonders Sandschaler) horizontbeständige Zonen zu finden, wird von H. HILTERMANN 1943 in beispielgebender Weise im Flysch der Mittelkarpaten demonstriert. Diese für heutige Begriffe undenkbar arbeitsintensive Methode (8000 Proben!) ergibt folgende allgemeingültige Folgerungen für die Flyschmikropaläontologie:

1. Mit Faunen können faziesgleiche Ablagerungen verglichen werden, aber noch keine altersgleichen.
2. Der Wechsel von Faunen mit sandschaligen und kalkschaligen Foraminiferen oder das Vorherrschen von bestimmten Gattungen ist faziesbedingt.
3. Leitelemente sind vor allem ganz bestimmte Einzelformen. Die stratigraphische Wertigkeit dieser Einzelformen geht nicht aus der Literatur hervor, sondern muß empirisch durch Profilaufnahmen Hand in Hand mit der Faunenanalyse erarbeitet werden.

Nach der Entwicklung der Nannofossilstratigraphie (H. STRADNER & A. PAPP 1961) und durch die Kenntnis der Nannofossilführung in Flyschschichtgliedern (F. BRIX 1961) haben sich die Möglichkeiten grundsätzlich geändert. Das Beobachten von Nannoplanktonvorkommen erwies sich als geeignetes Mittel für die Horizontierung. Innerhalb eines nannoplanktonführenden Horizontes sind diese Organismenreste sehr günstig statistisch verteilt. Dies ist einerseits eine Folge der planktonischen Lebensweise der Coccolithophoriden, andererseits eine Folge der Häufigkeit und Kleinheit ihrer erhaltungsfähigen Kalkskelettbestandteile, der Coccolithen.

Die Beobachtung der Horizontbeständigkeit, sowohl im Gelände als auch in mehreren Schlumberger-korrelierten Bohrungen, war die Grundlage zur Flyschkartierung. Diskussionen über den stratigraphischen Aussagewert von Nannoplankton im allgemeinen und im besonderen wären davon unabhängig.

Bei einer Organismengruppe innerhalb des Nannoplanktons, bei den Arten der Gattung *Marthasterites*, kann der schrittweise Übergang von einer Art zur anderen im Profil beobachtet werden. Diese Gruppe wäre daher zu den stratigraphischen Kriterien ersten Ranges zu zählen. Die übrigen für Horizonte charakteristischen Arten zeichnen sich durch ein empirisch ermitteltes Erstauftreten und Frequenzmaximum aus, was bereits durch viele Arbeiten mit gut einstuftbaren Schichten abgeglichen ist.

Über die Entwicklung einiger Arten der Gattung *Marthasterites* im Bereich des höchsten Paläozän

Unter den verschiedenen Discoasteriden fielen dem Verfasser oft Vertreter der Gattung *Marthasterites* (DEFLANDRE 1959) auf. Diese zeigen in den Kartierungsproben aus dem liegenden, dem mittleren und aus dem hän-

genden Bereich eines Coccolithenschieferhorizontes („Mittlerer Coccolithenschiefer“) ein jeweils verschiedenes Bild. Im Liegenden herrschen die Arten *Marthasterites bramlettei* BRÖNNIMANN & STRADNER und *Marthasterites contortus* (STRADNER) vor. Im mittleren Bereich finden sich Übergangstypen von *Marthasterites contortus* (STRADNER) zu *Marthasterites tribrachiatus* (BRAMLETTE & RIEDEL), und im oberen Bereich überwiegt *Marthasterites tribrachiatus* (BRAMLETTE & RIEDEL) mit flacher Seitenansicht (= etwa *Marthasterites robustus* STRADNER). Im unteren Bereich des im Idealprofil nach dem „Oberen Sandstein Horizont“ kommenden nächsten discoasteridenführenden Mergelpaketes („Oberer Coccolithenschiefer“) kommt *Marthasterites tribrachiatus* (BRAMLETTE & RIEDEL) mit stark gekrümmter Seitenansicht vor. Alle Arten sind durch Übergangsformen miteinander verbunden. Der Verfasser versucht nun, die sich ändernden Merkmale durch meßbare Indizes zu erfassen, und die Organismenreste innerhalb der Art in Formtypen zu untergliedern (siehe systematische Beschreibung). Die auf diese Art charakterisierten Fossilien wurden in vier übereinanderliegenden Proben durch Zentrifugieren angereichert. Aus jeder Probe wurden 100 Marthasteritiden ausgezählt. Das Ergebnis ist auf Abb. 2 dargestellt. Links ist ein idealisiertes Säulenprofil mit hauptsächlich geschätzter Mächtigkeit skizziert, in das zwei Geländeproben (83, 81) und zwei Proben aus einem darunterliegenden Steinbruchaufschluß (321, 322) eingezeichnet wurden. In der waagrechten Kolonne ist jeweils der Prozentsatz der oben gezeichneten Formtypen bzw. Arten eingetragen. Das Maximum der Vorkommen der jeweiligen Formtypen wandert auf der Tafel von links unten nach rechts oben. Die Streuung der Arten ist besonders bei den mittleren zwei Proben groß. Die Tatsache, daß ein Formtyp den anderen einigermaßen statistisch ablöst, zeigt, daß in diesem Bereich keine die Statistik störenden Sedimentations- und Umlagerungsphänomene zustande gekommen sind. Zweimal, zwischen den Proben 321 und 322 und zwischen 83 und 81, enthält die höhere Probe bereits mehr als 50% der Art, welche jeweils die ältere ablöst. Der 50%-Grenze als idealer zeitlicher Schnitt kommt eine wesentliche theoretische Bedeutung zu. In Abb. 1 ist das Verhältnis der übrigen Discoasteridenarten zueinander und zu den Marthasteritiden in gleicher Weise dargestellt. Während die untere Grenze (*Marthasterites bramlettei* — *Marthasterites contortus*) selten gefunden wurde, zeigte sich die obere Grenze (*Marthasterites contortus* — *Marthasterites tribrachiatus*) auch für die praktische Kartierungsarbeit sehr wertvoll. Die Trennung des unteren Teiles vom oberen des „Mittleren Coccolithenschiefers“ geschah durch Auszählen der Marthasteritiden. In die Nähe dieser Grenze fällt auch, wie aus dem von verschiedenen Autoren beschriebenen Zusammenvorkommen der Marthasteritiden mit planktonischen Foraminiferen hervorgeht, die Grenze zwischen der Zone mit *Truncorotalia velascoensis* und *Truncorotalia rex*. Diese Grenze wurde oft als Grenzziehung Paläozen-Eozän verwendet (z. B. GOHRBANDT 1963). Nach den Überlegungen von A. v. HILLEBRANDT 1962 ist jedoch auch die Rexzone in das Ilerd (Oberstes Paläozän) zu stellen, weil Planktonfaunen der Rexzone gemeinsam mit Großforaminiferen des Ilerd beobachtet wurden. Unterhalb der Probe 321 konnte eine Fauna mit überwiegend planktonischen Foraminiferen entdeckt werden. Die Bestimmung der Fauna durch H. KOLLMANN erbrachte eine Assoziation der Zone mit *Globorotalia pseudomenardii*.

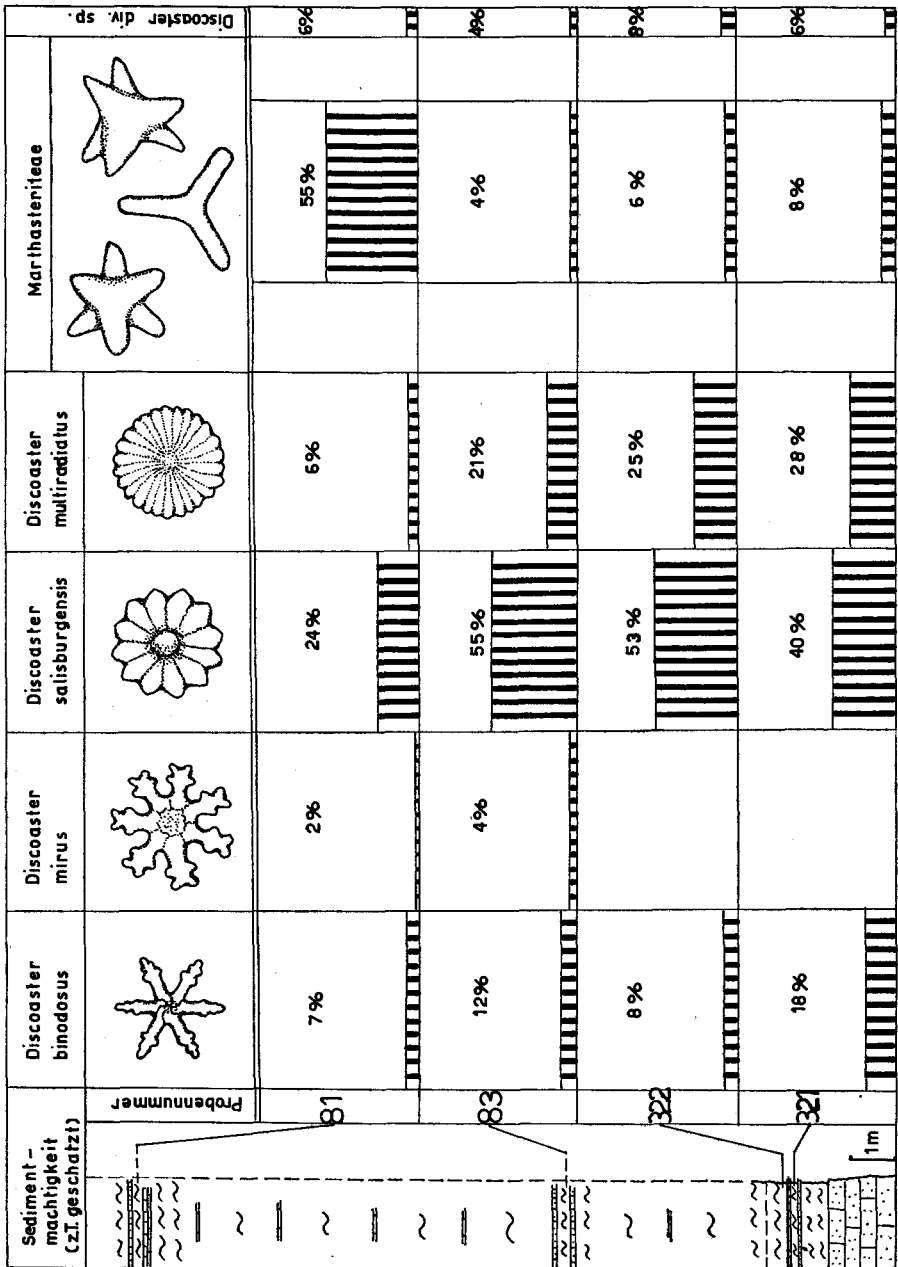


Abb. 1: Verteilung der Gattungen Discoaster und Marthasterites in einem Profil durch den Mittleren Coccolithenschiefer.

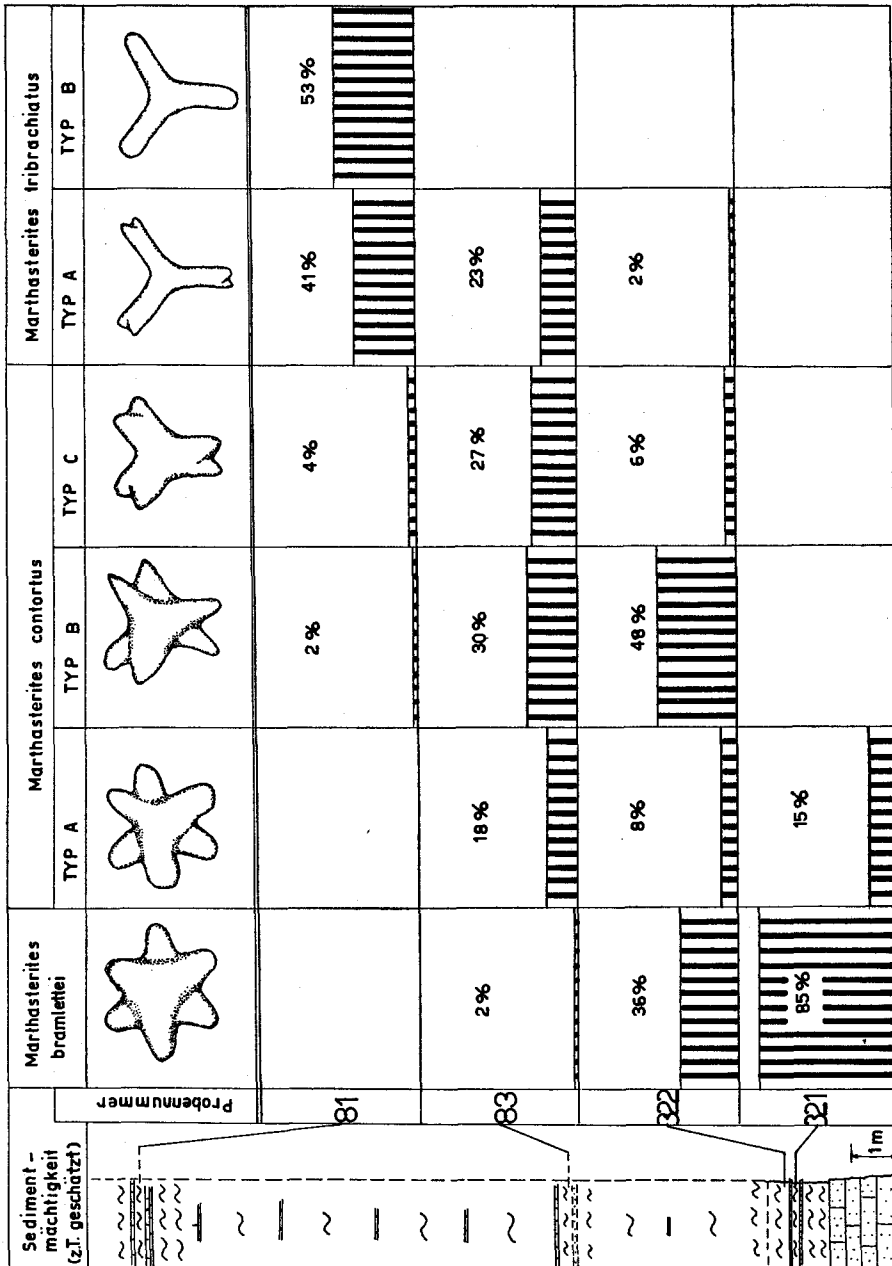


Abb. 2: Dasselbe Profil wie Abb. 1. Aufgliederung der Marthasterithidae in Arten. Proben 321, 322 und 83: Unterer Teil des Mittleren Coccolithenschiefers. Probe 81 mit mehr als 50% Marthasterites tribrachiatus A+B. Oberer Teil des Mittleren Coccolithenschiefers.

Systematische Beschreibung der Arten der Gattung *Marthasterites*

Familie: COCCOLITHACEAE

Subfamilie: Discoasteroideae

Genus: *Marthasterites* DEFLANDRE 1959

Marthasterites bramlettei BRÖNNIMANN & STRADNER

(Tafel 4, Fig. 1—4, Tafel 6, Bild 2)

1960 *Marthasterites bramlettei* n. sp. BRÖNNIMANN & STRADNER, Die Foraminiferen und Discoasteridenzonen von Kuba, Erdölzeitschr. Jg. 76, H. 10, S. 366, Fig. 17—20, 23 und 24.

Beschreibung: Ein Kalkkörperchen von regelmäßigem 6strahligem Umriß, wobei je 3 Armenen miteinander verbunden sind, und die drei anderen Armenen, in einer anderen Ebene liegend, ein um 60° verdrehtes ähnliches Bild ergeben. Von der Flachseite her betrachtet, erscheinen immer je 3 Arme in einer Schärfenebene.

Vorkommen: Alkazar-Formatin, Reporto Capri bei Arroyo Naoraujo (Locus typicus, BRÖNNIMANN & STRADNER 1960). UNIT 2 (ob. Paläozän) der Lodo-formation, Lodo Gulch, Kalifornien, (BRAMLETTE & SULLIVAN 1961).

Marthasterites contortus (STRADNER)

Tafel 4 Fig. 5—16, Tafel 6 Bild 1)

1958 *Discoaster contortus* n. c. STRADNER, die foss. Discoasteriden Österr. 1. Teil, Erdölzeitschr. Jg. 74, H. 6, S. 187, Abb. 35 u. 36.

1959 *Marthasterites contortus* (STRADNER) nov. comb. DEFLANDRE; Nannofossiles calcaires, Rev. de Micropal., Nr. 3, S. 139.

Beschreibung: Kalkkörperchen, die aus 2 je 3strahligen Elementen bestehen, die übereinanderliegen und gegeneinander versetzt sind. Zur statistischen Erfassung stratigraphisch übereinander vorkommender Erscheinungsformen erwies es sich als günstig, folgende 3 Typen innerhalb dieser Art zu unterscheiden:

Typ A: Die beiden übereinanderliegenden morphologischen Elemente sind gegenüber der symmetrischen Lage bei *M. bramlettei* um einen geringen Winkelbetrag verdreht. Die Arme schließen jeweils einen größeren und einen kleineren Winkel miteinander ein. Der größere Armwinkel beträgt weniger als 90° (Tafel 4, Fig. 4—6).

Typ B: Der größere Armwinkel beträgt mehr als 90° (Tafel 4, Fig. 8 bis 12).

Typ C: Die ursprünglich 6 Arme sind zu 3 dicken Armen verschmolzen, deren Ende in 2 Spitzen gespalten ist, von denen eine jeweils tiefer, die andere höher liegt. Der Arm, vom Armanfang bis Armende gemessen, ist weniger als doppelt so lang wie breit (Tafel 4 Fig. 13—16).

Vorkommen: Paläozän des Kühlgrabens, Untersberg, Salzburg, (STRADNER 1961) Alkazar-formation, Reporto Capri bei Arroyo Naraujo (BRÖNNIMANN & STRADNER). Umgelagert in verschiedenen oligozänen und miozänen Sedimenten (Locus typicus: Helvet von Göllersdorf, Niederösterreich. STRADNER 1958).

Marthasterites tribrachiatus (BRAMLETTE & RIEDEL) DEFL.

(Tafel 4 Fig. 17—24, Tafel 7 Bild 1/2)

1954 *Discoaster tribrachiatus* n. sp., BRAMLETTE & RIEDEL. Stratigr. Value of Discoasters, J. of Pal., Vol. 28, S. 397, Taf. 38 Fig. 11.

1959 *Marthasterites tribrachiatus* (BRAMLETTE & RIEDEL) nov. comb. DEFLANDRE, Nannofossiles calcaires Rev. de Micropal, Nr. 3, S. 138—139, Taf. 2, Fig. 1 u. 2.

Beschreibung: Dreiarmige Kalkkörperchen, deren Arme untereinander einen Winkel von 120° einschließen. Sie sind gegen eine Flachseite zu mehr oder weniger stark gewölbt. Besonders starke Wölbung ist in stratigraphisch höheren Bereichen zu beobachten (Lodoensiszone!). Bei der Auszählung wurden folgende 2 Typen unterschieden:

Typ A: Der Arm ist mehr als doppelt so lang wie breit. Am Armende ist eine Einkerbung zu sehen (Tafel 4, Fig. 17—20, Tafel 7, Bild 2).

Typ B: Das Armende ist nicht eingekerbt (Tafel 4, Fig. 21—24, Tafel 7, Bild 1).

Vorkommen: Paläogen des Kühlgrabens, Salzburg, zusammen mit *Globorotalia aragonensis*. Paläogen von Mattsee, Salzburg (STRADNER & PAPP 1961) UNIT 3 der Lodo-formation, Lodo Gulch, Kalifornien. (Locus typicus, (BRAMLETTE & RIEDEL 1954, BRAMLETTE & SULLIVAN 1961 — SULLIVAN 1964). Zone mit *Globorotalia rex*, Alkazar Formation, Reporto Capri, Kuba (BRÖNNIMANN & STRADNER 1961). Roterzschichten, Helvetikum nördlich Salzburg, Zone F (Zone mit *Truncorotalia* cf. *rex*). GOHRBRANDT, PAPP & STRADNER 1963) Myjavaer Paläogen, zusammen mit *Globorotalia aragonensis* und *Assilina placenta* (H. BYSTRICKA 1963).

a) Oberkreidefysch bei Kleinengersdorf (Kahlenberger Schichten)

Im südlichen Teil des Kartierungsgebietes wird zwischen Kleinengersdorf, Hagenbrunn und Königsbrunn ein Bereich sichtbar, in dem Rollstücke von mürben Sandsteinen fehlen. In erster Linie sind es hell verwitternde Mergelkalke und Kalksandsteine, z. T. mächtigere homogene kalkige Mergelschieferbereiche, die hier punktförmig zu beobachten sind. Brunnenaufschlüsse (199) und Wegneubauten (200, 201) am Südhang des Kronawetberges ließen einen Einblick in die Schichtfolge zu, die lithologisch direkt mit der der Steinbrüche am Bisamberg (Kahlenberger Schichten) vergleichbar ist. Die Nannoplanktonassoziation zeigt als alterscharakteristische Formen *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA und *Arkhangelskiella parca* STRADNER. Letztere Form allerdings nur selten (Probe 200). Identische Nannoplanktonassoziationen sind dem Verfasser vom Steinbruch im Rehgraben bei Langengersdorf bekannt. Es handelt sich um eine Altersstellung, die zwischen den typischen Vorkommen von *Arkhangelskiella parca* im tieferen Campan und dem Einsetzen der Großformen der *Arkhangelskiella cymbiformis* und Aussterben der *Arkhangelskiella parca* im Obercampan-Maastricht liegt (STRADNER 1963, 1964). Die Nannofossilführung der Proben ist durchwegs homogen, aber qualitativ oft ungünstig.

b) Höherer Oberkreideflysch bei Großrußbach (Altenglbacher Schichten)

(Faziesbild: Tafel 5)

Südlich von Großrußbach streicht ein zirka 1500 m breiter Bereich von Schichten der Oberkreide in westöstliche Richtung, wird bei Hornsburg durch die Transgression von Laaer Schichten obertags unterbrochen und setzt sich im Bereich Hundsberg und Waldberg bei Niederkreuzstetten obertags fort. An der Querstörung im Süden Großrußbachs werden zwei verschieden hohe Teile der Schichtfolge nebeneinandergestellt, die sich allerdings weder paläontologisch noch lithologisch trennen lassen. Deutliche Aufschlüsse, die das annähernd westöstlich gerichtete Streichen bestätigen, liefert der Mittelteil des Grabens Südwest-Haberfeld und dessen aus südost kommender Seitengraben (488, 506, 507, 508, 509). Die Verwitterungsdecke der Oberkreidesedimente eignet sich für die Felderbewirtschaftung besser als Gesteine des Greifensteiner Schichtkomplexes. Deshalb ist das Auftauchen der Oberkreide durch die Verteilung von Wald und Feld von weitem (etwa von Karnabrunn) sehr eindrucksvoll zu beobachten. Die wenigen Aufschlüsse zeigen durchwegs eine Mürbsandstein-Mergelschiefer Schichtfolge mit untergeordnet Kalksandsteinbänken mit convolute bedding. An Lesesteinen sind weiters spröde Kalke mit convolute bedding-Erscheinungen zu finden, sie gehen in z. T. stark kalkige „Ruinenmergel“ über. Auf weitere Bereiche sind auch Lesesteine von weiß verwitternden grauen Kalkmergel, z. T. auch mächtigere Mergelschieferkomplexe (131) mit untergeordnet lammelierten Kalksandsteinen zu beobachten (485, 497). Die Nannoplanktonführung der Feldproben ist unterschiedlich. Ein deutlicher altersmäßiger Unterschied zu den Proben aus der Oberkreide bei Klein-Engersdorf geht nur aus wenigen Proben hervor (506). Das deutliche Überwiegen von Großformen von *Arkhangelskiella cymbiformis* VERSHINA deutet auf ein Alter von Obercampan-Maastricht (STRADNER 1963, 1964).

c) Der Greifensteiner Schichtkomplex

Als „Greifensteiner Schichtkomplex“ wird hier die Alttertiär-Schichtfolge in der nördlichen sandsteinreichen Entwicklung des Niederösterreichischen Flysch bezeichnet. Es handelt sich um einen übergeordneten Begriff für verschiedene diachronische lithofazielle Funktionselemente. Einer Bezeichnung mit Lokalnamen („formations“) wurde aus dem Wege gegangen, weil den einzelnen Elementen oft innerhalb relativ kleiner räumlicher Distanzen eine verschiedene Altersstellung zukommt. Die derzeitigen Kenntnisse könnten eine vorsichtige Verallgemeinerung zulassen. Einzelne Schichten werden gegen Nordosten zu jünger. Zur Charakterisierung der einzelnen Funktionselemente wurden altersunabhängige beschreibende Begriffe gewählt.

„Coccolithenschiefer“: In der Schichtfolge überwiegen Mergelschiefer, die Schichten sind nahezu quantitativ durch das Vorkommen von Coccolithophoriden (Coccolithen, Discoasteriden) charakterisierbar.

„Sandsteinhorizonte“: In der Schichtfolge überwiegen Sandsteine und Sandstein-Tonmergelzyklen. Im Bereich mit Sandstein- und Ton-

mergelzyklen können wohl Mergelschiefer überwiegen, die Schwankungsbreite des lithologischen Bildes kann sich also mit dem der Coccolithenschiefer überschneiden, eine Coccolithenführung ist aber nicht zu beobachten. Die Feinstfraktion zeigt entweder keinen Kalkgehalt oder umkristallisierte Kalkkörper.

Die folgenden Bemerkungen über den altersmäßigen Umfang der einzelnen Schichtglieder des „Greifensteiner Schichtkomplexes“ gelten nur für das kartierte Gebiet. Falls Erfahrungen über den Altersumfang ähnlicher Funktionselemente aus anderen Gebieten vorliegen, werden sie gesondert angeführt. Der Greifensteiner Schichtkomplex besteht im Bisambergzug aus drei Typen von Coccolithenschiefern (Unterer-Mittlerer-Oberer Coccolithenschiefer) und zwei Sandsteinhorizonten (Unterer-Oberer Sandsteinhorizont). Im folgenden eine Gegenüberstellung der Begriffe: Greifensteiner Sandstein und Greifensteiner Schichtkomplex:

Greifensteiner Sandstein: Als Typuslokalität des Greifensteiner Sandsteins gilt der Steinbruch des Strombauamtes (früher Hollitzer) zwischen Höflein und Greifenstein. Nummuliten wurden zuletzt von PAPP 1962 bearbeitet und ergaben ein untereoözänes Alter. Nannoplankton ist an der Typuslokalität nicht nachweisbar. In der Hagenbachklamm wurde (BRIX 1961) die Zone mit *Discoaster lodoensis* und *Marthasterites tribrachiatatus* nachgewiesen. Die Typuslokalität des Greifensteiner Sandsteins kann etwas älter sein oder mit der Zone mit *Discoaster lodoensis* und *Marthasterites tribrachiatatus* verzahnen.

Greifensteiner Schichtkomplex: Als Greifensteiner Schichtkomplex wird der Greifensteiner Sandstein im weiteren Sinne verstanden. Es werden die Schichtglieder der Nannoplanktonzonen mit *Heliolithus riedeli* (Paleozän) bis einschließlich *Discoaster lodoensis* (Eozän) zusammengefaßt. Diese Zusammenfassung wird deshalb zu rechtfertigen sein, weil man als Greifensteiner Sandstein die mannigfachen Serien des Paläogenen Flyschs im Bereich des nördlichen Wienerwaldes zusammenfaßt.

Grenze Paleozän- Eozän im Greifensteiner Schichtkomplex

Im paläogenen Flysch des Arbeitsgebietes werden folgende Zonen in das Paleozän gerechnet:

Zone mit *Heliolithus riedeli*

Zone mit *Discoaster multiradiatus* und *Marthasterites bramlettei*

Zone mit *Marthasterites contortus*

Zone mit *Marthasterites tribrachiatatus*

Mit dem Auftreten von *Discoaster lodoensis* gehören die Schichten zum Eozän.

Die Äquivalente der Zone mit *Marthasterites tribrachiatatus* wurden verschiedentlich in das Eozän gestellt. Da sie der Zone mit *Truncorotalia rex* äquivalent sind, letztere aber neuerdings in das Obere Paleozän gerechnet wird (A. v. HILLEBRANDT 1962), wird auch in dieser Arbeit die Zone mit *Marthasterites tribrachiatatus* in das Paleozän gerechnet. Somit bleibt die Möglichkeit offen, die Typuslokalität des Greifensteiner Sandsteins (Steinbruch Strombauamt) in das Paleozän einzugliedern.

„Unterer Coccolithenschiefer“

Im Bereich Ost-Stetten zeigt eine morphologische Niederung das Auftauchen eines Komplexes mit weniger verwitterungsresistentem Material als der Bereich nördlich und südlich davon an. Auf den Äckern sind plattige Lesesteine eines dunkelgrünen Sandsteins anzutreffen. Deutlich überwiegen jedoch hell verwitternde, in tiefgründigen Aufschlüssen dunkelgraue-bunte Mergelschiefer. Am Fußballplatz von Stetten ist die südliche und östliche Böschung in eine schieferreiche Schichtfolge eingeschnitten (188). Der Steinbruch südlich davon streckt sich in ostwestlicher Richtung und weicht einem für Nutzsteine offenbar ungünstigem Material durch einen Terrassengang auf der Nordseite aus (189). Die Fossilführung der Feinstfraktion des Unteren Coccolithenschiefers ist stetig aber qualitativ ungünstig. Der Gehalt an Tonmineralien in der Feinstfraktion ist hoch. Als wichtigstes, wenn auch seltenes Fossil (Probe 188), konnte *Heliolithus riedeli* BRAMLETTE & SULLIVAN beobachtet werden. Damit ist der tiefste, noch nicht Discoasteriden führende Teil des Ilerd vertreten. Die Exemplare der Art *Fasciculithus involutus* BRAMLETTE & SULLIVAN sind teilweise ungünstig erhalten. Typische Formen dieser Art konnten im Aufschluß 517 (südöstlich Großrußbach) beobachtet werden. Neben dem Vorkommen von Stetten wird durch Beobachtungen an einigen Punkten südöstlich Großrußbach ein Streifen ähnlicher Schiefer vermutet. Im Aufschluß 517 macht sich durch eine Rutschung ein größerer Bereich davon bemerkbar. Ein weiterer Bereich ist nordwestlich Unterolberndorf am Ostende vom Kreuttal zu beobachten (133, 592). Hier ist eine lithologische Ähnlichkeit zu den höheren Schichtfolgen der Oberkreide bemerkenswert. Im Brunnenaufschluß beim Hausneubau südlich Luisenmühle (356) konnten neben bunten Schiefen chondritenführende splittrige Kalkmergel bis Mergelkalke beobachtet werden. Nördlich von Luisenmühle sind durch einen Hohlweg neben harten, kieseligen Glaukonitsandsteinen mürbe Sandsteinbänke in der Schichtfolge zu finden. Von hier stammt auch die Probe 592, in der neben offenbar umgelagerten Oberkreidenannofossilien als jüngstes Fossil *Coccolithus danicus* BROTZEN auftritt. Zu dieser Form gibt es keine tiefer als Dan-Altpleozän erstauftretenden konvergent gebauten Arten. Die drei im Zusammenhang mit der Altersstellung des „Unteren Coccolithenschiefers“ angeführten Fossilien sind Zufallsfunde in einem im allgemeinen aus umgelagerten Oberkreidefossilien bestehenden Faunenbild. Das lithologisch mit diesem Komplex identische Funktionselement im Bereich der RAG-Bohrungen bei Zistersdorf, der „3. Mergelschieferhorizont“ (BRAUMÜLLER 1946) zeigt ein ähnliches Bild: Umgelagerte ältere Formen, relativ konstante, aber qualitativ ungünstige Fossilführung (Tafel 3).

Diese Art der Nannofossilführung ist vielleicht die für Flyschablagerungen typischere. Auch in verschiedenen Proben aus der Kreide wurde immer wieder eine konstante, aber sehr spärliche Nannofossilführung mit überwiegend nichtbiogenem Kalk in der Größenfraktion des Nannoplankton gefunden, die sich von gleichzeitigen nichtflyschoiden Ablagerungen oft qualitativ unterscheidet. Oberhalb des „Unteren Coccolithenschiefers“ setzen zwei grundsätzlich andere Ablagerungstypen ein: Coccolithenreiche, von nichtflyschoider Fazies in der Feinstfraktion nicht unterscheidbare Coccolithenschiefer wechsellagern mit Coccolithen-sterilen Sandstein-Mergelschieferzyklen-Horizonten.

Der „Untere Sandsteinhorizont“.

Die Sandsteinhorizonte sind Schichtfolgen von meist mittel- bis feinkörnigem frisch graugrünem, verwittert gelblich bis gelbbraunem glaukonitischem Quarzsandstein, meist ohne kalkigem Bindemittel, mit vielen für die flyschoide Fazies typischen Erscheinungsformen, wie Ausgüssen von Lebensspuren, Kreuzschichtung, gradierter Schichtung usw. In der Regel überwiegen Sandsteinbänke unterschiedlicher Mächtigkeit über dazwischenlagernde Mergelschiefer. Oft treten auch undeutlich gebankte mächtigere Sandsteinkomplexe auf, in denen die Mergelzwischenlagen fehlen, z. T. kann aber auch die Mergelschieferkomponente überwiegen, sodaß sie oft nur durch die Sterilität der Nannoplanktonproben von Coccolithenschiefern unterschieden werden können. Die Feinstfraktion der Mergellagen in den Sandsteinhorizonten ist oft kalkfrei. In einigen Proben sind umkristallisierte Kalkkörper zu beobachten. Die Erhaltung biogener Kalksubstanz scheint sich mit den Ablagerungs- oder Diagenesebedingungen nicht vertragen zu haben.

Die Sandsteinhorizonte sind durchwegs das verwitterungsresistentere Material und bilden die Höhen des Gebietes. Die morphologischen Grenzen zu den Nachbargesteinen werden durch die Feld-Wald-Verteilung oft verdeutlicht. Der ganze Bergrücken wurde aber im Laufe seiner Geschichte oftmals zerfurcht und wieder eingeebnet, sodaß nur in seltenen Fällen eine Deutung morphologischer Beobachtungen dankbar erscheint. Die Mächtigkeit des Unteren Sandsteinhorizontes schwankt bedeutend (Größenordnungsmäßig zwischen 500 und 1000 m): In wenigen verfallenen Steinbruchaufschlüssen ist der Untere Sandsteinhorizont zugänglich. Die Steinbrüche am Stetterberg (189), südöstlich Seebarn, im Kreuttal westlich Luisenmühle und östlich Drechslermühle sind durch ihren Verband mit dem Unteren und Mittleren Coccolithenschiefer dem Unteren Sandsteinhorizont zuzuordnen.

Der „Mittlere Coccolithenschiefer“.

(Faziesbilder: Tafel 6, Bild a/b, Tafel 7, Bild a/b)

Es handelt sich um eine nur durch die Fossilführung von anderen Schieferfolgen unterscheidbare Folge von hellverwitternden, grauen, grünen bis braunroten Mergelschiefeln, in denen untergeordnet *cm* bis *dm* starke Bänken aus härterem z. T. sandigem Material eingeschaltet sind. Innerhalb dieses Schieferkomplexes scheint auf eine geringe Mächtigkeit eine relativ große Zeitspanne gerafft zu sein. Ein klarer Unterschied zwischen einem stratigraphisch tieferen Bereich mit *Discoaster multiradiatus*, *Marthasterites bramlettei* und *Marthasterites contortus* und einem höheren Bereich mit flachen Exemplaren von *Marthasterites tribrachiatius* ist zu beobachten. Beides sind Zonen des obersten Paläozäns, wobei die Zone mit *Marthasterites tribrachiatius* oft mit planktonischen Foraminiferen der „Globorotalia rex-Zone“ abgeglichen wurde. Die Bestimmung einer unterhalb einer Probe mit *Marthasterites bramlettei* (321) gefundenen planktonischen Foraminiferenfauna erbrachte eine Assoziation der Zone mit *Globorotalia pseudomenardii* (84).

Mit Hilfe von Beobachtungen stratigraphisch verschieden hoher Anteile des Mittleren Coccolithenschiefers im Gelände konnten verschiedene tektonische Erscheinungsformen erkannt werden. Er wurde im Gelände oftmals wiedergefunden. Das deutlichste Vorkommen ist die Synklinale von Mannhartsbrunn, bei der der stratigraphisch höhere Teil den Kern und der tiefere Anteil die Flanken bildet. Die Mächtigkeit des „Mittleren Coccolithenschiefers“ liegt in der Größenordnung von 10 bis 50 m.

Im Bereich der RAG-Bohrungen bei Zistersdorf wurden im äquivalenten Funktionselement, dem „2. Mergelschieferhorizont“ (E. BRAUMÜLLER 1946) bisher nur der höhere Bereich mit *Marthasterites-tribrachiatus* gefunden. Zusammen damit wurden planktonische Foraminiferen der „Tieferen Faunenzone mit *Globorotalia acuta*“ (I. KÜPPER 1961) beschrieben. Sowohl planktonische Foraminiferen als auch Nannoplankton deuten darauf hin, daß das Einsetzen der Fazies des Mittleren Coccolithenschiefers in nördlicheren Bereichen später erfolgt als im Bereich des Bisambergzuges.

Im Bereich des Greifensteiner Sandsteinzuges bei Hochstraß (W. GRÜN et al. 1964) konnte der Bereich mit *Marthasterites tribrachiatus* nicht gefunden werden, wohl aber der tiefere Bereich mit *Discoaster multiradiatus* in einer, wenn auch geringmächtigen Coccolithenschieferfazies. Zurzeit liegt daher die Vermutung nahe, daß die Sedimentation des „Oberen Sandsteinhorizontes“ hier bereits früher eingesetzt hat, zu einer Zeit, in der im Sedimentationsbereich des Bisambergzuges noch Coccolithenschieferfazies abgelagert wurde.

Der „Obere Sandsteinhorizont“.

Die Schwankungsbreite der Gesteine und die Feinstfraktion der Mergelschieferzwischenlagen ist identisch mit der des Unteren Sandsteinhorizontes. Er läßt sich nur durch seine Lagebeziehungen zum Mittleren und Oberen Coccolithenschiefer charakterisieren.

Der „Obere Coccolithenschiefer“.

(Faziesbilder: Tafel 8, Bild a/b)

Lithologisch größtenteils identisch mit den Gesteinen des Mittleren Coccolithenschiefers unterscheidet sich der „Obere Coccolithenschiefer“ durch die Zusammensetzung des Nannoplanktonspektrums. Zum Teil sind Sandsteinbänkchen glaukonitisch-kieseliger Natur in dm-Mächtigkeit eingeschaltet. Auch kann es zur Einlagerung von mehreren m-mächtigen Bereichen mit Sandsteinvormacht kommen. Im normalen, schiefrigen Bereich ist die Nannofossilführung homogen, artenreich und als sehr günstig erhalten anzusprechen. In Bereichen mit Sandsteinvormacht kommt es zur Verarmung und zum Überwiegen von Kleinformen (z. B. RAG 36, Bereich 750—765 m siehe Tafel 3). Im Bereich zwischen Mollmannsdorf und Pföding ist dieses höchste Schichtglied der Schichtfolge tektonisch abgesenkt und dadurch weiträumig erhalten geblieben und in zahlreichen Aufschlüssen zu studieren (z. B. 26, 385, 756). Im Oberen Coccolithenschiefer können zwei

Nannofossilzonen beobachtet werden. Die untere Zone mit *Marthasterites tribrachiatius*, mit gekrümmter Seitenansicht und *Discoaster lodoensis* und die obere Zone, in der *Marthasterites tribrachiatius* nicht mehr erscheint und *Discoaster lodoensis* allein charakteristisch ist. In der oberen Zone treten auch *Discoaster deflandrei*, *Discoaster sublodoensis* und *Discoaster barbadiensis* hervor. Es handelt sich um Assoziationen des Unteren bis Mittleren Eozän, wobei ein Anteil höchsten Paleozäns in tiefen Bereichen der Zone mit *Marthasterites tribrachiatius* und *Discoaster lodoensis* nicht ausgeschlossen ist. In der Bohrung RAG 36 ist durch *Globorotalia aragonensis* von 744 m aufwärts Untereozän nachgewiesen (I. KÜPPER 1961). Von 820 m bis Top-Flysch enthält die Feinstfraktion Assoziationen der tieferen *Discoaster lodoensis*-Zone (Tafel 3). Der höhere Bereich mit *Discoaster lodoensis* ohne *Marthasterites tribrachiatius* konnte im Gelände im nördlichsten Teilbereich, bei der Hipplinger-Heide, nachgewiesen werden (z. B. 535).

Der Obere Coccolithenschiefer konnte bereits in verschiedenen Bereichen wieder gefunden werden. Neben dem Vorkommen im Bisambergzug ist er in den RAG-Bohrungen bei Zistersdorf bekannt, wo er als „Steinberg-flysch“ (VEIT 1946) und „I. Mergelschieferhorizont“ (BRAUMÜLLER 1946) bezeichnet wird (Tafel 3). In der Hagenbachklamm bei St. Andrä-Wördern wurde bereits von F. BRIX 1961 ein Vorkommen von discoasteridenführenden Mergelschiefern, das mit dem Oberen Coccolithenschiefer identisch ist, entdeckt. Weitere Untersuchungen zeigten äquivalente Vorkommen im Bereich des Knotenbauwerkes Steinhäusl der Westautobahn, wo bereits N. ZADORLAKY—STETTNER 1960 das Durchstreichen von 4 Mergelschieferhorizonten im Greifensteiner Sandsteinzug beobachtete. Der „Obere Coccolithenschiefer“ scheint in den uns bisher bekannten Gebieten gleichzeitig einzusetzen, bzw. lassen sich so feine Differenzen, die die Beobachtung des diachronischen Verhaltens des Mittleren Coccolithenschiefers ermöglichen, aus der Fauna nicht ablesen.

Der „Greifensteiner Schichtkomplex“ und seine äquivalenten Bildungen

In der Umgebung von Zistersdorf ist die Flyschzone im Untergrund des Wiener Beckens durch zahlreiche Bohrungen bekannt. E. VEIT 1946 trennt auf Grund lithologischer Beobachtungen die erbohrten Flyschserien im Untergrund der Mistelbacher Hochscholle in zwei Schichtfolgen: Die „Steinberg-Flysch-Serie“ (graue bis graugrüne, mitunter auch graubraune, z. T. gebankte Schiefertone bis Tonmergelschiefer, in die meist nur wenige Meter mächtige graue bis graugrüne, dichte, fein- bis mittelkörnige, glaukonitische und z. T. kieselige Sandsteine und Kalksandsteine und dünne Lagen von grauen Steinmergeln eingeschaltet sind) und die „Glaukonit-sandstein-Serie“ (vorwiegend hellgraue bis graugrüne, fein bis grobkörnige, z. T. poröse, glaukonitische Sandsteine und Kalksandsteine mit Einschaltungen von grauen, vielfach auch bunten [graugrünen und rotbraunen] Tonschiefern) und mit dem charakteristischen „Geröllhorizonten“ (dunkelgrauen und grüngrauen, grobsandigen Mergelschiefern und mergeligen, z. T. stark glaukonitischen Sandsteinen mit bis faustgroßen Geröllen aus Tonschiefern, Sandsteinen, gelben und rötlichen Kalken, Hornsteinen und kristallinen Gesteinen).

Die Glaukonitsandsteinserie wurde mit dem Greifensteiner Sandstein des Wienerwaldes und mit dem „Ciežkowicer Sandstein“ der Magura-Decke verglichen, der Steinbergflysch mit den Laaber Schichten des Wienerwaldes und den Zliner Schichten der Magura Decke (G. GÖTZINGER 1944).

B. TRZESNIOWSKI (1947, 1948) wertet die Bohrungsergebnisse der RAG-Bohrungen im einzelnen aus und entwirft ein tektonisches Bild eines antiklinalen Schuppenbaues und verwendet die Bezeichnungen: „Untere und Obere Zliner Schichten“ für den Steinbergflysch und teilt die Glaukonitsandsteinserie in drei „Ciežkowicer Sandstein- und Tonmergelhorizonte“.

I. KÜPPER 1961 konnte in diesen Serien mit sporadisch vorkommenden planktonischen Foraminiferen und Nummuliten zwei Altersbereiche unterscheiden. Eine Zone mit *Truncorotalia acuta* (Oberes Paleozän), in der auch Nummuliten des Unteren Ilerdien vorkommen und eine Zone mit *Truncorotalia aragonensis*, die dem Unter-Eozän entspricht. Diese Einstufungen wurden durch die vorliegenden Untersuchungen unterstützt und verfeinert (Tafel 3).

Im slowakischen Anteil der Magura Decke, besonders in deren nördlichem Teilbereich, der Rača Einheit, ist ebenfalls eine sandsteinreiche Paleogenflysch-Schichtfolge aufgeschlossen, die eine Wechsellagerung zweier Ablagerungstypen zeigt. Die sandsteinreiche Fazies heißt „Solaner Schichten“, die mergelreiche Fazies wird als „Belovežer Schichten“ bezeichnet (A. MATĚJKA — Z. ROTH 1949, 1956). Früher war die Bezeichnung Ciežkowicer Sandstein und Bunte Schiefer üblich, eine Bezeichnung, die heute für äußere tektonische Einheiten der Flyschzone vorbehalten bleibt. Die Sandsteine in den Solaner Schichten werden auch als „Luhacovice Sandstein“ bezeichnet. Es handelt sich auch hier um zwei Faziestypen, die sich gegenseitig vertreten und abwechseln können. In beiden ist Paleozän bis Mittel-Eozän nachgewiesen. Der Hauptteil der Belovežer Schichten wird z. T. unter und z. T. über den Solaner Schichten gezeichnet (Geol. Karte ČSSR 1:200.000, Blatt Gottwaldow). Ob sich auch innerhalb dieser beiden Faziesbereiche coccolithenreiche und coccolithensterile Schichten trennen lassen und deren genaue Datierung, mit deren Hilfe erst exakte Zeitunterschiede zum Greifensteiner Schichtkomplex festzustellen sind, werden die von Frau Dr. H. BYSTRICKA in Vorbereitung befindlichen Arbeiten zeigen (siehe Abb. 3). Die Solaner Schichten werden von den „Zliner Schichten“ überlagert. Diese sind in einer sandsteinreicheren und in einer tonmergelreicheren flyschoiden Fazies ausgebildet. Nachgewiesen ist Mittel- bis Ober-Eozän, die Vermutung, daß auch noch jüngere (oligozäne) Ablagerungen darin enthalten sind, wird nicht mehr aufrechterhalten (D. ANDRUSOV 1965). In der mergeligen Ausbildung der Zliner Schichten wurde in Proben aus der Bystricer Einheit der Magura Decke dieselbe Discoasteriden-Assoziation wie im oberen Teil des Oberen Coccolithenschiefers festgestellt (Probenahme Karpatenexkursion 1964). Die Vergleiche von Steinbergflysch mit Zliner Schichten scheinen dadurch bestätigt, wenngleich in unseren Bereichen die Steinbergflyschfazies („Oberer Coccolithenschiefer“) bereits mit dem tiefsten Cuis eingesetzt und eventuell noch Teile des höchsten Ilerd enthalten kann (Zone mit *D. lodoensis* und *M. tribrachiatus*).

| DER GREIFENSTEINER SCHICHTKOMPLEX UND SEINE BEZIEHUNGEN ZUM PALÄOGEN DER MAGURA EINHEIT | | | |
|---|---|---|---|
| | Nannofossilzonen | NIEDER- ÖSTERREICH | MAGURA- EINHEIT |
| D A N - ALPÄOZÄN | Discoaster lodoensis | STEINBERGFLYSCH (= "Oberer Coccolithenschiefer") | ZLINER SCHICHTEN |
| | Discoaster lodoensis und Marthasterites tribrachiatus | | |
| I L E R D I E N | Marthasterites tribrachiatus | GREIFENSTEINER SCHICHTKOMPLEX | S O L A N E R S C H I C H T E N |
| | Marthasterites contortus Marthasterites bramlettei Discoaster multiradiatus | | |
| | Fasciculithus involutus Heliolithus riedeli | | |
| | Coccolithus danicus | Diachronische Wechsellagerung Coccolithenschieferfazies und coccolithensterile Sandstein-Zyklen-Fazies | Diachronische Wechsellagerung Luhačovice Sandstein und Belovežer Schichten |

* Das Alter der Grenze Solaner Schichten - Zliner Schichten ist in der erforderlichen Größenordnung noch nicht festgestellt

Abb. 3

2. Waschbergzone

Michelstettener Schichten (Chatt-Aquitän)

Im oberen Teil des Grabens ostnordöstlich von Weinsteig konnten hellgraue karbonatreiche Tonmergel anstehend beobachtet werden (504). Sie gleichen sowohl in ihren lithologischen Eigenschaften als auch mit ihrem Fossilinhalt den Michelstettener Schichten, wie sie von R. GRILL 1952 und A. PAPP 1960 beschrieben wurden. Im Schlämmrückstand ist wenig Detritus mit reichlichem Gehalt an Foraminiferen enthalten. Es sind keine groben Komponenten zu beobachten. Die Tonmergel sind auch in der Nähe der Oberfläche relativ frisch und zeigen nicht die tiefgründige, die Schichten oft unkenntlich machende Verwitterung der „Ritzendorfer Schichten“. Die Fauna ist identisch mit der von A. PAPP 1960 aus den Michelstettener Schichten beschriebenen. Es handelt sich um voll-marine Faunen. Zum Unterschied vom Fundpunkt Pyhra ist hier wie in Michelstetten und Nord-Klement die Planktonkomponente nicht vorherrschend.

Das Hauptproblem bei der Bearbeitung dieser Fauna lag darin, inwieweit jüngere, posttektonisch transgressive, faunistisch konvergente Ablagerungen (tiefste Schichten des „Inneralpinen Schlier“, wie sie aus Bohrungen auf der Mistelbacher Hochscholle bekannt sind) in diesem Fall auszuschließen sind, um die zunächst aus der Lage heraus interpretierte tektonische Zugehörigkeit dieser Schichten zur Waschbergzone durch mikropaleontologische Argumente, die den Faunenbildvergleich an Gewicht übertreffen, zu stützen. In der Probe 560 wurden *Uvigerina*-Arten beobachtet, die in Ablagerungen der Eggenburger Serie von davon deutlich unterscheidbaren Formen abgelöst werden. *Uvigerina farinosa* HANTKEN wird von *Uvigerina parviformis* PAPP abgelöst, und *Uvigerina gallowayi* CUSH. von *Uvigerina* sp. PAPP 1964 (PAPP 1963, 1964). Damit scheint das Alter gesichert und die tektonische Zugehörigkeit zur Waschbergzone wahrscheinlich, da ältere Ablagerungen als Eggenburger Serie transgressiv auf ein Flyschrelief beim derzeitigen Stand der Kenntnis nicht anzunehmen sind.

Das Vorkommen von Michelstettener Schichten in diesem Gebiet ist paleogeographisch und tektonisch von Interesse. Es deutet auf eine tektonische Untiefe der Waschbergzone im Zusammenhang mit dem westöstlich streichenden Oberkreideaufstauen in der Flyschzone hin. Eine zeitliche Parallelentwicklung Michelstettener Schichten — schiefrige Tonmergel, wie sie aus dem Bereich der mährischen Randzone bekannt ist (Pausramer Schichtfolge — Zdanicer-Hustopecer Schichtfolge, I. ČIČHA, F. ČHMELÍK, F. PÍČHA, Z. STRANÍK 1963), konnte auf unserem Gebiet noch nicht nachgewiesen werden.

3. Die „ältere transgressive Schichtfolge“

Es wurde ein Arbeitsbegriff benötigt, der Schichten des unteren Miozäns umfaßt, deren genauere Einstufung mit Fehlerquellen belastet ist. Es sind Sedimente, die auf einen in den Grundzügen bereits fertigen tektonischen Bau, der bereits auch Elemente der Waschbergzone beinhaltet (Michelstettener Schichten S-Großrußbach), in ein tiefgründiges Relief transgredieren, in dem primäre tektonische Formen bereits vollständig eingeebnet

sind. Die Auffassung über die transgressive Natur dieser Sedimente wurde schrittweise erarbeitet, wobei in manchen Arbeitsstadien (bei noch nicht vollständiger Kenntnis der Verbreitung der transgressiven Schichtfolge) eher an eine tektonische Bindung an Internverschuppungen im Flysch zu denken war. Das Vorkommen in der Nähe von Flyschschuppengrenzen erwies sich später als eine sekundäre Bindung an tiefgründige Relieffurchen, die sich an tektonischen Schwächezonen im Flysch bevorzugt gebildet haben (Vorkommen bei Würnitz — 331, Ritzendorf — 125, Kreuttal — 558, 672). Zur älteren transgressiven Schichtfolge werden zwei Schichtglieder gestellt: Die „Diatomeenschiefer mit Fischresten“ (Schiefriger Tonmergel) von Großrußbach und die „Ritzendorfer Schichten“.

a) Diatomeenschiefer mit Fischresten bei Großrußbach (Schiefriger Tonmergel)

Die von GRILL 1953 als „Auspitzer Mergel“ bezeichneten hellen Tonmergel sind ein sehr umstrittenes Schichtglied. Im kartierten Bereich sind in erster Linie feinstkörnige, z. T. verkieselte, hellgraue, weißverwitternde, feingeschichtete Tonmergel zu finden. An Fossilien sind Fischreste und Diatomeen zu beobachten. Weiters wurde in dieser Schichtfolge südöstlich von Großrußbach ein Tuffitvorkommen gefunden (520). Die Coccolithenführung ist z. T. recht günstig. Discoasteriden sind eher selten, Coccolithites eribellum(?), Coccolithus aff. placomorphus sind z. T. recht häufig zu beobachten, wie auch immer wieder Reste und Fragmente von Kieselorganismen in der Feinstfraktion. Verwittert ist die Schichtfolge dem Oberen Coccolithenschiefer lithologisch ähnlich, durch die verschiedene Feinstfraktion sind beide Schichten aber doch eindeutig voneinander zu trennen.

Die bisher kartierten „Schiefrigen Tonmergel“ (Auspitzer Mergel) (R. GRILL 1961) umfassen nach neueren Erkenntnissen tektonisch und altersmäßig verschieden zu deutende, aussehensmäßige und faunistisch konvergente Ablagerungen (I. CHICHA, F. CHMELIK, F. PICHA, Z. STRANIK 1963). Da dem kartierenden Geologen jedoch nur theoretische Erkenntnisse zur Verfügung stehen, aber noch keine praktischen Hilfsmittel, um diese Schichten voneinander zu trennen, können wir unsere Überlegungen nur lokal im Oberflächenbild verwirklichen, und der kartenmäßig ausscheidbare übergeordnete Begriff „Auspitzer Mergel s. 1.“ = „Schiefriger Tonmergel“ bleibt praktisch im bisher kartierten Umfang bestehen. Lokal kann diese Schichtfolge in bezug auf ihre tektonische Stellung in einen präsavischen und in einen postsavischen Anteil gegliedert werden. Der präsavische Anteil ist (bezüglich der Savischen Tektonik!) das höchste Schichtglied der Waschbergzone und wurde gemeinsam mit der Magura Decke tektonisch eingengt. Der postsavische Anteil der Auspitzer Mergel s. 1. liegt transgressiv über einem relativ fertigen und bereits erodierten Bau der Waschbergzone und wird erst durch steirische Bewegungen gemeinsam mit der Vorfaltungszone und mit seinem präsavischen Untergrund weiter eingengt. Die mikropaleontologischen Möglichkeiten zur Trennung dieser beiden Komplexe scheinen zurzeit erschöpft zu sein. Sie liegen zeitlich eng übereinander und sind fossilarm oder faunistisch konvergent entwickelt. Eine Trennung auf Grund geophysikalischer oder geochemischer Über-

legungen scheint eher möglich zu werden (J. KAPOUNEK, A. KRÖLL, A. PAPP, K. TURNOVSKY 1965).

Die Vorkommen von „Schiefrigen Tonmergel“ bei Großrußbach scheinen dem oberen, postsavischen transgressiven Horizont anzugehören. Sie sind nicht wie die Michelstettener Schichten südwestlich von Haberfeld an Strukturen der Flyschzone gebunden, sondern scheinen von solchen unabhängig zu sein. Sie liegen auf einem tiefgründigen Relief der Flyschzone, sodaß oft der Eindruck von inselförmigen Aufragungen des Flysches inmitten der Mergelserie zustande kommt.

b) Die Ritzendorfer Schichten. Burdigal s. 1.

Für strandnahe, z. T. sandreiche und geröllführende Bildungen der älteren transgressiven Schichtfolge wird der Arbeitsname „Ritzendorfer Schichten“ verwendet. Es handelt sich um Äquivalente der ältesten Sedimente im Bereich des (später zustande gekommenen) inneralpiner Wiener Beckens. Die Schichtfolge ist lageweise reichlich makro- und mikrofossilführend, doch glaubt der Verfasser auch verschiedene fossilfreie Tonmergelfolgen mit z. T. exotischen, großen grobgerollten Komponenten zu dieser Serie rechnen zu können (424, 27, 738). Das Vorkommen 125, 600 m ostnordöstlich von Ritzenhof, im West-Hang eines kleinen nord-südlichen Tälchens ist zwar schwer wiederzufinden, doch sind hier mergelige Sande mit einer besonders artenreichen Mikrofauna zu gewinnen. Hier sind auch Lithothamnienkalke in Lesesteinhaufen mit charakteristischen Crinoidenresten, wie sie auch im Schlämmrückstand beobachtet werden, zu finden. Proben aus Tonmergelaufschlüssen am Weg südlich 125 erwiesen sich als fossilarm. Ost-südöstlich von Würnitz, am Ortsausgang, sind Pectiniden führende Sande und Sandkalke aufgeschlossen (331). Die Mikrofauna ist ähnlich den typischen Proben von 125, nur etwas artenärmer. Von hier stammen auch Funde von Heterosteginen. Das Vorkommen im Graben ostnordöstlich von Weinstein (510) ist durch Sande mit *Chlamys gigas* und reicher Mikrofauna ausgezeichnet. Gesteinsblöcke von z. T. großen Dimensionen (bis 2 m) eines harten verkieselten Sandsteines (566, 505) werden zu dieser Schichtfolge gerechnet. Zirka 1200 m ostnordöstlich von Ritzenhof (492) sind im Hohlweg ockerfarbene Tonmergel aufgeschlossen, die eine aus der Reihe fallende Mikrofauna lieferten. Es handelt sich um eine Assoziation mit Pteropoden, Buliminen und *Cancris auriculus*. Diese Fazies wurde auch in den Rupel-Anteilen der Pausramer Mergel beobachtet (persönliche Mitteilung Prof. PAPP). Als solche müßte man sie als Hinweis auf einen Span von Waschbergzone in der Nähe des Oberkreideaufbruches von Hornsburg halten, durch dessen Erosionswegsamkeit für die den Punkt umgebenden typischen Ritzendorfer Schichten (568) Platz gemacht wurde. Ein faunistischer Vergleich genügt aber nicht für eine tektonische Interpretation, möglicherweise ist lagenweise auch in den Ritzendorfer Schichten eine Buliminen-Pteropoden-Fazies anzutreffen.

Einzelne Punkte mit Ritzendorfer Faunenelementen aus sandigen Mergeln und Tonmergeln konnten in der Nähe von Aufschlüssen von „Schiefrigen Tonmergeln“ beobachtet werden (461, 696). Die Lagerungsverhältnisse zwischen „Schiefrigen Tonmergel“ und Ritzendorfer Schichten gehen nicht eindeutig aus den vorliegenden Beobachtungen hervor.

Die stratigraphische Stellung des Schichtpaketes der Ritzendorfer Schichten kann von einigen Punkten her relativ gut untermauert werden. Der Punkt 331 lieferte eine Fauna von Pectiniden, die teilweise für Burdigal typisch ist (*Pecten* aff. *hornensis*, *Chlamys scabrella hungarica*). Der Punkt 510 brachte Bruchstücke der Art *Chlamys gigas*. Obwohl keine ganzen Exemplare vorhanden sind, können konvergent gebaute Arten anderer stratigraphischer Reichweite ausgeschlossen werden, und eine Altersstellung im Bereich des Burdigal kann angenommen werden (Bestimmung: Dr. F. STEININGER).

Die Mikrofauna in ihrer Gesamtheit deutet auf vollmarine, nicht zu tiefe Ablagerung, die Planktonkomponente ist untergeordnet. Ungünstige Ablagerungsbedingungen spiegeln sich in der Artenverarmung vieler Proben wieder. In artenreichen Proben sind viele Foraminiferen des unteren Miozäns wiederzufinden. Die Ähnlichkeit mit der Fauna der Michelstettener Schichten ist deutlich. Von stratigraphischem Interesse sind Vertreter der Gattungen *Uvigerina*, *Bolivina*, und *Heterostegina*. Stratigraphisch interessante Vertreter der Gattung *Cibicides* konnten nicht erkannt werden. Es konnte *Uvigerina* sp. PAPP & TURNOVSKY 1964 selten beobachtet werden (586). Damit scheint eine Abgrenzung gegen Schichten mit der vermutlichen Vorläuferform (*Uvigerina gallowayi*) gegeben zu sein. Der Artenkreis um *Bolivina fastigia* wurde mit Vorsicht behandelt. *Bolivina fastigia droogeri* CÍCHA & ZAPLETALOVA konnte mangels an Erfahrung nicht eindeutig identifiziert werden (125, 586, 672). Der Art *Bolivina fastigia* CUSH nahestehende Formen konnten beobachtet werden (672). Die *Heterostegina* (331) wurden nach den Innenmerkmalen bestimmt. Es wurden mehrere Exemplare geschliffen. Soweit der Erhaltungszustand es zuließ, konnte an den meisten Exemplaren ein Ansatz zur Sekundärseptenbildung eindeutig beobachtet werden: *Heterostegina heterostegina* (SILVESTRI). Einzelne Exemplare zeigten deutlich keinen Ansatz zur Sekundärseptenbildung: *Operculina complanta* (DEFRANCE). Das Auftreten von primitiven Typen von *Heterostegina* ist vom Burdigal der Aquitaine und von Norditalien bekannt (PAPP & K. KUPPER 1954). HOTTINGER 1964 findet *Heterostegina heterostegina* (SILVESTRI) in Vorkommen in Nordafrika zusammen mit *Miogyssina cushmani*. Das Vorkommen von primitiven *Heterostegina* bei Würnitz ist eines der wichtigsten stratigraphischen Argumente für eine Einstufung mindestens eines Teils der Ritzendorfer Schichten in das Burdigal s. l.

Es handelt sich um Äquivalente der älteren Sedimentgruppe im Bereich des später zustande gekommenen Wiener Beckens („Schlier“). Der Fund dieser Schichten war zunächst überraschend. Eben weil diese Schichten früher hier unbekannt waren, wurden zunächst die Ablagerungen der Laaer Serie des Korneuburger Beckens und der Bucht von Niederkreuzstetten als scheinbar ältestes, am Flysch transgredierendes Element mit dem Schlier verglichen (scheinbare Verzahnung bei Paasdorf, R. GRILL 1953). Diese Ansicht wurde revidiert (R. GRILL 1959), nachdem T. BUDAY & I. CÍCHA 1956 faunistische Beziehungen des Schlierschichtstoßes zum Unterburdigal der Kleinen Karpaten feststellten. Die Äquivalente der Korneuburger Schichten (Laaer Serie, Karpatische Formation) liegen nach diesen Überlegungen über dem Schlier und sind von diesem durch eine beträchtliche Erosions- und Winkeldiskordanz getrennt. Die gleich

hohe Lagerung in den Bohrungen bei Paasdorf muß durch eine Ausfüllung der jüngeren Sedimente in Erosionsfurchen der älteren Schichtfolge gedeutet werden. Der Vergleich dieser Ablagerungen mit Stratotyplokalitäten wurde diskutiert und statt dessen eine lokale Seriengliederung vorgeschlagen (J. KAPOUNEK, A. PAPP & K. TURNOVSKY 1957). Die Schlierablagerungen werden als „Luschitzer Serie“ bezeichnet und umfassen Äquivalente des oberen Burdigals und des Helvets s. s. Darunter wird in Erosionsresten „Eggenburger Serie“ beobachtet (unteres Burdigal). Über der Luschitzer Serie werden mit dem Einsetzen eines neuen faunistischen Megazyklus und unter dem Erstauftreten der Orbulinen die Ablagerungen als „Laaer Serie“ (Karpatische Formation, Oberhelvet) bezeichnet.

Bewußt wird auf eine genauere Gleichsetzung der Ritzendorfer Schichten mit erbohrten Schichten näher definierten Alters verzichtet. Es ist möglich, daß mehrere in Bohrungen durch Überlagerung unterscheidbare Anteile des „Inneralpinen Schlier“ in dieser Schichtfolge mangels Unterscheidungsmöglichkeit in einen Topf geworfen wurden. Wir befinden uns hier in einem zeitlichen Zustand des Gebirgsbildungsprozesses, in dem lithologische und biologische Funktionselemente sich räumlich und zeitlich mit den heute zur Verfügung stehenden Mitteln nicht kontrollieren lassen. Es gibt kaum echte Leitfossilien für diese relativ kurzen Zeitspannen, die gleichzeitig faziesbrechend sind. Es fehlen regionale Tendenzen in den Verbrackungszyklen, wie etwa im Bereich Badener Serie — Pannon. Wir beobachten in erster Linie vollmarine Faziesbilder mit lokalen bathymetrischen, litoralen, salinaren, pH-Wert und Strömungseinflüssen, flyschoide Erscheinungen, weiters die z. T. rasche Sedimentation mächtiger Sedimente, die durch einen raschen Abbau von Reliefenergie bedingt ist („Schlierbasisschutt“). Andererseits mächtige Schichtpakete mit Überwiegen der feinen Fraktion, die offenbar auch keine lange Sedimentationszeit benötigten („Schiefrige Tonmergel“). Die Kenntnis über die Verarmung der Fauna in der Zeit, wenn keine direkte Verbindung zu den Weltmeeren besteht, muß von Fixpunkten her erarbeitet werden, deren Übereinanderliegen gesichert ist. Die Ergebnisse von tschechoslowakischer Seite auf diesem Gebiet sind eher nicht sehr ermutigend. Es konnten nur vereinzelte Formen gefunden werden, deren Verbreitung im „Oberburdigal“ erlischt (T. BUDAY & CÍCHA 1956 S. 48). Der Einstufung von Kartierungsproben kommen diese Überlegungen noch nicht zugute. Erst wenn faziesbrechende Ansatzpunkte, eventuell sedimentpetrographischer oder geochemischer Natur (SPICKA & ZAPLETALOVA 1956) erarbeitet werden, wird auch eine kartierungsmäßige Gliederung „Unter- und Oberburdigalischer“ Sedimente ohne Spekulation möglich sein.

4. Die „Jüngere transgressive Schichtfolge“

a) Laaer Serie

Der erste faunistische Megazyklus des Neogens (Eggenburger-Luschitzer Serie) endet mit der regional regressiven Verbrackung der *Oncophora*-Schichten. Darüber folgt eine neue Fauneningression, der Beginn des zweiten Neogen-Megazyklus (Laaer Serie-Pannon). Die optimal entwickelte, landfernere Fazies der Laaer Serie war bisher im untersuchten Gebiet nicht

zu finden. Da es sich um eine Hochzone mit landnahen Einflüssen handelt, ist sowohl in jüngeren Teilen der „Älteren transgressiven Schichtfolge“ als auch in der „Jüngeren transgressiven Schichtfolge“ eine Rotalien (Ammonien) Fazies zu erwarten. Weil aber andere als theoretische Anhaltspunkte fehlen, wurden alle Proben mit Rotalienfazies der Laaer Serie zugeordnet. Es konnte ein artenreicher und ein arten- und individuenärmerer Probenkomplex unterschieden werden. Die artenreichen Faunen wurden überwiegend aus einer relativ mergelreichen homogenen Schichtfolge geschlämmt. Teilweise kommt es zum Überwiegen der Robulusarten, meist ist jedoch auch hier *Ammonia beccarii* (L.) die häufigste Form. Untergeordnet, aber typisch sind *Textularien*, *Milioliden*, *Reussella spinulosa*, *Nonion scaphum* und verschiedene Ostracodenarten. Weiters sind Proben mit *Elphidien* (391) und *Characeen* (632) bemerkenswert. Einzig auf Grund des Zusammenkommens mit Proben mit *Ammonia beccarii* wurde auch eine Diatomeenschieferführende Schichtfolge bei Mollmannsdorf zu dieser Serie gerechnet (7). Die Erhaltbarkeit von Kieselorganismen hat geochemische Ursachen. Normales Meerwasser würde auf Grund seines pH-Wertes Kieselorganismenreste auflösen (G. V. BRELIE 1956). In einzelnen Proben waren außerdem lagig gebildete Gipskristalle und Bitumenspuren auffallend. In plattigen Kalklagen waren gut erhaltene Baumpollen neben Hystrichosphaeriden anzutreffen (Präparation: A. BACHMANN). Die reichlich in Diatomeenschiefer enthaltenen Silicoflagelliden scheinen ein für nähere Bearbeitung dankbares Material zu sein. Speziell scheint ein Artenvergleich mit Diatomeenschiefen der „Schiefrigen Tonmergel“ interessant.

Der zweite Probenkomplex, in dem individuen- und artenärmere Proben vorkommen, ist eine weniger homogene z. T. bunte, sandreiche Schichtfolge, in der sich die typischen Makrofossil-Fundpunkte des Korneuburger Beckens und der Bucht von Nieder-Kreuzstetten befinden, wie sie wiederholt beschrieben wurde (R. GRILL 1953).

b) Badener Serie

Die Ablagerungen nördlich und westlich von Enzesfeld, die teils dem Bisamberggrücken angelagert, teils als spindelförmiger Körper leicht abgesenkt sind, sind bereits im Detail durch genaueste Kartierungen und Schurfbohrungen bekannt (R. GRILL 1954). Es handelt sich um die „Zone mit *Rotalia beccarii* und *Neritina picta*“. Im Bereich um Großrußbach sind Reste von Schotterablagerungen zu finden, die von R. GRILL 1953 in Zusammenhang mit den „Bannholzschottern“ der Bucht von Niederleis gebracht werden. Neben Lagen, in denen Restschotterbestandteile überwiegen (z. B. 800 m NW-Hornsbürg) und deren äußerliche Ähnlichkeit mit jüngeren Schottern auffallend ist, sind in anderen Bereichen wieder Komponenten aus der Flysch- und Waschbergzone in Form grobgerollter, großer Strandgerölle vorherrschend.

c) Sarmat

Östlich des Bisambergbruches ergeben Sande, kalkreiche Tonmergel und Sandkalke des Obersarmat (R. GRILL 1953) eine gut aufgeschlossene, größtenteils ackerbaulich bewirtschaftete Hügellandschaft. Der scharfe, im Bewuchs und in der Morphologie bestehende Gegensatz zwischen Flysch

und Sarmat zeichnet den Bisambergbruch in eindrucksvoller Weise. Lokal sind auch Reste von marinen Schottern des Sarmat auf Flyschuntergrund zu beobachten sowie Hinweise für flyschuntiefe Positionen östlich des Hauptbruches zu finden (62, 379). Weiters sieht man zirka 600 m nordnord-östlich von Pföding im Luftbild eine lineare nordnordwestlich gerichtete Struktur, in der sich eine Flyschstörung durch geringmächtige Sarmatbedeckung östlich des Hauptbruches durchpaust.

Aus der abgedeckten Kartenskizze hervorgehende tektonische Überlegungen

(Siehe Tafel 2)

Der Bisambergzug nördlich der Tradenberg-Überschiebung besteht in erster Linie aus drei großen Faltenstrukturen: im Süden und im Norden Antiklinalen und in der Mitte eine („zerrissene“) Synklinale. Die Achse der südlichen Antiklinale streicht bei Stetten in annähernd ostwestliche Richtung. Als tiefstes Schichtglied ist der „Untere Cocolithenschiefer“ aufgeschlossen. Südlich davon ist nach dem unteren Sandsteinhorizont der „Mittlere Cocolithenschiefer“ nachgewiesen (193). Südlich davon sind Sandsteinaufschlüsse des Dobelberges („Oberer Sandsteinhorizont“) vom Oberen Cocolithenschiefer zwischen Flandorf und Königsbrunn überlagert (251, 252). Nördlich der Antiklinalachse bei Stetten tauchen der Untere Sandsteinhorizont und der Mittlere Cocolithenschiefer (111) nach Norden ab und gehen in den Bereich der „Zerrissenen Synklinale“ über. Die Achse der „Zerrissenen Synklinale“ wird durch ein nordnordwestlich gerichtetes Querstörungssystem viermal nach vorne verschoben und ist in den zwischen den einzelnen Teilstörungen sichtbaren lamellenförmigen Bereichen in verschiedenen Höhenpositionen aufgeschlossen. Bei Manhartsbrunn kernt die Synklinale mit dem Mittleren Cocolithenschiefer, dessen jüngerer Abschnitt vom älteren Abschnitt südlich und nördlich der Kernachse abgelöst wird. Darunter folgt auf der nördlichen und südlichen Seite der untere Sandsteinhorizont. Bei Kleinrötz wird erstmalig eine mitgefaltete Repetition von Mittlerem Cocolithenschiefer und Unterem Sandsteinhorizont sichtbar. Östlich von Mollmannsdorf wird durch ein älteres Querstörungssystem die Schichtfolge auf weite Bereiche bis zum Oberen Cocolithenschiefer abgesenkt. Südlich Würnitz ist ein Keil zwischen zwei Querstörungen erhalten, der den Nord-Schenkel der Synklinale mit der Repetition des Mittleren Cocolithenschiefers zeigt. Östlich davon befindet sich eine schmale Querstörungslamelle, in der keine Anhaltspunkte für Bezugshorizonte gefunden werden konnten. Sie konnte daher nicht abgedeckt gezeichnet werden. Die nächste östliche Querstörungslamelle zieht etwa vom oberen Ende des Minichgrabens bei Schleimbach bis zum Süd-Ende von Großrußbach und zeigt die Schichtfolge wieder in einer tiefgesunkenen Position. Der Kern (nördlich Oberende Minichgraben) besteht aus Oberem Cocolithenschiefer. Nördlich und südlich davon ist Oberer Sandsteinhorizont zu finden, nördlich dessen beim Anfang des Kreuttales Mittlerer Cocolithenschiefer, der vom Unteren Sandsteinhorizont unterlagert, zutage kommt. Dieser wird seinerseits wieder tektonisch repetiert, vom Mittleren Cocolithenschiefer und Unteren Sandsteinhorizont unterlagert.

Der Untere Coccolithenschiefer ist darunter nicht zu erkennen, die nächst nördlicheren Aufschlüsse sind bereits die Oberkreidesedimente des nördlichen Antiklinalkerns. Östlich dieser Lamelle befinden wir uns in einem von weiteren Querelementen ungestörten Bereich. Der Synklinalkern ist der Obere Sandsteinhorizont. Nördlich und südlich desselben sind wieder annähernd ost-west streichende Mittlere Coccolithenschiefer zu finden, die ihrerseits wieder vom Unteren Sandsteinhorizont unterlagert werden. Das Kreuttal ist auf einen weiten Bereich der Störungslinie, an der die Schichtfolge intracutan wiederholt wird, gefolgt. Im Bereich der Luisenmühle schaltet sich Unterer Coccolithenschiefer als tiefstes der oberen Schuppe ein, während die untere Schuppe nur im Westteil durch Mittleren Coccolithenschiefer, als höchstes Schichtglied gekennzeichnet ist. Weiter nördlich werden die Verhältnisse undurchsichtig, weite Bereiche mit Sedimenten in einem tiefgreifenden vorburdigalen Relief mögen eventuell weitere tektonische Komplikationen andeuten (eventuell einen zum Streichen parallelen Aufbruch einer Waschbergzonenlamelle, Punkt 492). Im Übergang zum Kern der Antiklinale von Hornsburg ist wieder der Untere Coccolithenschiefer unbeobachtet geblieben. Im Kern der Antiklinale selbst (im Oberteil des Grabens nordöstlich Weinsteig) ist ein tektonisches Fenster von Waschbergzone mit Michelstettener Schichten aufgeschlossen. Diese Beobachtung zeigt, daß ähnliche Sedimente wie in der Waschbergzone in die den Flysch einengende Tektonik voll mit einbezogen sind. Der Nordschenkel der Hornsburger Antiklinale zeigt nochmals die komplette Schichtfolge auf kurze Distanz und zum Teil mit geringerer (sekundärer?) Mächtigkeit aufgeschlossen, wobei zwischen Oberkreide und Unterem Coccolithenschiefer ein (weiterer?) Sandsteinhorizont zu beobachten ist. Ostnordöstlich Großrußbach taucht nach dem Unteren Sandsteinhorizont der Mittlere Coccolithenschiefer ab, darüber wieder Oberer Sandsteinhorizont, darüber ein weiter Bereich mit mächtigem Coccolithenschiefer.

Durch das „Würnitzer Querstörungssystem“ wird der östliche Teil der „Zerrissenen Synklinal“ um zirka 5 km nach Nordnordwesten versetzt, durch die Lamellen wird die Schichtfolge in verschiedenen Höhenstellungen gezeigt, wobei die Größenordnung der Vertikalkomponente der Verstellung etwa zwischen der Lamelle Oberer Minichgraben — südlich Großrußbach und dem im Osten angrenzenden Bereich um zirka 1000 m anzusetzen ist (siehe Blockbild, Tafel 2). Qualitativ dürfte das „Würnitzer Querstörungssystem“ in der Ernstbrunner Querstörung (R. GRILL 1962) eine Fortsetzung (unter anderen mechanischen Bedingungen) haben. Der Verfasser betrachtet diese beiden Elemente gleichzeitig (savisch) angelegt, die Außenrandstörung bei Ernstbrunn aber durch die altsteirischen Bewegungen überprägt. Die Verlängerung des „Würnitzer Querstörungssystems“ nach Südsüdosten würde eine Linie über Seyring nach Aderklaa ergeben. In Bohrungen bei Seyring deuten besonders große Jungtertiärtiefen auf eine Mobilität des Untergrundes. Bei Aderklaa steht das Vordrängen des Kalkalpenordrandes vielleicht in direkter oder indirekter Beziehung zu dem Störungssystem. Vertikale Verbindungen mit dem Untergrund sind möglicherweise auch mit Lagerstätten in Verbindung zu bringen.

Die letzte, das Bild beeinflussende Tektonik ist die Absenkung am Bisambergbruch. Das Bild wird durch Staffelbrüche beherrscht, die den Hauptbruch begleiten. Im Flyschbereich ist ein Nebenbruch von Nord-Pföding

bis zum Kreuttal Ost-Ende wieder durch die enge Gliederung des Greifensteiner Schichtkomplexes gut zu erfassen. Auffallend ist die langgestreckte, spindelförmige Gestalt. Offenbar dürfte auch der Absenkungsbetrag in der Mitte der Spindel größer sein als an deren Enden. Die mechanischen Bedingungen, die zur Bildung der großen inneralpin-karpatischen Becken mit verdrehter Spindelform führten, scheinen sich im Kleinstbereich zu wiederholen.

Das Alter der tektonischen Erscheinungsformen.

Die große Phase einengender Bewegungen, die Flysch- und Waschbergzone betreffen („Savische Phase“), hat im kartierten Bereich nach Ablagerung der Michelstettener Schichten (Chatt-Aquitane) stattgefunden. Vor Transgression der „Ritzendorfer Schichten“ (Burdigal s. l.) muß Überschiebung (der flyschinternen Schuppen und Flysch auf Michelstettener Schichten), danach Faltung des Gebietes und Hauptaktivität des „Würnitzer Querstörungssystems“ bereits vorbei sein, das tektonische Relief ist weitestgehend durch eine gewaltige Erosionsphase eingeebnet, deren tiefste Ausfurchungen z. T. den tektonisch vorgezeichneten Zonen folgend (z. B. Kreuttal), Platz für die heute noch sichtbaren Reste der ältesten Transgressions-sedimente bieten. Bei Ablagerung der „Schiefrigen Tonmergel“ bei Großrußbach sind Grobdetritus liefernde Bereiche nicht mehr in unmittelbarer Nähe.

Teil 2

Beschreibung der in der generalisierten Aufschlußkarte (Tafel 1) eingezeichneten Beobachtungspunkte

Die auf der generalisierten Aufschlußkarte eingezeichneten Punkte werden hier in fortlaufender Numerierung angeführt. Die angegebenen Koordinaten der Punkte wurden aus der Österreichischen Karte 1:50.000 Blatt 41 Deutsch Wagram herausgenommen (48° nördliche Breite, 16° östlich von Greenwich). Die orographischen Hinweise beziehen sich auf die derzeitigen Geländebeziehungen, die aus der Luftbildserie ÖK 39—41/58 des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen hervorgehen.

7.24'59"/25'11" Weg Mollmannsdorf—Würnitz zirka 700 m nordöstlich Kapelle Mollmannsdorf. Mitte der letzten Süd-Kurve des Weges vor Mollmannsdorfer Graben. Kieselschieferlagen und „Pollenkalke“.

Feinstfraktion: Kieselorganismen nach Bestimmung von A. BACHMANN

- Dictyocha crux* EHR.
- Dictyocha schauinslandi* LEMMERMANN
- Coscinodiscus oculis iridis* EHR.
- Coscinodiscus marginatus* EHR.
- Canopilus hemisphaericus* (EHR.)
- Actinocyclus* flos J. BRUN.
- Raphoneis* sp.
- Melosira* sp.
- Coscinodiscus lineatus* EHR.
- Goniothecium* sp.
- Stephanopyxis* sp.
- Mesocena elliptica* EHR.
- Actinopterychus senarius* (EHR.)
- Navicula* sp.

Foraminiferen:

- h. *Ammonia beccarii* (L.)
+ *Nonion soldanii* (d'ORB)

Einstufung: „Mollmannsdorfer Diatomithorizont“ (Laaer Serie).

26. 24'17''/25'32'' Graben, der 550 m südsüdöstlich Thüringerhof mit ostwestlichen Wiesenstreifen im Wald beginnt. Zirka 150 m nach Wiesenende Graben aufwärts. Im Bach und im Gehängeschutt sind z. T. in Maulwurfshügeln graue Tonmergel aufgeschlossen. Von hier konnte in gutem Erhaltungszustand beobachtet werden.

Nannoplankton:

- sh *Discoaster lodoensis* BRAMLETTE & RIEDEL
sh *Marthasterites tribrachiatus* (BRAMLETTE & RIEDEL) (z. T. stark gekrümmt)
+ *Discoaster* cf. *barbadiensis* (TAN SIN HOK)
s *Discoaster kuepperi* (STRADNER)
+ *Discoaster gemmifer* STRADNER
+ *Discoaster* cf. *mirus* DEFL.
s *Discoaster* cf. *multiradiatus* BRAMLETTE & RIEDEL
s *Discolithus distinctus* BRAMLETTE & SULLIVAN
+ *Coccolithus grandis* BRAMLETTE & RIEDEL
+ *Lopadolithus* sp.
+ *Rhabdosphaera perlonga* DEFL.
+ *Thoracosphaera* sp.

Einstufung: Unterer Teil des „Oberen Coccolithenschiefers“.

27. 24'17''/25'34'' Zirka 10 m unterhalb 26: Aufschluß von schiefrigem Tonmergel, verhärtete lagige Tonbröckchen: relativ große (10 μ) anorganogene Kalkkristalle in Feinstfraktion.

30. 23'32''/25'34'' Im tief eingeschnittenen Graben (beginnt 1000 m südöstlich Kirche Kleinrötz) ist eine Tonmergelfolge aufgeschlossen. Die Probe 30 stammt vom Oberende des Grabens zirka 10 m unterhalb der Verebnungsfläche.

Nannoplankton:

| | |
|--|-----|
| <i>Discoaster salisburgensis</i> STRADNER..... | 26% |
| <i>Discoaster multiradiatus</i> BRAMLETTE & RIEDEL | 13% |
| <i>Discoaster binodosus</i> MARTINI | 10% |
| <i>Discoasteroides megastypus</i> BRAMLETTE & SULLIVAN | 3% |
| <i>Marthasteritidae</i> div. sp. | 48% |

Aufteilung der Marthasteritidae in Arten:

| | |
|--|-----|
| <i>Marthasterites bramlettei</i> BRÖNNIMANN & STRADNER | 13% |
| <i>Marthasterites contortus</i> (STRADNER) „A“ | 27% |
| <i>Marthasterites contortus</i> (STRADNER) „B“ | 54% |
| <i>Marthasterites contortus</i> (STRADNER) „C“ | 6% |

Einstufung: Unterer Teil des „Mittleren Coccolithenschiefers“.

62. 24'21''/27'11'' Ostsüdöstlich Mühlratsberg (Nord-Pföding): im mittleren Bereich des bewaldeten Grabenteils reicht die Feldergrenze im Süden nahe zum Graben. Westlich dieses Bereiches im Graben Auftreten von Tonmergelbröckchen, zuerst im Bachbett als Geröll, später auch im Hang zu finden.

Nannoplankton:

- Marthasterites tribrachiatus* (BRAMLETTE & RIEDEL)
Discoaster salisburgensis STRADNER
Discoaster binodosus MARTINI
Coccolithen div. sp.

Einstufung: Oberer Teil des „Mittleren Coccolithenschiefers“.

81. 23'15''/25'8'' Weg von Gemeindegrenze 500 m westlich Manhartsbrunn nach Westen. Im Weg sind Flyschsandsteinrollstücke zu beobachten. Nach zirka 100 m zeigten Spuren von hellen Tonmergeln eine Sedimentuntiefe an.

Nannoplankton: Siehe Abb. 1 u. 2.

Einstufung: Oberer Teil des „Mittleren Coccolithenschiefers“.

83. 23'17''/24'57'' Derselbe Weg wie 81 mündet im Westen in Feld und Querweg. Unterhalb (W) der Wegmündung befindet sich ein verwachsener Steinbruch. Im Feld zwischen Steinbruch und Weg sind durch Ackern dünnblättrige Tonmergel aufgeschlossen (siehe Abb. 1 u. 2).

Einstufung: Unterer Teil des „Mittleren Coccolithenschiefers“.

84. 23'17''/24'53'' Steinbruch 850 m westlich Manhartsbrunn. Scherfläche 50/70 im südöstlichen Teil des noch aufgeschlossenen Bereiches (homogene Sandsteine). Nach Rutschstriemen: nordöstliche Scholle relativ nordwestwärts bewegt (horizontal). Im Ostteil ist an früherer Abbaukante eine kleine Schichtfolge aufgeschlossen (Siehe Abb. 4).

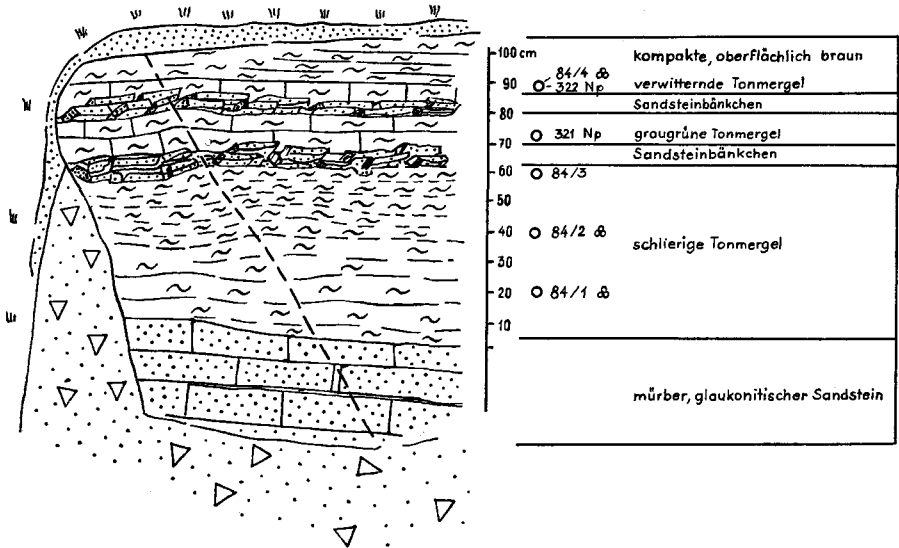


Abb. 4: Aufgeschlossener Teil des Steinbruches 850 m westlich Manhartsbrunn (23'17''/24'53'').

Probe 84/1: Fossilarm s. *Globigerina* sp.

Probe 84/2: Reichliches Vorkommen von planktonischen Foraminiferen. Selten Sandschaler. Bestimmung: H. KOLLMANN

Globigerina triloculinoides PLUMMER

Globigerina varianta SUBBOTINA

Globigerina primitiva FINLAY

Globorotalia (Truncorotalia) aequa CUSHM. & RENZ

Globorotalia (Truncorotalia) pseudomenardii BOLLI

Globorotalia (Truncorotalia) velascoensis occlusa LOEBL. & TAPPAN

Glomospira charoides (JONES & PARKER)

Psammosiphonella sp.

Probe 84/3: Fossilileer.

Probe 84/4: Artenreiche Sandschalerfauna. Bestimmung W. GRÜN

Ammodiscus tenuissimus GÜMBEL

Ammodiscus siliceus (TERQUEM)

Arenobulimina sp.

Dendrophrya robusta GRZYBOWSKI

Dendrophrya cf. latissima GRZYBOWSKI

Glomospira charoides (JONES & PARKER)

Glomospira cordialis (JONES & PARKER)

Psammosiphonella sp.

Rheopax pilulifer BRADY
Rhizammina indivisa BRADY
Rhizammina sp.
Saccammina sp.
Trochamminoides contortus (GRZYBOWSKI)
Trochamminoides cf. *folius* (GRZYBOWSKI)
Trochamminoides variolarius (GRZYBOWSKI)

Einstufung: Unterer Teil des „Mittleren Cocolithenschiefers“.

111. 22'43"/25'10" Straßenkurve zirka 800 m südlich Manhartsbrunn. Zirka 200 m westsüdwestlich davon befindet sich ein gegen Westen aufsteigender Graben. Kurz nach Beginn sind in der Nordflanke Mergelschiefer aufgeschlossen.

Nannoplankton:

Marthasterites contortus (STRADNER)
Discoaster salisburgensis STRADNER
Discoaster cf. *binodosus* MARTINI
Discoaster cf. *mediosus* BRAMLETTE & SULLIVAN
Discoaster multiradiatus BRAMLETTE & RIEDEL
Coccolithen div. sp.

Einstufung: Unterer Teil des „Mittleren Cocolithenschiefers“.

124. 26'52"/25'49" Ostwestlicher Weg nördlich der „Winkfelder“. 650 m östlich Ritzendorf zweigt ein Weg nach Norden ab. (Karte). Zwischen Wegabzweigung und östlich Winklende mündet ein aus Norden kommendes Tal. Kurz nach demselben schneidet sich der Weg in eine kleine Erhebung ein. Im Weg und am Schnitt Wegböschung—Feld ist graugrüner, z. T. sandiger Tonmergel im Verband mit Rollstücken von fossilreichen Kalksandsteinen aufgeschlossen. Die Fossilführung der Mergel ist nicht besonders günstig (schlechte Erhaltung).

125. 26'55"/25'49" In dem in 124 erwähnten Tal zirka 100 m nach Norden. Auf dessen Westhang: in geringer Tiefe ist im Verband mit Kalksandsteinrollstücken mergeliger Sand zu gewinnen. In diesem Material wurde eine artenreiche Fauna mit charakteristischen Elementen gefunden. Dieses Vorkommen ist zwar etwas schwierig wiederzufinden, auf Grund der artenreichen Fauna ist aber dieser Punkt zum Studium derselben empfehlenswert.

Schlammprobe:

Uvigerina gallowayi-uniserialis ?
Bolivina aff. *directa* CUSH.
Bolivina antiqua D'ORB.
Bolivina aff. *hebes* MACFADYEN
Bolivina aff. *fastigia* ssp.
Textularia cf. *acuta* REUSS
Spiroplectammina sp.
Textularia partschi ČŽŽEK
Vulvulina subflabelliformis (HANTKEN)
Marginulina hirsuta (D'ORB.)
Nodosaria div. sp.
Stilostomella div. sp.
Bulimina tuberculata EGGER
Plectofrondicularia sp.
Ellipsoglandulina multicostata (GALL & MORREY)
Martinottiella comunis (D'ORB.)
Trifarina bradyi CUSH.
Vaginulinopsis inversa (COSTA)
Quinqueloculina sp.
Guttulina cominis D'ORB.
Globulina gibba D'ORB.
Polymorphina sp.
Ehrenbergina aff. *bradyi* CUSH.
Bulimina palmerae PARK & BERM.
Bulimina puppoides D'ORB.

Bulimina elegans D'ORB.
Globigerina globularis ROEMER.
Globigerina bulloides D'ORB.
Globigerina cf. *ciperoensis* BOLLII
Globigerina sp. PAPP 1963
Sphaeroidina bulloides D'ORB.
Robulus cultratus MONTF.
Robulus inornatus (D'ORB.)
Elphidium fichtelianum praeformae PAPP
Elphidium cf. *crispum* (L.)
Lenticulina inops (RSS.)
Lenticulina aff. *variabilis* RSS.
Nonion soldanii D'ORB.
Pullenia bulloides (D'ORB.)
Cibicides boueanus (D'ORB.)
Cibicides dutemplei (D'ORB.)
Cibicides aff. *prominens* (RSS.)
Cibicides lobatulus (WALK & JAKOB)
Cibicides ungerianus (D'ORB.)
Planulina wuellerstorfi (SCHWAGER)
Siphonina reticulata (ČŽŽEK)
Gyroidina soldanii (D'ORB.)
Valvulineria aff. *complanata* (CUSH.)
 Crinoiden div. Formgruppen
 Bryozoen div. sp.

Einstufung: „Ritzendorfer Schichten“ Burdigal.

133. 26'40"/28'5" Weg südöstlich Luisenmühle (Nord Brücke Kote 201). Zwischen Rußbach und ehemaligem Steinbruchbereich durch Wegbau Aufschluß von chondriten-führendem Tonmergel. Dazwischen flyschoide Sandsteinlamellen.

Nannoplankton:

Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA
Micula sp.
Rhabdolithus turrisseiffeli (DEFL.)
Microhabdulus decoratus DEFL.

Einstufung: Maastricht oder jünger. In der Nähe Funde vereinzelter Dan-Alt-paläozän Nannofossilien (Probe 592).

188. 21'52"/23'48" Der Fußballplatz Stetten ist im NW-Hang des Stetterberges z. T. tief eingeschnitten. Die Böschung schließt eine Schichtfolge von graugrünen, z. T. rötlichen Tonmergel auf. Dazwischen Quarzite und dünne Sandsteinlagen mit Fliesstrukturen. Hier ist der „Untere Coccolithenschiefer“ gut aufgeschlossen und leicht zu beproben.

Nannoplankton:

Fasciculithus involutus BRAMLETTE & SULLIVAN
Heliolithus riedeli BRAMLETTE & SULLIVAN
Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA
Coccolithus helis (STRADNER)

Schlammprobe:

Sandschaler nach W. GRÜN
Trochamminoides sp. div. var.
Trochamminoides variolarius (GRZYBOWSKI)
Trochamminoides contortus (GRZYBOWSKI)
Trochammina sp.

Einstufung: Unterer Coccolithenschiefer.

189. 21'47"/23'49" Steinbruch Stetterberg: Einfallen der Schichten zirka 200/40. Der Steinbruch ist in ostwestlicher Richtung angelegt. Der Nordteil besteht aus Terrassen; hier war offenbar kein abbauwürdiges Sandsteinmaterial vorhanden (Unterer Coccolithenschiefer). Die jetzt noch z. T. aufgeschlossene Südwand zeigt Wechsellagerung von z. T. mächtigeren Sandsteinbänken mit Tonschiefern. Aus dem aufgeschlossenen Bereich

stammen Proben, die W. GRÜN dem Verfasser liebenswürdigerweise zur Verfügung gestellt hat.

Probe GRÜN B 85:

Glomospira charoides (JONES & PARKER)
Glomospira irregularis (GRZYBOWSKI)
Glomospirella gaultina (BERTHELIN)
Haplophragmium sp.
Rheophax splendidus (GRZYBOWSKI)
Psammosiphonella cylindrica (GLAESSNER)
Recurvoides sp.
Rhizammia indivisa BRADY
Rzehakina epigona (RZEHAČ)
Saccammia sp.
Trochamminoides irregularis (WHITE)

193. 21°40' / 24°15' Straßenkreuzung östlich Stetten (Kote 218). 250 m nördlich der Kreuzung mündet ein westöstlich führender Feldweg in einen südnördlich führenden Feldweg. In dieser Position sind in den Äckern und im Wegeinschnitt Spuren hell verwitternder Tonmergel zu finden.

Nannoplankton:

Marthasterites contortus (STRADNER) „A“, „B“, „C“.
Marthasterites tribrachiatus (BRAMLETTE & RIEDEL) „A“
Discoaster ? *barbadiensis-salisburgensis*
Discoaster mirus DEFL.
Discolithus planus BRAMLETTE & SULLIVAN
Coccolithen div. sp.

Einstufung: Unterer Teil des „Mittleren Coccolithenschiefers“.

200. 20°17' / 23°53' Südhang des Kronawetberges zirka 500 m, östlich Klein-Engersdorf.

Nannoplankton:

+ *Lucianorhodus cayeuxi* DEFL.
h *Coccolithus* cf. *pelagicus* (WALLISCH)
s *Braarrudosphaera* sp.
+ *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA
+ *Rhabdolithus turrisseiffeli* DEFL.

Einstufung: Kahlenberger Schichten.

251. 21°03' / 23°50' 1000 m westnordwestlich Kirche Königsbrunn. Gemeindegrenze zirka 50 m nördlich Südende der Böschung zwischen Feldern, deren Längsrichtung unten westnordwestlich und oben nordöstlich ist. Dünne Sandsteinlagen zwischen Mergelschiefern.

Nannoplankton:

h *Discoaster lodoensis* BRAMLETTE & RIEDEL
sh *Marthasterites tribrachiatus* (BRAMLETTE & RIEDEL)
+ *Discoaster mirus* DEFL.
+ *Discoasteroides kuepperi* (STRADNER)
s *Discoaster gemmifer* STRADNER
s *Lucianorhodus cayeuxi* DEFL.
s *Chiphragmalithus* sp.
+ *Coccolithus crassus* BRAMLETTE & SULLIVAN

Einstufung: Unterer Teil des „Oberen Coccolithenschiefers“.

252. 20°57' / 23°43' Tälchen Tradenberg nach WNW, zirka 250 m WNW Tradenberg scheidet sich ein Weg in den Nordhang ein und schließt eine hell verwitternde Flyschmergelschieferfolge auf.

321. 322: Position der Proben siehe Textabb. 4 ... S. Fossilinhalt auf Abb. I und 2.

331. 25°43' / 25°40' Würnitz, „Schubertbrunnen“ 180 m ostsüdöstlich Kirche. Oberhalb des Brunnens zweigt ein Weg nach S ab („Kuntgasse“). Am Südosthang bei der

Abzweigung wurde eine Lichtsäule versetzt und dabei anstehendes Gestein und Aushubmaterial angesehen. Der obere Bereich: Verwittertes, sandiges Sediment, von heller bis graugrüner Farbe. Darin bis kopfgroße Flyschgerölle, z. T. mit Pholadenspuren, daneben nicht selten z. T. größere Gerölle von schwarzem Hornstein. Bei zirka 1 m Tiefe: stark verwitterter Sand bis Kalksandstein. Fossilien sind nie vollständig erhalten: Bryozoenbruchstücke, Bruchstücke von größeren Pectinidenarten. Unterhalb des Lichtmastes und in der Hangböschung SE davon: Vorkommen von Pectinidenkalksandstein und kalkreichen mikrofossilführenden Sanden. An Pectiniden konnten von F. STEININGER folgende Arten bestimmt werden:

- 1 *Pecten* aff. *hornensis* (DEP. & ROM.)
- 1 *Flabellipecten* aff. *burdigalensis* (LAM.)
- 1 *Chlamys macrotis* (SOW.)
- 3 *Chlamys submalvinæ* (BLANKERHORN)
- + *Chlamys scabrella hungarica* MEZNERIC

Genau am SE-Zusammentreffen der beiden beschriebenen Wege ist ein Kanalgraben beprobbar gewesen (Ende 1964 zugeschüttet). Diese Stelle ist durch das Auftreten von Großforaminiferen (*Heterostegina*) ausgezeichnet:

Schlammprobe:

- Globigerina bulloides* (D'ORB.)
- Globigerina globularis* ROEMER
- Globulina gibba* D'ORB.
- Globulina granulosa* (EGGER)
- Globulina striata* (EGGER)
- Guttulina comunis* D'ORB.
- Guttulina* cf. *elongata* KARRER
- Reussella spinulosa* (REUSS)
- Textularia acuta* REUSS
- Spiroplectammina deperdita* (D'ORB.)
- Stilostomella* sp.
- Vulvulina subflabelliformis* (HANTKEN)
- Fronicularia* sp.
- Nodosaria* div. sp.
- Robulus cultratus* MONTE.
- Robulus inornatus* (D'ORB.)
- Nonion scaphum* (FICHTEL & MOLL)
- Nonion soldanii* D'ORB.
- Elphidium crispum* L.
- Elphidium fichtelianum praeformae* PAPP
- Elphidium* aff. *flexuosum* (D'ORB.)
- Ammonia beccarii* (L.)
- Cibicides dutemplei* (D'ORB.)
- Cibicides* aff. *prominens* RSS.
- Gyroldina* sp.
- Ostracoda div. sp., Seeigelstacheln

Grobfraktion:

- Pectinidensplitter*
- h Bryozoen div. sp.†
- + *Heterostegina heterostegina heterostegina* (SILVESTRI)
- s *Operculina complanata* (DEFRANCE)

Einstufung: „Ritzendorfer Schichten“. Burdigal.

348. 26°08'/'27°31' Wegweiser 1100 m NE-Glockenberg. Kote 365. Der von hier nach SSE abzweigende Weg trifft nach zirka 80 m einen E-wärts führenden Graben. Zirka 100 m nach Beginn desselben stehen in der Böschung graugrüne Mergelschiefer an.

Nannoplankton: siehe auch Faziesbild Tafel 6 Bild 1

- s *Marthasterites bramlettei* BRÖNNIMANN & STRADNER
- s *Marthasterites contortus* (STRADNER)
- h *Discoaster multiradiatus* BRAMLETTE & RIEDEL
- s *Discoasteroides megastypus* BRAMLETTE & SULLIVAN
- h *Discoaster salisburgensis* STRADNER
- + *Discoaster binodusus* MARTINI

- s *Discoaster* cf. *gemmeus* STRADNER
+ *Micula* sp.

Einstufung: Unterer Teil des „Mittleren Cocolithenschiefers“.

356. 26'34"/27'50" Hausneubau SW-Luisenmühle. Tiefer Brunnenneubau. Im Aushub: Chondritenführende, z. T. harte Kalkmergel, daneben bunte Schiefer und Kalksandsteine.

Nannoplankton:

- Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA
Braarudosphaera sp.
Coccolithus cf. *pelagicus* (WALLISCH)
? *Fasciculithus involutus* BRAMLETTE & SULLIVAN

Einstufung: Zusammenhang mit Proben N-Luisenmühle (592) angenommen: „Unterer Cocolithenschiefer“.

376. 25'30"/27'06": Siehe Faziesbild Tafel 7 Bild 2.

379. 25'29"/27'37" Weg Schleimbach—Glockenberg, bei Höhenlinie 260. Luftbild: Weggabelung. Zirka 40 m vor dieser, oberhalb von offenbar anstehendem Flysch, sind Spuren von transgressiven marinen Schichten zu finden. Darin: länglich gerollte Flyschkomponenten. Nannoplanktonprobe aus Flyschschieferbröckchen.

Nannoplankton:

- h *Discoaster lodoensis* BRAMLETTE & RIEDEL
h *Discoaster multiradiatus* BRAMLETTE & RIEDEL
h *Marthasterites tribrachiatus* (BRAMLETTE & RIEDEL)

Schlammprobe:

- sandiger Tonmergel.
h *Ammonia beccarii* (L.)
h *Elphidium antoninum* (D'ORB.)
s *Triloculina* sp.
+ *Ostracoden* div. sp.

Einstufung: Sarmat, Mergelbröckchen aus dem „Oberen Cocolithenschiefer“.

385. 24'06"/26'30" Weg Kreuzung 300 m N-Pföding. Am Weg, der von hier nach NNW weiterführt, befindet sich zirka 25 m nach der Kreuzung ein meßbarer Mergelaufschluß (220/15). Nannoplanktonprobe unter brauner Mergelschieferlage lieferte eine der besterhaltensten und reichlichsten Nannoplanktonfloren. Siehe Faziesbild (Tafel 8 Bild 2).

391. 25'42"/23'44" Bahnviadukt 500 m WNW-Scharreiterberg. Kurz W-davon sind auf steilem Weg und im benachbarten Acker Tonmergel aufgeschlossen. Farbe: grau bis grauweiß.

Schlammprobe:

- Ammonia beccarii* (L.)
Elphidium listeri (D'ORB.)
Elphidium ungeri (RSS.)
Elphidium minutum (RSS.)
Reussella spinolosa (RSS.)
Bulimina elongata D'ORB.
Nonion granosum (D'ORB.)
Cyclamina sp.
Eponides boueanus (D'ORB.)

Einstufung: Fossilreicher Bereich der Laaer Serie.

400. 24'05"/25'31" Graben N-Donaubrunn, zirka 250 m NW des Weges auf Gemeindegrenze.

Nannoplankton:

- h *Marthasterites tribrachiatus* (BRAMLETTE & RIEDEL) „A“
+ *Discoaster salisburgensis* (STRADNER)

- + *Discoaster binodosus* MARTINI
Coccolithen div. sp.

Einstufung: Oberer Teil des „Mittleren Coccolithenschiefers“.

424. 24'29''/25'01'' Mollmannsdorf, Weg nach Osten. Zirka 250 m ENE—Kirche Mollmannsdorf. Der Weg schneidet sich in schlierige, braunblau gefleckte Tonmergel mit reichlich Rollstücken von Flysch, aber auch flyschfremdem Material (Hornstein) ein. Bei Erreichen der Verebnung: Sandlage mit Fossilien (*Ostrea* sp.).

461. 29'20''/24'54'' Großrußbach. Straße nach Hipple. Wegkreuz zirka 200 m nördlich N-Ende von Großrußbach. Der S-Hang zirka 500 m NW von hier ist in Terrassen zerschnitten. Die Probe 461 stammt vom westlichen Beginn der obersten Terrasse (Hanganschnitt). Homogene hellgraue Tonmergel. Aufgrabung um Verunreinigung durch überlagerndes Schottermaterial zu vermeiden. Zum Verband mit den beprobten Tonmergeln dürften jedoch plattige Kalktonmergelbänkchen mit Fischschuppen gehören.

Schlammprobe:

besonders gute Fossilführung in Grob- und Mittelfraktion.

- + *Textularia* sp.
- + *Nodosaria* div. sp.
- + *Robulus inornatus* (D'ORB.)
- + *Robulus cultratus* (MONTF.)
 - s *Sphaeroidina bulloides* (D'ORB.)
 - s *Uvigerina hantkeni* (CUSHM. & EDW.)
 - s *Stilostomella verneulii* (D'ORB.)
 - s *Eponides haidingeri* (BRADY non D'ORB.)
- + *Cibicides* cf. *ungerianus* (D'ORB.)
 - s *Cibicides dutemplei* (D'ORB.)
 - s *Cassidulina crasse* D'ORB.
- + *Planulina wuellerstorfi* (SCHW.)
 - s *Elphidium* cf. *crispum* (L.)
 - s *Elphidium flexuosum subtypicum* PAPP
- Crinoiden div. Formtypen (identisch mit denen der Probe 125)
- Bryozoen

Einstufung: Es sind deutliche Elemente des Ritzendorfer Faunenbildes vertreten.

488. 27'37''/25'25'' Graben östlich Weinsteig. Der aus südöstlicher Richtung kommende Grabenteil wird zirka 1300 m E Weinsteig von einem Feldweg überquert. E-davon befindet sich ein Feld in Bachrichtung. In dieser Position sind im Bachbett meßbar (300/40) aufgeschlossenen: Wechsellagerung blaugrauer Tonmergel, Sandsteinbänke, z. T. Mürlsandstein, Lagen mit convolute bedding. Im unteren Mergelbereich keine Kalkfeinstfraktion, zirka 1 m unter Mürlsandsteinbank.

Nannoplankton: höhere Oberkreide mit *Arkhangelskiella cymbiformis*.

492. 27'02''/26'09'' Weg „Winkl“ bei Ritzendorf nach NW. Zirka 80 m vor Kreuzung mit Weg bei Höhenlinie 300; Im Verband mit abgerundeten Flyschblöcken sind ockergelbe Tonmergel im Hohlweganschnitt aufzugraben.

Schlammprobe:

reichliche Fossilführung, dünnschalige Formen, z. T. nur Steinkerne erhalten.

- h *Spiralis* sp. (*Pteropoda*)
- h *Cancris auriculus* F. & M.
- s *Gyroidina soldanii* (D'ORB.)
- s *Siphonina reticulata* (CZJZEK)
- s *Stilostomella* sp.
- s *Spiroplectamina* sp.
- + *Cibicides dutemplei* (D'ORB.)
 - s *Cibicides lobatulus* (WALKER & JACOB)
 - s *Quinqueloculina* sp.
 - s *Robulus* sp.
- sh *Bulimina* aff. *puppoides* D'ORB.
- + *Chilostomella oviformis* (SHERB & CHAP.)
- + *Virgulina pertusa* (RSS.)

Einstufung: Buliminen-Pteropodenfazies. Die Fauna hat eine Ähnlichkeit mit bestimmten Faunen aus oligozänen Schichten der Steinitzer Deckenserie (pers. Mitteilung Prof. PAPP). Die Probe fällt aus dem Rahmen der in den „Ritzendorfer Schichten“ üblichen Faunenbilder.

504. 27'55"/25'33" Graben SW-Haberfeld. Zirka 80 m SE des Weges, der einen Bogen um den Grabenanfang beschreibt, am Anfang des bewaldeten Grabenteilstückes befindet sich eine Bachstufe mit einer Quelle. Zirka 20 m unterhalb derselben sind hellgrüngraue Tonmergel aufgeschlossen:

Schlammprobe:

Marginulina hirsuta D'ORB.
Nodosaria acuminata HANTK.
Vulvulina subflabelliformis (HANTK.)
Lagenodosaria sp.
Lagena asperoides GALL & MURREY
Lagena sp.
Bulimina puppoides D'ORB.
Robulus cf. *cultratus* (MONTF.)
Robulus cf. *baconicus* (HANTK.)
Robulus sp.
Planularia venezuelana HEDB.
Gyroidina soldanii (D'ORB.)
 ?*Rotorbinella* sp.
Planulina willerstorfi (SCHW.)
Cibicides dutemplei (D'ORB.)
Siphonina reticulata (CZJZEK)
Cibicides floridanus (CUSH.)
Cibicides ungerianus (D'ORB.)
 „*Bathysiphon taurinensis* SACCO“
Valvulineria complanata (D'ORB.)
Globigerina cf. *bulloides* D'ORB.
Otolithen, Fischreste, Bryozoen

Einstufung: Michelstettener Schichten.

505. 27'53"/25'29" Derselbe Graben wie 504. Kurz nachdem ein aus N-kommender Seitengraben, in dem auch die gleichen hellen Tonmergel wie zuvor aufgeschlossen sind, mündet, werden die Aufschlußverhältnisse ungünstig. Die Tonmergel sind nicht mehr zu beobachten, wohl aber Rollstücke, z. T. große Blöcke eines „harten, verkieselten Sandsteins (566)“. Daneben Flyschrollstücke mit Bohrlöchern von Pholaden.

506. 27'49"/25'25" Derselbe Graben wie 504. Mittelteil. Ein aus N-kommender Weg führt in die Nähe des Grabens. In dieser Position: Erstes Auftreten von Aufschlüssen dunkelblaugrauer, z. T. mürber Sandsteine zwischen mächtigen Tonmergellagen. Unabhängig von dieser z. T. meßbar anstehenden Schichtfolge wieder große Blöcke und Rollstücke des „harten, verkieselten Sandsteins (566)“.

Nannoplankton: siehe auch Faziesbild Tafel 5 Bild 1 u. 2

Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA
Deflandrella intercisa BRAMLETTE & MARTINI
Microrhabdulus decoratus DEFL.
Micula staurophora (VEKSHINA)
Rhombaster sp.
Lucianorhabdus sp.
Zygrhablithus turriseiffeli DEFL.
Coccolithen div. sp.

Einstufung: Maastricht.

508. 27'43"/25'20" Derselbe Graben wie 504. Bereich oberhalb der Mündung des Seitengrabens aus ESE. Schichtfolge aus verwitterten Sandsteinen mit Pflanzenhächseln und Tonbröckchen, dazwischen Mergelschiefer, fällt 150/50, 160/50 ein. Keine biogene Feinstfraktion. Immer wieder sind Flyschrollstücke mit Pholadenspuren auffällig. Riesenblöcke des „Verkieselten Sandsteins (566)“, die im Bachbett auftauchen, scheinen in die Flyschschichtfolge nicht primär mit einbezogen gewesen zu sein.

510. 27'43''/24'59'' Graben E-Brücke nördlich Weinsteig (unterer Teil des Grabens, der bei 504 beschrieben wurde). Quadratischer Baumbestand im Talgrund. N-davon sind zwei sich N—S erstreckende Felder durch eine Böschung getrennt. Im unteren Feld am Böschungsfuß sind Aufschlüsse und Lesesteine jungtertiärer Ablagerungen zu beobachten: gerollte Blöcke bis 50 cm aus Flyschmaterial, Bohrmuschelschalen, fossilführende Sande und Sandkalkle. Fundpunkt von Pectiniden. Besonders: *Chlamys gigas* SCHLOTH. Es konnten bisher trotz Freilegung mehrerer Quadratmeter Sediment zusammen mit Dr. F. STEININGER nur Bruchstücke gefunden werden. Diese genügen jedoch, um konvergent gebaute Formen mit anderer stratigraphischer Aussage ausschließen zu können (Bestimmung Dr. F. STEININGER). Aragonitschalige Mollusken dieses Beobachtungspunktes sind ungünstig erhalten. In der weiteren Umgebung sind hauptsächlich Flysch-aufschlußspuren zu beobachten. Der Punkt 510 ist relativ isoliert und scheint eine Plombe in einem älteren Relief zu sein. Auf der Südflanke des Tälchens scheint das Jungtertiär weiter ausgebreitet zu sein.

Schlammprobe: günstige Fossilführung trotz sandigem Material.

- Martinottiella comunis* (D'ORB.)
- Textularia laevigata* D'ORB.
- Spiroplectammia* cf. *deperdita* (D'ORB.)
- Plectofrondicularia* sp.
- Marginulina* cf. *pedum* D'ORB.
- Dentalina inornata* D'ORB.
- Stilostomella verneulii* (D'ORB.)
- Vaginulinopsis inversa carinata* SILV.
- Nodosaria* cf. *spinicosta* HANTKEN
- Polymorphina* sp.
- Reussella spinulosa* (RSS.)
- Bulimina elongata* D'ORB.
- Robulus cultratus* MONTEF.
- Lenticulina* sp.
- Nonion scaphum* FICHT & MOLL
- Nonion soldanii* (D'ORB.)
- Pullenia bulloides* (D'ORB.)
- Nonion tuberculatum* (D'ORB.)
- Elphidium fichtelianum* (D'ORB.)
- Elphidium crispum* (L.)
- Elphidium* cf. *subcarinatum* (EGGER)
- Globigerina globularis* ROEMER
- Asterigerina planorbis* D'ORB.
- Ceratobulimina haueri* (D'ORB.)
- Cibicides prominens* (RSS.)
- Planulina wüllerstorfi* (SCHW.)
- Eponides haidingeri* (BRADY non D'ORB.)
- Eponides* cf. *schreibersi* (D'ORB.)
- Eponides* cf. *regularis* (KARRER)
- Cibicides lobatulus* (WALK & JONES)
- Cibicides boueanus* (D'ORB.)
- Ostracoden* div. sp. (zirka 4 Arten)

Einstufung: „Ritzendorfer Schichten“. Faunistische Elemente des „1. Megazyklus“ des Jungtertiärs (*Chlamys gigas*).

516. 28'11''/25'09'' Großrußbach, südlicher Ortsteil. Von hier führt Weg über Haberfeld nach Hornsburg durch einen stark eingetieften Graben. Der Weg wurde neu gerichtet und lieferte günstige Aufschlüsse. Im Oberteil des Grabens, oberhalb Wegabzweigung nach S: Greifensteiner Sandstein fällt mit bunten Tonmergellagen ohne Kalkfeinstfraktion 165/80. Bei Wegabzweigung nach Süden befindet sich auf der Südseite des Grabens ein Rutschgelände. Bunte Mergelschiefer sind im Weegenschnitt zu gewinnen. Dazwischen dünnplattige Sandsteine mit convolute bedding und Chondriten.

Nannoplankton: sehr günstige Fossilführung.

- h *Fasciculitus involutus* BRAMLETTE & SULLIVAN
- t *Thoracosphaera* sp.
- + *Arkhangelskiella* sp.

Einstufung: „Unterer Coccolithenschiefer“.

520. 28'15"/25'09" Bergrücken nördlich 517, Nordseite. Auf halber Höhe sind am Waldrand Lesesteinhaufen eines weichen, biotithältigen, feinsandigen Gesteins von hellgrauer Farbe und geringem Gewicht zu beobachten. In der Feinstfraktion sind Glas-trümmer neben Spuren biogener Kieselsubstanz zu finden. Dieses Gestein wird als Glas-tuffit gedeutet.

535. 29'21"/26'16" Tal vom N-Ende Oberkreuzstetten nach WNW. Waldgrenze bei Hipplinger Heide. Entlang der Waldgrenze führt ein Weg nach S. Auf diesem zirka 120 m S-Talgrund treten hellverwitternde Flyschtonmergel auf.

Nannoplankton (siehe auch Faziesbild Tafel 8/1):

- h *Discoaster lodoensis* BRAMLETTE & RIEDEL
- + *Discoaster* cf. *sublodoensis* BRAMLETTE & SULLIVAN
- h *Discoaster mirus* DEFL.
- h *Discoaster deflandrei* BRAMLETTE & RIEDEL
- h *Coccolithites gammation* BRAMLETTE & SULLIVAN

Einstufung: Oberer Teil des „Oberen Coccolithenschiefers“.

560. 28'05"/26'05" W-E-Weg südlich Kote Habersfeld mündet in einen von der Straßenkurve NW Hornsburg kommenden Weg. Zirka 50—100 m westlich der Ein-mündung sind im Weg Spuren flyschfremder Sedimente aufgeschlossen und durch Auf-treten von Fossilspittern gekennzeichnet.

Schlammprobe: Erhaltung und Artenbestand ähnlich 504; besonders bemerkenswert:

- Uvigerina gallowayi* CUSH.
- Uvigerina farinosa* HANTK.
- Bolivina* aff. *fastigia* CUSH.
- Bulimina palmerae* PARK. & BERM.

Einstufung: Michelstettener Schichten.

566. 27'29"/25'15" Hohlweg E-Weinsteig. Im Bereich des Weges vor Eintritt in den Wald, SE dieses Bereiches, weiters beim Waldvorsprung 300 m S des Weges („Gsteinert“): Auftreten riesiger, bis 3 m großer Blöcke eines harten, verkieselten Sandsteins. Die Blöcke haben unregelmäßige Umrißform, Klüfte treten als noch verwitterungsresistentere Partien hervor. Das Auftreten dieser Blöcke ist nicht in die Flyschlagerung einzubeziehen (siehe 508). Beim Anschnitt eines Handstückes mit einer Diamantsäge erwies sich das Material als äußerst zäh. Es wird eine wolkige Imprägnation von jungtertiären Sanden mit Kieselsäure vermutet. Das Vorkommen scheint an lokale Verhältnisse gebunden zu sein. Eventuell spielt die Kreuzung des Aufbruches von Michelstettener Schichten (504) mit dem Würnitzer Querstörungssystem eine Rolle. Altersmäßig wird ein Zusammen-hang mit der älteren transgressiven Schichtfolge vermutet. Verkieselungserscheinungen sind aber nicht an ein Alter gebunden (Funde verkieselter Hölzer sowohl im „Schiefri-gen Tonmergel“ bei Hipplinger als auch in den „Korneuburger Schichten“ bei Obergänserndorf und Kleinebersdorf).

592. 26'51"/27'42" Kreuttalbrücke bei Luisenmühle Kote 201. Nördlich der Brücke zweigt ein Weg nach NNW ab und führt zirka 250 m durch eine Schichtfolge, in der graugrüne, z. T. bunte Mergelschiefer überwiegen. Daneben Mürbsandsteinbänke, z. T. Kalksandsteinbänke mit convolute bedding. Probe: stammt aus Wegaufschluß zirka 80 m NNW der Wiese (Karte!), an der der Weg vorbeiführt.

Nannoplankton: u. a.: *Coccolithus danicus* BROTZEN.

Einstufung: „Unterer Coccolithenschiefer“.

632. 27'01"/25'01" Weg Ritzenhof—Großrußbach. Zirka 500 m NW-Ritzenhof schneidet sich der Weg in eine mergelige Schichtfolge ein. Im Acker W des Wegeinschnittes sind graugrüne Tonmergel aufgegraben worden.

Schlammprobe:

- + *Reussella spinulosa* (Rss.)
- s *Elphidium* cf. *ungeri* (Rss.)

sh *Ammonia beccarii* (L.) z. T. flachgedruckte bis geradezu unkenntliche, große Exemplare

- + Characeen
- + Ostracoden
- a umgelagerte Flyschsandschaler.

Einstufung: Tonmergelreicher, reichlich fossilführender Horizont in der Laaer Serie.

696. 28°39'/25°01'' Vom mittleren Ortsteil von Großrußbach führt ein stark eingeschnittener Hohlweg nach W. Im unteren Teil desselben ist gegenüber dem letzten Haus ein Aufschluß heller Tonmergel zu beobachten.

Schlammprobe:

- s *Nodosaria* sp.
- + *Robulus cultratus* (MONTF.)
- + *Robulus inornatus* (D'ORB.)
- s *Cassidulina laevigata* D'ORB.
- s *Nonion soldanii* (D'ORB.)
- + *Cibicides dutemplei* (D'ORB.)
- + *Cibicides lobatulus* (W. & J.)
- + *Cibicides boueanus* (D'ORB.)
- + *Elphidium crispum* (L.)

Einstufung: „Ritzendorfer Schichten“.

755. 24°59'/25°35'' Graben NE-Mollmannsdorf. Oberer Bereich. Zirka 80 m östlich Ende der Felder auf der Nordseite sind günstige Aufschlüsse einer Schichtfolge zu beobachten, bei der dunkelgraugrüne bis bunte, hellverwitternde Tonmergel überwiegen. Daneben meist dünne (cm—dm) Lagen von z. T. quarzitischem Sandstein. Die Schichtfolge ist nahezu quantitativ nannoplanktonführend.

Nannoplankton:

- Discoaster lodoensis* BRAMLETTE & RIEDEL
- Marthasterites tribrachiatas* (BRAMLETTE & RIEDEL)
- Discoaster binodosus* MARTINI
- Discoaster mirus* DEFL.
- Discoaster deflandrei* BRAMLETTE & RIEDEL
- Discoasteroides kuepperi* (STRADNER)
- Discoasteroides megastypus* BRAMLETTE & SULLIVAN
- Discoaster barbadiensis* TAN SIN HOK
- Discoaster* cf. *multiradiatus* BRAMLETTE & RIEDEL

Einstufung: Unterer Teil des „Oberen Coccolithenschiefers“.

Literaturauswahl

ANDRUSOV, D., 1965: Geologie der Tschechoslowakischen Karpaten. — Vorlesung am Geol. Inst. Univ. Wien. Sommersemester 1965.

BRAMLETTE, M. N. & MARTINI, E., 1964: The great change in calcareous nannoplankton fossils between the Maestrichtian and Danian. — *Micropaleontology*, 10, 291—322, New York.

BRAMLETTE, M. N. & RIEDEL, W. R., 1954: Stratigraphic value of discoasters and some other microfossils related to recent coccolithophores. — *J. Paleont.*, 28, no. 4, 385—403, pls. 38—39, New York.

BRAMLETTE, M. N. & SULLIVAN, F. R. 1961: Coccolithophorids and related Nannoplankton of the early Tertiary in California. — *Micropal.* Vol. 7, 2, pp. 129—188, pls. 1—14, New York.

BAUMÜLLER, E. 1946: Die Tiefbohrung RAG 36 und RAG 36 a. — Interner Bericht Rohöl-Gew. A. G. (G-Report Nr. 235, 1 Beilage) Wien.

BRIX, F. 1961: Beiträge zur Stratigraphie des Wienerwaldflysches auf Grund von Nannofossilfunden. — *Erdöl-Zeitschrift* März 1961, Heft 3, (77. Jahrgang) Seite 89—99, Wien—Hamburg.

BRIX, F., GÖTZINGER, G. 1964: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV AG. in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957—1963. Teil I. Zur Geologie der Beckenfüllung, des Rahmens und des Untergrundes. — Erdöl-Zeitschrift, 80, H. 2. Wien—Hamburg.

BRÖNNIMANN, P. & STRADNER, H. 1960: Die Foraminiferen und Discoasteriden-zonen auf Kuba und ihre Internationale Korrelation. — Erdölzeitschrift, Jg. 76, H. 10, S. 364—369, 1 Korrelationsübersicht und 44 Abb. Wien—Hamburg.

BUDAY, T. et. Kol. 1963: Vysvetlivky k prehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200.000, list Gottwaldov (M-88-XXX). — Praha.

BUDAY, T. 1959: Die Entwicklung des Neogens der tschechoslowakischen Karpaten. — Mitt. Geol. Ges. 52, 27—48, Wien.

BUDAY, T. und I. CÍCHA 1956: Neue Ansichten über die Stratigraphie des unteren und mittleren Miozäns des inneralpiner Wiener Beckens und des Waagtales. — Geol. Prace 43, 1—56. Bratislava (Deutsche Zusammenfassung).

BYSTRICKA, H. 1963: Die Unter-Eozänen Coccolithophoridae (Flagellata) des Myjavaer Paläogens. — Geol. Sbornik 14, 2, 269—281, 4 Taf. Bratislava.

CÍCHA, I. 1959: Kurze Übersicht der Entwicklung der Mikrofauna des unteren und mittleren Miozäns der alpin-karpatischen Becken im Verhältnis zum Oberhelvet-, Karpatien“. — Mitt. Geol. Ges. 52 67—74, Wien.

CÍCHA, I., CHMELIK, F., PÍCHA, F., STRANIK, Z., 1963: Übersicht über den heutigen Stand der Forschungen in der Molassezone Zdanicer und Puzdraner Einheit Süd-Mährens. — Mitt. Geol. Ges. 56, H. 2, 445—468, Wien.

CÍCHA, I., PÍCHA, F., 1964: Beitrag zur Kenntnis der stratigraphischen und lithologischen Entwicklung des SO-Teiles der Zdanice-Einheit. — (Deutsche Zusammenfassung) Sbornik geol. Ved., rada G. sv. 4, 137—158, Prag.

CÍCHA, I., ZAPLETALOVA, I. 1960: Stratigraphisch-paläontologische Erkenntnisse über einige Vertreter der Gattung Cibicides aus dem Neogen des Wiener Beckens, der Karpatischen Vortiefe und des Waagtales. — Sbornik UUG., sv. 25, Oddit paleont. 7—59, Prag.

CÍCHA, I., ZAPLETALOVA, I. 1960: Stratigraphische Verbreitung der planktonischen Foraminiferen im Miozän der karpatischen Becken. — Vestník UUG., Roc. 35, 351—355, Prag.

CÍCHA, I., ZAPLETALOVA, I. 1963: Die Vertreter der Gattung Bolivina im Miozän der Westkarpaten. — Sbornik UUG., Odd. pal. 28, 115—183, Prag.

CÍCHA, I., ZAPLETALOVA, I., 1963: Wichtige Vertreter der Familie Lituolidae REUSS, 1861 (Foraminifera) aus dem Miozän der Westkarpaten. — Sbornik geol. ved.-Pal. Rada P., sv. 1, 75—121, 21 Abb., Prag.

ČTYROKY, P. 1960: Die oberburgundigalische Fauna vom Winterberg bei Skalica in der Westslowakei. (Deutsche Zusammenfassung). — Geol. Prace, Zpravy 17, 115—138, 2 Abb., 1 Taf., Bratislava.

DEFLANDRE, G. 1952: Classe des Coccolithophorides, in P., P. GRASSÉ, Traité de Zoologie. — T. 1, fasc. 1, 439—470, Paris.

DEFLANDRE, G. 1959: Sur les nannofossiles calcaires et leur. systematique. — Rev. de Micropal., 2, N. 3, 127—152, 4 Taf., Paris.

EDWARDS, A. R. 1963: A preparation technique for calcareous nannoplankton. — Micropal. vol. 9, n. 1, 103—104, New York.

GOHRBANDT, K. 1963: Zur Gliederung des Paläogen im Helvetikum nördlich Salzburg nach planktonischen Foraminiferen. — Mitt. Geol. Ges. 56, H. 1, 1—116, 7 Abb., A Tab., 11 Taf., Wien.

GÖTZINGER, G. 1944: Analogien im Eozänflysch der mährischen Karpaten und der Ostalpen. — Ber. RA. f. Bodenf. H. 5/8, 139—159, Wien.

GRILL, R. 1941: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und in den benachbarten Molasseanteilen. — Öl und Kohle, 37, 595—602, Berlin.

GRILL, R. 1953: Über Mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. — Mitt. RA. Bodenf. 33—44, 8 Taf., Wien.

GRILL, R. 1948: Bericht (1947) über die geol. Aufnahmen im Bereich der Blätter Gänserndorf und Mistelbach (4657 und 4557). — Verh. Geol. BA. H. 1—3, 47—52, Wien.

GRILL, R., 1949 a: Bericht (1948) über die geol. Aufnahmen im Bereich der Blätter Gänserndorf und Mistelbach mit Anschlußbegehungen auf den Blättern Tulln und Hollabrunn. — Verh. Geol. BA. H. 1—3, S. 6, Wien.

GRILL, R., 1953: Der Flysch, die Waschbergzone und das Jungtertiär um Ernstbrunn (Niederösterreich). — JB. Geol. BA. 41, H. 1, 65—116, 2 Taf., Wien.

GRILL, R., 1954: Geologische Karte, 1: 75.000, Blatt Gänserndorf. — Geol. BA. Wien.

GRILL, R., 1960: Untergrenze und Gliederung des Miozäns im Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges. 52, 125—132, Wien.

GRILL, R., 1961: Geologische Karte des nordöstlichen Weinviertels. 1: 75.000. — Geol. BA., Wien.

GRILL, R., 1962: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau, 1: 50.000 (Ausgabe 1957). — 53 S, 2 Taf., 1 Abb., 1 Tab., Geol. BA., Wien.

GRILL, R., 1962: Beobachtungen an Großaufschlüssen im Flysch des Wienerwaldes. — Verh. Geol. BA. H. 2, 249—258, 1 Abb., Wien.

GRILL, R., 1963: B. Exkursion Inneralpines Wiener Becken nördlich der Donau, Molassegebiet und Waschbergzone. — Exkursionsführer für das 8. Europ. Mikropal. Kolloquium in Österreich, 20—40, 3 Tab., 3 Abb., 1 Taf., Geol. BA. Wien.

GRILL, R., KÜPPER, H., 1954 (unter Mitarbeit von GÖTZINGER, G., LICHTENBERGER, E., ROSENBERG, G.): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien, 1: 75.000 (Ausg. 1952) 138 S, 15 Taf. — Wien (Geol. BA.).

GRÜN, W., LAUER, G., NIEDERMAYR, G., SCHNABEL, W. 1964: Die Kreide-Tertiär-Grenze im Wienerwaldflysch bei Hohstraß (Niederösterreich). — Verh. Geol. BA. H. 2, 226—283, 5 Taf., 4 Abb., Wien.

HAGN, H. 1955: Paläontologische Untersuchungen am Bohrgut der Bohrungen Ortenburg CF 1001, 1002 und 1003 in Niederbayern. — Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 105, 3. Teil, 324—359, 4 Abb., 1 Tafel, Hannover.

HAY, W. W. 1962: Zonation of the Paleocene and lower Eocene utilising Discoasterides. — Pretirage, Colloque Paleogene, Bordeaux.

HAY, W. W. & SCHAUB, H. H. 1960: Discoasterides from the Schlierenflysch, Switzerland. — Bull. Geol. Soc. Am., 71, S. 1885, New York.

HEKEL, H. 1966: Der nördliche Teil des Bisambergzuges und dessen jungtertiärer Rahmen. — Diss. phil. Fak. Univ. Wien. 179 S., 32 Taf., Wien.

HILLEBRANDT, A. v. 1962 b: Das Alttertiär im Mont Perdu Gebiet. — Ecl. geol. Helv. 55, 2, 295—315, Basel.

HILTMANN, H. 1943: Zur Stratigraphie und Mikrofossilführung der Mittelkarpaten. — Oel und Kohle 3, H. 33/34, 745—755, 9 Abb., 1 Taf., Berlin.

HOTTINGER, L., SCHAUB, H. 1960: Zur Stufengliederung des Paläozäns und des Eozäns. Einführung der Stufen Ilerdien und Biarritzien. — Ecl. Geol. Helv. 53/1, 453—479, Basel.

HOTTINGER, L. 1964: Heterostegina, Grzybowskia et Spiroclypeius néogènes du Maroc. Symposium on Micropaleontological lineages and zones used für biostratigraphical subdivision of the Neogene. — 38—42, Pl. 13—15, Abb. 16, Bern 1964.

JANOSCHEK, R. 1963: Das Tertiär in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. 56/2, 319—360, Wien.

JEFFERS, M. O., JONES, M. 1962: Preparation of slides for spores and other microfossils. — Journ. Pal., 33, No. 2, 344—347, Menasha.

KAPOUNEK, J., KÖLBL, L., WEINBERGER, 1963: Ergebnisse neuer Aufschlußarbeiten im Untergrund des Wiener Beckens. — 6. Welt-Erdöl-Kongreß C. Sect. I., Pap. 2, Frankfurt.

KAPOUNEK, J., KROLL, A., PAPP, A. und TURNOVSKY, K. 1965: Die Verbreitung von Oligozän, Unter- und Mittelmiozän in Niederösterreich. — Erdöl-Zeitschrift 81/4, 109—116, 5 Beil., 4 Prof., 1 Taf., Wien.

KAPOUNEK, J., PAPP, A., TURNOVSKY, K. 1960: Grundzüge der Gliederung von Oligozän und älterem Miozän in Niederösterreich nördlich der Donau. — Verh. Geol. BA. 227—226, Wien.

KÜHN, O. 1963: (Unter Mitwirkung von BACHMAYER, F., FLÜGEL, H., KAHLER, F., KIESLINGER, A., LICHTENBERGER, E., METZ, K., PAPP, A., PLOCHINGER, E., THENIUS, E., TOLLMANN, A.) Österreich (Autriche). — Lexique stratigraph. international, I. Europe, Fasc. 8, Paris.

KÜPPER, H. 1959: Erläuterungen zu einer tektonischen Übersichtsskizze des weiteren Wiener Raumes. — Mitt. Geol. Ges. 53, 1—33, 1 Textfig., 1 Taf., Wien 1960.

KÜPPER, H. 1962: Wiener Sandstein und Flysch. — Verh. Geol. BA., H. 2, 246—248, 1 Tab., Wien.

KÜPPER, I. 1961: Alttertiäre Foraminiferenfaunen aus dem Untergrund des nördlichen inneralpinen Wiener Beckens. — Jb. Geol. BA. 104, S. 239—271, 1 Lageskizze, 2 Fossiltafeln und 3 Tab., Wien.

MARKS, P. 1951: A revision of the smaller foraminifera from the Miocene of the Vienna basin. — Centr. Cushman found. Foram. res. 11/2, 33—73, Pt. 1—8, Bridgewater.

MARTINI, E. 1956: Discoasteriden und verwandte Formen aus dem NW-deutschen Eozän. — Senkh. leth. 39, S. 359, Frankfurt.

MARTINI, E., STRADNER, H. 1960: Nannotetraster, eine stratigraphisch bedeutsame neue Discoasteridengattung. — Erdöl. Zeitschrift 76/8, 3—7, Wien—Hamburg.

NOTH, R. 1948: Bericht der Arbeitsgemeinschaft Flysch (1947), Karpatenreise. — Verh. Geol. BA., H. 1—3, 30—36, Wien.

D'ORBIGNY, A. 1846: Die fossilen Foraminiferen des Tertiären Beckens von Wien. — Verlag Gide et Comp., 21 Taf., Paris.

„PADANI“ Agip Mineraria 1957: Foraminiferi Padani (Tertiario e Quaternario). — Milano.

PAPP, A. 1959: Handbuch der stratigraphischen Geologie. Tertiär. Teil I. Grundzüge der regionalen Stratigraphie. — Enke Verlag, Stuttgart.

PAPP, A. 1959: Die biostratigraphischen Grundlagen der Gliederung des Neogens in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. 52, 177—180, Wien 1960.

PAPP, A. 1960: Die Fauna der Michelstettener Schichten in der Waschbergzone (Niederösterreich). — Mitt. Geol. Ges. 53, 209—248, 10 Abb., 2 Tab., Wien.

PAPP, A. 1962: Die Nummulitenfaunen vom Michelberg (Waschbergzone) und aus dem Greifensteiner Sandstein (Flyschzone). — Verh. Geol. BA., H. 2, 281—289, 3 Abb., Wien.

PAPP, A. 1963: Die biostratigraphische Gliederung des Neogens im Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges. 56/1, 225—317, 14 Taf., 2 Tab., Wien.

PAPP, A. 1963: Bericht über „Probleme der Tertiärstratigraphie“ in der ČSSR anlässlich der Exkursion vom 13. bis 17. Mai 1963. — Unveröffentlichter Bericht der ÖMV-AG., Wien.

PAPP, A., KUPPER, K. 1954: The genus *Heterostegina* in the upper Tertiary of Europe. — Contr. Cushman Found. Foram. Res., 5, 108—127, Bridgewater.

PAPP, A., TURNOVSKY, K. 1953: Die Entwicklung der Uvigerinen im Vindobon (Helvet und Torton) des Wiener Beckens. — JB. Geol. BA., 42/1, 117—142, 1 Taf., Wien.

PAPP, A., TURNOVSKY, K. 1964: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV-AG. in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957—1963. Teil II. Paläontologisch-biostratigraphische Ergebnisse. — Erdöl-Zeitschrift 80/3, 2—8, 1 Abb., Wien—Hamburg.

POKORNY, V. 1959: Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie. Band I. — VEB Deutscher Verlag d. Wissensch., Berlin.

PREY, S. 1960: Gedanken über Flysch und Klippenzone anlässlich einer Exkursion in die polnischen Karpaten. — Verh. Geol. BA., H. 2, 197—214, 1 Abb., Wien.

PREY, S. 1962: Neue Gesichtspunkte zur Gliederung des Wienerwaldflysches. — Verh. Geol. BA., H. 2, 258—261, Wien.

ROTH, Z., MATEJKA, A. 1956: The Geology of the Magura Flysch group in the Northern River Basin of the Vah between Bytca and Trenčín (mit einem mikropal. Beitrag von HANZLIKOVÁ, E.). — Rozpr. Ustr. Ustav. Geol., 22, 299—332, Taf. 1—2, Prag (engl. Zusammenfassung).

SENES, J. 1959: Entwicklungsphasen der Paratethys. — Mitt. Geol. Ges. 52, 181—188, 6 Textabb., Wien 1960.

SIEBER, R. 1953: Die Fauna des Schlierbasisschuttetes des Steinberggebietes von Zistersdorf (NÖ.). — Verh. Geol. BA., 202—208, Wien.

SPICKA, V., ZAPLETALOVÁ, I. 1956: Ein Beitrag zur Erkenntnis des Unter- und Mittel-Miozäns im nordöstlichen Teile des Inneralpinen Wiener Beckens (deutsche Zusammenfassung). — Prace ustavu pro naftovy výzkum 23—25, 63—103, Praha.

STEININGER, F. 1963: Die Molluskenfauna aus dem Burdigal (Unter-Miozän von Fels am Wagram in Niederösterreich). — Österr. Akad. Wiss. mathem.-naturwiss. Kl. Denkschr. 110, 5 Abb., 1—88, 13 Taf., 2 Tab., 3 Textabb., Wien.

STRADNER, H. 1958: Die fossilen Discoasteriden Österreichs, I. Teil. — Erdölzeitschr. Jg. 74, H. 6, 178—188, 38 Abb., 2 Diagr., Wien—Hamburg.

STRADNER, H. 1959 a: First report on the Discoasters of the Tertiary of Austria and their Stratigraphic Use. — 5th World Petr. Congr. Sect. 1, Paper 60, p. 1081—1095, 30 fig., New York.

STRADNER, H. 1959 b: Die fossilen Discoasteriden Österreichs, II. Teil. — Erdölzeitschrift Jg. 75, H. 12, S. 472—488, 77 Abb., 2 Diagr., Wien—Hamburg.

STRADNER, H. & PAPP, A. 1961: Tertiäre Discoasteriden aus Österreich und deren stratigraphische Bedeutung. — Jb. Geol. BA., Sonderband 7, S. 1—160, 42 Taf., 24 Textfig., 4 Tab., Wien.

STRADNER, H. 1961: Über fossile Silicoflagelliden und die Möglichkeit ihrer Verwendung in der Erdölstratigraphie. — Erdöl u. Kohle-Erdgas-Petrochemie 14, H. 2, 87—92, 1 Abb., 3 Taf., Hamburg.

STRADNER, H. 1961: Vorkommen von Nannofossilien im Mesozoikum und Alttertiär. — Erdölzeitschr. Jg. 77, H. 3, 77—88, 99 Abb., Wien—Hamburg.

STRADNER, H. 1962: Über neue und wenig bekannte Nannofossilien aus Kreide und Alttertiär. — Verh. Geol. BA., H. 2, 363—376, 3 Taf., Wien.

STRADNER, H. 1963: New Contributions to Mesozoic Stratigraphy by means of Nannofossils. — Sixth World Petroleum Congress, Frankfurt am Main 1963, Section 1, Paper 4, 6 Taf., 5 Tab. 1—16.

STRADNER, H. 1964: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV-AG. in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957—1963. Teil III, Ergebnisse der Nannofossil-Untersuchungen. — Erdölzeitschr. 80/4, 2—8, 51 Fig., Wien—Hamburg.

SULLIVAN, F. R. 1964: Lower tertiary Nannoplankton from the California coast ranges. L. Paleocene. — Univ. of Calif. publ. geol. sciences 44/3, 163—228, 12 pt., 2 Fig., 3 tab., Berkeley and Los Angeles.

SULLIVAN, F. R. 1965: Lower tertiary Nannoplankton from the California coast ranges. — II. Eocene. Univ. of California public in geol. S. 53, 1—52, 11 Pts., 2 Fig., 9 Tab., Berkeley and Los Angeles.

THENIUS, E. 1962: Niederösterreich. — Vh. Geol. BA., Bundesländerserie, Wien.

TOLLMANN, A. 1957: Die Mikrofauna des Burdigal von Eggenburg (Niederösterreich). — Sitz. Ber. Österr. Akad. Wiss., Mathem.-naturw. Kl. I, 166/3, 4, 165—213, 2 Textabb., 7 Taf., 2 Tab., Wien.

TOLLMANN, A. 1964: Übersicht über die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 14, 81—88, 1 Taf., Wien.

VEIT, E. 1943: Zur Stratigraphie des Miozäns im Wiener Becken. — Mitt. RA. f. Bodenforschung Zweigst. Wien 6, 3—31, 4 Tab., Wien.

VEIT, E. 1946: Kurze Beschreibung der in der Mistelbacher Scholle erbohrten Flyschgesteine. — Interner Ber. Rohöl-Gew. AG. (G. Rep. 243, 18 S.), Wien.

WIESENEDER, H. 1962: Zur Petrologie der Flyschgesteine des Wienerwaldes. — Verh. Geol. BA., H. 2, 273—280, Wien.

WOLETZ, G. 1951: Schwermineralanalysen von klastischen Gesteinen aus dem Bereich des Wienerwaldes. — Jb. Geol. BA. 94, 167—194, 1 Taf., Wien.

ZADORLAKY-STETTNER, N. 1960: Neue geologische Beobachtungen aus dem Wienerwald. — Mitt. Ges. Geol. u. Bergbaustud. 11, 111—116, Wien.

Erläuterungen zu den Tafeln 5—8

Tafel 5

Bild a und b

- Probe 506: Höherer Oberkreideflysch bei Großrußbach (Altenglbacher Schichten) Maastricht. Oben: Durchlicht, unten: polarisiertes Licht. 800×. Fraktion größer als 5 μ durch Zentrifugieren angereichert.
- 1 *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA
 - 2 *Micula staurophora* (GARDET)

Tafel 6a

- Probe 348: Unterer Teil des „Mittleren Coccolithenschiefers“; Bereich mit *Marthasterites contortus*. 800×. Feinstfraktion größer als 5 μ durch Zentrifugieren angereichert.
- 1 *Marthasterites contortus* (STRADNER)
 - 2 *Discoaster salisburgensis* STRADNER
 - 3 *Discoaster multiradiatus* BRAMLETTE & RIEDEL
 - 4 *Coccolithus crassus* BRAMLETTE & SULLIVAN
 - 5 *Rhabdolithus* sp.

Tafel 6 b

- Probe 321: Unterer Teil des „Mittleren Coccolithenschiefers“. Bereich mit *Marthasterites bramlettei*. 900×. Fraktion größer als 5 μ durch Zentrifugieren angereichert.
- 1 *Marthasterites bramlettei* BRÖNNIMANN & STRADNER
 - 2 *Discoaster megastypus* BRAMLETTE & SULLIVAN
 - 3 *Discoaster multiradiatus* BRAMLETTE & RIEDEL
 - 4 *Discoaster* cf. *binodosus* MARTINI

Tafel 7 a

- Probe 81: Oberer Teil des „Mittleren Coccolithenschiefers“, Bereich mit *Marthasterites tribrachiatus* „B“. 800×. Feinstfraktion größer als 5 μ durch Zentrifugieren angereichert.
- 1 *Marthasterites tribrachiatus* (BRAMLETTE & RIEDEL) „B“
 - 2 *Coccolithus crassus* BRAMLETTE & SULLIVAN

Tafel 7 b

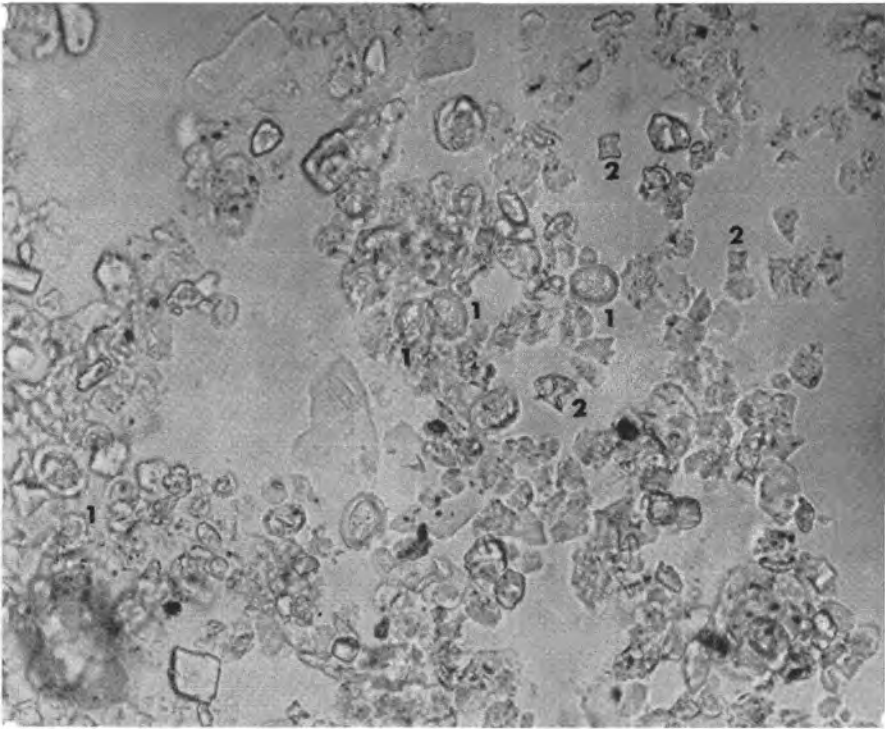
- Probe 376: Oberer Teil des „Mittleren Coccolithenschiefers“, Bereich mit *Marthasterites tribrachiatus* „A“. 800×. Feinstfraktion größer als 5 μ angereichert durch Zentrifugieren.
- 1 *Marthasterites tribrachiatus* (BRAMLETTE & RIEDEL) „A“
 - 2 *Marthasterites tribrachiatus* (BRAMLETTE & RIEDEL) „B“

Tafel 8 a

- Probe 535: Oberer Teil des „Oberen Coccolithenschiefers“, Bereich mit *Discoaster lodoensis*. 800×. Feinstfraktion größer als 5 μ durch Zentrifugieren angereichert.
- 1 *Discoaster lodoensis* BRAMLETTE & RIEDEL
 - 2 *Coccolithus crassus* BRAMLETTE & RIEDEL

Tafel 8 b

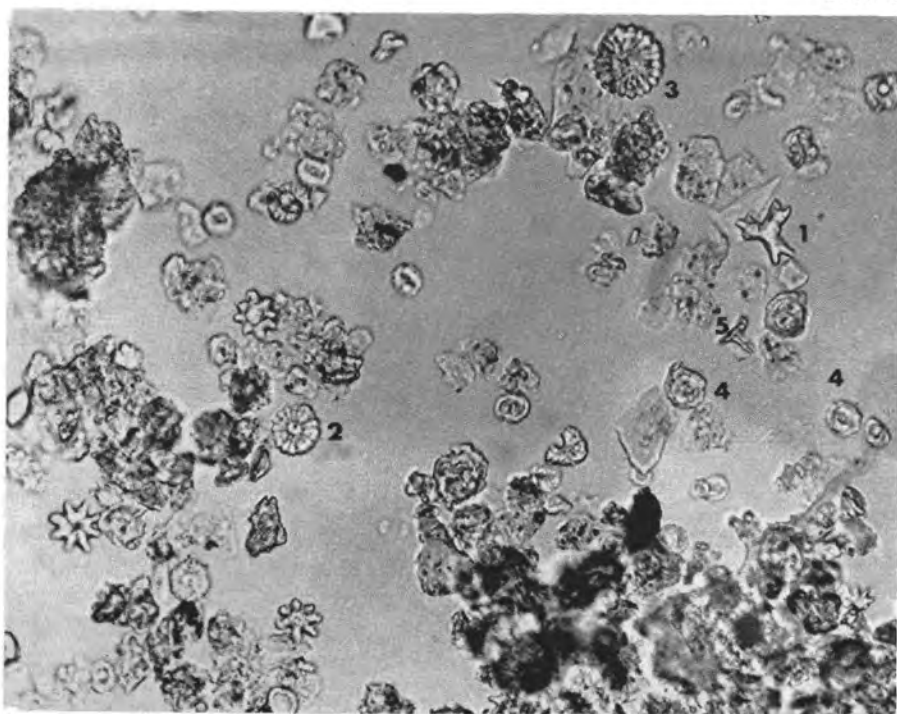
- Probe 385: Unterer Teil des „Oberen Coccolithenschiefers“, Bereich mit *Discoaster lodoensis* und *Marthasterites tribrachiatus*. 800×. Feinstfraktion größer als 5 μ angereichert durch Zentrifugieren.
- 1 *Discoaster lodoensis* BRAMLETTE & RIEDEL
 - 2 *Marthasterites tribrachiatus* (BRAMLETTE & RIEDEL)
 - 3 *Zycolithus dubius* DEFL.
 - 4 *Discoaster barbadiensis* (TAN SIN HOK)



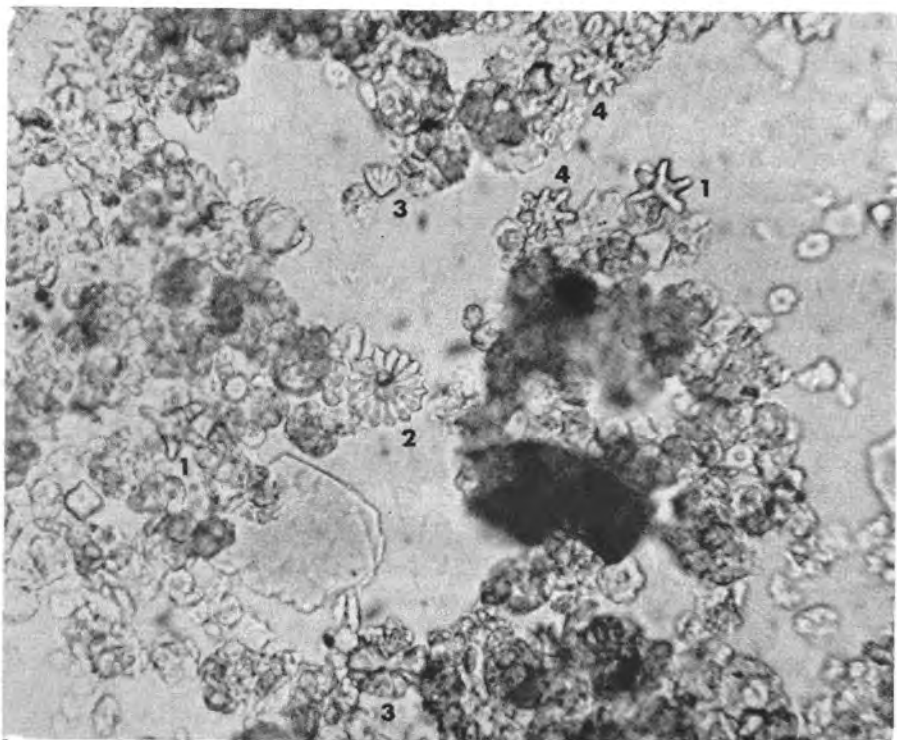
a



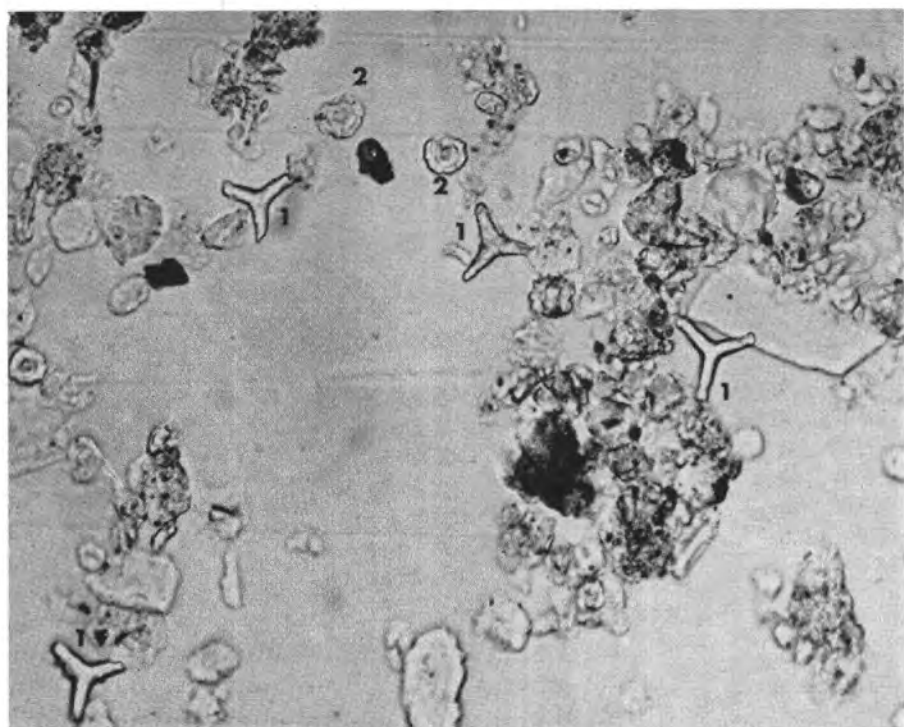
b



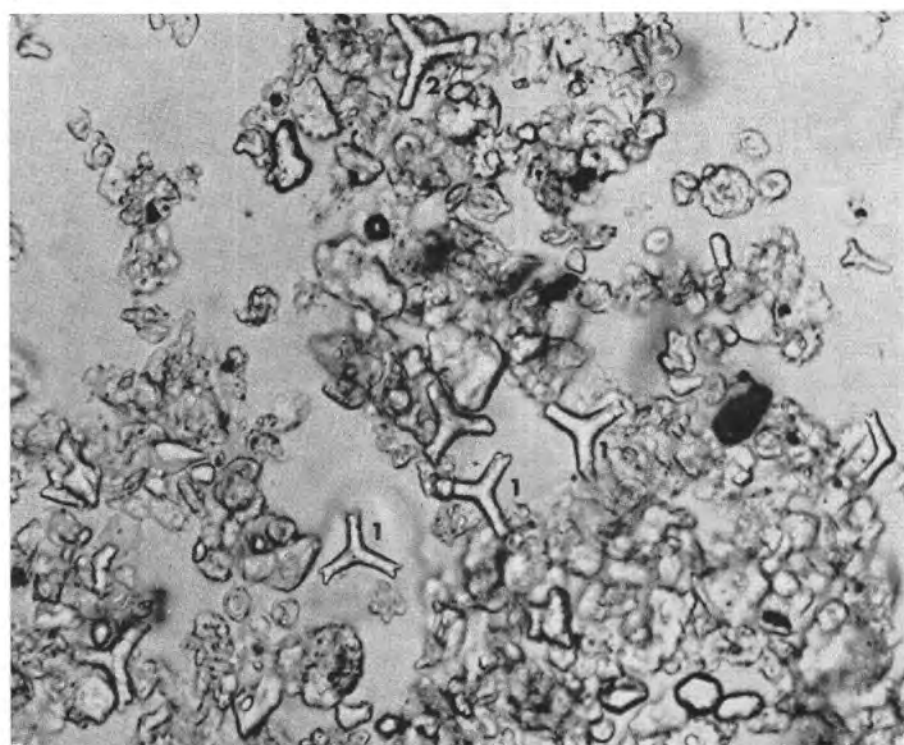
a



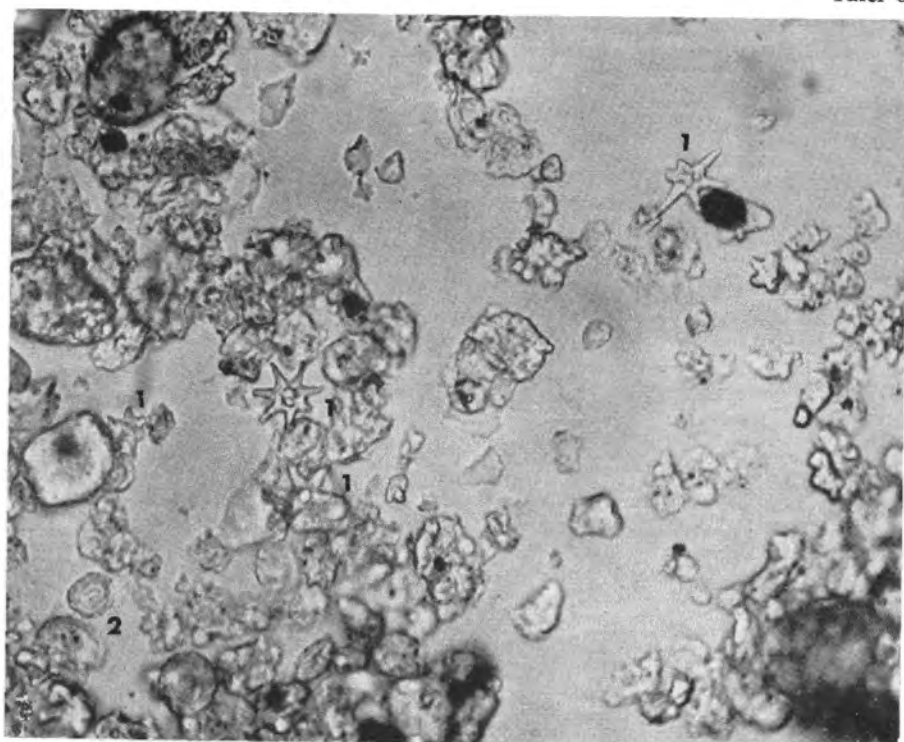
b



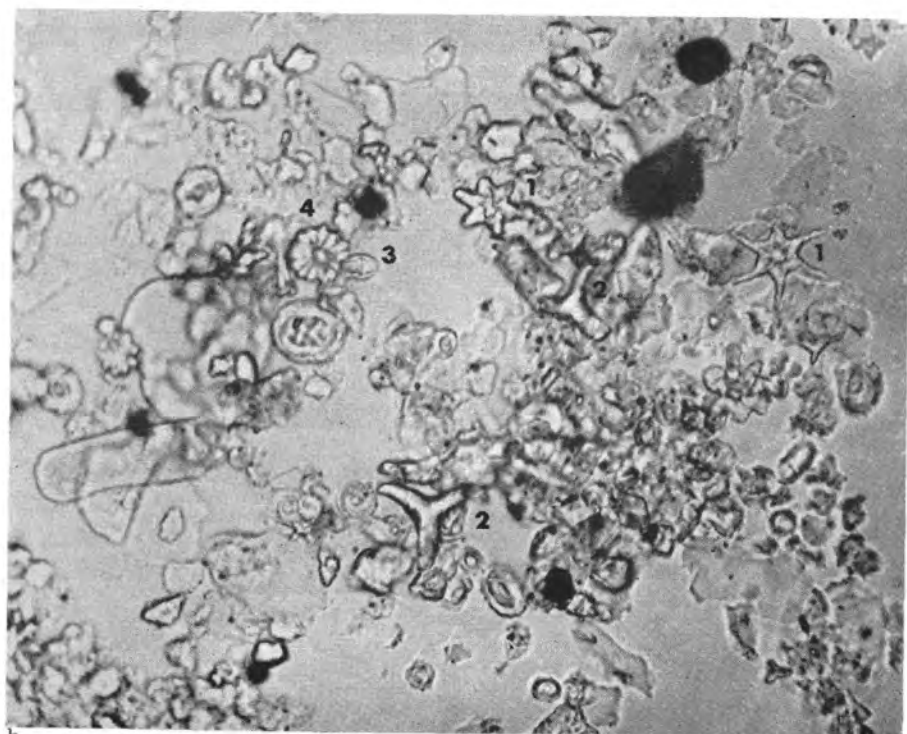
a



b



a



b

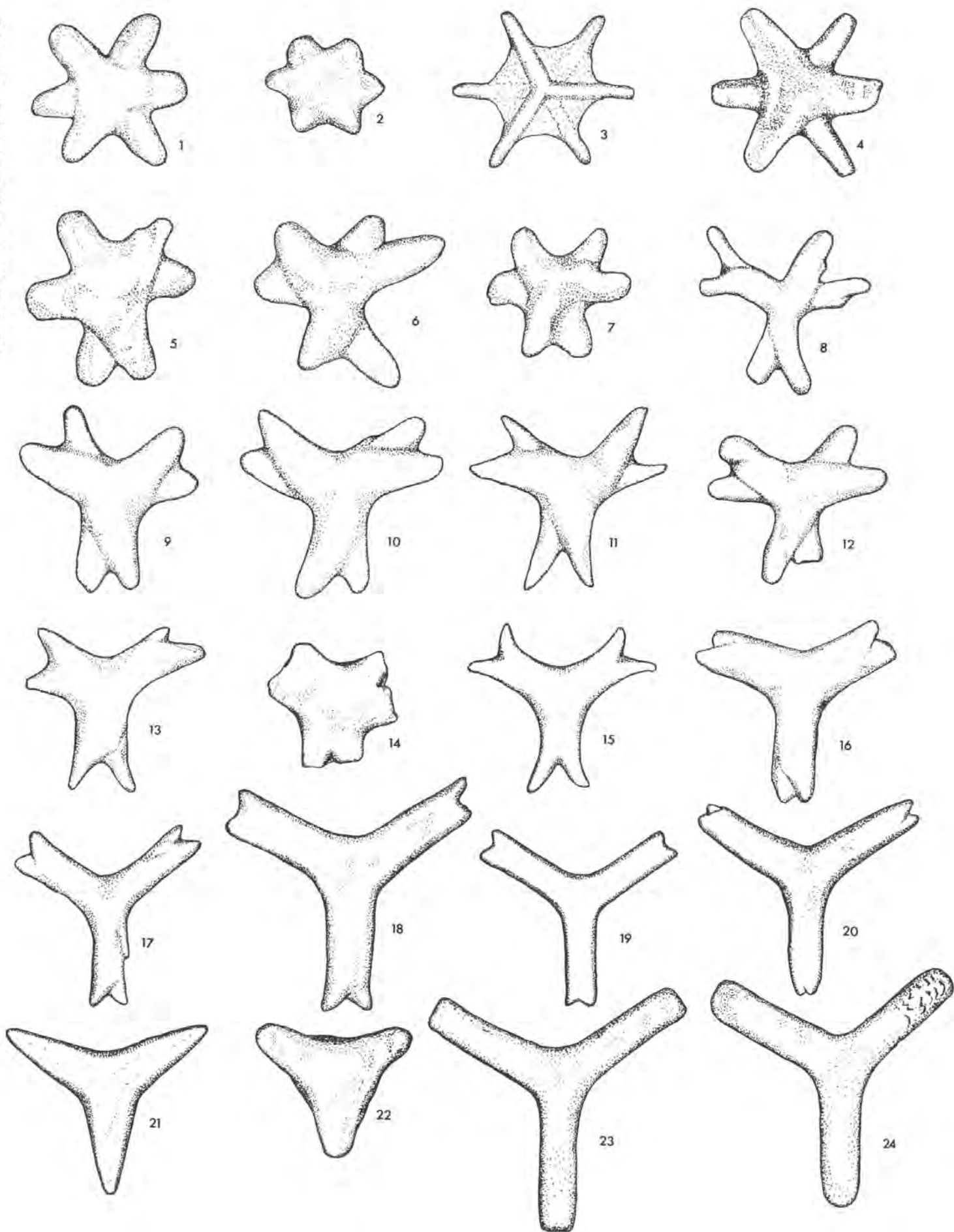
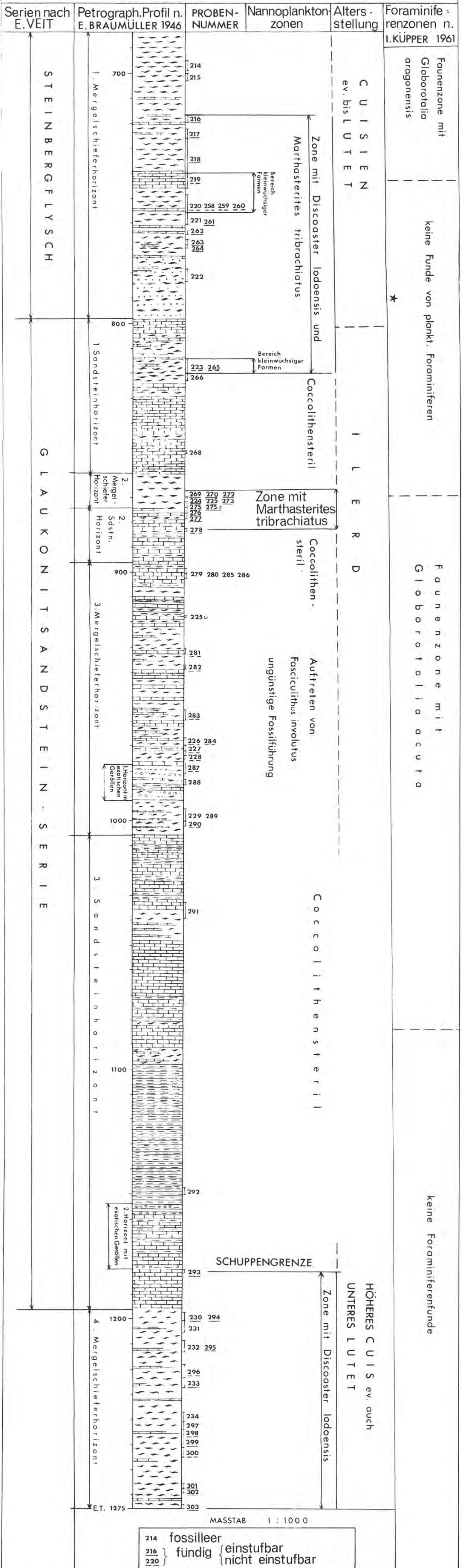


Fig. 1—4 *Marthasterites bramlettei* BRÖNNIMANN & STRADNER
 Fig. 5—7 *Marthasterites contortus* (STRADNER) „A“
 Fig. 8—12 *Marthasterites contortus* (STRADNER) „B“
 Fig. 13—16 *Marthasterites contortus* (STRADNER) „C“
 Fig. 17—20 *Marthasterites trilobatus* (BRAMLETTE & RIEDEL) „A“
 Fig. 21—24 *Marthasterites trilobatus* (BRAMLETTE & RIEDEL) „B“

| | |
|----------------------------------|-----------|
| Fig. 1, 2, 6 | Probe 321 |
| Fig. 5 | Probe 322 |
| Fig. 3, 4, 9, 12, 13, 14 | Probe 30 |
| Fig. 7, 10, 11, 16, 18, 20 | Probe 83 |
| Fig. 15 | Probe 224 |
| Fig. 19, 21, 22, 23, 24 | Probe 81 |

NANNOPLANKTON DER BOHRUNG RAG 36



MASSTAB 1 : 1000

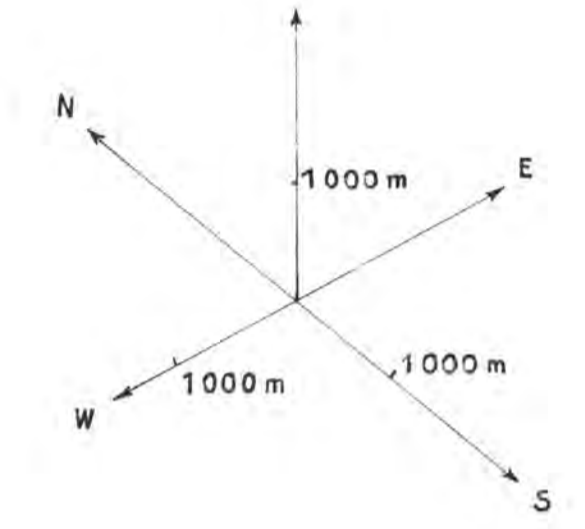
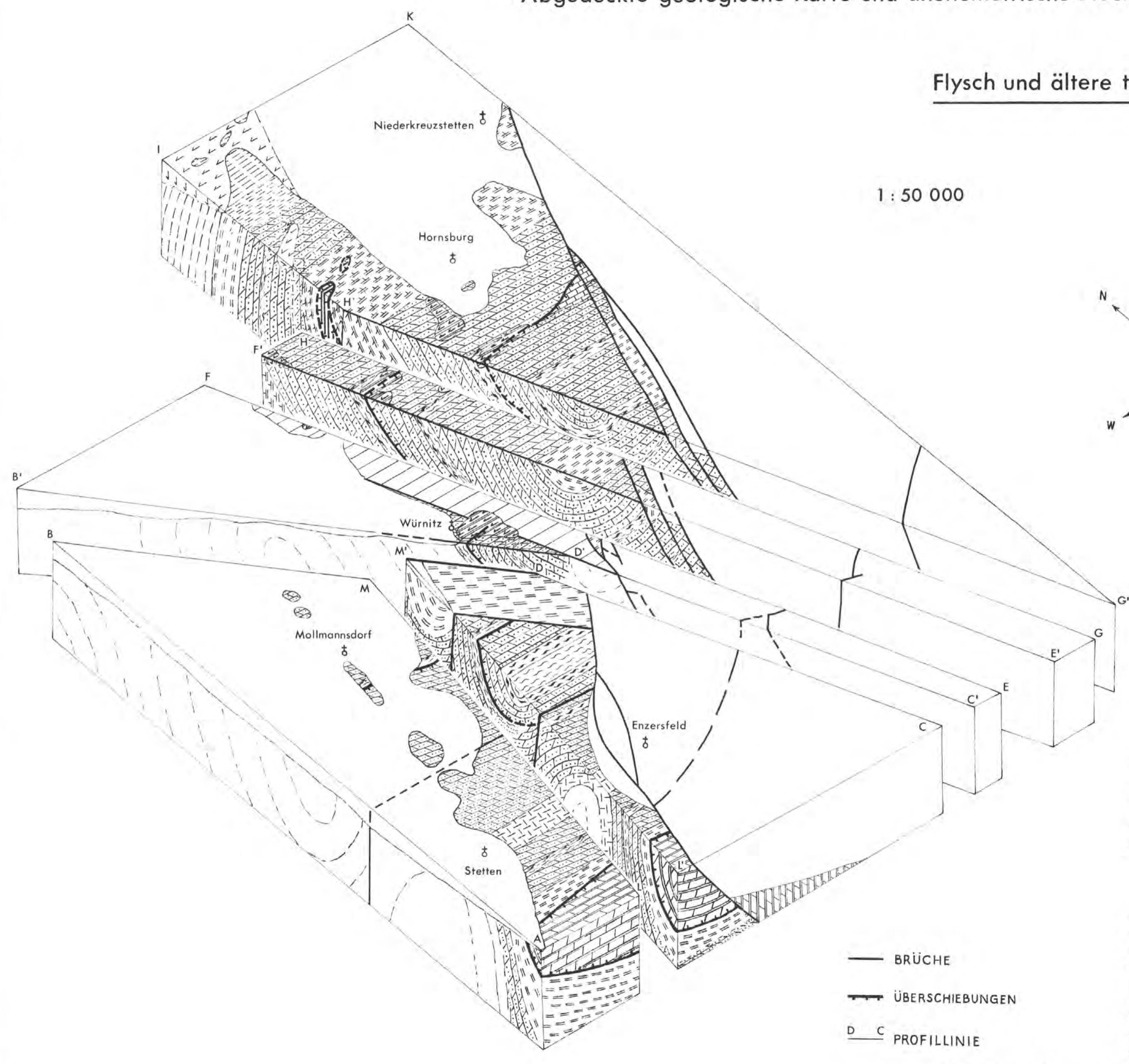
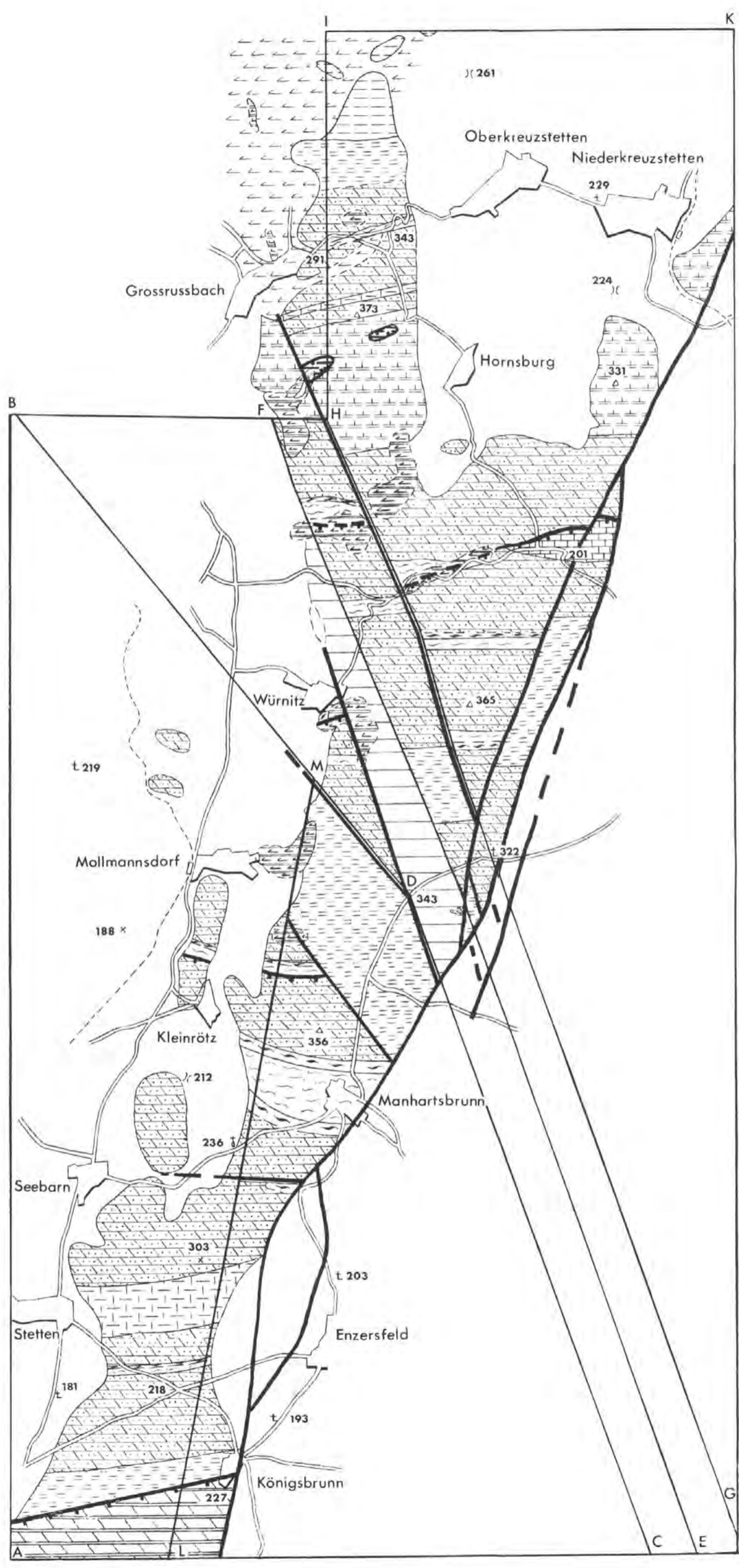
| | | |
|-----|------------|--------------------------------------|
| 214 | fossilleer | } einstuftbar } nicht einstuftbar |
| 216 | } fündig | |
| 220 | } | |

★ Der in dieser Position von I. KÜPPER 1961 beschriebene *Nummulites praecursor alpinus* müßte, falls seine stratigraphische Verbreitung nicht bis zur Lodoensiszone reicht, als asynchron - allochthones Vorkommen gedeutet werden.

Abgedeckte geologische Karte und axonometrische Blockbildskizze des nördlichen Bisambergzuges.
 Flysch und ältere transgressive Schichtfolge.

von H. HEKEL

1 : 50 000

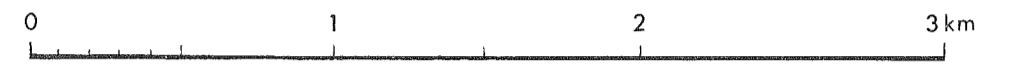


- BRÜCHE
- ÜBERSCHIEBUNGEN
- D C PROFILLINIE
- KEINE EINSTUFBAREN AUFSCHLÜSSE IM GREIFENSTEINER SCHICHTKOMPLEX

- | | | | |
|--|--|---|----------------|
| ÄLTERE TRANSGRESSIVE SCHICHTFOLGE | | „SCHIEFRIGE TONMERGEL“ | BURDIGAL S.L. |
| | | RITZENBORFER SCHICHTEN | |
| WASCHBERG ZONE | | MICHELSTETTENER SCHICHTEN AQUITAN | |
| FLYSCHZONE GREIFENSTEINER SCHICHTKOMPLEX | | OBERER COCCOLITHENSCHIEFER CUIS | J. L. E. R. D. |
| | | OBERER SANDSTEINHORIZONT | |
| | | MITTL. COCCOLITHENSCHIEFER | |
| | | UNTERER SANDSTEINHORIZONT | |
| | | UNTERER COCCOLITHENSCHIEFER DAN ALTPALÄOZÄN | |
| | | HÖHERE OBERKREIDE (ALTENBACHSCHICHTEN) | |
| | | KAHLENBERGER SCHICHTEN | |

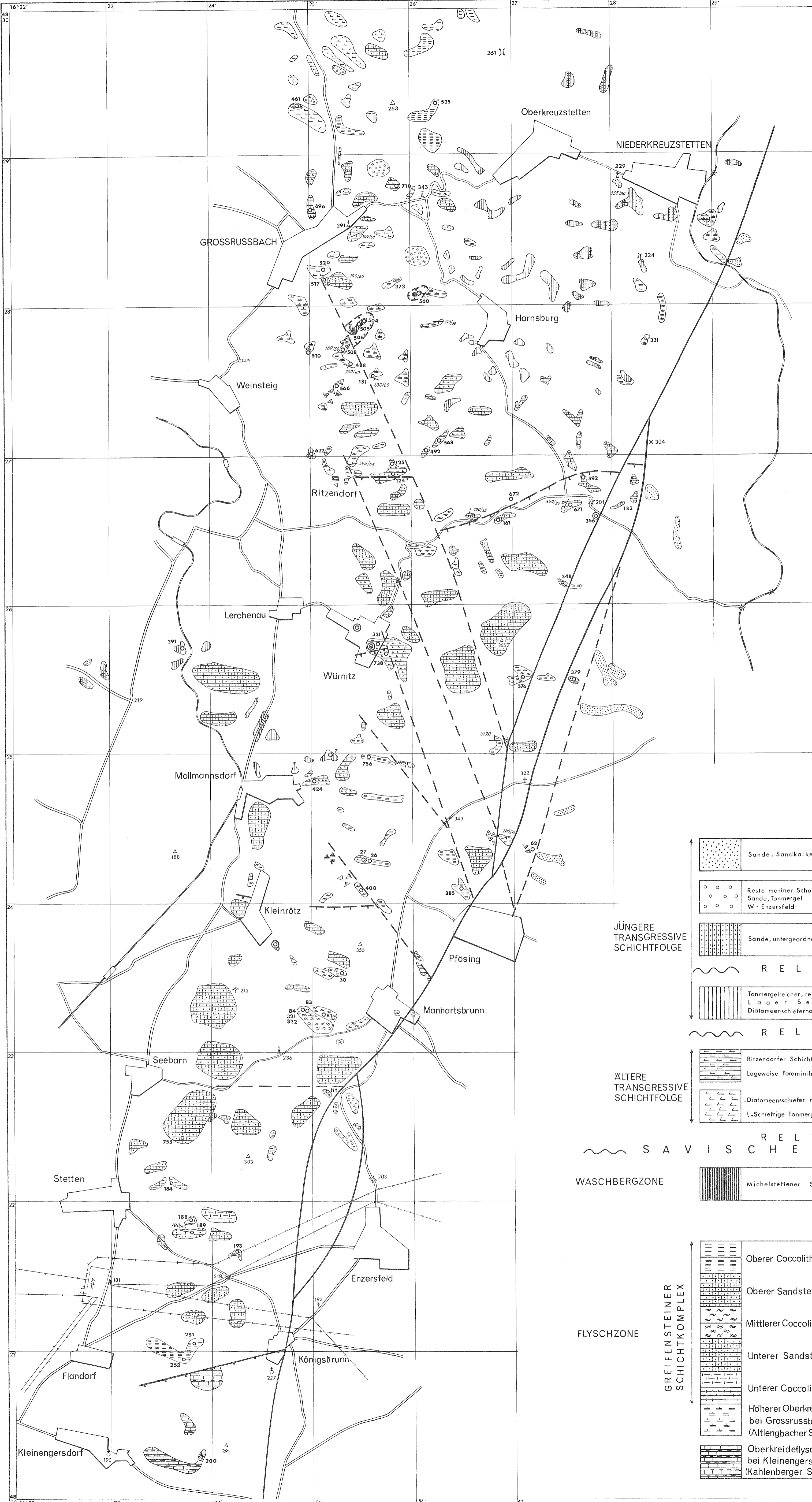
GEOLOGISCHE KARTE DES NÖRDLICHEN BISAMBERGZUGES VON H. HEKEL, 1966

1 : 25000



L E G E N D E :

- 748 o Beobachtungs- u. Probepunkte
- ⊙ Baugruben - Brunnaufschlüsse
- △ Lesesteinfund
- ⊗ Anreicherung von Blöcken
- ↘ Schichtfallen
- Brüche
- Überschiebungen



| | | |
|--|--|--|
| JÜNGERE TRANSGRESSIVE SCHICHTFOLGE | Sande, Sandkalke und Tonmergel | OBERSARMAT |
| | Reste mariner Schotter Sande, Tonmergel W-Enzersfeld | BADENER SERIE |
| | Sande, untergeordnet Tonmergel | |
| | RELIEFBILDUNG | |
| | Tonmergelreicher, reichlich fossilführender Bereich in der Laaer Serie Diatomeenschieferhorizont mit pollenführenden Kalklagen | LAAER SERIE |
| | RELIEFBILDUNG | |
| ÄLTERE TRANSGRESSIVE SCHICHTFOLGE | Ritzendorfer Schichten Lageweise Foraminiferenreiche Sande, Sandkalke u. Tonmergel | BURDIGAL s.l. |
| | Diatomeenschiefer mit Fischresten („Schiefrige Tonmergel“) | |
| | RELIEFBILDUNG S A V I S C H E T E K T O N I K | |
| WASCHBERGZONE | Michelstettener Schichten | CHATT-AQUITAN |
| FLYSCHZONE | GREIFENSTEINER SCHICHTKOMPLEX | |
| | Oberer Coccolithenschiefer | Discoaster lodoensis Discoaster lodoensis und Marthasterites tribrachiatus CUISIEN ev. auch LUTET CUISIEN |
| | Oberer Sandsteinhorizont | |
| | Mittlerer Coccolithenschiefer | Marthasterites tribrachiatus Marthasterites cantarius Discoaster multiradiatus I L E R D I E N |
| | Unterer Sandsteinhorizont | |
| | Unterer Coccolithenschiefer | Rzehakina epigona Helicostites roedelii Fasciculus involutus Coccolithus danicus DAN-ALTPALAOZAN |
| | Höherer Oberkreideflysch bei Grossrussbach (Altenglbacher Schichten) | Arkhangelskiella cymbiformis MAASTRICHT |
| | Oberkreideflysch bei Kleinengersdorf (Kahlenberger Schichten) | Arkhangelskiella parca C A M P A N |