

Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht

Von Rudolf OBERHAUSER, Wien *)

(Mit 2 Textfiguren, einer Tabelle und einer Karte)

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Summary	2
Zusammenfassung	4
Einleitung	5
I. Die Kreide der Klippenzone, des Flysches, des Helvetikums und des Vorlandes	6
¹⁾ 1. Helvetikum und Flysch in Vorarlberg	6
2. Helvetikum, Flysch und Klippenzonen in Salzburg, Oberösterreich und Niederösterreich	10
3. Molasseuntergrund in Oberösterreich und Niederösterreich und Waschbergzone	14
II. Das Unterostalpin des Westens und die tiefere kalkalpine Kreide zwischen Rätikon und Wienerwald sowie in den südlichen Kalkalpen	17
4. Rätikon und westliche Lechtaler Alpen	17
5. Zwischen Iller und bayerischer Traun	20
6. Die tiefere kalkalpine Kreide in Salzburg	21
7. Die kalkalpine Unterkreide und das Cenoman in Oberösterreich und Niederösterreich	22
8. Die tiefere Kreide in Osttirol und in Kärnten	24
III. Die Gosauvorkommen westlich der Salzach	25
9. Die Gosau des Muttekopfgebietes	25
10. Die Gosau von Brandenburg (Tiroler Unterinntal) und Kiefersfelden (Bayern)	27
11. Die Gosau im Gebiet östlich des Inns	29
12. Das Nierental	29
13. Untersberg-Nordseite und Morzger Hügel	32
IV. Die Gosauvorkommen in Salzburg östlich der Salzach, in Oberösterreich und in der Steiermark	34
14. Gaisberg-Gruppe bei Salzburg	34
15. Die Vorkommen im Gebiet von Gosau und St. Wolfgang—Ischl	36
16. Die Gosaurelikte zwischen Traunsee und Almtal	38
17. Das Gosauvorkommen des Ausseer Weißenbachtals in Steiermark	38
18. Die Gosau von Windischgarsten	39
19. Die Vorkommen auf der Ennstalnordseite zwischen Stainach und Liezen ..	40
20. Die Gosau der Weyrer Bögen; im speziellen das Profil von Unterlaussa (Weißwasser)	40

*) Anschrift: Wien III., Rasumofskygasse 23

¹⁾ 1. = Ordnungszahlen der Tabelle und der Übersichtskarte.

	Seite
21. Die Gosauvorkommen von Gams-Wildalpen sowie vom Waaggraben bei Hieflau	46
22. Das Gosauvorkommen in der Krampen bei Neuberg im Mürztal	48
V. Die Gosauvorkommen in Niederösterreich unter Einbeziehung der tieferen kalkalpinen Kreide im Wiener Raum	48
23. Die Gosauvorkommen bei Lilienfeld	48
24. Die Gosauvorkommen westlich Wiener Neustadt (Grünbach, Neue Welt, Kitzberg usw.)	49
25. Die Gosauvorkommen zwischen Alland und Perchtoldsdorf unter Mitberücksichtigung der tieferen Kreide	52
26. Der kalkalpine Untergrund des Wiener Beckens	54
VI. Die Zentralalpinen Gosauvorkommen	55
27. Die Gosauvorkommen des Krappfeldes in Mittelkärnten	55
28. Die Gosau von St. Paul im Lavanttal	57
29. Die Gosauvorkommen von Kainach und St. Bartholomä nordwestlich von Graz	61
VII. Der Ostalpenraum zur Kreidezeit in mikropaläontologischer Sicht	63
Das Tithon-Neokom	63
Das Apt-Alb	63
Das Cenoman-Turon	64
Das Senon	65
Die Kreide-Tertiär-Grenze	67
VIII. Ausblick	68
IX. Arten, Unterarten und Varietäten von Foraminiferen, Ostrakoden, Otolithen und Sporen aus der Kreide, die ihre Typuslokalitäten in Österreich haben...	71
Literatur	74
Personenregister	82
Mikrofossilregister	83
Sachregister	87

Summary

This paper discusses the microfossils and stratigraphic relations of the sedimentary belts of the Cretaceous System in Austria. Emphasis is given to the various faunal assemblages of the Coniacian-Danian Gosau beds of the Eastalpine ¹⁾ Zone and lists are included of microfossils from the older Cretaceous rocks of the same tectonic unit and from the Molasse and Helveticum-Flysch tectonic zones to the north. However, mention is made of the faunal contents of the underlying Upper Jurassic (Tithonian) and overlying Paleogene beds. Also, arguments are advanced in favor of movements within the Eastalpine nappes in Campanian time.

The Helvetic Zone of Vorarlberg in western Austria consists of two divisions, the Säntis nappe and the Schuppen-unit, both rich in Valanginian to Eocene calcareous Foraminifera. Ostracods also occur, but these are common only in the Valanginian and Barremian stages of the Säntis nappe. The overlying Flysch Zone in the same region likewise is composed of two segments, the Wildflysch and the Vorarlberger Flysch. In these, agglutinated Foraminifera, the so-called Flyschsandschaler, and Orbitoidids are sparingly represented. In Salzburg and Upper Austria, the Helvetic Zone has microfaunas and facies similar to those of the Schuppen-unit. Wellpreserved Foraminifera are common here from the Gault to the Eocene. The Flysch Zone and the tectonically underlying Buntmergelserie in Salzburg and Upper and Lower Austria contain abundant agglutinated benthonic and rare calcareous planctonic Foraminifera. In the Wiener-

¹⁾ tectonical term.

wald Flysch region, larger Foraminifera characterize a thick section of Campanian-Maastrichtian and Eocene strata. The Tithonian, Lower Cretaceous, and Cenomanian of the Klippen zones of the Wienerwald and other parts of Lower Austria possess calcareous faunules similar to those of the Helvetic Zone and the Eastalpine nappes.

Drillings in the foreland Molasse Zone of Upper Austria have recently brought to the surface numerous calcareous foraminifers of Turonian to Campanian age. A similar unit, north of the Danube in Lower Austria, termed Waschbergzone, has, Hauterivian microfaunas in subsurface rocks and Turonian-Eocene assemblages in both surface and subsurface formations.

The Lower Eastalpine Zone in westernmost Austria contains nearly a complete section of Cenomanian to Paleogene beds in the so-called "couches rouges" facies, one that is dominated by *Globotruncana* and *Globorotalia*. In the Upper Eastalpine Zone or Nappes of the same region, Lower Cretaceous, Cenomanian, and Turonian deposits have foraminifers, but these are less prolific than those of the aforementioned facies. Between the Iller and Traun rivers near the Bavaria-Austria boundary, Gault, Cenomanian and Turonian strata are typically exposed. Here, tectonism within Gault and Cenomanian times is evidenced by the transgressive nature of its rocks. The Neocomian Stage in the Upper Eastalpine Zone of the Salzburg region also contains rare but diagnostic Foraminifera, Radiolaria, and Tintinnids; however, the lower tectonic units of this zone in Upper and Lower Austria have foraminifers of Gault and Cenomanian ages, particularly specimens of *Orbitolina*. Gault microfossils are also known from near Lienz in East Tyrol.

The Late Cretaceous beds in the Upper Eastalpine Nappes — termed Gosau — transgress either Triassic or Jurassic beds; and it is here in Upper Turonian time that the pre-Gosau tectonic phase likely occurred. In the Muttekopf region of western Tyrol, the Gosau Formation has Santonian beds with *Inocerami* and Maastrichtian strata with Orbitoidids. Planktonic faunas of Santonian and Campanian age can be found near Brandenberg in eastern Tyrol, and faunules of Maastrichtian age are also present in nearby Kiefersfelden. To the east of the River Inn, Santonian, Campanian, and Maastrichtian strata within this stratigraphic unit are sporadically present. Rich Santonian—Maastrichtian faunas occur in the Nierental region near Salzburg and to the north of Untersberg, in the same area, are abundant and well-preserved Coniacian-Paleogene microfossils. The Gaisberg Mountain group to the east of Salzburg has Coniacian and Santonian microfossil assemblages. The classical areas of August Reuss — those with the well-known Coniacian-Paleocene planktonic and benthonic invertebrate fossils — are located near Gosau and at St. Wolfgang on the Upper Austria — Salzburg border. Here shallow-water faunules with lagenids, miliolids, epistominids, other foraminifers as well as small gastropods and ostracods are common. Between Traunsee and Almtal in Upper Austria Gosau microfaunas of the same type are also abundant and in Ausseer Weißenbachtal in Styria Globotruncanids of Coniacian age have been collected. In recent years orbitoidids have been recorded from the Liezen area in Styria.

Gosau strata likewise are known in Windischgarsten and Unterlaussa near the Upper Austria-Styria boundary, and it is here also that a hiatus occurs within Campanian strata. Maastrichtian beds in these districts have fossils similar to those of the Flysch, especially agglutinated and orbitoid foraminifers. Planktonic assemblages of Campanian, Maastrichtian, Danian, and Paleocene ages are well-known from Gams in Styria and from Wildalpen close by are Characeae.

In the Grünbach-Neue Welt area to the south of Vienna, Campanian-Maastrichtian marine microfaunas are abundant; they include *Gouppillaudina*, *Nummofallotia*, *Vidalina*, and *Orbitoides*. These faunules are then followed by suites of Danian-Paleocene *Globorotalia*. Also to be found here are early Campanian brackish and freshwater Characeae, Ostracoda, and small gastropods, all in coal-bearing strata. Between Alland and Perchtoldsdorf, likewise near Vienna, the transgressive Gault, Cenomanian, Coniacian-Santonian, and Upper Campanian-Maastrichtian beds also possess rich microfaunules. However, there is no clear evidence of transgression at the Cretaceous-Tertiary boundary in this region.

In Carinthia, there are two localities with Gosau exposures — one at Krappfeld, famous for its small and larger Campanian-Maastrichtian foraminifers, and the other at Lavanttal where there are well-preserved Coniacian and Campanian faunules. Globotruncanids and rudists of Campanian age are the dominant organisms of the marly limestone exposures at St. Bartholomä, west of Graz.

Zusammenfassung

Das Helvetikum zeigt in Vorarlberg eine Zweiteilung in die Säntisdecke, mit einem kompletten Profil vom Malm bis ins Eozän, und in die Schuppenzone, welche aus weitgehend sandfreier Mittel- und Oberkreide besteht. Kalkschalige Foraminiferen sind in beiden Einheiten häufig. Eine reichere Ostrakodenfauna bieten Valangien und Barreme. Schichtlücken vermuten wir in der Mittelkreide und im Campan. Der Flysch ist in den Wildflysch und in den Vorarlberger Flysch zu teilen. Beide tektonischen Einheiten enthalten fast ausschließlich agglutinierende Foraminiferen, daneben aber auch Großforaminiferen in den Feinbreccien des Campan-Maastricht.

Das Helvetikum in Salzburg und Oberösterreich zeigt ein Profil, das faziell und faunistisch der Schuppenzone Vorarlbergs nahekommt mit reichlich Plankton. Alttertiär ist ebenfalls häufig. Der Flysch und die Buntmergelserie bringen wieder agglutinierende Foraminiferen, sogenannte Flyschsandschaler. Namentlich im Wienerwald finden sich gut erforschte Großforaminiferenfaunen des Campan-Maastricht und des Eozän. In den Klippenzonen, welche fazielle Beziehungen sowohl zum Helvetikum als auch zum Ostalpin haben, spielt Tithon, Unterkreide und Cenoman mit Kalkschalern eine größere Rolle.

Der Molasseuntergrund in Oberösterreich brachte eine globotruncanenreiche Oberkreide, in der Turon bis Campan belegt sind. Die Waschbergzone in Niederösterreich bringt eine Vaginulinen-reiche tiefe Unterkreide und ein relativ komplettes mikrofossil-reiches Profil vom Turon bis ins Eozän.

Das Unterostalpin zeigt im Rätikon und in den westlichen Lechtaler Alpen ein planktonreiches Profil vom Cenoman bis ins Paleogen in „Couches rouges“-Fazies. Im Oberostalpin läßt sich eine lückenhafte Unterkreide, Cenoman und Turon nachweisen.

Zwischen Iller und bayerischer Traun findet sich, mehr alpenauswärts mit relativ reichen kalkschaligen Faunen, die höhere Unterkreide, das Cenoman und das Turon gut entwickelt. Orbitolinen spielen eine große Rolle. Tektonische Phasen im Gault und im Cenoman werden vermutet.

Die tiefe kalkalpine Kreide in Salzburg brachte einige Neokom-Belege durch kalkschalige Foraminiferen, neben Radiolarien und Tintinniden.

In Oberösterreich und in Niederösterreich zeigen sich wiederum in den tieferen tektonischen Elementen häufiger Gault und selten Cenoman. Orbitolinenfundpunkte sind altbekannt aber noch nicht modern bearbeitet.

In Osttirol und in Kärnten ist die Kenntnis der tiefen Kreide sehr lückenhaft, bei Lienz ergeben sich Hinweise auf die Existenz einer hohen Unterkreide.

Die Gosauschichten, d. h. das Senon des Oberostalpins transgrediert ganz allgemein auf älterem Untergrund (meist Trias oder Jura). Höhere Unterkreide sowie Cenoman oder Turon sind darunter mit Ausnahme der Wiener Umgebung nirgends nachgewiesen. Man nimmt an, daß die Gosautransgression der sogenannten vorgosauischen Gebirgsbildungsphase folgte, für welche ein Ober Turon-Alter wahrscheinlich ist.

Das westlichste Gosauvorkommen am Muttekopf zeigt ein Inoceramen-führendes Santon, darüber mächtige grobklastische Serien worauf dann diskordant ein Orbitoiden-führendes Maastricht folgt.

Bei Brandenberg finden sich Planktonfaunen des Santon und Campan, bei Kiefersfelden solche des Maastricht. Unmittelbar östlich des Inns ist Santon, Campan, Dan, Paleozän und Eozän belegt.

Das Nierental am Untersberg bringt ein Kalkschaler-reiches Santon, Campan, Maastricht und Eozän. An der Untersberg-Nordseite ist das Profil noch kompletter und zeigt vor allem auch ein reichgegliedertes Alttertiär.

Die Gaisberggruppe bringt ein Foraminiferen-reiches Coniac-Santon.

Gosau und St. Wolfgang—Ischl haben als klassische Lokalitäten auch ein sehr komplettes Profil. Neben dem üblichen reichen Plankton, belegbar vom Santon bis ins Paleozän, fallen vor allem auch Flachwasserfaunen mit Lageniden, Milioliden, Epistominen, Vidalinen, Nummofallotien, Gastropoden und Ostrakoden auf.

Zwischen Traunsee und Almtal gibt es zahlreiche Punkte mit Gosauflachwasserfaunen.

Aus dem Ausseer-Weißenbachtal ist ein Globotruncanen-reiches Coniac bekannt. Von Liezen kennen wir Orbitoiden.

Gut untersucht und relativ komplett sind die Profile von Windischgarsten und Unterlaussa. Die Schichtlücke im Campan und der damit verbundene Schweremineral-

umschlag sind hier am besten belegt. Das Maastricht zeigt z. T. flöschähnliche Fazies mit Sandschalern und Orbitoiden.

Aus der Gams kennen wir schon länger Campan, Maastricht, Dan und Paleozän mit reichen Plankton-Faunen. Von Wildalpen kennen wir Characeen. Krampen bei Neuberg ist durch Ammoniten und Orbitoiden bekannt.

Bei Lilienfeld liegt über dem tiefen Campan mit Globotruncanen eine Transgressionsbreccie.

Die Vorkommen von Grünbach—Neue Welt sind modern untersucht und bringen Mikrofossilien vom Campan bis ins Paleozän. In der Kohlenserie spielen Characeen, Ostrakoden sowie Flachwasserforaminiferen, darunter Goupillaudinen eine größere Rolle. Orbitoidenreich ist das Campan-Maastricht.

Zwischen Alland und Perchtoldsdorf kennen wir einen transgredierenden Gault, ein transgredierendes Cenoman, ein vermutlich transgredierendes Coniac-Santon und ein sicher transgredierendes Ober-Campan-Maastricht, welches, wie allgemein in Österreich, ohne erkennbare Schichtlücke ins Paleozän überleitet. In der Einöd kennen wir eine Flachwasserfazies vom Typ „Kohlenserie von Grünbach“.

Die Bohrungen im kalkalpinen Teil des Wiener Beckens erbrachten neben Hoher Unterkreide vor allem ein Orbitoiden-führendes Maastricht.

In der Krappfeldgosau sind bisher Campan, Maastricht und Eozän durch Foraminiferen belegt. Interessant sind hier ebenfalls Otolithenfunde!

In der Kainach (St. Bartholomä) beschränken sich unsere Foraminiferenkenntnisse bisher auf globotruncanenreiche Campan-Faunen.

Ähnliches ist aus dem Lavanttal zu melden, wo *Bolivinooides* häufig wird und zudem Schiffe Cuneolinen zeigen. Ein Foraminiferen-belegtes Coniac mit Otolithen kommt hier dazu.

Schweremineraleanalysen, welche den Umschlag von Chromit zum Granat innerhalb der „Gosau“-Zeit belegen, ergaben sich nach G. WOLETZ am Muttekopf, bei Brandenberg, in Gosau, in Windischgarsten, in der Unterlaussa, in Gams sowie zwischen Alland und Gießhübl. Vom mikropaläontologischen Standpunkt aus kann es als gesichert gelten, daß jene großregionale Umgestaltung, welche die Änderung des Schwermineralspektrums bewirkte, im Campan stattfand und zwar wahrscheinlich innerhalb des Ober-Campans. Im speziellen sei auf eine gleichlaufende Publikation von G. WOLETZ verwiesen.

Einleitung

Den unmittelbaren Anstoß zu der vorliegenden, zusammenfassenden Arbeit gibt das für das Jahr 1963 in Österreich geplante, internationale Mikropaläontologische Kolloquium. Es soll daher der jetzige Stand der mikropaläontologischen Forschung in der Kreide unserer Ostalpenheimat dargelegt werden.

Die Grundlagen für diese Übersicht bieten die sehr verstreut publizierten mikropaläontologischen Forschungsergebnisse zahlreicher österreichischer und ausländischer Forscher — aber auch eigene Untersuchungen anhand von Material, welches mir von Geologen und auswärtigen Mitarbeitern der Geologischen Bundesanstalt zur Verfügung gestellt wurde. Auch von Seiten der Ölgesellschaften wurden mir Bohrkerne zur Bearbeitung überlassen. Zu einem geringeren Teil habe ich auch Material selbst gesammelt. Leider sind wir noch weit davon entfernt, eine gleichmäßig gute Bearbeitung unserer Kreide nachweisen zu können — neben verhältnismäßig wohlbekannten Gebieten gibt es noch große Flächen, von denen noch keinerlei mikropaläontologische Daten vorliegen — daher die offensichtliche Ungleichwertigkeit der verschiedenen Kapitel. Weiters mußte das einheitliche Bild der Arbeit dadurch gestört werden, daß oft von der referierenden Zusammenfassung weg, der Weg ins Detail beschritten wird. Die Ursache liegt allein darin, daß für Gebiete, über die genügend publizierte Unterlagen bestehen, mit einer Zusammenfassung und Literaturhinweisen genug

mitgeteilt ist, während dort, wo keine Veröffentlichungen vorliegen, ein ausführlicher Bericht nötig wurde. Bezüglich petrographischer und stratigraphischer Einzelheiten muß auf die regionalen Arbeiten verwiesen werden. Auch tektonisch-paläogeographische Fragen werden nur soweit erörtert, als die Mikropaläontologie zu ihrer Lösung Wichtiges beitragen kann. So wird auch wiederholt auf Schichtlücken und vermutliche Transgressionen hingewiesen und ihre zeitliche Einordnung geprüft. Dabei wurde auch Kontakt zur Schweremineralestratigraphie gesucht, welche von G. WOLETZ erfolgreich angewendet wird.

Der schon durch viele Jahrzehnte von E. KAMPTNER in geduldiger Kleinarbeit geförderten Arbeitsrichtung der Nannopaläontologie gelang in neuester Zeit durch H. STRADNER der Durchbruch in die geologische Praxis. Da wir diese Arbeitsrichtung für einen methodisch selbständigen Zweig der Paläontologie halten und zudem in bezug auf die österreichische Kreide noch wenig publiziert ist, wollen wir ihr Referat in unsere Betrachtungen noch nicht einbauen.

Spezieller befaßt sich die vorliegende Arbeit mit den Gosauvorkommen. Der Ausdruck „Gosau-Becken“ wird dabei gemieden, da es sich bei allen Vorkommen um Erosionsrelikte handelt, deren heutige Ränder auch im Niveau sogenannter Flachwasserbildungen mit alten Küstenlinien nicht das geringste zu tun haben. Bei der Besprechung der Gosauvorkommen wird fallweise auch auf die Cephalopodenfunde näher eingegangen, da einerseits wichtigste Leitformen in Österreich ihre Typuslokalitäten haben, andererseits vor allem die Ammoniten neben den Foraminiferen zunächst die einzige Fossilgruppe sind, welche bei der Zonengliederung des Gosau-Senons wirklich weiterhelfen. Das Tithon und das Alttertiär wurde fallweise in die Betrachtung mit einbezogen.

Es ist mir eine angenehme Pflicht, allen jenen zu danken, welche mich bei der Abfassung dieser Arbeit unterstützt haben. Besonders nennen möchte ich die Mitglieder der Geologischen Bundesanstalt: Dir. H. KÜPPER, R. GRILL, S. PREY, B. PLÖCHINGER, A. RUTTNER, P. BECK-MANNAGETTA, G. WOLETZ, O. SCHMIDEGG, W. KLAUS, Prof. R. SIEBER, W. FUCHS und T. E. GATTINGER, aber auch H. HILTERMANN und F. BETTENSTAEDT (Hannover), Prof. J. GRAHAM (Stanford), Prof. A. HEIM (Zürich), Prof. A. PAPP, I. KÜPPER, H. u. K. KOLLMANN, G. ROSENBERG und K. TURNOVSKY. Den verhältnismäßig größten Teil des Probenmaterials verdanke ich B. PLÖCHINGER. Von auswärtigen Mitarbeitern der Geologischen Bundesanstalt lieferten mir interessantes Material: F. BACHMAYER, Hofrat Prof. G. GÖTZINGER, Prof. H. ZAPFE, Prof. H. FLÜGEL (Graz), sowie Prof. M. SCHLAGER und Prof. W. DEL NEGRO in Salzburg.

I. Die Kreide der Klippenzone, des Flysches, des Helvetikums und des Vorlandes

1. Helvetikum und Flysch in Vorarlberg

Die moderne mikropaläontologische Forschung begann im Vorarlberger Helvetikum mit Untersuchungen, welche die PREUSSAG, von ihren Öl-Konzessionen im Allgäu ausgehend auch auf Vorarlberg ausdehnte, um eine vergleichende Übersicht zu gewinnen. Zahlreiche, dem weiteren

Fachkreis zugängliche, interne Notizen sowie zusammenfassende Arbeiten von F. BETTENSTAEDT, 1952, 1958 a und 1958 b, berichten über interessante Ergebnisse. Für die Geologische Bundesanstalt führte zuerst S. PREY, 1954, S. 63, mikropaläontologisch ausgerichtete Vergleichsbegehungen durch, auf welche er später bei großräumigen Vergleichen immer wieder zurückkommt (z. B. 1957, S. 317, 318). Im Rahmen der seit 1955 laufenden Kartierungen auf Blatt Feldkirch und Buchs (R. OBERHAUSER, 1957, S. 48, 1958, S. 229, 1959, S. A 44, 1961, S. A 42), welche Vergleichsbegehungen auf Blatt Dornbirn mitbeinhalten, konnten zahlreiche wertvolle mikropaläontologische Daten gesammelt werden.

Helvetikum (Säntisdecke):

Das Helvetikum ist vor allem durch sich regelmäßig wiederholende Großzyklen in der stratigraphischen Aufeinanderfolge zu charakterisieren. Über den Valangienmergeln folgt der neritische Valangienkalk und dann als Sediment des Sedimentationsstillstandes der glaukonitisch-phosphoritische Gemsmättlihorizont der Grenze Valangien/Hauterive. Als weiterer reduzierter Zyklus folgt dann die Folge Kieselkalk, ammonitenreicher, glaukonitischer Altmannhorizont. Der letzte ausgeprägte Großzyklus ist die Folge Drusberg-Mergel, Schrattenkalk, ammonitenreicher, glaukonitisch-phosphoritischer Gault. Die mergeligen Schichten, Valangienmergel und Drusbergschichten, sind dankbare Objekte der schlämmenden Mikropaläontologie, Valangienkalke und Schrattenkalk führen dickschalige Muscheln und bringen uns mikrofossilreiche Dünnschliffe. Die sandig-glaukonitisch-phosphoritischen Bildungen des Gemsmättli- und Altmannhorizontes sowie der Gault geben uns die leitenden Ammoniten, Belemniten und Seeigel.

Aus den Valangienmergeln konnten im Bregenzerwald reichere Mikrofaunen am neuen Weg von Schnepfau zur Schnepfegg unter dem Valangienkalk gesammelt werden. Sie führen gut erhaltene Faunen mit zahlreichen Lenticulinen, darunter häufig *Lenticulina nodosa* (REUSS) neben *Trocholina alpina* (LEUPOLD) und zahlreichen Ostrakoden, darunter häufig eine dickbauchige *Protocythere*, welche sich deutlich von der Art in den Drusbergschichten unterscheidet. Die Drusbergschichten wurden an vielen Punkten im Allgäu, im Bregenzerwald und im Rheintal, aber auch am Nordwestgrat der Altmannspitze (2438 m)¹⁾ in der Säntisgruppe, von F. BETTENSTAEDT auf ihren Mikrofossilinhalt untersucht. Wiederum sind charakteristische Ostrakoden vorhanden, vor allem die Gattungen *Protocythere* und *Cythereis* (siehe F. BETTENSTAEDT, 1958, S. 569). Glatte Lenticulinen kommen massenhaft vor; auffallend und charakteristisch sind *Lenticulina nodosa* (REUSS), *Lenticulina ouachensis* SIGAL, *Planularia crepidularis* (REUSS), *Vaginulina procera* (ALBERS), *Saracenaria* cf. *frankei* DAM., daneben seltene, aber wichtige Leitfossilien: Unterarten von *Conorotalites bartensteini* (BETTENSTAEDT), *Gavelinella barremiana* BETTENSTAEDT sowie kleine Globigerinen. Weiters finden sich Trocholinen, Tritaxien, Frankeinen, Marssonellen sowie kleine, stachelige Kugelradiolarien. Der Schrattenkalk führt in den Dünnschliffen neben viel Schalenbruch, Echinodermen, Kalk-

¹⁾ F. BETTENSTAEDT zitiert diesen von mir für ihn bemusterten Fundpunkt unter Säntis (Ostschweiz).

algen- und Bryozoenresten, *Orbitolina lenticularis* BLUM., Trocholinen und Milioliden. Der normalhelvetische Gault bietet mikropaläontologisch sehr wenig, jedoch mit der im Cenoman einsetzenden Seewerkalkfazies beginnen die Foraminiferen ihre für die ganze helvetische Oberkreide dominierende Rolle.

Der Seewerkalk zerfällt in einen Cenoman- und einen Turon/Coniac-Anteil, wobei die Grenze zu den überlagernden Leistmergeln paläontologisch nicht scharf zu fassen ist. Einen Coniac-Anteil nehmen wir an, da die basalen Leistmergelfaunen bisher keine Verwandtschaft mit dem Coniac der Gosauschichten gezeigt haben. Ins tiefe Turon gehört der Seewergrünsand wie er sich im Bereich der Falte von Götzis findet (A. HEIM, 1958, S. 645). Im Vorarlberger Seewerkalk fanden sich alle Globotruncanen-Arten wieder, die H. BOLLI, 1954 aus den Seewerkalken der Schweiz beschrieben hat, nämlich: *Rotalipora appenninica* (RENZ), *Globotruncana stephani* GANDOLFI, *R. cushmani* (MORROW) (identisch mit *G. alpina* BOLLI), *G. renzi* GANDOLFI, *G. helvetica* BOLLI, *G. lapparenti inflata* BOLLI, *G. lapparenti bulloides* VOGLER, *G. lapparenti lapparenti* BROTZEN, *G. lapparenti tricarinata* (QUER.), *G. lapparenti coronata* BOLLI, *G. globigerinoides* BROTZEN; zusätzlich konnte im tiefen Turon noch *Rotalipora turonica thomei* HAGN erkannt werden.

Über dem Seewerkalk kommen wir wieder in weichere Serien, sodaß die Globotruncanenbestimmungen im Querschnitt an Hand von Dünnschliffen und von glatten Bruchflächen gegenüber der Schlämmaufbereitung wieder in den Hintergrund tritt. Für eine übersichtsmäßige Schnellmethode im Gelände ist die Globotruncanensfortbestimmung mittels einer 12fachen Lupe auf dem nassen Anbruch nach wie vor von großem Vorteil! Bezüglich der aufsteigenden Profifolge Senon—Eozän können wir weitgehend auf Literatur verweisen (F. BETTENSTAEDT, 1958, R. OBERHAUSER, 1958). Die Leistmergel führen häufig Globotruncanen vom *lapparenti*-Typ, aber auch *Globotruncana concavata carinata* DALBIEZ, *Ventilabrella deflaensis* SIGAL mit reicheren Begleitfaunen, darunter auch Ostrakoden. Bemerkenswert ist auch die sich aus *Ataxophragmium variabile* entwickelnde *Pernerina depressa* (PERNER). In höheren Lagen findet sich auch *Bolivinoidea strigillata* (CHAPMAN). Sie gehören demnach ins Santon; ein tiefer Campan-Anteil ist möglich. Teile des Campans dürften ausfallen, vermutlich infolge einer Schichtlücke an der Basis der Wangschichten — die Fleckenkalkzone mit *Globotruncana elevata* BROTZEN ist nicht überall vorhanden. Die Wangschichten (Oberes Obercampan und Maastricht) führen Leitformen der Gattungen *Bolivinoidea*, *Bolivina*, *Pseudotextularia* und *Globotruncana*. Die Grenze zum überlagernden Fraxner Grünsand mit *Globigerina pseudobulloides* PLUMMER und *Globigerina compressa* PLUMMER (unten) und Discocyclinensandsteinen (oben) ist nicht scharf. Da darüberliegende, dunkle Mergel noch *Truncorotalia acuta* TOULMIN führen, gehört der höhere Fraxner Grünsand ins Paleozän. Es steht außer Zweifel, daß große Teile der bisher im Helvetikum für Oberkreide gehaltenen Schichten ins Tertiär gehören!

Helvetikum (Schuppenzone):

Die Kreide der hangenden Schuppenzone wie auch Teile der südlichsten Säntis-Bregenzerwald-Decke hat eine stärker pelagisch beeinflusste Ausbildung und zeigt mit ihrer Fazies und ihren Faunen in Unter- und Ober-

kreide starke Anklänge an das Helvetikum im östlichen Österreich, aber auch ans Unterostalpin des Rätikons bzw. ans Randostalpin des Bregenzerwaldes. Ins Apt gehören die von mir benannten Hochkugelschichten, aus welchen F. BETTENSTAEDT (R. OBERHAUSER, 1953, S. 178) *Globigerina infracretacea*, GLAESSNER *Conorotalites aptiensis*, BETTENSTAEDT *Trocholina infragranulata* NOTH sowie *Gavelinella* sp. bestimmt. Die hangenden Freschenschichten führen nach H. BARTENSTEIN, F. BETTENSTAEDT und C. A. WICHER (R. OBERHAUSER, 1953, S. 179) neben *Globigerina infracretacea* GLAESSNER, *Spiroplectinata* sp.¹⁾, *Pleurostomellina* sp. sowie *Gavelinella* sp. Die hier erwähnte *Trocholina lenticularis* HENSON kommt den von mir wiederholt aus der Unterkreide erwähnten „linsenförmigen Problematikas“ sehr nahe, sodaß ich an der Foraminiferennatur dieser „*Trocholina*“ nach eingehenden Untersuchungen nach wie vor zweifle! Der darüber folgende Liebensteiner Kalk hat wie der Seewerkalk einen Cenoman- und einen Turon/Coniac-Anteil. Darüber folgen die Leimernmergel mit teilweise bunten Farben und reichen Globotruncanenfaunen des Campan-Maastricht. Santon ist bisher nicht nachgewiesen, verbirgt sich aber möglicherweise im oberen auch teilweise bunten Liebensteiner Kalk. Während die Schuppenzone in ihrer Fazies noch durchaus helvetisch ist, sind die überschobenen Flyschgesteine sowohl nach ihrer Fazies, ihrem Fauneninhalt, aber auch nach ihrem tektonischen Stil etwas ganz anderes.

Ultrahelvetikum (Wildflysch):

Der Wildflysch führt vorwiegend Sandschalerfaunen mit *Rzehakina epigona* RZEHAČ und *Spiroplectammia clotho* (GRZYB.), welche für den Bereich Dan/Paleozän sprechen, jedoch konnten auch andere Niveaus in dieser tektonisch stark gemischten Gesteinszone nachgewiesen werden.

Penninikum (Vorarlberger Flysch):

Der Vorarlberger Flysch beginnt mit einer Basisserie, welche Cenoman- und Turon-Globotruncanen, *Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI) sowie *Schackoia* und *Gümbelitra* geliefert hat (F. ALLEMANN, R. BLASER und P. NÄNNY, 1951, S. 159; R. OBERHAUSER, 1953, S. 183; P. LANGE, 1956, S. 197; R. OBERHAUSER, 1958 a, S. 126; H. EUGSTER, H. FRÖHLICHER u. F. SACHSER, 1960, S. 33). Der Reiselberger Sandstein (Hauptflyschsandstein, Schwabbrunnenserie) hat bisher noch keine altersbeweisenden Fossilien geliefert. Der überlagernde Piesenkopfkalk führt in Schlämmproben sogenannte kleinwüchsige Flyschsandschaler, darunter sehr häufig Dendrophryen (F. BETTENSTAEDT, 1958, S. 573 nennt die „Rinnenstäbe“ Rhizamminen) und als altersbelegende Fossilien vereinzelte bernsteinfarbene Globotruncanen vom *lapparenti*-Typ sowie Radiolarien. Das darüber liegende Höhere Senon (Plänknerbrücke-Serie, Fanola-Serie; Hällritzer-Serie, Bleicher-Horn-Serie) führt in den Schlämmproben Sandschalerfaunen wie die liegenden Piesenkopfschichten, jedoch treten die „Rinnenstäbe“ eher zurück. In Dünnschliffen namentlich von feinbrecciösen Lagen stellen sich Globotruncanen des Höheren Senons — aber auch Großforaminiferen, wie *Orbitoides*, *Siderolites*, *Lepidorbitoides*, *Omphalocyclus* usw. ein (R. OBERHAUSER, 1957, S. 48, 1958 b, S. 230; H. B. KALLIES, 1961, S. 272). Umge-

¹⁾ Siehe auch B. GRABERT, 1959, S. 46.

lagerte Orbitolinen, aber auch Komponenten von Tithonkalken mit Calpionellen sind häufig — es dürfte demnach ein Hinterland mit bloßliegenden Tithon und Unterkreide viel Material geliefert haben. Alttertiär ist im Vorarlberger Flysch bisher nicht mit Sicherheit nachgewiesen, jedoch könnte die Bleichhorn-Serie eventuell noch ins Paleozän hineinreichen (siehe F. BETTENSTAEDT, 1958, S. 577). An der Einordnung des Vorarlberger Flysches ins Penninikum kann auf Grund tektonischer und stratigraphisch-fazieller Überlegungen nicht mehr gezweifelt werden.

2. Helvetikum, Flysch und Klippenzonen in Salzburg, Oberösterreich und Niederösterreich

Helvetikum und Flysch (Penninikum) in Bayern:

Von Vorarlberg über Bayern nach Salzburg vermitteln die Arbeiten von F. BETTENSTAEDT, 1958 und H. HAGN, 1960. Während ersterer, von Westen kommend, die helvetischen und ultrahelvetischen Sedimentationsräume sich verschmelzen sieht, kennt H. HAGN im östlichen Oberbayern wiederum ein Nord—Süd- und ein Ultrahelvetikum sowie einen ostalpinen Flysch. Die Mikropaläontologie ist in beiden Arbeiten der unerläßliche Unterbau für sämtliche Schlußfolgerungen. Als jüngste kretazische Sedimente seines Nordhelvetikums nennt H. HAGN die Pinswanger Schichten des Unteren Obercampan, die Pattenauer Schichten aus dem Bereich Ober-Campan—Unter-Maastricht sowie die Gerhartsreuter Schichten des Unter-Maastrichts, welche dann transgressiv von den Adelholzner-Schichten des Lutet überlagert werden. Hier scheint also, wie in den tieferen helvetischen Decken der Schweiz, eine Schichtlücke an der Kreide-Tertiär-Grenze vorzuliegen. Im Südhelvetikum wird von Äquivalenten der Gerhartsreuter Schichten und von Hachauer Schichten (Höheres Maastricht) als jüngsten Kreidebildungen gesprochen, aus denen sich hier aber ohne Schichtlücke das Alttertiär zu entwickeln scheint. Für sein Ultrahelvetikum sind neben Sandschalerfaunen vor allem auch kalkschalige Foraminiferen, wie *Globotruncana calcarata* CUSHMAN und *Reussella scajnochae* (GRYB.) typisch. Namentlich das häufige Vorkommen von *Reussella scajnochae* (GRZYB.) ergibt Beziehungen zur Buntmergelserie im Sinne von S. PREY. Die von J. DE KLASZ (in O. GANSS, 1956) paläontologisch gründlich durchgearbeiteten Buchecker-Schichten im Gebiet Siegsdorf—Eisenerz, welche den Bereich Coniac-Obermaastricht repräsentieren, dürften auch zum Ultrahelvetikum im Sinne von H. HAGN gehören.

In zweifelsfrei seiner ostalpinen Flyschzone angehörenden Gesteinen d. h. aus der Fortsetzung des penninischen Vorarlberger Flysches kann trotz kritischer Suche H. HAGN keinen einwandfreien Alttertiärnachweis anführen. Er meldet die üblichen Flyschsandschaler: *Rhabdammina*, *Rhizammina*, *Hyperammina*, *Dendrophrya*, *Hormosina*, *Ammodiscus*, *Glomospira*, *Trochaminoides* aber auch zweikielige Globotruncanen und Großforaminiferen der Gattungen *Orbitoides*, *Lepidorbitoides* und *Siderolites*. Lediglich das am Südrand der Flyschzone liegende Konglomeratvorkommen im Trattenbach NE Lengries, vermutlich eine eigenständige tektonische Scholle zwischen Flysch und Kalkalpin, bringt nach H. HAGN einen Paleozän-nachweis nach *Truncorotalia angulata* (WHITE).

Helvetikum und Flysch in Salzburg:

Helvetikum und Flysch im Raum nördlich Salzburg beschreiben F. ABERER und E. BRAUMÜLLER, 1958. Im Helvetikum kennen sie wiederum Pattenauer- und Gerhartsreuter Schichten des Ober-Campan und Maastricht, welches durch C. A. WICHER durch Foraminiferen eingestuft wurde. Auch Ammoniten-Belege, bestimmt durch Prof. O. KÜHN, liegen vor. Die Kreide wird von Paleozän und Eozän (siehe F. TRAUB, 1938) normal stratigraphisch überlagert. Zurzeit laufende Untersuchungen von K. GOHRBANDT werden darüber weitere Erkenntnisse bringen. Am Überschiebungskontakt zwischen Helvetikum und Flysch ist die Buntmergelserie aufgeschlossen, welche, bestimmt durch R. NOTH, *Reussella scajnochae* (GRYB.) und *Rzehakina epigona* RZEHAK führt. Neokomflysch ist im Salzburger Raum durch Aptychen gut fossilbelegt. Die Höhere Kreide der Flyschzone wird in der üblichen Einteilung Gaultflysch, Untere bunte Schiefer (Cenoman), Reiselberger Sandstein (Turon), Zementmergel und mürbsandsteinführende Oberkreide (Senon) beschrieben. E. HOFMANN, 1948 berichtet über Pollenfunde im Oberkreide-Flysch von Muntigl und beschreibt zwei neue Arten.

Helvetikum und Buntmergelserie in Oberösterreich und Niederösterreich:

Über Helvetikum, Buntmergelserie und Flyschzone in Oberösterreich und Niederösterreich orientieren vor allem, neben R. NOTH, 1951, mit seiner reichen Bebilderung, die zahlreichen Arbeiten von S. PREY (1949, 1950, 1951, 1952 a, b, 1953, 1957, 1960 usw.). Das Helvetikum, welches in Oberösterreich, unter dem Flysch liegend, in zahlreichen Fenstern auftaucht — zu den bekanntesten gehören neben einigen anderen im Gebiet des Attersees, der Gschlifgraben vor dem Traunstein, der Rehkogelgraben¹⁾, Ohlsdorf an der Traun, Nußbach NE Kirchdorf an der Krems — ist in Oberösterreich durch eine Fazies charakterisiert, welche weitgehend frei von terrestrischen Einflüssen ist. Diese Eigenart verbindet zugleich mit der häufigen Buntfärbung mit südlichen Teilen der Säntisdecke bzw. mit der Schuppenzone in Vorarlberg, sowie mit dem Ultrahelvetikum H. HAGNS in Bayern. Das Profil beginnt im allgemeinen mit einer Kalkschaler-Unterkreide, welche in den Bereich Apt bis Alb eingestuft werden kann mit *Globigerina*, *Pseudovalvulineria*, *Gavelinella*, *Gyroidinoides*, *Epistomina*, *Spiroplectinata* (*Bigenerina*), *Gaudryina*, *Saracenaria* usw. Faunen, wie sie z. B. durchaus mit dem Gault in Argenfazies an der Hohen Kugel in Vorarlberg aber auch mit manchen Vorkommen in der nördlichen Randzone der Kalkalpen verglichen werden können²⁾. Die Oberkreide zeigt reiche, kalkschalige Faunen mit häufigen Globotruncanen, wobei sämtliche Stufen vom Cenoman bis ins Maastricht — auch das Niveau mit *Globotruncana calcarata* (CUSHMAN) — nachgewiesen werden können. R. NOTH, 1951, beschreibt von Nußbach mehrere neue Foraminiferen-Arten. Eine Schichtlücke im Turon ist nicht nachweisbar. Nach Osten fortschreitend entwickelt sich das Helvetikum zur Buntmergelserie, welche sich als solche in der Hauptklippenzone des Wienerwaldes stratigraphisch mit den tithon-

¹⁾ Hier hat *Gaudryina compacta* GRABERT, 1959, ihre Typuslokalität.

²⁾ Eine offensichtliche Unstimmigkeit besteht allerdings mit Ammonitenbestimmungen am Perneckerkogel, welche auf Barreme weisen (s. S. PREY, 1950, S. 149).

neokomen Klippen verbinden lassen dürfte. Besonders gut ist Helvetikum, Flysch und Klippenzone im Almtal (OÖ.) erforscht (S. PREY, 1953). Im Pechgraben bei Weyr findet sich dann die Buntmergelserie nach S. PREY bereits sehr typisch ausgebildet von Cenoman über Senon bis ins Eozän belegt (siehe auch G. ROSENBERG, 1955 a, S. 146). Am besten bekannt ist das Gebiet von Rogatsboden (S. PREY, 1957). Dort folgt auf ein Oberes Albien mit *Thalmaninella ticinensis* (GAND.) ein globotruncanenreiches Cenoman. Turon und Unter-Senon ist durch dürftigere Sandschalerfaunen, mit vereinzelt zwei- und einkieligen Globotruncanen, vertreten. Das höhere Senon ist wieder reich belegbar; neben massenhaft vorkommenden agglutinierenden Foraminiferen finden sich als Charakterfossilien: *Reussella scajnochae* (GRYB.), *Gaudryina pyramidata* CUSHMAN, *Marssonella oxycona* (RÆUSS), *Rzehakina epigona* (RZEHAK), *Nodellum velascoense* (CUSHM.) sowie Dorothien. Neben zwei- und einkieligen Globotruncanen finden sich dann auch seltener die altersbeweisenden einkieligen Formen. Ausnahmsweise gibt es auch Kalkschalerfaunen ganz vom Charakter des westlichen Helvetikums. Aufsteigend im Dan, Paleozän und Eozän werden die Flyschsandschaler dann großwüchsiger und gelegentlich dazukommende Leitformen wie *Textulariella ? varians* GLAESSNER neben oft reichlich Plankton (Globigerinen und Globorotalien), gestatten genauere Altersaussagen. Generell kann man also sagen, daß in der Buntmergelserie von Oberösterreich nach Osten namentlich im Turon, Senon und Alttertiär die Flyschsandschalerfaunen gegenüber den Kalkschalerfaunen stärker hervortreten, womit die scharfe Abgrenzung gegen den Flysch, wo Sandschalerfaunen ganz den Ton angeben, schrittweise schwieriger wird.

Der Flysch in Oberösterreich und Niederösterreich:

Der eigentliche Flysch mit seiner gegenüber der Buntmergelserie viel stärker klastischen Fazies zeigt sehr zum Unterschied zum Helvetikum, zur Buntmergelserie und zur Hauptklippenzone eher dürftige Unterkreide-Mikrofaunen. Das durch Aptychen nachgewiesene Neokom ist mikropaläontologisch fast nicht zu erfassen, der Gault ist durch häufige verkieste Radiolarien gekennzeichnet. Unter kleinwüchsigen Sandschalern fallen vor allem glasige Recurvoiden, darunter *Plectrorecurvoides alternans* NOTH (Typuslokalität bei Kirchdorf a. d. Krems) neben vereinzelt Exemplaren von *Globigerina infracretacea* GLAESSNER auf. Cenoman und Turon (Untere bunte Schiefer und Reiselsberger Sandstein) haben spärliche Faunen mit Radiolarien, kleinen Dendrophryen, kugeligen Haplophragmiden, Trochamminoiden, Ammodiscen, Glomospiren, Gaudryinen und ganz selten altersbeweisenden Planktonformen, wie *Globigerina* und *Globotruncana*. Über dem Reiselsberger Sandstein sind Dendrophryen noch mehr tonangebend, dazu treten wiederum Recurvoiden und ganz vereinzelt und oft bernsteinfarben doppelkielige Globotruncanen der *lapparenti*-Gruppe. Im Höheren Senon wird die Sandschalerfauna meist reicher und großwüchsiger, *Rzehakina epigona* RZEHAK zeigt die nahe Kreide — Tertiär-Grenze an. Des weiteren machen namentlich auch die Gattungen *Rhabdammina*, *Hyperammina*, *Placentammina*, *Hormosina*, *Proteonina*, *Rheophax*, *Ammodiscus*, *Glomospira*, *Trochamminoides*, *Thalmannammina*, *Cribrostomoides*, *Spiroplectammina* und *Cyclammmina* die sogenannten Flyschsandschaler aus. Ostrakoden und Lageniden sind neben diesen Sandschalern so gut wie nie vertreten.

Altersbeweisende Globotruncanen, Pseudotextularien und Bolivinen belegen gelegentlich Maastricht. Dan und Paleozän ist z. B. auch in Rogatsboden durch Truncorotalien und Globigerinen neben den Sandschalern nachweisbar.

Im Wienerwaldflysch zeigen Dünnschliffe der Unterkreide-Aptychenbreccien eine Foraminiferenassoziation nicht unähnlich dem Schrattekalk bzw. den Tristelschichten. Im Höheren Senon sind die Großforaminiferengattungen *Lepidorbitoides* und *Orbitoides* (A. PAPP, 1956) als Leitfossilien zur Abtrennung von Campan und Maastricht benützt worden. Auch in Oberösterreich sind Lepidorbitoiden, Orbitoiden und Sideroliten nachgewiesen (S. PREY, 1950, S. 140, A. PAPP, 1956, S. 134). F. KARRER, 1865, beschrieb als erster Flyschsandschalerfaunen und brachte drei neue Arten zur Abbildung. R. JÄGER, 1913, machte bereits reiche Kalkschalerfaunen bekannt mit Orbitoiden, Lepidorbitoiden, Sideroliten und Globotruncanen usw. F. BRIX, 1961, bringt auf Grund von Nannofossilbestimmungen von H. STRADNER interessante Beiträge zur Gliederung des Wienerwaldflysches. Die bisher schon durch R. JÄGER, 1913, 1914 sowie G. GÖTZINGER bekannten Stufen Neokom (Aptychen, Belemniten), Senon (Ammoniten, Orbitoiden) und Eozän (Nummuliten) werden an bekannten Fossilfundpunkten bestätigt, aber auch an zahlreichen Punkten neu nachgewiesen. In den in dieser Aufzählung fehlenden Stufen Apt, Alb, Cenoman, Turon, Dan, Paleozän bzw. in der Unterteilung des Neokoms, Senons und Eozäns liegen die großen Probleme des Wienerwaldflysches an deren Lösung nun vor allem an Hand der Autobahnaufschlüsse gegangen werden soll. Laufende Untersuchungen von R. GRILL und S. PREY lassen im Wienerwaldflysch neue Erkenntnisse erwarten, wobei die von R. NOTH begonnenen mikropaläontologischen Untersuchungen (G. GÖTZINGER, R. GRILL u. K. KÜPPER, 1954) fortgeführt und intensiviert werden sollen. Als grundlegende Vorarbeit dürften sich die Funde von *Globotruncana lapparenti coronata* in den Kaumberger Schichten erweisen, wodurch Beziehungen zum westlichen Piesenkopfkalk offenbar wurden (R. NOTH u. G. WOLETZ, 1954).

Die Klippenzonen in Niederösterreich:

Die Grestener Klippenzone und die Hauptklippenzone des Wienerwaldes werden von der Buntmergelserie umhüllt und vom Flysch überlagert. Die Tithon-Neokomkalke enthalten altersbeweisende Calpionellen und Radiolarien. Schlammproben aus dem Neokom der Stollbergklippen (Hauptklippenzone) erbrachten Radiolarienfaunen mit linsenförmigen Problematikas neben Lagenidenfaunen von helvetischem Charakter und darüber einen Kalkschalergault (H. KÜPPER, 1962). Die St. Veiter Klippenzone bei Wien mit ihrer ziemlich kompletten Rhät-Jura-Serie ist wohl die direkte Fortsetzung der pienninischen Klippenzone der Karpaten. Im vorwiegend bunten „Klippenhüllflysch“ konnten reiche Cenoman-globotruncanenfaunen entdeckt werden (R. NOTH, 1951, S. 12 usw.); weit häufiger finden sich allerdings Flyschsandschalerfaunen. A. F. TAUBER, 1940, berichtet über Funde von *Orbitolina concava* LAM. womit auch Cenoman belegt wurde. R. JANOSCHEK, H. KÜPPER u. E. ZIRKL, 1956, fassen die neueren Ergebnisse zusammen. In letzter Zeit kommen als neue Cenoman-globotruncanenfundpunkte dazu: Girzenberggasse/Majoragasse 7 und Veitingergasse 102.

Tektonische Fenster in den Kalkalpen:

Bei der Entdeckung des Flysch/Klippenfensters vom Wolfgangsee spielte die Mikropaläontologie eine wichtige Rolle (B. PLÖCHINGER, 1961). Reiche Foraminiferenfaunen der Oberkreide und des Alttertiärs konnten sowohl im ostalpinen Rahmen (Gosau, Neokom) als auch im Fenster entdeckt werden (Buntmergelserie usw.), über die später einmal berichtet werden soll. Auch bei der weiteren Durchforschung und Abklärung des Flyschfensters von Windischgarsten (S. PREY, A. RUTTNER und G. WOLETZ, 1959) sowie im Flysch des Fensters von Brettl wurden von S. PREY umfangreiche mikropaläontologische Untersuchungen durchgeführt, die in Windischgarsten, ähnlich wie am Wolfgangsee, sich auch mit der mikropaläontologischen Unterscheidung von gleich alten Bildungen der verschiedenen tektonischen Einheiten befassen.

3. Molasseuntergrund in Oberösterreich und Niederösterreich und Waschbergzone

Molasseuntergrund in Oberösterreich:

F. ABERER, 1958 und R. H. JANOSCHEK, 1959 und 1961 beschreiben die Molassezone im westlichen Oberösterreich und Salzburg und kommen dabei auf die großflächigen Vorkommen von Vorlandskreide zu sprechen, welche durch die Erdölbohrungen der Rohöl-AG. in den westlichen Teilen des oberösterreichischen Alpenvorlandes entdeckt wurden. Vor allem E. BRAUMÜLLER, 1961, beschäftigt sich im einzelnen mit der Paläogeographie der Vorkommen und teilt mit, daß die Kreide erst im Raum zwischen Gmunden und Steyr unter die Alpen verschwindet. Der Bereich Turon bis Unter-Campan ist bisher mikropaläontologisch nachgewiesen. Cenoman wird aus faziellen Gründen vermutet. Im anschließenden Bayern war diese Kreide schon früher bekannt geworden (H. HAGN, 1955, C. A. WICHER und F. BETTENSTAEDT, 1957), wurden ja schon in den Jahren 1937 bis 1939 die sogenannten Innviertelbohrungen Birnbach 1, Weihmörtling 1 und Füssing 1 niedergebracht. Neuerdings ist im Untergrund der bayerischen ungefalteten Molasse auch Unter-Kreide erbohrt worden. Die von C. A. WICHER bearbeitete kompletteste Bohrung Birnbach 1 erbrachte ein zirka 291 m mächtiges Unter-Campan mit *Bolivinooides decorata laevigata* MARIE, *Bolivinooides decorata decorata* (JONES), *Planoglobulina acervulinoides* (EGGER), *Stensiöina pommerana* BROTZEN — darunter lag 180 m mächtig Unter-Campan mit *Bolivinooides strigillata* (CHAPMAN), *Stensiöina pommerana* BROTZEN und *Stensiöina exculpta* (REUSS). Zirka 210 m mächtiges Santon war charakterisiert durch *Ventilabrella deflaensis* SIGAL, *Stensiöina exculpta* (REUSS) und *Reussella scajnochae praecursor* DE KLASZ und KNIPSCHIEER. Zirka 160 m mächtiges Coniac wurde eingestuft durch *Virgulina tegulata* REUSS neben *Neoflabellina baudouiniana* (ORB.). Zirka 95 m Turon führen des weiteren *Virgulina tegulata* REUSS, sowie *Palmula elliptica* (NILSSON). Die durch mich unabhängig von diesen Bestimmungen untersuchten Globotruncanen erbrachten ein gleichartiges Ergebnis. Zusätzlich konnten vom Turon C. A. WICHERS an Hand des Vorkommens von *Rotalipora reicheli* MORNOD, *Globotruncana renzi* GANDOLFI, *Globotruncana inflata* BOLLI und *Globotruncana stephani* GANDOLFI ein tiefes Turon noch abgetrennt werden. Die oberösterreichischen Bohrungen der Rohöl-AG. Treubach 1

und Wegscheid 1, in welche ich Einsicht nehmen konnte, schließen sich faunistisch völlig an die bayerischen Bohrungen an. In der kompletten Bohrung Treubach 1 von 1816 bis 1836 *m* belegen *Globotruncana elevata stuartiformis* DALBIEZ neben doppelkieligen Globotruncanen vorwiegend der *lapparenti*-Gruppe, *Stensiöina exculpta* (REUSS), *Stensiöina pommerana* BROTZEN, *Bolivinoidea strigillata* (CHAPMAN) und *Reussella scajnohae praecursor* DE KLASZ und KNIPSCHER Unter-Campan. Im Kern 1907 bis 1909 *m* fand sich neben Globotruncanen der *lapparenti*-Gruppe auch *Globotruncana concavata carinata* DALBIEZ und *Ventilabrella deflaensis* SIGAL, wodurch Santon als belegt erscheint. Von 2003 bis 2005 *m* fand sich zum letztenmal, neben Globotruncanen der *lapparenti*-Gruppe, *Globotruncana concavata carinata* DALBIEZ und *Stensiöina exculpta* REUSS, sodaß wir uns hier etwa in der Santon-Basis befinden dürften. Die tieferen Kerne bis 2162 *m* führen weiter doppelkielige Globotruncanen, wobei jedoch globigerinenähnliche Formen wie *Globotruncana globigerinoides* BROTZEN, *Globotruncana marginata* (REUSS) usw. immer häufiger werden, was für das Höhere Turon und das Coniac charakteristisch zu sein scheint. Neben der offensichtlichen Verbindung zur Regensburger Kreide ist auch eine jetzt durch die Erosion entfernte Verbindung mit der Böhmisches Kreide nahelegend, in der Cenoman, Turon und Coniac hochmarin und auch globotruncanenführend vertreten sind (K. TRÖGER, 1962, S. 859).¹⁾

Die Bohrung Perwang 1, an der Grenze Salzburg—Oberösterreich gelegen, nimmt infolge ihrer tektonischen Eigenart eine viel diskutierte Sonderstellung ein; S. PREY, 1960, S. 211 vergleicht mit der Waschbergzone. Die in den freischwimmenden Schuppen dreimal durchbohrte Kreide ist eindeutig jünger als jene des ungestörten Molasseuntergrundes. Sie gehört nach *Bolivina incrassata* REUSS, *Bolivinoidea draco miliaris* HILTERMANN und KOCH, *Stensiöina pommerana* BROTZEN, *Globotruncana calcarata* CUSHMAN, *Globotruncana elevata stuartiformis* DALBIEZ, *Globotruncana lobata* DE KLASZ, *Globotruncana fornicata* (PLUMMER), *Globotruncana ex gr. arca* (CUSHMAN), *Globotruncana ex gr. lapparenti* BROTZEN ins Obere Ober-Campan.

Molasseuntergrund und Waschbergzone in Niederösterreich:

Nach R. GRILL (1962, S. 14, 35) ist die nördlich der Donau gelegene Waschbergzone ein in Schuppen gelegter Teil der Molasse, hat also eine gleiche tektonische Position wie die westliche subalpine Molasse. Vielleicht könnte man sie mit den unter der aquitanen Molasse Oberösterreichs begrabenen Oberkreide—Alttertiär-Schuppen in der Bohrung Perwang vergleichen? Die Unter-Kreideentwicklung in der Waschbergzone und im vorgelagerten bzw. sie unterlagernden Vorland ist kaum verschieden; Oberkreide ist im Vorlandtrog in Niederösterreich bisher nur im Liegenden der Waschbergzone nachgewiesen.

Aus dem Tithon kennt man in der Waschbergzone die durch Ammoniten belegten mergeligen Klentnitzer Schichten sowie die fossilreiche Korallenriffkalkfazies des Ernstbrunner Kalkes. Die im Jahre 1944/45 in der Waschbergzone abgeteufte Bohrung Korneuburg 2 machte unterhalb 850 *m*

¹⁾ Anschließend dürfte das Böhmisches Massiv nach neuesten Pollenuntersuchungen landfest geworden sein.

dunkelgraue Tonmergel mit Glaukonitsandsteinschlieren bekannt, welche eine reiche, kleinwüchsige Mikrofauna führen. Berippte Vaginulinen und Vaginulinopsiden neben Lenticulinen, Epistominen, Trocholinen, Spirillinen, Discorbiden, Virgulinen und Rhabdogonien sind vor allem charakteristisch. R. NOTH, 1951, bildet diese Fauna ab und stellt sie nach eingehenden Vergleichen ins Hauterive. Drei Arten werden als neu beschrieben. In neuerer Zeit erbrachten die ÖMV-Bohrungen Staatz 1 und Wildendürnbach K 4 im Molassevorland und die Bohrung Ameis 1 im autochthonen Untergrund der Waschbergzone aus sehr mächtigen Schichtfolgen ähnliche, wenn auch eher ärmere Faunen. Der Bereich Oberer Dogger, Malm, tiefes Neokom konnte auf jeden Fall sichergestellt werden — auch ergaben sich Gliederungsmöglichkeiten innerhalb des Profils. Der Bereich Hoher Malm bis Hauterive kann als wahrscheinlich gelten, wenn auch eine Zuweisung zu der auf Ammoniten fußenden Zonengliederung zunächst nicht zweifelsfrei möglich ist.

Die Klementer Schichten der Typuslokalität haben nach F. BACHMAYER, 1959, S. A 117, auf Grund von Inoceramenfunden mittelturonen Alter. An Foraminiferen konnten *Ataxophragmium variabile globulare* MARSSON und die sehr nahestehende *Pernerina depressa* (PERNER) neben *Globotruncana lapparenti coronata* BOLLI, *Globotruncana lapparenti tricarinata* (QUER.), *Globotruncana lapparenti angusticarinata* GANDOLFI und *Globotruncana cf. renzi* GANDOLFI festgestellt werden, welche ein tieferes Alter als Mittel-Turon ausschließen — nach oben aber bis Santon jede Einstufung offenlassen. Eine Überprüfung der in der Bohrung Wollmannsberg (siehe R. GRILL, 1953, S. 76) zuoberst angetroffenen Neoflabellinen ergab an Hand der neuesten Literatur *Neoflabellina deltoidea ovalis* (WEDEKIND), wodurch für diesen hangendsten Teil der Klementer Schichten auch ein Coniac/Santon-Nachweis erbracht ist. Auch in Material aus Kreide der Bohrung Ameis 1, in das mir W. FUCHS Einblick gewährte, kommen über dem Turon noch wenig mächtige Coniac/Santon-Anteile vor, welche durch Stensiöinen und Neoflabellinen usw. sichergestellt wurden. Auch die Bohrung Korneuburg 2 hat Klementer-Schichten durchörtert. F. KARRER, 1870, beschrieb aus Klementer-Schichten in Leitersdorf bei Stockerau 16 neue Foraminiferenarten. Als Charakterfossil der Klementer Schichten erkannte schon R. NOTH *Ataxophragmium variabile globulare* MARSSON. Wie er selber dazu ausführt ist die Abgrenzung gegen *Pernerina depressa* (PERNER) nicht immer einfach. Auf jeden Fall fehlt diese Formengruppe in der Gosau, im Flysch und Buntmergelerde völlig, ist jedoch in der Vorlandskreide Oberösterreichs, in der böhmischen Kreide, in Norddeutschland, aber auch in helvetischen Leistmergeln Vorarlbergs durchaus nicht selten. Das Höhere Senon, der Bereich Ober-Campan—Maastricht, ist in der Waschbergzone mit prachtvollen Mikro-Faunen vertreten, in denen neben den Gattungen *Globotruncana* und *Pseudotextularia* vor allem auch die aus den norddeutschen Profilen gut bekannten Gattungen *Bolivina* und *Bolivinoidea* und *Neoflabellina* durch besondere Häufigkeit auffallen. Besonders reiches Material brachte wiederum die Bohrung Ameis 1, wo das Ober-Senon die Basis der obersten Schuppe bildet.

Das Dan (Bruderndorfer Schichten) wurde durch O. KÜHN, 1930, und M. F. GLAESSNER, 1931, erstmalig nachgewiesen und in neuester Zeit auch durch mikropaläontologische Funde von *Globigerina triloculinoides*

PLUMMER, *Globigerina pseudobulloides* PLUMMER und *Globigerina compressa*, PLUMMER bestätigt (siehe F. BACHMAYER, 1960, S. A 118). Bezüglich des überlagernden, reich gegliederten Alttertiärs sei auf R. GRILL, 1962 und K. GOHRBANDT, 1962, verwiesen. In einem nicht mehr aufgeschlossenen Teil des Steinbruches NW der Reingruber Höhe haben im sogenannten tegeligen Sand von Bruderdorf einige Foraminiferen, darunter als sichere Oberkreideformen: *Pseudotextularia elegans* RZEHAK und *Pseudotextularia varians* RZEHAK, ihre Typuslokalität. M. F. GLAESSNER, 1936, S. 112, weist unter Benützung von Archivmaterial des Naturhistorischen Museums in Wien ein Oberkreide-Alter des von A. RZEHAK, 1891, S. 1 und 1895, S. 214, ins Eozän gestellten Materials nach und vergleicht wohlbegründet mit Maastricht-Faunen aus den bayerischen Alpen. K. GOHRBANDT, 1962, S. 60, findet bei einer Neuschlammung aus demselben Archiv-Material eine paleozäne Planktonfauna. Da die Aufschlüsse heute verschüttet sind und A. RZEHAK zudem von drei verschiedenen Lagen berichtet, die er geschlämmt hat, ist es nach wie vor unklar, ob A. RZEHAK nur Kreide, oder Kreide und Alttertiär, oder Alttertiär mit aufgearbeiteter Oberkreide vorlag. Diese Unsicherheit überträgt sich leider auf die von hier als neu beschriebenen Fossilien. Erschwert wird die Auswertung seiner Fossilangaben dadurch, daß er in vielen kleinen Notizen über verschiedene Fundpunkte immer wieder Foraminiferen neu benennt, aber nur in den Arbeiten von 1888 und 1895 einige davon abbildet. Aus diesen Gründen nehmen wir nur sicher als kretazisch identifizierbare Formen in unsere Typenliste auf.

Über die Stratigraphie und Mikropaläontologie der Kreide des karpatischen Raumes, welchen man beim Studium des alpinen Flysches nicht außer acht lassen darf, orientieren verschiedene Arbeiten neuesten Datums (D. ANDRUSOV, M. MISIK, E. u. V. SCHEIBNER, 1960; K. BIRKENMAJER 1960; M. MAHEL, 1961; J. LISZKOWA, 1961; A. SLACZKA, 1961).

II. Das Unterostalpin des Westens und die tiefere kalkalpine Kreide zwischen Rätikon und Wienerwald sowie in den südlichen Kalkalpen

4. Rätikon und westliche Lechtaler Alpen

O. AMPFERER, 1910, S. 59, gebührt das Verdienst, als erster die sogenannten Cenoman-Schiefer der Lechtaler Alpen in die Kreide gestellt zu haben. Natürlich lag es im Anschluß daran nahe, auch die über den Aptychenschichten liegenden Kreideschiefer des Rätikons ins Cenoman zu stellen. Paläontologische Altersnachweise erbrachten jedoch erst mikropaläontologische Untersuchungen, welche im Zuge der Neuaufnahme des Rätikongebirges durch die Geologische Bundesanstalt durchgeführt wurden.

Dünnschliffe, welche ich von O. SCHMIDEGG zur Durchsicht erhielt, ergaben nordöstlich Lenzekopf, östlich Brand ein Unter-Turon-Alter mit

Globotruncana cf. *renzi* THALMANN u. GANDOLFI

Rotalipora cf. *turonica* (BROTZEN)

Globotruncana cf. *stephani* GANDOLFI

Globigerina sp. sp.

Ein Dünnschliff aus dem Graben Nord Fluralpe, südöstlich Brand ergab

Rotalipora ex gr. *appenninica* (RENZ)

Ticinella sp.

Globigerinen vom *cretacea*-Typ

Aus den großen Sturzblöcken bei Zalum-Mähder bei Bürs (Schliff 58/128) stammt aus gemeinsam mit Prof. W. HEISSEL entnommenen Proben ebenfalls ein Unter Turon-Nachweis mit

Rotalipora ex gr. *appenninica* (RENZ)

Globotruncana stephani GANDOLFI

Globotruncana cf. *marginata* (REUSS)

Globigerinen vom *cretacea*-Typ

Im Graben Ost Zalum hinter der Holzerhütte fand sich im Schliff Nr. 58/129 *Rotalipora* cf. *turonica* BROTZEN.

Ein Schliff (57/264) aus den hangendsten Kreideschiefern des Steinbruches des Zementwerkes Lorüns ergab ebenfalls den Bereich Ober-Cenoman bis Unter-Turon auf Grund von

Rotalipora turonica thomei HAGN

Globotruncana stephani GANDOLFI

Globigerina sp.

Gümbelina sp.

Als tektonischer Unterbau des Rätikons, namentlich an seiner Süd- und Südwest-Seite, ist die unterostalpine Falknis-Sulzfluhdecke zu melden, welche teilweise aus Kaskaden von Gleitbrettern besteht. So liegt im Hochrätikon ein tektonischer Wechsel von Sulzfluhkalk mit überlagernden Oberkreide-Couches rouges mit z. T. bunten Globorotalienschiefern des Paleogens vor.

Schliffe des Sulzfluhkalkes von Grubenpass bei der Tilisunahütte erbrachten neben häufigen Kalkalgen (Solenoporen ?, Clypeinen) *Trocholina alpina* (LEUPOLD), *Trocholina* ex gr. *elongata* (LEUPOLD) sowie *Conicospirulina basiliensis* MOHLER — eine Fauna, welche zweifellos für Tithon spricht. Eine gänzlich andere Fazies zeigen die Calpionellen-führenden Schichten¹⁾. Der Tristelkalk der Falknis-Decke mit seinen Algen, Orbitolinen und Coscinolinen erinnert an den Schrattekalk.

Die an der Drusenfluh den Sulzfluhkalk überlagernden Couches rouges entsprechen der gesamten Oberkreide, welche an Hand von Globotruncanen und Pseudotextularien vom Cenoman bis ins Maastricht belegt werden kann. Das Couches rouges-Relikt auf der Scheienfluh gehört nach der Globotruncanen-Fauna ins Cenoman. An der Kirchlispitze und an der Sulzfluh, sowie Nord des Drusentores sind nur alttertiäre Couches rouges vorhanden, welche Globigerinen und Globorotalien führen (vgl. R. OBERHAUSER, 1959, S. A 45). Im Fenster von Nüziders finden sich ebenfalls paleozäne bis eozäne Globorotalienschiefer (vgl. R. OBERHAUSER, 1959, S. A 44). Über die stratigraphischen Verhältnisse im westlichen Rätikon, wo vor allem die Falknisdecke mit ihrer reichen Couches rouges-Entwicklung eine große Rolle spielt, belehrt uns u. a. F. ALLEMANN, 1952 u. 1956, S. 144—210. Besonders sei auf die fazielle Verwandtschaft zwischen der Mittleren und Oberen Kreide und dem Alttertiär des südlichen Helvetikums und dem behandelten Unterostalpin hingewiesen.

Zur Kenntnis des Randcenomans im Zitterklapfengebiet im Bregenzerwald aus liegenden Mergeln des Blasenkakonglomerates diene folgende, zusammenfassende Bestimmung von von W. MASCHER (BETTENSTAEDT, OBERHAUSER u. WICHER 1953, 73. Notiz) gesammeltem Schlammprobenmaterial

Rotalipora appenninica (RENZ)

Rotalipora reicheli MORNOD

¹⁾ *Calpionella alpina* LORENZ hat in der Calpionellenkalk-Serie der Falknisdecke im Fürstentum Liechtenstein ihre Typuslokalität (F. ALLEMANN, 1956, S. 171).

Schackoïna cenomana (SCHACKO)
Gavelinella ammonoides (REUSS)
Dorothia gradata (BERTH.)
Clavulinoides gaultinus MOROZOWA

D. RICHTER, 1956, S. 358, berichtet näher über diese Vorkommen.

Vom Zitterklapfen bis zum Ütschenjoch wurde die ostalpine Randzone von H. B. KALLIES, 1961, untersucht. Er stellt die auf Grund von Bestimmungen von F. BETTENSTAEDT und R. OBERHAUSER von der Hohen Unterkreide über Cenoman bis ins Turon reichende, bald graue, bald bunte Serie in die Arosa-Zone. Wir würden besser von Randostalpin sprechen bzw., wenn schon an Unterostalpin, dann eher an Falknis-Sulzfluhdecke denken. P. R. LANGE, 1956, S. 209—213, spricht hier von einer kalkalpinen Randzone und meldet weitere Foraminiferenfunde.

Die westlichen Lechtaler Alpen wurden von K. E. KOCH und W. STENGEL-RUTKOWSKI, 1959, näher untersucht. Die Fleckenmergel transgredieren teilweise auf die Obertrias — die Kreide teilweise auf verschiedene Jura-Niveaus, so auch auf Aptychenschichten mit *Calpionella alpina* LORENZ und *Calpionella elliptica* CADISCH.

Die transgredierende Kreide setzt an der Mohnenfluh mit Breccien ein, welche *Orbitolina conoidea discoidea* GRAS enthalten. In Komponenten finden sich Calpionellen. Am Zürsersee transgrediert die Kreide mit einer globigerinenführenden brekziösen Basis und hangenden Sandstein-führenden Kreideschiefern mit *Orbitolina conoidea discoidea* GRAS. Auf der Tritt-Alpe liegen über Malm wiederum Kreidespatkalke mit Planktonfaunen der hohen Unterkreide. Im Gebiet östlich des Zürsertales fanden sich altersbeweisende Foraminiferen- und Ammonitenfaunen, welche belegen, daß hier die Kreideschieferbasis im Oberen Albien liegen dürfte, womit die beiden Autoren die Apteinstufungen HUCKRIEDES (siehe hinten) korrigiert wissen wollen. *Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI), *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI), *Pseudovalvulineria lorneyana-trochoidea* (GANDOLFI) werden gemeldet. Cenoman-Fossilien werden nicht erwähnt. Auffallend ist die faunistische und wohl auch fazielle Übereinstimmung mit der hohen Unterkreide der Lienzer Dolomiten (R. OBERHAUSER, 1960, S. A 120).

Den unmittelbaren östlichen Anschluß bei Kaisers behandelt R. HUCKRIEDE, 1959. Er nimmt an, daß die Aptychenkalke möglicherweise bis ins Barreme reichen. *Calpionella alpina* LORENZ und *Calpionella elliptica* CADISCH sind nach ihm in manchen Schriffen häufig. Interessant ist sein Nachweis einer Neokom-Radiolaritserie mit *Tintinnopsella* cf. *carpathica* (MUR. u. FIL.) am Stanskogel, welche in den höheren Aptychenschichten steckt, die ihrerseits durch Kreideschiefer überlagert werden. HUCKRIEDE, 1958, S. 71, geht speziell auf die Kreide ein und meldet, daß die Aptychenschichtenfazies bis ins Niveau der Globigerinenschüttungen reicht. Anschließend kommen dann die Orbitolinenbreccien mit *Orbitolina discoidea conoidea* GRAS, für welche er ein Apt-Alter vermutet. Als jüngere Schichten meldet er dann Mergelschiefer mit *Pseudovalvulineria lorneyana trochoidea* (GANDOLFI) und *Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI), welche er ins Untere Albien einstuft. Von anderen Fundstellen meldet HUCKRIEDE dann auch Ober-Alb mit *Thalmaninella ticinensis alpha* (GANDOLFI) sowie ein Unter-Cenoman mit *Rotalipora appenninica* (RENZ).

Für die früher für Senon gehaltenen Kreideschiefer der Holzgauer Mulde konnte 1953 der Bereich (Alb bis) Cenoman nachgewiesen werden (F. BETTENSTAEDT, R. OBERHAUSER u. C. A. WICHER, 1953, 66. Notiz), der dann von R. HUCKRIEDE, 1958, S. 72, 82, auf vermutliches Unteralb eingeeignet wurde.

5. Zwischen Iller und bayerischer Traun

In diesem weitgespannten Bereich konzentriert sich die höhere Unterkreide und das Cenoman-Turon mehr auf die nördlichen Teile des kalkalpinen Raumes. Teilweise spricht man mit guten Gründen von einem Randcenoman.

Mehrere Arbeiten von bayerischer Seite haben hier die verschiedenen Vorkommen in Alb, Cenoman und tiefes Turon gliedern können. Diese Unterteilungen wurden auf den neuen geologischen Karten 1:100.000 des bayerischen Alpenvorlandes (Füssen 662, Murnau 663, Tegernsee 664, Schliersee 665) durch Buchstabensignatur angezeigt. Zu nennen sind als paläontologische Beschreibung die Arbeit von H. HAGN u. W. ZEIL, 1954, sowie die mehr geologisch ausgerichteten Untersuchungen von W. ZEIL, 1955 und 1956. Umfangreiche mikropaläontologische Grundlagenarbeit ist wiederum über die PREUSSAG (Notizen: F. BETTENSTAEDT, R. OBERHAUSER u. C. A. WICHER, 1953, Nr. 34, 61, 62, 67, 71, 75) den kartierenden Geologen zur Verfügung gestellt worden und wird wohl im Zuge des Erscheinens der einzelnen Blätter und Erläuterungen mitgeteilt werden. Auf Grund dieser umfangreichen Vorarbeiten können wir auf weitere regionale Erörterungen verzichten. H. HAGN, 1961, S. 166, meldet reiche Mikrofaunen von Hölzelsau im Tiroler Unterinntal mit *Orbitolina concava* (LAM.), *Flabellamina* u. *Rotalipora*.

W. ZEIL gibt Argumente dafür an, daß nach einer ununterbrochenen Sedimentation bis ins tiefe Albien mit *Pseudovalvulineria trochoidea* (GANDOLFI), im mittleren Albien eine Schichtlücke folgt, welche die praecenomane Faltungsphase anzeigt. Anschließend folgt dann im höchsten Albien wieder marine Sedimentation mit *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI) und *Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI) sowie darauf folgend Untercenoman mit *Rotalipora appenninica* (RENZ) und *Orbitolina concava* LAM. Des weiteren vermutet W. ZEIL tektonische Bewegungen im Mittelcenoman, welche wiederum eine Schichtlücke belegen sollen. Das darüber liegende Obercenoman führt ebenfalls Orbitolinen neben *Rotalipora reicheli* MORNOD, *Rotalipora montsalvensis* MORNOD, *Globotruncana stephani* GANDOLFI usw. Anschließend folgt dann das tiefe Turon mit leitenden ein- und doppelkieligen Globotruncanen sowie *Stensiöina präexculpta* (KELLER). Im Gegensatz zu W. ZEIL der Unter-Turon annimmt, halte ich diese Faunen, wie ich sie persönlich auch von verschiedenen Punkten der bayerischen Kalkalpen kenne, auf Grund der Globotruncanen vom *lapparenti*-Typ bereits für Mittel-Turon (*Inoceramus lamarcki*-Schichten). Demnach dürfte die vorgosauische Faltungsphase im Ober-Turon liegen, weil die Gosau bereits mit Coniac einsetzt. Paläontologische Beweise für die angenommene durchgehende Sedimentation bis ins untere Alb können allerdings bislang nur teilweise erbracht werden. So meldet W. ZEIL, 1956, S. 390, 391 aus der Landl-Thiesssee-Mulde aus dem Valendis/Hauterive Radiolarien sowie seltene Ammodiscen und Epi-

stominen. Hauterive und Barreme belegt er durch Ammoniten, das Barreme auch durch *Lenticulina ouachensis* SIGAL und *Gavelinella barremiana* BETTENSTAEDT und *Planularia tricarinella* (REUSS) usw. Unter- und Ober-Apt scheinen allerdings nicht nachweisbar zu sein. Auch R. v. KLEBELSBERG, 1935, S. 86, weist darauf hin, daß in den Nördlichen Kalkalpen alle Neokomstufen (Berrias bis Barreme) durch Cephalopoden nachzuweisen sind, kennt jedoch keine Apt-Fundstellen.

Zweifellos haben wir gute Gründe, vor dem Cenoman in den Ostalpen eine Faltungsphase anzunehmen, und es bestehen nach den Ausführungen von W. ZEIL gewichtige Argumente dafür, daß dieses Geschehen im Bereich weniger Ammoniten-Zonen im Mittleren Alb abgelaufen ist. Doch ergibt ein Studium seiner Arbeit (siehe 1955, S. 213), daß auch er die genaue zeitliche Einstufung dieser Faltungsphase noch nicht zweifelsfrei vornehmen kann. Wir glauben, daß einerseits die mikropaläontologische Feinstratigraphie in der Mittleren Kreide in alpiner Fazies noch lange nicht völlig abgeklärt ist, um wirklich Endgültiges über ein fehlendes Mittel-Alb auszusagen, andererseits stellen sich sicherlich auch große geologische Schwierigkeiten der Lösung dieser Frage entgegen. Auch möge man bedenken, daß, abgesehen vom Vorkommen grober Klastika, Fossil- und Faziesbelege für Aussüßungen, Verlandungen usw. fehlen, wie sie vor- und intragosauisch oder nacheozän dann reichlich vorhanden sind. Wir denken da vor allem an Süß- und Brackwassersedimente mit entsprechenden Faunen und Floren, Kohlenlager, bauxitische Basisbildungen vor der marinen Neuingression, Winkeldiskordanzanzen usw. Wenn wir also eine vor cenomane Faltungsphase annehmen, dann nur unter grundsätzlich anderen paläogeographischen Voraussetzungen als später — und daher vermutlich mit einem anderen tektonischen Mechanismus! Ähnlich geartete Verhältnisse haben wir dann allerdings auch im ostalpinen Jura.

Für den Ablauf einer tektonischen Phase im Albien im Sinne von W. ZEIL sprechen allerdings teilweise die Verhältnisse in den Kalkalpen bei Wien, auf die bei der Besprechung der dortigen Gosau eingegangen wird.

6. Die tiefere kalkalpine Kreide in Salzburg

Wenn auch im unmittelbar anschließenden Oberösterreich im Bajuvarikum Höhere Unterkreide und Cenoman zu melden sind, so fehlt bisher jeglicher paläontologischer Hinweis für diese Niveaus in den Salzburger Kalkalpen (siehe auch W. DEL NEGRO, 1960, S. 12). Die Schrambachschichten des Hauterive, welche nach oben zunehmend klastischer werden, haben zwar reichlich Ammoniten und Aptychen geliefert, sind jedoch für die schlammende Mikropaläontologie weniger günstig, da sie vorwiegend Radiolarien führen. W. LEISCHNER, 1959, S. 872, 1960, S. 184, 1961, S. 32, meldet aus den Oberalmer-Schichten, dem Rettenbachkalk, sowie dem Plassenkalk, welche er alle in den oberen Malm (Tithon) stellt, reichlich Tintiniden u. a. auch neue Arten und Gattungen. Er gibt Formen, die im Tithon und Berrias vorkommen, wie *Calpionella alpina* LORENZ und *Calpionella elliptica* CADISCH nebeneinander mit Formen an, die erst im Laufe der Unterkreide einsetzen, wie *Tintinopsella carpathica* (MUR. u. FIL.), *Favelloides balearica* COLOM und *Salpingellina levantina* COLOM, ohne auf die sich

daraus ergebende Problematik näher einzugehen. Die von W. LEISCHNER, 1961, Tafel 14, Fig. 1, aus tithonen Oberalmer-Schichten abgebildete Tintinidenpopulation spricht, soweit man das nach der Abbildung beurteilen kann, eher für Neokom! Für die sogenannten tirolischen Gscheigraben-Schichten vermutet er allerdings auch bereits ein tithon-neokomes Alter. Neokome Mergel, welche ich aus dem Kartierungsgebiet B. PLÖCHINGERS am Wolfgangsee untersuchen konnte, enthalten vorwiegend Radiolarien und sogenannte „linsenförmige Problematika“, daneben auch, neben Aptychenbruch, Epistominen und Lenticulinen, darunter auch *Lenticulina* ex aff. *ouachensis* SIGAL. Eine gewisse Faunenausbeute lieferte auch der Grünbachgraben am Untersberg (B. PLÖCHINGER u. R. OBERHAUSER, 1956, S. 276). Es fanden sich neben Radiolarien und Seeigelstacheln *Trocholina* cf. *alpina* LEUPOLD, *Neotrocholina* cf. *infragranulata* (NOTH), *Patellina* aff. *subcretacea* CUSHM. u. ALEXANDER, *Lenticulina* ex aff. *ouachensis* SIGAL, sowie *Marssonella oxycona* (REUSS), wodurch Neokom wahrscheinlich wird.

7. Die kalkalpine Unterkreide und das Cenoman in Oberösterreich und Niederösterreich

Wenn man, von Westen (Vorarlberg, Bayern) kommend, längs des Kalkalpenrandes die Unterkreide und die tiefe Oberkreide untersuchend, nach Osten fortschreitet, so kommt man spätestens in Oberösterreich in Schwierigkeiten mit der großtektonischen Zuordnung der besprochenen Gesteine. Während im Rätikon die faziell und faunistisch sehr gleichartigen und zugleich vom Flysch völlig verschiedenen Serien-Helvetikum (mit überlagerndem Wildflysch) und Falknis-Sulzfluhdecke (mit überlagernder Arosazone) — infolge des mit gewaltigen Kubaturen dazwischen liegenden, penninischen Vorarlberger und Prätigau-Flysches — tektonisch eindeutig auseinanderrücken, findet man von Oberösterreich nach Osten als Klippenzone und Buntmergelerde bzw. Helvetikum bezeichnete Gesteinsfolgen oft unmittelbar vor und unter den Kalkalpen, während sich dazwischenschiebende Flyschwurzeln nicht immer klar nachweisen lassen.

Während die tithonisch-neokomen Bildungen wie in Salzburg mikropaläontologisch bisher nicht sehr viel erbracht haben (Lenticulinen, Epistominen, Radiolarien, linsenförmige Problematika) können neue Vorkommen von Gault und Cenoman gemeldet werden. Nördlich des Fuschl-sees in der Bergsturzkerbe am Schobernordhang konnten bisher für Neokom gehaltene Schichten als Apt und Globotruncanen-Cenoman bestimmt werden (PLÖCHINGER, 1958, S. 243). Eine reiche, wohl in den Bereich (Hohes Barreme) Apt/Alb zu stellende Mikrofauna fand B. PLÖCHINGER in analoger Position am Mondsee in einem Grabenaufschluß 100 m ESE Hotel Kreuzstein. Zwei Proben führen folgende Fauna:

- Lenticulina* ex gr. *ouachensis* SIGAL (häufig)
- Lenticulina eichenbergi* B. u. B. (nicht selten)
- Vaginulina robusta* CHAPMAN (selten)
- Gavelinella* ex gr. *intermedia* (BERTHELIN) (häufig)
- Conorotalites bartensteini* ex gr. *aptiensis* (BETTENSTAEDET) (nicht selten)
- Gyroidinoides* aff. *gracillima* DAM (selten)
- Epistomina colomi* SIGAL (nicht selten)

Tritaxia pyramidata REUSS (häufig)
Gaudryinella mendrisiensis GANDOLFI (häufig)
Gaudryina filiformis BERTHELIN (häufig)
Marssonella oxycona REUSS (nicht selten)
 Holothurienrädchen
 Ostrakoden
 usw.

Des weiteren wird N des Langbathsees auf der GEYERSCHEN Karte 1:75.000, Wien 1922, am Kalkalpenordrand Cenoman ausgeschieden, auf das sich die von B. PLÖCHINGER, 1951, S. 65, erwähnten Funde von *Orbitolina concava* (LAM.) beziehen dürften. Östlich des Traunsees, im Gschlieffgraben, liegt das Helvetikum z. T. mit seinen ältesten Bildungen (Apt, Alb) unmittelbar unter dem Kalkalpin.

Die von M. KIRCHMAYER, 1956, S. 13, 14, 20, 21, erwähnten Flyschfenster von Grünau und Tragl scheinen in ihrem kalkalpinen Rahmen keinen mikropaläontologischen Kreidenachweis geliefert zu haben. Die erwähnte Mikrofauna wurde dem Flysch oder der Buntmergelschicht des Fensterinhaltes zugeordnet. Die von S. PREY, 1949—1951, S. 155, untersuchte, exotikaführende Serie zwischen Alm und Krems, welche dem ostalpinen Cenoman zugeordnet wird, ergab nur kümmerliche Flyschsandschalerfaunen, wie ich sie im ostalpinen Cenoman bisher nicht angetroffen habe. Zwischen Krems und Steyr entdeckte nach G. ROSENBERG, 1953, S. 208, F. BAUER einige Gaultvorkommen, die R. NOTH durch Foraminiferen einstuft konnte. Diese Vorkommen werden von G. ROSENBERG offenbar entgegen der Auffassung von R. NOTH für kalkalpin gehalten, ebenso auch die von letzterem, 1951, S. 9—11, als Helvetikum beschriebenen zwei reichhaltigen Mikrofaunen aus dem Gault vom Steyrtal nahe Leonstein (Tafeln 2, 3, 4). Hier wurden auch zwei neue Arten bekanntgemacht. Diese Fundpunkte liegen nahe dem Kalkalpenrand bzw. sind sogar nur wenige Meter von kalkalpinen Gesteinen entfernt. Die Faunen kann man wiederum sowohl mit der kalkalpinen Unterkreide (Gießhübl, Kreuzstein, „Cenoman“-Schiefer der westlichen Kalkalpen) als auch mit Faunen aus dem Helvetikum Oberösterreichs und aus der Klippenzone von Stollberg gut vergleichen. Ein von S. PREY im Rahmen des Fensters von Windischgarsten entdecktes Cenoman mit Globotruncanen und Orbitolinen (S. PREY und A. RUTTNER, 1961, S. A 57) wird auch bei der Erläuterung der dortigen Gosau (siehe S. 40) erwähnt. Es dürfte wohl einem tiefen kalkalpinen Stockwerk angehören und mit der Gosau nicht im stratigraphischen Verband liegen.

In den sogenannten Weyrer Bögen und im Anschluß daran längs des Kalkalpenordrandes bis in die Gegend von Wien spielt Unterkreide und Cenoman eine nicht unbedeutende Rolle. H. LÖGTERS, 1938, gibt eine Übersicht über die bis dahin bekanntgewordenen Cenomanvorkommen dieses östlichen Bereiches, die alle auf Grund von Funden von *Orbitolina concava* (LAM.) eingestuft wurden. In den Jahren nach dem zweiten Weltkrieg wurde durch Dissertanten der Universität Wien (L. KOBER, 1948, S. 81 bis 96) längs des Kalkalpenordrandes neue Erkenntnisse über die Verbreitung dieser Gesteine gewonnen. G. ROSENBERG, 1953, 1955 a, b, 1957 und 1960 a, b, nimmt wiederholt zu diesen Kreidevorkommen und den sich daraus ergebenden geologisch-tektonischen Konsequenzen Stellung.

Schließlich gibt E. THENIUS, 1962, für Niederösterreich eine Zusammenfassung über die kalkalpine Kreide, so daß ich für diese Zone auf eine detaillierte Erörterung verzichten will. Als wichtige Aufgabe bliebe eine moderne Bearbeitung der Orbitolinen-Fundpunkte zu tun — hat es sich ja schon im Westen gezeigt, daß *Orbitolina concava* (LAM.) oft mit älteren Formen verwechselt wurde, und demnach sicherlich nicht alles Cenoman ist, was der kartierende Geologe als solches bezeichnet. So kann ich in der Nachbarschaft der Gosau von Unterlaussa (siehe S. 41) von Gaultforaminiferen berichten und auch an Hand einer Schlämmprobe von G. ROSENBERG und B. PLÖCHINGER aus dem Gebiet von Weyr (Großraming, Steinbruch am Ende der 2. Pechgrabenenge, Ternberger Decke) ein Alb mit *Pseudovalvulineria lorneyana trochoidea* (GAND.) und *Gavelinella* ex aff. *schlönbachii* (REUSS) sicherstellen. G. GEYER, 1909, S. 69, meldet vom Stiedelsbach bei Losenstein schlecht erhaltene Ammoniten, die einen Gault vermuten lassen. G. ROSENBERG, 1955, S. 148, hat diesen Ammonitenfundpunkt überprüft und konnte cf. *Hoplites devisensis* SPATH bestimmen. H. HAGN untersuchte von hier eine Schlämmprobe und fand u. a. die Gattungen *Pleurostomella*, *Gyroidina* und *Planulina*, welche einem Gaultalter nicht widersprechen. Ein Globotruncanen-Cenoman scheint bisher weder in den Weyrer Bögen noch im kalkalpinen Niederösterreich bis auf Höhe von Alland nachgewiesen worden zu sein — sicherlich nur eine Kenntnislücke, da intensivere mikropaläontologische Untersuchungen noch ausstehen. Die einzigen kalkalpinen Cenomanglobotruncanennachweise in Oberösterreich liegen in Windischgarsten und am Schobernordhang an der Grenze nach Salzburg.

Einige im Raum zwischen Alland und Gießhübl gemachte Foraminiferenfunde aus der höheren Unterkreide und dem Cenoman werden im Zusammenhang mit den dort auf diese Gesteine übergreifenden zwei Gosautransgressionen behandelt werden. Es sei nur darauf hingewiesen, daß in den östlichsten Kalkalpen wie in ihren westlichsten Teilen Hohe Unterkreide und Cenoman tiefer in die Kalkalpen hineingreifen. Über gleichalte Bildungen der nicht immer leicht abtrennbaren Klippenzone wird im Zusammenhang mit der Flyschzone berichtet.

8. Die tiefere Kreide in Osttirol und Kärnten

An tieferer Kreide ist im Gegensatz zu den Südtiroler Dolomiten (R. v. KLEBELSBERG, 1935, M. B. CITA u. G. PASQUARE, 1959) in Osttirol und Kärnten bisher fast nichts bekannt geworden. Mit einem flächenmäßig bedeutenden Vorkommen ist auch kaum zu rechnen. Trotzdem ergaben sich einige interessante Hinweise. M. CORNELIUS-FURLANI, 1953, S. 288, stellt den Muldenkern einer die Lienzer Dolomiten in Osttirol von Ost nach West von Lavant über die Dolomitenhütte zum Lienzer Stadtweg durchziehenden Jungschichtenzone erstmalig ins Neokom. Eine Überprüfung dieser Vorkommen ergab längs des Lienzer Stadtweges einige kümmerliche Foraminiferenfunde, welche eine Einstufung eines hangenden Teiles der vermuteten Vorkommen ins Albien wahrscheinlich machen konnte (siehe R. OBERHAUSER, 1960, S. A 120). Fazielle Beziehungen zu den sogenannten Cenomanschiefern der Nördlichen Kalkalpen könnten die vermuteten großtektonischen Zusammenhänge erhärten.

J. STINI, 1938, S. 41, nimmt in der Umgebung von Miklauzhof (Jauntal) in Kärnten Neokomptychen-Schichten an, ohne jedoch einen paläontologischen Kreidenachweis liefern zu können. Über neuere Untersuchungen dieser für Kärnten einzigen Unterkreideangabe ist bisher nichts bekannt geworden. Die neue Geologische Karte der Umgebung von Klagenfurt, welche auch den Raum der in der STINI-Karte verzeichneten Unterkreide deckt, kennt kein jüngeres Mesozoikum als Jura (Dogger). Cenoman und Turon ist ebenfalls nicht nachgewiesen; die transgredierende Gosau bringt als ältesten Fossilnachweis ein Coniac im Lavanttal (siehe S. 57). Die erstaunlich komplette Unter- und Oberkreide im nicht allzuweit entfernten westlichen Ungarn (J. FÜLÖP, 1961) sowie einige neuere Angaben aus Jugoslawien (D. NEDELA-DEVIDE, 1961) lassen die Erwartung, daß sich in Kärnten auch tiefere Kreide sicherstellen lassen sollte, als nicht unbegründet erscheinen.

III. Die Gosauvorkommen westlich der Salzach

9. Die Gosau des Muttekopfgebietes (Lechtaler Alpen)

(vgl. Fig. 1)

Dieses am weitesten im Westen liegende, gesicherte Gosauvorkommen wurde von H. WOPFNER, 1954, näher untersucht. Im Jahre 1958 wurde dieses Gebiet gemeinsam mit Dr. A. RUTTNER und Dr. G. WOLETZ besucht und dabei eine größere Anzahl von Schlämm- und Dünnschliffproben gesammelt (OBERHAUSER, 1959, S. A 45). Es gelang dabei, die Erkenntnisse von H. WOPFNER, der bereits im oberen Sedimentationskomplex Orbitoiden nachwies, weiter zu präzisieren.

Das stratigraphisch älteste bekannte Fossil ist *Inoceramus undulato-plicatus*, der von O. AMPFERER im Bereich Plattein gefunden wurde (vgl. H. WOPFNER, 1954, S. 78). Trotz intensiver Sammeltätigkeit auch in den tieferen Niveaus, konnten nur über der Rotkopfdiskordanz Foraminiferen und Algen nachgewiesen werden.

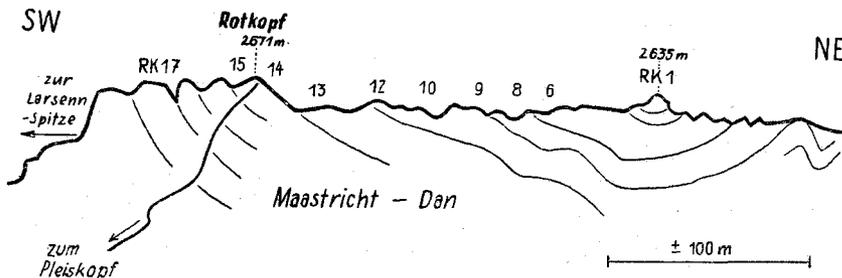


Fig. 1: Muttekopf-Gosau, Fundstellen am Rotkopf

Das näher bemusterte Profil führt vom stratigraphisch jüngsten der Kote 2635 (dem Muldenkern) der Rotkopfmulde SSW zum Rotkopf, Kote 2671 (Proben Rk 1 bis Rk 15). Dann wurde ein kurzes Stück des Larsenngrates bis zum Absturz bemustert (Proben Rk 16 bis Rk 18). Weiters wurden vom Rotkopf, Kote 2671 nach WSW in Richtung Joch vor dem Pleiskopf die Proben LS 1 bis LS 25 entnommen. Lediglich einige

Proben (1—14) zwischen Kote 2635 und Kote 2671 (Rotkopf) und zwei Proben (15, 17) in Richtung Larsennspitze enthielten Fossilien, und zwar:

Rotkopf 1 (petrographischer Dünnschliff 58/306)

Orbitoides sp. (Bruchstück)

Lepidorbitoides sp. (mehrere Bruchstücke)

ein- und doppelkielige Globotruncanen

Lithothamnienreste

Rotkopf 6 (Schlammprobe)

Globotruncana arca CUSHMAN (häufig)

Globotruncana stuarti (LAP.) (selten)

Pseudotextularia elegans RZEHAK

Großwüchsige Globigerinen spezifisch nicht bestimmbar; möglicherweise korrodierte

Rugoglobigerinen?

Rotkopf 8 (Schlammprobe)

Globotruncana arca (CUSHMAN) (häufig)

Globotruncana rosetta (CARSEY) (selten)

Globotruncana cf. *stuarti* (LAP.) (selten)

Globigerina cf. *pseudobulloides* PLUMMER

Globigerina sp. (z. T. großwüchsig)

Pseudotextularia elegans RZEHAK

Rotkopf 9 (paläontologischer Dünnschliff 58/335)

Feinbreccie mit Lithothamnienknollen

Rotkopf 10 (Schlammprobe)

Globotruncana arca (CUSHMAN)

Globotruncana gansseri BOLLI

Globotruncana rosetta (CARSEY)

Pseudotextularia ex gr. *varians* RZEHAK (Bruchstück)

Pseudotextularia elegans RZEHAK

Globigerina sp. sp. (großwüchsig)

Rotkopf 12 (petrographischer Dünnschliff 58/305)

Sandstein mit vereinzelt Globigerinen

Rotkopf 13 (Schlammprobe)

Gümbelina sp.

Globigerina sp.

Rotkopf 14 (paläontologischer Dünnschliff 58/331)

Globotruncana cf. *fornicata* PLUMMER

Globotruncana sp. sp. (einkielig)

Gümbelina sp.

Lepidorbitoides sp. (Bruchstück)

Rotalia sp.

Rotkopf 15 (Schlammprobe)

Globotruncana arca (CUSHMAN)

Globotruncana cf. *rosetta* (CARSEY)

Pseudotextularia ex gr. *varians* RZEHAK

Pseudotextularia elegans RZEHAK

Planoglobulina sp.

Gümbelina sp.

Globigerina sp. sp. (großwüchsig)

Rotkopf 17 (paläontologischer Dünnschliff 58/329)

fragliche Großforaminiferenbruchstücke

Lithothamnienreste

Die untersuchten Proben sind von einem für Gosau ungewöhnlich schlechten Erhaltungszustand. Ob die Ursache dafür in einer Korrosion vor der Einbettung, in großer tektonischer Beanspruchung oder in einer Rekristallisation während der Diagenese liegt, kann nicht mit Sicherheit entschieden werden. Ebenso wenig kann aus dem Material heraus mit Sicherheit ausgeschlossen werden, daß der gesamte Fossilinhalt umgelagert ist. Jedoch ist das sehr unwahrscheinlich.

Wir können daher mit dem Vorbehalt der möglichen Umlagerung, den Profilschnitt Rotkopf 15 bis Rotkopf 4 ins Maastricht stellen, während vielleicht für die Proben 4 bis 1 bereits an Dan gedacht werden könnte. Große fazielle Ähnlichkeit und gleiche Altersstellung erinnern an die „Nierentalerschichten“ der Laussa und an das Maastricht/Dan von Gießhübl!

10. Die Gosau von Brandenburg (Tiroler Unterinntal) und Kiefersfelden (Bayern)

Die sehr fossilreiche Brandenberger Gosau wurde von O. SCHULZ, 1952, in einer mehr sedimentpetrographisch ausgerichteten Arbeit beschrieben, wobei auch über ältere paläontologische Arbeiten referiert wird. L. TIEDT, 1958, und G. POKORNY, 1959, berichten über Nerineen und Actäonellen¹⁾.

Im Herbst 1960 wurde unter Führung von Hofrat H. KATSCHTALER, Prof. W. HEISSEL und Dozent O. SCHULZ gemeinsam mit Frau Dr. G. WOLETZ in der Gosau des Brandenberger Tales in Tirol eine größere Anzahl von Proben für mikropaläontologische und sedimentpetrographische Untersuchungen entnommen. Bemustert wurde ein Profil von der Tiefenbachklamm zum Mühlbachgraben, die Vorkommen auf der Zöttbach- und Krummbach-Alm, sowie der Bereich des Rudisten-Riffs bei Atzl.

Außer einer einzigen Probe von der Zöttbach-Alm (entsprechend Abb. 6, Schicht Nr. 4 bei O. SCHULZ, 1952) mit Milioliden und Gastropodenbrut, welche Brackwasserbedingungen nahelegt, brachte nur das erstgenannte Profil eine reichere Mikrofossilausbeute.

Die Probe 4 (bei Brücke über die Ach unterhalb der Einmündung des Mühlbaches) führt folgende Fauna:

- Globotruncanen vom *lapparenti*-Typ (häufig)
- Globotruncana concavata carinata* DALBIEZ (nicht selten)
- Reussella scajnochae praecursor* DE KLASZ u. KNIEPSCHER (selten)
- Ventilabrella deflaensis* SIGAL (selten)
- Pseudotextularia cf. elegans* RZEHAK (selten)
- Neoflabellina cf. gibbera* (WEDEKIND) (1 ×)
- Gaudryina carinata* FRANKE (1 ×)
- usw.

Die Probe 5 (bei Brücke über Mühlbachgraben) führt eine etwas ärmere Fauna, die der Probe 4 entspricht.

Mühlbachgrabenaufwärts finden wir dann durch den Wegebau angeschnitten eine reiche Inoceramenfundstelle mit Bruchstücken von Rieseninoceramen. Herrn Hofrat H. KATSCHTALER gelang bei der Exkursion ein Ammonitenfund; bei einer genauen Bemusterung fand sich später ein weiterer Ammonit und verschiedene Inoceramen. Prof. R. SIEBER, der das Material untersuchte, bestimmte *Cossmaticeras dureri* (REDTENBACHER) und „*Ancyloceras cf. pseudoarmatum* SCHLUT.“, sowie *Inoceramus undulato-plicatus* F. ROEMER. Es ist anzunehmen, daß es sich bei dieser neuen Fundstelle um ein der alten Fundstelle entsprechendes Niveau handelt, welche R. BRINKMANN, 1935, seiner Eiberger-Fauna zurechnet, der ja auch der LÖGDERSSCHE Ammonitenfund in der Unterlaussa anzuschließen ist. D. HERM, 1962, S. 45, geht ebenfalls auf diesen Ammonitenfundpunkt ein und zitiert einige zusätzliche Funde. Von den Foraminiferenfundungen erwähnt er nur, daß sie wie die Ammoniten auch auf Santon hinweisen.

¹⁾ Bemerkenswert sind vor allem Bauxit (O. SCHULZ, 1960, Berg- und Hüttenm. MH, 105) und Kohlevorkommen.

Die hier entnommenen Schlammproben (8 und 8 a) erwiesen sich als fossilreich und ergaben:

Globotruncana concavata carinata DALBIEZ (selten)
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN (häufig)
Globotruncana lapparenti coronata BOLLI (häufig)
Stensiöina exculpta (REUSS) (selten)
Stensiöina cf. *labyrinthica* CUSH. u. DOR. (selten)
Gaudryina carinata FRANKE (selten)
Ventilabrella sp. (1 ×)
 Ostrakoden (selten)
 usw.

Wiederum haben wir hier einen Hinweis, daß *Globotruncana concavata carinata* auch im tieferen Santon vorhanden ist.

Im Bach unter der Ammonitenfundstelle wurde die Probe 29 entnommen. Es handelt sich um bunte Mergel, die 4—8 m über der Ammonitenbank schon am Gegenhang anstehen.

Sie führen:

doppelkielige Globotruncanen (nicht selten)
Globotruncana concavata carinata DALBIEZ (1 ×)
Stensiöina labyrinthica CUSH. u. DOR. (selten)
Aragonia sp. (1 ×)
 Rotaliiden (häufig)
 Sandschaler

Probe 31 (5 m höher am Hang) führt:

Globotruncanen vom *lapparenti*-Typ (häufig)
Globotruncana concavata carinata DALBIEZ (selten)
Ventilabrella deflaensis (SIGAL) (selten)
Stensiöina exculpta (REUSS) (selten)
Marginulina gosae REUSS (1 ×)
 usw.

Probe 34 (25 m höher am Hang) führt:

Globotruncanen vom *lapparenti*-Typ (häufig)
Ventilabrella deflaensis (SIGAL) (1 ×)
 usw.

Weiter bachaufwärts wurde bei der Brücke am Bachzusammenfluß aus typischen „Nierentalerschichten“ die Probe 41 entnommen. Sie ergab:

Globotruncanen vom *lapparenti*-Typ (häufig)
Stensiöina exculpta (REUSS) (selten)
Stensiöina labyrinthica CUSH. u. DOR.
Aragonia sp. (häufig)
Clavulinoides sp. (häufig)
 div. Sandschaler
 usw.

Eine analoge Fauna ergab die Probe 43 aus roten Mergeln bei der Mühle und zwar eine ärmere Fauna mit Globotruncanen, Aragonien, Nodosaria und Flyschsandschalern.

Die Probe 44 (Brücke oberhalb Mühle, bei Kohlenhalde) ergab:

Globotruncanen vom *lapparenti*-Typ (nicht selten)
Globotruncana concavata carinata DALBIEZ (1 ×)
Ventilabrella deflaensis (SIGAL) (selten)
Stensiöina exculpta (REUSS) (1 ×)
 usw.

Die Probe 48 (\pm 200 m unterhalb Straße, letzter guter Aufschluß) ergab:

Globotruncanen vom *lapparenti*-Typ (häufig)
Globotruncana concavata carinata DALBIEZ (selten)
Stensiöina exculpta (REUSS) (selten)
Ventilabrella deflaensis (SIGAL) (selten)
Pseudotextularia elegans RZEHAJ (selten)
Gaudryina carinata FRANKE (selten)
 usw.

Da der Mühlbachgraben im Streichen der Schichten verläuft, sind im großen und ganzen die stratigraphischen Unterschiede gering; alle Proben liegen im Lebensbereich der *Globotruncana concavata carinata* DALBIEZ, faunistisch und faziell ist eine Unterteilung in dieser Weise möglich, daß der tiefere Anteil (von der Ache bis zur Ammonitenfundstelle) reichere Faunen führt, aber auch mehr Sand enthält, was sich in den größeren Schlämmrückständen ausdrückt. Höhere Anteile mit z. T. bunten Farben sind stärker tonig und fossilärmer. Diese führen als auffallende neue Elemente Aragonien, Rotalien und sogenannte Flyschsandschaler. Die Gattung *Aragonia* ist bisher nur ab Campan bekannt. Wenn dieses Argument auch nicht genügt um Santon-Alter für diesen Teil auszuschließen, so kann man doch mit guten Gründen vermuten, daß ein höherer Anteil der Mühlbachgraben-Serie eventuell schon ins Campan gehört.

Zusammenfassend kann gesagt werden: vom Weberhof bis zur neuen Ammonitenfundstelle Santon, am Gegenhang und weiter bachaufwärts bis etwas über die Mühle hinaus eventuell ein Campan-Anteil, der auch faziell herausfällt. Weiter bachaufwärts wieder Santon. Die Megafossilien der neuen Fundstelle (Probe 8) ergaben interessante Aspekte bezüglich der Abstimmung der Foraminiferen- und Molluskenstratigraphie im Senon.

Nach D. HERM, 1962, S. 45, gibt H. VÖLK, 1960, aus dem Gebiet von Kiefersfelden bunte Mergel des Maastricht an, demnach Nierentaler Schichten im engeren Sinne. R. BRINKMANN, 1935, S. 2, meldet von hier eine reiche Ammonitenfauna aus der Breitenau, die man wohl dem Ober-Coniac zuordnen darf. Demnach haben wir hier also neben tiefen Schichten auch ein Maastricht, wie z. B. in der Muttekopfgosau und in Salzburg.

11. Die Gosau im Gebiet östlich des Inns

In einem näheren Zusammenhang mit der Gosau von Brandenburg dürfte die Gosau von Eiberg südlich Kufstein stehen. R. BRINKMANN, 1935, spricht von einer Eiberger Fauna mit *Mortoniceras texanum* usw., welche auch in Brandenburg vorkommt und heute ins Unter-Santon gestellt wird. D. HERM, 1962, S. 45, meldet graue bis rötliche Mergel mit einer hochpelagischen Globotruncanenfauna des Santon.

H. HAGN, 1961, S. 165, meldet Paleozän und zwar die *Globigerina compressa-daubjergensis*-Zone (Dan) und die *Truncorotalia uncinata*-Zone (tiefes Paleozän) von Seebi östlich Kufstein (Straßenrand W Zementwerk) und im Anschluß daran ein Unter- und Mittel-Eozän mit Truncorotalien im Jennbach. Im Nachtrag (S. 170) zitiert er ein Manuskript von D. GESSNER, das berichtet, daß zwischen Inn und Walchsee die Gosau zumindest bis ins Höhere Campan reicht. Ähnliche Verhältnisse haben wir ja auch in Brandenburg angetroffen. Von den zahlreichen anderen Kleinvorkommen bei Kufstein sind bisher keine Mikrofaunen bekannt.

12. Das Nierental

Das Nierental, auf der Untersberg-Westseite als Locus classicus der Nierentaler-Schichten, wurde in letzter Zeit wiederholt von Mikropaläontologen besucht (J. DE KLASZ, 1953 u. 1956; B. PLÖCHINGER u. R. OBER-

HAUSER, 1957; K. KÜPPER, 1956; O. GANSS u. H. C. G. KNIPSCHER, 1956; H. HAGN, 1957; D. HERM, 1960/1962).

H. HAGN, 1957, S. 49, macht aus dem Nierental ein buntes Obersanton mit Foraminiferen bekannt, von dem er annimmt, daß es mit dem von O. GANSS u. H. C. G. KNIPSCHER, 1956, S. 293, erwähnten bunten Unter-Campan im Verband steht, welches faunistisch mit den im folgenden geprüften grauen Mergeln übereinstimmt.

Aus den grauen Schichten, wie sie im südlichen Nierentalgraben bis etwa 850 m NN anstehen, wurden von mir seinerzeit die Proben K 1 bis K 10 untersucht. Sie enthielten eine sehr gleichartige Fauna mit:

Globotruncana elevata elevata BROTZEN
Globotruncana elevata andori DE KLASZ
Globotruncana concavata carinata DALBIEZ
Globotruncana lapparenti angusticarinata GANDOLFI
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN
Globotruncana lapparenti coronata BOLLI
Globotruncana fornicata (PLUMMER)
Globotruncana cf. sp. 1. DE KLASZ
Stensiöina exculpta gracilis BROTZEN
Stensiöina ex gr. *pommerana* BROTZEN
Neoflabellina (aff. ?) *nummismalis* (WEDEKIND)
Marginulina cf. *gosae* (REUSS)
Goupillaudina sp. = *Planulina* sp. (großwüchsig)
Verneuilina bronni REUSS
Marssonella oxycona (REUSS)
Tritaxia cf. *pyramidata* REUSS
Heterostomella sp.
Dorothia cf. *plummeri* BROTZEN usw.

Wie aus J. DE KLASZ, 1953, S. 229 u. 1956, S. 411, zu entnehmen ist, stellte er bereits damals diese Schichten ins Unter-Campan. Auch wir konnten 1957 eine Einstufung ins Tiefere Campan rechtfertigen. Auch D. HERM, 1960, scheint, wie man nach der Zusammenfassung ersehen kann, diese Mergel ins Unter-Campan zu stellen. Bemerkenswert ist vor allem das Einzelvorkommen von *Goupillaudina* sp. die sonst nur in der Neuen Welt vorkommt. K. KÜPPER fand hier den von Prof. O. KÜHN bestimmten *Inoceramus balticus* BÖHM, welcher Leitwert für Oberes Unter-Campan hat. Vergleichbare Faunen lieferten vor allem das Profil der Untersberg-Nordseite, das Becken von Gosau, das Lavanttal, das Helvetikum Vorarlbergs, sowie die Vorlandbohrungen der RAG.

Bei 860 m NN beginnen im gleichen Graben die bunten Nierentaler Schichten. Für die hier entnommenen Proben 11—14 wollen wir Oberes Ober-Campan als Alter annehmen, da wir bis auf weiteres vermuten wollen, daß *Globotruncana calcarata* im Unteren Unter-Maastricht nicht mehr vorkommt. Charakteristische Fossilien dieser Proben sind:

Globotruncana calcarata CUSHMAN
Globotruncana fornicata PLUMMER
Globotruncana elevata stuartiformis DALBIEZ
Globotruncana arca CUSHMAN
Globotruncana ex aff. *contusa* CUSHMAN

Globotruncana cf. citae BOLLI
Aragonia cf. velascoensis (CUSHMAN)
Pseudotextularia elegans RZEHAK
Gublerina cf. cuvillieri KIKOINE
Reussella scajnochae GRZYB.
Bolivinooides cf. draco miliaris HILTERMANN u. KOCH
Pleurostomella wadowicensis GRZYB.
Neoflabellina nov. sp. ex aff. *nummismalis* (WEDEKIND); HILTERMANN
 u. KOCH, 1955
Verneuilina bronni REUSS
Spiroplectammia dentata (ALTH)
 usw.

Vergleichbar sind vor allem die Faunen R. NOTHS, 1951, aus dem Helvetikum, K. KÜPPERS, 1956, aus Gosau, sowie jene vom Kitzberg (siehe S. 52) und jene der Kreide der Bohrung Perwang 1, welche alle ebenfalls *Globotruncana calcarata* führen. Nahe steht ebenfalls das von C. A. WICHER, 1956, aus Gams gemeldete Obere Ober-Campan (*Globotruncana calcarata* kannte er aus der Aufsammlung K. GUNDLACHS, S. 103), sowie die Faunen aus St. Barholomä, Steinbruch Unterrainz aus dem Lavanttal, die tieferen Inoceramenmergel aus dem Becken von Grünbach—Neue Welt, sowie Faunen aus dem Gießhübler Bereich.

Ein eindeutiges Ober-Maastricht wurde mit Probe K 16 aus dem nördlichen Nierentalgraben entnommen (siehe PLÖCHINGER u. OBERHAUSER, 1957, S. 75). Es fand sich massenhaft und großwüchsig

Globotruncana stuarti (LAP.)
Globotruncana contusa (CUSHMAN)
Globotruncana mayaroensis BOLLI
Globotruncana falsostuarti SIGAL
Pseudotextularia elegans RZEHAK
Pseudotextularia varians RZEHAK ssp. ssp.
 usw.

Wenn auch an zahlreichen anderen Orten im Gosaubereich Maastricht-einstufungen gelangen, so kenne ich eine ähnlich großwüchsige und reiche Fauna bisher nur aus der Gießhübler Gosau, sowie aus dem Johannesstollen in der Grünbacher Gosau unmittelbar nach den Zweiersdorfer Schichten.

Nach den Verhältnissen im Nierental kann man die Nierentaler Schichten wie folgt definieren:

Graue bis bunte Mergel und Mergelkalke aus dem Ober-Campan und Maastricht des oberostalpinen Faziesbereiches, welche Kalkschalermikrofaunen mit reichlich Globotruncanen führen.

Die ausdrückliche zeitliche Beschränkung auf Ober-Campan bis Maastricht ist wichtig, weil es schon im Santon und auch noch im Dan, Paleozän und Untereozän in den Gosaubecken Gesteine in Nierentaler Fazies gibt.

Die Betonung der Kalkschaler-Mikrofaunen mit Globotruncanen grenzt gegen eine mehr flyschartige Ausbildung mit Sandsteinbänken und Großforaminiferen-führenden Feinbreccien ab, welche neben Mergellagen mit Plankton auch solche mit Sandschaler-Faunen führt, wie sie z. B. in den sogenannten Nierentalerschichten der Laussa vorkommt.

Die Betonung der häufigeren Buntfärbung soll gegen die sogenannten Inoceramen-Schichten von Grünbach—Neue Welt abgrenzen, wo bunte Farben eher selten sind und eingeschaltete Orbitoidensandsteine vorkommen.

Schließlich ist eine Beschränkung auf den oberostalpinen Raum nötig, weil im Unterostalpin die Schichten sehr ähnlicher Fazies und gleicher oder naheliegender Alterseinstufung (Cenoman bis Eozän) den Namen „Couches rouges“ führen. Im Süd- bis Ultrahelvetischen Bereich kommen unter den Namen Leimernmergel und Globigerinenschiefern usw. ähnliche Gesteinsbildungen vom Campan bis ins Eozän vor.

D. HERM, 1962, S. 32, geht im einzelnen auf die Schichtenfolge und Tektonik ein, sodaß die vorangehenden Ausführungen damit eine Abrundung erfahren haben. Er kann zusätzlich zu meinen Bestimmungen auch ein Unter-Maastricht belegen. In der Fassung des Begriffes Nierentaler-Schichten stimme ich mit D. HERM, 1962, S. 46, überein. Den Begriff „Nierentaler-Fazies“ sollte man allerdings weder geographisch noch tektonisch noch altersmäßig einschränken!

Unter „Nierentaler-Fazies“ verstehe ich eine spezielle Ausbildung hochmariner Kalke und Mergel, welche reich an Planktonforaminiferen sind, wenig klastische Einflüsse zeigen und zumindest lagenweise bunte (rote und grüne) Farben führen. Diese Färbung kann man vielleicht auf lateritische Einschwemmungen von einem nicht allzuweit entfernten Festland zurückführen.

13. Untersberg-Nordseite und Morzger Hügel

Auch die Gosau und das hangende Alttertiär an der Untersberg-Nordseite ist außerordentlich reich an Mikrofaunen, über welche H. HAGEN, 1952, sowie B. PLÖCHINGER und R. OBERHAUSER, 1957, berichteten. Weitere Aufsammlungen von Prof. M. SCHLAGER brachten wertvolle Ergänzungen, namentlich aus den tieferen Gosauniveaus, und dem hangenden Alttertiär (M. SCHLAGER, 1957, S. 72, 1959, S. A 80). Gleichlaufend mit unseren Untersuchungen sind von deutscher Seite (D. HERM u. A. v. HILLEBRANDT, 1960) mikropaläontologische Arbeiten größeren Umfanges abgeschlossen worden, über die mir nur Zusammenfassungen vorliegen¹⁾. Bemerkenswerterweise gehören die Rudistenriffe (Wolfsschwang, Lattenberg) nach D. HERM ins Obersanton! Die vermutlich stratigraphisch älteste Fauna erhielt ich vom Glanriedl, eine aus mehr liegenden Schichten entnommene Probe:

Glanriedl 1 führt:

Globotruncanen vom *lapparenti*-Typ
Neoflabellina „deltoidea“ (WEDEKIND)
Marginalina gosae (REUSS)
 usw.

Die hangenden Mergellagen (Glanriedl 2) brachten wiederum:

Neoflabellina „deltoidea“ (WEDEKIND)
Marginalina gosae (REUSS)
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN
Globotruncana aff. *lapparenti angusticarinata* GANDOLFI

¹⁾ Den von D. HERM, 1962, S. 12 angedeuteten Auffassungen über die Gliederung der „Unteren und Mittleren Gosau“ stehen wir bis auf weiteres mit großer Skepsis gegenüber und erwarten die angekündigte ausführliche Publikation.

Wir werden nicht weit fehlgehen, wenn wir diese Proben mit den Unteren bis Mittleren Inoceramenmergeln von Unterlaussa vergleichen, welche dort Ober-Coniac und tieferes Santon ergeben haben. Ähnliche Faunen konnten auch aus dem Koppengraben untersucht werden.

Der Glanegger Schloßberg führt hier die von R. BRINKMANN, 1935, in die „*margae*“-Zone (nach O. SEITZ/STRAUCH, 1952, Ober-Coniac) gestellte Ammonitenfauna. *Gaudryceras glaneggense* REDTENBACHER, *Gauthiericeras aberlei* REDTENBACHER, *Mortoniceras serrato-marginatum* REDTENBACHER und *Hauericeras lagarum* REDTENBACHER haben hier ihre Typuslokalität. Aus den hangendsten Partien der Mergel, die die ammoniten-führenden Kalke überlagern, wurde an der Westseite des Schloßberges folgende Mikrofauna bestimmt:

Globotruncana concavata carinata DALBIEZ
Globotruncana lapparenti angusticarinata GANDOLFI
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN
Globotruncana lapparenti coronata BOLLI
Ventilabrella deflaensis SIGAL
Pseudotextularia cf. *elegans* RZEHAK
Stensiöina exculpta (REUSS)
Stensiöina exculpta gracilis BROTZEN

Es ist dies unsere bisher ins höhere Santon gestellte Fauna, von der wir aber auf Grund der Foraminiferenfunde am Ammonitenfundpunkt Brandenberg Mühlbachgraben sicher wissen, daß sie auch im Unter-Santon vorkommt.

Sehr reiche Faunen lieferte der Morzger Hügel, von wo R. BRINKMANN 1935, auch einen Ammoniten der „*margae*“-Zone meldet. Hier ergab eine Probe von der Südseite (genaue Lokalitätenbeschreibung siehe M. SCHLAGER 1959, S. A 80) eine Flachwasserfauna mit Milioliden, Ostrakoden, Seeigelstacheln und Kleinschnecken. Auf der Ostseite des Morzger Hügels fand sich

Globotruncana concavata carinata DALBIEZ
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN
Globotruncana lapparenti angusticarinata GANDOLFI
Globotruncana fornicata PLUMMER
Stensiöina exculpta gracilis BROTZEN
Ventilabrella deflaensis (SIGAL)
Pseudotextularia elegans RZEHAK
Gümbelina sp.

An der Nordostecke ergab sich bereits ein Verdacht auf Tieferes Campan, wenn auch Santon wahrscheinlicher ist, mit

Globotruncana concavata carinata DALBIEZ
Globotruncana ex gr. *concavata carinata* DALBIEZ
Globotruncana lapparenti coronata BOLLI
Globotruncana lapparenti angusticarinata GANDOLFI
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN
Ventilabrella cf. *bipartita* DE KLASZ
Ventilabrella ex gr. *deflaensis* (SIGAL)
Neoflabellina sp.
 usw.

Die Nordwestseite und die Westseite führen
Globotruncana concavata carinata DALBIEZ
Globotruncana lapparenti coronata BOLLI
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN
Globotruncana fornicata PLUMMER
Stensiöina exculpta gracilis BROTZEN
Pseudotextularia elegans RZEHAK
Ventilabrella ex gr. *deflaensis* (ssp. ssp.) (SIGAL)

Gaudryina carinata FRANKE

Gümbelina sp. sp.

usw.

Wir haben hier als Morzger Fauna jene zuerst in Unterlaussa beobachtete Mikrofauna mit *Globotruncana concavata carinata* und *Ventilabrella deflaensis*, welche vor dem Einsetzen von *Globotruncana elevata* aufzutreten scheint. Ähnliche Faunen fanden sich hier ebenso im Eitelgraben (knapp N Kote 804).

Das Campan konnte im Grabenprofil bei Brücke 609 genauer studiert werden (siehe B. PLÖCHINGER und R. OBERHAUSER, 1957, S. 76 und 78). Wir ersehen hier, wie auch in den grauen Mergeln des Nierentales, das *Globotruncana concavata carinata* sich mit den Globotruncanen der *elevata*-Gruppe im Profil überschneidet. Ebenfalls erkennen wir, was für die Deutung des Brandenberger Profils von großem Interesse war, ein Vorkommen von Aragonien in Schichten des Campans.

Während das obige Profil kein sicheres Maastricht bot, fand sich ein solches im Eitelgraben (Proben E. 31) mit Formen des Höheren Maastricht wie

Globotruncana contusa (CUSHMAN)

Globotruncana stuarti (LAP.)

Globotruncana arca (CUSHMAN)

Globotruncana mayaroensis BOLLI

Pseudotextularia varians RZEHAK

usw.

M. SCHLAGER, 1957, trennt im Eitelgraben auf Grund dieser Einstufungen, von denen nur ein kleiner Teil wiedergegeben werden konnte, eine Folge graublauer, grünlichgrau fleckiger bis rötlichgrauer Mergel ab, die vom Santon bis ins tiefere Campan reichen, und schätzt die darüberliegenden Nierentaler-Schichten (Höheres Campan und Maastricht) auf etwa 130 m. Auf der Oberkreide liegt dann eine ziemlich lückenlose, sehr mikrofossilreiche Folge, welche vom Dan über das Paleozän bis ins Eozän durchläuft. A. v. HILLEBRANDT, 1960 und A. PAPP (1958, S. 295, 1959, S. A 121, 163) haben sich mit diesen an Groß- und Kleinforaminiferen sehr reichen Sedimenten im einzelnen befaßt.

Vielleicht kann man auch am Untersberg wie folgt vereinfachen: An Transgressionsbildungen anschließend in Erosionsrelikten erhalten das Coniac und Santon mit Ammoniten und Foraminiferen, klastische Regressionsbildungen an der Wende Santon—Campan mit dem Untersberger Marmor und Rudistenriffen, marine Neuingression im Campan und Anhalten der hochpelagischen Fazies bis ins Alttertiär?

IV. Die Gosauvorkommen in Salzburg östlich der Salzach, in Oberösterreich und in der Steiermark

14. Gaisberg-Gruppe bei Salzburg

Aus dem Gaisberggebiet wurde mir von Prof. W. DEL NEGRO Probenmaterial zur Bestimmung übersandt (W. DEL NEGRO, 1957, S. 43). Die Aufschlüsse im Gersbach zeigen braungraue Kalke, graue Kalkmergel, Mergelschiefer und mergelige Sandsteine mit Wülsten (Proben 1 und 2). Darauf übergreifend liegen gelbgraue bis rötlichgraue Mergel mit den Proben 3, 4, 5 und 6.

Die Probe 1 stammt aus Mergeln nordwestlich des Gersbaches, die an einen massigen Kalk anschließen; sie streichen W—E und fallen 60° N. Sie führen folgende ein Coniac-Alter nahegelegene Fauna:

Neoflabellina „deltoidea“ (WEDEKIND) (primitive Variante) (selten)
Marginulina gosae (REUSS) (selten)
Globotruncanen vom *lapparenti*-Typ (häufig)
Globotruncana sp. (doppelkielig) „*spinea*“ — Erhaltungszustand
 usw.

Die Probe 2 ist gleichartigen Mergeln etwa 80 m südlich von Probe 1 am Gersbach selbst entnommen; sie fallen 200/30. Sie führt folgende Mikrofauna:

Globotruncana lapparenti angusticarinata GANDOLFI (häufig)
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN (häufig)
Globotruncana cf. *fornicata* PLUMMER (häufig)
Stensioina exculpta (REUSS) (selten)
 usw.

Die Probe 3 ist 24 m bachaufwärts (in ENE-Richtung) zuhause; zwischen 2 und 3 zieht eine Störung durch. Bei 3 fallen die Mergel nach S.

Sie brachte:

Neoflabellina cf. *gibbera* (WEDEKIND) (1 ×)
Globotruncana lapparenti angusticarinata GANDOLFI (häufig)
Globotruncana fornicata PLUMMER (selten)
Stensioina exculpta (REUSS) (selten)
 usw.

Probe 4 weitere 56 m bachaufwärts bei der Einmündung eines südöstlichen Seitenbaches entnommen, stammt aus einem ziemlich gestörten Gebiet, in dem auch Kalkbänke eingelagert sind. Die Mergel sind hier z. T. rötlich, aber nur lokal.

Sie beinhaltet:

Neoflabellina cf. *gibbera* (WEDEKIND) (selten)
Ventilabrella deflaensis SIGAL (häufig)
Globotruncana lapparenti coronata BOLLI (massenhaft)
Globotruncana lapparenti angusticarinata GANDOLFI (häufig)
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN (häufig)
Stensioina labyrinthica CUSH. u. DOR. (selten)
 usw.

Probe 5 im gleichen Seitenbach, 18 m südöstlich von Probe 4 und etwa 10 m höher oben führt:

Ventilabrella sp.
Globotruncana concavata carinata DALBIEZ (1 ×)
Globotruncana lapparenti angusticarinata GANDOLFI (selten)
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN (häufig)
Globotruncana fornicata PLUMMER (selten)
Stensioina exculpta (REUSS) (selten)
Stensioina labyrinthica CUSH. u. DOR.

Probe 6, ebenfalls in diesem Seitenbach, 45 m südöstlich von Probe 5, stammt aus feineren Mergeln mit Wechsellagerung dünnblättriger und dünnplattiger Schichten (Fallen 200/35). Diese Probe führt folgende Fauna:

Reussella scajnochae praecursor DE KLASZ u. KNIPSCHER (selten)
Ventilabrella deflaensis SIGAL (häufig)
Globotruncana concavata carinata DALBIEZ (selten)
Globotruncana cf. *concavata* (BROTZEN)
Globotruncanen vom *lapparenti*-Typ (häufig)
Globotruncana fornicata PLUMMER (selten)
Stensioina cf. *exculpta granulata* (OLBERTZ) (selten)
Gavelinella ex gr. *stelligera* (MARIE) (selten)
 usw.

Zusammenfassend ist zu sagen, daß wir die Proben 1 und 2 noch ins Coniac stellen wollen. Probe 1 führt noch sehr primitive Neoflabellinen mit z. T. offenen Mündungsbögen. Die Proben 3—6 gehören ins Santon. Wieder finden wir hier bunte Lagen in sehr tiefer Position.

15. Die Vorkommen im Gebiet von Gosau und von St. Wolfgang—Ischl

Das namensgebende Vorkommen der oberostalpinen Oberkreide in Gosau hat, infolge seiner guten Aufschlußverhältnisse, seines kompletten Profils und seines großen Fossilreichtums schon sehr früh die Aufmerksamkeit der Mikropaläontologie erregt. A. E. REUSS, 1854, beschreibt vor allem die Korallen aber auch Foraminiferen, darunter 11 neue Arten aus Gosau selbst und 3 von St. Wolfgang, daneben auch 6 neue Ostrakodenarten. PHILIPPSON, 1887, beschrieb ebenfalls von St. Wolfgang seine *Nummoloculina regularis*, welche möglicherweise *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMBERGER) nahesteht. Über den Stand der Bearbeitung von Großfossilien orientiert zusammenfassend O. KÜHN, 1947. Über Nerineen und Actaeonellen gibt es neue Arbeiten von L. TIEDT, 1958 und G. POKORNY, 1959. Bezüglich der Ammonitenfunde findet man zusammenfassende Angaben bei R. BRINKMANN, 1935. Das Gebiet von St. Wolfgang—Ischl beinhaltet die Typuslokalitäten für 10 Ammonitenarten (*Mortoniceras texanum* var. *quinquenodosum* REDT., *Gauthiericeras aberlei* REDT., *Gauthiericeras bajuvaricum* REDT., *Gaudryceras mite* v. HAU., *Phylloceras schlüteri* REDT., *Prionotropis propoetida* REDT., *Prionotropis eugnamta* REDT., *Peroniceras czörnigi* REDT., *Tissotia haplophylla* REDT., *Pachydiscus isculensis* REDT.), während von Gosau selber nur zwei Typen stammen (*Muniericeras gosauicum* v. HAUER und *Baculites fuchsi* REDT.). B. PLÖCHINGER, 1955, beschreibt aus dem Strobler Weißenbachtal eine neue Unterart von *Barroisiceras haberfellneri*. H. GERTH (1956 und 1961, mit Foraminiferenbestimmungen von H. HILTERMANN) sowie R. A. REYMENT, 1958, liefern neuere Beiträge zur Kenntnis der Gosauammoniten. H. GERTH, 1961, beschreibt eine neue Art: *Hemitissotia randoi*.

Im Jahre 1949 (S. 96) berichtet C. A. WICHER über von F. KLINGHARDT gesammelte Proben und konnte, wie dann später O. GANSS und H. C. G. KNIPSCHER, 1954, feststellen, daß Teile der von O. KÜHN, 1930 ins Dan gestellten, stärker klastisch beeinflussten Zwieselalmschichten (Liesen-schichten bei R. BRINKMANN und Schülern) auf Grund von Groß- und Kleinforaminiferen ins Maastricht zu stellen sind. C. A. WICHER, 1956, S. 89 und 1957, S. 35, meldet, belegt durch *Ventilabrella deflaensis* SIGAL, ein Santon aus den „Grabenbachschichten“ an der Straße Paß Gschütt—Gosau. In den Erläuterungen zur Geologischen Karte der Dachsteingruppe (O. GANSS, F. KÜMEL und E. SPENGLER, 1954) sind auch mikropaläontologische Daten nach Bestimmungen von H. HILTERMANN und H. C. G. KNIPSCHER aus dem Bereich Coniac/Santon enthalten. Als weiterer wichtiger Fortschritt gelang auf Grund von Funden von *Globotruncana andori* DE KLASZ der Nachweis, daß die Nierentaler Schichten ins Campan herunterreichen. Diese Feststellung führte zu einer Entgegnung durch H. HAGN, 1955, beantwortet durch O. GANSS und H. C. G. KNIPSCHER, 1956, sowie durch J. DE KLASZ, 1956, des weiteren diskutiert durch H. HAGN, 1957 — ohne daß in all diesen Arbeiten Angaben über weitere Fossilfunde in Gosau enthalten wären. Wie schließlich auch K. KÜPPER, 1956, feststellen konnte, beginnen die Nierentaler Schichten zweifellos im Campan. Ob sie aber im Unter-Campan beginnen oder erst im Oberen Ober-Campan, wie H. HAGN, 1957, zugesteht, kann nur bei Neukartierung des Gesamt-vorkommens von Gosau, verbunden mit intensiven mikropaläontologischen

Studien entschieden werden — was nach wie vor noch zu tun bleibt. Wichtige neue Daten bringen K. KÜPPER, 1956, und H. GERTH, 1961, der auch zusammen mit H. HILTERMANN die detaillierte Bearbeitung des Profils weiterführen will. H. HILTERMANN stellt mir freundlicherweise einen internen Bericht über einen Teil seiner Proben (30. 6. 1959, Proben 31206 bis 31241) zur Verfügung. Des weiteren verfüge ich über einige Schlammproben, welche von T. E. GATTINGER, H. KOLLMANN und G. WOLETZ in Gosau gesammelt wurden.

Auf Grund all dieser Unterlagen kann man den jetzigen Stand der mikropaläontologischen Forschung in Gosau wie folgt kurz zusammenfassen:

Das Coniac ist in Gosau bisher foraminiferenmäßig noch nicht eindeutig gefaßt worden, jedoch dürften ähnliche Faunen wie in der Untertalaussa mit *Marginulina gosae* (REUSS), primitiven Neoflabellinen der *deltoides*-Gruppe neben Milioliden, Vidalinen, Epistominen und vor allem zweikieligen Globotruncanen der *lapparenti*-Gruppe neben reichlich Ostrakoden typisch sein. Das weitverbreitete Santon kann auch hier gut erkannt werden. Globotruncanen, vorwiegend der *lapparenti*-Gruppe, immer etwas selten *Globotruncana concavata carinata* DALBIEZ, dazu *Stensiöina exculpta* (REUSS), *Reussella scajnochae praecursor* DE KLASZ und KNIPSCHEER, *Ventilabrella deflaensis* SIGAL usw. sind zu melden. Eine Verarmungsfauna mit Milioliden, Epistominen, *Nummofallotia*, *Daviesina* neben Ostrakoden wird von K. KÜPPER, 1956, wohl auf Grund der Lagerungsverhältnisse in den Bereich Ober-Santon — tiefes Campan eingestuft. Nach H. GERTH, 1961, S. 139, transgrediert über die blaugrauen Kalke des Ober-Santon das Unter-Campan mit *Globotruncana elevata* BROTZEN (-*Globotruncana andori* DE KLASZ) und *Globotruncana fornicata* PLUMMER. Auch eine kleine Schichtlücke wird vermutet. G. WOLETZ, welche das Nefgrabenprofil für ihre Schweremineraluntersuchungen absammelte, berichtet über einen Umschlag von Chromit zu Granat in diesem Profilabschnitt! Des weiteren findet sich in diesem Unter-Campan neben Globotruncanen der *lapparenti*-Gruppe *Ventilabrella alpina* DE KLASZ, *Ventilabrella bipartita* DE KLASZ, *Stensiöina exculpta* (REUSS) sowie *Stensiöina labyrinthica* CUSHMAN und DORSEY. Oberes Ober-Campan in Nierentalerfazies wurde durch K. KÜPPER bestens belegt durch Funde von *Globotruncana calcarata* (CUSHMAN), *Globotruncana lobata* DE KLASZ, *Globotruncana rosetta pembergeri* PAPP und KÜPPER. Das Einsetzen des Untermaastricht nimmt K. KÜPPER mit *Pseudotextularia textulariformis* WITHE und *Globotruncana contusa* (CUSHMAN) an. Das Vorhandensein von Höherem Maastricht (z. T. in Zwieselalmschichtenfazies) belegen die Proben von C. A. WICHER 1949, mit *Lepidorbitoides* und *Siderolites* (Calcarina) neben *Pseudotextularia varians* RZEHAK usw., sowie die von K. KÜPPER angegebenen Globotruncanen begleitet von *Bolivinooides*-Arten: *Globotruncana mayaroensis* BOLLI, *Globotruncana lugeoni* TILEV, *Globotruncana falsostuarti* SIGAL neben *Globotruncana stuarti* (LAP.), *Globotruncana citae* BOLLI, *Bolivinooides draco draco* (MARSSON) und *Bolivinooides decorata gigantea* HILTERMANN und KOCH. Das Dan im Sinne des Globigerinenhorizontes ohne Truncorotalien ist bisher noch nicht nachgewiesen. Das Paleozän, bekannt gemacht durch O. GANSS und H. C. G. KNIPSCHEER, wurde durch K. KÜPPER, 1956, überprüft und durch *Truncorotalia acuta* TOULMIN belegt. Wenn wir die groben Klastika in den Zwieselalmschichten als Argument für gebirgsbildende

Bewegungen an der Grenze Kreide, Tertiär betrachten wollen, so ist vom paläontologischen Standpunkt dazu zu sagen, daß Argumente für eine Flachwasserfazies, Aussüßung oder Trockenlegung völlig fehlen, wie wir sie z. B. vorgosauisch, intragosauisch und im Tertiär, verbunden mit wahrscheinlichen Bewegungsphasen immer haben. Die tektonischen Vorgänge an der Kreide—Tertiär-Grenze müßten also in ihrem Mechanismus von obigen Phasen verschieden sein. Sie könnten jedoch ganz gut mit den vorconomanen Bewegungen verglichen werden, die ebenfalls keinerlei Hinweise auf eine mögliche Trockenlegung erkennen lassen.

Aus den Vorkommen von St. Wolfgang—Ischl, wo, wie berichtet, die meisten aus der Gosau neu beschriebenen Ammoniten ihre Typuslokalitäten haben, liegen mir umfangreiche Aufsammlungen von B. PLÖCHINGER vor, welche im Zuge seines Studiums des dortigen Klippen/Flysch-Fensters angefallen sind. Neben Unterkreide sind vom Coniac bis ins Mittel-Eozän fast alle Niveaus vertreten. Da jedoch die tektonische Zugehörigkeit der einzelnen Aufschlüsse (Gosau von zwei tektonischen Einheiten, Buntmergelserie, Flysch) noch nicht völlig abgeklärt ist, kann erst als Beitrag zu einer zusammenfassenden Arbeit B. PLÖCHINGERS auf dieses Gebiet genauer eingegangen werden.

16. Die Gosarelikte zwischen Traunsee und Almtal

Das Gebiet zwischen Traunsee und Almtal wird von F. WEBER, 1960, genauer beschrieben. In den relikthaften Gosauvorkommen kann er in einem tieferen Anteil Breccien und Konglomerate mit kalkalpinem Material, sowie neben pflanzenführenden Sandsteinen auch solche mit Echinodermen und Kleingastropodenresten feststellen. Schlämmproben erwiesen sich als fossilleer. In dem über dieser Basisserie liegenden höheren Anteil finden sich geschichtete Tone und Tonmergel sowie schwärzliche Schiefertone mit dünnen Kohlenflözen.

Die Schlämmproben aus diesem höheren Anteil, welche ich zu untersuchen Gelegenheit hatte, enthalten neben reichlich Schneckenbrut auch Ostrakoden, welche K. KOLLMANN bestimmte (F. WEBER, 1960, S. 305, 306). Dazu kommen an Foraminiferen: *Vidalina* cf. *hispanica* SCHLUMBERGER, *Cornuspira* sp., Milioliden und einige Sandschaler. Eine sichere Alterszuweisung ist nicht möglich. Zweifellos handelt es sich um eine Flachwasserfazies, welche wir altersmäßig am besten mit den marinen Lagen in der Grünbacher Kohlenserie oder mit der verarmten Fauna von K. KÜPPER, 1956, S. 280, aus der „Mittleren Gosau“ des Finstergrabens bei Gosau, eventuell auch mit den Vidalinenvorkommen von C. A. WICHER (1944, 1949, 1952, S. 277) aus dem Vorkommen von Gams parallelisieren können — ein Campan-Alter ist also wahrscheinlich. Auch Süß- bis Brackwasser begelnde Characeen konnten von F. WEBER neulich entdeckt werden!

17. Das Gosauvorkommen des Ausseer Weißenbachtals in Steiermark

A. TOLLMANN, 1960, bildet von hier eine sehr reiche Mikrofauna ab, welche er dem Ober-Coniac zuordnet, zwei Arten: *Neoflabellina laterecompressa* und *Textulariella humulis* wurden als neu beschrieben. Ein zirka

50 m bachabwärts von den Foraminiferenfundpunkten entnommener *Barroisiceras haberfellneri* (v. HAUER), sowie ein alter Fund von v. HAUER von *Mortonicerias texanum* ROEMER, von dem A. TOLLMANN annimmt, daß er aus den Hangenschichten der Foraminiferenfundpunkte stammt, belegen das Ober-Coniac-Alter der Mikrofauna von makropaläontologischer Seite. Auch ein *Radiolites styriacus* (ZITTEL) wird erwähnt. Stratigraphisch wichtig sind vor allem die Foraminiferen *Neoflabellina laterecompressa* TOLLMANN, *Neoflabellina suturalis* (CUSHMAN) neben *Præglobotruncana schneegansi* SIGAL, *Gl. marginata* (RSS.), *Gl. globigerinoides* BROTZEN, *Gl. ventricosa* WHITE, *Gl. lapparenti angusticarinata* GAND., *Gl. lapparenti lapparenti* BROTZEN, *Gl. lapparenti tricarinata* (QUER.), *Gl. lapparenti coronata* BOLLI, *Gl. aff. spinea* KIKOINE, sowie *Stensiöina exculpta* (REUSS). Interessant ist das Auftreten von *Globotruncana ventricosa* WHITE in so tiefer Position.

Neben dem beschriebenen Ober-Coniac und einem Unter-Santon-Nachweis durch den oben zitierten Ammoniten scheinen keine weiteren Altersstufen nachgewiesen zu sein, was bei der Kleinheit des Vorkommens auch nicht verwunderlich ist. Möglicherweise entsprechen die Hangend-sandsteine mit viel Werfener Material schon einer jüngeren (nach Unter-Campan?) Transgression.

18. Die Gosau von Windischgarsten

Durch die laufenden Untersuchungen im Flyschfenster von Windischgarsten (S. PREY, A. RUTNER und G. WOLLETZ, 1959, S. 205) hat auch die Kenntnis der Stratigraphie des ostalpinen Rahmens eine bedeutende Bereicherung erfahren. Die Bestimmungen von S. PREY ergaben weitgehende Übereinstimmung mit dem Gosauprofil von Unterlaussa. An die dortige Basisserie erinnern kümmerliche Faunen mit wenig Foraminiferen, häufiger jedoch Ostrakoden und Kleinschnecken. O. KÜHN (1947, S. 186, 1960, S. 49) erwähnt von hier Rudistenfaunen des Ober-Coniac mit *Hippurites felixi* KÜHN, *Hippurites exaratus* ZITTEL und *Radiolites styriacus* ZITTEL, welche wie in der Laussa durch Mergel mit *Mortonicerias texanum* var. *quinquenodosum* REDTENBACHER überlagert werden sollen. Den höheren Inoceramenmergeln der Unterlaussa entsprechen die Faunen mit *Globotruncana concavata* BROTZEN und *Stensiöina exculpta* (REUSS). Eine Fauna mit *Globotruncana elevata elevata* BROTZEN, welche S. PREY eher zum liegenden ziehen will, ergibt bereits Campan. Die Schichtlücke im Campan ist hier demnach kleiner und rückt ins höhere Campan. Die Nierentaler-Schichten haben wie in Unterlaussa eher dürftige Faunen, teilweise mit Flyschcharakter. Charakteristisch für diese Laussa-Fazies des Maastricht ist bei den Kalkschalerfaunen das Zurücktreten der Globotruncanen gegenüber den Globigerinen und Gumbelinen nebst Gumbelinen-Verwandten. O. KÜHN, 1947, S. 182, gelang nahe der Panholzmauer ein Foraminiferenfund, der von P. MARIE als *Globotruncana linnei* ORB. var. mit einem Kiel bezeichnet wurde; nach heutiger Nomenklatur wohl *Globotruncana stuarti* LAP.

Sehr bemerkenswert sind zwei Fundpunkte des Eozän, deren tektonische Zugehörigkeit allerdings nicht ganz sicher ist. Die Proben führen *Globorotalia velascoensis* NUTTALL sowie *Hantkenina mexicana* var. *aragonensis* NUTTALL. Eine Korrelierung mit dem neu entdeckten Mittel-Eozän-

Vorkommen (B. PLÖCHINGER, 1962) am Wolfgangsee wäre zu prüfen. Sehr interessant ist auch der Fund eines Cenomans mit Orbitolinen und *Globotruncana appenninica* RENZ, (S. PREY und A. RUTTNER, 1961, A 57) welches dem Cenoman des Allander Bereiches (B. PLÖCHINGER, 1960, S. 56) nahesteht, wie auch jenem am Mondsee (PLÖCHINGER, 1958, S. A 243) und wohl auch einer tiefen kalkalpinen Einheit angehören dürfte.

19. Die Vorkommen auf der Ennstalnordseite zwischen Stainach und Liezen

Diese flächenmäßig großen Vorkommen sind bisher von mikropaläontologischer Seite kaum untersucht worden. Lediglich A. PAPP, 1955, S. 314, meldet von nördlich Weißenbach bei Liezen *Orbitoides tissoti tissoti* SCHLUMBERGER und *Siderolites vidali* DOUVILLE und parallelisiert mit seiner Campan-Fauna von Silberegge aus Mittelkärnten. Naheliegend sind Beziehungen zu den basalen Orbitoidensandsteinen von Unterlaussa! Die Erläuterungen zu Blatt Liezen 1 : 75.000 (M. VACEK u. G. GEYER, 1916) berichten von roten Kalkkonglomeraten und (vermutlich überlagernden) grauen Sandsteinen und Mergeln und erläutern weiter, daß die konglomeratischen Bildungen hier eine größere Verbreitung und Mächtigkeit haben als bei Windischgarsten, während die Hangendsandsteine eher zurücktreten.

Hier möge auch der von W. KLAUS, 1958, S. 298, palynologisch erbrachte Gosaunachweis für bisher für Ennstal-Tertiär gehaltene Bildungen am Stoderzinken und am Buchstein angeführt werden.

20. Die Gosau der Weyrer Bögen; im speziellen das Profil von Unterlaussa (Weißwasser) (Vgl. Fig. 2)

In den Weyrer Bögen, welche als markante N—S-Großstruktur die Kalkalpen an der unteren Enns kennzeichnen, ist bisher nur das Gebiet von Unterlaussa mikropaläontologisch genau untersucht.

Die Gosau von Unterlaussa ist durch den dort in der Gosaubasis umgehenden Bauxit-Bergbau bekannter geworden.¹⁾ Ihre Erforschung war Gegenstand gründlicher Detailkartierung und Gefügeuntersuchungen durch A. RUTTNER, wobei auch Schweremineralluntersuchungen (G. WOLETZ) und Mikropaläontologie in größerem Umfang zum Einsatz kamen (vgl. A. RUTTNER u. G. WOLETZ, 1956 u. A. RUTTNER, 1957, S. A 63). Das Ergebnis weiterer mikropaläontologischer Untersuchungen sei hier auszugsweise wiedergegeben. Um zu möglichst präzisen Altersangaben zu kommen, wurden die Neoflabellinen und eine *Bolivinooides*-Art den Herren H. HILTMANN und E. KOCH vorgelegt, um einen exakten Vergleich mit dem norddeutschen Typenmaterial zu gewährleisten.

Die von A. RUTTNER, 1956, S. 225, näher beschriebene Liegendserie ist sehr arm an Mikrofossilien, wie auch bei der vorwiegend brakisch-limnischen Entwicklung zu erwarten war. Einige glatte Ostrakoden, Gastro-podenreste und Fischzähne sind die kümmerliche Ausbeute zahlreicher Proben der tieferen und mittleren Anteile der Liegendserie. W. KLAUS, 1955, S. 96, meldet von hier Sporenreste. Lediglich die allerobersten Partien, welche unmittelbar unter dem Rudistenriff oder dem im Süden stellvertretenden grauen Sandstein mit Korallen liegen, führen *Triplasia*

¹⁾ Auch Kohlenflöze sind vorhanden.

murchisoni REUSS und *Marginulina gosae* REUSS. Umfangreiche Korallenfaunen von diesem Fundpunkt gingen vor Jahren zur Bestimmung an M. BEAUVAIS in Paris. O. KÜHN, 1960 (S. 49, Fußnote), vermutet für das Rudistenriff nach *Hippurites cornuaccinum* BRONN. bereits ein Unteranton-Alter, was jedoch infolge der im Anschluß zu besprechenden Foraminiferenfaunen in den Hangendschichten nicht mehr möglich ist. Das Rudistenriff ist wie die Korallenfundstelle auf keinen Fall jünger als Ober-Coniac! Für die marine Ingression wollen wir also ein Coniac-Alter annehmen. Das exakte Alter der darunter liegenden, tieferen und mittleren Partien der Liegendserie kann bisher auf Grund des Fossilinhaltes nicht genau bestimmt werden. Tiefes Coniac oder Turon ist allerdings sehr wahrscheinlich. Die nächst älteren, mikropaläontologisch faßbaren Gesteine sind die die Gosau von Osten überschiebenden Mittelkreidegesteine der Frankenfesler Decke. Einzelproben, welche ich von hier aus dem Nachlaß von R. NOTH übernahm, sind reich an typischen Gaudryinen und Spiroplectinaten. Die Bauxitbildung kann man daher wohl mit guten Gründen ins Turon oder Coniac stellen.

Die ersten sicheren mikropaläontologischen Fixpunkte liegen über dem Rudistenriff in den Inoceramenschichten. Hier ist vor allem zu beachten, daß A. RUTTNER, 1957, S. A 63 die Abgrenzung zwischen den Inoceramenschichten und Nierentalerschichten gegenüber A. RUTTNER und G. WOLETZ, 1956, berichtigt. Im folgenden wird über eine Probenserie berichtet, die an der Forststraße von der Bergwerkssiedlung „Unter Weißwasser“ zum Sonnberg (Lahngraben) vom Rudistenriff nach abwärts entnommen wurde:

Die Probe 66 (unmittelbar über dem Riff, 2 m abwärts vom Graben) führt:

Marginulina gosae (REUSS) (häufig)
Lenticulina sp.
Neoflabellina „deltoidea“ (WEDEKIND)
Höglundina aff. *stelligera* (REUSS)
Triplasia murchisoni REUSS (selten)
 usw.

Die Proben 67 (20 m abwärts von Probe 66) und 68 (8 m mächtige Mergellage gegen Aufschlußende am Waldanfang) führen:

Globotruncana lapparenti coronata BOLLI (selten)
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN (selten)
 dazu die Lageniden-Epistominen-Fauna der Probe 66.

Der Entwicklungsstand der Neoflabellinen dieser drei Proben spricht für Ober-Coniac. Die Probe 69 (20 m abwärts von 68, kleiner Aufschluß schon im Wald, gelbgraue Mergel) hat eine Fauna wie Probe 68, jedoch findet sich *Triplasia* reichlicher und großwüchsiger. *Neoflabellina „deltoidea“* ist schon höher entwickelt, daher liegt nach H. und K. vielleicht schon Santon vor.

Die Probe 70 (1. Aufschluß unter dem Forsthaus) zeigt bereits stärkere Planktonvormacht und führt:

Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN (häufig)
Globotruncana lapparenti coronata BOLLI (häufig)
Stensiöina exculpta (REUSS) (1 ×)
Marginulina gosae (REUSS) (selten)
Spiroloculina cretacea (REUSS) (1 ×)
Höglundina sp. (selten)
Lenticulina sp. (selten)
Marssonella oxycona (REUSS) (nicht selten)
 usw.

Probe 71 (5 m abwärts vom Graben vor Kehre) beinhaltet folgende Foraminiferen:

Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN (häufig)

Globotruncana concavata primitiva DALBIEZ (selten)

Stensjöina labyrinthica CUSH. u. DOR.

Quinqueloculina gosae REUSS (massenhaft)?

Triplasia muchisoni REUSS (nicht selten)

usw.

Globotruncana concavata primitiva spricht hier für Unter-Santon. Probe 74 (30 m vor der Garage der Bergwerkssiedlung) führt eine reiche Fauna mit:

Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN (häufig)

Globotruncana lapparenti coronata BOLLI (häufig)

Globotruncana jornicata (PLUMMER) (selten)

Marginulina gosae (REUSS) (häufig)

Neoflabellina „deltoidea“ WEDEKIND (selten)

Frondicularia sp. (selten)

Spiroloculina cretacea (REUSS) (1 ×)

Triplasia muchisoni REUSS (häufig)

skulpturierte Ostrakoden

Schneckenbrut

usw.

Die Neoflabellinen sprechen hier noch für Unter-Santon.

Das Profil wird nun im Graben von Unterweißwasser nach Nord fortgesetzt. Auf 670 m NN (Probe 57) und auf 690 m NN (Probe 58), bereits 10 m unter der Nierentaler-Basis fand sich folgende Fauna:

Globotruncana lapparenti angusticarinata GANDOLFI (häufig)

Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN (häufig)

Globotruncana concavata carinata DALBIEZ (selten)

Ventilabrella deflaensis (SIGAL) (selten)

Stensjöina exculpta gracilis BROTZEN (selten)

Triplasia muchisoni REUSS (selten)

usw.

Wenige Zentimeter unter der Feinbreccie der „Nierentaler“-Schichten liegen gelbliche Mergel der Probe 59 a und 59 b. Sie führen jene außerordentlich reiche Fauna des Santon, welche ich nach der Salzburger Lokalität als Morzger-Fauna bezeichne. Sie ist identisch mit der Fauna der Proben 29/2, 29/3 und 29/4 und enthält:

Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN

Globotruncana lapparenti coronata BOLLI

Globotruncana lapparenti angusticarinata GANDOLFI

Globotruncana jornicata PLUMMER

Globotruncana concavata carinata DALBIEZ

Ventilabrella deflaensis SIGAL

Reussella scajnochae praecursor DE KLASZ u. KNIEPSCHER

Pseudotextularia elegans RZEHAK

Neoflabellina gibbera WEDEKIND nov. subsp. HILTERMANN u. KOCH

Planularia complanata (REUSS)

Spiroplectinata jäckeli senonica DE KLASZ

Gaudryina carinata FRANKE.

Unmittelbar darüber liegen die basalen „Nierentalerschichten“ mit einer Feinbreccie, welche im Dünnschliff 56, 439 (Probe 59/c) Orbitoiden-Bruch zeigt. Auf den Kontakt zwischen Santon und Hohem Campan (oder Maastricht) kann man hier die Hand legen! 1 m höher führt eine rötliche Mergellage (Probe 60/a) folgende flyschartige Fauna:

Dendrophyra latissima GRZYB. (1 ×)

Hormosira ovulum GRZYB. (selten)

Trochamminoides sp. sp. (häufig)

Cribostomoides sp. (häufig)

usw.

Die Probe 61 (auf 740 m NN orographisch links vom Graben) zeigt eine mehr kümmerliche Planktonfauna des Bereiches Oberstes Campan bis Maastricht mit:

Globotruncana citae BOLLI (selten)

Globigerina sp. (selten)

Bolivinooides sp. (1×)

Gümbelina sp. sp. (häufig)

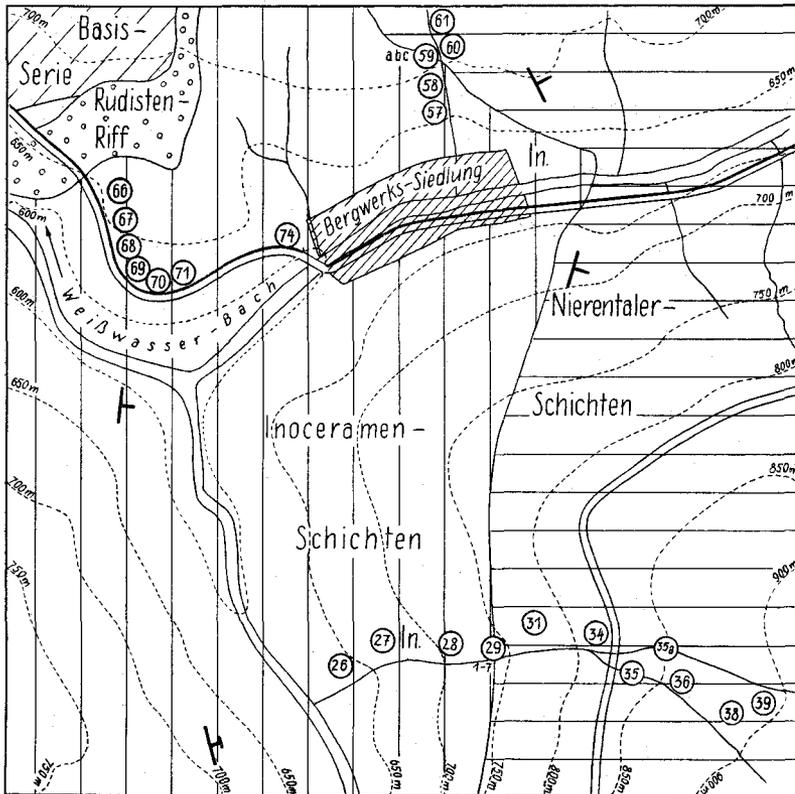


Fig. 2: Die Fundstellen nahe der Bergwerkssiedlung Unterlaussa, In=Inoceramen-Niveau. Maßstab 1:10.000

Bessere Aufschlüsse in den Nierentalerschichten bietet das zweite Profil am Osthang des Saigrinntales südlich der Vermessungslinie. Auf 640 m NN wurde in einem mittleren Inoceramenmergel-Niveau die Probe 26 entnommen. Sie führt eine Fauna der tieferen Inoceramenmergel mit

Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN (häufig)

Globotruncana fornicata (PLUMMER) (selten)

Marginulina gosae (REUSS) (selten)

Triplasia marchisoni REUSS (1×)

Milioliden darunter *Spiroloculina cretacea* (REUSS)

Ostrakoden

usw.

Auf 670 m NN findet sich ein großer Aufschluß am rechten Hang. Die hier genommene Probe 27 führt:

Globotruncana concavata carinata DALBIEZ (selten)

Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN (häufig)

Globotruncana fornicata (PLUMMER) (selten)

Epistominen

usw.

Auf 700 m NN finden sich Bruchstücke von Riesen-Inoceramen, vermutlich von *Inoceramus undulatoaplicatus* F. ROEM.; die entnommene Probe 28 führt:

Globotruncana lapparenti coronata BOLLI (häufig)

Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN (häufig)

Lageniden, Marssonellen und Verneulinen usw.

10 m über der Seilbahnschneise wurde aus feinblättrigem Mergel die Probe 29/2 entnommen. Darauf folgt 1 m Kalksandstein, weiter 1 m rote Mergel (Probe 29/3), dann 5 m höher die Probe 29/4 aus gelblichen Mergeln. Alle diese drei Proben führen eine mit den Proben 59/a und 59/b identische sehr reiche Fauna des höheren Santons! Unmittelbar darüber folgt eine Sandsteinbank mit *Lepidorbitoides* und *Siderolites* (Probe 29/5, Schliff Nr. 56/452). Wir haben also wiederum die Schichtlücke gefaßt! 4 m höher gelang ein weiterer Orbitoidenfund (Probe 29/6, Schliff Nr. 56/451). Die Probe 29/7 (über 6 m Sandstein beim Wasserfall, graue Mergel) führt eine Planktonfauna des höheren Campan oder Maastricht mit:

Globotruncana arca (CUSHMAN) (selten)

Planoglobulina sp. (selten)

Gublerina sp. (selten)

Gümbelina sp. sp. (häufig)

usw.

Probe 31 (Schliff Nr. 56/450), von einer Feinbreccie auf 770 m NN genommen, lieferte wiederum Orbitoiden. Probe 34 (gelbliche Mergel unter Wasserfall unter Horizontalweg), die ungefähr 50 m über der Nierentaler-Basis liegt, führt folgende reichere Fauna, die eine Einstufung ins Untermaastricht erlaubt:

Globotruncana arca (CUSHMAN) (nicht selten)

Globotruncana fornicata (PLUMMER) (nicht selten)

Globotruncana citae BOLLI (häufig)

Globotruncana elevata stuartiformis DALBIEZ (1×)

Stensiöina pommerana BROTZEN (1×)

Bolivinooides draco miliaris HILTERMANN u. KOCH (1×), nach freundlicher Bestimmung durch H. und K. eine hochentwickelte Form, die für Unter-Maastricht spricht.

Pseudotextularia elegans RZEHAK (selten)

Gublerina sp. (selten)

Gümbelina sp. sp. (häufig)

usw.

Probe 35 (rote Mergel über dem Horizontalweg) führt wieder eine Flyschsandschaler-Fauna mit:

Placentamina grandis (GRZYB.) (1×)

Hormosina ovulum GRZYB. (1×)

Ammodiscus incertus (ORB.) (selten)

Trochamminoides sp. sp. (häufig)

Cribrostomoides sp. (häufig)

Die Probe 35/a (im Bach auf 840 m NN) führt *Globigerina* cf. *pseudobulloides* PLUMMER (selten) und *Globigerina* cf. *triloculinoides* PLUMMER, welche anzeigen, daß die Tertiärgrenze sehr nahe ist. Eine Feinbreccie auf 850 m NN führt wieder Orbitoidenbruch (Probe 36, Schliff Nr. 56/448). Probe 38 (bei Waldwiese 880 m NN) bringt wieder eine Fauna wie wir sie aus den Maastricht/Dan-Übergangsschichten von Gießhübl bei Wien kennen, nämlich:

Globotruncana sp. sp. (selten)

Globigerina cf. *pseudobulloides* PLUMMER (selten)

Gümbelina sp.

Ein Lesestück auf 890 m NN bringt im Schliff wieder Orbitoiden (Probe 39, Schliff Nr. 56/447).

Die mikropaläontologische Durchforschung der oben erwähnten zwei Profile, sowie zahlreiche Proben von vielen anderen Punkten des Gosauvorkommens, erlauben folgende Zusammenfassung:

1. Über Hauptdolomit folgt eine Liegendserie mit Bauxit und monomikten Konglomeraten, an der Basis in brakisch-limnischer Entwicklung mit kümmerlicher Ostrakoden- und Gastropoden-Mikrofauna, nach hangend beginnende, marine Einflüsse; vermutliches Alter Turon-Coniac.

2. Rudistenkalk nach O. KÜHN, 1957, Ober-Coniac.

2 a. Andersorts im südlichen Saigrinn-Tal ein vermutlich gleich alter, grauer Sandstein mit Einzelkorallen, unmittelbar darüber und darunter *Marginulina gosae* und *Triplasia murchisoni*.

3. Untere Inoceramenschichten des Ober-Coniac mit einer Flachwasserfauna mit Epistominen, Milioliden, *Neoflabellina „deltoidea“*, *Marginulina gosae*, *Triplasia murchisoni* und daneben vereinzelt Globotruncanen der *lapparenti*-Gruppe.

4. Mittlere Inoceramenmergel des tieferen Santon zeigen neben obiger Flachwasserfauna schon eine stärkere Planktonschüttung. Es finden sich reichlicher Globotruncanen der *lapparenti*-Gruppe, aber auch *Globotruncana concavata primitiva* DALBIEZ und Stensiöinen.

5. Die Oberen Inoceramenmergel zeigen eine z. T. bunte Fazies und führen eine reiche Planktonfauna mit *Globotruncana concavata carinata*, *Ventilabrella deflaensis* usw. Identische Faunen sind vom Morzger Hügel bei Salzburg, von der Untersberg Nordseite, aus der Gaisberg-Gruppe, von Brandenburg in Tirol, von Alland sowie aus den helvetischen Leistmergeln Vorarlbergs und aus den Vorlandbohrungen der RAG in Oberösterreich bekannt. Mit tieferen Lagen der oberen Inoceramenschichten dürfte der Ammonitenfund von *Mortonicerias texanum* von H. LÖGTERS, 1937 (vgl. auch A. RUTTNER, 1956, S. 227) korrespondieren. Auch das inoceramenführende Niveau, Probe 28 und der Fundpunkt unmittelbar östlich der Bergwerks-Siedlung, gehört in tiefere Partien der oberen Inoceramenschichten. Wir sehen hier, wie auch in Brandenburg, daß *Globotruncana concavata carinata* DALBIEZ bereits im Untersanton vorkommen dürfte. Für die hangenden Teile der Oberen Inoceramenmergel nehmen wir allerdings ein höheres Santon an, ohne jedoch ein Ober-Santon für sichergestellt zu halten.

6. Über den z. T. bunten, obersten Partien liegt eine foraminiferenreiche, gelbe Verwitterungsschicht und unmittelbar darauf lagern Nierentaler Schichten, u. zw. in den zwei untersuchten Fällen: Klastika mit Großforaminiferen des Obersten Campans bis Maastricht. Wir können also hier die mit einer Winkeldiskordanz, einem Wechsel in der Fazies und im Mikrofossilinhalt, sowie durch eine Veränderung im Schwermineralspektrum belegte Schichtlücke als möglicherweise auch stellvertretend für Ablagerungen des Obersten Santons, als sicher stellvertretend für solche des Unter-Campans und des tieferen Ober-Campans annehmen. Während dieser Zeit müssen wohl große tektonische und damit verbunden paläogeographische Veränderungen stattgefunden haben. Erwähnt sei vor allem, daß irgendwann während dieser Zeit die Kohleablagerungen von Grünbach gebildet wurden.

7. Die „Nierentaler“-Schichten zeigen einen lagenweisen Wechsel von drei verschiedenen Mikrofaunen:

- a) Feinbreccien und Sandsteine mit Bruchstücken von Orbitoiden, Lepidorbitoiden und Sideroliten, welche von A. PAPP näher untersucht werden.
- b) Vorwiegend bunte Mergellagen mit Flyschsandschalern, wie: *Dendrophrya robusta* GRZYB., *Dendrophrya latissima* GRZYB., *Placentamina grandis* GRZYB., *Hormosina ovulum* GRZYB., *Ammodiscus incertus* ORB., *Glomospira charoides* (J. u. P.), *Rzehakina epigona* RZEHAK, *Trochamminoides* sp. sp., *Cribrostomoides* sp.
- c) Vorwiegend graue Mergellagen mit häufigen Gümbelinen und Gublerinen, sowie eher seltenen Globotruncanen, wie: *Globotruncana citae* BOLLI, *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *Globotruncana gansseri* BOLLI, sowie vereinzelt Bolivinoiden, wie *B. draco miliaris* H. u. K. und *B. australis* EDGELL. In höheren Partien finden sich außerdem bereits vereinzelt Globigerinen von tertiärem Habitus¹⁾.

Die „Nierentaler“-Schichten der Laussa haben, außer der Gleichalterigkeit, wenig Beziehungen zu den Bildungen der Typuslokalität im Nierental. Große Ähnlichkeit in Fazies und Mikrofauna besteht mit Gießhübl, den Aderklaa-Bohrungen und mit der Rotkopfschicht am Muttekopf (Verh. 1959, S. A 45), aber auch mit gleich alten Bildungen in der Flyschzone. Altersmäßig sind Unter-Maastricht und „höheres Maastricht“ gesichert, ein hoher Campan-Anteil und Übergangsschichten zum Dan sind wahrscheinlich.

Aus den nördlichen Weyrer Bögen bei Großraming meldet G. ROSENBERG, 1959, S. 98, ebenfalls bunte Mergel, welche von H. HAGN auf Grund von Globotruncanenfunden ins Santon eingestuft wurden. Damit ist die weite Verbreitung eines bunten Santon wieder einmal bestätigt. Ein Dan-Nachweis gelang C. A. WICHER, 1957, S. 37, im Brunnbach, zirka 10 km nördlich der hier beschriebenen Gosau von Unter-Laussa.

21. Das Gosauvorkommen von Gams-Wildalpen sowie vom Waaggraben bei Hiefiau

Das „Becken“ von Gams ist jenes Gosauvorkommen, das zuerst die Aufmerksamkeit der modernen Mikropaläontologie erregte. Foraminiferen (Orbituliten = Orbitoiden ?) wurden hier von C. F. PETERS allerdings schon im Jahre 1852 (D. STUR, 1871, S. 493) gefunden. Der BRINKMANN-Schüler K. GUNDLACH hatte hier für petrographische Zwecke Proben gesammelt, welche von C. A. WICHER am damaligen Reichsanstitut für Bodenforschung in Berlin mikropaläontologisch untersucht wurden. Diese Proben enthielten eine nach damaligen Begriffen außerordentlich reiche und gut erhaltene Fauna der Hohen Oberkreide und des Alttertiärs, über die C. A. WICHER dann 1943 (S. 443, 445) berichtete. Er erkannte u. a. *Neoflabellina reticulata* REUSS und *Pseudotextularia varians* RZEHAK und ordnete sie ins Maastricht ein. 1949 kommt er bei seinem Versuch, das Tampikobecken

¹⁾ Auch G. ROSENBERG 1957, S. 218 meldet vom obersten Weißwasser aus einer bunten Lage des jetzt als Nierentaler Schichten erkannten Daniens von H. LÖDGERS eine von H. HAGN als Globotruncanen-Maastricht bestimmte Fauna.

in Mexiko (M. P. WHITE, 1929) mit Europa zu korrelieren, wieder auf die reichen Faunen des „Beckens“ von Gams zurück und berichtet u. a. über Funde von *Globotruncana calcarata* CUSHMAN, sowie über weitere Faunen mit Globotruncanen und auch solche mit Globorotalien, die er als Maastricht und Dan einstufen konnte. *Neoflabellina reticulata daniensis* wird von ihm als neu beschrieben. Auf tiefere Gosau-niveaus weist eine Vidalinen-Probe hin, über die er 1944, 1949 und 1952 berichtet. Klassische Ammoniten-lokalitäten finden sich am Auberg, wo namentlich durch J. HABERFELLNER gesammelt wurde (D. STUR, 1871, S. 494). Es handelt sich um die Typus-lokalität für *Barroisiceras haberfellneri* v. HAUER, *Tetragonites postremus* REDT. und *Turrilites binodosus* v. HAUER. R. BRINKMANN (1935) faßt die Ammonitenfaunen zusammen und stellt sie in den oberen Unteremscher (nach heutiger Nomenklatur wohl Ober-Coniac). Neue Beiträge über Nerineen und Actaeonellen lieferten L. TIEDT, 1958 und G. POKORNY, 1959.

In den Jahren 1955 und 1956 berichten C. A. WICHER und F. BETTENSTÄEDT, nach einer neuen Probenaufsammlung, erneut über Oberkreide und Alttertiär im „Becken“ von Gams. Sie melden eine Flachwasserfauna des Untersenons aus dem Haspelgraben bei Gams. Über die höheren Profilanteile diskutierten sie vor allem an Hand des Grimpenbachprofils im äußersten Osten des Gosauvorkommens. Die Autoren verwendeten für ihre Einstufungen neben den Globotruncanen in größerem Umfang die Gattungen *Bolivina*, *Bolivinooides*, *Aragonia* und *Neoflabellina*; *Aragonia daniensis* wird als neu beschrieben. Die Schichtenfolge der Kreide-Tertiär-grenze zeigt 50 m Ober-Campan mit leitenden *Bolivinooides*-Arten, 160 m Maastricht I mit normalwüchsigen Globotruncanen und *Bolivina incrassata gigantea* WICHER als Leitfossil, 100 m Maastricht II mit großwüchsigen Globotruncanen und *Globotruncana mayaroensis* BOLLI als Leitfossil. Lediglich das Dan I a (5 m) und Dan I b (8 m) in bunter Ausbildung mit *Rectogümbelina nodosaria* WHITE und Globigerinen ohne Truncorotalien würde man heute als Dan bezeichnen. Die hangenden Horizonte Dan II (14 m), Paleozän (120 m) und Untereozän (100 m) sind nach den angegebenen Groß- und Kleinforaminiferen zweifellos vorhanden, die Abgrenzung der einzelnen Stufen gehört jedoch auf Grund der neuesten Literatur etwas modifiziert. Von seiten der Universität Wien (H. KOLLMANN) sind diesbezüglich Untersuchungen im laufen, denen nicht vorgegriffen werden soll¹⁾. Eigenes Material, das ich bei einer Exkursion 1956 (siehe RUTTNER, 1957, S. A 64) im oberen Gamsgraben sammeln konnte, belegte ein durchgehendes Profil vom tiefen Maastricht ins Paleozän. Auffallend waren im Graben auf 870 m NN Umlagerungshorizonte mit Mergelgeröllen, welche subaquatische Gleitungen belegen. Übrigens hat schon R. BRINKMANN, 1935 (S. 146, Fig. 1) die Verhältnisse im oberen Gamsgraben weitgehend richtig gesehen.

Gosauproben, welche mir von Direktor H. KÜPPER aus Wildalpen zuzugingen, ergaben Kleinschnecken und Characeen, was eine Süßwasserfazies belegt. Da Characeen bisher nur aus der Kohlenserie von Grünbach bekannt sind, vermuten wir ein ähnliches Niveau.

Über die Gosau des Waaggrabens bei Hieflau liegen keine mikropaläontologischen Untersuchungen vor. O. KÜHN, 1947, S. 186 meldet von hier ebenfalls seine Ober-Coniac-Rudistenfauna.

¹⁾ Siehe Mitt. Ges. Geol. u. Bergbaustudenten, Wien 1963

22. Das Gosauvorkommen in der Krampen bei Neuberg im Mürztal

Dieses Vorkommen ist schon seit alter Zeit (siehe D. STUR, 1871, S. 491) durch seine Ammoniten und Großforaminiferen bekannt. Es handelt sich hier um die Typuslokalität von *Pachydiscus neubergicus* v. HAUER sowie von *Gaudryceras anaspastus* REDT. BRINKMANN, 1935, S. 5, meldet eine reiche Ammonitenfauna des Maastricht.

A. PAPP, 1955, meldet aus rötlichen Kalken in der Nähe des Hotels Aschacher *Orbitoides apiculata grünbachensis* PAPP und klärt die Lagerungsverhältnisse in dem Sinn ab, daß die Ammoniten-führenden Schichten diese unterlagern. Sowohl die Ammoniten- als auch Foraminiferenfauna weist auf Beziehungen zu den Vorkommen von Grünbach.

V. Die Gosauvorkommen in Niederösterreich unter Einbeziehung der tieferen kalkalpinen Kreide im Wiener Raum.

23. Die Gosauvorkommen bei Lilienfeld

W. NEUBAUER, 1949, S. 20, berichtet hier als erster über eine Globotruncanenfauna aus Nierentaler Schichten und bestimmte *Globotruncana lapparenti* BROTZEN und *Globotruncana stephani* BOLLI (wohl *G. citae* BOLLI?). Eine neuerliche mikropaläontologische Überprüfung der alten Zementmergelsteinbrüche bei Lilienfeld ergab einige weitere interessante Altershinweise.

Vorwiegend graue, teilweise auch bunte Nierentaler-artige Mergel im Steinbruch in etwa 600 m NN, vor Abzweigung des Hinterebenweges, S einer Kehre der Höhenstraße, ergaben schlecht erhaltene Foraminiferenfaunen, welche den Bereich Hohes Santon—Tiefes Campan nahelegen mit *Globotruncana lapparenti coronata* BOLLI, *Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZEN, *Globotruncana fornicata* (PLUMMER), *Reussella scajnochae praecursor* DE KLASZ und KNIPSCHER.

Im Grandlbruch führen die Nierentaler-artigen Mergel wiederum eine dürftige Fauna, welche bereits ein Campan-Alter vermuten läßt mit *Globotruncana fornicata* (PLUMMER), *Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZEN, *Stensiöina exculpta* (REUSS), *Stensiöina labyrinthica* CUSH. u. DOR. usw.

Darüber lagern hier beobachtbar diskordant konglomeratische Bildungen, deren Bindemittel ebenfalls untersucht wurde. *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *Globotruncana ex gr. lapparenti* BROTZEN, *Stensiöina pommerana* BROTZEN usw. wurden gefunden.

Etwa 100—130 m südlich des Grandlbruches am Weg anstehende Dolomitreccien führen in begleitenden Tonmergellagen etwas reichere Foraminiferenfaunen, welche wiederum ein vermutlich höheres Campan belegen mit *Neoflabellina rugosa* (ORB.), *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *Globotruncana caliciformis* (LAP.), *Globotruncana ex gr. lapparenti* BROTZEN, *Reussella scajnochae* (GRZYB.), *Pseudotextularia elegans* RZEHAK, *Aragonia* sp., *Stensiöina exculpta* (REUSS) usw.

Zusammenfassend ergibt sich folgendes Bild: Relativ harte und kalkreiche Nierentaler-artige Mergel führen dürftige Mikrofaunen, welche in den Bereich Ober-Santon—Tiefes Campan gehören. Darüber transgre-

dierende Breccien und Konglomerate enthalten in eingelagerten Mergeln Faunen, die nur wenig jünger sein dürften und auch noch ins Campan gehören. Falls es sich bei diesen Faunen in den Klastikas nicht um umgelagerte Fossilien handelt, was ich für weniger wahrscheinlich halte, liegt die Schichtlücke zwischen den Mergeln und den Transgressionsbildungen innerhalb des Campans!

24. Die Gosauvorkommen westlich Wiener Neustadt (Grünbach, Neue Welt, Kitzberg usw.)

Durch die Arbeit von B. PLÖCHINGER (1961) über die Gosaumulde von Grünbach—Neue Welt, welche unter intensiver mikropaläontologischer Mitarbeit durchgeführt wurde, sind die stratigraphischen Probleme dieses Kreide-Paleozängebietes weitgehend abgeklärt worden (siehe auch A. PAPP, 1955 und R. OBERHAUSER, 1956). Mikropaläontologische Vorarbeiten sind durch A. E. REUSS, 1854 gegeben, welcher von hier seine *Spirolina grandis* als neue Foraminiferenart beschreibt. Über dieselbe Form (als *Haplophragmium grande*) berichten U. SCHLÖNBACH, 1867, und W. PETRASCHECK, 1941 (S. 9), sowie in einer eigenen, dieser Art gewidmeten Monographie (als *Lituola grandis*) J. H. ZIEGLER, 1959. O. KÜHN, 1947, S. 182, berichtet über eine von P. MARIE bestimmte Foraminiferenfauna mit ein- und doppelkelligen Globotruncanen, *Rzehakina*, *Bolivinooides draco* (MARSSON), *Gümbeлина* und *Stensiöina* — eine Vergesellschaftung, die sicher in den Bereich Oberstes Campan—Maastricht gehört. W. KLAUS, 1955, S. 96, meldet schlecht erhaltene Sporenfloren. Reiche Makrofossilfundpunkte sind von altersher bekannt. U. SCHLÖNBACH, 1867, beschreibt von hier als neue Art seine *Belemnitella höferi*; R. BRINKMANN, 1935, faßt die Kenntnisse über die reichen Ammonitenfaunen zusammen. *Kossmaticeras brandti* REDT. und *Pachydiscus sturi* REDT. haben bei Muthmannsdorf ihre Typuslokalität. Sehr bemerkenswert sind Landsaurierfunde in der Kohlenserie (E. BUNZEL, 1871). O. KÜHN, 1947, stuft das basale Rudistenriff ins Ober-Santon ein und gibt in B. PLÖCHINGER, 1961, S. 371 eine umfangreiche Fossilliste. G. POKORNY, 1959, kommt wiederholt auf Actaeonellenfundpunkte zurück, L. TIEDT, 1958, beschäftigt sich mit Nerineen.

Über das Alter der Basisbildungen und das Einsetzen der marinen Gosasedimentation orientieren nur Makrofossilien. Ammonitenfaunen des Ober-Coniac und des Santon aus dem Scharrergraben bei Piesting sind nach B. PLÖCHINGER, 1961, S. 371, bezüglich ihres Fundortes leider dubios und konnten auch durch mikropaläontologische Untersuchungen bisher nicht wahrscheinlicher gemacht werden. Die Möglichkeit, daß irgendwelche Erosionsrelikte älterer Gosauniveaus noch fallweise erhalten sind, ist natürlich nach wie vor nicht auszuschließen. Das erste handfeste Argument für das Alter der marinen Ingression gibt O. KÜHN, 1947, durch seine Rudisteneinstufungen in das Ober-Santon. Die nächsthöheren Fossilfunde, deren Leitwert zurzeit genauer abgeschätzt werden kann, sind dann die Cephalopoden (Ammoniten und Belemniten), sowie Groß- und Kleinforaminiferen der Orbitoidensandsteine und Inoceramenmergel des Höchsten Campans und des Maastrichts. Die dazwischen liegende Kohleserie hat wohl reiche Mikro- und auch Makrofaunen geliefert — jedoch ist ihre Einstufung

in den Bereich (Oberstes Santon)—Campan nach unten nur durch die Obersanton-Einstufung O. KÜHNS für das Rudistenriff und durch von B. PLÖCHINGER parallelisierte Bildungen abgesichert. Allerdings ergeben sich auch aus der Foraminiferen-Ostrakodenfauna der Kohlenserie allein manche Hinweise, welche ein Campan-Alter nahelegen. Interessante Parallelisierungsmöglichkeiten ergaben sich mit den Gosau-Kohlen des Süd-Bakony (F. GOCZAN, 1961), wo die über dem Grundkonglomerat und unter einem Rudistenkalk liegenden Braunkohlen auf Grund palynologischer Untersuchungen ebenfalls ins Unter-Campan eingestuft werden konnten.

Die Flöze der Kohleserie sind bei Grünbach in ihrer Basis gebündelt. Diese Bündelung blättert nach NE, in Richtung Piestingtal fortschreitend, immer mehr auf, wodurch sich die wirtschaftliche Bedeutung verringert. Mikropaläontologisch ist die flözführende Serie im Bergbau Grünbach, aber auch die Basis der Kohlenserie bei Dreistätten durch Characeenvorkommen zu charakterisieren, was Verbindungen zur Gosau von Gams—Wildalpen, aber auch zum Salzkammergut nahelegt. Dadurch ist eindeutig brakisch-limnisches Milieu belegt. Im Bereich Piesting—Wöllersdorf und Dreistätten—Felbering finden sich in der Kohlenserie reiche z. T. wohl brakisch beeinflusste, marine Mikrofaunen, welche durch skulpturierte Gavelinellen, Epistominen, *Nummofallotia*, *Goupillaudina*, *Vidalina*, *Quinqueloculina*, Lageniden und Skulptur-Ostrakoden zu typisieren sind. Nicht selten findet sich auch Schnecken- und Muschelbrut, meist begleitet von glatten Ostrakoden. Vor allem in höheren Anteilen der Kohlenserie stellen sich dann reichlicher doppelkielige Globotruncanen, ganz vereinzelt auch einkielige Formen der *elevata*-Gruppe, ein, begleitet von Stensiöinen, wodurch sich dann das Campan sicherstellen läßt. Es sind auch Elemente der tieferen Gosau, wie *Spiroloculina cretacea* REUSS, *Textularia praelonga* REUSS, *Marginulina gosae* (REUSS), *Triplasia marchisoni* REUSS fallweise noch zu melden.

Im Bereich Stollhof—Höflein und bei Grünbach hat die Kohlenserie an Mikrofauna bisher nicht sehr viel geliefert. Immerhin fanden sich auch wenige Proben mit *Nummofallotia*, Milioliden, Molluskenbrut und gleichen Ostrakoden, welche eine faunistische Parallelisierung nach Nordosten erlauben. Von dem zurzeit noch im Vortrieb befindlichen Johannesstollen bei Zweiersdorf können auch wichtige Ergebnisse bezüglich der Faunen aufeinanderfolgen in der Kohlenserie erwartet werden. Eine auf Meter 1323 vor Ort entnommene Probe, wenige Meter nach dem Orbitoidensandstein (mündliche Angabe von B. PLÖCHINGER), erbrachte schon eine typische Fauna der Kohleserie mit Epistominen, Quinqueloculinen, *Cornuspira*, Schnecken- und Muschelbrut, neben glatten und skulpturierten Ostrakoden, also ähnliche Verhältnisse wie in Grünbach (siehe B. PLÖCHINGER, 1961, S. 391).

Zusammenfassend läßt sich also über die Kohleserie folgendes sagen. Vorwiegend basal liegen Kohleflöze mit den begleitenden Characeenfundpunkten. Nach oben verstärkt sich der marine Einfluß schrittweise. Charakteristische Flachwasser-Mikrofaunen treten auf, wobei aufsteigend hochmarine Leitformen häufiger werden. Die Gosau von Einöd bei Baden lieferte ebenfalls ähnliche Faunenvergesellschaftungen, was das Weiterziehen dieses kohleführenden Campans bis in den Wiener Raum nahelegen könnte.

Die überlagernden Inoceramenmergel mit basal eingeschalteten Orbitoidensandsteinen führen seltener altersbeweisende Ammoniten, häufig jedoch leitende Groß- und Kleinforaminiferen. A. PAPP, 1955, beschreibt aus Sandsteineinschaltungen der transgredierenden Inoceramenmergel des Muldensüdfügels in einem massenhaften Alleinvorkommen die neue Art: *Orbitoides media planiformis*. Da zudem ein benachbarter Fundpunkt *Orbitoides tissoti tissoti* SCHLUMBERGER brachte, wurde auch auf Grund der Primitivität dieser beiden Formen ein Ober-Campan angenommen. Die im Muldenordflügel liegenden Orbitoidensandsteinzüge stellt er mit der weiteren neuen Art *Orbitoides apiculata grünbachensis* hingegen ins Untermaastricht, wobei er auch auf Ammonitenbelege hinweisen kann.

Die Kleinforaminiferen bilden, wie üblich, die Grenze Campan—Maastricht nicht mit befriedigender Deutlichkeit ab. *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *Globotruncana elevata stuartiformis* DALBIEZ, *Globotruncana stuarti* (LAP.), *Globotruncana fornicata* (PLUMMER), neben *Bolivina incrassata* REUSS, *Stensiöina pommerana* BROTZEN, *Reussella scajnochae* (GRZYB.), *Lituola grandis* (REUSS) (Typuslokalität) usw. belegen den Bereich Oberes Ober-Campan bis Untermaastricht. Immerhin finden sich als seltene Begleiter auch *Bolivinoidea draco draco* (MARSSON), wodurch dann das Maastrichtalter eindeutig wird. Wie nun auch die Aufschlüsse im Johannesstollen ergeben, ist die Mergelserie des tieferen Maastricht (vielleicht mit einem Ober-Campan-Anteil?) etwa 350 m mächtig und ist von etwas über Stollenmeter 1300—660 im Stollen aufgeschlossen — in ihrer Basis von m 1250—1310 liegen nach B. PLÖCHINGER Orbitoidensandsteine eingeschaltet. Von m 640 bis m 540 finden wir dann etwa 70 m mächtig blaßbunte Nierentalerfazies mit einer reichen und großwüchsigen Fauna des Ober-Maastricht mit *Globotruncana contusa* (CUSHMAN), *Globotruncana mayaroensis* BOLLI, *Globotruncana stuarti* (LAP.), *Globotruncana falsostuarti* SIGAL, *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *Pseudotextularia varians* RZEHAŁ usw. Bei m 530 beginnen dann die mehr sandigen Zweiersdorfer Schichten mit einer Flyschsandschalerfazies: Großwüchsige Trochamminoiden, Ammodiscen, *Dendrophyra*, *Nodellum*, *Hormosina*, *Placentamina*, *Glomospira* usw. beherrschen neben spärlichen Ober-Maastricht-Globotruncanen das Bild. Auf m 510 legt sich die erste Tertiärplanktonschüttung über die Flyschsandschaler-Obermaastricht-Globotruncanen-Population. Sie bringt: *Globigerina triloculinoides* PLUMMER, *Globigerina pseudobulloides* PLUMMER, *Globigerina compressa* PLUMMER, sowie *Aragonia ouezzanensis* REY. Weiter aufsteigend im Profil verschwinden die Globotruncanen und Pseudotextularien fast völlig und die Flyschsandschaler treten nach und nach zurück. *Globigerina trinidadensis* (BOLLI), *Globigerina triangularis* WHITE, *Globigerina quadrata* WHITE (ab m 440) und schließlich als sehr große Seltenheiten *Truncorotalia uncinata* BOLLI (m 270) und *Truncorotalia angulata* (WHITE) (m 325, m 50) treten dazu, sodaß wir ab m 510 bis zum Stollenmundloch (also etwa mit 300 m Mächtigkeit) den Bereich Dan bis tiefes Paleozän annehmen dürfen. Die artenreiche Begleitfauna umfaßt auch Großforaminiferen wie *Coscinolina*- und *Miscellanea*-artige Formen, sowie namentlich im Dünnschliff Orbitoidenreste und *Hellenocyclus*. Der Erhaltungszustand der Oberkreideformen (Globotruncanen und Pseudotextularien) ist gleichartig wie der des Tertiär-

planktons und eindeutig verschieden von jenem der Foraminiferen der Inoceramenschichten, was gegen Umlagerung der Kreideformen spricht!

Im weiteren Bereich des Blattes Wiener Neustadt gibt es noch zahlreiche kleinere Gosauvorkommen, welche im allgemeinen ein transgredierendes Ober-Campan-Maastricht oder Maastricht mit einer reichen Groß- und Kleinforaminiferenführung zeigen. Sie sollen von B. PLÖCHINGER in den Erläuterungen zu Blatt Wiener Neustadt referiert werden. Von großem Interesse ist eine Schlammfauna aus dem Seeigel-führenden Sandstein vom Kitzberg bei Pernitz, welche *Globotruncana calcarata* (CUSHMAN), *Globotruncana elevata stuartiformis* DALBIEZ, *Globotruncana fornicata* (PLUMMER), *Stensiöina pommerana* BROTZEN und *Bolivina incrassata* REUSS neben *Bolivinoidea draco miliaris* HILTERMANN und KOCH geliefert hat (vgl. auch B. PLÖCHINGER, 1959, S. A 59, 1960, S. A 63, 1961, S. 393).

25. Die Gosauvorkommen zwischen Alland und Perchtoldsdorf unter Berücksichtigung der tieferen Kreide

Die Kalkvorlpen bei Wien verdienen vor allem darum unser besonderes Interesse, weil hier Ablagerungen der Mittelkreide zugleich mit solchen der Gosau auftreten, während anderswo in den Kalkalpen immer eine deutliche, regionale Trennung zu melden ist.

Die neue Geologische Karte der Umgebung von Wien 1 : 75.000 bietet eine gute Übersicht. In den 1954 erschienenen Erläuterungen berichtet G. ROSENBERG teilweise auf Grund mündlicher Angaben von Prof. O. KÜHN, über den damaligen Stand der Kenntnisse, der inzwischen vor allem durch mikropaläontologische Forschungen eine bedeutende Bereicherung erfahren hat. Altbekannt sind die Orbitolinenvorkommen von Alland—Sittendorf, sowie Maastricht-Ammonitenfundpunkte im Raum Gießhübl—Wassergspreng. A. PAPP, 1956, S. 142, meldet aus dem Autobahneinschnitt bei Gießhübl Orbitoiden; F. BRIX, 1961, S. 9, vom gleichen Fundpunkt eine Nannoflora des Senon. Da sich dieser Fundpunkt inzwischen als Paleozän erwiesen hat, müssen wir diese Fossilien für umgelagert halten.

Das Tithon-Neokom ist in Aptychenkalk-Fazies entwickelt; Dünnschliffe sind teilweise reich an Calpionellen, wie schon G. ROSENBERG, 1938, berichtete. Dünnschliffe von der SPITZschen Aptychenkalk-Fossilfundstelle in der Flösselmulde (Kletterschule Rodaun) erbrachten neben Radiolarien massenhaft *Calpionella alpina* LORENZ und *Calpionella elliptica* CADISCH. Neokom-Calpionellen finden sich, wieder neben Radiolarien, im Schirgenwald nördlich Gießhübl. Das weiter aufsteigende Profil kann zunächst am besten bei Alland studiert werden (B. PLÖCHINGER, 1960). Hier findet sich ein ammonitenreiches Höheres Valangien und darüber transgredierend Cenoman mit teilweise massenhaft *Orbitolina concava* LAM. In der Mergelfazies findet sich neben kleinen Orbitolinen häufig *Rotalipora appenninica* (RENZ), sowie *Gaudryina gradata* BERTHELIN, *Tritaxia tricarinata* REUSS, Epistominen, Gavelinellen, Lageniden usw. Der nächste Altersfixpunkt ist dann ein Santon mit *lapparenti*-Formen, *Globotruncana concavata carinata* DALBIEZ, *Reussella scajnochae praecursor* DE KLASZ und

KNIPSCHER, *Pseudotextularia elegans* RZEHAk usw. Auch teilweise bunte Nierentaler Fazies mit einkieligen Globotruncanen des Campan-Maastricht ist nachweisbar. Ein genaues Studium der Kontaktverhältnisse zwischen dem Campan-Maastricht und dem Santon, bzw. dem Cenoman — sowie über den Verband des Santons mit dem Cenoman scheint auf Grund der Aufschlußverhältnisse nicht möglich zu sein. Bei Heiligenkreuz sind Feinbreccien mit *Orbitoides* und *Lepidorbitoides* zu melden.

Ermutigender in Hinsicht auf die Kontaktverhältnisse scheinen die Vorkommen bei Sittendorf zu sein, wo ebenfalls Orbitolinen-führende Sandsteine, Globotruncanenmergel des Cenoman, graue (bis bunte) Mergel und Sandsteine mit Mikrofaunen des Santons, Actaeonellenkalke, die möglicherweise einer Campan-Regression entsprechen (siehe auch G. ROSENBERG, 1956 u. G. POKORNY, 1959), sowie teilweise bunte, Globotruncanen-führende Mergel des Campan-Maastricht bisher nachgewiesen sind. Eine Publikation B. PLÖCHINGERS läßt hier, wie auch in dem im folgenden beschriebenen Gießhübler Bereich, detaillierte Angaben erwarten. Nach einer mündlichen Mitteilung von G. WOLETZ zeigt auch hier die tiefere Gosau ein Chromit-Spektrum, das Maastricht-Paleozän ein Granat-Spektrum!

Weiter nach Osten in Richtung Wien fortschreitend verschwindet das Cenoman, dafür kommt, wie erst seit kurzem bekannt ist, ein vermutlich transgredierender Gault und ein aus dem Maastricht sich entwickelndes, stärker klastisch beeinflusstes Dan-Paleozän dazu.

B. PLÖCHINGER, 1958, S. 63 konnte zum ersten Mal vom Hochberg bei Perchtoldsdorf über eine Höhere Unterkreide mit *Conorotalites bartensteini* cf. *aptiensis* (BETTENSTAEDT) berichten. Inzwischen ist diese Hohe Unterkreide auch an anderen Punkten nachgewiesen. Am mikrofossilreichsten waren in einer Erosionsnische des Acanticus-Kalkes im Steinbruch am Schirgenwald nördlich Gießhübl gelegene Mergel und Sandsteine. Durch jüngere Verunreinigungen (Globotruncanen, Gümbelinen usw.) fast verdeckt fand sich folgende Oberapt bis Alb belegende Mikrofauna:

- Biglobigerinella barri* BOLLI (nicht selten)
- Globigerinelloides* aff. *algerinana* CUSHMAN u. TEN DAM (selten)
- Pseudovalvulineria trochoidea* (GANDOLFI) (häufig)
- Pseudovalvulineria lorneyana typica* (GANDOLFI) (häufig)
- Gavelinella* ex gr. *barremiana* BETTENSTAEDT (selten)
- Epistomina colomi* DUB. u. SIGAL (häufig)
- Lenticulina* ex gr. *eichenbergi* BARTENSTEIN u. BRAND (nicht selten)
- Saracenaria* sp. (selten)
- Gaudryina* cf. *dividens* GRABERT (selten)
- usw.

Über diese Unterkreide und auch über tiefere Schichten transgredieren, wie es auch R. BRINKMANN, 1935, S. 147, darstellt, Mergel und Sandsteine des Hohen Senons. Orbitoiden, Sideroliten, aber auch reichlich Kleinforminiferen belegen Maastricht-Alter. Auch mit Äquivalenten des Höheren Campans muß gerechnet werden. Als gut abtrennbar erweist sich wiederum das höhere Maastricht in Nierentaler-Fazies mit:

- Siderolites calcitrapoides* LAM. (selten)
- Globotruncana contusa* CUSHMAN (häufig)

Globotruncana stuarti (LAP.) (häufig)
Globotruncana mayaroensis BOLLI (häufig)
Globotruncana falsostuarti SIGAL (häufig)
Globotruncana arca CUSHMAN (häufig)
Pseudotextularia varians RZEHAŁ (ssp. ssp.) (häufig)
Pleurostomella wadowicensis GRZYB. (selten)
 usw.

Auch Flyschsandschaler können fallweise reichlicher vorkommen. Ins Dan stellen wir Faunen, welche neben Obermaastrichtformen auch *Globigerina pseudobulloides* PLUMMER und *Globigerina triloculinoidea* PLUMMER führen. Weiter aufsteigend stellen sich dann auch andere Globigerinen-Arten und seltene Globorotalien ein, darunter *Truncorotalia angulata* (WHITE), woraus wir paleozänes Alter ableiten wollen. Interessanterweise führen Feinbreccien und Sandsteine immer noch reichlich in der Regel zerbrochene Orbitoiden und andere Großforaminiferen, woraus wir auf bedeutende Umlagerungen von aufgearbeitetem Maastricht schließen dürfen.

Aus dem isolierten Gosauvorkommen von Einöd bei Baden bildet Prof. O. KÜHN in den bereits erwähnten Erläuterungen zur geologischen Karte von Wien Korallen und Mollusken ab, aus denen er ein Campan-Alter ableitet. Einige Schlammproben, welche ich P. BECK-MANNAGETTA und Dir. H. KÜPPER verdanke, führen *Nummofallotia* ex aff. *cretacea* (SCHLUMBERGER), Quinqueloculinen, Ostrakoden, sowie Schneckenbrut — also Faunen, die sich sehr wohl mit der Kohlenserie der Gosaumulde von Grünbach—Neue Welt vergleichen lassen.

In neuester Zeit, 1962, publizierte mikropaläontologische Arbeiten von slowakischer Seite (M. MAHEL, A. BEGAN, J. SALAJ, V. SCHEIBNEROVA a, b) ergeben wichtige Einblicke in die Beziehungen zwischen Alpen und Karpaten. Vor allem sind die faunistischen Beziehungen zwischen den tiefen kalkalpinen Einheiten und der Krizna-Einheit in der Kreide nicht zu übersehen. In der Einstufung der Mikrofaunen ergeben sich jedoch Differenzen gegenüber den vor allem von Nordafrika, Frankreich, der Schweiz und Nordwestdeutschland ausgehenden Auffassungen.

Daher ist, bevor man zu einer genaueren Parallelisierung schreitet, noch eine Abklärung feinstratigraphischer Fragen nötig. Allerdings scheinen auch in der Slowakei die Auffassungen — z. B. über die Einstufung von *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI) — nicht einheitlich zu sein (s. V. SCHEIBNEROVA a).

26. Der kalkalpine Untergrund des Wiener Beckens

Im kalkalpinen Untergrund des Wiener Beckens wurden bei Tiefbohrungen ebenfalls verschiedentlich Kreideablagerungen angetroffen.

Die Rohöl-AG ermöglichte mir die Einsichtnahme in Material der Bohrung Aderklaa 4, welche in den Jahren 1941/42 niedergebracht wurde. Eine Spülprobe von 2725 bis 2735 m erbrachte *Globotruncana* ex gr. *lapparenti* BROTZEN und *Globotruncana fornicata* (PLUMMER). Kernmaterial von 2748 bis 2752 m erbrachte: *Globotruncana* ex gr. *stuarti* (LAP.), *Globotruncana rosetta pembergeri* PAPP u. KÜPPER, *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *Globotruncana caliciformis* (LAP.), *Globotruncana conica* WHITE, *Glomospira charoides* (J. u. P.), *Ammodiscus* sp., *Recurvoidea* sp., Dendro-

phryen-Bruchstücke usw. Zweifellos handelt es sich um den Bereich Ober-Campan—Maastricht.

Inzwischen ist durch die intensive Bohrtätigkeit unsere Kenntnis über diese Kreidevorkommen bedeutend erweitert worden. Einiges Fossilmaterial, welches aus Kernen der ÖMV-AG stammt, soll kurz referiert werden. Ein Dünnschliff aus der Bohrung Aderklaa 80 (2995—3004 m) erbrachte Hohe Unterkreide anhand von *Globigerina infracretacea* GLAESSNER. In der Kernstrecke 2845—2858.3 m der Vertiefung der Bohrung Aderklaa 5 konnte Maastricht mit *Hellenocyclina beotica* REICHEL, *Orbitoides cf. media* (ARCH.), *Lepidorbitoides socialis* (LEYM.) und *Siderolites* sp. nachgewiesen werden. In Kernen der Bohrung Aderklaa 81 finden sich ebenfalls Kleinforaminiferen des Bereiches Ober-Campan—Maastricht wie *Globotruncana stuarti* (LAP.) und *Stensiöina pommerana* BROTZEN. Die Bohrung Laxenburg 1 schloß ein weiteres Gosauvorkommen auf. In der Kernstrecke von 620 bis 625 m fanden sich Foraminiferen, welche ein Campan-Alter nahelegen. Auffallend waren viele Sandschaler wie: Spiroplectamminen, Dendrophryen, Trochamminen, Cribrostomoiden, Recurvoiden und daneben seltene, doppelkielige Globotruncanen. Wir können demnach mit Sicherheit annehmen, daß sich die Hohe Unterkreide und die Gosau von Gießhübl in Richtung Aderklaa fortsetzt. Laxenburg könnte man vielleicht an die Gosauvorkommen im Bereich Grünbach—Neue Welt anschließen. Auffallend und vielleicht von großregionaler Bedeutung ist der flyschartige Charakter der meisten Gosau-Mikrofaunen, welche ich bisher aus dem kalkalpinen Untergrund zu Gesicht bekam.

VI. Die Zentralalpinen Gosauvorkommen

27. Die Gosauvorkommen des Krappfeldes in Mittelkärnten

Die Publikation von A. PAPP, 1955, „Die Foraminiferenfauna von Guttaring und Klein St. Paul, Kärnten“ (IV. Biostratigraphische Ergebnisse) faßt die Resultate der mikropaläontologischen Bearbeitungen von A. LIEBUS, 1927, sowie von A. PAPP und K. KÜPPER, 1953 a, 1953 b, 1953 c, 1954 in übersichtlicher Weise zusammen und bringt zugleich einen Beitrag zur Problematik der Campan/Maastricht-Grenzziehung. A. LIEBUS hatte offenbar nach dem damaligen Stand der Kenntnis, die Kreide-Kleinforaminiferen (darunter 8 neue Arten) ins Eozän eingestuft. Es kann jedoch kein Zweifel bestehen, daß es sich um Kreide handelt, wie ja auch M. F. GLAESSNER, 1936, S. 113, annimmt. A. LIEBUS selber weist ja namentlich auch bei der Beschreibung der Mollusken oft genug auf Beziehungen zur Kreide hin. Von großem Interesse ist auch die Otolithen-Fauna (darunter 5 neue Arten), welche Beziehungen zum Ober-Coniac vom Weinberger im Lavanttal nahelegt.

Für tiefere Anteile des Profils bietet O. KÜHN, 1960, S. 48, eine Bestimmung der von H. SCHAFFER bei Wietersdorf gesammelten Rudisten. Er kommt auf ein Unter-Santon-Alter und erwähnt Gleichalterigkeit mit den Rudistenriffen am Untersberg und am Lattengebirge, für welche allerdings von D. HERM, 1960, ein Obersanton-Alter angenommen wird. Mikro-

paläontologische Untersuchungen von holländischer Seite, welche zurzeit hier durchgeführt werden, dürften eine Abklärung erbringen.¹⁾

Die von uns aus der Lavanttaler Gosau bekanntgemachten Foraminiferenfaunen des Unter-Campans und Unteren Ober-Campans, scheinen bisher in der Krappfeldgosau nicht nachgewiesen zu sein. Sie dürften, obwohl sie bereits *Siderolites* führen, etwas älter sein als die im folgenden zu zitierenden Faunen von A. PAPP und K. KÜPPER, welche allerdings auch noch mit guten Gründen ins Campan gestellt werden. Demnach bleibt für diese Faunen also nur noch höheres Ober-Campan als tiefstmögliches Niveau übrig. PAPP, 1955, gibt vom älteren zum jüngeren folgende Faunenaufeinanderfolge an:

Fundort S Guttaring, Silberegg:

Pseudorbitoides longispiralis PAPP u. KÜPPER (Typuslokalität)

Orbitoides tissoti tissoti SCHLUMBERGER

Orbitoides tissoti minima VREDENBURG

Siderolites vidali DOUVILLE

Globotruncana stuarti (LAP.)

Globotruncana rosetta (CARSEY)

Globotruncana rosetta pembergeri PAPP u. KÜPPER

Globotruncana citae BOLLI

Globotruncana fornicata (PLUMMER)

Globotruncana lapparenti coronata BOLLI

Globotruncana lapparenti tricarinata (QUER.)

Stensiöina pommerana BROTZEN

usw.

Fundort Pumbergerriegel, Steinbruch W Wietersdorf:

Pseudorbitoides trechmanni DOUVILLE

Lepidorbitoides minima pembergeri PAPP (Typuslokalität)

Orbitoides tissoti tissoti SCHLUMBERGER

Orbitoides media media (d'ARCHIAC)

Siderolites vidali DOUVILLE

Fundort nördlich Gehöft Pumberger:

Lepidorbitoides minima minima DOUVILLE

Orbitoides tissoti minima VREDENBURG

Orbitoides tissoti tissoti SCHLUMBERGER

Orbitoides media media (d'ARCHIAC)

Siderolites vidali DOUVILLE

Sandsteinlagen bei Pumberger:

Lepidorbitoides bisamburgensis JÄGER

Orbitoides tissoti tissoti SCHLUMBERGER

Orbitoides aff. *tissoti minima* VREDENBURG

Orbitoides media media (d'ARCHIAC)

Orbitoides media megaliformis PAPP u. KÜPPER (Typuslokalität)

Orbitoides jägeri PAPP u. KÜPPER (Typuslokalität im Wienerwald)

Siderolites calcitrapoides LAMARK

Tone bei der Quelle und am Weg SE Pumberger:

Bolivinoidea draco draco (MARSSON)

¹⁾ Mit großem Interesse können wir hier einer mikropaläontologischen Publikation von J. van HINTE entgegensetzen, die gleichlaufend mit dieser Arbeit als Sonderband des Jahrbuchs erscheinen soll. Einem Vorbericht J. van HINTE, 1962, konnte ich bereits wichtige Ergebnisse entnehmen. Das tiefe Campan zeigt gleichartige Mikrofaunen, wie St. Bartholomä und das Lavanttal. Zudem findet sich das *calcarata*-Niveau und ein Maastricht. Dies ist umso wichtiger, als wir hier klassische Lokalitäten der Orbitoiden-Stratigraphie haben, wodurch sich wechselseitig die Einstufungen weiter präzisieren lassen sollten. Den Coniac—Santon-Nachweis halte ich allerdings für nicht erbracht, da *Globotruncana* der *elevata*-Gruppe so früh nicht vorkommen. Diese Meinung beruht vor allem darauf, daß wir in anderen Gosau-Vorkommen reiche *Globotruncana*-Faunen von Ammoniten-Fundpunkten des Coniac—Santon untersuchen konnten.

Bolivinooides draco miliaris HILTERMANN u. KOCH
Bolivina incrassata gigantea WICHER
Bolivina incrassata REUSS
Neoflabellina reticulata (WEDEKIND)
Neoflabellina praereticulata HILTERMANN
Neoflabellina rugosa leptodisca (WEDEKIND)
Neoflabellina rugosa sphenoidalis (WEDEKIND)
Globotruncana rosetta pembergeri PAPP u. KÜPPER (Typuslokalität)
Globotruncana rosetta (CARSEY)
Globotruncana stuarti (LAP.)
Globotruncana citae BOLLI
Globotruncana lapparenti tricarinata (QUER.)
Globotruncana lapparenti coronata BOLLI
Globotruncana fornicata PLUMMER
Stensioina pommerana BROTZEN
 usw.

Diese letzte Fauna wurde von PAPP u. KÜPPER, 1953, S. 46, ins Unter-Maastricht gestellt. 1955 stellt A. PAPP auf Grund einer persönlichen Begutachtung der *Bolivinooides*- und *Neoflabellina*-Arten durch H. HILTERMANN die Fauna ins alleroberste Campan, wodurch die unterlagernden Orbitoidenniveaus zwangsläufig auch ins Campan gehören. Ein Studium der Faunenliste allein brächte allerdings kein handfestes Argument, um Unter-Maastricht mit Sicherheit ausschließen zu können.

Bezüglich des Alttertiärs berichtet A. PAPP weiter, daß Nummulitenmergel des Ypresien mit überlagernden Nummulitenkalken des Lutetien diskordant auf fossilere, weißlichen Sanden und rötlichen Tonen liegen, welche ihrerseits altersverschiedene Kreidesedimente überlagern, deren jüngstes Glied das oben erwähnte, oberste Campan ist. Beziehungen zu gleich alten Bildungen in Istrien sind auffallend (K. GOHRBANDT usw., 1960, S. 195) und eine Trockenlegung im Paleozän wahrscheinlich.

28. Die Gosau von St. Paul im Lavanttal

Durch Proben, welche von P. BECK-MANNAGETTA (1961, S. A 18) an zahlreichen Punkten der Lavanttalgosau entnommen wurden, durch Probenentnahmen von Dir. H. KÜPPER vom Langenbergertunnel, sowie durch eine eigene Bemusterung im Langenbergertunnel gemeinsam mit Prof. H. SEELMEIER, Graz, konnte eine gute Übersicht über die Altersverhältnisse erzielt werden.

Die mikropaläontologische Bearbeitung erbrachte für den größten Teil des Vorkommens eine altersmäßige und vermutlich auch fazielle Übereinstimmung mit der rudistenführenden Gosau von St. Bartholomä, welche den südlichsten Teil der Kainachgosau westlich Graz bildet. Hier wie dort sind im wesentlichen nur Foraminiferen des Campan nachweisbar. Hier wie dort gehören auch die Rudistenfaunen entgegen z. T. anderer Meinungen der Makropaläontologen ins Campan, und zwar vermutlich ins Untere Ober-Campan — in eine Zeit unmittelbar vor dem Auftreten der Orbitoiden. Nach F. KÄHLER (1928, S. 156) bestehen auch bedeutende fazielle Ähnlichkeiten der Lavanttalgosau mit der Gosau des Jesenkoberges im Bacherngebirge, deren Rudistenriffe O. KÜHN (1947, S. 187, 194) auch ins Unteranton stellen will. Es sei darauf hingewiesen, daß etwa zur gleichen Zeit, da hier dieses hochmarine Regime herrscht, in der Unterlaussa sich eine

Schichtlücke findet und in Grünbach die Kohlenserie mit Landpflanzen und den Landsauriern vorkommt, was zweifellos eine Trockenlegung größeren Ausmaßes für den kretazischen Ablagerungsraum von Teilen der heutigen nordöstlichen Kalkalpen verlangt. Ebenfalls ungefähr gleichzeitig beginnt in Brandenberg, am Untersberg, in Gosau und in Windischgarsten die Nierentaler-Fazies!

Die Gosau des Langenbergtunnels, welcher das Mesozoikum des Langenberges von westlich St. Martin im Norden nach Eis im Süden durchstößt, zeigt vom Hangenden zum Liegenden folgende Fossilführung (die Bahnkilometrierung zählt ab Zeltweg).

Kilometer 73·107 (gelblicher Kalkmergel) (Dünnschliff 61/4)

ein- und doppelkielige Globotruncanen

Globigerinen

Gümbelinen

Kilometer 73·115 (Sandkalk) (Dünnschliff 61/5)

Cuneolina sp. (Bruchstücke)

div. Sandschaler

Kilometer 73·125 (gelblicher Kalk) (Dünnschliff 61/8)

Globotruncana cf. *tricarinata* (QUER.)

usw.

Kilometer 73·130 (Sandkalk) (Dünnschliffe 61/6, 61/7)

Cuneolina sp.

usw.

Kilometer 73·165 (Kalk) (Dünnschliff) 61/9)

Korallen- und Algenreste

Kilometer 73·185 a (gelblicher Kalk) (Dünnschliff 61/10)

Globotruncana cf. *tricarinata* (QUER.)

Globigerina sp.

usw.

Kilometer 73·185 b (Schliff 62/6)

Cuneolina sp. (Schrägschnitt)

Textularia sp.

Rudistenbruch

usw.

Kilometer 73·198 a (kalkiger Mergel)

Globotruncanen vom *lapparenti*-Typ. (selten)

Stensiöina exculpta (RÆUSS) (1×)

Kilometer 73·198 b ¹⁾ (kalkfreie Tonlage), Triaseinschaltung!

glatte Kleingastropoden (häufig)

Muschelbrut (häufig)

Ogmoconcha sp. (?) (selten)

Kilometer 73·203 (grauer Kalkmergel) (Dünnschliff 61/11)

Globigerina ex gr. *cretacea* ORB.

Kilometer 73·215 (rötlicher brecciöser Kalk) (Dünnschliffe 61/12, 61/13)

Siderolites sp.

Rudisten-Bruchstücke

Milioliden

usw.

Kilometer 73·222 (Schliff 62/7)

Globotruncana fornicata (PLUMMER) (häufig)

Globotruncana cf. *arca* (CUSHMAN) (selten)

Globigerinen vom *cretacea*-Typ

Pseudotextularia elegans RZEHAČ

Gümbelina sp.

usw.

¹⁾ Das Vorkommen einer frühesozoischen, nach der Sporenführung von W. KLAUS ins Unter-Ladin eingestuftes Fauna in einer Arlbergsschichten-artigen, mit der Gosau verzahnten Kalk-Tonmergel-Serie, legt nahe, daß hier die Gosau auf ein wild zerklüftetes Triasrelief transgrediert sein dürfte; eine mögliche Alternative wäre eine synsedimentäre Großblockeingleitung.

Kilometer 73-226 (kalkiger Mergel)
Globotruncana elevata stuartiformis DALBIEZ (nicht selten)
Globotruncana fornicata PLUMMER (selten)
Globotruncana vom *lapparenti*-Typ (nicht selten)
 usw.

Kilometer 73-230 (Schliff 62/8)
Globotruncana fornicata (PLUMMER) (selten)
Gümbelina sp.
Globigerina cretacea (ORB.)

Zusammenfassend ergibt sich nach dem Vorkommen leitender Globotruncanen eine Einstufung ins Campan. Zugleich zeigt ihre sicherlich stratigraphische Verknüpfung mit den Cuneolinen—Rudistenbreccien und -kalken, daß diese ebenfalls ins Campan gehören, was das Vorkommen von *Siderolites* weiter erhärtet. Die Gattung *Cuneolina* ist bisher in Österreich nur aus dem Lavanttal bekannt. Da jedoch von anderen Gosaufundpunkten bisher keine umfangreichen Schliffuntersuchungen vorliegen, dürfen keine voreiligen Schlüsse gezogen werden. Diese Rudisten-Cuneolinen-Sideroliten-Fazies dürfte wahrscheinlich in der nächsthöheren Biozone (oberes Obercampan = *calcarata*-Niveau) von der *Orbitoides-Lepidorbioides*-Vergesellschaftung stratigraphisch abgelöst werden, wie sie von A. PAPP und K. KÜPPER, 1953 und 1955, aus der Krappfeldgosau beschrieben wurde.

Die umfangreichen Aufsammlungen von P. BECK-MANNAGETTA ergaben ein sehr reiches Fossilmaterial von verschiedenen anderen Punkten des Gosauvorkommens (siehe BECK-MANNAGETTA, 1962, Aufnahmebericht III).

Die Vorkommen östlich der Lavant lieferten an einem Fundpunkt 160 m S Weinberger eine sehr reiche Fauna, welche altersmäßig und faziell herausfällt, mit Foraminiferen, Ostrakoden, Otolithen und Ammonitenbrut, darunter folgende stratigraphisch wichtige Foraminiferen:

Praeglobotruncana aff. *schmeegansi* (SIGAL) (häufig)
Globotruncana aff. *fornicata* (PLUMMER) (häufig)
Globotruncana globigerinoides BROTZEN (nicht selten)
Globotruncana sp. (doppelkielig), „*spinea*“-Erhaltungszustand
Neoflabellina „deltoidea“ (WEDEKIND) (nach HILTERMANN)
Neoflabellina cf. *laterecompressa* TOLLMANN (selten)
Marginulina gosae (REUSS) (massenhaft)
 usw.

Diese Globotruncanenfauna erinnert an die von J. KLAUS, 1959, aus dem Oberturon/Coniac beschriebenen Faunen. Auffallend ist das Fehlen von *lapparenti*-Formen. Die Lagenidenfauna spricht für tiefste Gosau. Der Bereich Ober-Turon bis tiefes Senon ist gesichert. Coniac-Alter kann mit guten Gründen vertreten werden. Möglicherweise bestehen Beziehungen zu den von A. LIEBUS, 1937, aus dem Krappfeld beschriebenen Faunen mit Otolithen, zumal wir heute beste Gründe haben, diese Vorkommen in die Kreide zu stellen! Jünger als Coniac-Santon sind alle im folgenden erwähnten Faunen.

Bereits 30 m N Weinberger fand sich ein Unter-Campan mit:
Bolivinooides strigillata (CHAPMAN) (1×)
Globotruncana ex gr. *lapparenti* BROTZEN (häufig)
Globotruncana ex gr. *arca* (CUSHMAN) (häufig)
Globotruncana elevata elevata (BROTZEN) (1×)
Stensioina exculpta (REUSS) (häufig)

Eine Mergellage im Rudisten-führenden Steinbruch Unterreiz (Mitte) ergab Campan nach:

- Globotruncana elevata stuartiformis* (selten)
- Globotruncana* ex gr. *arca* (CUSHMAN) (häufig)
- Stensiöina exculpta* (REUSS) (1×)
- Neoflabellina* sp. (1×)

Ein weiteres vermutliches Unter-Campan fand sich am Weinberg 50 m NE Weggabelung, S Kote 568, in 460 m Höhe. Es führt eine reiche Fauna mit

- Bolivinooides* ex aff. *strigillata* (CHAPMAN) ? (1×)
- Globotruncana* ex gr. *lapparenti* BROTZEN (häufig)
- Globotruncana elevata elevata* BROTZEN (selten)
- Globotruncana fornicata* PLUMMER (nicht selten)
- Stensiöina exculpta* (REUSS) (nicht selten)
- Stensiöina pommerana* BROTZEN (selten)
- Bolivinitella* cf. *planata* (CUSHMAN) (1×)
- Ventilabrella eggeri* (CUSHMAN) (nicht selten)
- Ventilabrella bipartita* DE KLASZ (selten)
- Pseudotextularia elegans* RZEHAK (selten)
- Planularia complanata* (REUSS) (1×)
- Gaudryina carinata* FRANKE (1×)

Ein Dünnschliff 62/82 aus dem Steinbruch (Ostkamm Weinberg, Wand in 505 m Höhe) zeigte Cuneolinen, Korallen und Rudistenbruch.

Die Vorkommen am Herzogberg und Kalvarienberg ergaben ebenfalls reiche Fundpunkte des Campan, von denen ein Unteres Ober-Campan (NE Herzogberg in 440 m Höhe) angeführt werden soll. Es führt:

- Bolivinooides decorata australis* EDGELL (nicht selten)
- Globotruncana elevata stuartiformis* DALBIEZ (nicht selten)
- Globotruncana fornicata* (PLUMMER) (häufig)
- Globotruncana* ex gr. *lapparenti* BROTZEN (nicht selten)
- Globotruncana caliciformis* (LAP.) (selten)
- Stensiöina exculpta* (REUSS) (häufig)
- Globorotalites* sp. (selten)
- Ventilabrella eggeri* (CUSHMAN) (selten)
- Bolivinitella planata* (CUSHMAN) (1×)

usw.

Dünnschliffe erbrachten auch hier an mehreren Punkten wieder die üblichen Cuneolinen nebst reichlich Rudistenbruch (Schliffe 62/78, 62/82 usw.). Bemerkenswert ist ein Vorkommen von *Cuneolina* neben *Siderolites* am Kalvarienberg, Fels in 445 m Höhe (Schliff 62/90).

Die Vorkommen von Rabenstein, südlich St. Paul, erbrachten ebenfalls durch die Gattung *Bolivinooides* belegbare Faunen des Unteren Ober-Campan, so z. B. 250 m W Bauer in 535 m Höhe, W Rabenstein:

- Bolivinooides decorata* cf. *decorata* (JONES) (1×)
- Globotruncana elevata stuartiformis* DALBIEZ (nicht selten)
- Globotruncana fornicata* (PLUMMER) (häufig)
- Globotruncana* ex gr. *lapparenti* BROTZEN (häufig)
- Globotruncana* ex gr. *arca* (CUSHMAN) (häufig)
- Stensiöina pommerana* BROTZEN (häufig)

usw.

Im Steinbruch W Rabenstein im Tal (oben) ergab eine Schlammprobe ebenfalls:

- Bolivinooides decorata australis* EDGELL (1×)
- Globotruncana elevata stuartiformis* DALBIEZ (nicht selten)
- Globotruncana* ex gr. *lapparenti* BROTZEN (häufig)
- Globotruncana* ex gr. *arca* (CUSHMAN) (häufig)
- Globotruncana* sp. (selten)
- Pseudotextularia elegans* RZEHAK
- Stensiöina pommerana* BROTZEN (nicht selten)
- Vaginulinopsis* sp. (striat)

usw.

Bei St. Martin in 480 m Höhe führt eine Schlammprobe ebenfalls eine auf Campan weisende Fauna:

- Globotruncana elevata elevata* BROTZEN (1×)

Globotruncana ex gr. *arca* (CUSHMAN) (selten)
Globotruncana ex gr. *lapparenti* BROTZEN (selten)
Ammodiscus sp. (nicht selten)

usw.

Ein Dünnschliff (62/85) erbringt nordost St. Martin Milioliden, *Cuneolina* und Rudistenbruch. Weiter nach Westen, N Langer Berg, Steinbruch südost Stocker, W Kote 561 in 610 m Höhe, genügte ein Dünnschliff (62/76) für die Einstufung ins Höhere Campan. Er führt:

Siderolites sp.
Coscinolina sp.
Cuneolina sp.
Globotruncana ex gr. *globigerinoides* BROTZEN
Marssonella sp.
Milioliden
Rudistenbruch

Als nordwestlichstes Vorkommen sei eine Dünnschliffbestimmung (62/77) vom Haberberg, S Trattnig in 620 m Höhe erwähnt. Sie bringt folgende ein höheres Campan belegende Fauna:

Siderolites sp.
Cuneolina sp.
Verneuilina sp.
Rudistenbruch.

29. Die Gosauvorkommen von Kainach und St. Bartholomä nordwestlich von Graz

Über diese flächenmäßig wohl größten Gosauvorkommen Österreichs ist bezüglich ihrer Altersstellung bisher nur relativ wenig bekannt. Bei Kainach ist das eigentliche Hauptbecken, welches mit annähernd vier-eckigem Zuschnitt transgressiv auf paläozoischen Schichten liegt. Randlich finden sich Süßwasserschichten und Konglomerate, während gegen die Mitte des Vorkommens über eine Verfeinerung der Sedimente berichtet wird. Es scheinen demnach am Rand ältere und in der Mitte eher jüngere Schichten zu liegen. Im abgetrennten, im Südosten des Hauptgebietes liegenden, Vorkommen von St. Bartholomä (Kreuzeck) kommt die Gosau mit Rudistenkalken und Foraminiferenmergeln noch einmal unter dem Jungtertiär heraus.

Die in der Pionierzeit der Geologie auch im Hauptbecken gemachten, reichlichen Fossilfunde (D. STUR, 1871, S. 501), wie Ammoniten, Gastropoden, Rudisten, Fischreste, Pflanzenreste usw. wurden durch W. SCHMIDT, 1908, zusammengefaßt und ergänzt. Eine moderne Bearbeitung der Ammoniten durch R. BRINKMANN, 1935, kommt generell auf ein Unter-Campan-Alter! *Placenticerias bidorsatum* var. *milleri* v. HAUER hat hier in einem Massenvorkommen seine Typuslokalität. Rudisten sind im Hauptbecken sehr selten, scheinen aber nach einer Angabe von D. STUR, 1871, S. 502, nördlich Piber auch vorzukommen.

Das Vorkommen von St. Bartholomä (Kreuzeck) lieferte reichere Rudistenfaunen, welche von O. KÜHN, 1947 (S. 187) und 1960 (S. 48), revidiert wurden. Er meldet *Hippurites heritschi* KÜHN, *Hippurites gaudryi* MUNIER — CH. und *Hippurites atheniensis* KTENAS und nimmt Unter-Santonalter an. Ein von W. SCHMIDT, 1905, als *Placenticerias* cf. *orbignyanum* FRITSCH erwähnter, aus der Unterlage der Rudistenmergel stammender Ammonit ist bisher leider noch nicht nachbestimmt worden. Eine von Seiten der

Universität Wien von M. KAUMANNs abgeschlossene Arbeit über die Gosau der Kainach dürfte weitere Erkenntnisse liefern.

Eine größere Anzahl von Schlämmproben, welche von Prof. H. FLÜGEL, Graz, gesammelt wurden und nach seinen Angaben den Rudistenmergeln altersmäßig entsprechen dürften, ergaben reiche Foraminiferenfaunen, welche ein Campan-Alter ergaben (R. OBERHAUSER, 1959, S. A 121). Auf seiner Geologischen Karte des Grazer Berglandes (Geol. B. A 1960) schied H. FLÜGEL demnach auch Rudistenmergel des Campan aus. Zusammenfassend konnten folgende Foraminiferen bestimmt werden, welche ein höheres Campan belegen und weitgehend mit Faunen der Lavanttaler Gosau übereinstimmen, wenn auch leider die dort vorhandenen *Bolivinooides*-Arten fehlen:

Siderolites sp.

Globotruncana elevata andori DE KLASZ

Globotruncana elevata elevata BROTZEN

Globotruncana elevata stuartiformis DALBIEZ

Globotruncana fornicata (PLUMMER)

Globotruncana ex gr. arca (CUSHMAN)

Globotruncana ex gr. lapparenti BROTZEN

Globotruncana caliciformis (LAP.)

Globotruncana aff. contusa (CUSHMAN)

Globigerina sp. sp.

Stensiöina pommerana BROTZEN

Stensiöina exculpta (REUSS)

Ventilabrella eggeri CUSHMAN

Pseudotextularia elegans RZEHAK

Gümbelina sp. sp.

Pleurostomella sp.

usw.

Wir haben demnach gute Gründe für ein gleiches Campan-Niveau, vermutlich das Untere-Ober-Campan, enge fazielle Beziehungen zwischen dem Lavanttal und der Gosau von St. Bartholomä anzunehmen. Zugleich konnten wir belegen, daß hier wie dort die Rudistenfazies ins Campan gehört, zumal ähnliche Rudisten-Faunen neuerdings aus Griechenland in ähnlicher Position erwähnt werden (J. AUBOIN, J. H. BRUNN, P. CELET, J. DERCOURT, D. GODFRIAUX, J. MERCIER et M. LYS, P. MARIE, M. NEUMANN, J. SIGAL, J. SORNAY, 1960, S. 459, 460, 461, 462). Auch in der Krappfeldgosau und am Jesenkeberg im Bachergebirge bestehen ähnliche Verhältnisse. Ebenfalls im Campan haben wir in den nordöstlichen Kalkalpen Süßwasserbildungen mit Kohle bzw. eine Schichtlücke. Eine weitgehend komplette Unter- und Ober-Kreide wurde in neuester Zeit vorwiegend in Untertagaufschlüssen vom Dreiländereck Österreich/Jugoslawien/Ungarn in Richtung nordwestliches Bakony-Vorland aufgeschlossen (H. KÜPPER, 1960, J. FÜLÖP, 1961). Wir müssen daher mit der Möglichkeit rechnen, daß auch in der Südsteiermark im Untergrund ein komplettes Neokom, ein Gault, vielleicht auch ein Cenoman und ziemlich sicher auch eine Gosau erbohrt werden könnten. Interessanterweise ergeben palynologische Untersuchungen von F. GOZAN, 1961, für Rudistenriffe im Süd-Bakony ein Ober-Campan-Alter, was durchaus den Verhältnissen in Kärnten und in der Kainach entspricht.

VII. Der Ostalpenraum zur Kreidezeit in mikropaläontologischer Sicht

Das Tithon-Neokom

Die Grenzziehung zwischen dem Malm und dem Neokom kann im allgemeinen ohne Ammoniten und Aptychen nicht befriedigend gelöst werden. Faziell und auch mikrofaunistisch kennen wir in Österreich um die Jura-Kreide-Grenze drei Faziestypen: 1. Die in Bohrungen im Bereich der Waschbergzone mit sehr großen Mächtigkeiten bekanntgewordene, schlämbbare Mergelserie des Oberjura-Neokom mit einer charakteristischen, kleinwüchsigen Foraminiferen-Fauna, welche sich gut mit dem Hauterive Nordwestdeutschlands vergleichen läßt. Eine gattungsmäßig ähnliche Zusammensetzung, jedoch zudem mit reichlich Ostrakoden, zeigen die Valangienmergel in Vorarlberg. 2. Eine stärker neritisch beeinflusste Fazies zeigen in der Waschbergzone der Ernstbrunner Kalk des Tithon, im Vorarlberger Helvetikum Oolithkalke des Valangien, im Unterostalpin des Rhätikons der Sulzfluhkalk des Tithons, im Oberostalpin der Barmstein-Kalk des Tithons. Diese Fazies ist für Dünnschliffuntersuchungen sehr dankbar; Kalkalgen dominieren, aber auch Foraminiferen, darunter vor allem Trocholinen, sind charakteristisch. 3. Die cephalopodenreiche Aptychenschichtenfazies bietet in Dünnschliffen neben Radiolarien und *Nannoconus* reiche Tintinidenfaunen, die oft eine genauere Einstufung ins Tithon oder in eine Neokom-Stufe möglich machen. Diese Fazies zeigen der Quintnerkalk des Malm, die Zementsteinschichten des Portland und der Diphyoideskalk des Valangien im Vorarlberger Helvetikum, sowie Aptychenkalke des Malm bis Neokom in der Klippenzone und im oberostalpinen Raum. Schlammproben aus Mergellagen dieses Faziesbereiches lassen sich mit den reichen Foraminiferen-Ostrakodenfaunen des Helvetikums kaum vergleichen, da sich unter den Foraminiferen meist nur Kümmerformen finden und Skulptur-Ostrakoden fehlen. Radiolarien und sogenannte linsenförmige Problematika, sowie Fischzähne sind z. T. massenhaft vertreten.

Das Barreme ist vor allem in den helvetischen Drusbergschichten teilweise Foraminiferen- und Ostrakoden-reich vertreten. Ein fragliches Barreme ergab sich auch in den Stollberger Schichten des Wienerwaldes. Aus dem Oberostalpin meldet W. ZEIL eine Foraminiferenfauna. Beziehungen zu außeralpinen Faunen von Nordwestdeutschland über Nordafrika bis Trinidad sind möglich. Die Gattungen *Conorotalites*, *Gavelinella*, sowie skulpturierte Lenticulinen haben großen Leitwert.

Das Apt-Alb

Das Untere Apt läßt sich im helvetischen Schrattekalk in einer neritischen Fazies neben Orbitolinen auch mit Algen und Kleinforaminiferen belegen. Die Tristelschichten der Falknisdecke erinnern im Dünnschliff oft an Schrattekalk. Der Bereich Apt-Alb ist nur in südlichen Teilen des Vorarlberger Helvetikums und in der Schuppenzone in schlämbbarer Fazies entwickelt. Dieselben reichen Faunen finden sich auch im Helvetikum Oberösterreichs, in der Buntmergelschicht und in den hangendsten Stollberger Schichten. Im Flysch ist dieser Bereich mittels Schlammproben kaum zu fassen.

Im Oberostalpinen Raum inklusive Lienzer Dolomiten ist die hohe Unterkreide ebenfalls belegbar und auch oft mit einem hangenden Cenoman-Turon stratigraphisch verbunden.

Im Bereich Apt-Alb ist der Umbruch im Plankton in vollem Fluß, durch den Calpionellen, Radiolarien und *Nannoconus* von Globigerinen, *Pseudovalvulineria*, *Ticinella*, *Biglobigerinella*, *Gyroidina*, *Gavelinella* und schließlich *Thalmaninella*, *Globotruncana*, *Schackoina* und *Gümbelina* abgelöst werden. Aber auch bei den bentonischen Formen kommen viele neue Typen, wie *Gaudryina*, *Clavulinoides*, *Spiroplectinata*, *Arenobulimina*. Die Gattungen *Epistomina*, *Saracenaria*, *Lenticulina*, *Pleurostomella*, *Conorotalites* bringen auch beste Leitfossilien. Daher wird im Gault sicherlich eine sehr exakte Zonengliederung nach Foraminiferen möglich werden, womit es gelingen sollte, die Paläogeographie dieser Epoche, in der sich die sogenannte Austrische Phase abgespielt haben soll, nach und nach abzuklären. Man sollte sich in den Alpen immer wieder daran erinnern, daß im Gault, ebenso wie im Neokom, ebensoviel Zeit steckt wie im Cenoman-Turon, in der Gosau oder im Senonflysch! Hinweise für Aussüßung und Trockenlegung gibt es während der Unterkreide in Österreich nicht, sehr wohl aber in Ungarn im Bakony-Gebirge.

Das Cenoman-Turon

Das Cenoman-Turon ist im Helvetikum in Ost und West schlamm- oder schleifbar mit reichen Globotruncanenfaunen entwickelt. Vorland und Waschbergzone bieten ein globotruncanenführendes Turon. Buntmergelserie und Klippenzone schließen sich ebenfalls an. Der Flysch hat weniger Plankton und mehr Sandschaler. Die Unterostalpinen Couches rouges sind in ihren Globotruncanenfaunen mit dem Helvetikum identisch. Auch das oberostalpine Cenoman und Turon zeigen in ihren Mikro-Faunen keinen Unterschied zu anderen Ablagerungsräumen, sehr zum Unterschied zum tiefen Senon. *Planomalina*, *Schackoina*, *Rotalipora* und später *Globotruncana* sind die Haupt-Leitfossilien, auch stark skulpturierte Epistominen, Clavulinoiden und Spiroplectamminen erweisen sich als nützlich. Mit dem Mittel-Turon beginnen die doppelkieligen Globotruncanen, welche bis ins Dan durchhalten, ein Bauplan, der unter den Planktonforaminiferen sonst niemals verwirklicht wurde.

Sehr auffallend ist die geographische Verteilung des Cenoman-Turon in den Kalkalpen. Es kommt gehäuft in der nördlichen Randzone vor und ist dort sehr oft mit der Hohen Unterkreide im Verband, nur in West-Tirol und Vorarlberg rückt es fast bis an den Kalkalpensüdrand vor. Die Gosauvorkommen liegen mit Ausnahme des Wiener Raumes von der hohen Unterkreide und tiefen Oberkreide getrennt, immer mehr im Inneren der Kalkalpen. Die besonderen Verhältnisse in Windischgarsten und in den Weyerer Bögen haben tektonische Gründe (ROSENBERG, 1960, S. 100).

Wenn auch durch die Mikropaläontologie das Turon im Oberostalpin von unten her immer kompletter wird, so können wir doch nicht daran zweifeln, daß vor der mit Coniac-Alter transgredierenden Gosau eine Verlandung und wohl auch die sogenannte vorgosauische Gebirgsbildung stattgefunden hat. Diskordante Überlagerung, Bauxitbildung an der Basis

der Gosau, Brack- und Süßwasserbildungen unter dem marinen Coniac lassen uns darüber nicht im Zweifel. Die Argumente sind sehr stark, diese Ereignisse ins Obere Turon zu verlegen, aber sie sind vom paläontologisch-stratigraphischen Standpunkt aus nicht absolut zwingend, weil außer in den Kalkalpen bei Wien nirgends ein Transgressionsverband zwischen tiefer Gosau und Cenoman besteht und gerade dort allerdings auch wieder ein Unter- und Mittel-Turon-Nachweis fehlt. In den anderen Vorkommen transgrediert die Gosau immer auf viel ältere Schichten als Mittel-Kreide. Man könnte also vielleicht auch eine wechselseitige Trockenlegung der Ablagerungsräume der Mittleren Kreide und der Gosau zumindest für einen Teil des kalkalpinen Raumes vertreten. Leider ist die Verteilung der Mittelkreide in den Kalkalpen noch viel zu wenig erforscht, um wohl begründete Aussagen zu machen!

Man könnte aber auch Argumente dafür beibringen, daß während der vorgosauischen Phase im Höheren Turon die tieferen kalkalpinen Decken von den höheren tektonischen Einheiten teilweise zugeschoben wurden, und daß daher die Gosau in den tieferen Decken nicht zur Ablagerung kommen konnte.

Das Senon

Im tieferen Senon, d. h. zur Zeit der tiefen Gosau, kommt es zu deutlichen faunistischen Differenzierungen. Die tragenden Leitfossilien sind die Ammoniten, Inoceramen und, sich in zunehmendem Maße anbietend, die Foraminiferen. Die Korrelierung der Foraminiferen mit den Ammoniten bringt allerdings noch viele ungelöste Probleme. Vor allem ist das Einsetzen von *Globotruncana concavata carinata* DALBIEZ noch nicht zweifelsfrei abgeklärt (J. DE KLASZ, 1961, S. 123). Andere Molluskengruppen — auch die Rudisten — bedürfen noch einer weiteren Bearbeitung, um für die Feinstratigraphie allgemein brauchbar zu werden. Vorland, Waschbergzone, Helvetikum und unterostalpine Couches rouges, sowie das Santon des Gosaubereiches zeigen eine sich um die Globotruncanen der *lapparenti*-Gruppe reihende charakteristische Faunenvergesellschaftung mit Gümbelinen, Ventilabrellen, Stensiöinen, Gavelinellen, *Globorotalites*, *Gaudryina* und Lageniden, darunter *Neoflabellina*. Die Gattung *Bolivinoidea* tritt erstmalig im Ober-Santon auf. Das Coniac, das sich nur im Oberostalpin vom Santon klarer abtrennen lassen dürfte, bringt skulpturierte Marginulinen, primitive Neoflabellinen und unter den sehr formenreichen Globotruncanen *Globotruncana schneegansi* als Leitform¹⁾.

Neben den Globotruncanen-Vergesellschaftungen gibt es in der Gosau im Bereich Coniac, Santon, tiefes Campan, auch völlig abweichende z. T. auch Ostrakoden-reiche Faunen, welche starken Flachwassereinfluß bis zur Riff-Fazies, aber auch Brack- und Süßwasserfazies (Characeen) belegen. Hier finden wir vor allem Milioliden, *Vidalina*, *Daviesina*, aber auch häufig Schnecken- und Muschelbrut. Deutliche Beziehungen bestehen zur rudistenführenden Kreide des heutigen Mediterrangebietes. Im Flysch entwickelt

¹⁾ *Globotruncana spinea* KIKOINE halte ich für einen Erhaltungszustand einer doppelkieligen *Globotruncana*, der in diesem Niveau gehäuft auftritt. Er entsteht dadurch, daß die jüngsten Kammern ausbrechen.

sich die sogenannte Flyschsandschaler-Fazies mit Dendrophryen, Trochamminen, Placentamminen, Cribrostomoiden, Hormosinen usw., welche in diesem Zeitabschnitt noch nicht auf andere Faziesräume übergreift — doppelkielige Globotruncanen, oft mit einem bernsteinfarbenen Erhaltungs-zustand, sind hier seltene, aber wichtige Leitfossilien.

Allgemein hat man den Eindruck, daß man als Mikropaläontologe überfordert wird, wenn man verlangt, bei gleichbleibender Fazies den Bereich Coniac—Santon noch in zahlreiche Zonen zu gliedern. Es sieht so aus, als ob nur die Ammoniten und Inoceramen in diesem Bereich eine Feingliederung gestatten würden, während alle anderen Fossilgruppen einfach nicht mitmachen.

Eine gewaltige Umstellung bedeutet allgemein das Campan. Die vollmarine Foraminiferenfauna wird nun zunächst großwüchsiger, individuen-, arten- und formenreicher, im *calcarata*-Niveau dann wieder kleinwüchsiger. Die einkieligen Globotruncanen der *elevata*-Gruppe treten auf, die doppelkieligen Globotruncanen bekommen gewölbte Spiralseiten, skulpturierte Gavelinellen, *Bolivina* und *Bolivinoidea*, Neoflabellinen und Stensiöinen sind charakteristisch. Zahlreiche neue Baupläne wie *Aragonia*, *Planoglobulina*, *Siderolites*, am auffallendsten die Orbitoiden-artigen Foraminiferen, treten erstmalig auf. Im Flachwasserbereich zeigen sich *Nummofallotia* und *Gouppillaudina*.

Die Vorlandkreide und die Waschbergzone meldet nur wenig neues. Im Helvetikum Vorarlbergs setzt im Oberen Campan ziemlich schlagartig die sandige Wangschichtenfazies ein, welche in der Schweiz auch transgredierend auf ältere Schichten heruntergreifen kann. Im Flysch beginnen ziemlich unvermittelt starke klastische Schüttungen. Die Flyschsandschalerfazies, im Verein mit Orbitoiden-reichen Feinbreccien, wird nun zur Alternative der bunten Leimenschichten-Couches-rouges—Nierentalerfazies, und beide Faziestypen können aus ihren Hauptentwicklungsgebieten in fremde Räume ausgreifen. So kann Flyschsandschalerfazies ins Helvetikum auswandern, wo sie in der Buntmergelserie auftritt. Auch in der Gosau (Windischgarsten, Unterlaussa, Grünbach, Gießhübl) bildet sie zeitweise Enklaven. Die Couches-rouges-Fazies, welche schon seit dem Cenoman im unterostalpinen Raum dominiert, meldet sich immer deutlicher im Helvetikum (z. B. als Leimern-Mergel). Als Nierentaler Schichten tritt sie nach einer kleinen Vorinvasion im Santon in den verschiedenen Niveaus des oberostalpinen vollmarinen Campan-Maastrichts auf. Natürlich läßt sich nicht alles in obiges Schema einfügen. Es gibt auch im Maastricht Globotruncanen-Mergel, die keine bunten Lagen führen, z. B. in der Waschbergzone oder in der Gosau von Grünbach; es gibt südlich des Alpenhauptkammes in Sankt Bartholomä und im Lavanttal Rudistenkalke mit Cuneolinen, welche durch begleitende, durchaus nicht bunte Globotruncanenmergel ins Höhere Campan eingeordnet werden.

In zahlreichen Gosauvorkommen gibt es Belege für eine Transgression des Ober-Campan-Maastricht, vor der teilweise große Sedimentmächtigkeiten abgetragen worden sein müssen. Am besten untersucht ist das Profil von Unterlaussa. Vor allem in Grünbach und bei Wien gibt es auch paläontologische Beweise für eine Trockenlegung und Aussüßung während des Campans (Landsaurier, Characeen)! Wenn es auch noch nicht möglich ist,

exakte Zeitangaben zu machen, so dürfen wir doch annehmen, daß knapp vor der Invasion (oder der Entwicklung?) der Orbitoiden, vor dem Auftreten von *Globotruncana calcarata* und nach dem Erlöschen von *Globotruncana concavata carinata* und nach dem Erstaufreten der *Globotruncana elevata*-Gruppe eine sehr bedeutende paläogeographisch-tektonische Umgestaltung im Alpenraum vor sich ging, welche im Oberostalpin auch eine Umstellung im Schwermineralspektrum von Chromit- zu Granatlieferung brachte. Vielleicht vermuten wir zu Recht, daß damals ein vor den Kalkalpen liegendes Ophiolit-reiches Gebiet (im Unterostalpin?) von den anrückenden Kalkalpen überwältigt und anschließend versenkt wurde, während zugleich ein Granat-führendes Kristallin freigelegt wurde und sowohl in den Kalkalpentrog als auch in den Flyschtrog Sediment liefert. Wir wissen nicht, ob die gleich alten Rudistenriffe von St. Bartholomä und vom Lavanttal vor oder nach dieser Umgestaltung gebildet wurden — dazu ist die Gosau der Kainach und des Krappfeldes noch zu wenig untersucht und auch aus den benachbarten, ungarischen Vorkommen zu wenig bekannt. Wir halten es aber für wahrscheinlicher, daß diese Umgestaltung jünger ist und daß gerade durch sie die Rudisten in den Ostalpen ausgerottet wurden (vgl. H. ZAPPE, 1937). Wenn wir daher auf Grund der Verhältnisse im Lavanttal weiter einengen dürfen, kommen wir in eine Zeit nach dem Einsetzen der Formengruppe von *Bolivinooides decorata* und vermutlich immer noch vor die Orbitoiden und *Globotruncana calcarata* — das heißt, etwa an die Wende Unteres Ober-Campan—Oberes Ober-Campan. Zugleich wurde, um einen Vergleich zu geben, bei den Belemniten die Gattung *Actinocamax* durch die Gattung *Belemnitella* abgelöst, womit das alte Mukronaten-Senon beginnt. Tatsächlich transgredieren nun auch im östlichen Alpenbereich in weiten Gebieten, aber auch am Muttekopf, die Orbitoiden-Sandsteine, beginnt im Flysch ebenfalls etwa gleichzeitig eine gewaltige, klastische Sedimentation, transgredieren im Helvetikum die Wangschichten; während zugleich zwischen den stärker sedimentbeschickten Gebieten auf weiten Flächen (Südhelvetikum, Unterostalpin, Teile der Gosau) die planktonreiche, teilweise bunte Nierentalerfazies ihrem Höhepunkt im Hohen Maastricht zustrebt.

Fast alle Groß- und Kleinforminiferengruppen bilden im Bereich Oberes Ober-Campan—Maastricht charakteristische Leitfossilien aus. Vor allem zu nennen sind *Orbitoides*, *Siderolites*, *Lepidorbitoides*, *Omphalocyclus*, *Globotruncana*, *Pseudotextularia*, *Bolivina*, *Bolivinooides*, *Reussella*, *Pleurostomella* und *Aragonia*. Für die Grenzziehung Campan—Maastricht, die nicht immer leicht ist, sind vor allem Orbitoiden, *Bolivinooides*-Arten und *Globotruncana calcarata* nützlich.

Die Kreide-Tertiär-Grenze

Um die Grenze Kreide—Tertiär meldet sich eine neue tektonische Umgestaltung an, die sogenannte Iaramische Phase, welche für das Oberostalpin von geringerer Bedeutung sein dürfte als die Umgestaltungen im Turon, Campan oder im Tertiär. Es finden sich wohl gröbere Klastika, aber sehr zum Unterschied zu den Verhältnissen vor dem Coniac und im Campan um diese Zeit nirgends Hinweise auf eine Verlandung oder auch

nur eine Aussüßung — also ähnliche Verhältnisse wie während der sogenannten austrischen Phase in der Hohen Unterkreide und im Cenoman. Auch im Helvetikum merkt man nicht viel von einer laramischen Phase, ähnlich ist es bei den Unterostalpinen Couches rouges. Im Flysch sind die Verhältnisse etwas schwerer zu deuten — auf jeden Fall weist nichts auf eine Verlandung hin. Das hochmarine Regime überdauert überall, wenn auch mit gewaltigen Veränderungen in der biologischen Substanz, ungestört die Epochengrenze! Im Hohen Maastricht luxurieren die Foraminiferen, vor allem Globotruncanen und Pseudotextularien. Dann kommt, wie sich vor allem im Johannesstollen bei Grünbach studieren ließ, allerdings mit einem Fazieswechsel, eine Flyschsandschalerstrecke mit wenigen persistierenden Globotruncanen und schließlich die Einschüttungen von Tertiärplankton. Wenn auch genug Profile bekannt sind, wo dieser Sandschaler-Horizont in dieser Position fehlt, so gibt es doch auch in anderen Gosauvorkommen und, um einen ganz großen Sprung zu machen, sogar in Trinidad, auch dieses Sandschalerniveau.¹⁾

Der Gedanke liegt nahe, um die Kreide-Tertiär-Grenze eine kosmische Katastrophe anzunehmen, welche u. a. das Plankton weitgehend vernichtete, während die bentonisch lebenden Formen (also auch die Sandschaler) weniger betroffen wurden. Die Regeneration des Planktons dürfte dann aus den Kreideglobigerinen heraus sehr rasch wieder vor sich gegangen sein. Die grobporigen Globigerinen und die sich teilweise aus ihnen und teilweise selbständig aus Kreideformen entwickelnden Globorotalien beherrschen ab Dan—Paleozän, in rascher Evolution zahlreiche Leitfossilien bringend, dann bis heute die Weltmeere.

VIII. Ausblick

Ein Studium dieser Arbeit wird zu dem sicher nicht unerwarteten Resultat führen, daß zwar ein hoffnungsvoller Anfang gemacht ist, aber daß zugleich noch unerledigte, dringliche Arbeit in großem Umfang ansteht. Um offene Probleme zu kennzeichnen und ihre Bearbeitung anzuregen, sei in den folgenden Zeilen eine Zusammenfassung von Fragenkreisen gegeben, welche einer Bearbeitung bedürfen und die mit dem heutigen Stand der Methoden auch gelöst werden können. Es soll dabei in rein paläontologische — und mehr geologisch ausgerichtete Themen unterschieden werden.

Unter der nachstehenden Überschrift ist eine Zusammenfassung jener Kreide-Mikrofossilien gegeben, welche ihre Typuslokalität in Österreich haben. Alle diese Materialien, soweit sie vor dem letzten Krieg beschrieben wurden, sollten neu bearbeitet und zum größten Teil auch neu abgebildet werden, wobei sich natürlich durch die Neuaufsammlung an den Typuslokalitäten und an benachbarten Lokalitäten eine Fülle von interessanten Problemen ergeben würde. Wichtige Vorarbeit hat hier K. KÜPPER, 1956, geleistet. Auch mit einigen überraschenden Prioritäten könnte gerechnet werden.

¹⁾ Lediglich im Krappfeld gibt es Hinweise für eine Trockenlegung an der Kreide—Tertiär-Grenze, was Beziehungen zu Istrien nahelegt.

Weiters würden sich für Faunenmonographien an reichen Fundpunkten anbieten: Das Valangien und das Barreme Vorarlbergs. Der Bereich Apt, Alb und das Cenoman in den oberösterreichischen und niederösterreichischen Kalkvorlpen. Oft auch ostrakodenreiche, vollmarine Flachwasserfaunen in der tieferen Gosau. Süß- und Brackwasserfaunen mit vorwiegend Ostrakoden, Characeen und Kleinmollusken in verschiedenen Gosauniveaus. Reiche, vollmarine Faunen des Santons, Campans und Maastrichts vom Vorland über das Helvetikum (wo R. NORTON wichtige Vorarbeiten geliefert hat) bis in die Gosau. Besonders interessant wäre hiebei eine Bearbeitung vor allem auch der Begleitfaunen in den Niveaus der *Globotruncana concavata carinata* und der *Globotruncana calcarata*. Eine Coniac-Foraminiferenfauna ist ja vor kurzem in dankenswerter Weise von A. TOLLMANN vorgelegt worden. Unabdingbar bei einer solchen Bearbeitung wäre vor allem eine kritische Würdigung der Altersverhältnisse, wobei es viel besser wäre, zuwenig als zuviel zu behaupten. Der Kontakt zur Cephalopoden-Inoceramen-Stratigraphie müßte dabei vor allem in der Gosau immer gesucht werden. Eine kritische Überprüfung des Alters der Rudistenvorkommen, wie sie sich in dieser Arbeit manchmal ergab, obwohl sie keineswegs angestrebt wurde, sollte ebenfalls versucht werden. Wichtig wäre vor allem auch eine Bearbeitung der sogenannten Flyschsandschaler, wobei vielleicht unter Benützung der Dünnschliff-Methoden stratigraphisch etwas herauskommen könnte. Nützlich wäre auch eine Bearbeitung der Radiolarien-Faunen, welche begleitet von den sogenannten „linsenförmigen Problematikas“ in der kalkalpinen Unterkreide eine große Rolle spielen, dabei könnten jurassische (vor allem liassische) Radiolarienfaunen kritisch verglichen werden. Otolithen werden in den Kärntner Gosau-Vorkommen: Krappfeld und Lavanttal angeboten; Fischzähne finden sich vor allem auch in der Unterkreide.

Auch vom geologischen Standpunkt aus sehr zu begrüßen wäre eine Bearbeitung der zahlreichen Orbitolinen-Fundpunkte der oberösterreichischen und niederösterreichischen Kalkalpen — sicher ist nicht alles *Orbitolina concava* LAM., was als solche angesprochen wurde! Auch die Orbitoiden usw. sind im Flysch außerhalb des Wiener Raumes noch wenig untersucht. Ebenso wichtig wäre eine moderne Bearbeitung der Jura-Kreide-Grenze anhand der Tintinniden, was sich gut mit nannopaläontologischer Arbeit verbinden ließe. Auch für sogenannte Mikrofazies-Untersuchungen besteht ein weites Betätigungsfeld, wenn auch gerade hier der Kontakt zur Paläontologie nicht vernachlässigt werden darf und vor allem das Aufstellen neuer Arten anhand von Dünnschliffen nur mit großer Zurückhaltung betrieben werden dürfte. Kalkalgen sind vor allem in der neritischen Fazies um die Jura-Kreide-Grenze und im Apt sehr reich vertreten und bieten sich in den Dünnschliffen zur Bearbeitung an.

Falls eine breite Materialgrundlage vorhanden ist, könnten in morphogenetischen Studien verschiedene Gattungen im Profil verfolgt werden, was für die Mikropaläontologische Stratigraphie von großem Nutzen sein kann. Interessante Vorarbeiten sind hier durch A. PAPP und K. KÜPPER, durch F. BETTENSTAEDT, C. A. WICHER, H. HILTERMANN und E. KOCH, M. KAEVER, J. DE KLASZ und H. C. G. KNIPSCHER, sowie durch F. DALBIEZ usw. gegeben. Vor einer Aufstellung von Entwicklungsreihen ohne ein

reiches Beobachtungsmaterial aus sicher eingestuftem Straten muß jedoch ernstlich gewarnt werden!

Ein Weg, der offensichtlich zurzeit immer mehr mit großem Erfolg beschritten wird, ist natürlich der Einsatz der Mikropaläontologie bei der Kartierung, ohne den man zumindest in den Kreide- und Tertiärgebieten nicht mehr arbeiten sollte. Kartierungen dieser Art haben ja schließlich auch den größten Teil des Materials zustande gebracht, über das in dieser Arbeit berichtet werden konnte.

Vielleicht können die vorgelegten Unterlagen auch einmal bei der Abfassung paläogeographischer Karten Österreichs für die einzelnen Kreidestufen nützlich sein. Die Schwierigkeiten eines solchen Versuches liegen sicher weniger auf stratigraphisch-paläontologischer Seite als bei der Tektonik. Wenn schon die rein geometrische Abwicklung des Alpen Orogens große Schwierigkeiten macht, so ist ihre „Abwicklung in der Zeit“ ein sicherlich noch schwerer zu lösendes Problem.

In neuester Zeit wiederum mit Nachdruck durch Prof. W. MEDWENITSCH und A. TOLLMANN vertretene Auffassungen über einen vorcenomanen Zuschub des Tauernfensters, wodurch die Einheitlichkeit der Baugeschichte der Ostalpen in Frage gestellt wird, bewegen doch noch zu einer zusammenfassenden Stellungnahme.

Von Westen her kommend, der Heimat der begrifflichen Fassung der tektonischen Großeinheiten, bietet es sich an, die Flyschzone der Ostalpen als Fortsetzung des Vorarlberger Flysches und damit als Penninikum zu sehen. Auch sieht man nur wenig Schwierigkeiten, Jura-Kreidesequenzen, die über dem Flysch und unter den Kalkalpen liegend von Vorarlberg bis Wien fallweise anzutreffen sind, als Unterostalpin zu betrachten. Mit dieser Einordnung wird natürlich die Annahme eines vollständigen Zuschubs des Tauernfensters vor der Gosauzeit unmöglich!

Aus der paläontologisch fundierten Stratigraphie heraus können bisher folgende baugeschichtliche Ereignisse signalisiert werden.

1. Raumverengende submarine Vorphasen vom Lias bis ins Cenoman vor allem im Unterostalpin und Oberostalpin.

2. Die vorgosauische Phase als wichtig für die Interntektonik des Oberostalpins. Tiefe kalkalpine Einheiten (z. B. das Bajuvarikum) werden durch höhere Elemente zugeschoben. Aussüßung und Verlandung sind in den Kalkalpen nachweisbar.

3. Eine Intragosauische Phase im Campan bringt die Überwältigung eines Ophiolitgebietes durch die vorrückenden Kalkalpen, zudem weitere kalkalpine Interntektonik. Aussüßung und Trockenlegung in den Kalkalpen belegt.

4. An der Grenze Kreide—Tertiär haben wir in den Ostalpen keine Großphase, jedoch ähnliche tektonische Vorgänge wie vor dem Cenoman. Aussüßung und Trockenlegung sind mit Ausnahme des Krappfeldes nirgends nachweisbar; dort ergeben sich Beziehungen nach Istrien.

5. Im Tertiär liegen dann die alpinen Hauptüberschiebungsphasen; vor allem werden nun auch die Externzonen in die Tektonik mit einbezogen.

IX. Arten, Unterarten und Varietäten von Foraminiferen, Ostrakoden, Otolithen und Sporen aus der Kreide, die ihre Typuslokalitäten in Österreich haben

(in Klammer) = heutiger Gattungsname

Aufbewahrungsort des Materials:

- a) Naturhistorisches Museum in Wien, Geologisch-paläont. Abteilung
- b) Paläontologisches Institut der Universität in Wien
- c) Geologische Bundesanstalt in Wien
- d) Amt für Bodenforschung in Hannover
- e) Material verlorengegangen
- f) Aufbewahrungsort unbekannt

Foraminiferen:

REUSS, A. E., 1854 (siehe S. 36) e)

In Gosau (OÖ.):

- Triplasia murchisoni* (Neotyp durch H. BARTENSTEIN, 1955)
- Fronicularia sedgwicki*
- Cristellaria* (*Marginulina*) *gosae*
- Cristellaria* (*Lenticulina*) *orbicula*
- Cristellaria* (*Lenticulina*) *subalata*
- Rotalina* (*Höglundina*) *stelligera*
- Rosalina* (*Discorbis* ?) *squammiformis*
- Rosalina* (*Globotruncana*) *canaliculata*
- Verneuilina münsteri*
- Spiroloculina cretacea*
- Quinqueloculina gosae*

Bei St. Wolfgang (Salzburg):

- Marginulina obliqua*
- Fronicularia multilineata*
- Rosalina* (*Discorbis* ?) *concava*

Grünbach (NÖ.):

- Spirolina* (*Lituola*) *grandis* (Neotyp durch J. ZIEGLER, 1959)

KARER, F., 1865 (siehe S. 13) a)

Wienerwald bei Hütteldorf (Wien):

- Trochammina* (*Trochamminoides*, *Glomospira*) *proteus*
- Ataxophragmium* (*Hormosina*) *arenaceum*
- Cornuspira* (*Ammodiscus*) *hörnesi*

KARER, F., 1870 (siehe S. 16) a)

Leitzersdorf bei Stockerau (NÖ.):

- Verneuilina cretacea*
- Plecanium* (*Gaudryina*) *roscidum*
- Plecanium* (*Gaudryina*) *foedum*
- Gaudryina crassa*
- Triloculina vitrea*
- Lagena tuberculata*
- Fronicularia leitzersdorfensis*
- Fronicularia pulchella*
- Fronicularia amoena*
- Fronicularia pala*

Fronicularia althii
Fronicularia sarissa
Fronicularia plana
Fronicularia fuchsii
Fronicularia stachei
Fronicularia fragilis
Fronicularia pyrum
Fronicularia tribus
Fronicularia speciosa
Cristellaria (Marginulina) cylindracea
Cristellaria (Marginulina) crassicosta
Cristellaria (Lenticulina) sinus
Cristellaria (Lenticulina) tumida
Polymorphina longicollis
Polymorphina gravis
Polymorphina ampla
Truncatulina (Gavelinella) horrida
Discorbina (Globigerina) danubia
Rotalia (Gavelinella) fontana

PHILIPPSON, A., 1887 (siehe S. 36) f)

Bei St. Wolfgang (Salzburg):

Nummoloculina (Nummofallotia ?) regularis

RZEHAČ, A., 1891 und 1895 (siehe S. 17) e)

Bruderndorf (NÖ.):

Pseudotextularia elegans

Pseudotextularia varians

JÄGER, R., 1914 (siehe S. 13) c)

Wienerwald:

Orbitoides (Lepidorbitoides) socialis bisambergensis

LIEBUS, A., 1927 (siehe S. 55) f)

Krappfeld (Kärnten):

Fronicularia carinthiaca

Vaginulina eocaena

Plectofronicularia quadrilatera

Bulimina imbricata var. *procera*

Sagrina (Colomia) conulus

Dimorphina kahleri

Ellipsodimorphina complanata

Ellipsodimorphina cylindrica

WICHER, C. A., 1949 (siehe S. 47) f)

Gams (Steiermark):

Flabellina (Neoflabellina) reticulata daniensis

NOTH, R., 1951 (siehe S. 16, 23, 11) c)

Bohrung Korneuburg 2 (NÖ.):

Saracenaria praemeudonensis

Vaginulinopsis korneuburgensis

Trocholina (Neotrocholina) infragranulata

- Leonstein (Mergel mit Exoten) (OÖ.):
Vaginulinopsis angulata
- Leonstein (Turbinenschacht) (OÖ.):
Vaginulinopsis angulata var. *decemcostata* ¹⁾
- Nußbach (OÖ.):
Rhizammina grilli
Lituotuba nußbachensis
Cyclammina polygonata
Marginulinopsis hemicylindrica
- NOTH, R., 1952 (siehe S. 12) c)
- Kirchdorf a. d. Krems (OÖ.):
Plectorecurvoides alternans
- PAPP, A. und KÜPPER, K., 1953 a (siehe S. 57) b)
- Krappfeld (Kärnten):
Globotruncana rosetta pembergeri
- PAPP, A. und KÜPPER, K., 1953 b (siehe S. 56, 13) b)
- Krappfeld (Kärnten):
Orbitoides media megaliformis
- Wien, Sievering:
Orbitoides jägeri
- PAPP, A. und KÜPPER, K., 1953 c (siehe S. 56) b)
- Krappfeld (Kärnten):
Pseudorbitoides longispinalis
- PAPP, A., 1954 (siehe S. 56) b)
- Krappfeld (Kärnten):
Lepidorbitoides minima pembergeri
- PAPP, A., 1955 (siehe S. 51) b)
- Grünbach (NÖ.):
Orbitoides media planiformis
Orbitoides apiculata grünbachensis
- WICHER, C. A., 1956 (siehe S. 47) d)
- Gams (Steiermark):
Aragonia daniensis
- GRABERT, B., 1959 (siehe S. 11) d)
- Rehkogelgraben (OÖ.):
Gaudryina compacta
- TOLLMANN, A., 1960 (siehe S. 38) a)
- Ausseer Weißenbachtal (Steiermark):
Textulariella humilis
Neoflabellina laterecompressa

¹⁾ Auf der Tafel mit den Hauterivo-Foraminiferen abgebildet

Ostrakoden:

REUSS, A. E., 1854 (siehe S. 36) e)

Gosau (OÖ.)

Cythere neglecta

Cythere incompta

Cythere sphenoides

Cythere megaphyma

St. Wolfgang (Salzkammergut):

Bairdia oblonga

Cythere pertusa

Otolithen:

LIEBUS, A., 1927 (siehe S. 55) f)

Krappfeld (Kärnten):

Otolithus carinthiacus

Otolithus obovatus

Otolithus dentatus

Otolithus ovatus

Otolithus guttaringensis

Sporen:

HOFMANN, E., 1948 (siehe S. 11) e)

Muntigl (Salzburg):

Pollenites salisburgensis

Pollenites abelii

Literatur

ABERER, F.: Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg. — Wien 1958 (Mitt. Geol. Ges. in Wien, 50, 1957, 24—93).

ABERER, F. u. E. BRAUMÜLLER: Über Helvetikum und Flysch im Raume nördlich Salzburg. — Wien 1958 (Mitt. Geol. Ges. in Wien, 49, 1956, 1—39).

ALLEMANN, F.: Die Couches rouges der Sulzfluh-Decke im Fürstentum Liechtenstein. — Basel 1952 (Eclog. Geol. Helv., 45, 294—298).

ALLEMANN, F.: Geologie des Fürstentums Liechtenstein unter besonderer Berücksichtigung des Flyschproblems. — Vaduz, Selbstverl. d. Hist. Vereins f. Liechtenstein 1956, 244. S.

ALLEMANN, F.; R. BLASER u. P. NÄNNY: Neuere Untersuchungen in der Vorarlberger Flyschzone. — Basel 1951 (Eclog. Geol. Helv., 44, 159—168).

AMPFERER, O.: Aus den Allgäuer und Lechtaler Alpen. — Wien 1910 (Vh. Geol. R. A. 1910, 58—59).

ANDRUSOV, D.; M. MISIK; E. et V. SCHEIBNER: Stratigraphie, Micropaléontologie et Microfacies des formations Jurassiques et crétacées des Carpathes de la Slovaquie. — Copenhagen 1960 (International Geological Congress. Report of the 21st Session Norden, 6, 106—113).

AUBOIN, J.; J. H. BRUNN; P. CELET; J. DERCOURT; J. GODFRIAUX; J. MERCIER; M. LYS; P. MARIE; M. NEUMANN; J. SIGAL et J. SORNAY: Le Crétacé supérieur en Grèce. — Paris 1960 (Bull. Soc. géol. France, Sér. 7, t. II, 452—469).

BACHMAYER, F.: Bericht über Aufnahmeergebnisse. Die Klementer Schichten (Turon) im Raum von Ernstbrunn. — Wien 1959 (Vh. Geol. B. A., 1959, 4, 117—119).

BACHMAYER, F.: Bericht über Aufsammlungs- u. Kartierungsergebnisse. Die Bruderndorfer Schichten des Danien der Waschbergzone. — Wien 1960 (Vh. Geol. B. A., 1960, 4, S. 117).

BARTENSTEIN, H.: Taxonomische Revision der als *Eoflabellina* und *Flabellaminopsis* bezeichneten Foraminiferen. — Stuttgart 1955 (Pal. Zeitschr. 29, 170—176).

BECK-MANNAGETTA, P.: Bericht 1960 über Aufnahmen auf Blatt Turrach und Straßburg. — Wien 1961 (Vh. Geol. B. A. 1961, A, 17—19).

BEGAN, A.: Niektoré poznatky z jury a spodnej kriedy bradlového pásma na strednom Považí. — Bratislava 1962 (Geologické práce, Zošit 62, 239—244).

BETTENSTAEDT, F.: Stratigraphisch wichtige Foraminiferen aus dem Barrême vorwiegend Nordwestdeutschlands. — Frankfurt a. M. 1952 (Senckenbergiana 33, 263—295).

BETTENSTAEDT, F.: Zur stratigraphischen und tektonischen Gliederung von Helvetikum und Flysch in den Bayerischen und Vorarlberger Alpen auf Grund mikropaläontologischer Untersuchungen. — Hannover 1958 (Zeitschr. Dt. Geol. Ges., 109, 1957, 566—592).

BETTENSTAEDT, F.: Phylogenetische Beobachtungen in der Mikropaläontologie. — Stuttgart 1958 (Pal. Zeitschr. 32, 115—140).

BETTENSTAEDT, F. u. C. A. WICHER: Stratigraphic correlation of the Upper Cretaceous and Lower Cretaceous in the Thetys and Boreal by the aid of microfossils. — Rom 1955 (Fourth World Petroleum Congress, Proceedings, Section I, 493—516).

BETTENSTAEDT, F.; R. OBERHAUSER u. C. A. WICHER: Mikrofaunen aus dem alpinen Raum. — Notizen Nr. 34, 61, 62, 66, 67, 71, 73 u. 75. Hannover 1953 (Unveröffentlichte Manuskripte).

BRAUMÜLLER, E.: Die paläogeographische Entwicklung des Molassebeckens in Oberösterreich und Salzburg. — Wien 1961 (Erdöl-Zeitschr. 77, 509—520).

BRINKMANN, R.: Zur Schichtfolge und Lagerung der Gosau in den nördlichen Ostalpen. — Berlin 1934 (Sitzungsber. Preuß. Akad. d. Wiss., Phys.-math. Kl., 27, 1—8).

BRINKMANN, R.: Bericht über vergleichende Untersuchungen in den Gosaubecken der östlichen Nordalpen. — Wien 1935 (Sitzungsber. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, 144, 145—149).

BRINKMANN, R.: Die Ammoniten der Gosau und des Flysches in den nördlichen Ostalpen. — Hamburg 1935 (Mitt. Geol. Staatsinst. 15, 1—14).

BRIX, F.: Beiträge zur Stratigraphie des Wienerwaldflysches auf Grund von Nannofossilien. — Wien 1961 (Erdöl-Zeitschr. 77, 89—100).

CITA, M. B. u. G. PASQUARE: Studi stratigrafici sul sistema Cretaceo in Italia. Nota IV: Osservazioni micropaleontologiche sul Cretaceo delle Dolomiti. — Milano 1959 (Riv. Ital. di Paleont. e Stratigr. 65, 385—435).

CORNELIUS-FURLANI, M.: Beiträge zur Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten. — Wien 1953 (Sitzungsber. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, 162, 179—294).

DALBIEZ, F.: The genus *Globotruncana* in Tunisia. — New York 1955 (Micropaleontology 1, 161—171).

DEL NEGRO, W.: Bericht über Kartierungsarbeiten in der Gaisberggruppe 1 : 25.000. — Wien 1957 (Vh. Geol. B. A. 1957, 41—47).

DEL NEGRO, W.: Salzburg. — Wien 1960, 55 S. (Vh. Geol. B. A., Bundesländerserie: Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen, Heft Salzburg).

EUGSTER, H.; H. FRÖHLICHER u. F. SAXER: Erläuterungen zu Blatt St. Gallen—Apvenzell 1 : 25.000. — Bern: Kümmerly u. Frey 1960.

FLÜGEL, E.: Typen-Katalog. I. *Invertebrata*: 1. *Protozoa*. 2. *Coelenterata*. — Wien 1961 (Ann. Naturhist. Mus. 64, 65—104).

FÜLÖP, J.: Formations crétacées de la Hongrie. — Budapest 1961 (Jb. Ung. Geol. Anst., 49, 721—738).

GANSS, O. u. H. C. G. KNIPSCHNEER: Das Alter der Nierentaler- und Zwieselalmschichten des Beckens von Gosau. — Stuttgart 1954 (N. Jb. Geol. u. Pal., Abh. 99, 361—378).

GANSS, O. u. H. C. G. KNIPSCHNEER: Zur Altersstellung der Nierentaler Schichten. — Stuttgart 1956 (N. Jb. Geol. u. Pal., Mh. 1956, 290—298).

GANSS, O.; F. KÜMEL u. E. SPENGLER: Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe. — Innsbruck 1954, 82 S. (Wiss. Alpenvereinshefte 15).

GERTH, H.: Ein neuer Fund eines Scaphiten in den unteren Gosauergeln und seine stratigraphische Bedeutung. — Stuttgart 1956 (N. Jb. Geol. u. Pal., Mh. 1956, 433—438).

GERTH, H.: Neue Ammonitenfunde in den Gosauschichten der Gosau und ihre stratigraphische Bedeutung. — Stuttgart 1961 (N. Jb. Geol. u. Pal., Abh. 112, 119—141).

- GEYER, G.: Über Schichtfolge und Bau der Kalkalpen im unteren Enns- und Ybbstale. — Wien 1909 (Jb. Geol. B. A., 59, 29—100).
- GLAESSNER, M. F.: Geologische Studien in der äußeren Klippenzone. — Wien 1931 (Jb. Geol. B. A., 81, 1—23).
- GLAESSNER, M. F.: Die Foraminiferengattungen *Pseudotextularia* und *Amphimorphina*. — Moskau 1936 (Problems of Paleontology, 1, 27—46).
- GOCCAN, F.: Die Palynologie der Senon-Bildungen des Süd-Bakony. — Budapest 1961 (Jb. Ung. Geol. Anst., 49, 789—799).
- GÖTZINGER, G.; R. GRILL; H. KÜPPER; E. LICHTENBERGER u. G. ROSENBERG: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien 1: 75.000. — 138 S. Wien: Geol. B. A. 1954.
- GOHRBANDT, K.: Die Kleinforaminiferenfauna des obereozänen Anteiltes der Reingruber Serie bei Bruderndorf (Bezirk Korneuburg, Niederösterreich). — Wien 1962 (Mitt. Geol. Ges. in Wien, 54, 1961, 55—145).
- GOHRBANDT, K., KOLLMANN, K., KÜPPER, H., PAPP, A., PREY, S., WIESENER, H. u. WOLETZ, G.: Beobachtungen im Flysch von Triest. — Wien 1960 (Vh. Geol. B. A., 1960, 162—196).
- GRABERT, B.: Phylogenetische Untersuchungen an *Gaudryina* und *Spiroplectinata* (Form.) besonders aus dem nordwestdeutschen Apt und Alb. — Frankfurt a. M. 1959. 71 S. (Abh. Senckenberg. Naturf. Ges. 498).
- GRILL, R.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau. — Wien: Geol. B. A. 1962, 52 Seiten.
- HAGN, H.: Zur Kenntnis der obersten Kreide am Nordfuß des Untersberges (Salzburger Alpen). — Stuttgart 1952 (N. Jb. Geol. u. Pal., Mh. 1952, 203—223).
- HAGN, H.: Paläontologische Untersuchungen am Bohrgut der Bohrungen Ortenburg CF 1001, 1002 und 1003 in Niederbayern. — Hannover 1955 (Zeitschr. Dt. Geol. Ges., 105, 1953, 324—359).
- HAGN, H.: Zur Altersfrage der Nierentaler Schichten im Becken von Gosau. — Stuttgart 1955 (N. Jb. Geol. u. Pal., Mh. 1955, 16—32).
- HAGN, H.: Das Profil des Beckens von Gosau (österreichische Kalkalpen) in mikropaläontologischer Sicht. — Wien 1957 (Anz. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl., 94, 31—67).
- HAGN, H.: Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen im östlichen Oberbayern. — München 1960 (Geol. Bavar., 44, 3—208).
- HAGN, H.: Klassische und neue Aufschlüsse mit Faunen der Oberkreide und des Tertiärs in den östlichen Bayerischen Alpen und angrenzenden Gebieten. — Stuttgart 1961 (Pal. Zeitschr., 35, 146—170).
- HAGN, H. u. W. ZEIL: Globotruncanen aus dem Ober-Cenoman und Unter-Turon der Bayerischen Alpen. — Basel 1954 (Eclog. Geol. Helv., 47, 1—60).
- HEIM, A.: Oceanic Sedimentation and Submarine Discontinuities. — Basel 1958 (Eclog. Geol. Helv., 51, 642—649).
- HERM, D.: Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Oberkreide im Becken von Reichenhall und Salzburg. — Auszug aus der Dissertation. München 1960.
- HERM, D.: Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Oberkreide im Lattengebirge und Nierental (Gosau Becken von Reichenhall und Salzburg). — München 1962, 119 Seiten (Bayer. Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abh. N. F. 104).
- HILLEBRANDT, A. v.: Das Paleozän und tiefere Untereozän im Becken von Reichenhall und Salzburg. — Auszug aus der Dissertation. München 1960.
- HILTMANN, H.: Revision der Neoflabellinen (Foram.) I. Teil: *Neoflabellina rugosa* (ORB.) und ihre Unterarten. — Hannover 1957 (Geol. Jb., 74, 269—304).
- HILTMANN, H. u. W. KOCH: Taxonomie und Vertikalverbreitung von *Bolivinoidea*-Arten im Senon Nordwest-Deutschlands. — Hannover 1950 (Geol. Jb., 64, 595—632).
- HINTE, J. E. van: Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes (Kärnten). — Proefschrift. Utrecht: Schotanus u. Jens 1962. 14 S.
- HOFMANN, E.: Das Flyschproblem im Lichte der Pollenanalyse. — Graz 1948 (Phyton, 1, 1).
- HUCKRIEDE, R.: Die Kreideschiefer bei Kaisers und Holzgau in den Lechtaler Alpen (Apt—Unteres Cenoman). — Wien 1958 (Vh. Geol. B. A., 1958, 71—85).
- HUCKRIEDE, R.: Die Eisenspitze am Kalkalpensüdrand (Lechtaler Alpen, Tirol). — Hannover 1959 (Zeitschr. Dt. Geol. Ges., 111, 410—433).

- HUCKRIEDE, R.: Trias, Jura und tiefe Kreide bei Kaisers in den Lechtaler Alpen (Tirol). — Wien 1959 (Vh. Geol. B. A., 1959, 44—91).
- JÄGER, R.: Einige neue Fossilfunde im Flysch des Wienerwaldes. — Wien 1913 (Vh. Geol. R. A., 1913, 121).
- JÄGER, R.: Grundzüge einer stratigraphischen Gliederung der Flyschbildungen des Wienerwaldes. — Wien 1914 (Mitt. Geol. Ges. in Wien, 7, 122—172).
- JANOSCHEK, R.: Oil Exploration in the Molasse Basin of Western Austria. — New York 1959 (Fifth World Petroleum Congress. Proceedings. Section I, 47, 849—864).
- JANOSCHEK, R.: Über den Stand der Aufschlußarbeiten in der Molassezone Oberösterreichs. — Wien 1961 (Erdöl-Zeitschr., 77, 161—175).
- JANOSCHEK, R.; H. KÜPPER u. E. J. ZIRKL: Beiträge zur Geologie des Klippenbereiches bei Wien. — Wien 1956 (Mitt. Geol. Ges. in Wien, 47, 1954, 235—308).
- KAEVER, M.: Morphologie, Taxionomie und Biostratigraphie von *Globorotalites* und *Conorotalites*. — Hannover 1961 (Geol. Jb., 73, 387—438).
- KAHLER, F.: Über die faziellen Verhältnisse der Kärntner Kreide. — Wien 1928 (Jb. Geol. B. A., 73, 145—160).
- KALLIES, H. B.: Geologie des Bregenerwaldes beiderseits der Bregenerache in der Umgebung von Schoppnau. — Hannover 1961 (Geol. Jb., 73, 257—298).
- KAMPTNER, E.: Der gegenwärtige Stand unserer Kenntnis der vorzeitlichen Coccolithineen. — Stuttgart 1955 (Pal. Zeitschr., 29, S. 7).
- KARRER, F.: Über das Auftreten von Foraminiferen in den älteren Schichten des Wiener Sandsteins. — Wien 1865 (Sitzungsber. Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, 52, 1—6).
- KARRER, F.: Über ein neues Vorkommen von oberer Kreideformation in Leitzersdorf bei Stockerau und deren Foraminiferenfauna. — Wien 1870 (Jb. Geol. R. A., 20, 157 bis 184).
- KIRCHMAYER, M.: Einige geologische Untersuchungen im Grünauer Becken und in der Kasberggruppe. — Wien 1956 (Mitt. Ges. d. Geol.- u. Bergbaustud. in Wien, 4, 3—28).
- KLASZ, I. de: Einige neue oder wenig bekannte Foraminiferen aus der helvetischen Oberkreide der bayerischen Alpen südlich Traunstein. — München 1953 (Geol. Bavar., 17, 223—244).
- KLASZ, I. de: Stratigraphie der helvetischen Zone. — München 1956 [Geol. Bavar., 26 (= O. GANSS: Geologie des Blattes Bergen), S. 42—71].
- KLASZ, I. de: Zur Kenntnis der ostalpinen Oberkreidestratigraphie. — Stuttgart 1956 (N. Jb. Geol. u. Pal., Mh. 1956, 410—419).
- KLASZ, I. de: Presence de *Globotruncana concavata* (BROTZEN) dans le Coniacien du Gabon. — Paris 1961 (C. R. Somm. Séances Soc. Géol. France, 1961, S. 123).
- KLASZ, I. de u. H. C. G. KNIPSCHNEER: Die Foraminiferenart *Reussella szajnochae* (GRZYB.): Ihre systematische Stellung und regionalstratigraphische Verbreitung. — Hannover 1954 (Geol. Jb., 69, 599—610).
- KLAUS, J.: Le „Complexe schisteux intermédiaire“ etc. — Basel 1960 (Eclog. Geol. Helv., 52/2, 753—851).
- KLAUS, W.: Bericht aus dem Laboratorium für Palynologie. — Wien 1955 (Vh. Geol. B. A., 1955, 95—97).
- KLAUS, W.: Bericht 1957 aus dem Laboratorium für Palynologie. — Wien 1958 (Vh. Geol. B. A., 1958, 298—299).
- KLEBELSBERG, R. v.: Geologie von Tirol. — Berlin: Borntraeger 1935. XII, 872 Seiten.
- KOBER, L.: Bericht über Arbeiten des Geologischen Institutes der Universität Wien. — Wien 1948 (Vh. Geol. B. A., 1948, 81—96).
- KOCH, K. E. u. W. STENGEL-RUTKOWSKI: Faziesuntersuchungen in Jura und Unterkreide der westlichen Lechtaler Alpen. — Wien 1959 (Vh. Geol. B. A., 1959, 179—201).
- KÜHN, O.: Das Danien der äußeren Klippenzone bei Wien. — Jena 1930 (Geol.-pal. Abh., N. F. 17, 493—576).
- KÜHN, O.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. — Wien 1947 (Sitzungsber. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, 156, 181—200).
- KÜHN, O.: Neuere Untersuchungen über die dänische Stufe in Österreich. — Copenhagen 1960 (International Geological Congress. Report of the 21st Session Norden, 5, 161—169).
- KÜHN, O.: Die Bruderndorfer Schichten nördlich Wien. — Wien 1960 (Anz. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl., 97, 49—52).

KÜHN, O.: Die Rudistenfauna von Wietersdorf in Kärnten. — Klagenfurt 1960 (Carinthia, II, 70, 1, 47—50).

KÜPPER, H.: Erläuterungen zu einer tektonischen Übersichtsskizze des weiteren Wiener Raumes. — Wien 1960 (Mitt. Geol. Ges. in Wien, 53, 1959, 1—33).

KÜPPER, H.: Beobachtungen in der Hauptklippenzone bei Stollberg (NÖ.) mit Beiträgen von R. OBERHAUSER; H. STRADNER u. G. WOLETZ. — Wien 1962 (Vh. Geol. B. A., 1962, 263—268).

KÜPPER, K.: Stratigraphische Verbreitung der Foraminiferen in einem Profil aus dem Becken von Gosau. — Wien 1956 (Jb. Geol. B. A., 99, 273—320).

LANGE, P. R.: Die Vorarlberger Flyschzone am Südrand des helvetischen Halbfensters zwischen Hohem Ifen und Widderstein im kleinen Walsertal. — Berlin 1956 (Geologie, 5, 172—218).

LEISCHNER, W.: Zur Mikrofazies kalkalpiner Gesteine. — Wien 1959 (Sitzungsber. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, 168, 839—882).

LEISCHNER, W.: Stratigraphie und Tektonik des Wolfgangseegebietes (Schafberg, Sparber u. nördliche Osterhorngruppe) in den Salzburger Kalkalpen. — Wien 1961 (Mitt. Geol. Ges. in Wien, 53, 1960, 177—207).

LEISCHNER, W.: Zur Kenntnis der Mikrofauna und -flora der Salzburger Kalkalpen. — Stuttgart 1961 (N. Jb. Geol. u. Pal., Abh. 112, 1—47).

LIEBUS, A.: Neue Beiträge zur Kenntnis der Eozänfauna des Krappfeldes in Kärnten. — Wien 1927 (Jb. Geol. B. A., 77, 333—393).

LISZKOWA, J.: Classification du Crétacé de la série subsiléssienne des Carpates Polonaises, basée sur la présence de microfaune. — Budapest 1961 (Jb. Ung. Geol. Anst., 49, 889—902).

LÖGTERS, H.: Vorläufige Mitteilung über neue Cenomanvorkommen. — Wien 1938 (Vh. Geol. B. A., 1938, 224—226).

MAHEL, M.: Neue Gliederung und erdgeschichtliche Entwicklung des zentralkarpatischen Mesozoikums. — Budapest 1961 (Jb. Ung. Geol. Anst., 49, 75—100).

MAHEL, M.: Stratigrafický prínos vo výskume jury a spodnej kriedy centrálnych Karpát a jeho dôsledky (nemecké resumé). — Bratislava 1962 (Geologické práce, Zošit 62, 187—199).

NEDELA-DEVIDE, D.: Die kretazischen Bildungen Kroatiens. — Budapest 1961 (Jb. Ung. Geol. Anst., 49, 869—871).

NEUBAUER, W.: Geologie der nordöstlichen Kalkalpen um Lilienfeld. — Wien 1949, 44 Seiten (Mitt. Ges. d. Geol.- u. Bergbaustud. in Wien, 1, 1).

NOTH, R.: *Plectorecurvoides*, eine neue Foraminiferengattung. — Wien 1952 (Vh. Geol. B. A., 1952, 117—122).

NOTH, R.: Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. — Wien 1951, 91 Seiten (Jb. Geol. B. A., Sonderband 3).

NOTH, R. u. G. WOLETZ: Zur Altersfrage der Kaumberger Schichten. — Wien 1954 (Vh. Geol. B. A., 1954, 143—152).

OBERHAUSER, R.: Geologische Untersuchungen im Flysch und Helvetikum der Hohen Kugel (Vorarlberg) mit einem Beitrag von F. BETTENSTAEDT u. C. A. WICHER. — Wien 1953 (Vh. Geol. B. A., 1953, 176—183).

OBERHAUSER, R.: Bericht über mikropaläontologische Untersuchungen im Herbst 1955. — Wien 1956 (Vh. Geol. B. A. 1956, S. 118).

OBERHAUSER, R.: Bericht 1956 über die Kartierung auf Blatt Hohenems (111) und Blatt Feldkirch (141) sowie über Übersichtsbegehungen in den Anschlußgebieten. — Wien 1957 (Vh. Geol. B. A., 1957, S. 48).

OBERHAUSER, R.: Bericht 1957 über die Kartierung auf Blatt Hohenems (111) und Blatt Feldkirch (141) sowie über Übersichtsbegehungen in den Anschlußgebieten. — Wien 1958 (Vh. Geol. B. A., 1958, 229—230).

OBERHAUSER, R.: Neue Beiträge zur Geologie und Mikropaläontologie von Helvetikum und Flysch im Gebiet der Hohen Kugel (Vorarlberg). — Wien 1958 (Vh. Geol. B. A., 1958, 121—140).

OBERHAUSER, R.: Bericht über Aufnahmen 1958 auf den Blättern Feldkirch (141) und Schruns (142) sowie Übersichtsbegehungen auf Blatt Reutte (115). — Wien 1959 (Vh. Geol. B. A., 1959, A, 44—45).

OBERHAUSER, R.: Bericht über mikropaläontologische Untersuchungen an Proben aus dem Bereich der Rudistenriffe der Kainach-Gosau. — Wien 1959 (Vh. Geol. B. A., 1959, A, S. 121).

OBERHAUSER, R.: Bericht über mikropaläontologische Untersuchungen im Kreidieschieferzug zwischen Hintental und Lavant (Lienzer Dolomiten). — Wien 1960 (Vh. Geol. B. A., 1960, A, S. 120).

PAPP, A.: Über die Entwicklung von *Pseudorbitoides* und *Lepidorbitoides* in Europa. — Wien 1954 (Vh. Geol. B. A., 1954, 162—170).

PAPP, A.: Morphologisch-genetische Untersuchungen an Foraminiferen. — Stuttgart 1955 (Pal. Zeitschr., 29, 74—78).

PAPP, A.: Die Foraminiferenfauna von Guttaring und Klein-St. Paul (Kärnten). IV. Biostratigraphische Ergebnisse in der Oberkreide und Bemerkungen über die Lagerung des Eozäns. — Wien 1955 (Sitzungsber. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, 164, 317—334).

PAPP, A.: Orbitoiden aus der Oberkreide der Ostalpen (Gosauschichten). — Wien 1955 (Sitzungsber. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, 164, 303—315).

PAPP, A.: Die morphologisch-genetische Entwicklung von Orbitoiden und ihre stratigraphische Bedeutung im Senon. — Stuttgart 1956 (Pal. Zeitschr. Sonderheft: Biostratigraphie der Oberkreide, S. 45—49).

PAPP, A.: Orbitoiden aus dem Oberkreideflysch des Wienerwaldes. — Wien 1956 (Vh. Geol. B. A., 1956, 133—143).

PAPP, A.: Bericht über Beobachtungen an Großforaminiferen. — Wien 1958 (Vh. Geol. B. A., 1958, 295—296).

PAPP, A.: Bericht über Beobachtungen an dem Übergang von Oberkreide zum Tertiär im Kühlgraben (Salzburg). — Wien 1959 (Vh. Geol. B. A., 1959, A, 121—122).

PAPP, A.: Nummuliten aus dem Untereozän vom Kühlgraben am Fuße des Untersberges (Salzburg). — Wien 1959 (Vh. Geol. B. A., 1959, 163—179).

PAPP, A. u. K. KÜPPER: Über Stolonen und Auxiliarkammern bei *Orbitoides* und *Lepidorbitoides*. — Wien 1953 (Sitzungsber. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, 162, 273—277).

PAPP, A. u. K. KÜPPER: Die Foraminiferenfauna von Guttaring und Klein-St. Paul (Kärnten). I. Über die Globotruncanen südlich Pernerberg bei Klein-St. Paul. — Wien 1953 (Sitzungsber. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, 162, 31—48).

PAPP, A. u. K. KÜPPER: Die Foraminiferenfauna von Guttaring und Klein-St. Paul (Kärnten). II. Orbitoiden aus Sandsteinen vom Pernerberg bei Klein-St. Paul. — Wien 1953 (Sitzungsber. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, 162, 65—82).

PAPP, A. u. K. KÜPPER: Die Foraminiferenfauna von Guttaring und Klein-St. Paul (Kärnten). III. Foraminiferen aus dem Campan von Silbereg. — Wien 1953 (Sitzungsber. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, 162, 345—357).

PHILIPPSON, A.: Über das Vorkommen der Foraminiferengattung *Nummuloculina STEINMANN* in der Kreideformation der Ostalpen. — Stuttgart 1887 (N. Jb. Min., Geol. u. Pal. 1887, II, 164—168).

PLÖCHINGER, B.: Gosau—Golling. — Wien 1951 (Vh. Geol. B. A., Sonderheft A: Geologischer Führer zu den Exkursionen aus Anlaß der Wiederaufbau- und Hundertjahrfeier der Geologischen Bundesanstalt am 12. Juni 1951, S. 64—68).

PLÖCHINGER, B.: Eine neue Subspezies des *Barroisiceras haberfellneri* HAUER aus dem Oberconiac der Gosau Salzburgs. — Wien 1955 (Sitzungsber. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, 164, 203—206).

PLÖCHINGER, B.: Der Haupttrandbruch im Raume Perchtoldsdorf—Kalksburg. — Wien 1958 (Vh. Geol. B. A., 1958, 61—71).

PLÖCHINGER, B.: Bericht 1957 über Aufnahmen auf Blatt Straßwalchen im Fuschlseengebiet. — Wien 1958 (Vh. Geol. B. A., 1958, 240—243).

PLÖCHINGER, B.: Der Kalkalpenrand bei Alland im Schweichattal (NÖ.). — Wien 1960 (Vh. Geol. B. A., 1960, 56—71).

PLÖCHINGER, B.: Über ein neues Klippen-Flyschfenster in den Salzburger Kalkalpen. — Wien 1961 (Vh. Geol. B. A., 1961, 64—69).

PLÖCHINGER, B.: Die Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt (NÖ.) mit Beiträgen von G. BARDOSSY, R. OBERHAUSER u. A. PAPP. — Wien 1961 (Jb. Geol. B. A., 1961, 359—441).

PLÖCHINGER, B. u. R. OBERHAUSER: Ein bemerkenswertes Profil mit rhätisch-liassischen Mergeln am Untersberg-Ostfuß (Salzburg). — Wien 1956 (Vh. Geol. B. A., 1956, 275—283).

PLÖCHINGER, B. u. R. OBERHAUSER: Die Nierentaler Schichten am Untersberg bei Salzburg. — Wien 1957 (Jb. Geol. B. A., 1957, 67—81).

- POKORNY, G.: Die Actaeonellen der Gosauformation. — Wien 1959 (Sitzungsber. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, 168, 945—978).
- PREY, S.: Zur Stratigraphie von Flysch und Helvetikum im Gebiete zwischen Traun- und Kremstal in Oberösterreich. — Wien 1950 (Vh. Geol. B. A., 1949, 123—127).
- PREY, S.: Geologie der Flyschzone im Gebiete des Pernecker Kogels westlich Kirchdorf a. d. Krems (Oberösterreich). — Wien 1950 (Jb. Geol. B. A., 94, 1949/1951, 93—165).
- PREY, S.: Helvetikum und Flysch. — Wien 1951 (Vh. Geol. B. A., Sonderheft A: Geologischer Führer zu den Exkursionen aus Anlaß der Wiederaufbau- und Hundertjahrfeier der Geologischen Bundesanstalt am 12. Juni 1951, S. 38—48).
- PREY, S.: Helvetikum in der oberösterreichischen Flyschzone. — Wien 1952 (Vh. Geol. B. A., Sonderheft C, 98—102).
- PREY, S.: Der oberseneone Muntigler Flysch als Äquivalent der mürrsandsteinführenden Oberkreide. — Wien 1952 (Vh. Geol. B. A., 1952, 92—101).
- PREY, S.: Flysch, Klippenzone und Kalkalpenrand im Almtal bei Scharnstein und Grünau (OÖ.). — Wien 1953 (Jb. Geol. B. A., 96, 301—344).
- PREY, S.: Geologische Aufnahmen 1953 in der Flyschzone auf Blatt Amstetten (53) und Melk (54) bzw. Ybbs (4754) (Rogatsboden). Vergleichsexkursion nach Vorarlberg. — Wien 1954 (Vh. Geol. B. A., 1954, 62—63).
- PREY, S.: Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden (NÖ.). — Wien 1957 (Jb. Geol. B. A., 100, S. 299—358).
- PREY, S.: Gedanken über Flysch und Klippenzonen in Österreich anlässlich einer Exkursion in die polnischen Karpaten. — Wien 1960 (Vh. Geol. B. A., 1960, 197—214).
- PREY, S., A. RUTTNER u. G. WOLETZ: Das Flyschfenster von Windischgarsten innerhalb der Kalkalpen Oberösterreichs. — Wien 1959 (Vh. Geol. B. A., 1959, 201—216).
- PREY, S. u. A. RUTTNER: Bericht über geologische Untersuchungen im Gebiete von Windischgarsten (NÖ.). — Wien 1961 (Vh. Geol. B. A., 1961, A, 55—58).
- REUSS, A. E.: Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen, besonders im Gosautale und am Wolfgangsee. — Wien 1854 (Denkschr. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., 7, 1—156).
- REYMENT, R. A.: Neubeschreibung der REDTENBACHERSchen Ammonitenoriginalen aus den Gosauschichten. — Stockholm 1958 (Stockholm Contributions in geology, II, 3, 31—49).
- RICHTER, D.: Neue Untersuchungen in der Randzone von Flysch und Ostalpin im Gebiete des Großen Walsertales (Vorarlberg). — Stuttgart 1956 (N. Jb. Geol. u. Pal., Abh. 103, 341—374).
- ROSENBERG, G.: Das Gebiet des Wienergrabens bei Kaltenleutgeben (NÖ.). — Wien 1938 (Jb. Geol. B. A., 88, 147—163).
- ROSENBERG, G.: Zur Kenntnis der Kreidebildungen des Allgäu—Ternberg—Frankenfeler Deckensystems. — Wien 1953 (Skizzen zum Antlitz der Erde [Kober-Festschrift] S. 207—227).
- ROSENBERG, G.: Einige Beobachtungen im Nordteil der Weyerer Struktur (Nördliche Kalkalpen und Klippenzone). — Wien 1955 (Sitzungsber. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, 164, S. 145—161).
- ROSENBERG, G.: Zur Deckengliederung in den östlichen Weyerer Bögen. — Wien 1955 (Sitzungsber. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, 164, 525—543).
- ROSENBERG, G.: Berichte aus den Nördlichen und Südlichen Kalkalpen. — Wien 1956 (Vh. Geol. B. A., 1956, 165—175).
- ROSENBERG, G.: Vom Süden der Weyerer Bögen, Nördliche Kalkalpen. — Wien 1957 (Vh. Geol. B. A., 1957, 213—233).
- ROSENBERG, G.: Die Stubau-Falkensteingruppe bei Weyer, Nördliche Kalkalpen. — Wien 1960 (Vh. Geol. B. A., 1960, 32—56).
- ROSENBERG, G.: Grundsätzliches zum Deckenbau der Weyerer Bögen. — Wien 1960 (Vh. Geol. B. A., 1960, 95—103).
- ROSENBERG, G.: Die Bucht der Langenberge zwischen Kaltenleutgeben und Sulz (NÖ.). — Wien 1961 (Jb. Geol. B. A., 104, 443—464).
- RUTTNER, A.: Bericht 1956 über geologische Arbeiten im Gebiet von Unterlaussa. — Wien 1957 (Vh. Geol. B. A., 1957, 63—64).
- RUTTNER, A. u. G. WOLETZ: Die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa. — Wien 1956 (Mitt. Geol. Ges. in Wien, 48, 1955 [R. v. Klebelsberg-Festschrift], S. 221—256).
- RZEHA, A.: Die Foraminiferen des kieseligen Kalkes von Nieder-Hollabrunn und des Melettamergels der Umgebung von Bruderndorf in Niederösterreich. — Wien 1888 (Ann. Naturhist. Hofmus., 3, 257—270).

- RZEHAJ, A.: Die Foraminiferenfauna der alttertiären Ablagerungen von Brudern-
dorf in Niederösterreich. — Wien 1891 (Ann. Naturhist. Hofmus., 4, 1—12).
- RZEHAJ, A.: Über einige merkwürdige Foraminiferen aus dem österreichischen
Tertiär. — Wien 1895 (Ann. Naturhist. Hofmus., 10, 213—230).
- SALAJ, J.: Mikrobiostratigrafia kriedových sedimentov križňanskej a maninskej
jednotky, a ich vzájomný vzťah (nemecké resumé). — Bratislava 1962 (Geologické práce,
Zošit 62, 245—258).
- SCHNBNEROVÁ, V.: Nové výsledky stratigrafie jury a kriedy bradlového pásma. —
Bratislava 1962 (Geologické práce, Zošit 62, 261—265).
- SCHNBNEROVÁ, V.: Mikrofauna aptu z lokality Medziholské sedlo pod Rozsutcom
y Malej Fatre. — Bratislava 1962 (Geologický Sborník 13, 129—134).
- SCHLAGER, M.: Bericht über geologische Arbeiten 1956. — Wien 1957 (Vh. Geol. B. A.,
1957, 64—74).
- SCHLAGER, M.: Bericht 1958 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Hallein
und Salzburg. — Wien 1959 (Vh. Geol. B. A., 1959, 4, 70—80).
- SCHLÖNBACH, U.: Gosauformation bei Grünbach an der Wand. — Wien 1867 (Vh.
Geol. R. A., 1867, 334—336).
- SCHMIDT, W.: Die Kreidebildungen der Kainach. — Wien 1908 (Jb. Geol. R. A.,
58, 223—246).
- SCHULZ, O.: Neue Beiträge zur Geologie der Gosauschichten des Brandenberger
Tales (Tirol). — Stuttgart 1952 (N. Jb. Geol. u. Pal., Abh. 95, 1—98).
- SEITZ, O.: Die wichtigsten Leitarten der Oberen Kreide (Cenoman-Campan) in
Deutschland und ihr Auftreten in Frankreich. — Hannover (1955). I Bl. unveröff.
Manuskript (Amt f. Bodenforschung, Hannover, Prof. Seitz/Strauch, III/52; Arch.-
Nr. 984).
- SLACZKA, A.: Stratigraphy of the Cretaceous in the SE part of the Polish Carpathians.
— Budapest 1961 (Jb. Ung. Geol. Anst., 49, 903—913).
- STINI, J.: Zur Geologie der Umgebung von Miklaushof (Jauntal). — Klagenfurt
1938 (Carinthia, II, 48, 34—50).
- STRADNER, H.: Vorkommen von Nannofossilien im Mesozoikum und Alttertiär. —
Wien 1961 (Erdöl-Zeitschr., 77, 77—88).
- STUR, D.: Geologie der Steiermark. — Graz: Verl. d. geognost.-mont. Vereins f.
Stmk. 1871, XXXI, 654 Seiten.
- TAUBER, A. F.: Neue Fossilfunde im Klippenhüllflysch bei Wien. — Wien 1940
(Mitt. Reichsstelle f. Bodenforsch., Zweigst. Wien, I, 145—154).
- TIENIUS, E.: Niederösterreich. — Wien 1962. 125 Seiten (Vh. Geol. B. A. Bundes-
länderserie: Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldar-
stellungen, Heft Niederösterreich).
- TIEDT, L.: Die Nerineen der österreichischen Gosauschichten. — Wien 1958 (Sitzungs-
bericht Österr. Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, 167, 483—517).
- TOLLMANN, A.: Die Foraminiferenfauna des Oberconiac aus der Gosau des Aussee
Weißenbachtals in Steiermark. — Wien 1960 (Jb. Geol. B. A., 103, 133—203).
- TRAUB, F.: Geologische und paläontologische Bearbeitung der Kreide und des
Tertiärs im östlichen Rupertiwinkel, nördlich Salzburg. — Stuttgart 1938 (Palaeonto-
graphica Abt. 4, 88, S. 1—107).
- TRÖGER, K.: Über einige paläontologische und stratigraphische Fragen der sächsisch-
böhmischen Kreide. — Berlin 1961 (Geologie, 10, S. 858—862).
- WEBER, F.: Zur Geologie der Kalkalpen zwischen Traunsee und Almtal. — Wien 1960
(Mitt. Geol. Ges. in Wien, 51, 1958, 295—352).
- WICHER, C. A.: Neues aus der angewandten Mikropaläontologie (IX). Rhät, Valendis,
terrestrische Unterkreide, Maastricht, Danien. — Berlin 1943 (Öl und Kohle, 1943,
441—445).
- WICHER, C. A.: Mikropaläontologische Mitteilungen I. 1. Die Gattung *Vidalina*
SCHLUMBERGER 1899 eine *Cornuspira*. 2. Über die Gattung *Involutina* TERQUEM 1862. —
Stuttgart 1944 (Pal. Zeitschr., 23, S. 344).
- WICHER, C. A.: On the Age of the Higher Upper Cretaceous of the Tampico Em-
bayment Area in Mexico, as an Example of the worldwide existence of Microfossils and the
practical consequences arising from this. — Belgrad 1949 (Bull. Mus. Nat. Serb., 1949,
49—105).
- WICHER, C. A.: *Involutina*, *Trocholina* und *Vidalina* — Fossilien des Riffbereiches. —
Hannover 1952 (Geol. Jb. 66, 257—284).

WICHER, C. A. u. F. BETTENSTAEDT: Die Gosauschichten im Becken von Gams (Österreich) und die Foraminiferengliederung der höheren Oberkreide in der Tethys. — Stuttgart 1956 (Pal. Zeitschr., 30, 87—136).

WICHER, C. A. u. F. BETTENSTAEDT: Zur Oberkreidegliederung der bayerischen Innviertel-Bohrungen mit Beiträgen von O. SEITZ u. R. OBERHAUSER. — München 1957 (Geol. Bavar., 30, S. 3—54).

WOLETZ, G.: Schwermineralanalysen von Gesteinen aus Helvetikum, Flysch und Gosau. — Wien 1954 (Vh. Geol. B. A., 1954, 151—152).

WOLETZ, G.: Die Bedeutung der Schwermineralanalyse für die Stratigraphie und ihre Anwendung in Österreich. — Wien 1955 (Erdöl-Zeitschr., 71, 53—55)

WOPFNER, H.: Neue Beiträge zur Geologie des Muttekopf-Gebietes (Tirol.) — Stuttgart 1954 (N. Jb. Geol. u. Pal., Abh. 100, 11—82).

ZAPFE, H.: Paläobiologische Untersuchungen der Hippuritenvorkommen der nord-alpinen Gosauschichten. — Wien 1937 (Vh. zool.-bot. Ges., 86/87, 73—123).

ZEIL, W.: Die Kreidetransgression in den Bayerischen Kalkalpen. — Stuttgart 1955 (N. Jb. Geol. u. Pal., Abh. 101, 141—226).

ZEIL, W.: Zur Kenntnis der höheren Unterkreide in den Bayerischen Kalkalpen. — Stuttgart 1956 (N. Jb. Geol. u. Pal., Abh. 103, 375—412).

ZIEGLER, J. H.: *Lituola grandis* (REUSS) aus dem Untermaastricht der bayerischen Alpen. — Stuttgart 1959 (Palaeontographica Abt. A, 112, 61—132).

Personenregister

- | | |
|--|--|
| ABERER, F. 11, 14 | GEYER, G. 23, 24, 40 |
| ALLEMANN, F. 9, 18 | GLÄSSNER, M. F. 16, 17, 55 |
| AMPFEBER, O. 17, 25 | GOCCAN, F. 50, 62 |
| ANDRUSOV, D. 17 | GODFRIAUX, D. 62 |
| AUBOUIN, J. 62 | GOHRBANDT, K. 11, 17, 57 |
| BACHMAYER, F. 16, 17 | GÖTZINGER, G. 13 |
| BARTENSTEIN, H. 9, 71 | GRABERT, B. 9, 11, 73 |
| BAUER, F. 23 | GRILL, R. 6, 13, 15, 16, 17 |
| BEAUVAIS, M. 41 | GRAHAM, J. 6 |
| BEGAN, A. 54 | GUNDLACH, K. 31, 46 |
| BECK-MANNAGETTA, P. 6, 54, 57, 59 | HABERFELLNER, J. 47 |
| BETTENSTAEDT, F. 6, 7, 8, 9, 10, 14,
18, 19, 20, 47, 69 | HAGN, H. 10, 11, 14, 20, 24, 29, 30, 32,
36, 46 |
| BIRKENMAJER, K. 17 | HEIM, A. 6, 8 |
| BLASER, R. 9 | HEISSEL, W. 18, 25, 27 |
| BOLLI, H. 8 | HERM, D. 27, 29, 30, 32, 55 |
| BRAUMÜLLER, E. 11, 14 | HINTE, J. v. 56 |
| BRINKMANN, R. 27, 29, 33, 36, 46, 47,
48, 53, 61 | HILLEBRANDT, A. v. 32, 34 |
| BRIX, F. 13, 52 | HILTERMANN, H. 6, 36, 37, 40, 57, 69 |
| BRUNN, J. 62 | HOFMANN, E. 11, 74 |
| BUNZEL, E. 49 | HUCKRIEDE, R. 19, 20 |
| CELET, P. 62 | JÄGER, R. 13, 72 |
| CITA, M. B. 24 | JANOSCHEK, R. 13, 14 |
| CORNELIUS-FURLANI, M. 24 | KAEVER, M. 69 |
| DALBIEZ, F. 69 | KAHLER, F. 57 |
| DEL NEGRO, W. 21, 34 | KALLIES, H. B. 9, 19 |
| DERCOURT, J. 62 | KAMPTNER, E. 6 |
| EUGSTER, H. 9 | KARRER, F. 13, 16, 71 |
| FLÜGEL, H. 62 | KATSCHTALER, H. 27 |
| FÜLÖP, J. 25, 62 | KAUMANN, M. 62 |
| FRÖHLICHER, H. 9 | KIRCHMAYER, M. 23 |
| FUCHS, W. 6, 16 | KLASZ, I. de 10, 29, 36, 65, 69 |
| GANSS, O. 10, 30, 36, 37 | KLAUS, J. 59 |
| GATTINGER, T. E. 6, 37 | KLAUS, W. 6, 40, 49, 58 |
| GESSNER, D. 29 | KLEBELSBERG, R. v. 21, 24 |
| GERTH, H. 36, 37 | KLINGHARDT, F. 36 |
| | KNIPSCHER, H. C. G. 30, 36, 37, 69 |

- KOBER, L. 23
 KOCH, E. 40, 69
 KOCH, K. E. 19
 KOLLMANN, H. 6, 37, 47
 KOLLMANN, K. 6, 38
 KÜHN, O. 11, 16, 30, 36, 39, 41, 45, 47,
 49, 50, 52, 55, 57, 61
 KÜMEL, F. 36
 KÜPPER, I. 6
 KÜPPER, H. 6, 13, 47, 54, 57, 62
 KÜPPER, K. 30, 31, 36, 37, 38, 55, 56,
 57, 59, 68, 69, 73
 LANGE, P. 9, 19
 LEISCHNER, W. 21, 22
 LIEBUS, A. 55, 59, 72, 74
 LISZKOWA, I. 17
 LÖDGERS, H. 23, 27, 45
 LYS, M. 62
 MAHEL, M. 17, 54
 MARIE, P. 39, 49, 62
 MASCHEK, W. 18
 MEDWENITSCH, W. 70
 MERCIER, I. 62
 MISIK, M. 17
 NÄNNY, P. 9
 NEDELA-DEVIDE, D. 25
 NEUBAUER, W. 48
 NEUMANN, M. 62
 NOTH, R. 11, 13, 16, 23, 31, 41, 69,
 72, 73
 OBERHAUSER, R. 7, 8, 9, 18, 19, 20, 24,
 25, 29, 31, 32, 34, 49, 62
 PAPP, A. 6, 13, 34, 40, 46, 48, 49, 51,
 52, 55, 56, 57, 59, 69, 73
 PASQUARE, G. 24
 PETERS, C. F. 46
 PETRASHECK, W. 49
 PHILLIPSON, A. 36, 72
 PLÖCHINGER, B. 6, 14, 22, 23, 24, 29,
 32, 34, 36, 38, 40, 49—53
 POKORNY, G. 27, 36, 47, 49, 53
 PREY, S. 6, 7, 10—15, 23, 39, 40
 REUSS, A. E. 36, 49, 71, 74
 REYMENT, R. A. 36
 RICHTER, D. 19
 ROSENBERG, G. 6, 12, 23, 24, 46, 52, 53,
 64
 RUTNER, A. 6, 14, 23, 25, 39, 40, 41,
 45, 47
 RZEHAŁ, A. 17, 72
 SACHSER, F. 9
 SALAJ, J. 54
 SCHAFFER, H. 55
 SCHEIBNER, E. u. V. 17, 54
 SCHLAGER, M. 32, 33, 34
 SCHLÖNBACH, U. 49
 SCHMIDEGG, O. 6, 17
 SCHMIDT, W. 61
 SCHULZ, O. 27
 SEELMEIER, H. 57
 SEITZ, O. 33
 SIEBER, R. 6, 27
 SIGAL, J. 62
 ŚLACZKA, A. 17
 SORNAY, J. 62
 SPENGLER, E. 36
 STENDEL-RUTKOWSKY, W. 19
 STINI, J. 25
 STRADNER, H. 6, 13
 STUB, D. 46, 47, 48, 61
 TAUBER, A. F. 13
 THENIUS, E. 24, 47
 TIEDT, L. 27, 36, 47, 49
 TOLLMANN, A. 38, 39, 69, 70, 73
 TRAUB, F. 11
 TRÖGER, K. 15
 TURNOVSKY, K. 6
 VACEK, M. 40
 VÖLK, H. 29
 WEBER, F. 38
 WHITE, M. P. 47
 WICHER, C. A. 9, 14, 18, 20, 31, 36, 37,
 38, 46, 47, 69, 72, 73
 WOLETZ, G. 5, 6, 13, 14, 25, 27, 37, 39,
 40, 41, 53
 WOPFNER, H. 25
 ZAPPE, H. 6, 67
 ZEIL, W. 20, 21, 63
 ZIEGLER, J. H. 49, 71
 ZIRKL, E. 13

Mikrofossilregister

- Ammodiscus 10, 12, 51, 61
 A. hörnesi 13, 71
 A. incertus 44, 46
 Aragonia 28, 29, 34, 47, 48, 66, 67
 A. daniensis 47, 73
 A. ouezzanensis 51
 A. velascoensis 31
 Arenobulimina 64
 Ataxophragmium 16
 A. variabile 8, 16
 Bairdia 74
 B. oblonga 36, 74
 Bigenerina 11
 Biglobigerinella 64
 B. barri 53
 Bolivina 8, 13, 16, 47, 67
 B. incrassata 15, 51, 52, 57
 B. incrassata gigantea 47, 57
 Bolivinitella 60
 B. planata 60
 Bolivinoidea 8, 16, 37, 40, 47, 57, 62,
 65, 66, 67
 B. decorata 14, 60, 67
 B. decorata australis 46, 60

- B. decorata gigantea* 37
B. decorata laevigata 14
B. draco 37, 49, 51, 56
B. draco miliaris 15, 31, 44, 46, 52, 57
B. strigillata 8, 14, 15, 59, 60
 Bryozoen 8
 Bulimina 72
B. imbricata procera 55, 72
 Calpionella 18, 52, 63, 64
C. alpina 18, 19, 21, 52
C. elliptica 19, 21, 52
 Characeen 38, 47, 50, 65, 66
 Clavulinoides 28, 64
C. gaultinus 19
 Clypeina 18
 Colomia 72
C. conulus 55, 72
 Conicospirulina 18
C. basilensis 18
 Conorotalites 63, 64, 77
C. bartensteini 7
C. bartensteini aptiensis 9, 22, 53
 Cornuspira 38, 50
 Coscinolina 18, 51, 61
 Cribrostomoides 12, 42, 44, 55, 66
 Cuneolina 58, 59, 60, 61, 66
 Cyclammima 12
C. polygonata 11, 73
 Cythere 74
C. incompta 36, 74
C. megaphyma 36, 74
C. neglecta 36, 74
C. pertusa 36, 74
C. sphenoides 36, 74
 Cythereis 7
 Daviesina 37, 65
 Dendrophrya 9, 10, 12, 51, 54, 55, 66
D. latissima 42, 46
D. robusta 46
 Dimorphina 72
D. kahleri 55, 72
 Discocyclina 8
 Discorbis 16
D. concava 36, 71
D. squammiformis 36, 71
 Dorothisia 12
D. gradata 19, 52
D. plummeri 30
 Ellipsodimorphina 72
E. complanata 55, 72
E. cylindrica 55, 72
 Epistomina 11, 16, 20, 22, 37, 41, 44, 45, 50, 52, 64
E. colomi 22, 53
 Favelloides 63
F. balearica 21
 Fischzähne 40, 63, 69
 Flabellammima 20
 Flyschsandschaler 9, 10, 12, 13, 23, 28, 29, 31, 42, 44, 46, 51, 54, 55, 64, 66, 68, 69
 Frankeina 7
 Frondicularia 42
F. amoena 16, 71
F. althii 16, 72
F. carinthiaca 55, 72
F. fragilis 16, 72
F. fuchsii 16, 72
F. leitzersdorfensis 16, 71
F. multilineata 36, 71
F. pala 16, 71
F. plana 16, 72
F. pulchella 16, 71
F. pyrum 16, 72
F. sarissa 16, 72
F. sedgwicki 36, 71
F. speciosa 16, 72
F. stachei 16, 72
F. tribus 16, 72
 Gaudryina 11, 12, 41, 64, 65
G. carinata 27, 28, 34, 42, 60
G. compacta 11, 73
G. crassa 16, 71
G. dividens 53
G. filiformis 23
G. foedum 16, 71
G. pyramidata 12
G. roscidum 16, 71
 Gaudryinella 23
G. mendrisiensis 23
 Gavelinella 9, 11, 50, 52, 63, 64, 66
G. ammonoides 19
G. barremiana 7, 21, 53
G. fontana 16, 72
G. horrida 16, 72
G. intermedia 22
G. schlönbachi 24
G. stelligera 35, 50
 Globigerina 7, 11, 12, 13, 17, 18, 43, 58, 62, 64, 68
G. compressa 8, 17, 29, 51
G. cretacea 17, 18, 58, 59
G. danubia 16, 72
G. daubjergensis 29
G. infracretacea 9, 12, 55
G. pseudobulloides 8, 17, 26, 44, 51, 54
G. quadrata 51
G. triangularis 51
G. trinidadensis 51
G. triloculinoides 16, 44, 51, 54
 Globigerinelloides 53
G. algeriana 53
 Globorotalia 12, 18, 68
 Globorotalites 60, 65, 77
 Globotruncana 8, 11, 12, 16, 44, 55, 64, 67, 68
G. alpina 8
G. andori 30, 36, 37, 62
G. arca 15, 26, 30, 34, 44, 46, 48, 51, 54, 58—62
G. calcarata 10, 11, 15, 30, 37, 47, 52, 56, 67, 69
G. caliciformis 48, 54, 60, 62
G. canaliculata 36, 71

- G. citae* 31, 37, 43, 44, 46, 48, 56, 57
G. concavata 35, 39, 77
G. concavata carinata 8, 15, 27, 29, 30, 33, 34, 35, 37, 42, 45, 52, 67, 69
G. concavata primitiva 42, 45
G. conica 54
G. contusa 30, 31, 34, 37, 51, 53, 62
G. elevata 8, 30, 37, 39, 50, 56, 59, 60, 62, 66, 67
G. elevata stuartiformis 15, 30, 44, 51, 52, 59, 60, 62
G. falsostuarti 31, 37, 51, 54
G. fornicata 15, 26, 30, 33, 35, 37, 42, 43, 44, 48, 51, 52, 54, 56—60, 62
G. gansseri 26, 46
G. globigerinoides 15, 39, 59, 61
G. helvetica 8
G. lapparenti 8, 12, 15, 20, 27, 28, 30, 32, 33, 35, 37, 39, 41—45, 48, 54, 58—62
G. lapparenti angusticarinata 8, 16, 30, 32, 33, 35, 39, 42
G. lapparenti bulloides 8
G. lapparenti coronata 8, 13, 16, 28, 30, 33, 35, 41, 42, 44, 48, 56, 57
G. lapparenti inflata 8, 14
G. lapparenti tricarinata 8, 16, 39, 56, 57, 58
G. lobata 15, 37
G. lugeoni 37
G. marginata 15, 18, 39
G. mayaroensis 31, 34, 37, 47, 51, 54
G. renzi 8, 14, 16, 17
G. rosetta 26, 56, 57
G. rosetta pembergeri 37, 54, 56, 57, 73
G. schneegansi 39, 59, 65
G. spinea 35, 39, 59
G. stephani 8, 14, 17, 18, 20, 48
G. stuarti 26, 31, 34, 37, 39, 51, 54—57
G. ventricosa 39
Glomospira 10, 12, 51
G. charoides 46, 54
Goupillaudina 30, 50, 66
Gublerina 44, 46
G. cuvillieri 31
Gümbelina 26, 33, 44, 46, 49, 53, 58, 59, 62, 64, 65
Gümbelitra 9
Gyroidinoides 11, 24, 64
G. gracillima 22
Hantkenina 39
Haplophragmoides 12
Hellenocyclina 51
H. beotica 55
Heterostomella 30
Höglundina 41
H. stelligera 36, 41, 71
Holothuriensrädchen 23
Hormosina 10, 12, 51, 66
H. arenaceum 13, 71
H. ovulum 42, 44, 46
Hyperammina 10, 12
Kalkalgen 7, 18, 26, 63, 69
Kleingastropoden 27, 33, 38, 40, 42, 45, 50, 54, 58, 65
Kreideglobigerinen 68
Lagena 71
L. tuberculata 16, 71
Lenticulina 7, 16, 41, 63, 64
L. eichenbergi 22, 53
L. nodosa 7
L. orbicula 36, 71
L. ouachensis 7, 21, 22
L. sinus 16, 72
L. subalata 36, 71
L. tumida 16, 72
Lepidorbitoides 9, 10, 13, 26, 37, 44, 46, 53, 59, 67
L. minima 56
L. minima pembergeri 56, 73
L. socialis 55
L. socialis bisambergensis 13, 56, 72
Linsenförmige Problematika 9, 13, 22, 63, 69
Lithothamnium 26
Lituola 71
L. grandis 49, 51, 71
Lituotuba 73
L. nußbachensis 11, 73
Marginulina 72
M. crassicosta 16, 72
M. cylindracea 16, 72
M. gosae 28, 30, 32, 35, 36, 37, 41, 42, 43, 45, 50, 59, 71
M. obliqua 36, 71
Marginulinopsis 73
M. hemicylindrica 11, 73
Marssonella 7, 12, 44, 61
M. oxycona 12, 22, 23, 30, 41
Milioliden 8, 27, 33, 37, 43, 50, 61
Miscellanea 51
Nannoconus 63, 64
Neoflabellina 16, 33, 40, 47, 57, 60, 65, 66
N. baudouinana 14
N. deltoidea 32, 35, 37, 41, 42, 45, 59
N. deltoidea ovalis 16
N. gibbera 27, 35, 42
N. laterecompressa 38, 39, 59, 73
N. nummismalis 30, 31
N. praereticulata 57
N. rugosa 48
N. rugosa leptodisca 57
N. rugosa sphenoidalis 57
N. reticulata 46, 57
N. reticulata daniensis 47, 72
N. suturalis 39
Neotrocholina 16
N. infragranulata 9, 16, 22, 72
Nodellum 51
N. velascoense 12
Nodosaria 28
Nummofallotia 37, 50, 60, 72
N. cretacea 36, 54

- Nummoloculina* 36
N. regularis 36, 72
Ogmoconcha 58
Omphalocycclus 9, 67
Orbitoides 9, 10, 13, 25, 26, 42, 44, 46, 51—56, 59, 66, 67, 69
O. apiculata grünbachensis 48, 51, 73
O. jägeri 13, 56, 73
O. media 55, 56
O. media megaliformis 56, 73
O. media planiformis 51, 73
O. tissoti 40, 51, 56
O. tissoti minima 56
Orbitolina 10, 18, 23, 24, 40, 52
O. concava 13, 20, 23, 24, 52, 69
O. conoidea 19
O. discoidea 19
O. lenticularis 8
Ostrakoden 7, 12, 23, 33, 36, 37, 38, 40, 42, 43, 45, 50, 54, 59, 63, 65
Otolithus 55, 59, 69, 74
O. carinthiacus 55, 74
O. dentatus 55, 74
O. guttaringensis 55, 74
O. obovatus 55, 74
O. ovatus 55, 74
Palmula 14
P. elliptica 14
Patellina 22
P. suberetacea 22
Pernerina 16
P. depressa 8, 16
Placentammina 12, 51, 66
P. grandis 44, 46
Planoglobulina 26, 66
P. acervulinoides 14
Planomalina 64
P. buxtorfi 9, 19, 20
Planularia 42
P. complanata 42, 60
P. crepidularis 7
P. tricarinella 21
Planulina 24, 30
Plectofrondicularia 72
P. quadrilatera 55, 72
Plectorecurvodes 12
P. alternans 12, 73
Pleurostomella 24, 62, 64, 67
P. wadowicensis 31, 54
Pleurostomellina 9
Pollenites 11, 15, 40, 49
P. salisburgensis 11, 74
P. abelii 11, 74
Polymorphina 72
P. ampla 16, 72
P. gravis 16, 72
P. longicollis 16, 72
Praeglobotruncana 59
P. schneegansi 39, 59
Proteonina 12
Protoctythere 7
Pseudorbitoides 56
P. longispiralis 56, 73
P. trechmanni 56
Pseudotextularia 8, 13, 16, 18, 51, 67, 68, 72
P. elegans 17, 26, 27, 31, 33, 42, 44, 48, 58, 60, 62, 72
P. textulariformis 37
P. varians 17, 26, 31, 34, 37, 46, 51, 54
Pseudovalvulineria 11, 64
P. lorneyana 53
P. lorneyana trochoidea 19, 20, 24, 53
P. lorneyana typica 53
Quinqueloculina 50, 54
Qu. gosae 36, 42, 71
Radiolarien 7, 12, 13, 20, 21, 22, 52, 63, 64, 69
Rectogümbelina 47
R. nodosaria 47
Recurvodes 54, 55
Reussella 67, 77
R. scajnochae 10, 11, 12, 31, 48, 51, 77
R. scajnochae praecursor 14, 15, 27, 37, 42, 48, 52, 77
Rhabdammina 10, 12
Rhabdogonium 16
Rheophax 12
Rhizammina 9, 10
R. grilli 11, 73
Rotalia 26, 28
Rotalipora 20, 64
R. appenninica 8, 17, 18, 19, 20, 40, 52
R. cushmani 8
R. montsalvensis 20
R. reicheli 14, 18, 20
R. turonica 17
R. turonica thomei 8, 18
Rzehakina 49
R. epigona 9, 11, 12, 46
Salpingellina 63
S. levantina 21
Saracenaria 11, 53, 64
S. frankei 7
S. praemeudonensis 16, 72
Schackoina 9, 64
Sch. cenomana 19
Seeigelstachel 22, 33
Siderolites 9, 10, 13, 37, 44, 46, 55, 58—62, 66, 67
S. calcitrapoides 53, 56
S. vidali 40, 56
Spiroloculina 36
S. cretacea 36, 41, 42, 43, 50, 71
Spiroplectammina 12, 55
S. clotho 9
S. dentata 31
Spiroplectinata 9, 11, 41, 64
S. jäckeli senonica 42
Spirillina 16
Sporen 11, 15, 40, 49, 58, 62
Stensiöina 16, 45, 49, 50, 65, 66
S. exculpta 14, 15, 28, 33, 35, 37, 39, 41, 48, 59, 60, 62

- S. exculpta gracilis* 30, 33, 42
S. exculpta granulata 35
S. labyrinthica 28, 35, 37, 42, 48
S. pommerana 14, 15, 30, 44, 48, 51, 52, 55, 56, 57, 60, 62
S. praeexculpta 20
 Tertiärglobigerinen 46, 68
Textularia 58
T. praelonga 50
Textulariella 73
T. humilis 38, 73
T. varians 12
Thalmanammmina 12
Thalmaniella 64
T. ticinensis 12, 19, 20, 54
T. ticinensis alpha 19
Ticinella 17, 64
T. roberti 64
Tintinniden 21, 63
Tintinnopsella 63
T. carpathica 19, 21
Triloculina 71
T. vitrea 16, 71
Triplasia 71
T. murchisoni 36, 40, 41, 42, 45, 50, 71
Tritaxia 7
T. tricarinata 23, 30, 52
Trochammina 55, 66
Trochamminoides 10, 12, 42, 44, 46, 51
T. proteus 13, 71
Trocholina 7, 8, 9, 16, 63
T. alpina 7, 18, 22
T. elongata 18
T. lenticularis 9
Truncorotalia 13, 29
T. angulata 10, 51, 54
T. acuta 8, 37
T. uncinata 29, 51
T. velascoensis 39
Vaginulina 16
V. eocaena 55, 72
V. procera 7
V. robusta 22
Vaginulinopsis 16, 60
V. angulata 23, 73
V. angulata decemcostata 23, 73
V. korneuburgensis 16, 72
Ventilabrella 65
V. alpina 30, 37
V. bipartita 33, 37, 60
V. deflaensis 8, 14, 15, 27, 33—37, 42, 45
V. eggeri 60, 62
Verneuilina 44, 61
V. bronni 30, 31
V. cretacea 16, 71
V. münsteri 36, 71
Vidalina 37, 38, 47, 50, 65
Virgulina 16
V. tegulata 14

Sachregister

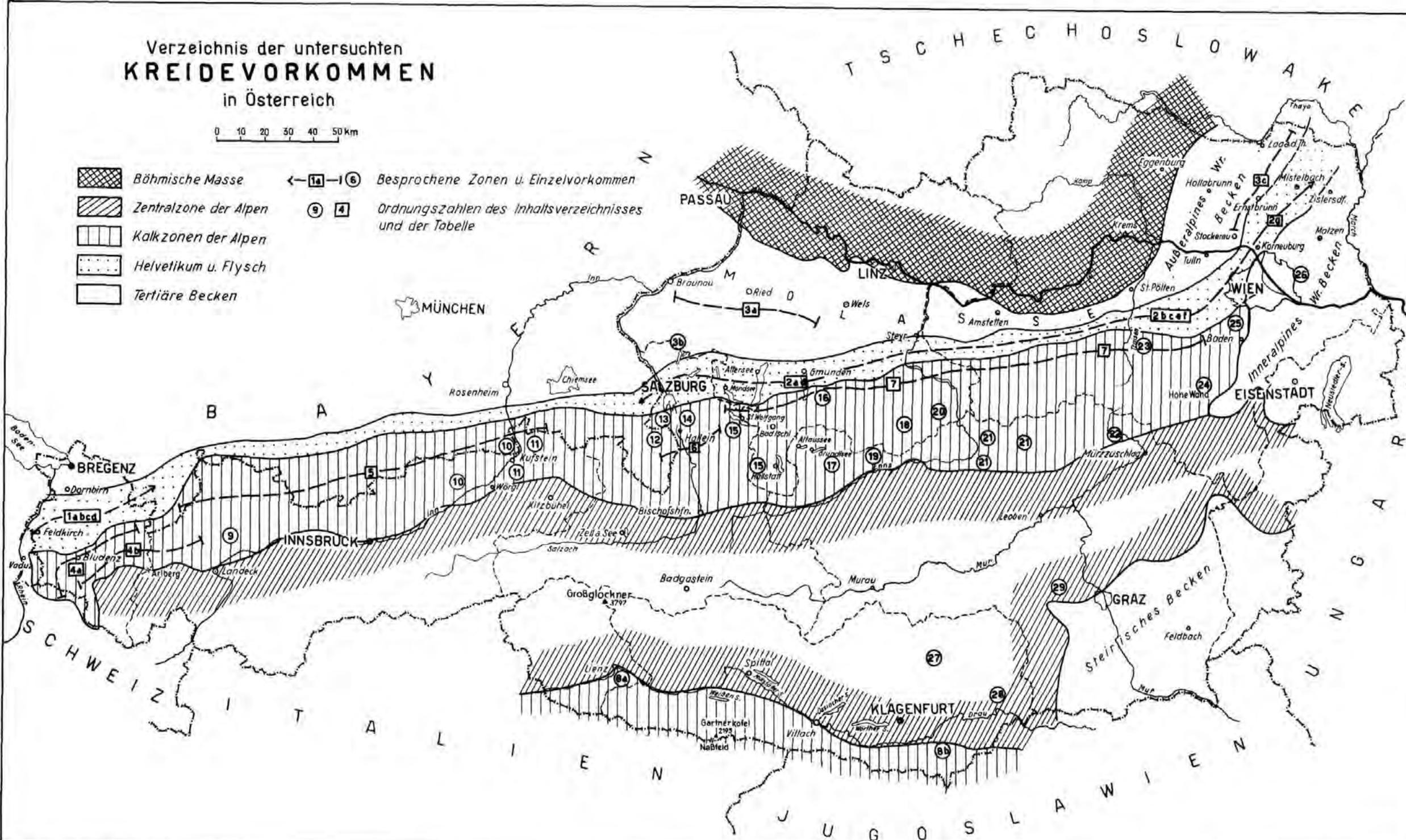
- Actaeonellen 27, 36, 47, 49, 53
 Albien 7, 11, 12, 13, 19, 20, 22, 23, 24, 53, 63, 69
 Altmanhorizont 7
 Ammoniten 7, 11, 13, 21, 24, 27, 29, 33, 36, 39, 45, 47, 48, 49, 51, 52, 56, 59, 61, 63, 65, 66, 69
 Aptien 7, 11, 19, 22, 23, 53, 63, 69
 Aptychen 12, 13, 17, 21, 22, 25, 52, 63
 Aussüßung 15, 27, 38, 40, 45, 50, 61, 64, 65, 66, 68, 70
 Barremien 7, 19, 21, 63
 Bauxit 27, 40, 41, 45, 64
 Bayern 10, 14, 20, 21, 27, 29, 30
 Belemniten 7, 49
 Beriesien 7, 21
 Bleicherhornserie 9, 10
 Böhmen 15
 Brackwasser 27, 38, 40, 45, 50, 54, 64, 65
 Bryozoen 8
 Buntmergelserie 10, 11, 12, 14, 22, 66
 Buntfärbung 9, 11, 13, 19, 28, 30, 31, 32, 34, 35, 44, 46, 47, 66
 Campan 8, 10—16, 29, 30, 33, 34, 37, 38, 39, 42, 44, 45, 47, 48, 50, 52, 53, 54, 56, 57, 62, 65, 66, 67, 69, 70
 Campan-Schichtlücke 8, 25, 34, 37, 38, 39, 42, 44, 45, 49, 53
calcarata-Niveau 10, 11, 15, 30, 37, 47, 52, 56, 59, 66
 Cenoman 8, 9, 11, 12, 13, 15, 17, 19, 20, 22, 23, 40, 52, 53, 62, 64, 69
 Coniac 8, 9, 14, 15, 16, 29, 33, 34, 35, 37, 38, 39, 41, 45, 47, 49, 56, 59, 65, 66, 69
 Couches rouges 18, 32, 64, 66, 68
 Dan 8, 9, 12, 13, 16, 27, 29, 34, 37, 44, 46, 47, 51, 53, 68
 Drusbergschichten 7
 Eozän 11, 12, 13, 29, 34, 38, 39, 47, 57
 Ernstbrunner Kalk 15, 63
 Faltungsphasen 4, 21, 37, 38, 45, 64, 66
 Fanolaserie 9
 Flachwasserfauna 7, 33, 37, 38, 45, 50, 65
 Flyschfazies 9—13, 42, 44, 46, 51, 54, 66
 Gault 7, 11, 13, 22, 23, 24, 41, 53, 62, 63
 Glaukonit 7, 15
 Gebirgsbildende Bewegungen 70
 Globotruncanensofortbestimmung 8
 Hachauer Schichten 10
 Hauterive 7, 16, 20, 21, 63

- Hälritzer Serie 9
 Hochkugelschichten 9
 Inoceramen 25, 27, 30, 43, 44, 49, 65, 66, 69
 Inoceramenmergel 41, 49
 Intragosauische Phase 25, 34, 42, 44, 45, 49, 53, 66, 67, 70
 Italien 24, 57, 68
 Istrien 57, 68
 Jugoslawien 25, 57, 62, 68
 Jura 11, 13, 15, 16, 18, 19, 21, 52, 62, 63, 69, 70
 Karpaten 17, 54
 Kaumberger Schichten 13
 Kieselkalk 7
 Klementer Schichten 16
 Klentnitzer Schichten 15
 Kohle 27, 38, 40, 50, 54
 Korallen 15, 36, 41, 54, 60
 Kreideschiefer 17, 19, 20
 Landsaurier 49, 66
 Laramische Faltungsphase 10, 37, 38, 47, 67, 68, 70
 Leimernmergel 9, 32, 66
 Lichtenstein 18
 Liebensteiner Kalk 9
 Maastricht 8, 10, 11, 13, 16, 27, 29, 31, 34, 37, 42, 44, 46, 47, 48, 51, 52, 53, 54, 57, 67, 68, 69
 Mikrofazies 7, 21, 63, 69
 Morphogenetische Reihen 69
 Mürrsandssteinführende Oberkreide 11
 Nannopalaeontologie 6, 13, 52, 63, 64
 Neokom 7, 13, 14, 16, 19, 22, 24, 52, 62, 63
 Nerineen 27, 36, 47, 49
 Nierentaler Fazies 30, 31, 32, 34, 45, 46, 47, 48, 51, 53, 66, 67
 Nierentaler Schichten 27, 30, 31, 32, 34, 36, 41, 42, 46, 47, 51, 53
 Palaeozän 8—13, 17, 29, 34, 36, 37, 47, 49, 51—54, 57, 68
 Palynologie 11, 15, 40, 49, 50, 58, 62
 Pattenauer Schichten 10, 11
 Penninikum 9, 10, 70
 Planknerbrücken-Serie 9
 Piesenkopfkalk 9
 Pinswanger Schichten 10
 Randostalpin 19, 20, 22
 Reiselsberger Sandstein 9, 11, 12
 Rudisten 27, 32, 36, 39, 41, 45, 47, 49, 50, 55, 57, 58, 60, 61, 62, 65, 66, 67, 69
 Santon 8, 14, 15, 16, 27, 29, 33, 35, 37, 39, 41—46, 48, 49, 50, 52, 53, 55, 56, 61, 65, 66, 69
 Schichtlücken 8, 10, 19, 20, 25, 34, 37, 39, 42, 44, 45, 62
 Schrattenkalk 7, 13
 Schweiz 7
 Schuppenzone 8
 Schwabbrünnenserie 9
 Schweremineral-Analysen 5, 25, 27, 37, 39, 40, 45, 53, 67
 Seeigel 7, 52
 Sedimentationsstillstand 7
 Senon 8, 9, 12, 13, 16, 29, 65
 Submarine Faltungsphasen 20, 21, 70
 Sulzfuhkalk 18
 Tektonische Fenster 14, 18, 23, 38, 39
 Tithon 11, 13, 15, 18, 19, 21, 22, 52
 Transgression des Campan-Maastricht 8, 25, 34, 37, 39, 42, 44, 45, 49, 51, 52, 53, 66
 Tristelschichten 13, 18
 Trockenlegung 15, 45, 49, 57, 58, 64, 66, 70
 Turon 8, 9, 11, 12, 14, 15, 16, 17, 18, 41, 64, 65
 Typuslokalitäten von Gosau-Ammoniten 6, 33, 36, 38, 47, 48, 49, 61
 Ungarn 25, 50, 62, 64
 Unterostalpin 18, 19, 22, 67, 70
 Valangien 7, 20, 63
 Vorcenomane Faltungsphase 20, 21, 53, 64, 70
 Vorgosauische Faltungsphase 4, 53, 64, 65, 70
 Zweiersdorfer Schichten 51
 Zwieselalmschichten 37

Verzeichnis der untersuchten KREIDEVORKOMMEN in Österreich

0 10 20 30 40 50 km

-  Böhmisches Massiv
 -  Zentralzone der Alpen
 -  Kalkzonen der Alpen
 -  Helvetikum u. Flysch
 -  Tertiäre Becken
- ← 14 — 16 Besprochene Zonen u. Einzelvorkommen
 9 4 Ordnungszahlen des Inhaltsverzeichnisses und der Tabelle



Erläuterung der Ordnungszahlen

Vorland, Helvetikum, Flysch, Klippenzonen

- 1 a: Normalhelvetisches Profil Vorarlbergs
- 1 b: Südhelvetische Schuppenzone Vorarlbergs
- 1 c: Wildflysch Vorarlbergs
- 1 d: Vorarlberger Flysch
- 2 a: Helvetikum in Salzburg und Oberösterreich
- 2 b: Buntmergelserie in Niederösterreich
- 2 c: Hauptklippenzone des Wienerwaldes
- 2 d: Flyschzone zwischen Salzburg und St. Pölten
- 2 e: Wienerwaldflysch
- 2 f: St. Veiter Klippenzone
- 2 g: Flysch nördlich der Donau
- 3 a: Autochthone Untergrund in Oberösterreich
- 3 b: Schuppenzone von Perwang (OÖ.)
- 3 c: Waschbergzone in Niederösterreich

Nördliche Kalkalpen

- 4 a: Unterostalpin des Rätikons und der Lechtaler Alpen
- 4 b: Rätikon und westliche Lechtaler Alpen (Oberostalpin)
- 5: Zwischen Iller und bayerischer Traun
- 6: Die tiefe kalkalpine Kreide in Salzburg
- 7: Die tiefere kalkalpine Kreide in Oberösterreich und Niederösterreich

Südliche Kalkalpen

- 8 a: Lienz Dolomiten (Tirol)
- 8 b: Jauntal (Kärnten)

Gosau der Kalkalpen

- 9: Mutteköpfe (Tirol)
- 10: Brandenberg und Kiefersfelden (Tirol)
- 11: Östlich des Inns (Tirol)
- 12: Nierental am Untersberg
- 13: Untersberg nordseitig und Morzger Hügel (Szb.)
- 14: Gaisberggruppe (Szb.)
- 15: Gosau und St. Wolfgang—Ischl (OÖ.)
- 16: Zwischen Traunsee und Almtal (OÖ.)
- 17: Ausseer Weißenbachtal (Stmk.)
- 18: Windischgarsten (OÖ.)
- 19: Liezen (Stmk.)
- 20: Weyrer Bögen und Unterlaussa (Stmk., OÖ.)
- 21: Gams und Wildalpen (Stmk.)
- 22: Krampen bei Neuberg (Stmk.)
- 23: Lilienfeld (NÖ.)
- 24: Grünbach—Neue Welt (NÖ.)

Gosau und tiefe Kreide

- 25: Zwischen Alland und Perchtoldsdorf (NÖ.)
- 26: Kalkalpine Untergrund des Wiener Beckens

Gosau der Zentralalpen

- 27: Krappfeld (Kärnten)
- 28: Lavanttal (Kärnten)
- 29: Kainach und St. Bartholomä (Stmk.)

MIKROPALÄONTOLOGISCHE EINSTUFUNGEN IN TITHON, KREIDE UND PALÄOGEN DES OSTALPENRAUMES

Geologische Einheiten mit Ordnungszahlen für Karte und Inhaltsverzeichnis

Geologisches Zeitschema	Geologische Einheiten mit Ordnungszahlen für Karte und Inhaltsverzeichnis																																									
	Vorland			Helvetikum				Flysch und Klippenzonen						Nördliche Kalkalpen		Gosau der Kalkalpen													Gosau und Tiefe Kreide		Gosau der Zentralalpen											
	3 a	3 b	3 c	1 a	1 b	2 a	2 b	2 c	1 e	1 d	2 d	2 e	2 g	2 f	4 a	4 b, 5-7	8 a, b	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29				
Autochthoner Untergrund in OÖ.	Schuppenzone von Perwang in OÖ.	Waschbergzone in NÖ.	Normalhelvetisches Profil Vorarlbergs	Südhelvetische Schuppenzone Vorarlbergs	Helvetikum in Salzburg und Oberösterreich	Buntmergelerde in NÖ.	Hauptklippenzone des Wienerwaldes	Wildflysch Vorarlbergs	Vorarlberger Flysch	Flyschzone zwischen St. Pölten und Salzburg	Wienerwaldflysch	Flysch nördlich der Donau	St. Veiter Klippenzone	Unterosstalpin des Rätikons und der Lechtaler Alpen	Tiefe kalkalpine Decken	Tiefere Kreide in Osttirol und Kärnten	Muttekopf	Brandenberg und Kiefersfelden	Gosau östlich des Inns	Nierental	Untersbergordseite und Morzger Hügel	Gaisberggruppe	Gosau und St. Wolfgang-Ischl	zwischen Traunsee und Almtal	Auseer Weißenbachtal	Windischgarsten	Liezen	Weyrer Bögen—Unterlaussa	Gams und Wildalpen	Krapfen bei Neuberg	Lilienfeld	Grünbach—Neue Welt	zwischen Alland und Perchtoldsdorf	kalkalpiner Untergrund des Wiener Beckens	Krapfeld	Lavanttal	Kainach und St. Bartholomä					
Eozän	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	M					Gr	Gr						Gr	Gr	Gr																						
Paleozän			Gr	Gr																																						
Dan																																										
Maastricht																																										
Campan																																										
Santon																																										
Coniac																																										
Turon																																										
Cenoman																																										
Alb																																										
Apt																																										
Barreme																																										
Hauterive																																										
Valangien																																										
Berrias																																										

Legende

- Dicker Strich: Mikropaläontologisch in das Zeitschema genau einstuftbar
- | Dünner Strich: Mikropaläontologische Einstufung mit größerer zeitlicher Streuung (× = Schwerpunkte)
- ! strichliert: Mikropaläontologisch nicht nachgewiesen, jedoch wahrscheinlich vorhanden
- M = Einstufung makropaläontologisch gesichert
- m = Makropaläontologische Einstufung mit größerer zeitlicher Streuung (Eintragung am Ort des Schwerpunktes)
- Gr = Großforaminiferen
- Ti = Tintinniden
- Os = Ostrakoden häufig
- Ch = Characeen
- : Punkte: Flyschsandschaler
- Ru = Rudistenfaunen durch Foraminiferen einstuftbar
- Ko = altersmäßig einstuftbare Kohlenflöze
- Ba = altersmäßig einstuftbare Bauxitlager
- / = bunte Mergel und Tonschiefer
- ~ = Hinweise auf tektonische Vorgänge

Jb. Geol. B. A.	Band 106	S. 89—119	Wien, Mai 1963
-----------------	----------	-----------	----------------

Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiär-Schichten der nördlichen Ostalpen

Von Gerda WOLETZ *)

Mit 4 Abbildungen, 18 Tabellen und 1 Tafel

Summary

Three large units of Cretaceous to Paleogene sediments are to be distinguished in the northern alps and their foreland, which might correspond roughly to three major sedimentary troughlike basins, arranged approximately subparallel to the present trend of the units, viz. a) the Cretaceous and Paleogene of the Northern Limestone Alps; b) The Upper Cretaceous and Paleogene belonging to the Flysch zone; c) The Upper Cretaceous and Paleogene of the Helveticum; and finally d) the Upper Cretaceous and Paleogene in the underground of the Molasse Foreland area.

Investigations of the heavy mineral associations of these sediments revealed a separate history of the sediment filling for each basin, although at one time — Campanian to Maastrichtian — all basins were apparently flooded by sediments of identical composition; later during Paleogene each basin again turned back to its own history.

In the deeper Upper Cretaceous of the Molasse basin acid eruptive rocks were the source rocks of the associations (with high zircon content); in the Flysch basin acid eruptive rocks and metamorphic rocks yielded the material (zircon and garnet), whereas the deeper Upper Cretaceous of the Northern limestone Alps must have derived its sands from basic eruptive rocks (zircon and chromite).

Beginning within Campanian all troughs were filled by associations deriving equally from a similar source of metamorphic rocks. associations rich in garnet.

Finally during Paleogene associations similar to those of the Campanian were deposited only in the southern trough (Gosau facies), whereas in the Flysch- and Molasse basin associations rich in zircon are prevailing.

*) Adresse: Geologische Bundesanstalt, Wien III, Rasumofskygasse 23.

Einleitung

Die geologischen Untersuchungen von einzelnen Vorkommen von ostalpinen Oberkreide, die in den letzten Jahren von O. WEIGEL (1937), O. SCHULZ (1952), H. WOPFNER (1954), K. KÜPPER (1956), A. RUTNER (1956), B. PLÖCHINGER (1961) und H. KOLLMANN (1963) angestellt wurden und vor allem die mikropaläontologisch-stratigraphischen Arbeiten und vergleichenden Studien von R. OBERHAUSER (1963) boten die Grundlagen auch für eine mineralogische Bearbeitung der feinklastischen Sedimente in den Gosaubecken.

Es war mir möglich, mikropaläontologisch genauer belegte Profile für die Bearbeitung auszuwählen. So konnten Gesteinsproben von folgenden Gosauvorkommen gesammelt werden:

Muttekopf bei Imst, Tirol
 Brandenburg bei Rattenberg, Tirol
 Gosau, Oberösterreich/Salzburg
 Windischgarsten, Oberösterreich
 Unterlaussa bei Altenmarkt-St. Gallen, Oberösterreich/Steiermark
 Gams bei Hieflau, Steiermark
 Grünbach und Neue Welt, Niederösterreich
 Südlicher Wienerwald (Gießhübl—Alland), Niederösterreich.

Außerdem standen mir Einzelproben aus der Umgebung von Salzburg, aus dem Salzkammergut, sowie Bohrkern aus den Bohrungen der Österreichischen Mineralölverwaltung AG. in Aderklaa und Breitenlee zur Verfügung¹⁾.

Die mineralogische Bearbeitung erfaßte psammitische Sedimente von der Unterkreide bis ins Eozän aus dem oberostalpinen Ablagerungsraum. Zur Ergänzung und zur Verdeutlichung der tektonischen Geschehnisse sind auch psammitische Sedimente aus dem Ablagerungsraum des Flysches und aus dem des Molasseuntergrundes angeführt.

Wenn auch die Daten aus der Schwermineralanalyse allein für die petrographische Beschreibung eines Sedimentes unzureichend sind — wird doch dabei die Hauptmenge des Detritus außer acht gelassen — so ist die Schwermineralanalyse zuweilen doch ein empfindliches Instrument für die Erfassung von Änderungen im Sedimentationsraum oder in dessen Hinterland und damit ein Hilfsmittel für die Klärung stratigraphischer und tektonischer Fragen.

Die Zusammensetzung der Schwermineral-Fraktion aus der Korngrößengruppe 0.05—0.10 mm hat sich nach unseren Erfahrungen als sehr konstant innerhalb einer Sedimentations-Provinz erwiesen²⁾. Dem Wesen einer

¹⁾ Alle genannten Vorkommen sind in der Übersichtskarte von R. OBERHAUSER, *Jb. Geol. B. A.* 1963, Tafel 1 (im gleichen Heft), eingetragen.

²⁾ Beschreibung der Methode: Die Sandsteinproben von Handstückgröße werden in einer Backenpresse zerdrückt, dadurch sind die Komponenten aus der Verkittung gelöst, ohne selbst zerkleinert worden zu sein; sie werden aufgeschlämmt und gesiebt. Aus der Fraktion mit der Korngröße 0.05—0.1 mm werden die schweren Bestandteile von den leichten durch Absetzen in schweren Flüssigkeiten (Bromoform oder Azetylen-tetrabromid, $d = 2.8$) abgetrennt. Schließlich sind die isolierten Schwerminerale als Streupräparate in Einschlußlack einzubetten und unter dem Polarisations-Mikroskop zu bestimmen und auszuzählen.

statistischen Methode entsprechend ist die Zusammenfassung sehr vieler Analysenergebnisse erforderlich. In den Tabellen 1—17 sind die Daten nach stratigraphischen und geographischen Gesichtspunkten gruppiert.

Die Schwermineral-Gesellschaften, wie sie für gewisse Schichten typisch sind, sind in Tabelle 18 geordnet und in der Tafel 1 graphisch dargestellt.

Die Ergebnisse sind folgendermaßen zu erläutern:

I. Zusammenfassung

1. In allen untersuchten Vorkommen von kalkalpiner Kreide und Paläogen von Tirol bis Niederösterreich haben altersgleiche marine Schichten vergleichbare Schwermineralinhalte. Zwei durch den Mineralgehalt unterscheidbare Stockwerke sind festzustellen: Von den Liegendschichten bis ins Untercampan sind Chromit und Zirkon die herrschenden Schwerminerale: diese Minerale deuten auf eine Herkunft der Sande aus basischen Eruptivgesteinen hin. Im höheren Campan beginnt eine deutlich unterscheidbare andere Schüttung, die bis in die höchsten Lagen des oberostalpinen Schichtstoßes anhält; in dieser Zeit fehlt im Detritus unter den Schwermineralen der Chromit, und es herrscht der Granat vor, der aus einem aus metamorphen Gesteinen aufgebauten Nährgebiet herzuleiten ist. (Einzelne Begleitminerale, wie Staurolith, Chloritoid, Apatit, scheinen auf eng begrenzte Horizonte innerhalb des oberen Stockwerkes beschränkt zu sein.)

Die beobachtete Konstanz der mineralogischen Zusammensetzung läßt schließen, daß die heute isoliert erhaltenen Gosau-Vorkommen Reste einer ursprünglich flächenhaft weit verbreiteten Sedimentdecke sind, die infolge tektonischer Versenkung vor der Abtragung geschützt worden sind.

2. Den Schwermineralgesellschaften der Sedimente aus dem oberostalpinen Absatzraum werden jene aus dem Flyschbereich gegenübergestellt. Für die Zusammensetzung der Sandsteine des Flyschtroges war von Turon (Zementmergel) bis zum Untercampan (Kahlenberger Schichten) Detritus aus metamorphen Gesteinen (Granat-Gehalt) und mehr noch aus Eruptivgesteinen (Zirkon-Gehalt manchmal sehr groß, z. B. Kaumberger Schichten) bestimmend. In den darüber folgenden Schichten, die durch Untersuchungen an Altlenbacher Schichten, Wördener Sandstein und Müribandstein führender Oberkreide (Maastricht) erfaßt sind, ist der Schwermineralgehalt durch hohe Granatzahlen gekennzeichnet; es hat also eine Zufuhr allein aus metamorphen Gebieten die Herrschaft erlangt.

In der höheren Oberkreide haben also sowohl Gosau- als auch Flysch-Sandsteine ihr Sedimentmaterial gleicherweise aus kristallinen Schiefen bezogen, die in der tieferen Oberkreide noch kaum zur Geltung gekommen sind. Die äußerliche Ähnlichkeit der beiden Sedimente ist schon oft durch die Bezeichnung „flyschähnliche Gosau“ angedeutet worden.

An der Wende Kreide/Tertiär ist im Bereich des Flyschtroges die Schüttung von Granat-reichem Detritus beendet; sie wird ab nun durch eine von Zirkon beherrschte ersetzt (WOLETZ 1962).

3. Der Vollständigkeit halber sollten auch die Sedimente des helvetischen Sedimentationsraumes angeführt werden. Da wir aber im österreichischen Anteil der helvetischen Kreide nur wenig Sandstein haben, fehlen uns noch die Beobachtungen. Erst aus Alttertiär kennen wir die mineralogische Zusammensetzung: Sie ist mit Zirkonvormacht derjenigen des gleichzeitigen Flyschraumes gleich.

4. Der Molasseuntergrund wurde in den letzten Jahren in Oberösterreich durch Aufschlußarbeiten der Rohöl-Aktien-Gesellschaft erforscht. Durch das Entgegenkommen von Herrn Direktor Dr. R. JANOSCHEK konnte ich Proben aus den Bohrungen untersuchen. Psammitische Ablagerungen von Cenoman bis Santon führen eine Schwermineralgesellschaft reich an Zirkon. Im Campan wird auch dieser Raum von Klastika mit Granatreichtum überschwemmt.

Ergebnis:

Von den tiefsten Schichten bis zum Untercampan wurde jedem einzelnen der drei besprochenen Sedimentationsräume, Kalkalpen — Flysch — Molasseuntergrund, je eine spezifische Detrituslieferung mit charakteristischer Schwermineralgesellschaft zugeführt. Teilweise schon ab höherem Campan, generell aber sicher im Maastricht hat dann die spezifische Streuung aufgehört, und die psammitischen Schichten in allen drei Gebieten führen nun übereinstimmend vorwiegend Komponenten aus metamorphen Gesteinen¹⁾; Granat ist zu dieser Zeit ein Hauptbestandteil der Schwermineralgesellschaft geworden. Vom höheren Campan bis zu Ende der Oberkreide sind also petrographisch gleichartige Nährgebiete bzw. gleichartige Sedimentlieferungen für alle drei Sedimentationsräume erkennbar.

Offensichtlich bildet sich ein bedeutendes Ereignis (tektonische Phase) im Wechsel der Zusammensetzung der aufeinanderfolgenden Sedimente ab. Während des Höhepunktes der Kreide-Transgression sind gleichartige Lockermassen über alle überfluteten Gebiete verbreitet worden.

II. Besprechung der geologischen Einheiten

A. Vorkommen von Kreide und Paläogen in den Kalkalpen

1. Muttekopf

Über die Gosau-Sedimente des Muttekopfgebietes liegen petrographische und paläontologische Untersuchungen von H. WOPFNER (1954) vor: Nach der Auffindung einer intraformationären Transgressionsdiskordanz gliedert er den Sedimentkomplex in einen „unteren“ und von diesem durch eine Winkeldiskordanz getrennten „oberen Komplex“.

Der „untere Sedimentkomplex“ beginnt mit grobklastischen Basalbildungen über dem Hauptdolomit, darüber eine unruhige Abfolge von grob- und feinklastischen Lagen, von denen einige als fluviatile Einschüttung beschrieben werden, andere marine Einflüsse zeigen. Die Gerölle stammen fast ausschließlich aus der Nachbarschaft; besonders ist Hauptdolomit vertreten.

¹⁾ Die reichlich vorhandenen Komponenten aus Karbonatgesteinen werden infolge ihrer Armut an Schwermineralen mit unserer Methode nicht registriert.

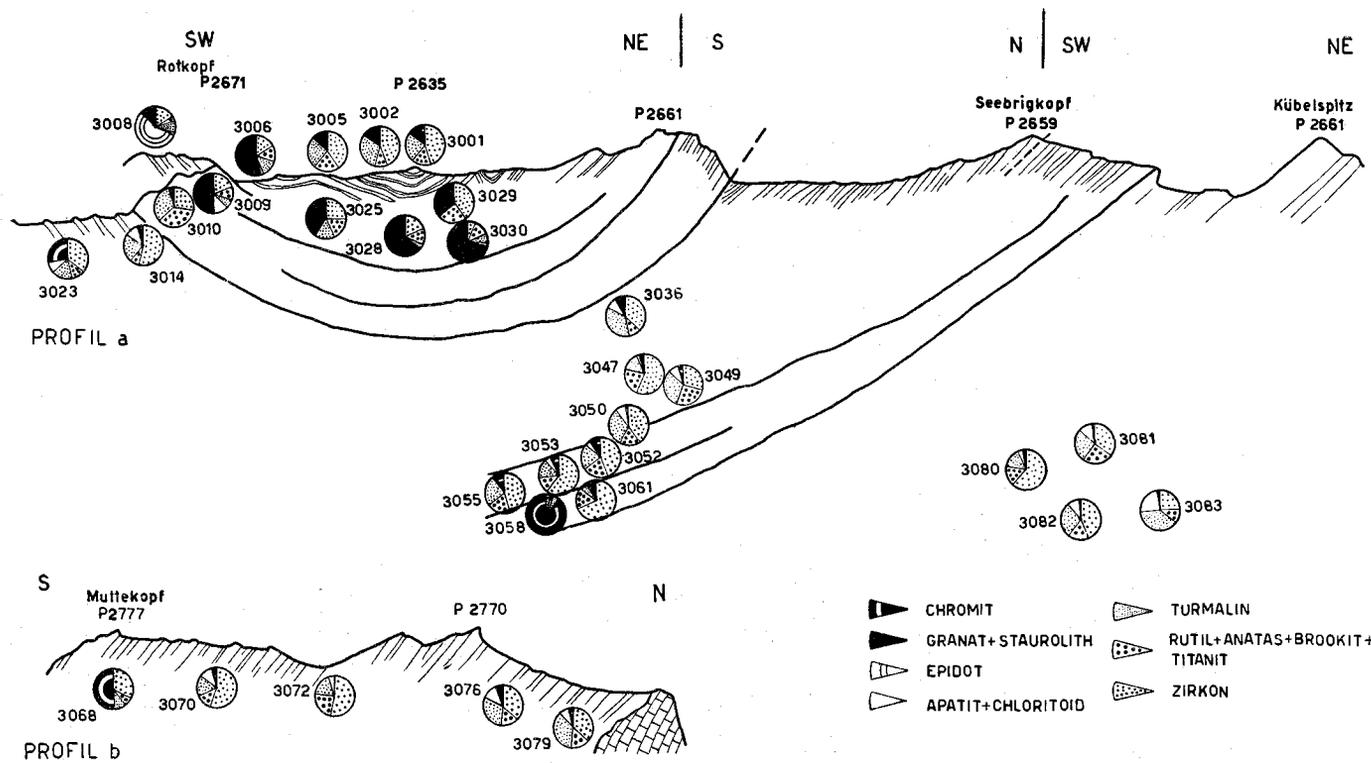


Abb. 1: Muttekopf-Gebiet (Tirol). a) Profil Rotkopf-Kübelspitz; b) Profil Muttekopf-Nordgrat. (Ergebnisse der Schwermineralanalysen in Tabelle 1 und 2).

Nach einer Schichtlücke beginnt mit einer Diskordanz von 10 bis 15 Grad die Transgression eines roten Pelites, worauf Psammite mit wechselnder Korngröße folgen. Der „obere Sedimentkomplex“ ist durch eine wesentlich ruhigere Abfolge und durch Reichtum an Organismenresten (die Maastricht sicherstellen) zusammen mit Kalkausfällung ausgezeichnet.

Aus diesen beiden Sedimentkomplexen konnte bei einer gemeinsamen Begehung mit A. RUTTNER und R. OBERHAUSER im Sommer 1958 ein Profil bemustert werden, das, beginnend am Muttekopf-Nordgrat über Muttekopf, Kübelspitze, Seebrikkopf bis Rotkopf — vom Mittelbereich des „unteren Sedimentkomplexes“ bis in den „oberen Sedimentkomplex“ reicht (Abb. 1).

Auf Grund der von O. AMPFERER gesammelten Inoceramen sind die marinen Basalschichten des „unteren Sedimentkomplexes“ Santon, darüber folgen brackische und Süßwasserablagerungen. Karbonat- und Silikatgesteinsfragmente in wechselndem Mengenverhältnis sind die Hauptkomponenten der Sandsteine. Die meisten psammitischen Lagen enthalten unter den durchsichtigen Schwermineralen in der Hauptsache Zirkon, Rutil, Turmalin, seltener Apatit; nur in einem Drittel der untersuchten Sandsteinlagen war zusätzlich ein deutlicher Gehalt an Chromit zu finden (Tabelle 2). (In anderen Gosauvorkommen mit vorwiegend mariner Entwicklung ist der Chromitgehalt ein typisches Merkmal für tiefere Oberkreide.)

Im „oberen Sedimentkomplex“, der den Rotkopf aufbaut, überwiegen die Mergel; darin sind dünne, sandige Lagen eingeschaltet. Silikat- und Karbonatgesteinsfragmente sind zusammen mit Fossilbruchstücken in reichlich Kalkmatrix eingebettet. R. OBERHAUSER hat für diese Schichten Maastricht bis Dan nachgewiesen. In der Schwermineralführung dieser Sandsteine ist durch das gehäufte Auftreten von Granat (Tabelle 1), ein deutlicher Unterschied gegenüber den sandigen Partien aus dem „unteren Sedimentkomplex“ gegeben.

Nach der unterschiedlichen Zusammensetzung der Schwermineralinhalte in den beiden durch die Schichtlücke voneinander getrennten Sedimentkomplexen ist auf zwei petrographisch verschieden aufgebaute Liefergebiete in den beiden Zeiträumen zu schließen. Die Zirkon-, Rutil-, Turmalinführenden Sande stammen aus Eruptivgesteinsmassen, der fallweise zusätzliche Chromitgehalt deutet speziell auf basische Eruptiva hin. Für den Granatreichtum der oberen Partien ist eine Herkunft aus metamorphen Gesteinen anzunehmen.

2. Brandenberg

Die Brandenberger Gosau-Ablagerungen sind zuletzt von O. SCHULZ (1952) bearbeitet worden. Er hat einen Komplex von Unterer Gosau (Unter Santon) mit Konglomeraten, fossilführenden Kalken und Mergeln nachgewiesen. Mittlere Gosau (Ober Santon — Unter Campan) ist teilweise brackisch entwickelt: Konglomerate, Sandsteine, Mergel mit bituminösen Schichten und Kohleflözen.

Das Sediment besteht größtenteils aus aufgearbeitetem kalkalpinem Gesteinsmaterial (ältere mesozoische Schichten); daneben sind exotische Gerölle und Körner schon in den Untergosau-Sedimenten und hinauf bis

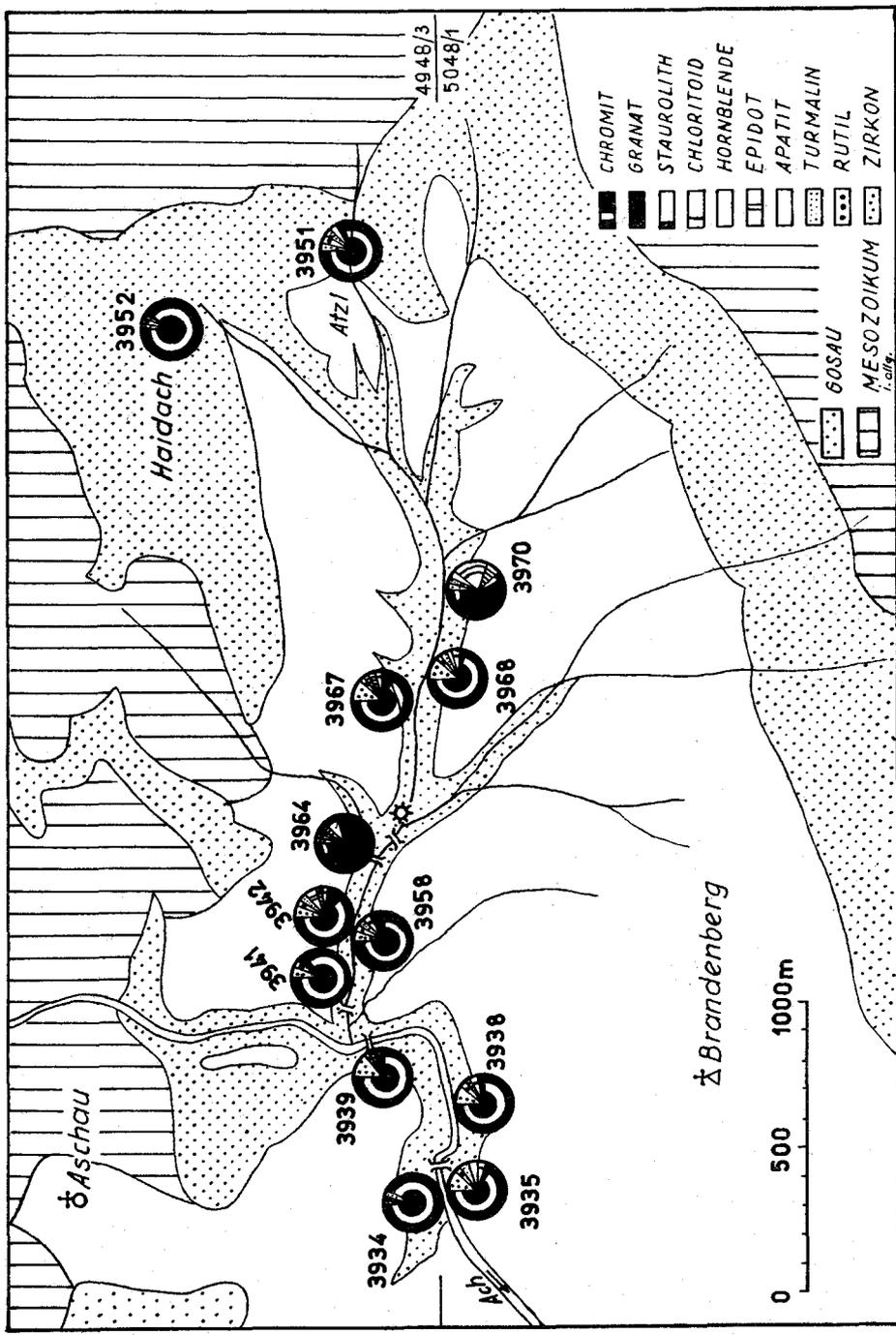


Abb. 2: Brandenberg (Tirol). Brandenberger Ache—Mühlbachgraben. (Ergebnisse der Schwermineralanalysen in Tabellen 3 und 4.)

ins Unter-Campan nachzuweisen; es sind hauptsächlich porphyrische Gesteine, Serpentine, Quarzpsammite und Quarzite.

Bei einer gemeinsamen Begehung mit O. SCHULZ, R. OBERHAUSER und A. RUTTNER wurde ein Profil durch den Mühlbachgraben, d. i. ein linker Seitengraben der Brandenberger Ache NE des Ortes Brandenburg, besucht und bemustert. R. OBERHAUSER (1963, S. 27) hat durch die mikropaläontologische Bearbeitung im unteren Abschnitt des Grabens, vom Weberhof bis zur neuen Ammonitenfundstelle, Santon-Alter festgestellt. Im mittleren Abschnitt, unterhalb der Einmündung des von N kommenden Seitenbaches in den Mühlbachgraben und bachaufwärts bis über die Mühle hinaus, hat er eine Fauna gefunden, die Campan-Alter vertretbar macht. Weiter bachaufwärts folgt wieder Santon (Abb. 2).

Diesem paläontologischen Befund schließen sich die Ergebnisse der Schwermineralanalysen an: Die Sandsteinlagen aus dem unteren Abschnitt des Mühlbachgrabens (Santon) enthalten sehr viel Chromit, daneben Zirkon, Rutil, Turmalin und auch etwas Granat (Tabelle 4). Deutlich verschieden davon ist die Schwermineralgesellschaft in den roten, sandigen Mergeln im mittleren Grabenabschnitt: Wenig Chromit, viel Granat mit etwas Staurolith; also ein Detritus aus überwiegend metamorphen Gesteinen baut im (Ober-)Campan die Gosausedimente auf (Tabelle 3). Das Grabenprofil trifft danach wieder auf Santon, dementsprechend ist die Schwermineralgesellschaft der Sandsteinlagen durch Chromit- und Zirkongehalt gekennzeichnet. Eine im Grabenprofil anschließend darüber liegende feinsandige Mergellage fällt durch hohen Granatgehalt auf, sie ist also den jüngeren Schichten zuzuordnen.

Die Sedimente in den brackischen, landnahen Sedimentationsräumen, deren Einstufung durch das Fehlen faunistischer Hinweise erschwert oder unsicher ist, lassen sich nicht so gut in das beschriebene Schema einordnen (Tabelle 5):

Die brackischen Ablagerungen von der Krumbachalm (zirka 5 km NE von Brandenburg) enthalten unter den Schwermineralen besonders viel Chromit, daneben sehr wenig Zirkon und andere Minerale. Sie sind damit nur beschränkt den ? altersgleichen marinen Sandsteinlagen im Mühlbachgraben-Profil vergleichbar.

Die ebenfalls brackischen Schichten bei der Zöttbachalm (zirka 6 km N Brandenburg), die nach O. SCHULZ höher einzustufen sind, und auch die Konglomerate vom Trauersteg oberhalb der Kaiserklamm führen sehr viel Chromit, daneben tritt aber auch Granat deutlich in Erscheinung, der zur gleichen Zeit in den marinen Schichten als Hauptbestandteil des Schwermineralspektrums figuriert.

3. Salzburg

Am Ostfuß des Untersberges sind die Roßfeldschichten (Neokom) aufgeschlossen. Je eine Probe vom Golser Berg E St. Leonhard bei Salzburg und vom Rothmanngraben N Schellenberg (auf bayrischer Seite) wurden untersucht. Sie enthalten übereinstimmend Chromit und Hornblende als wesentliche Schwerminerale (Tabelle 7).

Die Schichtglieder der Gosau beim Schloß Glanegg im Norden des Untersberges, die dem Coniac angehören, sind Mergel und Sandsteine;

sie sind hauptsächlich aus Kalkkomponenten aufgebaut, es konnten also keine ausreichenden Mengen an Schwermineralen herausgeschlämmt werden.

Ebenso enthalten die Mergel der Nierentaler Schichten, die N Bruchhäusel, E Großmain, gesammelt wurden, zu wenig Schwerminerale für eine Analyse, immerhin fällt aber auch unter den wenigen Körnern der Granat auf.

Im Raume N des Untersberges sind Eozän-Sandsteine anzutreffen. Im Kühnbachgraben ist über den Nierentaler Schichten des Dan ein Ypres nachgewiesen, und die Schichtglieder, die NE und E von Großmain bemustert werden konnten, stellt A. PAPP ins Priabon. Alle diese Eozän-Sandsteine haben einen befriedigenden Gehalt an Schwermineralen; viel Granat mit Staurolith ist für sie kennzeichnend, daneben sind noch Chromit, Rutil, Zirkon und Turmalin zu verzeichnen (Tabelle 6).

4. Gosau

Nach den mächtigen Kreideablagerungen des Beckens von Gosau haben die Schichten ihren Namen erhalten.

In jüngster Zeit haben sich O. WEIGEL (1937), K. KÜPPER (1956) und H. GERTH (1961) um die Gliederung der Schichten bemüht.

Ich habe das Profil entlang des Randobaches, NE Rußbach, das Profil durch den Neffgraben, S Rußbach („untere und mittlere Gosau“), und ein Profil S Finstergraben bis Vorderer Glaselbach, W des Ortes Gosau („mittlere und obere Gosau“, nach der Karte von WEIGEL), bemustert.

Die Verteilung der Schwerminerale in den Sandsteinen erlaubt die Feststellung von zwei Komplexen mit unterschiedlicher Zusammensetzung. Die tieferen Schichtglieder führen viel Chromit, in den folgenden fehlt der Chromit, man findet Zirkon, Turmalin, Apatit, Granat (Tabelle 8).

Chromit-Reichtum habe ich in der von O. WEIGEL ausgeschiedenen „Unteren Gosau“ gefunden, im Abschnitt des Randobaches W Unterbrein. Bachaufwärts folgen darüber Sandsteine der „Mittleren Gosau“; sie führen Zirkon, Turmalin, Apatit, Rutil und Granat.

Im Profil vom Neffgraben folgen nach O. WEIGEL von N nach S „untere“, „mittlere“ und „obere Gosau“. H. GERTH hat eine genaue Einstufung der Schichten aus dem Neffgraben-Profil vornehmen können. Dieser Einstufung folgend, haben wir im Santon die Sandsteine mit Chromit-Reichtum, darüber im Campan führen die Sandsteine Zirkon, Rutil, Turmalin, Apatit und Granat. Eine einzelne Probe, die noch oberhalb des von H. GERTH bearbeiteten Profils genommen wurde, führt zusätzlich Chloritoid (Abb. 3).

Schließlich haben wir auch im Profil W des Ortes Gosau, S des Finstergrabens bis zum Vorderen Glaselbach WEIGEL's „obere Gosau“, deren Alter er mit „jünger als oberes Unteracampan“ bezeichnet, bemustert.

Die tieferen Partien enthalten Zirkon, Rutil, Turmalin, Apatit, wenig Granat, die hangenden haben zusätzlich Chloritoid. (Herrn H. KOLLMANN verdanke ich die Mitteilung der Altersstellung dieser Schichten: [? oberes] Campan.)

Schließlich haben wir in diesem Profil auch die Nierentaler Schichten erreicht; sie erscheinen durch großen Granat-Reichtum charakterisiert. Nach K. KÜPPER beginnen die Nierentaler Schichten hier schon im höchsten Campan.

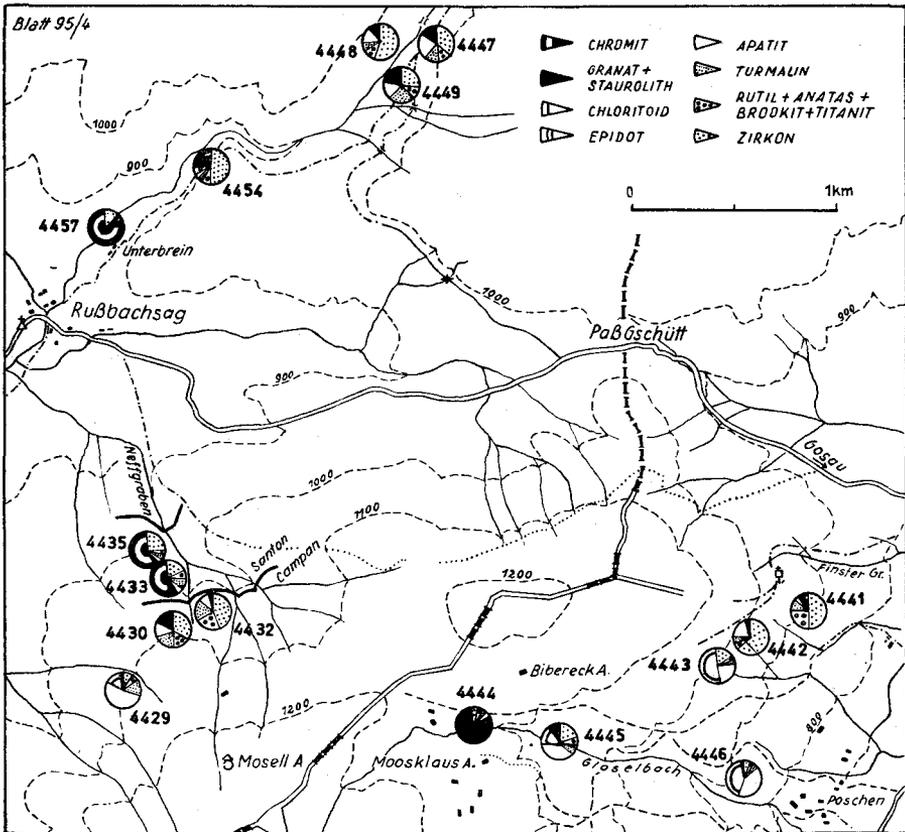


Abb. 3: Becken von Gosau (Oberösterreich/Salzburg). Grenze Santon/Campan im Neffgraben nach H. Gerth, 1961. (Ergebnisse der Schwermineralanalysen in Tabelle 8).

5. Windischgarsten und Unterlaussa

Die Schwermineraluntersuchungen an Gosausandsteinen vom Wuhrbauerkogel bei Windischgarsten wurden im Anschluß an die Geländearbeiten von S. PREY und A. RUTTNER gemacht (PREY, RUTTNER & WOLETZ 1959). Mit Hilfe der Schwermineralanalysen sollten die verschiedenen Absatzräume von Flysch- und kalkalpiner Oberkreide auseinandergelassen werden. Die vorher im Raum von Weißwasser bei Unterlaussa gewonnenen Erfahrungen waren die Voraussetzung dazu (RUTTNER & WOLETZ 1955).

In den beiden benachbarten Gebieten haben die lithologisch übereinstimmenden Gesteinspakete auch gleichen Schwermineralinhalt: Für die tieferen Gosauschichten (Coniac—Santon) ist Chromit und Zirkon kennzeichnend, daneben wenig Rutil und Turmalin. In den „Nierentaler Schichten“ (Typ Unterlaussa; Obercampan—Maastricht) herrscht Granat.

Da die Analysenergebnisse in den angeführten Arbeiten von 1955 und 1959 in Tabellen und Kartenskizzen dargestellt und besprochen worden sind, erübrigt sich das nochmalige Anführen der Daten in diesem Zusammenhang.

6. Gams bei Hieflau

Seit 1961 arbeitet H. KOLLMANN an den Aufnahmen der Gosau von Gams. Ihm verdanke ich eine große Serie von Sandsteinproben aus diesem Vorkommen, die er parallel zu den Proben für seine mikropaläontologischen Studien aufgesammelt hat.

Die nun schon bekannte Gliederung der Gosau in die beiden mineralogisch unterscheidbaren Stockwerke ist auch im Raum von Gams wieder anzutreffen.

Von den Basisschichten bis ins höchste Untercampan sind Chromit und Zirkon die wichtigsten Elemente des Schwermineralspektrums. Diese Schichten liegen im Westteil des Gamser Gosauvorkommens, südlich und östlich vom Orte Gams im Sulzbachgraben und auf beiden Seiten der Notklause aufgeschlossen (Tabelle 10).

Die Sedimente im östlichen Teil gehören dem Obercampan bis Alttertiär an. Im Schwermineralspektrum wird der Granat dominierend, Epidot, Chloritoid, manchmal auch Disthen treten in Erscheinung, und in den höchsten Horizonten, die H. KOLLMANN als oberes Paleozän = Zone der *Globorotalia velascoensis* bezeichnet, ist zusätzlich meist ein deutlicher Gehalt an Staurolith zu verzeichnen. Die gleiche Schüttung hält noch in den hier auch erfaßten tiefsten Eozänlagen an (Tabelle 9).

Im Gosauvorkommen von Gams konnte der Umschlag in der Schwermineralführung von Eruptivgesteinsmaterial zu Metamorphitmaterial in ungestörter Schichtfolge eingefangen werden: Im nördlichen Seitenbach des Gamsbaches N Bierschenke hat H. KOLLMANN nach dem mikropaläontologischen Befund eine Schichtfolge von Untercampan bis Obercampan festgestellt. Die Analysen der entsprechenden Sandsteine ergeben für Untercampan Chromitreichtum, für Obercampan Granatherrschaft (Abb. 4).

7. Grünbach und Neue Welt

Eine neue Bearbeitung der Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt hat B. PLÖCHINGER 1961 vorgelegt. In gemeinsamer Begehung mit B. PLÖCHINGER und R. OBERHAUSER habe ich auch hier die sandigen Schichten aus einzelnen Komplexen bemustern können. Wieder zeichneten sich im Schwermineralinhalt die aufeinanderfolgenden Nährgebiete ab.

Unmittelbar über dem Santon-Hippuritenriff auflagernde Sandsteinschichten beim Segen Gottes-Schacht N Grünbach führen Chromit, Zirkon, Rutil, Turmalin, Apatit aber auch Granat (Tabelle 13).

Die jüngeren Orbitoiden-Sandsteinzüge sind frei oder nahezu frei von Chromit und führen mehr oder weniger Granat, Zirkon, Rutil, Turmalin, viel Apatit, daneben reichlich Chloritoid (Tabelle 12).

Die Zweiersdorfer Schichten wurden von R. OBERHAUSER ins Dan-Paleozän gestellt; wie nach den bisherigen Erfahrungen zu erwarten war, ist das Schwermineralspektrum vorwiegend mit Granat besetzt (Tabelle 11).

8. Südlicher Wienerwald

Während seiner Aufnahmen im südlichen Wienerwald belieferte mich B. PLÖCHINGER mit Sandsteinproben aus kalkalpiner Kreide und Tertiär.

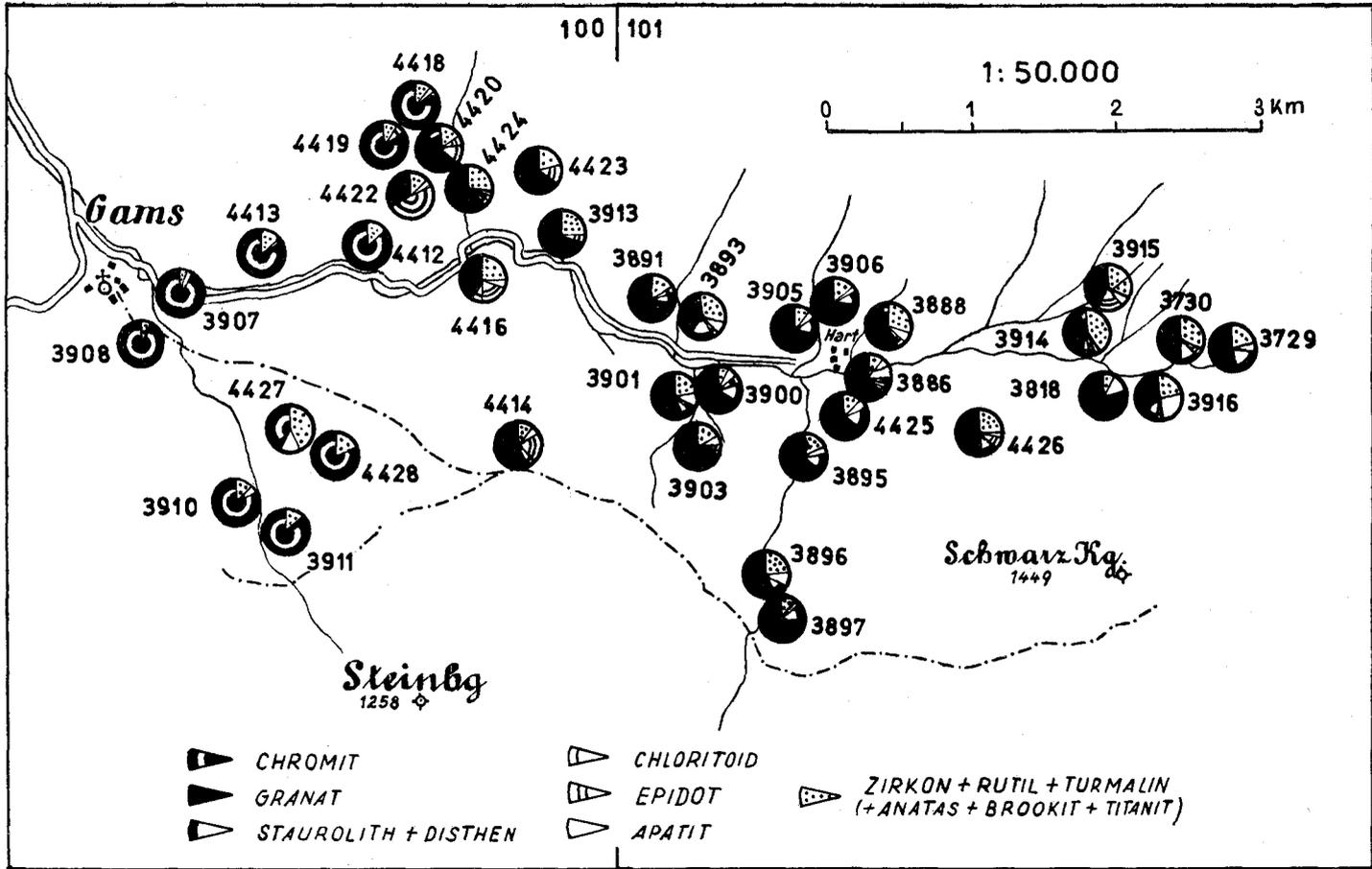


Abb. 4: Gams bei Hieflau (Steiermark). (Ergebnisse der Schwermineralanalysen in Tabelle 9 und 10).

Nach der mikropaläontologischen Einstufung von R. OBERHAUSER kann wieder die bekannte Abfolge in der mineralogischen Zusammensetzung erkannt werden.

Vom Steinbruch Vösendorfer Wald NW Tirolerhof liegt Ober-Apt (Gargasien) bis Alb vor mit der Schwermineralgesellschaft Chromit, Zirkon, Rutil, Turmalin und Apatit (Tabelle 14).

Verschiedene Proben von Cenoman (bei Wildegg und zirka 1 km westlich davon bei Bad Hubertushof) enthalten Chromit, Zirkon, Rutil, Turmalin, Apatit, sie haben also die gleiche Zusammensetzung beibehalten, die aus der Unterkreide bekannt ist.

Ebenso ist auch noch das Schwermineralspektrum des Santonsandsteins vom Steinbruch N Sittendorf (und im Streichen nach E verfolgbar) zusammengesetzt.

Dagegen führen alle Sandsteine, die ins Maastricht eingestuft wurden (N Weißenbach, S Wassergspreng, usw.), sowie die Sandsteine aus Dan-Paleozän (Tirolerhofsiedlung, S Giebhübl usw.) überwiegend Granat.

9. Aderklaa

Die Österreichische Mineralölverwaltung AG. hat NE von Wien in ihren Bohrungen Aderklaa 4, Aderklaa 5, Aderklaa 81 und Breitenlee 1 Gosau durchteuft. Der Schichtstoß wird in das Maastricht gestellt. Nach der mineralogischen Untersuchung der Sandsteine aus diesen Schichten, handelt es sich um Sedimente, die durch Granatreichtum im Schwermineralspektrum ausgezeichnet sind. Nur selten waren in Bruchteilen von Prozenten einzelne Chromitkörner zu finden (Tabelle 15).

B. Flysch

Wienerwald

Bei meinen Flyschstudien bin ich zunächst über den Raum Wienerwald—Niederösterreich und vereinzelte Exkursionen in Oberösterreich noch nicht hinausgekommen. Erst die beabsichtigte Untersuchung der mächtigen Kreide-Flysch-Ablagerungen in Vorarlberg wird eine Übersicht über die mineralogische Abfolge erlauben.

Dennoch glaube ich, schon jetzt auf eine Änderung des Schwermineralinhaltes innerhalb der Oberkreide hinweisen zu können. Die Schwermineralanalysen der Flyschsandsteine wurden vor allem in Anschluß an Arbeiten von H. KÜPPER, R. GRILL u. S. PREY gemacht.

Die Kaumberger Schichten — Turon bis Coniac —, die in zwei N—S-Profilen entlang der Triesting und des Coronabaches bemustert wurden, sind durch Zirkon-Reichtum ausgezeichnet. In den Kahlenberger Schichten und in den altersmäßig vergleichbaren Zementmergeln in Rogatsboden (NÖ.) und östlich von Gmunden (OÖ.) — Santon/Campan — tritt zum Zirkon der Granat in mehr oder weniger großen Mengen dazu, bis schließlich in den Altlenbacher Schichten und im Wördener Sandstein (= Maastricht) der Granat dominiert. Der Granatreichtum scheint also im Flysch besonders während des Maastricht auf, das ist gleichzeitig mit der einheitlichen Granatschüttung im Ablagerungsraum der Gosau zur Zeit der umfangreichsten Meeresbedeckung.

Eine ebenfalls sehr granatreiche Schwermineralgesellschaft ist dem Reiselsberger Sandstein eigen. Dieser wird allerdings dem Cenoman zugeordnet. Seine Altersstellung ist jedoch infolge Fehlens jeglicher Fossilien nicht eindeutig gesichert und wird von R. OBERHAUSER (1962) zumindest für den Vorarlberger Bereich angezweifelt.

Im Gegensatz zum kalkalpinen Sedimentationsraum, in dem die Schüttung aus einem metamorphen Liefergebiet auch im Alttertiär anhält, hört aber die Granatlieferung in den Flynchtrog an der Wende Kreide/Tertiär auf, und ein von Eruptivgesteinsmaterial abstammender Detritus kommt zur Ablagerung. Der Greifensteiner Sandstein und die Laaber Schichten (= Eozän) führen Zirkon, Rutil und Turmalin im Schwermineralspektrum, aber keinen Granat mehr (Tabelle 16).

C. Vorland

Molasseuntergrund (Oberösterreich)

Im Untergrund der Molasse in Oberösterreich und Salzburg wurden durch Bohrungen der Rohöl-AG vortertiäre Sedimente (Oberkarbon, kontinentale Trias, Oberjura und Oberkreide) über dem kristallinen Untergrund festgestellt. Sie gehören noch nicht zur Molasse, sondern in ihrer Entstehung, Begrenzung und Fazies zum variszischen bzw. nachvariszischen Mitteleuropa (E. BRAUMÜLLER 1961, R. JANOSCHEK 1961).

Im besonderen interessieren uns hier die Kreidesedimente. Sie sind in herzynisch streichenden Senkungsfeldern eingebettet und sind als direkte Fortsetzung der Regensburger Kreide anzusprechen. Die „Braunauer Kreidemulde“ (H. BÜRGL 1949) ist durch die Bohrungen Treubach 1 und Steindlberg 1 bestätigt, und östlich davon liegt ein weiteres Kreidegebiet, die „Kreidemulde von Ried—Schwanenstadt“; sie ist durch die Bohrungen Wegscheid 1 und in ihrer Erstreckung nach SE durch die Tiefbohrung Bad Hall 1 nachgewiesen (E. BRAUMÜLLER 1959).

Herrn Direktor Dr. R. JANOSCHEK danke ich für die Überlassung von Material aus den Bohrkernen zum Zweck der mineralogischen Untersuchung.

Die Sandsteine aus Cenoman (Treubach 1, Steindlberg 1, Wegscheid 1) aus Turon (Wegscheid 1) und aus Santon (Bad Hall 1) bezogen ihren Detritus aus Eruptivgesteinen oder deren Umlagerungsprodukten¹⁾, Zirkon ist das herrschende Schwermineral, meist ist auch etwas Glaukonit enthalten.

Campan-Sandstein stand mir aus der Bohrung Treubach 1 und Steindlberg 1 zur Verfügung. Die Schwermineralgesellschaft weist hier durch den größeren Granatgehalt auf eine Herkunft aus kristallinen Schiefen hin; daneben fällt auch ein größerer Biotitgehalt auf.

Wir sehen also auch in den Kreideablagerungen im außeralpinen Vorland vor dem Campan eine Detrituslieferung aus Eruptivgesteinsmaterial, später aber den Einfluß eines Kristallingebietes.

Die Füllung des Molassebeckens beginnt mit Obereozän. Entsprechende Sandsteine wurden aus den Bohrungen Perwang 1, Treubach 1, Wegscheid 1, Puchkirchen 1, Puchkirchen 2, Puchkirchen 3, Mühlleiten 1 und Bad Hall 1

¹⁾ Die „stabilen Minerale“, Zirkon, Rutil, Turmalin, bleiben auch nach mehrmaliger Umlagerung erhalten.

analysiert. Übereinstimmend zeigen alle untersuchten Proben Zirkonvornmacht, also eine Abstammung aus Eruptivgesteinsmaterial. Erst im Jungtertiär sind die Sedimente des Molassebeckens reich an Granat, es tritt auch Staurolith und schließlich noch Hornblende auf.

Literatur

ABERER, F.: Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 50, Jg. 1957, p. 23—93, Wien 1958.

BRAUMÜLLER, E.: Der Südrand der Molassezone im Raume von Bad Hall. — Erdoel-Zeitschr., Jg. 75, p. 122—130, Wien—Hamburg 1959.

BRAUMÜLLER, E.: Die paläogeographische Entwicklung des Molassebeckens in Oberösterreich und Salzburg. — Erdoel-Zeitschr., Jg. 77, p. 509—520, Wien—Hamburg 1961.

BÜRGEL, H.: Der Untergrund der Molasse im bayrisch-österreichischen Grenzgebiet. — Jb. Geol. B. A., Bd. 93, Jg. 1948, p. 129—139, Wien 1949.

GERTH, H.: Neue Ammonitenfunde in den Gosauschichten der Gosau und ihre stratigraphische Bedeutung. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., Bd. 112, p. 119—142, Stuttgart 1961.

GRILL, R.: Beobachtungen an Großaufschlüssen im Flysch des Wienerwaldes. — Verh. Geol. B. A., Jg. 1962, p. 249—258, Wien 1962.

JANOSCHEK, R.: Oil Exploration in the Molasse Basin of Western Austria. — Proceedings of the Fifth World Petroleum Congress Sect. I. — Paper 47, p. 849—864, New York 1959.

JANOSCHEK, R.: Über den Stand der Aufschlußarbeiten in der Molassezone Oberösterreichs. — Erdoel-Zeitschr., Jg. 77, p. 161—165, Wien—Hamburg 1961.

KOLLMANN, H.: Zur stratigraphischen Gliederung der Gosauschichten von Gams (Stmk.). — Mitt. Ges. Geol. u. Bergbaustud. 1963 (im Druck).

KÜHN, O.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. — Sitzungsber. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, Bd. 156, p. 181—200, Wien 1947.

KÜPPER, H.: Der Kalkalpenrand bei Kaumberg, NÖ. — Jb. Geol. B. A., Bd. 92, Jg. 1947, p. 117—128, Wien 1949.

KÜPPER, H.: Wiener Sandstein und Flysch. — Verh. Geol. B. A., Jg. 1962, p. 246—249, Wien 1962.

KÜPPER, K.: Stratigraphische Verbreitung der Foraminiferen in einem Profil aus dem Becken von Gosau (Grenzbereich Salzburg—Oberösterreich). — Jb. Geol. B. A., Bd. 99, Jg. 1956, p. 273—320, Wien 1956.

NOTH, R. und WOLETZ, G.: Zur Altersfrage der Kaumberger Schichten. — Verh. Geol. B. A., Jg. 1954, p. 143—151, Wien 1954.

OBERHAUSER, R.: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. — Jb. Geol. B. A., Bd. 106, Jg. 1963, p. 1—88, Wien 1963.

OBERHAUSER, R.: Bericht über Aufnahmen 1961 auf Blatt Feldkirch (141). — Verh. Geol. B. A., Jg. 1962, p. A 41—A 42, Wien 1962.

PLÖCHINGER, B.: Die Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt (Niederösterreich). — Jb. Geol. B. A., Bd. 104, Jg. 1961, p. 359—441, Wien 1961.

PREY, S.: Neue Gesichtspunkte zur Gliederung des Wienerwald-Flysches. — Verh. Geol. B. A., Jg. 1962, p. 258—262, Wien 1962.

PREY, S., RUTTNER, A. und WOLETZ, G.: Das Flyschfenster von Windischgarsten innerhalb der Kalkalpen Oberösterreichs. — Verh. Geol. B. A., Jg. 1959, p. 201—216, Wien 1959.

RICHTER, W.: Sedimentpetrographische Beiträge zur Paläogeographie der ostalpinen Oberkreide. — Mitt. Geol. Staatsinstitut Hamburg, H. 16, p. 59—84, Hamburg 1937.

RUTTNER, A. und WOLETZ, G.: Die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa, Tektonische und mineralogische Untersuchungen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 48, Jg. 1955, R. v. Klebelsberg-Festschrift, p. 221—256, Wien 1956.

SCHULZ, O.: Neue Beiträge zur Geologie der Gosauschichten des Brandenberger Tales (Tirol). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., Bd. 95, p. 1—98, Stuttgart 1952.

WEIGEL, O.: Stratigraphie und Tektonik des Beckens von Gosau. — Jb. Geol. B. A., Bd. 87, Jg. 1937, p. 11—40, Wien 1937.

WOLETZ, G.: Mineralogische Unterscheidung von Flysch und Gosasedimenten im Raume von Windischgarsten. — Verh. Geol. B. A., Jg. 1955, p. 267—273, Wien 1955.

WOLETZ, G.: Bericht aus dem Laboratorium für Sedimentpetrographie über Beobachtungen am Nordsaum der Alpen. — Verh. Geol. B. A., Jg. 1957, p. 111—112, Wien 1957.

WOLETZ, G.: Zur schwermineralogischen Charakterisierung der Oberkreide- und Tertiärsedimente des Wienerwaldes. — Verh. Geol. B. A., Jg. 1962, p. 268—272, Wien 1962.

WOPFNER, H.: Neue Beiträge zur Geologie der Gosauschichten des Muttekopf-Gebietes (Tirol). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., Bd. 100, Jg. 1954/55, p. 11—82, Stuttgart 1954.

Erläuterungen zu den Tabellen 1—17

SM = Schwermineralmenge in der Kornfraktion 0.05—0.1 mm

- . sehr wenig Schwerminerale unter 1%
- .. wenig Schwerminerale ... zirka 1— 3%
- + mäßig viel Schwerminerale zirka 3— 6%
- ++ viel Schwerminerale zirka 6—10%
- × × sehr viel Schwerminerale.. über 10%

Op = opake Körner
 BC = Biotit+Chlorit
 Ba = Baryt
 AB = Anhydrit+Baryt
 Gl = Glaukonit
 dM = übrige durchsichtige Minerale

zusammen 100%

- Cr = Chromit
- Gr = Granat
- Ru = Rutil
- At = Anatas
- Zi = Zirkon
- Tu = Turmalin
- Ap = Apatit
- Br = Brookit
- Ti = Titanit
- Mo = Monazit
- EZ = Epidot+Zoisit
- St = Staurolith
- Di = Disthen
- Cd = Chloritoid
- Ho = Hornblende

„übrige durchsichtige Minerale“ = dM, zusammen 100% (Anordnung der Minerale nach ihren optischen Eigenschaften)

Die Analysen mit der Bezeichnung × neben der Probe-Nummer wurden für die Darstellung der Übersicht (Tafel 1) und Tabelle 18 verwendet.

Innerhalb der Zahlenreihen bedeutet + weniger als 1%.

Tabelle 1: Muttekopf „Oberer Sedimentkomplex“, Maastricht.

(Siehe Abb. 1)

Probe Nr.	SM	zusammen 100%					übrige durchsichtige Minerale = dM, zusammen 100%												
		Op	BC	Ba	Gl	dM	Cr	Gr	Ru	At	Zi	Tu	Ap	Br	Ti	EZ	St	Cd	
Rotkopf	3001	.	34	8		58	2	13	23		45	17							
	3002	.	23	8	1	68		16	11		43	30							
	3005	.	27	2		71		14	17		41	21		1	5				1
	× 3006	.	26	8		66	1	54	14		16	13	1						1
	3009	..	11	36		53		52	11		20	6	11						
	3025	..	35	2		63		37	17	1	25	18							2
	3028	..	45	4		51		65	14		18	1	2						
	3029	..	28	+		71		36	22		40	1						1	
	3030	..	20	4		76		72	12		6	8							2
	3008	..	25	1	5	69		13	5		16	8	1			56	1		

Tabelle 2: Muttekopf Unterer Sedimentkomplex, Santon ? (Siehe Abb. 1)

Probe Nr.	SM	zusammen 100%				übrige durchsichtige Minerale = dM, zusammen 100%													
		Op	BC	Ba	Gl	dM	Cr	Gr	Ru	At	Zi	Tu	Ap	Br	Ti	EZ	St	Cd	
Larsenn-Spitze	+	77	3			20		5	30	6	27	32							
3014	78	7			15		4	7		54	24	11						
3021	22	35		+	42		1	14		34	33	11						
3023	19	12			69		28	11		35	18	8						
3036	13	49			38			10		37	35	9						
3047	47	9			44		4	22		56	16							2
3048	26	17			57			21		71	6	2						2
3049	+	49	25			26		3	25	1	29	31	9						
3050	+	26	21			53		1	19		40	31	9						
3051	+	28	11	48		13		1	21		46	28	4						
3052	+	37	23			40		4	22		43	22	9						
3053	+	20	5			75		2	13		60	16	4						
3054	+	61	16			23		1	20		45	28	6						
× 3055	+	32	8			56		8	18		47	25	1						1
3056	+	27	25			48		2	32		45	17	3						
3058	++	59	1			40		89	2		4	3	1						2
3060	26	26			48		5	14		45	22	9						2
3061	+	82	1			17			17		69	4							2
3063	+	31	17			52			19		56	17							2
3065	+	26	43			31			8		43	31	6						1
3080	+	39	20			41		1	15		62	16	3						1
3081	+	51	25			24			25		35	27	11						
3082	+	35	26			39			17		44	28	10						
3083	++	55	27			18		3	11		25	39	22						
3068	29	6			65		+	7		32	8	+						
3070	15	34			51		3	13		55	19	9						
3072	36	12			52			22		54	20	4						
3076	51	14			35		6	16		36	29	13						
3078	39	11			50		2	20		57	18	3						
3079	55	15			30		3	14		37	35	11						

Tabelle 3: Brandenburg Mühlbachgraben, Campan.

(Siehe Abb. 2)

	Probe Nr.	SM	zusammen 100%				übrige durchsichtige Minerale = dM, zusammen 100%												
			Op	BC	Gl	dM	Cr	Gr	Sp	Ru	At	Zi	Tu	Ap	Ti	EZ	St	Cd	Ho
Mühlbachgraben	3970	.	23			77	7	50			1	4	4	3		18	3		10
	× 3964	..	42	4		54	9	69				4	1	3	1		10		3

Tabelle 4: Brandenburg Mühlbachgraben-Brandenberger Ache, Santon.

Mühlbachgraben	3969	+	50	4		46	72	2	+	2		4	11	2	+				6	
	3968	..	38	5		57	72	1		1		13	6	1					5	
	3967	..	50	3		47	69	7		2		12	3						2	5
	3962	..	61	11		28	72	5		1	3	11	5						2	
	× 3961	..	70	2		28	78	4		1	1	10	4	1					1	
	3960	+	91	2		7	72	3				11	8	3					3	
	3959	+	48	4		48	73	2		+		6	11	5					2	
	3958	..	43	6		51	75	6		2		5	7	2					3	
	3942	.	55	9		36	63	11		2		5	5		1	8			2	3
	3941	+	43	+		56	91	4		+		2	1	+						
Brandenberger Ache	3939	..	51	+	+	48	75	4		2		16	2							+
	3938	..	49	1		50	76	2		1	+	10	5	1					4	
	3935	.	59	3		38	69	3		4		11	6	2	1				4	
	3934	.	43	1		56	93	1		+		3	2							
Atzl-Riff	3951	+	33	4		63	81	2		+		3	2	1						
Haidach	3952	++	37	2		61	92	+	+	+		2	2	3						

Tabelle 5: Brandenburg, brackische Schichten ohne exakte Einstufung ? Turon-Coniac oder Campan-Regression.

Zöttbachalm	3944	××	40	+		59	86	11												3
	3943	××	49	+		50	87	12												+
Trauersteg	3945	..	56	+		43	75	23				+	+	1						
	3946	+	60			40	84	12				1	2			1				
	3947	++	39			61	91	8				+	+	+	+	+				
	3948	+	78	+		21	91	7				+	1	+						
Krumbachalm	3957	++	38	+		61	92	3	+	+		2	1	1	+	+				
	3956	+	95	+		4	87			3		6	1	3						
	3954	××	39	1		60	95	3		+		1	+	+	+					
	3955	××	38	+		61	96	1	+	+		1	+	1						+

Tabelle 6: Salzburg, N Untersberg, Eozän (Priabon und Ypres).

Probe Nr.	SM	zusammen 100%					übrige durchsichtige Minerale = dM, zusammen 100%													
		Op	BC	Ba	Gl	dM	Cr	Gr	Ru	At	Zi	Tu	Ap	Br	Ti	EZ	St	Di	Cd	Ho
Groß Gmain..... × 2580	.	24				76	2	62	6		2	14	+		2		11	+		
2582	.	29	1			70	1	61	7		4	15				12				
2583	.	44	1			55	3	64	18		2	7	+		+	5			+	
2584	..	56	1			43	+	47	12		14	6	+			20				
2585	..	29	1			70	1	60	22		6	5	+			5				
2586	..	28				72	2	60	17		5	6	+			9				
2587	..	22				78	8	63	14		4	4	1			6				
Kühlbachgraben 2593	..	55	+	2		42	6	50	7		29	5				2			+	
2594	++	23	1			76	3	77	2		1	10				6			1	
× 2596	××	30	1			69	3	79	4		4	6				2			2	

Tabelle 7: Salzburg, Neokom.

Rothmannsgraben × 2597	++	30	+		+	69	56	1	+		1	+							+	41
St. Leonhard 4015	.	66	+			33	10	2	1		2					1				84

Tabelle 8: Gosau.

(Siehe Abb. 3)

Probe Nr.	SM	zusammen 100%				übrige durchsichtige Minerale = dM, zusammen 100%													
		Op	BC	Ba	dM	Cr	Gr	Ru	At	Zi	Tu	Ap	Br	Ti	EZ	St	Di	Cd	
Neffgraben:																			
Campan.....	4429	+	66	8		26		2	5		9	15	53						16
	× 4430	..	65	5		30		18	18		33	16	14						
	4432	.	43	1		56		1	24		45	21	8					1	
Santon.....	× 4433	.	24	2		74	50	9	5	+	19	12	2					+	2
	4435	.	61			39	58	2	2		25	11	1						1
Randobach:																			
	4447	.	51	1		48		16	11		37	13	22						1
	4448	.	20	1		79		10	9	3	54	8	15					+	
	4449	.	45	2		53		22	9	4	25	25	15						
	4454	.	43	+		56	9	16	6	1	50	6	3	1		6		1	1
	4457	.	30	+		69	77	1	1		12	4	1						4
Glaselbach:																			
Nierentaler Schichten	× 4444	.	11	4		85		83	5	+	2	5	3					+	
(? oberes) Campan	4445	..	42	31		27		10	6	1	19	10	38					1	
	4446	..	45	20		35		1	1		5	7	42						
	4443	..	38	7		55		+	3		15	4	24						53
	4442	..	69	4		27		4	5	2	65	6	18						
	4441	.	40	1		59	2	7	27		49	13	2						

Tabelle 9 (Fortsetzung)

Probe Nr.	SM	zusammen 100%				übrige durchsichtige Minerale = dM, zusammen 100%													
		Op	BC	Ba	dM	Cr	Gr	Ru	At	Zi	Tu	Ap	Br	Ti	EZ	St	Di	Cd	
Oberes Paleozän	4416	+	65	3		32		43	8		9	7	3		1	24			5
	4415	++	63	2		35		49	2		10	6	3		26			4	
	4414	++	60	3		37	1	57	4		3	3	5	+	23		+	3	
	3728	++	37			63		61	4		6	4	6		1	18			
	× 3729	++	37			63		52	5		6	10	6		+	20	+		
	3732	++	55	3		42		33	12		10	7	1	+	20	16		+	
Dan	× 3888	..	45	4		51	2	58	9		8	12	6		1	3		1	
oberes Maastricht	× 3914	+	47	4		49	1	47	8	+	16	16	3		1	4		3	
	3915	+	38	5		57		41	10		6	16	5		1	20		+	
Obercampan	4417	+	60	2		38		53	12	+	4	8	8	+	+		1	12	
	× 4421	+	70	2		28	+	61	2	1	4	5	5	+	8		+	11	
	4420	++	56	4		40		53	5		8	2	6		8			6	

Tabelle 10: Gams bei Hieflau, tiefere Schichten.

Probe Nr.	SM	zusammen 100%				übrige durchsichtige Minerale = dM, zusammen 100%														
		Op	BC	Ba	dM	Cr	Gr	Ru	At	Zi	Tu	Ap	Br	Ti	EZ	St	Di	Cd	Ho	
Untercampan	4419	..	46	2		52	79	15			1	1	+		1				2	
	× 4418	+	29	2		69	77	6	1		2	6	3		1	2			1	+
Santon	4412	+	21	1		78	86		+		4	8	1	+					1	+
	4413	++	12	3		85	80	4			6	7	1						1	+
	3907	.	13	1		86	92	+	+		1	4	2							
	3908	..	27	+		72	93	+			3	2	1	+						
	× 3910	..	11	3		86	83	+	+		7	7	2	+						
	3911	++	21	+		78	88	2	1		7	2								
	4427	..	73	4		23	38	2	4	1	4	39	11		1					
	4428	..	54	2		44	81				12	6	+							

Tabella 11: Grünbach—Neue Welt, Zweiersdorfer Schichten, Dan-Palaeozän.

Probe Nr.	SM	zusammen 100%					übrige durchsichtige Minerale = dM, zusammen 100%												
		Op	BC	Ba	dM	Cr	Gr	Ru	At	Zi	Tu	Ap	Br	Ti	EZ	St	Di	Cd	
Zweiersdorf, Hohlweg																			
4066	++	5			94		83	15											
× 4067	++	9		2	89		80	15											
4068	××	8			91		89	9											
4069	++	20			79		79	15											
4070	++	29		1	69		68	27											
4071	++	21		2	78		87	5											
4072	++	20			79		85	8											
4073	++	8			91		76	18											
4074	++	10		3	87		75	15											
4075	++	19			80		83	10											

Tabella 12: Grünbach—Neue Welt, Orboiden-Sandsteinzüge, Oberampan-

SE Dreisetten																			
4050	++	45		15	40		5	8											
4051	++	47		8	45		+	9											
4052	++	39		10	51		+	9											
4053	++	56		25	19		2	14											
4055	++	39		22	39		1	10											
4056	..	22		45	33		10	12											
N Muthmannsdorf																			
4057	..	25		26	49		27	9											
4058	..	40		20	40		1	14											
× 4059	..	16		25	59		1	26											
4060	..	14		33	53		+	36											
Muthmannsdorf Bad (Oberampan mit Cycloolithen)																			
4062	+	30		14	29		1	25											
4063	+	31		16	53		2	6											
4064	+	24		50	26		3	6											
4065	++	38		28	34			3											

Tabella 13: Grünbach—Neue Welt, Santon.

N „Segen Gottes“-Schacht																			
4076	..	66		2	32		22	21											
4077	..	66		2	32		28	13											
4078	..	68		6	26		16	17											
× 4080	..	62		1	35		26	9											

Tabelle 14: Südlicher Wienerwald.

	Probe Nr.	SM	zusammen 100%				übrige durchsichtige Minerale = dM, zusammen 100%													
			Op	BC	Ba	dM	Cr	Gr	Ru	At	Zi	Tu	Ap	Br	Ti	EZ	St	Di	Cd	
Dan-Paleozän:																				
Tirolerhof-Siedlung	3978	+	11	7		82	+	60	18			8	6	5					2	
	3979	+	13	4		83		87	6			3	1	2	+				+	
S Gießhübl	3982	..	20	13		67		78	13			3	4	1					1	
	4146	++	6	2		92		90	8			1	+	+					+	
	× 4147	..	18	7		75		85	10			4	1							
Hagenauerwald	4092	..	19	15		66		75	17			4	2	1					+	
Maastricht:																				
N Weißenbach	4089	..	24	13		63		84	6			7	2						+	
S Wassergspreng	4096	++	18	14		68		76	19			2	1	1					1	
W Tirolerhof	× 3976	+	23	7		70		60	11			12	3	5	+				8	
Rosendorfweg	3975	+	8	+		91		83	11	+		2	2	1					+	
	3981	+	4	4		92		93	5			+	1	+					+	
	4148	++	17	1		82		86	10			2	+	+					1	
Gaisriegel	4091	..	29	34		37		80	8			8	1	2					1	
Santon:																				
Steinbruch N Sittendorf	× 4558	.	38	3		59	36		12			33	18						1	
	4559	.	43			57	34	1	21			39	5							
Cenoman:																				
Wildeggen	4149	.	41	5		54	24	3	17			42	10	3				+		
Bad Hubertushof	4367	+	71	7		22	12		8			49	10	21						
Kalkfeld	× 4372	..	32	1		67	50	2	5			24	13	6						
Unterkreide:																				
Vösendorfer Wald	× 3973	+	12	50		38	21		7			20	16	36						
	3980	+	89			11	58	2	2	2	2	15	2	19						

Tabelle 15: Bohrungen Aderklaa und Breitenlee.

Probe Nr.	SM	zusammen 100%				übrige durchsichtige Minerale = dM, zusammen 100%													
		Op	BC	AB	dM	Cr	Gr	Ru	At	Zi	Tu	Ap	Br	Ti	EZ	St	Cd	Ho	
Aderklaa 81:																			
2750—2755 m	3990	..	8	1		91		95	3			+	+	1				+	
2750—2755 m	3991	..	7	1		92	+	93	3				1	1	1			+	+
2890·5—2894·4 m	3992	..	9	16		75		69	11				5	5	9				1
2890·5—2894·4 m	3993	+	15	4		81	+	88	3				1	2	3	+		+	2
2961—2965 m	3994	..	14	7		79		87	4				3	2	3				1
3035·5—3037·5 m	3995	..	16	39		45	+	56	1				6	8	25				3
3120—3123 m	3996	+	24	12		64		79	2				3	4	9				3
3280—3282·5 m	3998	..	7	37		56		77	3				6	6	7				1
Aderklaa 4:																			
2750—2752 m	3194	..	13	7	47	33	1	39	13	+		28	16	2					+
Aderklaa 5:																			
2845—2858·3 m	3626	+	21	3		76		93	1				2	3	+				+
2883—2884 m	3627	..	21	16		63		69	4	1		11	6	6					3
Breitenlee 1:																			
3243—3247 m	×4000	.	37	3	15	45	1	72	14				3	5	5				
3807—3810 m	4002	..	25	17	15	43		85	5				2	1	6				1
3858·5—3861·5 m	4003	..	25	15	12	48		71	13				9	3	3				1
3858·5—3861·5 m	4004	+	17	9	8	66	+	86	4	+			5	3					1
3924—3929 m	4006	+	19	9	32	40		91	2				3	1	1				2
3989—3993 m	4008	+	27	4	6	63		91	5				2	1					1

Tabelle 16: Flysch, Wienerwald.

Probe Nr.	SM	zusammen 100%				übrige durchsichtige Minerale = dM, zusammen 100%													
		Op	BC	Gl	dM	Cr	Gr	Ru	At	Zi	Tu	Ap	Br	Ti	Mo	EZ	St	Cd	
Eozän:																			
Laaber Schichten																			
Klausen-Leopoldsdorf × 4355	..	43	3		54		6	8		66	20								
Laaber Schichten																			
St. Corona 371	+	64	3		33		3	6		67	24								
Greifensteiner Sandstein																			
Steinhartberg × 3383	+	41	2	1	56		1	22	3	65	8							+	
Greifensteiner Sandstein																			
Gugginger Tal 106	.	51	3		46			10		65	22				3				
Maastricht:																			
Wördener Sandstein																			
St. Andra 4361	..	21	5		74		77	5		9	3	3						3	
Altlenzbacher Schichten																			
E Altlenzbach × 3389	+	25	1		74		76	6	+	11	6	+							
Altlenzbacher Schichten																			
Nest 4351	..	72	2		26		68	6	2	11	6	5						2	
Altlenzbacher Schichten																			
Frauenwartberg 4343	..	17	2	+	80	+	14	33		21	18	13							
Campan, Santon																			
Kahlenberger Schichten																			
Dambachtal × 4342	..	40	6	8	46		26	5	1	22	13	32	+						
Coniac, Turon																			
Kaumberger Schichten																			
Triestingtal × 4294	.	21			79	+	1	15	+	74	9	+							
Triestingtal 4297	..	13	2	1	84	+	1	19	1	70	8	+	+						
Coronabach 4315	+	14	+	1	84		1	21	1	65	11	+							
Coronabach 4316	+	60	3		37	1	6	5		76	5	7							

Tabelle 17: Vorland, Molasseuntergrund.

Probe Nr.	SM	zusammen 100%					übrige durchsichtige Minerale = dM, zusammen 100%														
		Op	BC	Gl	Ba	dM	Cr	Gr	Ru	At	Zi	Tu	Ap	Br	Ti	Mo	EZ	St	Di	Cd	Ho
Obereozän:																					
Perwang 1																					
2131-0—2132-0 m	2915	+	6			94		1	+	4	89	5									
2298-1—2290-0 m	2916	+	39	+		60		2		1	2	89	5								
2304-0—2312-5 m	3331	..	45	3	5	47				4	9	85	1								1
Treubach 1																					
1802-0—1816-8 m	× 2907	++	10			90		6		1	6	86	+								
1802-0—1816-8 m	2909	..	61	3		36		9			8	75	7	+							
1816-8—1835-3 m	2878	++	13	1		86				2	1	96	1								
Wegscheid 1																					
2680-0—2686-5 m	3348	..	36			64	+			1		95	3								
Puchkirchen 1																					
2589-3—2592-8 m	2860	++	67	1		32				1		84	14								
2592-8—2594-6 m	2862	++	44	+		55				1		89	10								
Puchkirchen 2																					
2616-0—2620-0 m	2864	.	32	1		61		2				91	2	5							
2633-0—2638-0 m	2867	××	36			64		+			2	96	1								
2638-0—2641-0 m	2868	..	31	+		68				4	1	86	8								
Puchkirchen 3																					
2665-5—2683-0 m	3352	..	7	3		32		10		1	1	77	11								
2683-0—2698-0 m	3353	..	47		1	11		3		6	1	85	3								
Mühlleiten 1																					
2643-3—2661-6 m	2871	.	18			82				6	1	82	10								
2662-0—2670-2 m	2872	.	5			95				5	+	93	1								
Bad Hall 1																					
2088-0—2092-0 m	3323	+	5			95		+		1	1	95	2								
Campan																					
Treubach 1																					
1835-3—1836-0 m	× 2910	++	28	17		55						13	+	12							
1836-0—1843-3 m	2880	..	37	12		51						18	+	13							

Tabelle 17 (Fortsetzung)

Probe Nr.	SM	zusammen 100%					übrige durchsichtige Minerale = dM, zusammen 100%														
		Op	BC	Gl	Ba	dM	Cr	Gr	Ru	At	Zi	Tu	Ap	Br	Ti	Mo	EZ	St	Di	Cd	Ho
Campan																					
Steindlberg 1																					
1931.0—1949.0 m	3344	..	8	20		72	+	52	+		20	2	25								
1949.0—1957.0 m	3345	..	11	24		65		51		+	18	+	29		+						
2056.0—2061.0 m	3346	+	5	52		43		37	+		26		36								
Santon																					
Bad Hall 1																					
2217.0—2218.8 m	× 3326	..	14	+		85		1	+	1	95	2		+		+					
Turon																					
Wegscheid 1																					
3100.0—3102.0 m	× 3349	..	5		23	72		1	13	1	70	15									
Cenoman																					
Treubach 1																					
2257.5—2260.5 m	2882	+	45	2	5	48			7	2	86	5									
2257.5—2260.5 m	× 2883	++	58	+	+	41			4	2	89	4		1							
Steindlberg 1																					
2436.5—2440.3 m	3347	+	19			81			2	7	77	14									
Wegscheid 1																					
3118.0—3124.0 m	3351	..	15	1	5	79				10	84	5		+							

Tabelle 18: Einzelne ausgewählte Analysen als Beispiele für die charakteristische Schwermineralverteilung (in Tafel 3 graphisch dargestellt) Erläuterungen dazu S. 119.

	Probe Nr.	„übrige durchsichtige Minerale“ = dM, zusammen 100%							ZRT
		Cr	Gr	St	Cd	Ho	EZ	Ap	
A. KALKALPEN									
Priabon									
Salzburg	2580	2	62	11				+	24
Ypres									
Salzburg	2596	3	79	2	2				14
Gams	3895		65	12	1			2	20
Paleozän									
Gams	3905		72	13	+		+	4	10
Gams	3729		52	20			+	6	22
Grünbach	4067		80		2			2	16
Südlicher Wienerwald	4147		85						15
Dan									
Gams	3888	2	58		1		3	6	30
Maastricht									
Muttekopf	3006	1	54		1			1	43
Gosau	4444		83		+			3	13
Unterlaussa	1431		67					1	32
Gams	3914	1	47		3		4	3	42
Grünbach	4059	1	26		12			5	56
Südlicher Wienerwald	3976		60		8			5	27
Aderklaa	4000	1	72					5	22
Obercampan									
Brandenberg	3964	9	69	10		3		3	6
Gosau	4430		18					14	68
Gams	4421	+	61		11		8	5	14
Untercampan									
Gams	4418	77	6		1	+	2	3	10
Grünbach	4080	26	9		1			11	53
Santon									
Muttekopf	3055	8	1					1	90
Brandenberg	3961	78	4		1			1	16
Gosau	4433	50	9	+	2			2	36
Unterlaussa	2507	65	2						33
Gams	3910	83	+					2	14
Südlicher Wienerwald	4558	36			1				63
Coniac									
Unterlaussa	1398	23	4				1	3	69
Cenoman									
Südlicher Wienerwald	4372	50	2					6	42
Alb									
Südlicher Wienerwald	3973	21						26	43
Hauterive									
Salzburg	2597	56	1			34			1

Fortsetzung: nächste Seite

Tabelle 18 (Fortsetzung)

	Probe Nr.	„übrige durchsichtige Minerale“ = dM, zusammen 100 %							ZRT
		Cr	Gr	St	Cd	Ho	EZ	Ap	
B. FLYSCH (Wienerwald)									
Eozän									
Laaber Sandstein	4355		6						94
Greifensteiner Sandstein	3383		1	+					98
Maastricht									
Altlenzbacher Schichten	3389		76						24
Campan, Santon									
Kahlenberger Schichten	4342		26					32	42
Coniac, Turon									
Kaumberger Schichten	4294	+	1						98
C. VORLAND									
Obereozän									
Traubach 1, 1802-0—1816-8 m	2907		6						94
Campan									
Traubach 1, 1835-3—1836-0 m	2910		74					12	14
Santon									
Bad Hall 1, 2217-0—2218-8 m	3326		1						99
Turon									
Wegscheid 1, 3100-0—3102-0 m	3349		1						99
Cenoman									
Traubach 1, 2257-5—2260-5 m	2883								100

Erläuterungen zur Tafel 3
(mit Tabelle 18)

Für die übersichtliche Darstellung der Schwermineralinhalte von einzelnen Schichtstößen wurden aus den zahlreichen Analysen die in den Tabellen 1—17 angeordnet sind, je ein Beispiel einer Analyse mit einem charakteristischen Ergebnis aus jedem bearbeiteten Sedimentationsbereich ausgewählt. Es wurden absichtlich nicht Durchschnittswerte errechnet.

Bei der Übersicht auf Tafel 1 und in Tabelle 18 sind nur solche Minerale angeführt, die das eingedriftete Material kennzeichnen helfen.

In der Zeichnung sind daher nicht berücksichtigt:

a) die opaken Körner, weil sie oft nicht bestimmbar sind oder z. B. Pyrit als Neubildung im Sediment zu gelten hat.

b) Biotit und Chlorit, die infolge ihrer Blättchenform im Sediment lagenweise angereichert, also nicht gleichmäßig im Sandstein verteilt sind; sie werden auch bei der gravimetrischen Abtrennung nicht quantitativ erfaßt, da ihr spezifisches Gewicht an der von uns gewählten Grenze liegt.

c) Neubildungen im Sediment wie Glaukonit und Baryt.

In der Tafel sind also nur die „übrigen durchsichtigen Minerale“ angeführt, sie sind in folgender Gruppierung angeordnet (in der Tabelle 18 sind die Abkürzungen verwendet):

Cr = Chromit

Gr = Granat (+ Spinell)

St = Staurolith (+ Disthen)

Cd = Chloritoid

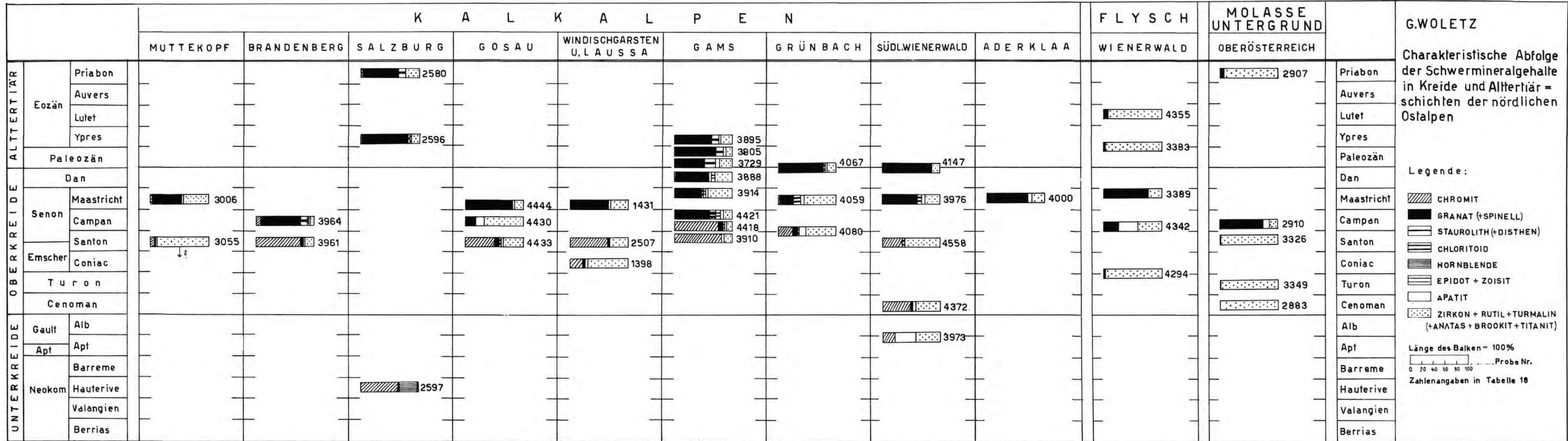
Ho = Hornblende

EZ = Epidot + Zoisit

Ap = Apatit

ZRT = Zirkon + Rutil + Turmalin (+ Anatas + Brookit + Titanit)

+ in den Zahlenreihen bedeutet: weniger als 1%.



Ostracoden aus der alpinen Trias

II. Weitere *Bairdiidae*

Von KURT KOLLMANN *)

Mit 8 Textabbildungen, 3 Tabellen und 11 Tafeln

Ostracods from the Alpine Triassic

II. Further *Bairdiidae*

By KURT KOLLMANN *)

With 8 Text-Figures, 3 Tables and 11 Plates

Inhalt

	Seite
Summary	123
Zusammenfassung	124
I. Vorwort	125
II. Stratigraphischer Teil	127
1. Beschreibung der Fundstellen und ihre stratigraphische Einstufung	127
A. Seelandalpe	129
B. Sett-Saß-Scharte	131
C. Segen Gottes-Schacht	131
D. Roßmoos	131
E. Hallstätter Salzberg	131
F. Halleiner Salzberg	134
Jakobbergstollen	134
Untersteinbergstollen	135
G. Grünbachgraben	135
H. Fischerwiese	136
I. Plackles	136
J. Lanzing	136
K. Dolomitenhütte	136

*) Anschrift des Verfassers: Rohoel-Gewinnungs-Aktiengesellschaft, Schwarzenbergplatz 16, Wien I.

	Seite
2. Zur stratigraphischen Verbreitung der Bairdiidae vom Oberen Oberladin bis zum Lias-Fleckenmergel (Jakobbergserie)	138
Oberes Oberladin (Oberes Cordevol)	138
Unteres Unterkarn (Unter-Jul)	138
Oberes Unterkarn (Ober-Jul) und Oberkarn (Tuval)	140
Tieferes und höheres Unternor (Lac und Alaun)	140
Obernor-Rhät	140
Tieferes Obernor (Tieferes Sevat)	141
Rhät	142
a) Rhätische Zlambachmergel und Rhätmergel allgemein, Mergel der Kössener Schichten	142
b) Roststreifige Mergeltonen	147
Lias-Fleckenmergel (Jakobbergserie)	149
3. Zur stratigraphischen Reichweite der besser bekannten Gattungen der <i>Bairdiidae</i> vom Ordovizium bis in den Lias	152
III. Paläontologischer Teil	156
1. Zur äußeren Schalenmorphologie und zur Terminologie des Schalenbaues ...	156
2. Bemerkungen zur Klassifikation der paläozoischen und frühmesozoischen <i>Bairdiidae</i>	158
3. Entwurf eines Bestimmungsschlüssels für die Unterfamilien und besser bekannten Gattungen der Familie <i>Bairdiidae</i> G. O. SARS 1888 aus dem Paläozoikum und Frühmesozoikum	160
4. Systematische Beschreibung	163
Subfamilie <i>Bairdiinae</i> Sars 1923	163
Genus <i>Bairdia</i> McCoy 1844	165
<i>B. deformata</i> n. sp.	165
Genus <i>Urobairdia</i> n. g.	165
<i>U. austriaca</i> n. sp.	166
<i>U. angusta</i> n. sp.	167
Genus <i>Cryptobairdia</i> Sohn 1960	168
<i>C. hians</i> n. sp.	168
Genus <i>Lobobairdia</i> n. g.	168
<i>L. salinaria</i> n. sp.	169
Genus <i>Anisobairdia</i> n. g.	170
<i>A. cincta</i> n. sp.	170
<i>A. salzburgensis</i> n. sp.	171
Subfamilie <i>Alanellinae</i> Botček 1936	172
Subfamilie <i>Nodobairdiinae</i> n. subfam.	173
Genus <i>Nodobairdia</i> n. g.	174
<i>N. mammilata</i> n. sp.	174
<i>N. verrucosa</i> n. sp.	176
Genus <i>Mirabairdia</i> n. g.	177
<i>M. pernodosa</i> n. sp.	177
Subfamilie <i>Triebelinae</i> n. subfam.	178
Genus <i>Triebelina</i> v. d. Bold 1946	179
<i>T.</i> sp. 158	179
<i>T.</i> sp. 498	179
Genus <i>Ptychobairdia</i> Kollmann 1960	179
<i>P. schaubergeri</i> n. sp.	179
<i>P. kristanae</i> Kollmann	181
Genus <i>Dicerobairdia</i> n. g.	181
<i>D. bicornuta</i> n. sp.	182
<i>D. aff. bicornuta</i> n. sp.	183
<i>D. ladinica</i> n. sp.	183
<i>D. gruenbachensis</i> n. sp.	184
<i>D. elegans</i> n. sp.	185
Subfamilie <i>Carinobairdiinae</i> n. subfam.	186
Genus <i>Bairdiolites</i> Croneis & Gale 1939	188
<i>B. semisculpta</i> n. sp.	188

	Seite
Genus <i>Neobairdiolites</i> n. g.	189
<i>N. placklesensis</i> n. sp.	190
Genus <i>Carinobairdia</i> n. g.	190
<i>C. triassica</i> n. sp.	191
<i>C. umbonata</i> n. sp.	193
<i>C. alpina</i> n. sp.	194
<i>C. alta</i> n. sp.	195
<i>C. tenuicarinata</i> n. sp.	196
Genus <i>Medwenitschia</i> n. g.	197
<i>M. ornata</i> n. sp.	197
<i>M. aff. ornata</i> n. sp.	198
<i>Bairdiidarium</i> gen. et. sp. inc./165.	199
IV. Literaturverzeichnis	199

Summary

The present publication deals with the stratigraphic distribution and paleontology of some Bairdiidae from deposits of middle Triassic (upper Ladinian) up to lower Jurassic (Liassic) age.

The stratigraphic part covers in some detail 48 localities from 11 groups of exposures. These localities comprise marls of the younger Upper Ladinian (Upper Cordevol), Lower Karnian (Lower Julian), Upper Norian (Lower Sevatian), Rhetic and Liassic from various tectonic units of the Alps. For these members the stratigraphic distribution of the *Bairdiidae* along with a brief characterization of the other ostracod fauna is outlined.

The "rust-streaked marly clays" are introduced as formation term. Their assignment to the highest Rhetic is substantiated by new data based on microstratigraphic considerations. A complex of strata well defined in a petrographic and microstratigraphic sense is involved, which so far has been found in galleries of alpine salt mines only. The stratigraphic superposition of the Upper Noric-Rhetic Zlambach marls by rust-streaked banded marls by Liassic Spotted Marls is demonstrated on some gallery sections.

A micropaleontologically well characterized element within the liassic "Spotted Marl" of the lower Hallstatt nappe = Zlambach nappe is called "Jakobbergserie". This is intended as a first suggestion in the direction of a subdivision of the liassic "Spotted-marl"-complex by means of micropaleontological and facies evidence. The thanatocoenose in these sediments consists of foraminifera, radiolaria, silicispongiae, crinoid remains, ostracods, occasionally also of small brachiopods. Stratigraphically the series comprises proven lowermost Liassic, its accurate delimitation towards top is not yet established. The stratigraphic part closes with a survey of the ranges of the Bairdiidae genera so far known and newly described from Ordovician up to Liassic.

The paleontological part briefly deals with the exterior shell morphology, terminology and classification of the Bairdiidae. Three is set up a key for determining the partly new subfamilies and better known paleozoic and early-Mesozoic genera of that family.

The family of the *Bairdiidae* is divided into 5 subfamilies: *Bairdiinae* Sars 1923; *Alanellinae* Bouček 1936; *Nodobairdiinae* n. subfam.; *Triebeleininae* n. subfam.; *Carinobairdiinae* n. subfam.

4 species of known genera are newly described: *Bairdia deformata* n. sp.; *Cryptobairdia hians* n. sp.; *Ptychobairdia schaubergeri* n. sp.; *Bairdiolites semisculpta* n. sp.

Owing to inadequate material, 2 forms of the genus *Triebelina* are quoted in open nomenclature: *Triebelina* sp./158; *T.* sp./498.

1 species is withdrawn because of synonymy: *Ptychobairdia medwenitschi* KOLLMANN = molt stage of *Ptychobairdia kristanae* KOLLMANN.

9 genera with 19 species are newly described: *Urobairdia* n. g. (with *U. austriaca* n. sp. and *U. angusta* n. sp.); *Lobobairdia* n. g. (with *L. salinaria* n. sp.); *Anisobairdia* n. g. (with *A. cincta* n. sp. and *A. salisburgensis* n. sp.); *Nodobairdia* n. g. (with *N. mammilata* n. sp. and *N. verrucosa* n. sp.); *Mirabairdia* n. g. (with *M. pernodosa* n. sp.); *Dicerobairdia* n. g. (with *D. bicornuta* n. sp., *D. ladinica* n. sp., *D. gruenbachensis* n. sp., *D. elegans* n. sp.); *Neobairdiolites* n. g. (with *N. placklesensis* n. sp.); *Carinobairdia* n. g. (with *C. triassica* n. sp., *C. umbonata* n. sp., *C. alpina* n. sp., *C. alta* n. sp., *C. tenuicarinata* n. sp.); *Medwenitschia* n. g. (with *M. ornata* n. sp.).

There were made also 2 affinis determinations concerning new species: *Dicerobairdia* aff. *bicornuta* n. g. n. sp.; *Medwenitschia* aff. *ornata* n. g. n. sp.

Zusammenfassung

Die vorliegende Publikation behandelt die stratigraphische Verbreitung und Paläontologie einiger *Bairdiidae* aus Ablagerungen des Zeitabschnittes zwischen dem Oberen Oberladin und dem Lias.

Im stratigraphischen Teil werden 48 Bemusterungspunkte aus 11 Aufschlußgruppen näher beschrieben. Sie umfassen mergelige Ablagerungen des Oberen Oberladin (Ob. Cordevol), Unterkarn (Unterjul), Obenor (tieferen Sevat), Rhät und Lias verschiedener tektonischer Einheiten der Alpen. Für diese Schichtglieder wird die stratigraphische Verbreitung der *Bairdiidae* nebst kurzer Charakteristik der übrigen Ostracodenfauna gegeben. Die „Roststreifigen Mergeltone“ werden als Formation-Begriff eingeführt. Für ihre Einstufung in das höchste Rhät werden neue Gesichtspunkte auf Grund mikrostratigraphischer Überlegungen geltend gemacht. Es handelt sich um ein petrographisch und mikrostratigraphisch gut definierbares Schichtpaket, welches bisher nur unter Tage in alpinen Salzlagerstätten festgestellt werden konnte. Die stratigraphische Superposition der obenorisch-rhätischen Zlambachmergel, roststreifigen Bändermergel und Lias-Fleckenmergel wird an einigen Stollenprofilen erläutert.

Als „Jakobbergserie“ wird eine mikropaläontologisch gut charakterisierbare Entwicklung innerhalb der Lias-Fleckenmergel der unteren Hallstätter Decke = Zlambach-Decke bezeichnet. Damit soll der Anfang zu einer mikropaläontologischen und faziellen Aufgliederung des Komplexes der Lias-Fleckenmergel gemacht werden. Die Thanatocoenose dieser Serie setzt sich zusammen aus Foraminiferen, Radiolarien, Kieselspongien, Crinoidenresten, Ostracoden, gelegentlich auch kleinen Brachiopoden. Stratigraphisch umfaßt die Serie gesicherten tiefen Lias, jedoch ist ihre genaue Begrenzung nach oben noch ungewiß. Ein Überblick über die Reich-

weiten der bisher bekannten und neu hinzukommenden Gattungen der *Bairdiidae* innerhalb der Zeitspanne zwischen Ordovizium und Lias beschließt den stratigraphischen Teil.

Im paläontologischen Teil wird kurz auf die äußere Schalenmorphologie, Terminologie und Klassifikation der *Bairdiidae* eingegangen. Es wird ein Bestimmungsschlüssel für die zum Teil neuen Unterfamilien und die besser bekannten paläozoischen und frühmesozoischen Gattungen dieser Familie entworfen.

Die Fam. *Bairdiidae* wird in 5 Subfamilien gegliedert: *Bairdiinae* Sars 1923; *Alanellinae* Bouček 1936; *Nodobairdiinae* n. subfam.; *Triebelinae* n. subfam.; *Carinobairdiinae* n. subfam.

4 Arten bekannter Gattungen werden neu beschrieben: *Bairdia deformata* n. sp.; *Cryptobairdia hians* n. sp.; *Ptychobairdia schaubergeri* n. sp.; *Bairdiolites semisculpta* n. sp.

2 Formen der Gattung *Triebelina* werden wegen unzulänglichen Materials in offener Nomenklatur angegeben: *Triebelina* sp./158; *T.* sp./498.

1 Art wird wegen Synonymie eingezogen: *Ptychobairdia medwenitschi* Kollmann = Larvenstadium von *Ptychobairdia kristanae* Kollmann.

9 Gattungen mit 19 Arten werden neu beschrieben: *Urobairdia* n. g. (mit *U. austriaca* n. sp. und *U. angusta* n. sp.); *Lobobairdia* n. g. (mit *L. salinaria* n. sp.); *Anisobairdia* n. g. (mit *A. cincta* n. sp. und *A. salisburgensis* n. sp.); *Nodobairdia* n. g. (mit *N. mammilata* n. sp. und *N. verrucosa* n. sp.); *Mirabairdia* n. g. (mit *M. pernodosa* n. sp.); *Dicerobairdia* n. g. (mit *D. bicornuta* n. sp., *D. ladinica* n. sp., *D. gruenbachensis* n. sp., *D. elegans* n. sp.); *Neobairdiolites* n. g. (mit *N. placklesensis* n. sp.); *Carinobairdia* n. g. (mit *C. triassica* n. sp., *C. umbonata* n. sp., *C. alpina* n. sp., *C. alta* n. sp., *C. tenuicarinata* n. sp.); *Medwenitschia* n. g. (mit *M. ornata* n. sp.).

Dazu kommen 2 affinis-Bestimmungen zu neuen Arten: *Dicerobairdia* aff. *bicornuta* n. g. n. sp.; *Medwenitschia* aff. *ornata* n. g. n. sp.

I. Vorwort

Mit den „Ostracoden aus der alpinen Trias Österreichs, I. *Parabairdia* n. g. und *Ptychobairdia* n. g. (*Bairdiidae*)“ machte der Verfasser 1960 den Anfang zu einer zeitgemäßen Beschreibung und stratigraphischen Auswertung einer, in den Ablagerungen der alpinen Trias nicht seltenen, jedoch bisher kaum beachteten Tiergruppe. Da sich die beherrschende Stellung der *Bairdiidae* an Hand der neuen Materialien bestätigte, lag es auf der Hand, mit ihrer Bearbeitung fortzufahren. Aus der großen Anzahl von glattschaligen Formen werden hier vorläufig nur einige markantere Vertreter beschrieben. Der Schwerpunkt wird auf die skulptierten *Bairdiidae* gelegt, die zwar in der Trias eine bisher nicht geahnte Virenzphase erreichen, jedoch meist in geringer Individuenanzahl auftreten.

Das diesmal zur Verfügung stehende Probenmaterial ist äußerst umfangreich. Stratigraphisch umfaßt es gesichertes Oberes Oberladin (= Obere Cassianer Schichten), Unterkarn (Unterjul), Obenor (Tieferes Sevat) und vor allem Rhät. Hinzu kommen noch Probenserien aus dem tiefen Lias.

Trotz der noch bestehenden stratigraphischen Lücken im vorliegenden Material dürften nunmehr die wesentlichsten Gattungen und ein beträchtlicher Teil der Arten der skulptierten *Bairdiidae* eines Zeitabschnittes von weit über 20 Millionen Jahren erfaßt sein.

Es besteht nicht die Absicht für die alpine Trias eine eigene „Ostracodenstratigraphie“ aufzubauen. Es wird im Gegenteil angestrebt, die Ostracoden an sauber einstuftbaren Makrofaunen und womöglich an klassischen Profilen zu eichen und sie von Anfang an in den Gesamtrahmen der Stratigraphie einzubauen. Sie werden, soweit schon jetzt zu beurteilen ist, gemeinsam mit den übrigen tierischen und pflanzlichen Mikrofossilien, wie insbesondere den Foraminifern, Sporen usw. bei der Auflösung der oft an bestimmbareren Makrofaunen armen Mergelserien gute Dienste leisten.

Ökologische Fragen werden in diesem Rahmen nicht behandelt; dies wäre verfrüht, solange die Bestandsaufnahme und taxionomische Bearbeitung noch im Anfangsstadium stehen. Es soll vorläufig nur darauf hingewiesen werden, daß sämtliche *Bairdiidae* Bewohner des Meeres sind.

Die Bemusterungspunkte beschränken sich nicht auf das österreichische Staatsgebiet allein. Es wurde daher der Titel des vorliegenden zweiten Teiles sinngemäß in „Ostracoden der alpinen Trias, II. usw.“ abgeändert.

Viele in diesem Beitrag geäußerte Gedankengänge sind aus der fruchtbaren engen Zusammenarbeit mit Prof. Dr. W. MEDWENITSCH, Dr. R. OBERHAUSER und Dr. B. PLÖCHINGER hervorgegangen. Ihnen und Dir. Dr. R. JANOSCHEK möchte der Verfasser an dieser Stelle auch für die gründliche kritische Durchsicht des Manuskriptes zu dieser Publikation herzlichen Dank sagen.

Zu verbindlichem Dank ist der Verfasser ferner verpflichtet:

für die Versorgung mit Probenmaterial aus der alpinen Trias: Dr. F. ABERER (Wien), Dr. E. BRAUMÜLLER (Wien), cand. phil. W. EPPENSTEINER (Wien), Dipl. Geol. U. FRANZ (München), cand. phil. H. KOLLMANN (Wien), Bergverw. Dr. L. KOSTELKA (Klagenfurt), Dr. E. KRISTAN-TOLLMANN (Wien), Dir. Prof. Dr. H. KÜPPER (Wien), Prof. Dr. W. MEDWENITSCH und seinen Studenten (Wien), Dr. R. OBERHAUSER (Wien), Dr. B. PLÖCHINGER (Wien), Prof. G. ROSENBERG (Wien), Dr. H. SALZER (Wien), Oberstud.-Rat Dr. M. SCHLAGER (Salzburg), Dr. F. WEBER (Haag am Hausruck), Prof. Dr. H. ZAPPE (Wien),

für die Bestimmung von Makro- und Mikrofossilien: Dr. R. OBERHAUSER, Dr. H. STRADNER, Prof. Dr. H. ZAPPE,

für die Überlassung von Lageskizzen und Profilen: Prof. Dr. W. MEDWENITSCH, Dr. R. OBERHAUSER, Prof. G. ROSENBERG.

Besonderen Dank schuldet der Verfasser den Herren Dir. Dr. H. KÜPPER für die bei der Herausgabe dieser etwas umfangreichen Publikation erwiesene Großzügigkeit und Dir. Dr. R. JANOSCHEK für die verständnisvolle Förderung dieser vom Verfasser neben seinem Beruf durchgeführten Arbeit, vor allem für das besondere Entgegenkommen, Schreib- und Zeichenarbeiten bei der Rohoel-Gewinnungs-A. G. in Wien durchführen zu lassen.

Die Typen zu dieser Arbeit werden in der Sammlung der Geologischen Bundesanstalt unter den Nummern GBA/0142—0193 aufbewahrt.

II. Stratigraphischer Teil

1. Beschreibung der Fundstellen und ihre stratigraphische Einstufung

(dazu Tabelle 1)

Vorbemerkungen

In den „Ostr. aus der alpinen Trias Österreichs, Teil I“, hat der Verfasser Faunen aus fünf Aufschlußgruppen und siebzehn Einzelaufschlüssen (Nr. 1—17) näher behandelt. Im vorliegenden Teil II wird die fortlaufende Numerierung bei 48 neuen Aufschlüssen beibehalten. Diese (Nr. 18—65) werden diesmal jedoch mit Rücksicht auf ein wesentlich umfangreicheres Material zu 11 Aufschlußgruppen (A—K) zusammengefaßt: A. Seelandalpe, B. Sett-Saß-Scharte, C. Segen Gottes-Schacht, D. Roßmoos, E. Hallstätter Salzburg, F. Halleiner Salzburg, G. Grünbachgraben, H. Fischerwiese bei Aussee, I. Plackles, J. Lanzing, K. Dolomitenhütte (Lage s. Textabb. 1).

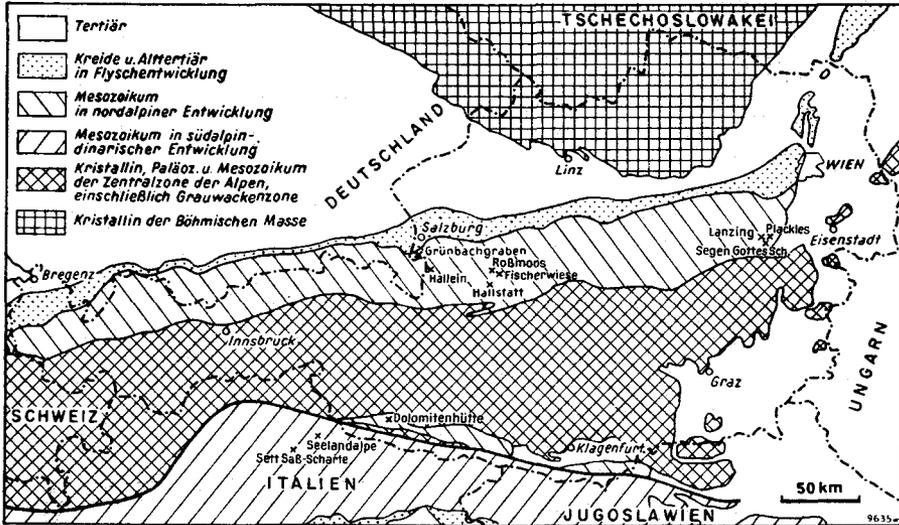


Abb. 1: Geologische Karte von Österreich (vereinfacht), mit Lage der in dieser Arbeit behandelten Aufschlußgruppen (Kreuzchen)

Nachträge und Korrekturen zu den seinerzeit behandelten Aufschlüssen werden unter der ursprünglichen Laufnummer bei den jeweiligen Aufschlußgruppen eingefügt. Dieses Ordnungsprinzip soll auch bei weiteren Beiträgen zur Kenntnis der Ostracoden der alpinen Trias beibehalten werden.

In diesem Kapitel werden folgende Abkürzungen gebraucht:

Rad	= Radiolarien	Ast	= Asteroideenreste
For	= Foraminiferen	Ech	= Echinidenreste
Ost	= Ostracoden	Brach	= Brachiopodenreste
Spong	= Spongienreste	Biv	= Bivalvenreste
Kor	= Korallen	Gast	= Gastropodenreste
Crin	= Crinoidendreste	Amm	= Ammonoideenreste

Diese Angaben sollen vorerst in jenen Fällen genügen, wo noch keine nähere Bearbeitung der in den Schlämmrückständen gefundenen übrigen Organismenreste vorliegt.

A. Seelandalpe

Prager Dolomiten, Südtirol. Aufschlüsse im Bacheinschnitt des Seelandbaches, unterhalb der Straße Schluderbach—Plätzwiesen, SW Werk Plätzwiesen und unmittelbar an der Straße SE Werk Plätzwiesen. Die Lage der Bemusterungspunkte ist auf den Skizzen Textabb. 2 und 3 eingezeichnet. Die Stationen sind dort mit ihren Originalnummern angegeben. Von R. OBERHAUSER stammen folgende nähere Angaben zu seinen Proben (1960):

Im Bach SW Werk Plätzwiesen:

Oberhalb des Querweges, Rutschungsanbruch am östlichen Bachufer:

- Probe 1, oberste Probe
- Probe 2, $\pm 1 m$ liegend
- Probe 3, $\pm 1 m$ liegend
- Probe 4, $\pm 1 m$ liegend
- Probe 5, $\pm 1 m$ liegend
- Probe 6, $\pm 1 m$ liegend (in dieser Arbeit lfd. Nr. 18).

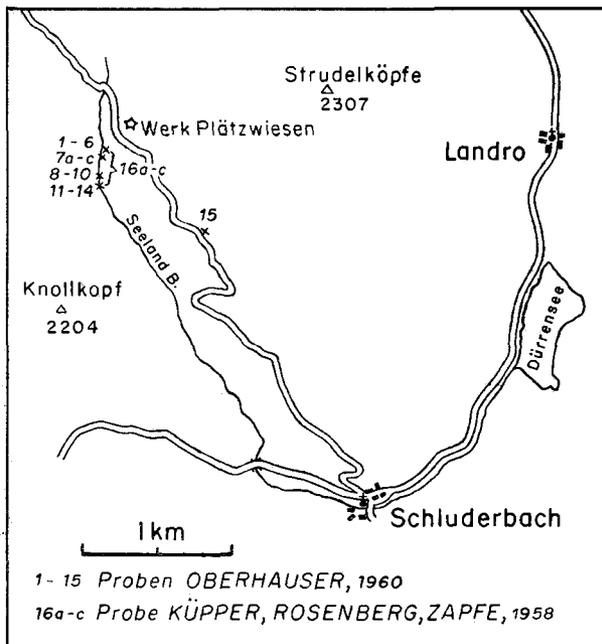


Abb. 2: Probenentnahmestellen auf der Seelandalpe NW Schluderbach (n. R. OBERHAUSER). Folgende Probennummern dieser Skizze entsprechen den im Text verwendeten fortlaufenden Nummern:

Nr. 6 = lfd. Nr. 18, Nr. 14 = lfd. Nr. 19, Nr. 16 b = lfd. Nr. 20.

± 10 m südlich davon in kleinem Aufschluß aus 10 cm mächtigen Tonlagen im Bach:

Probe 7 a—c.

Unterhalb des Querweges, wo der Bach sich stärker einschneidet:

Probe 8, ± 80 m bachabwärts von Proben 7 a—c zunächst aus flach lagernden Schichten

Probe 9, 1 m hangend

Probe 10, 6 m hangend.

Dann nach Saigerstellung, ± 40 m bachabwärts von Proben 8—10 aus Schichten mit flacher Lagerung:

Probe 11

Probe 12, 1 m hangend

Probe 13, 1 m hangend

Probe 14, 3 m hangend (in dieser Arbeit lfd. Nr. 19).

An der Straße Schluderbach—Plätzwiesen, SE Werk Plätzwiesen:

Probe 15, beim Bachdurchlaß aus der Straßenböschung.

Proben 1—14 stammen etwa aus gleichem Niveau, Probe 15 liegt möglicherweise höher im Profil und hat einen anderen Faunencharakter. Sie gehört vielleicht schon ins Unterkarn? (Nach Textabb. 3 sieht es allerdings so aus, als läge sie stratigraphisch tiefer). Eine Publikation von Foraminiferen dieses Fundpunktes durch R. OBERHAUSER ist geplant.

Aus einer früheren Aufsammlung (H. KÜPPER, G. ROSENBERG, H. ZAPFE, 1958) stammen die Proben Nr. 16 a—c (16 b = in dieser Arbeit lfd. Nr. 20). Diese Fundpunkte liegen irgendwo im Intervall zwischen den Proben R. OBERHAUSER, Nr. 1—14.

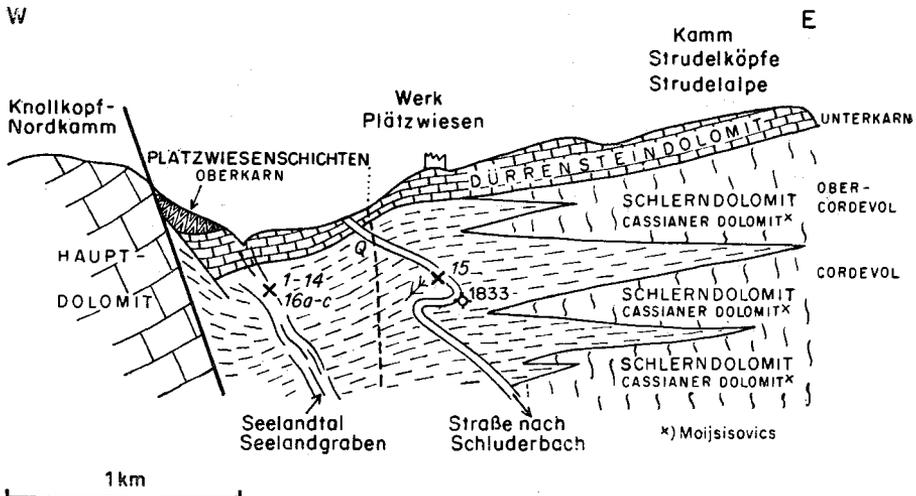


Abb. 3: Profil Knollkopf — Seelandgraben — Strudelköpfe (n. G. ROSENBERG). Folgende Probennummern dieses Profiles entsprechen den im Text verwendeten fortlaufenden Nummern:

Nr. 6 = lfd. Nr. 18, Nr. 14 = lfd. Nr. 19, Nr. 16 b = lfd. Nr. 20.

Einstufung der Proben: Oberes Oberladin = Obere Cassianer Sch. = Seelandschichten.

- 18, 19. Seelandalpe, Einschnitt des Seelandbaches, SW Werk Plätzwiesen (Probe OBERHAUSER Nr. 6 und 14, 1960). Mergel. For, Ost.
Einstufung: siehe oben.
20. Seelandalpe, Einschnitt des Seelandbaches, SW Werk Plätzwiesen. Aus der benachbarten Probe 16 a beschreibt R. OBERHAUSER (1960) eine Foraminiferenfauna (Probe KÜPPER, ROSENBERG, ZAPFE 1958, 16 b). Mergel. For, Ost.
Einstufung: siehe oben.

B. Sett-Saß-Scharte

Nähe St. Cassian, zwischen Richthofenriff und Sett-Saß. Die hier anstehenden Mergel werden als Obere Cassianer Schichten = Falzarego Schichten — oberes Cordevol eingestuft.

21. Fundpunkt etwas westlich unterhalb der Scharte (Probe KÜPPER, ROSENBERG, ZAPFE 1958, Nr. 26). Lage und Foraminiferenfauna siehe R. OBERHAUSER 1960, Profil S. 12, Textabb. 3. Mergel, For, Conodonten, Gast, Ech, Crin, Ost.
Einstufung: siehe oben.

C. Segen-Gottes-Schacht

Hohe Wand (Niederösterreich, W Wr. Neustadt). Karnische Halobien-schiefer (Unter-Jul). Lage und Foraminiferenfauna von diesem Punkt siehe R. OBERHAUSER (1957, 1960, Textabb. Nr. 1).

22. 300 m NW Segen-Gottes-Schacht, Auswurf aus einem älteren Schurf nahe dem Waldrand (Sammelprobe von mehreren Bemusterungen). Halobien-schiefer. For, Spong, Ech, Biv, Gast, Amm, Ost.
Einstufung: Karn, Unteres Unter-Jul.

D. Roßmoos

NE Bad Goisern (Oberösterreich, Salzkammergut), Aufschluß an neuem Fußweg von der Lift-Endstation Liesen auf das Hütteneck, an der letzten Wegbiegung mit starker Steigung vor der Roßmoosalm (Lage Textabb. 4, Aufschlußskizze Textabb. 5). Ammonitenlinse mit begleitenden Zlambachmergeln. Von W. MEDWENITSCH wurde die erste Bemusterung bei Entdeckung der Ammonitenlinse VII/1960, die zweite 1961 bei Kartierungsübungen durchgeführt. Außer dem hier näher behandelten Fundpunkt stammen alle anderen auf den Lageskizzen angegebenen Bemusterungspunkte von der Aufsammlung 1961.

23. Roßmoos, im Hangenden der Ammonitenlinse, siehe obige Lageskizzen (Probe W. MEDWENITSCH, Nr. 249, 3. 7. 1960; Nähe Probe Nr. 773, 7. 5. 1961). Fleckenmergel. For, Ost.
Einstufung: Obenor (tieferes Sevat).

E. Hallstätter Salzburg

Einige Proben aus den tauben Einlagerungen des Hallstätter Salzberges (lfd. Nr. 8—13) wurden bereits in Teil I berücksichtigt.

Die seinerzeit behandelten, und die im folgenden beschriebenen Proben aus dem Hallstätter Salzburg stammen alle aus den obernorischen bis rhätischen Zlambachmergeln der tauben Einlagerungen.

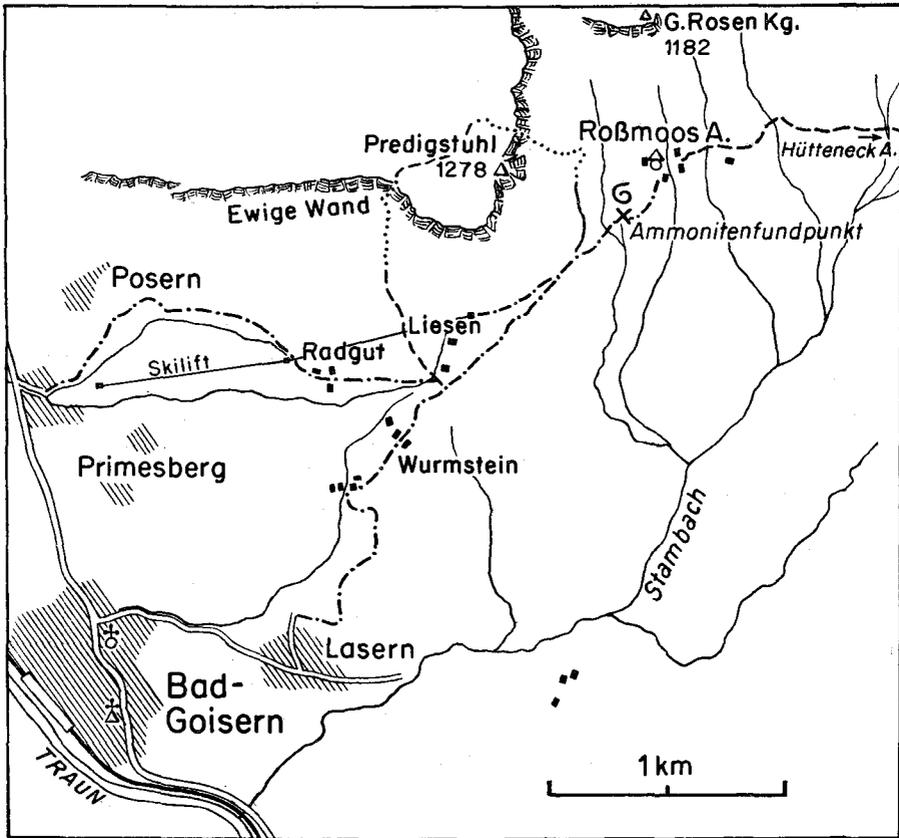


Abb. 4: Neuer Ammonitenfundpunkt auf der Roßmoos-Alpe (n. W. MEDWENTITSCH)

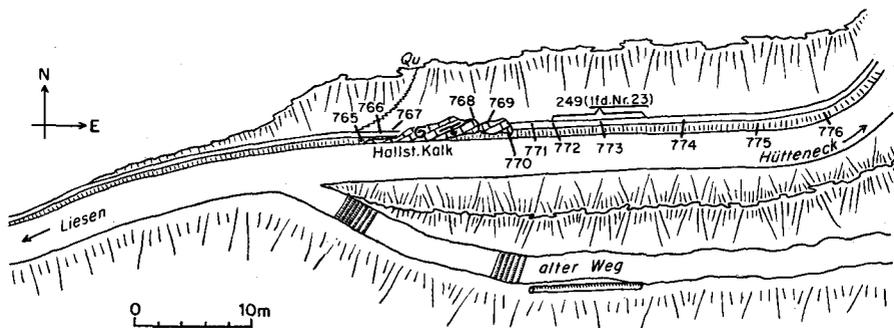


Abb. 5 Lageskizze: Neuer Ammonitenfundpunkt auf der Roßmoos-Alpe mit den wichtigsten Bemusterungsstellen (aufg. v. Gudrun KOPF u. H. PLACHY 1961). Die im Text unter der laufenden Nr. 23 angeführte Probe entspricht Nr. 249 dieser Skizze.

Bei den Ostracodenfaunen der in Teil I charakterisierten Aufschlüsse des Hallstätter Salzberges wurde öfters *Bairdiocypris* sp. angeführt. Wie sich später an Einzelklappen feststellen ließ, haben diese Formen jedoch eine wohlentwickelte Innenlamelle und sind wohl der Gattung *Cryptobairdia* SOHN 1960 zuzuordnen. Die ebenfalls erwähnten „*Glyptobairdia*-ähnlichen Formen“ sind mit verschiedenen Arten der neuen Gattung *Carinobairdia* identisch. Die dort angeführte *Ptychobairdia* ? sp. entspricht *Lobobairdia salinaria* n. g. n. sp. In vielen Proben kommen auch Ostracoden vor, die der Verfasser der Gattung *Ogmoconcha* TRIEBEL 1941 zuordnete. In neuerer Zeit wird diese jedoch vielfach als Synonym in die Gattung *Hungarella* MÉHES, 1911 gestellt. Der Verfasser hält dieses Vorgehen für verfrüht. Erst ein genaues Studium des Schalenbaues des Generotypus von *Hungarella* würde dazu berechtigen. Mit Rücksicht auf diese Sachlage wird im folgenden von „*Ogmoconcha* oder *Hungarella*“ gesprochen.

Nachtrag zu den Proben in Ostr. Trias I:

- ad 8) Hallstätter Salzberg (Probe MEDWENITSCH Nr. 18, 1951).
Einstufung: Oberror—Rhät, Zlambachmergel.
- ad 10) Hallstätter Salzberg (Probe MEDWENITSCH Nr. 42, 1959).
Einstufung: Rhät, Zlambachmergel (früher Obertrias allgemein).
- ad 11) Hallstätter Salzberg (Probe MEDWENITSCH Nr. 43, 1958).
Einstufung: Oberror—Rhät, Zlambachmergel (früher Rhät?).
- ad 13) Hallstätter Salzberg (Probe MEDWENITSCH Nr. 80, II/1960).
Einstufung: Oberror—Rhät, Zlambachmergel.

Neue Proben:

- 24. Hallstätter Salzberg, Elisabeth-Horizont, Vorhaupteinlagerung, Hauptschachtricht, 43 m W Beustschacht (Probe MEDWENITSCH Nr. 4, 1959). Mergel, For, Ost.
Einstufung: Rhät, Zlambachmergel.
- 25. Hallstätter Salzberg, Elisabeth-Horizont, Vorhaupteinlagerung, 124 m E Beustschacht auf Hauptschachtricht (Probe MEDWENITSCH Nr. 11, 1959). Mergel, Ech. ? For, Ost.
Einstufung: Rhät, Zlambachmergel.
- 26. Hallstätter Salzberg, Backhaus-Horizont, Vorhaupteinlagerung, Hauptschachtricht, 65 m E Beustschacht (Probe MEDWENITSCH Nr. 38, 1959). Korallenmergel, Ech, Crin., Biv, For, Ost.
Einstufung: Rhät, Zlambachmergel.
- 27. Hallstätter Salzberg, Backhaus-Horizont, Vorhaupteinlagerung, 65 m E Beustschacht auf Hauptschachtricht (Probe MEDWENITSCH Nr. 45, 1959). Korallenmergel, Crin, Ech, For, Ost.
Einstufung: Rhät, Zlambachmergel.
- 28. Hallstätter Salzberg, Josef-Horizont, Hohenfeld-Scholle, Springer Kehr, 30 m von Schickmayer Kehr (Probe MEDWENITSCH Nr. 70, III/1951, HS 302). Mergel, Crin, For, Ost.
Einstufung: Rhät, Zlambachmergel.
- 29. Hallstätter Salzberg, Elisabeth-Horizont, Böhm.-Bauwerk Kehr × Pfeifer Schurf (Probe MEDWENITSCH Nr. 101, II/1960). Mergel, Gast, For, Ost.
Einstufung: Rhät, Zlambachmergel.
- 30. Hallstätter Salzberg, Elisabeth-Horizont, Vorhaupteinlagerung, Hauptschachtricht, 43 m E Beustschacht (Probe MEDWENITSCH Nr. 122, II/1960). Mergel, For, Ost.
Einstufung: Oberror—Rhät, wohl Rhät, Zlambachmergel.

31. Hallstätter Salzberg, Christina-Horizont, Zentrale Einlagerung, Hauptschachtricht, gegenüber Lenoble Kehr (Probe MEDWENITSCH Nr. 159, II/1960). Mergel mit For, Kor, Crin (Stiel- und Armglieder) 1 Amm, Ost.
Einstufung: Rhät, Zlambachmergel.
32. Hallstätter Salzberg, Christina-Horizont, Zentrale Einlagerung, Hauptschachtricht, 10 m E Lenoble Kehr (Probe MEDWENITSCH Nr. 160, II/1960). Fleckenmergel. For, Ost,
Einstufung: Rhät, Zlambachmergel.
33. Hallstätter Salzberg, Elisabeth-Horizont, Vorhaupt-Einlagerung, Joh. Häuplkehr, 14 m N Hauptschachtricht, E-Ulm (Probe MEDWENITSCH Nr. 522, 8. 2. 1961). Dunkle, kalkreiche Mergel, schieferig, mit For, Kor + Crin, Ost.
Einstufung: Rhät, Zlambachmergel.
34. Hallstätter Salzberg, Elisabeth-Horizont, Zentrale Einlagerung, Schraml Kehr, 20 m W Aigner K. (Probe MEDWENITSCH Nr. 539, 8. 2. 1962). Mergel, For, Ost.
Einstufung: Rhät, Zlambachmergel.

F. Halleiner Salzberg

Zwei Proben aus dem Halleiner Salzberg (lfd. Nr. 14 und 15) wurden bereits im Teil I berücksichtigt. Zu den früher angeführten Ostracoden siehe Bemerkungen unter E. Hallstätter Salzberg.

Die folgenden Proben stellen eine kleine Auswahl aus einem reichen, nach und nach aufzuarbeitenden Material dar. Die hier angeführten Bemerkungspunkte liegen im Jakobbergstollen, und zwar in den Zlambachmergeln des Obenor—Rhät, Rhät und den Lias-Fleckenmergeln der Jakobbergserie, ferner im Untersteinbergstollen (Lias-Fleckenmergel der Jakobbergserie).

Jakobbergstollen

35. Halleiner Salzberg, Jakobbergstollen, 1117 m vom Stollenmund, N Ulm (Probe MEDWENITSCH Nr. 321 vom 1. 2. 1961). Dunkle Mergel zwischen Kalkmergelbänken. For, Ost.
Einstufung: Rhät, Zlambachmergel.
36. Halleiner Salzberg, Jakobbergstollen, 1145 m vom Stollenmund, S Ulm (Probe MEDWENITSCH Nr. 315, 1. 2. 1961). Schwarze Glanzschiefer am Übergang in mehr kalkige Partien. For, Ost.
Einstufung: Rhät, Zlambachmergel.
37. Halleiner Salzberg, Jakobbergstollen, 184 m vom Stollenmund (Probe MEDWENITSCH Nr. 337, 1. 2. 1961). Dunkle Kalkmergel zwischen festeren, helleren Fleckenmergeln im Hangenden einer boudinierten Partie. Rad, For, Ost.
Einstufung: Lias-Fleckenmergel, Jakobbergserie.
38. Halleiner Salzberg, Jakobbergstollen, 191 m vom Stollenmund (Probe MEDWENITSCH Nr. 338, 1. 2. 1961). Dunkle Kalkmergel zwischen festeren, helleren Fleckenmergeln im Hangenden einer boudinierten Partie. Rad, For, Ost.
Einstufung: wie oben.
39. Halleiner Salzberg, Jakobbergstollen, 193.5 m vom Stollenmund (Probe MEDWENITSCH Nr. 339, 1. 2. 1961). Dunkle Kalkmergel zwischen festeren Mergeln im Hangenden einer boudinierten Partie. Rad, For, Ost.
Einstufung: wie oben.
40. Halleiner Salzberg, Jakobbergstollen, 197.5 m vom Stollenmund (Probe MEDWENITSCH Nr. 340, 1. 2. 1961). Dunkle Kalkmergel zwischen festeren Mergeln im Hangenden einer boudinierten Partie. Rad, For, Ost.
Einstufung: wie oben.

41. Halleiner Salzberg, Jakobbergstollen, 203·5 *m* vom Stollenmund (Probe MEDWENITSCH Nr. 341, 1. 2. 1961). Dunkle Kalkmergel zwischen festeren, helleren Fleckenmergeln im Hangenden einer boudinierten Partie. Rad, For, Ost, Brach.
Einstufung: wie oben.
42. Halleiner Salzberg, Jakobbergstollen, 215 *m* vom Stollenmund (Probe MEDWENITSCH Nr. 343, 1. 2. 1961). Dunkle Kalkmergel zwischen festeren Mergeln im Hangenden einer boudinierten Partie. Rad, For, Spong, Crin, Ech, Zahn, Ost.
Einstufung: wie oben.
43. Halleiner Salzberg, Jakobbergstollen, 227 *m* vom Stollenmund (Probe MEDWENITSCH Nr. 348, 1. 2. 1961). Dunkle Mergel, Zwischenmittel von helleren Fleckenmergeln. Rad, For, Spong, Brach, Ammonitenbrut, Zahn, Ost.
Einstufung: wie oben.
- 44.—46. Halleiner Salzberg, Jakobbergstollen, 227·5 *m* vom Stollenmund (Proben MEDWENITSCH Nr. 834, 835, 836, 7. 2. 1961). Mergelserie, Rad, For, Spong, z. T. Brach, Ost, Problematica.
Einstufung: wie oben.
47. Halleiner Salzberg, Jakobbergstollen, 228 *m* vom Stollenmund (Probe MEDWENITSCH Nr. 837, 7. 2. 1961). Mergelserie, Rad, For, Spong, Brach, Ost.
Einstufung: wie oben.
48. Halleiner Salzberg, Jakobbergstollen, 229·5 *m* vom Stollenmund (Probe MEDWENITSCH Nr. 840, 7. 2. 1961). Mergelserie, For, Spong, Brach, Ost.
Einstufung: wie oben.

Untersteinbergstollen

49. Halleiner Salzberg, Untersteinbergstollen, 174 *m* vom Stollenmund (Probe MEDWENITSCH Nr. 805, 7. 2. 1961). Mergelserie, Rad, For, Crin, Zähnen, Ost.
Einstufung: Jakobbergserie, Lias.
50. Halleiner Salzberg, Untersteinbergstollen, 176 *m* vom Stollenmund (Probe MEDWENITSCH Nr. 806, 7. 2. 1961). Mergelserie, Rad, For, Spong, Crin, Zähnen, Ost.
Einstufung: wie oben.
51. Halleiner Salzberg, Untersteinbergstollen, 193 *m* vom Stollenmund (Probe MEDWENITSCH Nr. 817, 7. 2. 1961). „Hallstätterkalke in der Mergelserie“ (es dürfte sich hier wohl um rote Liaskalke handeln!). For, Spong, Ost, Problematica.
Einstufung: wie oben.
52. Halleiner Salzberg, Untersteinbergstollen, 195 *m* vom Stollenmund (Probe MEDWENITSCH Nr. 816, 7. 2. 1961). „Hallstätterkalke in der Mergelserie“ (siehe Bemerkung bei Station 51), Rad, For, Spong, Ost, Problematica.
Einstufung: wie oben.
53. Halleiner Salzberg, Untersteinbergstollen, 198 *m* vom Stollenmund (Probe MEDWENITSCH Nr. 819, 7. 2. 1961). „Hallstätterkalke in der Mergelserie“ (siehe Bemerkung bei Station 51), For, Ost, Problematica.
Einstufung: wie oben.

G. Grünbachgraben

Nachtrag zu den Proben in Ostr. Trias I:

- ad 3) Grünbachgraben (Probe PLÖCHINGER-OBERHAUSER Nr. 8, 1956).
Einstufung: Obertrias, Rhät, Zlambachmergel.
- ad 4) Grünbachgraben (Probe PLÖCHINGER-OBERHAUSER Nr. 2 a, 1960). Rad, For, Ost, Spong.
Einstufung: Lias, Jakobbergserie? (mit aufgearbeiteten Elementen aus dem Rhät?).
- ad 7) Grünbachgraben (Probe PLÖCHINGER-OBERHAUSER Nr. 5 a—d, 1960).
Einstufung: Rhät, Zlambachmergel.

Neue Proben:

54. Grünbachgraben (Probe PLÖCHINGER-OBERHAUSER Nr. 2 b/1, 1960, oberhalb Probe PLÖCHINGER-OBERHAUSER Nr. 8, 1956). Mergel, For, Ost.
Einstufung: Rhät, Zlambachmergel.
55. Grünbachgraben (Probe PLÖCHINGER-OBERHAUSER Nr. 16, 1956). Mergel, For, Ost.
Einstufung: Rhät, Zlambachmergel.

H. Fischerwiese bei Aussee

Nachtrag zu den Proben in Trias I:

- ad 1+2) Die in diesen Aufschlüssen angeführte *Bairdiocypris* div. sp. sind wahrscheinlich *Cryptobairdia*-Arten. Bis auf weiteres soll auch offen bleiben, ob *Ogmocoencha* TRIEBEL und *Hungarella* MEHES tatsächlich synonym sind (s. oben).
Einstufung: Rhät, Zlambachmergel.

I. Plackles

Plackleswiese W Plackles (K 1135). Hohe Wand, NW Wr. Neustadt. Mergel mit Makro- und Mikrofauna (s. E. KRISTAN, 1957, 1960).

56. Plackles, Obere Quellmulde, hangend. An der Rückwand der Quellmulde Abgrabung in 1—2 m Höhe über dem Quellaustritt (Probe KOLLMANN 1962). Mergel, Crin, For, Ost.
Einstufung: Rhät, Zlambachmergel?
- 57, 58, 59, 60. Plackles (Proben KRISTAN-TOLLMANN, 1 m, 2 m, 3 m, 4 m).
Einstufung: Rhät, Zlambachmergel?

J. Lanzing

Hohe Wand — Westseite, NW Wr. Neustadt, an der Straße N des Hutberges (K. 969).

Senkrecht stehende Kalke und Mergel wechsellagernd (siehe Beschreibung nach E. KRISTAN-TOLLMANN in Ostr. Trias I, S. 86. Dort werden bereits zwei Proben (Ifd. Nr. 16—17) berücksichtigt. Zu den früher angeführten Ostracodenfaunen siehe Bemerkungen unter E. Hallstätter Salzburg, einleitender Abschnitt.

Nachtrag zu den Proben in Trias I:

- ad 16 und 17) (Probe KRISTAN-TOLLMANN Nr. 214/2 m und Nr. 214/4 m).
Einstufung: Rhät.

Neue Proben:

- 61, 62, 63, 64. Lanzing (Probe KRISTAN-TOLLMANN Nr. 214, 1 m, 8 m, 9 m, 16 m).
Mergel, For, Ost.
Einstufung: Rhät.

K. Dolomitenhütte

65. Dolomitenhütte, Lienzer Dolomiten, am Weg zur Karlsbader Hütte auf 1620 m über NN. W des Weißstein (Kote 1751). Zweiter Aufschluß von der Wegbiegung (Probe OBERHAUSER Nr. 8, siehe Skizze Textabb. Nr. 6 u. 7). Tone zwischen Korallenlagern zirka 20 m im Liegenden des rhätischen Riffkaltes. Kor, Ech, Brach, Ost.

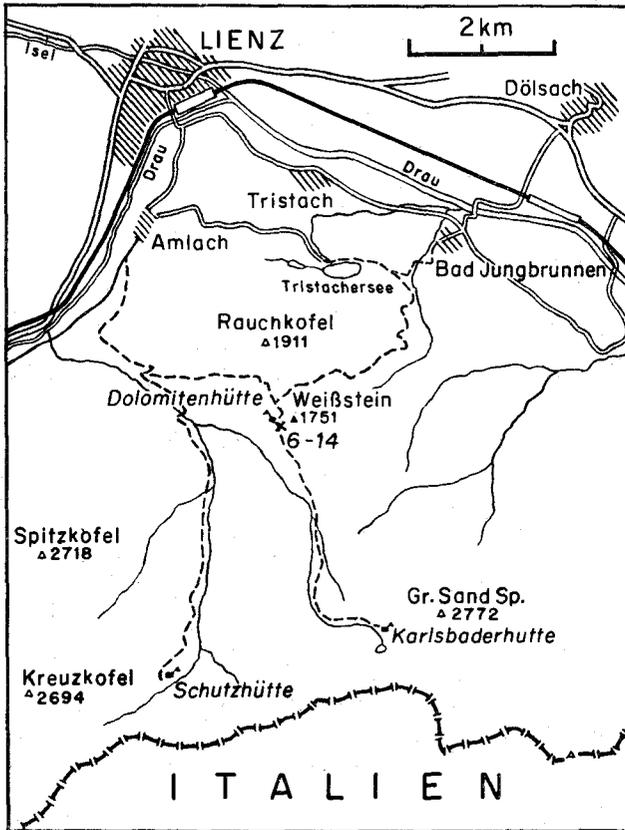


Abb. 6: Lage der Probeentnahmestellen bei der Dolomitenhütte (n. R. OBERHAUSER).

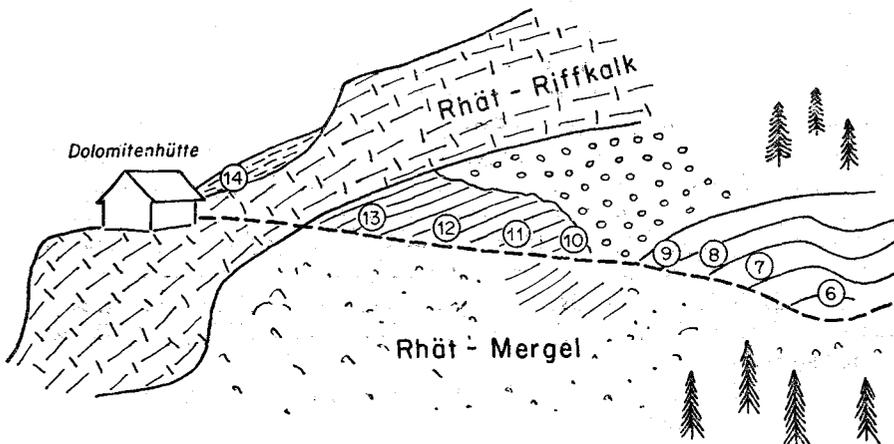


Abb. 7: Probeentnahmestellen bei der Dolomitenhütte (n. R. OBERHAUSER). Der im Text unter der laufenden Nr. 65 angeführte Fundpunkt entspricht Nr. 8 dieser Skizze.

2. Zur stratigraphischen Verbreitung der Bairdiidae vom Ob. Oberladin bis zum Lias-Fleckenmergel (Jakobbergserie)

(Dazu Tabelle 2)

Oberes Oberladin (Oberes Cordevol)

Das verwendete Probenmaterial stammt von zwei Aufschlußgruppen, und zwar von der Seelandalpe in den Prager Dolomiten und der Sett-Saß-Scharte im Falzarego-Gebiet.

Eine sehr ausführliche Beschreibung der nach ihrem locus classicus auf der Seelandalpe benannten Seelandschichten = Obere Cassianer Schichten = Falzaregoschichten des Obercordevols gibt J. PIA (1937). Über die Foraminiferenfaunen der Seelandschichten berichtet erstmalig R. OBERHAUSER (1960). Ostracoden waren aus diesen Schichten bisher nicht beschrieben worden. Das hier verwendete Probenmaterial umfaßt die lfd. Nr. 18—20.

Von der Sett-Saß-Scharte, jener von Mergeln der Oberen Cassianer Schichten = Falzaregoschichten des Obercordevols, eingenommenen Einsattelung zwischen den berühmten „Richtofenriff“ und der Sett-Saß-Gruppe beschreibt R. OBERHAUSER (1960) ebenfalls eine Foraminiferenfauna. Die hier bearbeiteten Ostracoden stammen aus seinem Material. Es wurde bisher nur diese Einzelprobe (lfd. Nr. 21) berücksichtigt.

Neben *Bairdia* div. sp., *Ogmoconcha* oder *Hungarella* sp., *Polycope* sp., kleinen skulptierten Ostr. indet., *Cytherelloidea* sp. und diversen anderen Ostracoden sind folgende *Bairdiidae* für das Obere Oberladin dieser und einiger weiterer, 1962 gemeinsam mit R. OBERHAUSER in den Cassianer Schichten der Pralongia und des Pordojo-Joches aufgesammler Proben charakteristisch:

Nodobairdia mammilata n. g. n. sp.

Mirabairdia pernodosa n. g. n. sp.

Dicerobairdia ladinica n. g. n. sp.

Unteres Unterkarn (Unter-Jul)

Von zwei Fundpunkten aus dem Halobienschiefer der Hohen Wand bei Grünbach, Niederösterreich, beschreibt R. OBERHAUSER (1957 und 1960) artenreiche Foraminiferenfaunen.

Der Fundpunkt, 300 m NW Segen-Gottes-Schacht, erbrachte auch eine interessante Ostracodenfauna. Eine genaue Einstufung des Punktes ist durch PLÖCHINGER's Fund von *Halobia rugosa* GÜMBEL gegeben, welche für Unterkarn (Unteres Unter-Jul) leitend ist. Das Material stammt von mehreren Aufsammlungen am gleichen Fundpunkt (lfd. Nr. 22).

Neben *Bairdia* div. sp., *Bairdiacypris*? sp., *Cryptobairdia* sp., *Cytherella* oder *Cavellina* sp., *Polycope* sp. konnten in diesem Material folgende *Bairdiidae* festgestellt werden:

Nodobairdia verrucosa n. g. n. sp.

Mirabairdia pernodosa n. g. n. sp.

Dicerobairdia gruenbachensis n. g. n. sp.

Dicerobairdia elegans n. g. n. sp.

Bairdiidarum gen. et. sp. inc./165

MITTEL-TRIAS		OBERTRIAS							UNT- JURA		Ostracoden		
LADIN		KARN		NOR			RHAT		LIAS				
AMOBARDI	COMPOSTOL OBER UNTEN	UNTERKARN OBER UNTEN	OBERKARN TUMAU OBER UNTEN	LAC	ALAIN	OBERNOR SEWT	RHEIN- ALPEN	RHEIN- ALPEN	FACENAU LANOSBERG SERIE				
											<i>Nodobairdia mammilata</i> n.g.n.sp.		
											<i>Mirabairdia pernodosa</i> n.g.n.sp.		
											<i>Dicerobairdia ladinica</i> n.g.n.sp.		
											<i>Nodobairdia verrucosa</i> n.g.n.sp.		
											<i>Dicerobairdia gruenbachensis</i> n.g.n.sp.		
											<i>Dicerobairdia elegans</i> n.g.n.sp.		
											<i>Bairdiidarum</i> gen. et sp. inc. /165		
											<i>Parabairdia plaechingeri</i> KÖLLMANN		
											<i>Ptychobairdia kuepperi</i> KÖLLMANN		
											<i>Urobairdia austriaca</i> n.g.n.sp.		
											<i>Urobairdia angusta</i> n.g.n.sp.		
											<i>Bairdialites semisculpta</i> n.sp.		
											<i>Lobobairdia salinaria</i> n.g.n.sp.		
											<i>Carinobairdia triassica</i> n.g.n.sp.		
											<i>Carinobairdia alta</i> n.g.n.sp.		
											<i>Carinobairdia alpina</i> n.g.n.sp.		
											<i>Triebelina</i> sp. /158		
											<i>Dicerobairdia bicornuta</i> n.g.n.sp.		
											<i>Medwenitschia ornata</i> n.g.n.sp.		
											<i>Carinobairdia umbonata</i> n.g.n.sp.		
											<i>Neobairdialites placklesensis</i> n.g.n.sp.		
											<i>Triebelina</i> sp. /498		
											<i>Carinobairdia tenuicarinata</i> n.g.n.sp.		
											<i>Ptychobairdia oberhauseri</i> KÖLLMANN		
											<i>Anisobairdia cincta</i> n.g.n.sp.		
											<i>Ptychobairdia kristanae</i> KÖLLMANN		
											<i>Cryptobairdia hians</i> n.sp.		
											<i>Bairdia deformata</i> n.sp.		
											<i>Ptychobairdia schaubergeri</i> n.sp.		
											<i>Anisobairdia salzburgensis</i> n.g.n.sp.		

Tab. 2: Stratigraphische Reichweiten der Bairdiidae vom Oberladin bis in den Lias

Diese Fauna zeigt enge Beziehungen zu jener des Oberen Oberladins der Südtiroler Dolomiten, mit der sie sogar eine Art, nämlich *Mirabairdia pernodosa*, gemeinsam hat.

Andere Materialien aus dem tiefen Karn führen schöne Foraminiferenfaunen, lieferten jedoch nur vorwiegend glattschalige Ostracoden. Skulptierte *Bairdiidae* konnten hier ebensowenig wie am Halobienschiefer-Fundpunkt im Helenental (R. OBERHAUSER 1957) beobachtet werden.

Oberes Unterkarn (Ober-Jul) und Oberkarn (Tuval)

Die Materialien aus dem Ober-Jul und Tuval lieferten bisher nur Ostracodenfaunen, in welchen skulptierte *Bairdiidae* fehlten.

Eine besondere Blütezeit dürften im höheren Karn jedoch die Vertreter der Gattung *Cytherelloidea* haben, die hier dank ihrer Formenmannigfaltigkeit eine stratigraphisch ähnlich bedeutsame Stellung einzunehmen versprechen wie die skulptierten *Bairdiidae* für die übrige Obertrias.

Tieferes und höheres Unternor (Lac und Alaun)

Da die Ablagerungen des Lac und Alaun in den Ostalpen vorwiegend in kalkiger und dolomitischer Fazies entwickelt sind und ihnen daher nur in untergeordnetem Maße schlämbbare Lagen eingeschaltet sind, kann sich der Verfasser nach den spärlichen vorliegenden Proben aus dem Hauptdolomit noch kein allgemeines Bild vom Umfang der Ostracodenfaunen dieser Schichten machen. Skulptierte Cytheraceen-ähnliche Formen wurden öfters, skulptierte *Bairdiidae* aber bisher noch niemals beobachtet. Diese und die vorher genannten Stufen werden daher im Rahmen der vorliegenden Untersuchung nicht berücksichtigt.

Obernor—Rhät

Die genaue Abgrenzung von Obernor und Rhät gibt sowohl in der Fazies der makrofossilreichen Zlambachmergel als auch in der kalkigen Entwicklung noch einige Probleme auf. Durch die Arbeiten von H. ZAPPE (1960, 1962) und E. FLÜGEL (1960, 1962) im obertriadischen Riff des Gosaukammes, die eine Verzahnung von rhätischem Dachsteinriffkalk mit gleichalterigem Zlambachmergel nachweisen, wird auch die Frage der Abgrenzung gegen das Liegende einer Lösung nähergebracht. Während die Kenntnis des Makrofossilinhaltes der Riffkalke, einschließlich der Riffbildner laufend erweitert wird, ist leider über die Mikrofauna der Zlambachmergel des Gosaukammes noch nichts publiziert worden. Dies wäre aber insofern wichtig, als nach der bisher festgestellten allgemein reichen Mikrofossilführung der Zlambachmergel eine recht genaue Korrelierung zwischen ihren klassischen Verbreitungsbereichen im Zlambach- und Stambachgraben und im Donnerkogelgebiet in den Bereich des Möglichen rückt. In ökologischer Hinsicht wäre auch die Frage von Interesse, wie und ob sich der Mikrofossilinhalt mit zunehmender Entfernung vom Riff verändert.

Bei dem Versuch, die Zlambachmergel in ihrem klassischen Verbreitungsbereich vorläufig unabhängig von den erwähnten Untersuchungen nach Ostracoden unterzugliedern, stützte sich der Verfasser auf eine große Anzahl von Proben aus dem Hallstätter und Halleiner Salzberg, ferner auf Material aus dem Zlambach- und Stambachgraben. Neben Proben, die sich nach begleitenden Makrofaunen als sicher obernorisch, oder nach Mikrofaunenvergleich mit gesicherten Fossilfundpunkten außerhalb des juvavischen Bereiches als rhätisch einstufen lassen (siehe weiter unten), verbleibt ein Rest von Proben, die zwar obernorisch bis rhätischen Charakter der Ostracodenfaunen zeigen, sich aber nicht mit Sicherheit der einen oder anderen Stufe zuordnen lassen. Als wenige Beispiele hierfür mögen die Proben Hallstätter Salzberg lfd. Nr. 8, 11, 13 und Halleiner Salzberg lfd. Nr. 15 angeführt werden.

Neben *Bairdia* div. sp., *Cryptobairdia* sp., *Fabalicypriis* ? sp., *Healdia* div. sp., *Ogmoconcha* oder *Hungarella* usw. kommen folgende, *Bairdiidae* in diesen Proben vor:

Urobairdia austriaca n. g. n. sp.
Parabairdia ploechingeri KOLLMANN
Ptychobairdia kuepperi KOLLMANN

Die angeführten Ostracoden können, wie weiter unten zu zeigen ist, gleicherweise im Obenor und Rhät vorkommen. Allerdings ist zu bemerken, daß durch genaue Bearbeitung der übrigen Ostracodengruppen die Abgrenzung weiter präzisiert und die Zahl der nicht näher einstuftbaren Faunen weiterhin reduziert werden dürfte.

Tieferes Obenor (tieferes Sevat)

Die einzige durch Makrofossilien belegte Probenserie aus dem tiefen Obenor stammt von Roßmoos bei Hütteneck.

Es handelt sich um eine neue, von W. MEDWENTITSCH im Jahre 1960 aufgefundene Linse von Hallstätterkalk mit reicher Ammonitenführung, die im Liegenden und Hangenden von Zlambachmergeln begleitet wird. Die Ammonitenfauna wird derzeit von O. KÜHN bearbeitet. Sie läßt eine Einstufung der Hallstätter Kalklinse in das Tiefere Obenor = tieferes Sevat = Zone des *Pinacoceras metternichi* HAUER zu, da dieses Zonenfossil 1961 gefunden wurde. Nach W. MEDWENTITSCH stehen die hangenden Zlambachmergel aus welchen unter anderem die hier behandelte, ostracodenreiche Probe stammt, in normalem stratigraphischem Verband mit den linsenförmig eingeschalteten, fossilführenden Hallstätter Kalken. Die Mergel sind demnach mit allergrößter Wahrscheinlichkeit ebenso wie die Ammoniten des unmittelbar Liegenden noch als untersevatisch einzustufen. Diese Lokalität verdient besondere Beachtung, da sie ein leicht erreichbares Beispiel für die obernorischen Hallstätter Kalklinsen in Zlambachmergeln darstellt, wie schon von E. v. MOJSISOVIC (1905) und E. KITTL (1903) aus dem Stambachgraben (heute z. T. verrutscht), klassisch beschrieben wurde.

Die Bedeutung dieses neuen Fundpunktes liegt vor allem darin, daß sich hier die Möglichkeit bietet, eine gute Mikrofauna altersmäßig an einer eindeutigen Ammonitenfauna zu eichen. Die aus mehreren Aufsammlungen stammenden sehr ostracodenreichen Proben dieses wichtigen Fixpunktes

sind bereits weitgehend bearbeitet und werden im Rahmen einer eigenen Mitteilung beschrieben und abgebildet werden. Vorläufig soll hier nur das Material einer einzigen Probe berücksichtigt werden (Ifd. Nr. 23).

Neben *Bairdia* div. sp., *Cryptobairdia* div. sp., *Fabalicypriis* sp., *Ogmoconcha* oder *Hungarella* sp. konnten an diesem Fundpunkt bisher folgende *Bairdiidae* festgestellt werden:

- Urobairdia austriaca* n. g. n. sp.
- Urobairdia angusta* n. g. n. sp.
- Parabairdia ploechingeri* KOLLMANN
- Ptychobairdia kuepperi* KOLLMANN

Wie aus der gegebenen Liste ersichtlich ist, handelt es sich hier um eine typische Vergesellschaftung der Zlambachmergel. Bemerkenswert ist die Tatsache, daß *Parabairdia ploechingeri* und *Ptychobairdia kuepperi*, die beide ihre Typlokalität in den rhätischen Zlambachmergeln des Grünbachgrabens haben (s. K. KOLLMANN 1960), bereits im gesicherten Sevat auftreten können. Auf der anderen Seite fehlen in dem reichen Material von Roßmoos die im gesicherten Rhät der Zlambach- und auch der Kössener Fazies auftretenden *Carinobairdia*-Arten, wie *C. triassica*, *C. alpina*, *C. alta*, *C. tenuicarinata* und die für die rhätischen Zlambachmergel z. T. auch die roststreifigen Mergeltone des Grünbachgrabens und des Halleiner Salzberges typischen *Ptychobairdia*-Arten, wie *P. oberhauseri* und *P. kristanae*.

Es ergibt sich aus dem Gesagten, daß sich das Obernor vom Rhät unter Berücksichtigung der *Bairdiidae* derzeit nur durch negative Momente, nämlich das Fehlen der typisch rhätischen Arten, unterscheiden läßt. Es zeichnen sich aber bereits Möglichkeiten einer Grenzziehung mit Hilfe anderer noch nicht beschriebener Ostracodengruppen ab.

Rhät

- a) Rhätische Zlambachmergel und Rhätmergel allgemein, Mergel der Kössener Schichten

Im Gegensatz zu den Schichtgliedern des tieferen Nor sind die Ablagerungen der rhätischen Stufe in fast allen Faziesbereichen durch mehr oder minder mächtige Mergel- oder Schiefereinschaltungen ausgezeichnet. Es steht daher den Bearbeitern ein reiches, schlammbares Vergleichsmaterial zur Verfügung. Den Ausgangspunkt für eine mikropaläontologische Korrelierung zahlreicher Proben aus den Zlambachmergeln des Hallstätter und Halleiner Salzberges gaben die durch eine reiche Makro- und Foraminiferenfauna gesicherten Fundpunkte außerhalb der juvavischen Kerngebiete des Salzkammergutes, nämlich die vom Plackles, die mit diesen nach ihrer Ostracodenfauna bis auf feine Unterschiede altersgleichen Mergel von Lanzing und die als Kössener Schichten beschriebenen Mergel im Liegenden der rhätischen Riffkalke bei der Dolomitenhütte in den Lienzer Dolomiten. Schließlich werden die Mergel des Grünbachgrabens am Untersbergostfuß zum Vergleich herangezogen, die auf Grund einer von O. KÜHN bestimmten Korallenfauna von B. PLÖCHINGER und R. OBERHAUSER (1956) als rhätisch-liassisch betrachtet und von K. KOLLMANN (1960) nach Vergleich mit der Fischerwiese bei Aussee als rhätische Zlambachmergel gedeutet wurden.

Trotz der großen horizontalen Entfernung dieser Fundpunkte voneinander und trotz ihrer teilweisen Zugehörigkeit zu verschiedenen Faziesbezirken und tektonischen Einheiten der nördlichen und südlichen Kalkalpen, war unter den Ostracoden allgemein, und speziell unter den Vertretern der skulptierten Bairdiidae eine weitgehende artliche Übereinstimmung festzustellen. Dies ist darauf zurückzuführen, daß einer großen Anzahl von obertriassischen Ostracoden faziesbrechende Eigenschaften zukommen.

Zu den meistens sehr mirkofossilarmen Kössener Schichten des Tirolikums der Nordalpen bestehen jedoch nur sehr wenig Beziehungen in der Ostracodenfauna. Aus der Osterhorngruppe erhielt der Verfasser dankenswerterweise eine Anzahl von Proben von E. BRAUMÜLLER. Aus dem Kalkalpenabschnitt östlich des Traunsees stellte ihm F. WEBER eine umfangreiche Probenserie aus — allerdings meist fossil-leeren Kössener Schichten freundlichst zur Verfügung. Von H. ZAPPE stammt eine Probe vom „Gschlif“ bei Ebensee, von wo er (1949 a und b) rhätische Makrofaunen beschrieb. Auch einige Punkte in der Nähe von Wien, darunter die von H. ZAPPE (1950) mit Makrofossilien belegten Kössener Schichten bei Alland, zeigten ein ähnliches Bild größter Mikrofossilarmut oder sehr einseitiger, oft nur aus wenigen Arten bestehender Ostracodenfaunen.

Fischerwiese

Die dem Rhät zugeordneten Zlambachmergel der Fischerwiese brachten bisher eine Bairdiidenfauna, die sich kaum von jener des gesicherten Oberror und des Oberror-Rhät (s. oben) unterscheidet. Es fanden sich in den beiden vorliegenden Proben (lfd. Nr. 1 und 2) neben *Cryptobairdia*? sp., *Fabalicypri* sp., *Healdia* div. sp., *Ogmoconcha* oder *Hungarella* div. sp. folgende *Bairdiidae*:

Urobairdia austriaca n. g. n. sp.

Parabairdia ploechingeri KOLLMANN

Die sonst für das Rhät spezifischen Arten wurden bisher nicht gefunden.

Plackles

Die Fundpunkte von der Plackleswiese und ihre geologische Deutung sind in E. KRISTAN (1957) behandelt, in welcher Publikation *Ophthalmiidae* und *Tetrataxinae* beschrieben werden. Aus der oberen Quellmulde des Plackles (lfd. Nr. 56) beschreibt die gleiche Autorin (1960) vier *Rotaliidae*. Bei diesem Aufschluß wurde vom Verfasser weiteres, sehr schönes Material aufgesammelt, welches sich durch einen besonders guten Erhaltungszustand der Ostracoden auszeichnet. Die übrigen von Frau KRISTAN-TOLLMANN zur Verfügung gestellten Proben (lfd. Nr. 57—60), die aus anderen Lagen der Mergel des Plackles stammen, führen Faunen, die sich außer durch verschiedenen Individuenreichtum untereinander nicht unterscheiden und daher als im wesentlichen gleichaltrig aufzufassen sind.

Neben *Bairdia* div. sp., *Cryptobairdia* sp., *Bairdiacypris* sp., *Healdia* sp., *Ogmoconcha* oder *Hungarella* sp., *Polycope* sp., *Kirkbyidae*? indet., sind in den Mergeln des Plackles folgende *Bairdiidae* gefunden worden:

Triebelina sp. 498

Triebelina sp.

Dicerobairdia bicornuta n. g. n. sp.

Neobairdiolites placklesensis n. g. n. sp.

Carinobairdia triassica n. g. n. sp.

Carinobairdia umbonata n. g. n. sp.

Carinobairdia alpina n. g. n. sp.

Medwenitschia aff. *ornata* n. g. n. sp.

Dolomitenhütte (Osttirol) Lienzer Dolomiten. Am Weg zur Karlsbader Hütte, auf 1620 m, westlich des Weißstein (K. 1751 m).

Während in den übrigen Proben aus der Trias die skulptierten Bairdien meist selten sind, liegt von diesem Fundpunkt (lfd. Nr. 65) eine individuenreiche Fauna vor. Eine neuere Beschreibung dieses Gebietes gibt M. CORNELIUS-FURLANI (1953). Ältere Literatur ist in G. GEYER (1903) zu finden.

Die Fauna stammt aus der Mergelserie des Rhät. Darüber folgen bei der Dolomitenhütte weiße, grobgebankte Riffkalke, deren rhätisches Alter am Weißstein (oberhalb der Dolomitenhütte) durch CORNELIUS-FURLANI (1953, S. 286) aufgezeigt wurde. Im Hangenden der Riffkalke hat die gleiche Autorin, unmittelbar bei der Dolomitenhütte (s. Skizze) eine reiche Ammonitenfauna aufgefunden, die für unteren Lias spricht.

Außer geflügelten *Bairdiidae* indet. verdrückt, *Kirkbyidae*? indet, und diversen glatten und skulptierten unbekanntem Ostracoden sind an diesem Fundpunkt folgende *Bairdiidae* festgestellt worden:

Carinobairdia triassica n. g. n. sp.

Carinobairdia tenuicarinata n. g. n. sp.

Grünbachgraben

Einige Proben aus dem Grünbachgraben (lfd. Nr. 3—7) waren schon im Teil I dieser Veröffentlichung berücksichtigt worden. Das wesentliche Ergebnis der seinerzeitigen Untersuchungen war die Feststellung von engen Beziehungen zur Ostracodenfauna des Rhäts der Fischerwiese bei Aussee und damit die erneute Bestätigung der schon von B. PLÖCHINGER und R. OBERHAUSER (1956, S. 281) erkannten Zlambachmergelfazies in einer, sich zwischen die überkippten tirolischen Serien im Liegenden und die hochjuvarische Untersbergmasse im Hangenden einschaltenden Einheit. M. SCHLAGER, der hervorragende Kenner des Untersberggebietes, revidiert auf Grund dieser neueren Ergebnisse seine seinerzeit geäußerte Auffassung (1930) dahingehend, daß er hier eine tiefjuvavische Zlambachschuppe für möglich hält (1961). Übrigens führte auch eine von M. SCHLAGER aufgesammelte, R. OBERHAUSER und dem Verfasser freundlichst zur Verfügung gestellte Probe aus dem, die gleiche Zone weiter südlich, bereits auf bayerischem Gebiet, querenden Rothmanngraben eine typische Zlambachmergelfauna, u. a. mit *Ptychobairdia kuepperi*, *P. oberhauseri*, *Anisobairdia cincta* n. g. n. sp., usw.

Neben *Bairdia* div. sp., *Cryptobairdia*? sp., *Fabalicypriis* div. sp., *Healdia* div. sp., *Ogmoconcha* oder *Hungarella* div. sp., *Cytherelloidea* sp., *Kirkbyidae*? indet. und langgestreckten Ostracoden div. sp. können vom Grünbachgraben (lfd. Nr. 3, 5, 6, 7, 54, 55) folgende *Bairdiidae* angeführt werden:

- Parabairdia ploechingeri* KOLLMANN
Lobobairdia salinaria n. g. n. sp.¹⁾
Anisobairdia cincta n. g. n. sp.
Anisobairdia salisburgensis n. g. n. sp.
Ptychobairdia kuepperi KOLLMANN
Ptychobairdia oberhauseri KOLLMANN
Dicerobairdia bicornuta n. g. n. sp.
Carinobairdia triassica n. g. n. sp.
Carinobairdia alpina n. g. n. sp.
Carinobairdia alta n. g. n. sp.

Zusätzlich können zu drei, bereits in Teil I angeführten Proben (lfd. Nr. 3, 4, 7) weitere Angaben über damals noch nicht näher beschriebene Ostracoden der *Bairdiidae* gemacht werden (s. Tabelle 1). An der Einstufung dieser Proben in das Rhät dürfte sich nur bei Probe Nr. 4 (Grünbachgraben Nr. 2 a, 1960) insofern etwas ändern, als hier der Verdacht auf eine im Lias-Fleckenmergel der Jakobbergserie aufgearbeitete Fauna des (hohen?) rhätischen Zlambachmergels besteht. Die seinerzeit hier angegebene *Ptychobairdia* aff. *kuepperi*, die schon damals durch ihren abweichenden Habitus aufgefallen war, ist mit *Ptychobairdia schaubergeri* n. sp. identisch. *Anisobairdia salisburgensis* n. g. n. sp. ist eine wohl hauptsächlich auf das höhere Rhät beschränkte Form. Diese Probe wurde daher in der oben gegebenen Faunenliste nicht berücksichtigt. Außer dieser einen Probe besteht jedoch bei keiner der früher behandelten Proben Liasverdacht.

Lanzing

Das durch E. KRISTAN-TOLLMANN nach Foraminiferen dem Zeitabschnitt zwischen Obertrias bis Lias zugeordnete Material (freundliche mündliche Mitteilung) ließ sich seinerzeit auf Grund der Ostracoden nur auf Obertrias allgemein, weiter einengen (K. KOLLMANN, 1960). Durch die wesentliche Erweiterung der Materialbasis ergeben sich so viele Beziehungen zu den Ostracodenfaunen des gesicherten Rhäts (Plackles, Grünbachgraben, Dolomitenhütte), daß es außer Zweifel steht, auch die Mergel von Lanzing dem Rhät zuzuordnen. Wenn sich weiterhin herausstellen sollte, daß *Ptychobairdia kristanae* auch im Gebiet der Hohen Wand eine ähnliche vertikale Verbreitung hat wie im Halleiner und wahrscheinlich auch im Hallstätter Salzberg (s. unten), so würde diese Art hier sogar für ein ziemlich hohes Rhät sprechen.

Der auf den Karten von E. KRISTAN (1958) umgrenzte und von B. PLÖCHINGER (1961) in ähnlicher Weise übernommene Schieferzug N des Hutberges (SW-Teil der Hohen Wand), dem die Proben von Lanzing entstammen, müßte daher statt in das Karn in das Rhät gestellt werden. In biofazialer Hinsicht ähneln sowohl die Schichten von Lanzing wie auch

¹⁾ Nachträglich in einer neuaufgesammelten Probe (Station Nr. 15 PLÖCHINGER und OBERHAUSER 1956) aufgefunden.

die von Plackles nach ihrer gesamten Ostracodenvergesellschaftung so weitgehend den zeitlichen Äquivalenten der Zlambachmergel des Salzkammergutes, daß der Verfasser keinerlei Bedenken hat, mit E. KRISTAN auch hier von rhätischen Zlambachmergeln zu sprechen. Diese Auffassung würde, nebenbei bemerkt, gut in das erst kürzlich von E. KRISTAN (1958) und B. PLÖCHINGER (1961) weiter ausgebauten Konzept L. KOBER's passen.

Außer *Bairdia* sp., *Cryptobairdia* div. sp., *Bairdiacypris* sp., *Fabaliocypris* sp., *Lobobairdia*? sp., *Healdia* sp., *Ogmoconcha* oder *Hungarella* sp., *Kirkbyidae*? indet. wurden in den Proben von Lanzing folgende *Bairdiidae* festgestellt:

- Bairdia deformata* n. sp.
- Cryptobairdia hians* n. sp.
- Ptychobairdia kristanae* KOLLMANN
- Carinobairdia triassica* n. g. n. sp.
- Carinobairdia alpina* n. g. n. sp.
- Carinobairdia alta* n. g. n. sp.

Hallstätter Salzberg

Aus umfangreichen Materialien aus der Vorhaupt- und aus der Zentralen Einlagerung des Hallstätter Salzberges wurde eine kleine Auswahl getroffen. Diese beschränkt sich auf Proben mit hier näher behandelten *Bairdiidae*.

Die Hauptmasse der Proben (lfd. Nr. 10, 24—34) wurde auf der Tabelle zwischen den Proben von der Fischerwiese und jenen von Plackles eingereiht. Ihre Fauna hat enge Beziehungen zu, und viele gemeinsame Arten mit den rhätischen Fundpunkten von Plackles, Dolomitenhütte, Grünbachgraben, Halleiner Salzberg (s. unten), z. T. mit Lanzing.

Neben *Bairdia* div. sp., z. T. mit Grübchenskulptur, *Cryptobairdia* sp., *Bairdiacypris* sp., *Fabaliocypris* sp., *Healdia* div. sp., *Ogmoconcha* oder *Hungarella* div. sp., *Cytherella* oder *Cavellina* sp., *Kirkbyidae*? indet., *Polycope* sp., kleinen skulptierten Ostracoden indet., konnten in diesen Proben folgende *Bairdiidae* festgestellt werden:

- Parabairdia ploechingeri* KOLLMANN
- Lobobairdia salinaria* n. g. n. sp.¹⁾
- Triebelina* sp./158
- Triebelina* sp.
- Dicerobairdia bicornuta* n. g. n. sp.
- Bairdiolites semisculpta* n. sp.
- Carinobairdia triassica* n. g. n. sp.
- Carinobairdia alpina* n. g. n. sp.
- Carinobairdia alta* n. g. n. sp.
- Medwenitschia ornata* n. g. n. sp.

Eine Probe (lfd. Nr. 9) wurde in das höhere Rhät eingestuft. Sie führt *Ptychobairdia kristanae* KOLLMANN. Bezüglich der stratigraphischen Reichweite dieser Art siehe auch Lanzing und Hallein und die Bemerkungen bei den „roststreifigen Mergeltonen“ und den Lias-Fleckenmergeln der „Jakobbergserie“.

¹⁾ Diese hier in zahlreichen Proben festgestellte Art wurde außerhalb des Hallstätter Salzberges bisher nur im Grünbachgraben gefunden (siehe oben).

Halleiner Salzberg

Aus dem umfangreichen Material wurden hier nur drei Proben (lfd. Nr. 14, 35, 36) herausgegriffen, die nach ihrer Fauna einem höheren Niveau der rhätischen Zlambachmergel angehören dürften.

Außer *Bairdia* div. sp., *Cryptobairdia* sp., *Fabalicypriis* sp., *Bairdiacypris* sp., *Healdia* div. sp., *Ogmoconcha* oder *Hungarella* div. sp., *Moorea*? sp. und div. Ostr. indet. können aus diesen Proben folgende *Bairdiidae* angegeben werden:

- Anisobairdia cincta* n. g. n. sp.
Ptychobairdia kuepperi KOLLMANN
Ptychobairdia kristanae KOLLMANN
Ptychobairdia sp./282 (nicht beschrieben).

b) Roststreifige Mergeltone

Die roststreifigen Mergeltone (früher auch „roststreifige Bändermergel“) erhielten ihren Namen von O. SCHAUBERGER auf Grund ihrer sehr typischen lithologischen Ausbildung im Hallstätter Salzberg. Nach W. MEDWENITSCH (1962) handelt es sich um „sehr feine, dichte, z. T. leicht sandige, größtenteils nur schwach kalkige, gut geschichtete, graue Mergel mit streifigen oder auch fleckigen Partien von rostbraun—tabakbrauner Färbung. Glanzschiefer dieser roststreifigen Mergeltone sind viel deutlicher braun gefärbt“.

Mikropaläontologisch wurden von uns die roststreifigen Mergeltone des Hallstätter und Halleiner Salzberges näher untersucht. Diese führen bis auf wenige Ausnahmen eine individuenreiche, aber sehr artenarme und charakteristische Sandschaler—Foraminiferenfauna. Ostracoden fehlen darin meistens oder sie sind sehr selten, weshalb im Verzeichnis der Fundpunkte keine einzige Probe aus diesen Schichten angeführt ist. Trotz dem Fehlen an Makrofossilien und der Mikrofossilarmut glauben wir, ihr Alter durch neue Beobachtungen weiter einengen zu können.

W. KLAUS (1953) gelang es erstmalig, auf Grund von Sporennntersuchungen an einem roststreifigen Mergelton aus einer tauben Einlagerung des Hallstätter Salzberges, exaktere Angaben über die Altersstellung dieser Schichten zu machen. Er sagt wörtlich: „*Triletes* und *Tetradopollenites* herrschen vor. Dadurch ist eine Ähnlichkeit mit dem Lias-Fleckenmergel gegeben. Unter den *Tetradopollenites* tritt nur die kleinere Form (cf. *Cheirolepis muensteri* nach REISINGER, 1950) auf. Die Keuperspore *Sporites wicheri* THIERGART, welche vereinzelt vorkommt, gibt Veranlassung, das Sediment als dem Rhät nahestehend zu betrachten“.

W. MEDWENITSCH (1962) hält im Wetterrollenebentel (Jakobbergstollen), wo die roststreifigen Mergeltone im Hangenden der rhätischen Zlambachmergel anstehen, einen normalen Verband für möglich. Er weist dabei auf die oben zitierten Ergebnisse von W. KLAUS hin, die dafür sprechen, daß die roststreifigen Mergeltone jünger seien, als die Zlambachmergel. MEDWENITSCH führt in der gleichen Arbeit einen Einzelfund K. KOLLMANN's von *Procytheridea* in einer Probe aus roststreifigen Mergeltonen an. Die seinerzeitige Feststellung, daß in den norisch-rhätischen Zlambachmergeln nirgends *Procytheridea* auftritt, konnte vom

Verfasser durch eine große Anzahl neuerer Proben bestätigt werden, so daß der Fund tatsächlich sehr für ein höheres, über den Zlambachmergel gelegenes stratigraphisches Niveau spricht. Dabei sei darauf verwiesen, daß die Gattung *Procytheridea* zwar ihre Blütezeit im Jura (vor allem Lias) hat, jedoch schon im (höheren?) Rhät des Monte Rena (Bergamasker Alpen) von S. BELLONI (1960) nachgewiesen werden konnte.

Neue Gesichtspunkte für die stratigraphische Stellung der roststreifigen Mergeltone ergaben sich bei der genaueren Durchsicht der Proben des Jakobbergstollens, des Untersteinbergstollens und Lobkowitz-Untersuchungsquerschlag II des Salzberges Hallein. In letzterem sind in einem fortlaufenden Profil Zlambachmergel des Rhäts, roststreifige Mergeltone und ein neu entdecktes Paket von Lias-Fleckenmergeln der „Jakobbergserie“ (s. unten) erschlossen. Für den im wesentlichen normalen Kontakt dieser Folge sprechen folgende paläontologische Gesichtspunkte, die aus einer sinngemäßen Kombination der Verhältnisse in den obigen drei Stollenprofilen hervorgehen. Es zeigt sich nämlich, daß

1. zwischen *Ptychobairdia kuepperi* KOLLMANN der Zlambachmergel zu *P. schaubergeri* n. sp. der Jakobbergserie eine morphologisch-genetische Reihe besteht, wodurch die auch auf anderem Wege durch Foraminiferen (R. OBERHAUSER) ermittelte stratigraphische Superposition der beiden Pakete eine Bestätigung erfährt, und daß

2. *Ptychobairdia kristanae* KOLLMANN in allen bisher beobachteten Vorkommen der Salzberge immer entweder in den höchsten rhätischen Anteilen der Zlambachmergel, und zwar in unmittelbarer Nähe des Kontaktes mit den roststreifigen Mergeltonen (Fellinger Schurf d. Hallstätter Salzberges), in Einzelfällen sogar in den roststreifigen Mergeltonen selbst (Liegendpaket der Jakobbergserie des Untersteinbergstollens) und in anderen Fällen nahe der Basis der Jakobbergserie neben *P. schaubergeri* vorkommt (Jakobbergstollen). Diese Art stellt somit ein vermittelndes Element zwischen den drei sonst gut trennbaren Serien dar und beweist deren ursprünglichen Verband.

Da auf diese Weise die Schichtfolge rhätische Zlambachmergel—roststreifige Mergeltone—Lias-Fleckenmergel der Jakobbergserie hinlänglich gesichert erscheint, ergibt sich die Frage nach den möglichen Äquivalenten der roststreifigen Mergeltone. Wie W. MEDWENTSCHE (1962) betont, ist diese merkwürdige Schichtserie bisher nur untertags bekannt. Bei der Umschau nach möglichen Äquivalenten in anderen tektonischen Einheiten bieten sich die rhätischen Riffe des Tirolikums der Osterhorngruppe begleitenden Mergel zu einem Vergleich an. Aus diesen hat E. BRAUMÜLLER eine Serie von Proben gesammelt und dem Verfasser in dankenswerter Weise zur Verfügung gestellt. In diesen Mergeln sind nach freundlicher Mitteilung von R. OBERHAUSER, gleich wie in den roststreifigen Mergeltonen, sandschalige Foraminiferen — sehr eigenartig als Begleitfauna von Kalkriffen — das beherrschende Element der Mikrofauna. Außerdem treten mit diesen gemeinsam einige Ostrakoden auf, wie wir sie in höheren Lagen der Zlambachmergel antreffen. Leider konnte bisher aber *Ptychobairdia kristanae* in diesen Ablagerungen, wohl aus paläoökologischen Gründen, nicht gefunden werden.

Lias-Fleckenmergel (Jakobbergserie)

Als „Jakobbergserie“ wird eine mikropaläontologisch gut charakterisierbare Entwicklung innerhalb des Komplexes der Lias-Fleckenmergel bezeichnet. Sie erhält ihren Namen nach dem Jakobbergstollen des Halleiner Salzberges. Ihr klassisches Profil liegt hier zwischen 157 und 230 m vom Stollenmund. Die geologische Situation dieses, in Zusammenarbeit mit W. MEDWENITSCH und R. OBERHAUSER aus der Hauptmasse des obertriassisch-liassischen Mergelkomplexes der (unteren) Hallstätter Decke abgetrennten Schichtpaketes wird bei W. MEDWENITSCH (1962) geschildert. Petrographisch handelt es sich nach seiner Beschreibung um „kalkreiche Fleckenmergel, dünnbankig mit dunkleren mergeligen Zwischenlagen“. Das Einfallen ist mit 60—70° gegen E gerichtet. Bei normaler Lagerung bedeutet dies, daß die tiefsten Schichtglieder der Serie etwa bei 230 m, die höchsten bei 157 m liegen müssen. Auf Grund der Schlammproben ist die „Jakobbergserie“ durch eine Thanatocoenose charakterisiert, die Foraminiferen, Radiolarien, Kieselspongien, Crinoiden- und Echinidenreste und Ostracoden, gelegentlich Brachiopoden umfaßt. Eine Abtrennung der Jakobbergserie von den übrigen Lias-Fleckenmergeln im Sinne einer „formation“ wird in Erwägung gezogen, jedoch noch von weiteren Studien abhängig gemacht.

Die folgenden Angaben über die Foraminiferen dieser Serie verdankt der Verfasser R. OBERHAUSER: „Von 165—180 m sind nur untypische Lageniden vorhanden. Zwischen 165 und 180 finden sich vor allem die Gattungen *Lenticulina*, *Darbyella*, *Pseudoglandulina*, *Nodosaria* und *Lingulina*, daneben aber auch striate *Planularien*, welche man den Liasarten *Planularia inaequistriata* (TERQUEM) und *Planularia radiata* (TERQUEM) zugesellen kann. Nicht nur diese Arten, sondern überhaupt ‚lenticulinoide‘ Formen von diesem Skulpturtypus sind bisher aus der Trias unbekannt, so daß wir unabhängig von anderen Argumenten, auch von der Foraminiferenseite her ein jüngerer Alter als Rhät (tiefen Jura) belegen können. Fein- und grobsandige Ammodiscen, Textularien sind ebenfalls zu melden.“

Sehr charakteristisch für die ganze Serie sind glatte und warzige Kugelradiolarien, die zu einem späteren Zeitpunkt bearbeitet werden sollen.

Im tieferen Teil der Serie zwischen 184 und 230 m kommen in den meisten Proben tetraxone Nadeln von Kieselspongien vor, die R. OBERHAUSER als Protriaen, Didichotriaen, Phyllotriaen identifizieren konnte. Besonders in den basalsten Lagen sind diese Spongienreste so häufig, daß sie fast den gesamten Schlammrückstand ausmachen. Dazu wäre noch zu erwähnen, daß das bankförmige Auftreten von Lias-Spongienkalk im Lias-Fleckenmergel der Unteren Hallstätter Decke des Ischl—Ausseer Bereiches von W. MEDWENITSCH (1958) als sehr charakteristisch beschrieben wurde und als Leitmerkmal zur Unterscheidung zwischen Fleckenmergeln des Lias und der Zlambachsichten des Oberror—Rhät im Gelände dient.

Crinoidenstiel- und -armglieder, Echinidenstacheln und Kleinbrachiopoden sind auf einzelne Lagen beschränkt. Unmittelbar über der Basis der Serie konnte aus dem Schlammgut Ammonitenbrut ausgelesen werden, die aber nach H. ZAPFE (in W. MEDWENITSCH, 1962)

kaum bestimmbar ist. Die von W. MEDWENITSCH und Studenten hier vorgenommene Suche nach adulten Ammoniten blieb bisher erfolglos.

Die Ostracodenfauna ist meist nicht reich. Neben *Bairdia* div. sp., *Bairdiidae* von *Bythocypris*- oder *Cyrtobairdia*-ähnlichem Habitus, treten Vertreter der Gattungen *Healdia* und *Ogmoconcha* oder *Hungarella*, *Clino-cypris*?, *Polycope* und die schon im höchsten Rhät vorkommende *Anisobairdia salisburgensis* auf. Eine der aus dem Lias alpha von Siebeldingen beschriebenen *Healdia nasuta* DREXLER, 1958 sehr nahestehende, wenn nicht mit ihr identische Form, konnte bestimmt werden. Einer der auffälligsten Ostracoden ist jedoch die hier beschriebene, großwüchsige *Ptychobairdia schaubergeri* n. sp. Diese Art ist offenbar das Endglied einer sich aus der norisch-rhätischen *Ptychobairdia kuepperi* KOLLMANN ableitenden morphologisch-genetischen Reihe. Daneben tritt bei 227 m auch noch nahe der Basis *Ptychobairdia kristanae* KOLLMANN auf. Ferner war auch in einigen Proben eine kleine, noch nicht beschriebene *Ptychobairdia* sp. zu beobachten, die noch im gesicherten Lias epsilon-Fleckenmergel der Birkenfeld-Einlagerung des Berchtesgadener Salzberges vorkommt. Auch *Krausella*-ähnliche Formen sind zu verzeichnen.

H. STRADNER hat eine Anzahl von Proben aus der Jakobbergserie des Jakobbergstollens auf Nannoplankton untersucht. Nach freundlicher brieflicher Mitteilung vom 30. 11. 1962 konnte er nur aus der stratigraphisch höchsten Probe dieser Serie bei 157 m relativ gut erhaltene Nannofloren bestimmen:

Schizosphaerella punctulata DEFLANDRE
Discolithus crassus DEFLANDRE
Coccolithus opacus STRADNER
Parhabdolithus liasicus DEFLANDRE

H. STRADNER bemerkt hierzu, daß er ähnliche Nannofloren im Lias von Schwaben (6. Mikropaläontol. Kolloquium, 1959) finden konnte.

Durch die mikropaläontologische Untersuchung ist also das Lias-Alter der Jakobbergserie hinlänglich bewiesen. Noch nicht mit Sicherheit faßbar ist jedoch ihr feinstratigraphischer Gesamtumfang. Dies liegt vor allem daran, daß bisher nur wenige für eine Eichung des Profils geeignete makropaläontologische Anhaltspunkte vorliegen. Umso wichtiger erscheint ein Ammonitenfund, der in der gleichen Serie im Egglriedlstollen gemacht wurde. Hier konnte H. ZAPFE (nach W. MEDWENITSCH, 1962) den Abdruck eines *Arietites* sp. bestimmen, der für Unterlias spricht. Wenn wir die Zugehörigkeit der spongiensführenden Mergel und Spongienskalke des Zlambach- und Stambachgebietes zur Jakobbergserie (s. unten) als erwiesen voraussetzen, so umfaßt diese auch den tiefsten, Psiloceren-Horizont des Lias alpha. Die bei W. MEDWENITSCH erwähnte, schon durch die Radiolarienführung und den Gesamthabitus der Foraminiferen- und Ostracodenfaunen gegebene biofazielle Ähnlichkeit mit dem durch Makrofossilien belegten Lias-epsilon-Fleckenmergel der Birkenfeldeinlagerung des Berchtesgadener Salzberges, ist auffallend. Es steht jedoch noch der endgültige Beweis dafür aus, daß die Jakobbergserie auch höhere Teile des Lias umfaßt.

Zur allgemeinen geologischen Situation im Jakobbergstollen ist zusätzlich zu W. MEDWENITSCH (1962) noch zu bemerken, daß im unmittelbar Liegenden der Jakobbergserie, also von 230 bis zirka 265 m eine Mergel-

serie durchörtert wurde, die in einer Probe bei 248.8 m, neben den für die Jakobbergserie typischen Radiolarien nach freundlicher Bestimmung von R. OBERHAUSER bereits Arten der Gattung *Variostoma*, *Involutina* und *Trochammina* zeigt, welche wir zumindest in diesem Profil nur aus sicher rhätischen Anteilen kennen. Wir glauben, daß hier Umlagerungen vorliegen, wollen diese Frage aber noch nicht entscheiden. Nach dem schlechten Erhaltungszustand der wenigen Ostracoden aus dieser Probe wäre dies anzunehmen. Noch weiter stolleneinwärts folgen helle Kalke, für die MEDWENTITSCH ladinisch-karnisches Alter in Erwägung zieht. Die Hauptmasse der Zlambachmergel scheint hier aus tektonischen Gründen zu fehlen. Stollenauswärts ist über die Jakobbergserie Haselgebirge überschoben.

Außer im Jakobberg- und Eggfriedlstollen konnte die Jakobbergserie vor allem auch im vorderen Teil des Untersteinbergstollens neuerdings festgestellt werden. Dieser Serie wird ein zwischen 164 bis zirka 231 m aufgeschlossenes Schichtpaket zugeordnet. W. MEDWENTITSCH (1962) führt hier mittelgraue Kalkmergel an. Das Einfallen entspricht dem des Jakobbergstollens. Demnach liegen die tiefsten Teile wieder stolleneinwärts. Ganz analog dem Jakobbergprofil ist auch hier ein tieferer spongiereicher Anteil von einem höheren, spongiereichen, beide jedoch Radiolarien führend, zu unterscheiden, welcher Umstand gegen stärkere interne Verschuppung spricht. Wie im Jakobbergstollen ließen sich hier in zahlreichen Proben, abgesehen von Radiolarien, Foraminiferen, Spongien und Brachiopoden, auch Ostracoden feststellen. Unter diesen ist außer *Bairdia* div. sp., *Healdia* aff. *nasuta* DREXLER, *Healdia* sp., *Ogmoconcha* oder *Hungarella*, *Krausella* sp. immer wieder die für die Jakobbergserie typische *Ptychobairdia schaubergeri* n. sp. anzutreffen. Im Hangenden folgt nach W. MEDWENTITSCH das wie im Jakobbergstollen überschobene, im Stollen vermauerte Haselgebirge. Als Liegendpaket erscheint zwischen 200 und zirka 231 m ein Mergelpaket, das wir nach seiner Sandschaler-Mikrofauna zum großen Teil unbedingt den „roststreifigen Mergeltonen“ zuordnen müssen, obwohl nach der petrographischen Beschreibung der Beprobungspunkte von W. MEDWENTITSCH hier kein Hinweis auf deren Vorhandensein gegeben war. In diesem Schichtpaket wurde neben Proben mit einer üppigen Sandschalerfauna bei 215 m unter anderen, jedoch nichtssagenden Ostracoden auch *Ptychobairdia kristanae* gefunden. Auf die stratigraphische Bedeutung dieser Art wurde schon oben bei Besprechung der roststreifigen Mergeltonen hingewiesen. Diese roststreifigen Mergeltonen des Untersteinbergstollens liegen etwa in der oberen Fortsetzung des Mergelpaketes im Liegenden der Jakobbergserie des Jakobbergstollens (s. oben). Die beiden Liegendpakete lassen sich faunistisch zwar noch nicht einwandfrei verknüpfen, doch scheinen sie beide dem Grenzbereich Rhät—Lias anzugehören. Kleinere Verschuppungen sind hier nicht ausgeschlossen. An der Basis des Liegendpaketes konnte im Untersteinbergstollen bei 231 m aus Mergeln des Grenzbereiches zwischen Zlambachschiechten und roststreifigen Mergeltonen Ammonitenbrut herausgeschlämmt werden. Nach einer freundlichen Bestimmung von Prof. H. ZAPPE handelt es sich um Jugendformen von *Megaphyllites* sp., welcher auf die Trias beschränkt ist, was in diesem Zusammenhang besonders wichtig erscheint. Weiter stolleneinwärts folgen ab 231 m im Liegenden der Mergel wie im Jakobbergstollen wieder die hellen Kalke des fraglichen Ladin—Karn nach MEDWENTITSCH.

Ein weiterer neuer Nachweis von Schichten der Jakobbergserie gelang im Halleiner Salzberg im Lobkowitz Untersuchungsquerschlag II, und zwar zwischen 250 und 285 m von Ortsbrust. Es handelt sich hier nach W. MEDWENITSCH um ein Paket von harten, dunklen Mergeln und hell und dunkel gebankten Kalkmergeln. Diese sind (anscheinend synklynal) in ein mächtiges Paket roststreifiger Mergeltone eingelagert, auf welche stollenauswärts typische norisch-rhätische Zlambachmergel (des stratigraphisch Liegenden) folgen.

Die Mergel der Jakobbergserie führen hier sehr kümmerliche Faunen mit Spongien, Radiolarien. Nur in zwei Proben waren Foraminiferen und in drei Proben Ostracoden vorhanden; eine davon (283—285 m) führte auch *Ptychobairdia schaubergeri* n. sp.

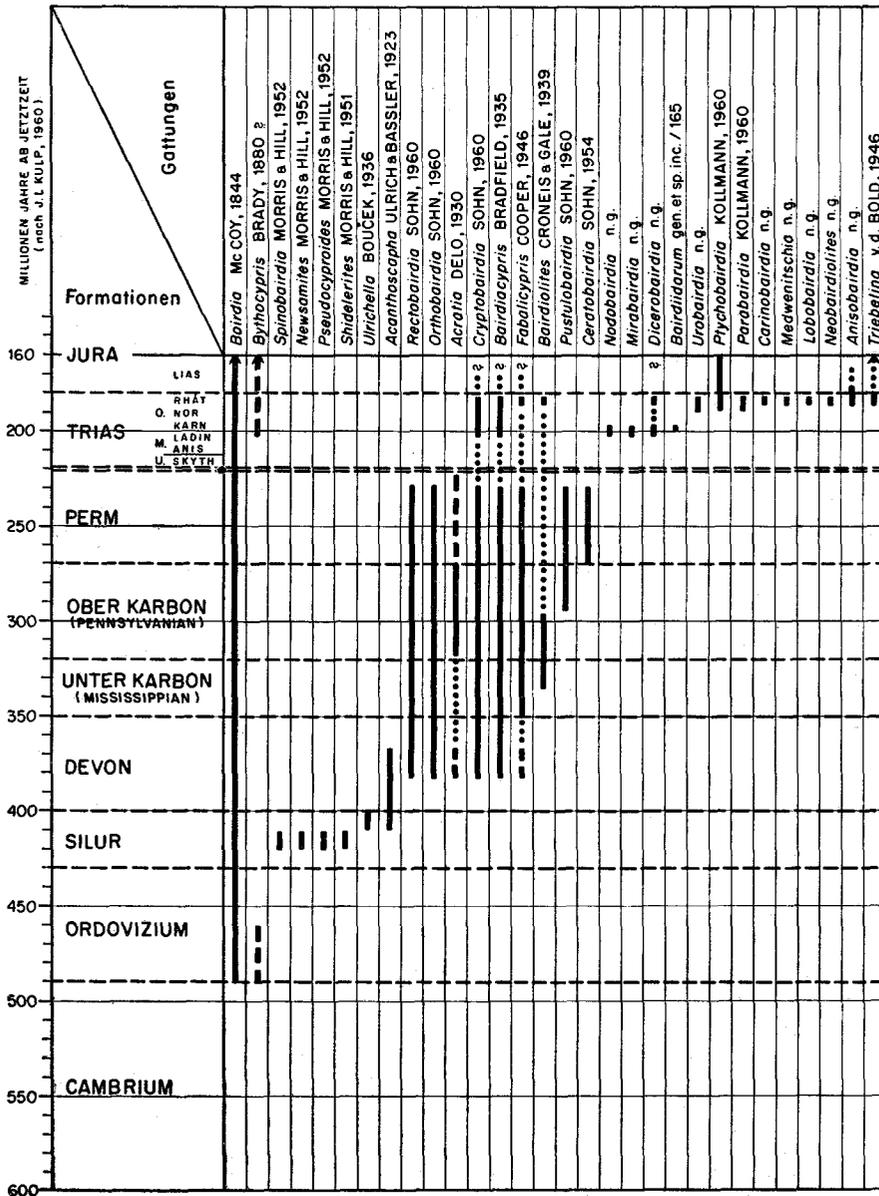
Gerade durch dieses Profil konnte die sich aus einer Summe von Einzelbeobachtungen zusammensetzende Beweiskette für eine stratigraphische Superposition Zlambachmergel—roststreifige Mergeltone—Jakobbergserie geschlossen werden (s. Bemerkungen unter dem Kapitel über die roststreifigen Mergeltone).

In den tauben Einlagerungen des Hallstätter Salzberges konnte die Jakobbergserie trotz eines sehr dichten Bemusterungsnetzes mikropaläontologisch noch nicht nachgewiesen werden. Ein sicherer Nachweis gelang jedoch in Fleckenmergeln des Hallstätter Erbstollens zwischen 1130 und 1168 m, wo bei 1060 und 1068 m (vom Stollenmund gerechnet) außer den zur bekannten Thanatocoenose gehörigen Radiolarien, Foraminiferen, Spongien und Ostracoden reichlich *Ptychobairdia kristanae* KOLLMANN vorkommt. Diese Fleckenmergel sind stark durchbewegt, führen Knollen von Crinoiden- und Spongienkalken. Sie unterteufen die obertriadischen Dachsteinkalke der Dachstein-Decke.

Aus Tagesaufschlüssen liegen dem Verfasser Mergel der Jakobbergserie vom oberen Stambach NE Goisern vor. Sie führen hier aber neben Radiolarien und Spongien meistens nur kümmerliche Foraminiferen und Ostracoden. Eine reichere Probe vom Fuß der Stambachwand erbrachte neben der typischen sonstigen Thanatocoenose auch schöne Exemplare von *Ptychobairdia schaubergeri*. Im benachbarten Großen Zlambachgraben und im Gföhl sind seit langem durch die Arbeiten am NEUMAYR, WÄHNER und KITTL aus den gleichen Schichten die tiefsten Liaszonen mit Psiloceren und Arietiten bekannt.

3. Zur stratigraphischen Reichweite der besser bekannten Gattungen der Bairdiidae vom Ordovizium bis in den Lias

Auf Tabelle 3 wird versucht, den Stand unserer heutigen Kenntnis über die stratigraphischen Reichweiten der besser bekannten und daher mit einiger Sicherheit zu den *Bairdiidae* zu stellenden Ostracoden vom ersten Auftreten im Ordovizium bis in den Lias darzustellen. Als Unterlagen hiezu dienten die Verbreitungsangaben im Treatise (1961) und in J. G. SOHN, (1960). Ergänzend hiezu wurden die in dieser Publikation auf Grund eines umfangreichen Materials erarbeiteten Reichweiten von der höchsten alpinen



Tab. 3: Stratigraphische Reichweiten der besser bekannten Gattungen der *Bairdiidae* vom Ordovizium bis in den Lias

Mitteltrias (Oberes Oberladin) bis in den alpinen Lias der Hallstätter Decken berücksichtigt. Soweit schon jetzt zu beurteilen, dürfte damit der Großteil der zu den *Bairdiidae* zu zählenden Gattungen für dieses Intervall trotz der noch vorhandenen stratigraphischen Lücken erfaßt sein. Aus der Tabelle

ist ersichtlich, daß die größte noch verbleibende Kenntnislücke zwischen dem höheren Perm und dem Oberladin klafft. Dieser Zeitabschnitt umfaßt mindestens 20 Millionen Jahre.

Vergleicht man das Ersteinsetzen der verschiedenen Gattungen der *Bairdiidae*, so fallen zwei Virenzperioden auf. Die erste umfaßt den Zeitraum zwischen Mittelsilur und Mitteldevon, die zweite setzt irgendwo in der Mitteltrias ein und erreicht ihren Höhepunkt im Rhät. Mit Beginn des Lias verschwindet schlagartig ein Großteil der im Verlauf der Trias entstandenen, somit sehr kurzlebigen Gattungen. Nur einzelne Stämme überschreiten die kritische Trias—Jura-Grenze. Davon scheinen *Cryptobairdia*, *Bairdiacypris*, *Fabaliocypris*, *Ptychobairdia* und *Anisobairdia* schon im Laufe des tieferen Lias auszusetzen. *Bairdia*, *Bythocypris*?, *Triebelina* und — soweit *Carinobairdia* als Vorgängerin von *Glyptobairdia* anzusehen ist — auch diese Gattung, pflanzen sich über das übrige Mesozoikum bis in das Känozoikum fort.

Gewiß sind noch einige Zeitabschnitte wenig erforscht. Das skizzierte Bild dürfte sich aber auch nicht wesentlich ändern, wenn einzelne neue Gattungen hinzukommen und andere wieder aus Synonymiegründen eingezogen werden sollten.

Textabb. 8. Zur Terminologie der äußeren Schalenmerkmale einiger Bairdiidae.

- 1, 2. *Bairdia deformata* n. sp. (G von rechts, G von oben).
- 3, 4. *Urobairdia austriaca* n. g. n. sp. (G von rechts, G von oben).
- 5, 6. *Anisobairdia cincta* n. g. n. sp. (G von links, G von rechts).
- 7, 8. *Cryptobairdia hians* n. sp. (G von unten, G von rechts).
- 9, 10. *Lobobairdia salinaria* n. g. n. sp. (G von rechts, G von oben).
11. *Nodobairdia mammilata* n. g. n. sp. (R von außen).
12. *Mirabairdia pernodosa* n. g. n. sp. (L von außen).
- 13, 14. *Ptychobairdia kuepperi* KOLLMANN (G von links, G von vorne).
15. *Dicerobairdia bicornuta* n. g. n. sp. (R von außen).
16. *Bairdiolites semisculpta* n. sp. (G von links).
17. *Neobairdiolites placklesensis* n. g. n. sp. (G von links).
18. *Carinobairdia triassica* n. g. n. sp. (L von außen).
19. *Carinobairdia alpina* n. g. n. sp. (R von außen).
- 20—23. *Medwenitschia ornata* n. g. n. sp. (G von links, G von oben, G von unten, G von rechts).

Auf dieser Textabbildung verwendete Abkürzungen:

a = antero-	A = Area
d = dorsaler und Dorsal-	E = Ende
h = hinteres und Hinter-	ED = Eindellung, Einmündung
ho = hornartiges und Horn-	F = Falte
kl = klammerartiges	FD = Feld
ko = konzentrisches	FS = Fortsatz
l = laterales und Lateral-	FU = Furche
m = medianes und Median-	G = Gehäuse
p = postero-	GR = Grübchen(skulptur)
sr = schräges	K = Kante
s = sub-	KN = Knoten
sko = subkonzentrisch, submarginal	L = linke Klappe
v = vorderes und Vorder-	LA = Lappen
ve = ventraloides und Ventraloid-	R = rechte Klappe
z = zentrales und Zentro- und Zentral-	RE = Reifen
	RI = Rippe
	W = Warze
	WU = Wulst

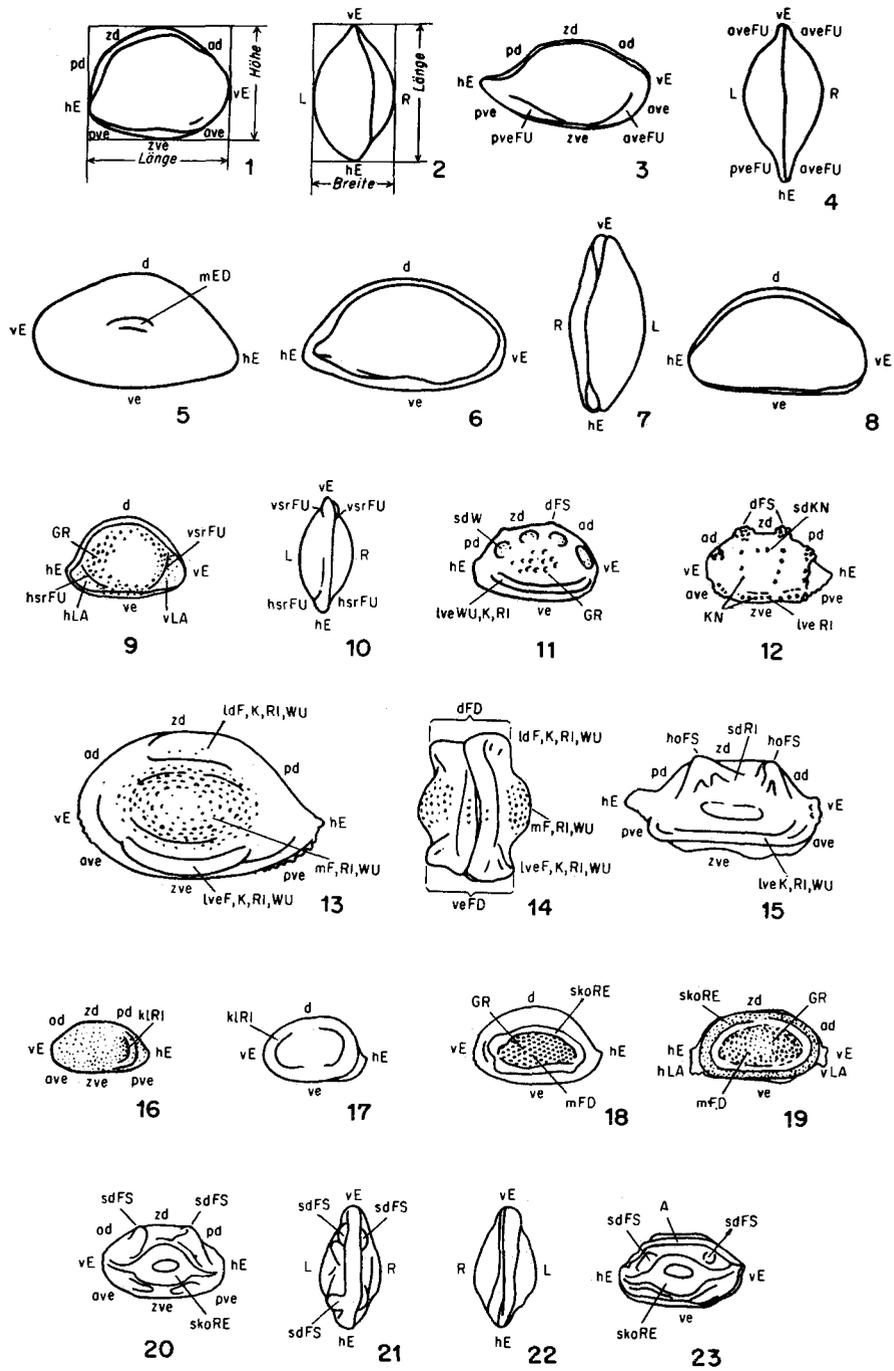


Abb. 8

Was die Trias im besonderen anbelangt, so soll mit den *Bairdiidae* ein Schritt vorwärts zur Kenntnis der Ostracoden einer Epoche getan werden, innerhalb welcher die paläozoischen Formenkreise schrittweise von den mesozoisch-kaenozoischen abgelöst werden. So manche schon aus dem Paläozoikum bekannte Gruppe erreicht hier gleich den *Bairdiidae* ihre letzte große Blüteperiode, die mit dem Beginn des Lias unvermittelt abbricht, und so manche bisher nur aus dem jüngeren Mesozoikum bekannte Gruppe übersteht schon in der Trias ihre erste Bewährungsprobe.

III. Paläontologischer Teil

1. Zur äußeren Schalenmorphologie und zur Terminologie des Schalenbaues

(dazu Textabb. 8)

In den „Ostracoden aus der alpinen Trias, I. *Parabairdia* n. g. usw.“ (1960) wurde näher auf den inneren Schalenbau, insbesondere auf das innere Schalenblatt, das Schloß, die „Zahnplättchen“ und die mediane Muskelgruppe eingegangen. Leider sind die Innenseiten der Schalen der Triasostracoden wegen der meist starken Verklebung mit Sediment und der weitgehenden Umkristallisationen nur selten der direkten Beobachtung zugänglich. Für die Anfertigung von Schliffen reicht das Material wegen der relativen Individuenarmut meist nicht aus. Der Verfasser mußte sich daher mit Zufallsbeobachtungen an günstig erhaltenen Objekten begnügen. Neue Gesichtspunkte zum Innenbau der *Bairdiidae* erbrachten diese jedoch nicht.

Die Kenntnis der äußeren Schalenmorphologie der *Bairdiidae* konnte durch das neue Material wesentlich erweitert werden. Die analoge Gruppierung gewisser Merkmale veranlaßte zur Aufstellung einer Anzahl neuer Gattungen und zu deren Gruppierung in fünf Subfamilien (Klassifikation siehe nächstes Kapitel).

Unter den glatten Bairdiidae, von welchen in der Trias nur Vertreter der *Bairdiinae* vorkommen, werden im Zuge der Erweiterung des Systems außer den sehr wichtigen Umrißverhältnissen der Grad der Überlappung und des Überragens der größeren L über die kleinere R (*Parabairdia*, *Lobobairdia*, *Anisobairdia*) und das Vorhandensein oder Fehlen von randparallelen, rinnenförmigen Furchen proximal vom vorderen und hinteren Ventraloidrand (*Urobairdia*, *Parabairdia*) als Unterscheidungsmerkmale herangezogen. Stärker vorspringende mediane Gehäuseteile (z. T. *Urobairdia*) oder durch laterale Abplattung bedingte, stärker gekrümmte Schalenteile (*Orthobairdia*), lappenförmige Abschnürungen der Gehäuseenden (*Lobobairdia*) und median gelegene, horizontale Eindellungen der L (*Anisobairdia*) werden nicht als Grobskulptur bezeichnet, obwohl es nicht ausgeschlossen erscheint, daß sich phylogenetisch aus solchen besonderen Schalenmerkmalen Grobskulpturen entwickelt haben.

Die glatten Schalenoberflächen sind höchstens durch kleine, echte Skulpturgrübchen oder durch grübchenförmige Eindellungen an den Ausmündungsstellen der lateralen Porenkanäle verziert.

Innerhalb der skulptierten *Bairdiidae*, die uns in der Trias in besonderer Vielfalt entgegenreten, sind die Vertreter der *Nodobairdiinae*, *Triebeliniinae* und *Carinobairdiinae* durch folgende Schalendetails charakterisiert, die für die systematische Abtrennung der Unterfamilien, Gattungen und Arten von Bedeutung sind:

Warzen: Große Auftreibungen der Schalenwand, deren Oberfläche glatt, fein gekörnelt oder genetzt sein kann. Bei triassischen Bairdien konnten sie durchwegs als genotypische Merkmale erkannt werden. Sie sind also nicht mit den warzenartigen Auftreibungen zu vergleichen, wie sie z. B. bei *Cyprideis* als phänotypische, ökologische Reaktionserscheinungen auftreten.

Knoten und Knötchen: Kleinere, innen nicht hohle Fortsätze des äußeren Schalenblattes mit geringem Durchmesser. Zum Teil können sie den Warzen aufsitzen.

Warzen, Knoten und Knötchen sind entweder unregelmäßig über die Schalenoberfläche verteilt (*Pustulobairdia*) oder in Reihen angeordnet (*Nodobairdia*, *Mirabairdia*).

Skulpturgrübchen: Kleinere Grübchen treten auch bei sonst glatten *Bairdiidae* auf, besonders hervorgehoben werden hier aber nur größere Grübchen (*Nodobairdia*, *Mirabairdia*, *Carinobairdia*). Diese können verschiedene, oft unregelmäßige Umrisse haben. Bei *Carinobairdia triassica* sind sie rasterförmig angeordnet.

Rippen, Leisten, Falten, Wülste und Kanten: Es handelt sich um vorwiegend in horizontaler oder vertikaler Richtung gestreckte Skulpturelemente. Während als Rippen und Leisten parallel zu ihrer Achsenrichtung schärfer umgrenzte Elemente bezeichnet werden, ist diese Begrenzung bei Falten meist dadurch unscharf, daß sie von entsprechenden Einmündungen begleitet werden. Von Wülsten wird hier gesprochen, wenn es sich um besonders breite, aufgebläht erscheinende Elemente handelt. Unter Kanten werden stärker abgewinkelte Gehäusevorwölbungen verstanden.

Vorwiegend horizontale Rippen usw. finden wir bei den Gattungen *Ceratobairdia*, *Triebelina*, *Ptychobairdia* und *Dicerobairdia*. Durch vorwiegend vertikale, klammerartige Rippen usw. zeichnen sich die Gattungen *Bairdiolites* und *Neobairdiolites* aus.

Diese Elemente können auch mit Knötchen besetzt sein (*Mirabairdia*). Umgekehrt scheinen aus Warzenreihen im Laufe der Phylogenie durch Verschmelzung auch Rippen usw. hervorzugehen (s. *Nodobairdia*—*Carinobairdia*).

Reifen: Geschlossene, höchstens durch leichte Einsattelungen eingeschnürte subkonzentrisch zum Schalenumriß verlaufende Rippen usw. Solche sind für die Gattungen *Carinobairdia* und *Medwenitschia* charakteristisch.

Dorsalfeld und Ventraloidfeld (auch Dorsum und Venter): Deutliche, durch stärkere dorsale oder ventrale Abplattung bedingte \pm horizontale Flächen, die von Kanten oder Rippen usw. begrenzt sein können und unter Einbeziehung größerer Partien des Lateralbereiches zustande kommen. Sie treten an glatten und skulptierten Bairdien auf (z. B. *Urobairdia*, *Ptychobairdia*, *Ceratobairdia* usw.). Phylogenetisch scheint oft die Abplattung der Ausbildung von Kanten und Rippen usw. vorangegangen zu sein (s. K. KOLLMANN, 1960, S. 96).

Hornartige Fortsätze: Deutlich vorspringende Ausstülpungen der Schalenwand mit breiter Basis, die entweder einzeln stehen wie z. B. die dorsalen Fortsätze bei *Nodobairdia mammilata* oder *Bairdiidarum* gen. et sp. inc./165, oder die sich aus terminalen Endigungen von subdorsalen Längsrippen (*Dicerobairdia*) oder aus lateroventraloiden Kanten (*Cerato-bairdia*) entwickeln.

Stacheln: Deutlich vorspringende Ausstülpungen der Schalenwand mit schmaler Basis, wie sie bei der paläozoischen Gattung *Spinobairdia* an den Lateralflächen auftreten.

Nach allgemeiner Gepflogenheit werden auch in dieser Publikation laufend folgende Abkürzungen verwendet:

- G = Gehäuse
- Kl = Klappe
- R = rechte Klappe
- L = linke Klappe

2. Bemerkungen zur Klassifikation der paläozoischen und frühmesozoischen Bairdiidae

Mit Rücksicht auf die äußere Morphologie werden im folgenden unter den *Bairdiidae* fünf Unterfamilien unterschieden. Zwei davon umfassen Gattungen mit glatten Gehäusen (*Bairdiinae* und *Alanellinae*) und drei davon zeichnen sich durch Grobskulptur aus (*Nodobairdiinae*, *Triebelinae* und *Carinobairdiinae*).

Da die überwiegende Mehrzahl der hier gestellten Gattungen nur fossil nachgewiesen ist, ist es unvermeidlich, die Klassifikation auf schalenmorphologischen Kriterien aufzubauen. Es ergibt sich aber gleichzeitig die Frage nach der Möglichkeit einer Untermauerung des paläontologischen Systems durch die Zoologie der rezenten Vertreter der Familie. Dabei steht das grundsätzliche Problem im Vordergrund, ob den Abweichungen im Schalenbau auch entsprechende Abweichungen im Bau der Extremitäten entsprechen, oder — von der anderen Seite aus betrachtet — ob trotz geringfügiger Unterschiede im Bau der Extremitäten die Aufstellung von Gattungen und sogar Unterfamilien auf Grund von Schalenmerkmalen überhaupt diskutabel ist.

Hiezu ist zu bemerken, daß die Anzahl der zoologisch untersuchten glatten *Bairdiidae*, die wir hier durchwegs in den Subfam. *Bairdiinae* stellen, sehr gering ist und daß einzelne skulptierte *Bairdiidae* erst in den letzten Jahren von zoologischer Seite einem eingehenderen Studium unterzogen worden sind. Während der Gliedmaßenbau der glatten Gattungen *Bairdia* McCOY, 1844, *Bythocypris* BRADY, 1880, *Anchistrocheles* BRADY & NORMAN, 1889 schon seit längerer Zeit — wenn auch z. T. ungenügend — bekannt ist, liegen andererseits derzeit nur über zwei *Triebelina*-Arten (eine dritte ist angekündigt) zoologische Untersuchungen vor:

In einer ausführlichen Studie über *Triebelina coronata* (BRADY, 1870) [= *Glyptobairdia bermudezi* STEPHENSON, 1946] kommt D. R. ROME (1960) auf Grund der Untersuchungen der Anhänge des Weichkörpers zu dem Ergebnis, daß man diese Art auf Grund ihrer Anhänge nur in die Gattung *Bairdia* stellen könne (es heißt auf S. 12 wörtlich: „Les appendices de *Triebelina coronata* ressemblent à s’y méprendre à ceux de *Bairdia* que G. W. MÜLLER a représentés (1894, Pl. 13, 14, 15) ou de ceux que nous avons

reueillis aux environs de Monaco; au point q' à leur seul examen on devrait la classer dans le genre *Bairdia* usw.“. Demnach wird die Art *coronata* nach ROME nur durch die Zähnelung der Schloßleiste (s. auch F. P. C. M. van MORKHOVEN, 1958) und die Skulptierung von den Arten der Gattung *Bairdia* unterschieden. Dem Vorhandensein von Zahnplättchen wird mit R. und E. REYMENT (1959) von ROME keine besondere systematische Bedeutung beigemessen („Il nous semble, en effet, qu'un caractère aussi peu constant n'est pas suffisant pour établir un genre“). Abschließend betont ROME, daß es seiner Meinung nach nicht am Platz sei, *Triebelina coronata* in ein anderes Genus zu stellen.

G. HARTMANN mißt — im Gegensatz zur Mehrzahl der Zoologen — dem Schalenbau eine wesentlich größere systematische Bedeutung bei. HARTMANN (1959, S. 214) beschreibt die neue Art *Triebelina gierloffii* von der Küste von El Salvador nach ihren Schalenmerkmalen und Extremitäten. Auffallenderweise ist die Schale dieser Art glatt, jedoch dicht mit Haaren und Borsten verschiedener Stärke besetzt. Das auf Taf. 39: 90 abgebildete Schloß der R ist deutlich gezähnt. HARTMANN charakterisiert dieses wie folgt: „Mit einer Grubenreihe, in welche die Zähne der linken Schale eingreifen dürften, beginnt die Schloßbezahnung rechts. Es folgt eine gekerbte, vorspringende Fläche, die vorn und hinten eine Spitze bildet, median eingebuchtet, aber auch gekerbt ist.“

G. HARTMANN weist ferner auf eine neue, von ihm beschriebene Art *Triebelina schulzi* (im Druck) hin, die anscheinend ein glattes Schloß besitzt. Zu der schon von M. B. STEPHENSON (1947) vorgenommenen und auch von F. P. C. M. van MORKHOVEN (1958) übernommenen Auflösung von *Glyptobairdia* STEPHENSON 1946 und deren Aufgehen in der Gattung *Triebelina* v. d. BOLD 1946 äußert sich G. HARTMANN (1959, S. 216) wie folgt: „... In dieser Gattung (*Triebelina*) finden sich nicht nur Vertreter zusammen, die wie die Gattung *Bairdia* ein glattes Schloß, sondern ein gezähntes besitzen. Beim Vergleich der Arten *Triebelina schulzi* HARTMANN und *Triebelina gierloffii* n. sp. scheint diese Zusammenstellung gerechtfertigt zu sein — wenigstens wenn man den Bau der Extremitäten — der leider nicht bei allen Vertretern der Gattung bekannt ist — berücksichtigt. Nun sind die Unterschiede zu den anderen *Bairdia*-Arten aber nur sehr gering, sodaß die innerhalb der Gattung *Triebelina* auftretenden Abweichungen der Schloßstruktur sich nicht unbedingt auch in den Extremitäten zu äußern brauchen. Sicher ist, daß sich in *Triebelina* schon Formen zusammengefunden haben, die recht verschiedenen Schloßbaues sind. Es wird weiteren Untersuchungen überlassen bleiben, notfalls eine Trennung der Gattung vorzunehmen. Außerdem muß darauf hingewiesen werden, daß das Schloß der meisten rezenten Arten nicht bekannt ist, so daß bei deren Untersuchung vermutlich noch einige Überraschungen auftreten dürften.“

Daß diese Sätze von zoologischer Seite geschrieben werden, ist besonders bedeutungsvoll. Jedenfalls scheint im Zuge einer Aufgliederung von *Triebelina* auch eine Wiedererrichtung von *Glyptobairdia* möglich zu sein. Eine solche wäre nach Auffassung des Verfassers (1960, S. 91) gerade deshalb zu postulieren, weil schon in der Trias *Triebelina*-Arten neben Formen einherlaufen, die als Angehörige der Gattung *Carinobairdia* höchstwahrscheinlich Vorläufer der skulpturell nahe verwandten *Glyptobairdia* darstellen.

Fassen wir die bisherigen Ergebnisse zoologischer Untersuchungen an Arten aus dem Formenkreis um *Triebelina* zusammen, so ergibt sich im Gliedmaßenbau zweifellos eine weitgehende Übereinstimmung mit *Bairdia*. Daraus könnten Zweifel an der Berechtigung zu einer weiteren systematischen Aufgliederung der skulptierten *Bairdiidae* und an deren Zusammenfassung zu Gruppen aufkommen, welchen hier sogar der Rang von Subfamilien zugebilligt wird.

Es darf aber zu dieser Situation folgendes bemerkt werden:

Bairdia ist die langlebigste Gattung unter den Ostracoden überhaupt (Ordovizium bis rezent). Ihr innerer und äußerer Schalenbau ist in dieser Zeit bis auf die als spezifisch gedeuteten Unterschiede kaum Veränderungen unterworfen gewesen. Daraus läßt sich schließen, daß sich in dieser riesigen Zeitspanne auch am Innenbau kaum viel geändert hat. Die Gattung muß demnach von vornherein so vielseitig angepaßt gewesen sein, daß sie auch die ungünstigsten Bedingungen nicht zum Erlöschen bringen konnten. Auch neu auftretende und, wie ihre stratigraphische Verbreitung zeigt, lebensfähige Mutanten konnten auf die Dauer die Position der Gattung *Bairdia* nicht erschüttern. Sie ist demnach nicht nur die konservativste, sondern auch die lebensfähigste marine Ostracodengattung überhaupt. Die sich von ihr phylogenetisch herleitenden Seitensprosse hatten daher gar keine Veranlassung zu einem grundlegenden Umbau der inneren Organe. Die progressiven Veränderungen beschränken sich im wesentlichen auf den Bau der Schale¹⁾, die allein in unmittelbarem Kontakt mit der Umwelt steht und daher dazu prädestiniert erscheint, auf spezielle raum-zeitliche Gegebenheiten durch Formveränderungen zu reagieren.

Da der Schale des Ostracoden eine mindestens ebenso wichtige Funktion zukommt wie irgendeinem Anhang des Tierkörpers, steht die Berechtigung, ihre Merkmale in vollem Maße taxionomisch auszuwerten, kaum noch zur Diskussion. Weitgehende Übereinstimmung des konservativen Innenbaues der *Bairdiidae* ist daher noch lange kein Grund für eine Unterbewertung der Unterschiede im Schalenbau. Aus diesem Gesichtswinkel heraus scheut der Verfasser nicht davor zurück, dem Schalenbau bei der Klassifikation gerade der *Bairdiidae* eine entscheidende Stellung einzuräumen.

3. Entwurf eines Bestimmungsschlüssels für die Unterfamilien und besser bekannten Gattungen der Familie *Bairdiidae* G. O. SARS, 1888 aus dem Paläozoikum und dem Frühmesozoikum

Zusammengestellt von K. KOLLMANN, unter teilweiser Verwendung des Bestimmungsschlüssels für paläozoische *Bairdiidae* von I. G. SOHN (1960).

- 1 a. Schalenoberfläche ohne Grobskulptur, glatt oder mit unbedeutenden, kleinen Skulpturgübchen, mit oder ohne Randzähnen. Umriss in Lateralansicht gedrungen bis schlank. Hinterende der Gehäuse in Extremfällen auf Höhe des Ventral- oder Dorsalrandes, oder in mittlerer Lage. Dorsalrand konvex gerundet, abgewinkelt oder gerade, in seinem vorderen Teil mit oder ohne hornartigem Fortsatz. Umriss in Dorsalansicht konvex (bis tumid) oder lateral abgeflacht. Gehäuse gelegentlich dorsal und/oder ventral abgeflacht. Abflachungen (Dorsal- und Ventraloidfelder) nicht von Kanten oder Leisten gegen die Lateralfächen begrenzt.

¹⁾ Im Gegensatz hierzu wird von L. S. KORNICKER (1961, S. 57) der Schalenbau von *Bairdia* als konservativ betrachtet.

- 2 a. Hinteres Gehäuseende auf Höhe des Ventralrandes oder in mittlerer Lage, niemals in Verlängerung des Dorsalrandes, Gehäuse in Dorsal- und Lateralansicht gedrunken bis schlank. Vorderer Dorsalrand der größeren Klappe (L) ohne hornartigen Fortsatz.

Bairdiinae SAERS, 1923

- 3 a. Umrise in Dorsalansicht deutlich konvex, nicht parallel abgeplattet.

- 4 a. Größere Klappe überragt und/oder übergreift die kleinere nur dorsal und zentroventraloid bedeutend.

- 5 a. Dorsaler Umriß der größeren Klappe in Lateralansicht deutlich konvex.

- 6 a. Dorsaler Umriß ein- bis zweimal abgewinkelt.

- 7 a. Antero- und posteroventraloider Umriß proximal nicht von Furchen begleitet.

Bairdia MCCOY, 1844

- 7 b. Antero- und posteroventraloider Umriß proximal von tiefen Furchen begleitet, Gehäuse langgestreckt, Hinterende geschwänzt.

Urobairdia n. g.

- 6 b. Dorsaler Umriß nicht abgewinkelt. Anterodorsaler Umriß in zentrodorsalen übergehend.

Cryptobairdia SOHN, 1960

- 5 b. Dorsaler Umriß der größeren Klappe in Lateralansicht gerade oder nur sehr schwach gebogen, annähernd parallel dem ventralen Umriß

- 6 a. Hinterende zugespitzt.

Rectobairdia SOHN, 1960

- 6 b. Hinterende stumpf, Gehäuse schlank.

- 7 a. Ventrale Überlappung gerade oder leicht geschwungen.

Bairdiacypris BRADFELD, 1935

- 7 b. Ventrale Überlappung mit stufenförmigem Absatz.

Fabaliocypris COOPER, 1946

- 4 b. Größere Klappe überragt und/oder übergreift die kleinere entlang der ganzen Gehäuseperipherie, wodurch starke laterale Asymmetrie bedingt ist.

- 5 a. Breite annähernd gleich der Höhe des Gehäuses (etwa kreisförmiger Querschnitt) rechte Klappe mit tiefer Furche proximal vom anteroventraloiden, und schwächerer Einziehung proximal vom posteroventraloiden Rand. Anterodorsaler Umriß gegen zentrodorsalen abgewinkelt.

Parabairdia KOLLMANN, 1960

- 5 b. Breite geringer als Höhe des Gehäuses, anterodorsaler Umriß gegen zentrodorsalen nicht abgewinkelt.

- 6 a. Vorder- und Hinterende des Gehäuses durch schräge Furchen lappenförmig abgesetzt, dorsaler Umriß stark konvex.

Lobobairdia n. g.

- 6 b. Hinterende der rechten Klappe unvermittelt in scharfe Spitze übergehend, linke Klappe median mit horizontaler Eindellung, dorsaler Umriß \pm konvex.

Anisobairdia n. g.

- 3 b. Umrise in Dorsalansicht gerade (laterale Abplattung).

Orthobairdia SOHN, 1960

- 2 b. Hinteres Gehäuseende etwa auf Höhe des Dorsalrandes, geschwänzt. Vorderes Gehäuseende in Lage und Form verschieden. Gehäuse in Lateral- und Dorsalansicht äußerst schlank (spindelförmig). Ventral niemals abgeflacht, Zentroventraloid schwach eingebuchtet. Am vorderen dorsalen Umriß der größeren (L) Klappe kann ein hornartiger Fortsatz vorhanden sein.

Alanellinae BOUČEK, 1936

(ex *Alanellidae* BOUČEK, 1936)

3 a. Vorderes Gehäuseende zugespitzt, ohne hornartigen Fortsatz am vorderen dorsalen Umriß der größeren (L) Klappe.

4 a. Vorderende etwa in Verlängerung des dorsalen Umrisses oder nur unbedeutend tiefer.

Acanthoscapha ULRICH & BASSLER, 1923
(= *Alanella* BOUČEK, 1936)

4 b. Vorderende wesentlich tiefer als die Verlängerung des dorsalen Umrisses.

Ulrichella BOUČEK, 1936

3 b. Vorderende abgerundet, mit hornartigem Fortsatz am vorderen dorsalen Umriß der größeren (L) Klappe.

Shidelerites MORRIS & HILL, 1951

1 b. Schalenoberfläche mit Grobskulptur.

2 a. Schalenoberfläche mit Warzen oder Knoten, zuweilen zusätzlich mit Wülsten oder Rippen.

Nodobairdiinae n. subfam.

3 a. Schalenoberfläche mit \pm unregelmäßig verteilten Warzen, Pusteln oder Knoten.

Pustulobairdia SOHN, 1960

3 b. Schalenoberfläche mit in Reihen angeordneten Warzen oder Knoten.

4 a. Große, dem Schalenrand genäherte Warzen bilden Eckpunkte von Reihen kleiner Knötchen.

Mirabairdia n. g.

4 b. Subdorsal eine Reihe von vier großen Warzen, lateroventraloid ein dreiteiliger Längswulst oder eine ungeteilte Längsrippe.

Nodobairdia n. g.

2 b. Schalenoberfläche mit Leisten, Rippen, Falten oder Wülsten.

3 a. Ein bis drei horizontale Längsrippen, -falten, -wülste oder -kanten auf beiden Klappen, gelegentlich knotig verdickt oder mit stachel-, kegel- oder hornartigen Fortsätzen.

Triebelinae n. subfam.

4 a. Eine lateroventraloide Leiste hinten flügel förmig endend, mit einem oder mehreren dornartigen Fortsätzen am dorsalen Umriß der größeren Klappe (L).

Ceratobairdia SOHN, 1954

4 b. Drei Längsrippen, -falten, oder -wülste in der größeren (L) und zwei in der kleineren Klappe, zum Teil mit knotigen Verdickungen.

Triebelina v. d. BOLD, 1946

4 c. Drei Längsrippen, -falten, oder -wülste in jeder Klappe, mit oder ohne knotige Verdickungen oder hornartige Fortsätze.

5 a. Längsrippen, -falten, oder -wülste in laterodorsaler, medianer und lateroventraloider Lage, ohne jegliche Fortsätze, Dorsalrand versenkt.

Ptychobairdia KOLLMANN, 1960

5 b. Längsrippen, -falten, oder -wülste in subdorsaler, medianer und lateroventraloider Lage. Subdorsales Element mit zwei terminalen, verschieden stark ausgebildeten, oft hornartigen Fortsätzen. Dorsalrand nicht versenkt.

Dicerobairdia n. g.

3 b. Klammerartig gekrümmte Leisten subparallel zu den Endrändern oder Reifen, subparallel zu den Außenumrissen.

Carinobairdiinae n. subfam.

4 a. Zwei (sekundär eine) klammerartig gekrümmte Leiste(n), subparallel zu den Endrändern.

5 a. Gehäuse in Dorsal- und Lateralansicht, schlank, Enden der beiden klammerartigen Leisten sind einander nicht genähert.

Bairdiolites CRONEIS & GALE, 1939

5 b. Gehäuse in Dorsal- und Lateralansicht gedungen, Enden der beiden klammerartigen Leisten sind einander stark genähert oder verschmelzen miteinander; dadurch entstehendes Medianfeld nicht mit Grübchenskulptur.

Neobairdiolites n. g.

4 b. Geschlossener, höchstens in den terminalen Krümmungen durch Einschnürungen unterbrochener, leisten- oder wulstförmiger, subparallel zu den Außenumrissen verlaufender Reifen, ein Medianfeld einschließend.

5 a. Medianfeld innerhalb des Reifens je nach dessen Entfernung vom Außenumriß verschieden groß, oval bis schlitzförmig, mit meist rasterförmiger Grübchenskulptur, ohne Längsrippe im Medianfeld ¹⁾).

Carinobairdia n. g.

5 b. Medianfeld sehr klein, Reifen sehr kräftig, in jeder Klappe subdorsal von je zwei wulst- bis kegelförmigen Fortsätzen begleitet.

Medwenitschia n. g.

2 c. Schalenoberfläche mit Stacheln und Hörnern, ohne Rippen, Leisten oder Falten usw.

Bairdiidae inc. sedis

3 a. Mit je einem Stachel an den Lateralflächen.

Spinobairdia MORRIS & HILL, 1952

3 b. Mit je zwei Hörnern am dorsalen Umriß jeder Klappe, in der rechten Klappe anscheinend mehr zentral verlagert.

Bairdiidarum gen et. sp. inc./165

4. Systematische Beschreibung

Subclassis: *OSTRACODA* LATREILLE, 1806

Ordo: *PODOCOPIDA* MÜLLER, 1894

Subordo: *PODOCOPINA* SARS, 1866

Superfamilia: *BAIRDIACEA* SARS, 1888

Familia: *BAIRDIIDAE* SARS, 1888

Subfam.: *Bairdiinae* SARS, 1923

Die Beibehaltung der Subfam. *Bairdiinae* ergibt sich aus der Zuordnung der *Alamellinae* zu den *Bairdiidae* und aus der Abtrennung der unter den drei neuen Unterfamilien der *Nodobairdiinae*, *Triebelinae* und *Carinobairdiinae* zusammengefaßten, durch Grobskulptur ausgezeichneten, zum Großteil jungpaleozoisch-triassischen *Bairdiidae*.

Die *Bairdiinae* umfassen demnach eine Gruppe von Gattungen, die sich durch „bairdioid“ Umriss, ein auf Höhe des Ventralrandes oder in mittlerer Höhe, niemals aber in Verlängerung des Dorsalrandes gelegenes Hinterende, durch ein in Dorsal- und Lateralansicht gedungenes bis schlankes Gehäuse, durch das Fehlen eines hornartigen Fortsatzes am vorderen Dorsalrand der größeren Klappe und durch das Fehlen einer ausgeprägten Grobskulptur auszeichnen.

Den besten Überblick über die Kriterien zur Abtrennung der Gattungen gibt der Bestimmungsschlüssel auf S. 160—163.

¹⁾ Die postmesozoische Gattung *Glyptobairdia* STEPHENSON, 1946, ähnelt der Gattung *Carinobairdia* weitgehend, hat jedoch eine kurze Längsrippe im gerasterten Medianfeld.

Folgende im „Treatise“ und in „Osnovy“ bei den *Bairdiidae* angeführte Gattungen werden zu den *Bairdiinae* überstellt: *Bairdia* McCoy, 1844 [= *Nesidea* COSTA, 1849]; *Morrisitina* GIBSON, 1955 (pro *Morrisites* GIBSON, non BUCKMAN, 1921); *Acratia* DELO, 1930 [= *Acratina* EGOROV, 1953 +]; *Bairdiacypris* BRADFIELD, 1935 [= *Actuaria* SCHNEIDER, 1956 +]; *Bairdoppilata* CORYELL & JENNINGS, 1935; *Bythocypris* BRADY, 1880 [in Osnovy zu *Cypridae* (= recte *Cyprididae*) BAIRD, 1845]; *Fabalicypis* COOPER, 1946. Die mit + bezeichneten Gattungen werden in Osnovy als selbständige Gattungen angeführt, im Treatise jedoch als Synonyme älterer Gattungen betrachtet.

Acratinella SCHNEIDER, 1956 wird hier nicht wie im Treatise in die Synonymie von *Bairdia* gestellt, sondern als selbständige Gattung betrachtet. Es scheint nicht ausgeschlossen, daß *Cryptobairdia* SOHN, 1960 ein jüngeres Synonym dieser Gattung darstellt.

Im Treatise und Osnovy noch nicht berücksichtigt sind folgende neuere, ebenfalls zu den *Bairdiinae* zu stellende Gattungen: *Cryptobairdia* SOHN 1960; *Rectobairdia* SOHN, 1960; *Orthobairdia* SOHN 1960; *Parabairdia* KOLLMANN, 1960.

In der vorliegenden Publikation kommen neu hinzu: *Urobairdia* n. g.; *Lobobairdia* n. g.; *Anisobairdia* n. g.

Mit Vorbehalt werden die folgenden, im Treatise zu den *Bairdiidae* gestellten, unzulänglich bekannten Gattungen zu den *Bairdiinae* übergeführt: *Antibythocypris* JENNINGS, 1936 (in Osnovy nicht erwähnt); *Bairdianella* HARTLTON, 1929; *Newsomites* MORRIS & HILL, 1952 (in Osnovy nicht erwähnt). Ebenso wird mit Vorbehalt die Gattung *Cooperatia* TOLMACHOFF, 1937 (pro *Cooperia* TOLMACHOFF, 1926, non RANSOM, 1907) hierher gestellt. Diese Gattung fügt sich nunmehr nach Erweiterung des Systems gut in jene Gruppe ein, bei der die größere L die kleinere R entlang der gesamten Gehäuseperipherie umfaßt. *Cooperatia* wird im Treatise den *Krausellidae*, in Osnovy den *Beecherellidae* zugeordnet.

Folgende, in Osnovy zu den *Bairdiidae* gezählten Gattungen werden im Sinne des Treatise aus dieser Familie herausgelöst und anderen Gruppen zugeordnet: *Silenites* CORYELL & BOOTH 1933; *Mossolovella* EGOROV, 1953 (als ungültiger neuer Name von *Ellesmerina* GLEBOVSKAJA & ZAPLETALOVA, 1948); *Famenella* POLENOVA, 1953; *Burlella* CORYELL & BOOTH, 1936 (als fragliches jüngeres Synonym von *Quasillites* CORYELL & MALKIN, 1936); *Busslerella* KELLET, 1935; *Steussloffina* TEICHERT, 1957; *Condacypris* ROTH, 1929; *Artifactella* CORYELL & BOOTH, 1933; *Haworthina* KELLETT, 1935; *Bairdites* CORYELL & MALKIN, 1936; *Tubulibairdia* SWARTZ, 1936; *Hastacypris* CRONEIS & GUTKE, 1939; *Bairdiocypris* KEGEL, 1932; *Macrocypris* BRADY 1867; *Harttonella* BRADFIELD 1935 (als jüngeres Synonym von *Waylandella* CORYELL & BILLINGS, 1932); *Elpinella* PRIBYL & SNAJDR 1950; *Camdenidea* SWAIN, 1953.

Von den zu den *Bairdiinae* gestellten Gattungen sind einige im Bestimmungsschlüssel nicht berücksichtigt, da sie entweder ungenügend bekannt sind (*Acratia*, *Bairdianella*, *Newsomites*, *Cooperatia*) oder nur posttriassisch mit Sicherheit nachgewiesen sind (*Antibythocypris*, *Bairdoppilata*, *Bythocypris*).

Die Reichweiten der Gattungen *Antibythocypris*, *Bairdianella*, *Bairdopilata* und *Cooperatia* sind auf Tabelle 3 nicht angegeben.

Stratigraphische Reichweite der Subfamilie: Ordovizium bis rezent.

Genus: *Bairdia* McCoy, 1844

Generotypus: *Bairdia curta* McCoy, 1844

Bairdia deformata n. sp.

(T. 4: 4—6)

Name: Nach dem gegenüber den übrigen Vertretern der Gattung stark abweichenden Gehäuse.

Holotypus: 1 L (T. 4: 4), GBA/0142

Paratypoide: 1 G (T. 4: 5, 6), (topotypisch), GBA/0143

Locus typicus: Aufschluß Nr. 62, Lanzing.

Stratum typicum: Rhät, Mergel.

Diagnose: Eine *Bairdia* mit stark konvexem Dorsalumfang. Zentrodorsaler Abschnitt sehr kurz, steil nach hinten abfallend.

Beschreibung: L von außen sehr stark konvex. Anterodorsaler Umfang reicht bis hinter die Gehäusemitte und ist dort deutlich gegenüber dem zentrodorsalen Abschnitt abgewinkelt, welcher auffallend kurz ist (weniger als $\frac{1}{3}$ der G-Länge) und steil nach hinten abfällt. Dieser ist gegenüber dem posterodorsalen, steil zum Hinterende abfallenden Umfang abgewinkelt. Vorderende breit gerundet, Hinterende ziemlich spitzig. Ventralrand etwas konvex. R wird von der L dorsal und ventral stark umgriffen; sie ist daher auch wesentlich niedriger als diese. Ihr höchster Punkt liegt vor dem der L. G von oben breit, größte Breite liegt etwa in der G-Mitte. Oberfläche der Schale fein punktiert.

Maße in mm: Länge: 0.90

Höhe: 0.72

Breite: 0.51

Bemerkungen: Diese Art hat in den Umfangformen große Ähnlichkeit mit *Bairdia fortis* DREXLER 1958 [= *Bairdia crassa* DREXLER 1958, non HARTON 1929], deren Hinterende jedoch wesentlich stumpfer ist als bei *B. deformata*.

Vorkommen: Rhät, Mergel; Nr. 62, Lanzing.

Genus: *Urobairdia* n. g.

Name: Nach dem geschwänzten Gehäuse.

Generotypus: *Urobairdia austriaca* n. g. n. sp.

Gattungsdiagnose: Eine neue Gattung der *Bairdiidae*, die sich durch stark verlängertes Hinterende (Caudalfortsatz) und durch starke laterale Abplattung („Schnäbelung“) des von Furchen begleiteten antero-

und posteroventraloiden Gehäuseabschnittes auszeichnet. Mediolateraler Gehäuseabschnitt kann ausladend sein, wodurch Dorsal- und Ventraloidfelder zur Ausbildung kommen.

Bemerkungen: Es werden vorläufig die neuen Arten *Urobairdia austriaca* n. sp. und *U. angusta* hierher gestellt. Es wäre ferner an Hand von Material zu untersuchen, wie weit die oben gegebene Gattungsdiagnose auch für einige geschwänzte Bairdien des Jungpaläozoikums und des Lias zutrifft.

Ergänzend zu der oben gegebenen Diagnose ist noch zu bemerken, daß der Dorsalrand wie bei *Bairdia* deutlich in einen antero-, zentro- und postero-dorsalen Abschnitt gegliedert ist, wobei letzterer stark konkav eingezogen ist. Das Hinterende ist wie bei *Bairdia* hochgezogen, jedoch verlängert (= Caudalfortsatz).

Die neue Gattung hat unter den skulptierten Bairdien ein, vorerst wegen Materialmangels noch nicht beschriebenes Gegenstück, bei welchem das Mittelfeld ähnlich wie bei *Carinobairdia* n. g. deutlich durch einen ringförmigen Reifen vom Vorder- und Hinterende abgesetzt ist. Es erscheint nicht ausgeschlossen, daß sich die Entwicklung subkonzentrischer Reifen an den Lateralflächen der Gehäuse im Verlauf der Entwicklungsgeschichte der Bairdiidae mehrfach und auf verschiedenem Weg vollzogen hat. Weitere Bemerkungen hierzu siehe bei *Bairdiolites-Neobairdiolites* und *Nodobairdia-Carinobairdia*.

Stratigraphische Reichweite: Oberror—Rhät.

Urobairdia austriaca n. g. n. sp.

(T. 6: 5—8)

Name: Nach dem häufigen Vorkommen in der Trias Österreichs.

Holotypus: 1 G (T. 6: 5—8), GBA/0144

Locus typicus: Aufschluß Nr. 23, Roßmoos.

Stratum typicum: Oberror (tieferes Sevat), Zlambachmergel.

Diagnose: Die typische Art der Gattung *Urobairdia*, die sich durch einen breit ausladenden mittleren Gehäuseabschnitt und die damit verbundene Ausbildung eines nahezu horizontalen Dorsal- und Ventraloidfeldes auszeichnet.

Beschreibung: L in Seitenansicht (T. 6: 8) mit kaum abgewinkeltem, im vorderen und mittleren Abschnitt konvex, im hinteren konkav geschwungenen dorsalen Umriß. Vorne gut gerundet, hinten in etwas hochgezogene Spitze auslaufend. Antero- und posteroventraloider Umriß proximal von starker, rinnenförmiger Einziehung begleitet, die gegen den mittleren Gehäuseabschnitt unvermittelt aushebt. Mittlerer Gehäuseabschnitt stark ausgebaucht. Größte Höhe vor der Gehäusemitte. R wird von der etwas größeren L nur dorsal und ventral etwas überlappt, ähnelt ihr aber sonst in den Umrißformen weitgehend. G von oben (T. 6: 5) breit-spindelförmig, größte Breite vor der Gehäusemitte, vorne kürzer, hinten länger geschnäbelt, G in Ventralansicht (T. 6: 6)

mit sigmoidaler Überlappung der L über die R. G von vorne (T. 6: 7) trapezförmig mit deutlich abgeflachtem, schmalerem Dorsal- und breiterem Ventraloidfeld, welche beide gegenüber den Seitenflächen durch eine abgerundete Kante abgegrenzt sind.

Größe in mm: Länge: 1.05
Höhe: 0.58
Breite: 0.51

Bemerkungen: Gegenüber der weiter unten beschriebenen *Urobairdia angusta* n. g. n. sp. unterscheidet sich die Art durch weniger deutlich gegliederte Teilabschnitte des dorsalen Umrisses und breiteres Ausladen des mittleren Gehäuseabschnittes.

Vorkommen: Obornor (tieferes Sevat), Zone d. Pinacoceras metternichi, Zlambachmergel: Nr. 23 Roßmoos und zahlreiche weitere Proben im Hangenden der gleichen Ammonitenlinse.

Obornor—Rhät, Zlambachmergel: Nr. 8 Hallstätter Salzberg, Nr. 11 Hallstätter Salzberg, Nr. 13 Hallstätter Salzberg.

Rhät, Zlambachmergel: Nr. 2 Fischerwiese bei Aussee.

Urobairdia angusta n. g. n. sp.
(T. 6: 1—4)

Name: Nach dem schmalen Gehäuse.

Holotypus: 1 G (T. 6: 1—4), GBA/0145

Locus typicus: Aufschluß Nr. 23, Roßmoos.

Stratum typicum: Obornor (Tieferes Sevat). Zlambachmergel.

Diagnose: Eine *Urobairdia* mit spitzig ausgezogenem Hinterende, deutlicher Dreigliederung des Dorsalrandes und in Seitenansicht stark konkavem posterodorsalem Abschnitt. Lateral nicht so stark ausladend wie der Generotypus.

Beschreibung: L in Seitenansicht schlank, mit geschwänzttem Hinterende. Dorsalrand deutlich in die drei Hauptabschnitte gegliedert. Posterodorsaler Abschnitt stark konkav eingezogen. Ventraloider Umriss stark konvex. Tiefe Furche (Einziehung) proximal vom antero- und posteroventraloiden Umriss deutlich sichtbar. R wird dorsal und zentroventraloid von der L überlappt. G von oben spindelförmig, mit größter Breite vor der Mitte. Vorne und hinten geschnäbelt. Ventral wird die R von der L hinter der Mundgegend überlappt. Schalenoberfläche mit dichter feiner Grübchensulptur.

Größe in mm: Länge: 1.09
Höhe: 0.58
Breite: 0.45

Bemerkungen: Siehe *Urobairdia austriaca*.

Vorkommen: Obornor (tieferes Sevat). Zlambachmergel: Nr. 23 Roßmoos.

Genus: *Cryptobairdia* SOHN, 1960

Generotypus: *Bairdia ventricosa* ROTH & SKINNER, 1930, non KIRKBY, 1858

Cryptobairdia hians n. sp.

(T. 4: 1—3)

Name: Nach dem klaffenden Vorderende des Gehäuses.

Holotypus: 1 G (T. 4: 1—3), GBA/0146

Locus typicus: Aufschluß Nr. 16, Lanzing.

Stratum typicum: Rhät, Mergel.

Diagnose: Eine zu *Cryptobairdia* gehörende Art, die sich von den übrigen Vertretern der Gattung durch, am Vorderende und am Hinterende stark klaffende G unterscheidet.

Beschreibung: L mit konvexem Dorsalumriß, größte Höhe etwas hinter der Mitte. Kein Winkel zwischen antero- und zentrodorsalem Umriß zu bemerken. Vorderende etwas größer gerundet als Hinterende. Ventraloidrand gerade. R niedriger als L, von welcher sie dorsal und ventral umfaßt wird, in der Mundgegend nicht ausgebuchtet, Vorderende gegenüber L deutlich niedriger. Die beiden Klappen klaffen am Vorder- und Hinterende des G, was besonders gut in der Ventralansicht zu sehen ist (T. 4: 3). Größte Breite des G etwas hinter der Mitte. Oberfläche der Schale fein punktiert.

Größe in mm: Länge: 1.15

Höhe: 0.67

Breite: 0.48

Bemerkungen: Das starke Klaffen der Klappen am Vorder- und Hinterende des G unterscheidet diese Art von den übrigen Vertretern der Gattung *Cryptobairdia*.

Vorkommen: Rhät: Nr. 16, Lanzing.

Genus: *Lobobairdia* n. g.

Name: Nach den lappenförmig abgesetzten Vorder- und Hinterenden.

Generotypus: *Lobobairdia salinaria* n. g. n. sp.

Gattungsdiagnose: Eine vorerst monotypische Gattung der *Bairdiidae*, deren größere L die kleinere R entlang des gesamten Umrisses überragt. Breite wesentlich geringer als Höhe. Dorsaler Umriß stark konvex. Auf Höhe des Ventraloidrandes liegendes Vorder- und Hinterende in beiden Klappen durch zwei schräge Furchen lappenförmig abgeschnürt.

Bemerkungen: Ein, wie sich später herausstellte, etwas verdrücktes G wurde seinerzeit vom Verfasser (1960, S. 102, T. 27: 5—8) mit Vorbehalt als Larvenstadium einer *Ptychobairdia* sp. betrachtet. Weiteres Material zeigte jedoch, daß die beobachtete Andeutung eines lateroventraloiden Längswulstes an der R nur durch Druckdeformation verursacht war, daß es sich im übrigen jedoch um schlecht erhaltene Exemplare der hier beschriebenen *Lobobairdia salinaria* handelte.

Stratigraphische Reichweite: Rhät.

Lobobairdia salinaria n. g. n. sp.

(T. 6: 9—12)

1960 *Ptychobairdia*? sp. (Larve?) — KOLLMANN, K., Ostr. alp. Trias, I. S. 102, T. 27: 5—8 (deformiertes Exemplar)

Name: Nach dem Vorkommen im Hallstätter Salzberg.

Holotypus: 1 G (T. 6: 9—12), GBA/0147

Paratypoide: 1 G, Aufschluß Nr. 10, Hallstätter Salzberg. GBA/018 [s. K. KOLLMANN (1960), Trias I, S. 102, T. 27: 5—8].

Locus typicus: Aufschluß Nr. 34, Hallstätter Salzberg.

Stratum typicum: Rhät, Zlambachmergel.

Diagnose: Die typische und bisher einzige Art der Gattung *Lobobairdia* n. g., die sich durch einen stark konvexen dorsalen Umriß und durch deutliche Furchen abgesetzte Vorder- und Hinterenden auszeichnet. Schalen mit Ausnahme der lateralen Wölbung mit grober Grübchensulptur bedeckt.

Beschreibung: L in Seitenansicht mit stark konvexem ungegliedertem dorsalem Umriß, ohne Absatz in das gut gerundete Vorderende übergehend, vor dem Hinterende schwach konkav eingezogen. Größte Höhe etwa in der G-Mitte. Die beiden Enden liegen geringfügig über dem nur sehr schwach konvex geschwungenen Ventraloidrand. Vorderende und Hinterende durch schräg nach unten verlaufende Furchen lappenförmig abgesetzt. Im Innenbau dürfte diesen Furchen der weit von den Enden abgesetzte Saum entsprechen (ähnliche Verhältnisse wurden bei *Carinobairdia umbonata* beobachtet, s. T. 3: 12). Etwas proximal vom mittleren Teil des dorsalen Umrisses ist die L schwach eingezogen. R wesentlich kleiner als die sie allseitig überlappende L. Vorder- und Hinterende in gleicher Weise abgesetzt wie bei dieser. G in Dorsalansicht kahnförmig mit größter Breite etwa in G-Mitte. Sowohl in Dorsal- als auch in Ventralansicht sind die lappenförmig abgesetzten Vorder- und Hinterenden gut zu erkennen.

Größe in mm: Länge: 0.78

Höhe: 0.62

Breite: 0.35

Vorkommen: Rhät, Zlambachmergel:

Nr. 10. Hallstätter Salzberg

Nr. 25. Hallstätter Salzberg

Nr. 26. Hallstätter Salzberg

Nr. 27. Hallstätter Salzberg

Nr. 32. Hallstätter Salzberg

Nr. 33. Hallstätter Salzberg

Nr. 34. Hallstätter Salzberg

und mehrere andere Fundpunkte in den Zlambachmergeln des Hallstätter Salzberges, jedoch nie häufig. Neuerdings auch in den rhätischen Zlambachmergeln des Grünbachgrabens (Probe PLÖCHINGER-OBERHAUSER Nr. 15, 1956, Neuaufsammlung 1962) aufgefunden.

Genus: *Anisobairdia* n. g.

Name: Nach der starken bilateralen Asymmetrie.

Generotypus: *Anisobairdia cincta* n. g. n. sp.

Gattungsdiagnose: Eine neue Gattung der *Bairdiidae* mit stark bilateral asymmetrischem G. L lateral, etwa auf Höhe des zentralen Muskel-feldes mit länglicher medianer Eindellung. R ohne solche Eindellung, hinten mit deutlicher, etwas ausgezogener Spitze endend.

Bemerkungen: Das auffälligste Merkmal ist die starke Asymmetrie des G und die Einschachtelung der R in die L. Dieses Merkmal hat die neue Gattung mit *Parabairdia* KOLLMANN, 1960 gemeinsam, unterscheidet sich von dieser aber durch den nicht gewinkelten Dorsalrand, die Eindellung der L und die scharfe Spitze der R. Daß es sich um einen echten Vertreter der *Bairdiidae* handelt, zeigt neben dem allgemein bairdioiden Habitus der Schloßbau und das Vorhandensein einer deutlichen „Ausweichfurche“ (s. T. 4: 8; T. 5: 5 und 6).

Stratigraphische Reichweite: Nach dem derzeitigen Stand Rhät bis Lias-Fleckenmergel, Jakobbergserie.

Anisobairdia cincta n. g. n. sp.

(T. 5: 1—6)

Name: Die R erscheint durch das Übergreifen der L gegürtet.

Holotypus: 1 G (T. 5: 1—4), GBA/0148

Paratypoiden: 1 G (T. 5: 5) Aufschluß Nr. 7. Grünbachgraben, GBA/0149
1 R (T. 5: 6) Aufschluß Nr. 7. Grünbachgraben, GBA/0150

Locus typicus: Aufschluß Nr. 35. Hallein.

Stratum typicum: Rhät, Zlambachmergel.

Diagnose: Die typische Art der Gattung *Anisobairdia*, die sich durch ein gestrecktes G, einen sanft nach hinten abfallenden posterodorsalen Umriß, ein stark zugespitztes Hinterende, welches einen Winkel von zirka 60—70° einschließt, und eine schwach sichtbare mediane Eindellung in der L auszeichnet.

Beschreibung: L in Seitenansicht mit flach gewölbtem Dorsalrand. Von etwa in G-Mitte liegender größter Höhe fällt dorsaler Umriß nach vorne sanft und ziemlich geradlinig zu dem mit kleinem Radius gewölbten vorderen Umriß, und etwas gebogen zur ziemlich spitzigen Hinterecke ab. Ventralrand schwach konvex. Mediane Eindellung der L meist nur schwach sichtbar. R wird von der L konzentrisch überragt und umfaßt, sie ist daher niedriger als diese. Ihre Hinterecke ist in eine betonte Spitze ausgezogen. G ist in Dorsalansicht deutlich asymmetrisch, da hier die Einschachtelung der R in die L besonders gut zum Ausdruck kommt. Auch die Wölbung der Umrise ist sehr verschieden. Die L ist flacher gewölbt und gegen das Hinterende zu leicht konkav eingezogen („Schnäbelung“). Die R ist in der Mitte stark vorspringend und am Vorder- und Hinterende eingezogen. Größte Breite des G liegt etwa mittlängs. Die Oberfläche der Schale ist mit kleinen, flachen Skulpturgrübchen bedeckt. Die Punktierung kann besonders im hinteren Teil der Lateralfächen der Kl. in eine undeutliche Rasterung

übergehen. Das Schloß konnte bei dieser Art relativ gut beobachtet werden und zeigt typisch bairdioide Anlage: In der R besteht es aus einer durch eine Furche vom Dorsalrand abgetrennten Leiste, welche terminal schwach erhöht ist (T. 5: 6). Die L (T. 5: 5) zeigt ganz entsprechend als Hauptelement eine gerade, terminal vertiefte Furche, die nach oben von einer scharfkantigen Leiste begrenzt wird. Diese greift in die oben erwähnte Furche zwischen der Schloßleiste und dem Dorsalrand der R ein. Noch weiter dorsal liegt in der L die nicht mehr zum Schloß gehörige Ausweichfurche.

Größe in mm:	Holotypus		Paratypeide	
	G (T. 5: 1—4)		G (T. 5: 5)	R (T. 5: 3)
Länge:	1.35		1.35	1.17
Höhe:	0.75		0.87 ¹⁾	0.63
Breite:	0.60		0.70	—

Bemerkungen: Von *A. salisburgensis* n. g. n. sp. unterscheidet sich *A. cincta* durch die schlankeren Seitenumrisse und die schwache laterale Eindellung der L.

Vorkommen: Rhät, Zlambachmergel:

Nr. 35. Hallein

Nr. 36. Hallein und mehrere andere Proben aus diesem Salzberg

Nr. 7. Grünbachgraben

Die Art scheint in erster Linie für den höheren (rhätischen) Anteil der Zlambachmergel, die *Choristoceras*-Mergel, charakteristisch zu sein, während sie in deren tieferem Teil zurücktritt.

Anisobairdia salisburgensis n. g. n. sp.

(T. 4: 7—8)

Name: Nach dem Vorkommen im Lande Salzburg.

Holotypus: 1 L (T. 4: 7—8), GBA/0151

Locus typicus: Aufschluß Nr. 4, Grünbachgraben.

Stratum typicum: Lias-Fleckenmergel, Jakobbergserie?

Diagnose: Eine *Anisobairdia*, die sich durch besonders konvexe, dorsale Umrisse auszeichnet. Hinterende schließt einen Winkel von mehr als 90° ein. Mediane Eindellung der L deutlich sichtbar.

Beschreibung: L in Seitenansicht mit hoch gewölbtem dorsalem Umriß. Größte Höhe etwa mittlängs. Von hier fallen Umrisse steil zu dem schmal gerundeten Vorderende und der einen Winkel von mehr als 90° einschließenden Hinterecke ab. Ventralrand stark konvex. Mediane Eindellung der L sehr deutlich und tief. Dorsale und ventrale Überlappung besonders stark. Daher auch die Area sehr breit. R dementsprechend viel niedriger als L, stark gebauht. Schloß wie bei *A. cincta*. Ausweichfurche auf der Area der L gut ausgebildet. Schalen mit feiner Grübchenskulptur.

¹⁾ Etwas flachgedrückt.

Größe in mm: Länge: 1.25
 Höhe: 0.87
 Breite: zirka 0.70

Bemerkungen: Siehe *A. cincta*.

Vorkommen: Rhät, Zlambachmergel (wohl sehr hoher Anteil): Neue Proben aus dem Stambachgebiet bei Goisern. Lias-Fleckenmergel, Jakobbergserie?: Nr. 4. Grünbachgraben.

Subfam. *Alanellinae* BOUČEK, 1936 nom. transl.
 (ex *Alanellidae* BOUČEK, 1936)

Typische Gattung: *Acanthoscapha* ULRICH & BASSLER, 1923 [= *Alanella* BOUČEK, 1936].

Generotypus: *Beecherella navicula* ULRICH, 1891.

Bemerkungen: Die als Subfam. den *Bairdiidae* zugeordnete Gruppe umfaßt äußerst schlanke, spindelförmige Ostracoden mit fast in der Verlängerung des dorsalen Umrisses gelegenen, ausgezogenem Hinterende. Die schalenmorphologischen Merkmale sichern dieser Gruppe eine gewisse Sonderstellung innerhalb der glattschaligen Vertreter der Familie *Bairdiidae* zu; eine Zusammenfassung zu einer eigenen Unterfamilie scheint dem am ehesten Rechnung zu tragen. Obwohl keine der hier gerechneten Gattungen bisher in Sedimenten der Trias aufgefunden werden konnten, erscheint es zweckmäßig, hier auf die Existenz dieser Gruppe hinzuweisen und ihr eine unseren heutigen Kenntnissen angemessene Stellung im System zuzuweisen.

Die Frage der Zugehörigkeit der im folgenden angeführten Gattungen zu den *Bairdiidae* wurde erst in letzter Zeit durch E. TRIEBEL's (1961) Untersuchungen an der Gattung *Shidelerites* aufgerollt, wobei auf die taxionomische Stellung der übrigen, nunmehr hierher gestellten Gattungen eingegangen wurde.

Folgende Gattungen werden zur Unterfamilie der *Alanellinae* gestellt:

Acanthoscapha ULRICH & BASSLER, 1923 [= *Alanella* BOUČEK, 1936], (Im „Treatise“, 1961: 707, unter Fam. *Beecherellidae*; im *Osnovy Paleontologii*, 1960: 346, unter der gleichen Familie). Die Unmöglichkeit einer Zuordnung von *Acanthoscapha* zu den *Beecherellidae* zeigt E. TRIEBEL (1961: 349) auf, indem er den Gehäusebau der erstgenannten Gattung mit dem Generotypus von *Beecherella* ULRICH, 1894 vergleicht, welcher an beiden Enden tief gelegene, stachelartige Fortsätze hat; es handelt sich nach TRIEBEL um Ausstülpungen der Schalenwand, die außerhalb des Kontaktandes liegen. Außerdem besitzen beide Klappen eine breite Ventraloidfläche, die durch eine leistenartig hervortretende Kante gegen die Lateralfläche abgegrenzt ist.

Shidelerites MORRIS & HILL, 1951 (im „Treatise“ 1961: 411 unter „Order, Suborder und Family uncertain“ in „Osnovy“ 1960: 343 unter Fam. *Bairdiidae*). Auch E. TRIEBEL (1961) sieht „kaum eine Möglichkeit, eine besser begründete Einordnung (als in *Osnovy*) vorzunehmen“.

Ulrichella BOUČEK, 1936 (im „Treatise“ 1961: 207 und in „Osnovy“, 1960: 346 unter der Fam. *Beecherellidae*) hat ebensowenig Beziehungen zur Gattung *Beecherella* wie *Acanthoscapha* und soll daher hier mit Vorbehalt, mit Rücksicht auf ihr schlankes, spindelförmiges jedoch bairdioides Gehäuse zu den *Alanellinae* gestellt werden.

Celechovites POKORNY, 1950 (im „Treatise“, 1961: 408 unter „Ostracoda, Order, Suborder, and Family uncertain“, in „Osnovy“, 1960: 343 unter Fam. *Bairdiidae*) wird mit Rücksicht auf das schlanke Gehäuse, die Hochlage des gespitzten Hinterendes und die laterale Abplattung des Vorderendes und des hinteren Ventraloidrandes mit Vorbehalt in diese Unterfamilie gestellt.

Nicht zu den *Alanellinae* soll hier mit E. TRIEBEL die Gattung *Berounella* BOUČEK, 1936 gerechnet werden (im „Treatise“, 1961: 260 zur ? Fam. *Berounellidae* SOHN & BERDAN, in „Osnovy“, 1960: 413 zu den Gattungen incertae sedis). Wie E. TRIEBEL (1961: 349) betont, verläuft bei *Berounella* der Dorsalrand geradlinig bis zum Hinterende. Außerdem weist die Oberfläche Wülste und Furchen auf. Trotz der ähnlichen Gehäuseform und des analogen anterodorsalen Fortsatzes, erscheint E. TRIEBEL eine nähere Verwandtschaft mit *Shidelerites* nicht wahrscheinlich. Damit wäre auch eine Zuordnung zu den *Alanellinae* nicht gegeben.

Mit Ausnahme von *Celechovites* werden die Gattungen der *Alanellinae* im Bestimmungsschlüssel und auf Tabelle 3 berücksichtigt.

Stratigraphische Reichweite der Unterfamilie: Mittelsilur bis Mitteldevon.

Subfam. *Nodobairdiinae* n. subfam.

Typische Gattung: *Nodobairdia* n. g.

Generotypus: *Nodobairdia mammilata* n. g. n. sp.

Bemerkungen: Die neue Subfamilie umfaßt eine Gruppe von skulptierten *Bairdiidae*, deren Schalenoberfläche mit Warzen oder Knoten, zuweilen zusätzlich mit Wülsten oder Rippen verziert ist.

Folgende Gattungen werden dieser Unterfamilie zugeordnet: *Nodobairdia* n. g., *Mirabairdia* n. g. und *Pustulobairdia* SOHN, 1960.

Die ersten beiden Gattungen werden im folgenden aus der Trias beschrieben, die letztere ist aus dem Jungpaläozoikum, nämlich dem Pennsylvanian und dem Perm bekannt geworden. *Nodobairdia* und *Mirabairdia* haben enge Beziehungen zu der im amerikanischen Perm beschriebenen Gattung *Pustulobairdia* SOHN, 1960. Während beim Generotypus dieser Gattung, nämlich *Bairdia? pruniseminata* SOHN, 1954 und bei den hierher gestellten *P. spinosa* (COOPER, 1946) und *P. sp. A.* SOHN, 1960 jedoch die Warzen ziemlich zahlreich und unregelmäßig über die ganze Schalenoberfläche zerstreut sind, ist bei den beiden neuen Gattungen eine Verminderung der Anzahl der Skulpturelemente zu erkennen, die Hand in Hand geht mit deren reihenförmiger Ausrichtung.

Bei *Nodobairdia* ist, abgesehen von den 2—3 dorsalen Warzen der größeren L, eine bogenförmige, subdorsale Reihe von vier, relativ großen

Warzen vorhanden. *N. verrucosa* besitzt einen lateroventraloiden Balken, der, wohl durch Verschmelzung von großen Warzen entstanden, noch eine ziemlich deutliche Dreigliederung erkennen läßt. Bei *N. mammilata* ist dieser Balken bei den adulten Exemplaren vollkommen glatt, während die Larvenstadien eine ähnliche Dreigliederung wie bei *N. verrucosa* aufweisen. Dieses ontogenetische Verhalten kann als anschauliches Argument für die Tendenz der Skulpturvereinfachung innerhalb der *Nodobairdiinae* gewertet werden. Es wäre vorstellbar, daß auch die Warzen der subdorsalen Reihe der bisher nur aus dem Ladin und tiefen Karn bekannten Gattung *Nodobairdia* im Laufe der weiteren phylogenetischen Entwicklung allmählich miteinander verschmelzen und dadurch ein Stadium entstehen könnte, wie es durch die unten beschriebene, bisher nur aus der Obertrias bekannten Gattung *Carinobairdia* repräsentiert wird (siehe dort).

Auch bei *Mirabairdia* läßt sich gegenüber den jungpaläozoischen, bewarzten und beknoteten Bairdien die Tendenz der Auflockerung der Beknotung und der reihenförmigen Ausrichtung erkennen. Der hier beschrittene Weg weicht allerdings von dem bei *Nodobairdia* eingeschlagenen ab. Die Skulptierung scheint von vornherein durch die Differenzierung zu großen Warzen und kleineren Knoten und deren starres Anordnungsschema so weitgehend festgelegt zu sein, daß eine Weiterentwicklung des Formenkreises um *Mirabairdia* nicht mehr möglich ist und dieser an der Wende von der Mittel- zur Obertrias zum Erlöschen kommt. Diese grotesk anmutende Art scheint eine kurzlebige Mutante gewesen zu sein.

Stratigraphische Reichweite der Unterfamilie: Höheres Pennsylvanian bis Trias, tieferes Karn (Unter-Jul).

Genus: *Nodobairdia* n. g.

Name: Nach den Knoten und Warzen der Oberflächenskulptur.

Generotypus: *Nodobairdia mammilata* n. g. n. sp.

Gattungsdiagnose: Eine neue Gattung der *Bairdiidae*, die dorsal in der L zwei bis drei verschieden gestaltete Fortsätze, in beiden Klappen je eine subdorsale Reihe von vier warzenartigen Auftreibungen und lateroventraloid eine \pm gegliederte oder glatte Längsrippe besitzt.

Stratigraphische Reichweite: Oberes Ladin (ob. Cassianer Sch. = Seelandschichten) bis Tiefes Karn (Unter-Jul) (Halobienschiefer).

Nodobairdia mammilata n. g. n. sp.

(T. 7: 6—15)

Name: Nach der Form der subdorsalen Warzen.

Holotypus: 1 G (T. 7: 9—12), GBA/0152

Paratypoide: 1 L (T. 7: 13, 14), (topotypisch), GBA/0153; 1 R (T. 7: 15), (topotypisch), GBA/0154; 1 L (T. 7: 6—8), Aufschluß Nr. 21, Sett-Saß-Scharte, GBA/0155

Locus typicus: Aufschluß Nr. 18, Seelandalpe.

Stratum typicum: Oberes Oberladin, ob. Cassianer Schichten = Seelandschichten, Mergel.

Diagnose: Die typische Art der Gattung *Nodobairdia*, die durch zwei dorsale Fortsätze, eine bei adulten Individuen ungegliederte, scharfkantige, lateroventraloide Rippe und durch große, durch breite Stege getrennte Skulpturgrübchen im Medianfeld ausgezeichnet ist.

Beschreibung: Die einzigen adulten Exemplare sind leider stark von Sediment überkrustet und außerdem postletal von Wurmröhren überwuchert. Trotzdem dürften die wesentlichen morphologischen Merkmale an diesen noch recht gut zu erkennen sein. L mit mäßig hohem in drei Abschnitte gegliedertem, dorsalen Umriß. Zentrodorsaler Abschnitt ziemlich horizontal verlaufend (siehe auch Larvenstadien T. 7: 7, 8, 13, 14), an den Abwinkelungsstellen gegen antero- und posterodorsalen Abschnitt mit je einem warzenartigen, bei älteren Larvenstadien und adulten Exemplaren stark reduzierten Fortsatz. Anterodorsaler Abschnitt flach gegen das Vorderende abfallend. Vorderende bedeutend höher, zugespitztes Hinterende viel tiefer als Mittellinie. Ventraloidrand ebenfalls dreigliedert, anteroventraloider Abschnitt vom Vorderende bis etwa in die Mundgegend schräg nach unten/hinten verlaufend, ventroventraloider Abschnitt horizontal, etwas geschwungen, posteroventraloider Abschnitt kurz gegen Hinterende ansteigend. Steil median abfallende Area ausgebildet. Die vier Warzen der submedianen Reihe groß, die vorderste länglich, die übrigen kreisrund. Lateroventraloide Rippe bei adulten Exemplaren (T. 7: 9—12) ungegliedert, scharf hervortretend, bei juvenilen Exemplaren (bei T. 7: 8, 13) jedoch durch zwei Einschnürungen deutlich dreigliedert (dieses Stadium wird bei *Nodobairdia verrucosa* auch in adultem Zustand beibehalten). Sämtliche Warzen zeichnen sich durch eine feinporige Struktur aus. R entsprechend der hohen Area der L wesentlich niedriger (T. 7: 15). Entsprechend ist auch das Medianfeld niedriger als in der L. Randzone (T. 7: 15) mit vorne, ventral und hinten breiter Duplikatur. Schloß in der R mit einfacher an den Enden vorspringender Leiste, welcher in der L eine Furche entspricht. Obwohl Larvenformen beobachtet werden konnten, ist es noch nicht möglich, auf Grund des bisherigen Materials ontogenetische Reihen aufzustellen.

Größe in mm:	adult (T. 7: 9—12)	Larve (T. 7: 13, 14)	Larve (T. 7: 6—8)
Länge:	0·87	0·70	0·67
Höhe:	0·55	0·45	0·37
Breite:	0·38	½ 0·16	½ 0·15

Bemerkungen: Die bairdioiden Umriss, ferner die Ausbildung der Randzone und des einfachen Schlosses rechtfertigen die Zuordnung dieser Art und somit auch der Gattung zu den *Bairdiidae*. Beziehungen zu *N. verrucosa* siehe unten.

Vorkommen: Oberes Oberladin (obere Cassianer Schichten = Seelandschichten); Mergel:

Nr. 18. Seelandalpe

Nr. 21. Sett-Saß-Scharte.

Nodobairdia verrucosa n. g. n. sp.

(T. 7: 1—5)

Name: Nach den warzenartigen Auftreibungen des Gehäuses.

Holotypus: 1 L (T. 7: 1—3), GBA/0156

Paratypoide: 2 G (juvenil), (T. 7: 4, 5), (topotypisch), GBA/0157 und /0158

Locus typicus: Aufschluß Nr. 22, Segen-Gottes-Schacht.

Stratum typicum: Tiefes Karn (Unter-Jul), Halobienschiefer.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Nodobairdia*, die sich außer der subdorsalen Warzenreihe durch drei warzenartige Auftreibungen am dorsalen Umriß der größeren L und eine wulstförmige, auch bei adulten Individuen durch Einschnürungen dreigliederte lateroventraloide Rippe und eine unregelmäßig runzelige, feinpunktierte Schalenoberfläche auszeichnet.

Beschreibung: L in Seitenansicht mit trapezoidischen Umrissen. Dorsaler Umriß deutlich in drei Abschnitte gegliedert. Der ziemlich horizontal verlaufende, zentrodorsale Abschnitt trägt an seinen beiden Abwinkelungspunkten je einen warzenartigen Fortsatz, ein weiterer, dritter, liegt etwas vor der hinteren Warze. Die subdorsale Reihe trägt vier, bei den juvenilen Individuen oft nur zwei, meist undeutliche Warzen, mit in der Größe etwas verschiedenen, gerundeten Umrissen. Lateroventraloid ist ein deutlich dreigliedertem Längswulst zu erkennen. Die Area der L ist nicht besonders breit. R etwas niedriger als L, ohne dorsale Warzen, jedoch mit subdorsaler Warzenreihe und mit dreigliedertem lateroventraloiden Wulst wie in der L. Schale dickwandig. Schalenoberfläche runzelig und fein punktiert. Warzen feinpunktiert und mit aufgesetzten feinen Pusteln. Bei juvenilen Exemplaren (T. 7: 4, 5) ist die subdorsale Warzenreihe meist sehr undeutlich ausgebildet, während die Dreiteilung des lateroventraloiden Wulstes immer gut zu sehen ist. Die aufgefundenen Populationen sind zu klein, um halbwegs vollständige ontogenetische Reihen aufstellen zu können. Es sollen vorerst nur folgende Maße gegeben werden:

Größe in mm:	Holotypus	Paratypoide	
Länge:	0.96	0.77	0.76
Höhe (ohne Anhänge):	0.61	0.50	0.46
Breite:	1/2 0.25	—	—

Bemerkungen: Vom Generotypus *N. mammilata* n. g. n. sp. unterscheidet sich die Art dadurch, daß sie dorsal drei warzenartige Fortsätze hat, daß die vorderste Warze der subdorsalen Reihe nicht langgestreckt, und der latero-ventraloide Wulst auch bei adulten Exemplaren dreigliedert ist. Außerdem ist die ganze Schalenoberfläche runzelig und feinpunktiert, während bei *N. mammilata* das Mittelfeld sich durch große, durch breite Stege getrennte Skulpturgrübchen auszeichnet. Trotz dieser vielleicht auch standortbedingten Unterschiede ist die nahe Verwandtschaft der beiden beschriebenen Arten kaum zu bezweifeln.

Vorkommen: Tieferes Karn (Unter-Jul), Halobienschiefer: Nr. 22. Segen-Gottes-Schacht.

Genus: *Mirabairdia* n. g.

Name: Nach der äußerst bemerkenswerten Skulptur.

Generotypus: *Mirabairdia pernodosa* n. g. n. sp.

Gattungsdiagnose: Eine vorerst monotypische Gattung der *Bairdiidae*, die sich durch eine aus großen gelappten, mit Knötchen besetzten großen Warzen und zwischen diesen in regelmäßigen Reihen angeordneten kleineren Knötchen der Oberflächenskulptur auszeichnet.

Stratigraphische Reichweite: Bisher Oberes Oberladin (ob. Cassianer Sch. = Seelandschichten) bis Tiefes Karn (Unter-Jul).

Mirabairdia pernodosa n. g. n. sp.

(T. 1: 1, 2; T. 8: 1—6)

Name: Nach der reichlichen Verzierung durch Warzen und Knoten.

Holotypus: 1 L (T. 8: 1), GBA/0159

Paratypoiden: 1 L (T. 1: 1, 2), Aufschluß Nr. 20, Seelandalpe GBA/0160 1 L (juvenil), (T. 8: 2), (topotypisch) GBA/0161; 1 G (juvenil), (T. 8: 3, 5, 6), (topotypisch), GBA/0162; 1 G (juvenil), (T. 8: 4), (topotypisch), GBA/0163.

Locus typicus: Aufschluß Nr. 19, Seelandalpe.

Stratum typicum: Oberes Oberladin = ob. Cassianer Sch. = Seelandsch., Mergel.

Diagnose: Die bisher einzige Art der Gattung *Mirabairdia*, die sich durch eine aus großen gelappten, mit Knötchen besetzten Warzen und in regelmäßigen horizontalen und vertikalen Reihen angeordneten Knötchen bestehende Oberflächenskulptur auszeichnet. Zwischen subdorsaler und lateroventraloider Knötchenreihe befinden sich große, längliche, seichte, durch breite Stege voneinander getrennte Skulpturgrübchen.

Beschreibung: L in Seitenansicht bairdioid. Dorsaler Umriß abgewinkelt. Zentrodorsaler Abschnitt annähernd horizontal, am vorderen und hinteren Abwinkelungspunkt mit je einer großen, gelappten, von Knötchen besetzten Warze. Zwei weitere, ähnlich gestaltete Warzen befinden sich subdorsal, die eine auf Höhe des vorderen anterodorsalen, die andere auf Höhe des mittleren posterodorsalen Abschnittes. Diese Warzen werden durch eine subdorsale, aus 4 Knötchen bestehende Reihe verbunden. Je eine weitere große gelappte Warze befindet sich etwas oberhalb des antero-ventraloiden und posteroventraloiden Abschnittes, sie werden durch eine in der Mitte etwas versetzte Reihe von zirka 2×4 Knötchen verbunden, die einer ebenfalls versetzten, lateroventraloiden Kante aufgesetzt sind. 3 vertikale Knötchenreihen verbinden im vorderen Schalenabschnitt, etwas hinter der Mitte, und nahe dem hinteren Schalenabschnitt die subdorsale und lateroventraloide Warzen-Knötchenreihe. Die letztangeführte Reihe ist einer betonten Kante aufgesetzt, hinter der das G zu einem dreieckigen Caudalfeld zurückspringt. Am Vorderende befindet sich ein lappenförmiger Anhang. R (T. 8: 4, 6) ist wesentlich niedriger als die sie dorsal und ventral stark überlappende L. Dorsale Warzen fehlen, während die Ausbildung der übrigen Warzen-Knötchenreihen ganz analog der L ist. Das Schloß besteht in der L (T. 1: 2) aus einem einfachen, gegen die Enden

zu tieferen Falz. Auf der niedrigen darüber liegenden Area ist eine Ausweichfurchung angedeutet. Die Schalenduplikatur ist breit. G von oben mit gestreckt rechteckiger Grundform. Vorder- und Hinterende abgesetzt.

Bemerkungen: Die hochentwickelte Skulptur dieser Art ist so ausgeprägt, daß Verwechslungen kaum möglich sind.

Größe in mm: (ohne Anhänge!)	Holotypus		Paratypoide		
	adult	adult	Larve	Larve	Larve
Länge:	0.81	0.82	0.70	0.68	0.67
Höhe:	0.44.	0.46	0.41	0.37	0.37
Breite:	—	—	—	0.25	—

Vorkommen: Oberes Oberladin = Ob. Cassianer Sch. = Seelandschichten, Mergel: Nr. 19 Seelandalpe, Nr. 20 Seelandalpe. Tiefes Karn (Unter-Jul), Halobienschiefer: Nr. 22 Segen-Gottes-Schacht.

Subfam. *Triebelinae* n. subfam.

Typische Gattung: *Triebelina* v. d. BOLD, 1946.

Generotypus: *Triebelina indopacifica* v. d. BOLD, 1946.

Bemerkungen: Die neue Subfamilie umfaßt eine Gruppe von skulptierten *Bairdiidae*, deren Schalenoberfläche mit ein bis drei horizontalen Längsrippen, -falten, -wülsten oder -kanten verziert ist. Diese sind gelegentlich knotig verdickt oder mit stachel-, kegel- oder hornartigen Fortsätzen ausgestattet.

Folgende Gattungen werden dieser Unterfamilie zugeordnet: *Triebelina* v. d. BOLD, 1946, *Ceratobairdia* SOHN, 1954, *Ptychobairdia* KOLLMANN, 1960 und *Dicerobairdia* n. g. Mit Vorbehalt wird auch *Pseudocyproides* MORRIS & HILL, 1952 hierher gestellt.

Ceratobairdia und *Pseudocyproides* fallen dadurch aus dem Rahmen der übrigen Gattungen, daß sie nur eine flügelartige, lateroventraloide Kante besitzen. *Triebelina*, *Ptychobairdia* und *Dicerobairdia* haben viele gemeinsame Züge. Zumindest in den größeren Klappen (L) sind drei, in Längsrichtung verlaufende, in der Grundform rippenförmige Skulpturelemente vorhanden. Es dürfte kein prinzipieller Unterschied sein, daß das oberste Längselement einmal eine laterodorsale Leiste usw. ist und eine Dorsalfläche begrenzt, das andere Mal eher subdorsal liegt. Die mediane Rippe scheint, wie bei *Ptychobairdia* nachzuweisen ist, aus der sich immer stärker ausprägenden, lateralen Wölbung hervorzugehen.

Auf den einfachsten Nenner gebracht, dürften die Stammformen der *Triebelinae*, *Bairdiidae* mit dorsaler und/oder ventraler Abplattung gewesen sein und die laterodorsalen und lateroventraloiden Längselemente ursprünglich nichts anderes als Begrenzungskanten von Dorsal- oder Ventraloidfeldern darstellen. Auf mögliche phylogenetische Beziehungen, besonders zu jungpaläozoischen Formen, wie z. B. *Ceratobairdia wordensis* (HAMILTON, 1942) wurde vom Verfasser (1960, S. 96) bei Besprechung der morphologischen Beziehungen zu *Ptychobairdia* hingewiesen. Den besten

Überblick über die zur Abtrennung der Gattungen maßgeblichen Schalenmerkmale gibt der Bestimmungsschlüssel auf S. 160ff, auf welchem nur die weniger bekannte *Pseudocyproides* nicht berücksichtigt ist.

Stratigraphische Reichweite der Unterfamilie: Tiefes Perm bis rezent.

Genus: *Triebelina* v. d. BOLD, 1946

Triebelina sp./158

(T. 8: 12)

Bemerkungen: Wegen unzulänglichen Materials wird derzeit noch auf eine artliche Beschreibung dieser, der Gattung *Triebelina* v. d. BOLD zugeordneten Form verzichtet.

Die R dieser Form (GBA/0164) zeichnet sich durch einen zweihöckerigen medianen Wulst und eine lateroventraloide, wulstartige Verstärkung aus. Die Feinskulptur besteht aus mittelgroßen, deutlichen Skulpturgrübchen.

Größe in mm: Länge: 1.15

Höhe: 0.55

Vorkommen: Rhät, Zlambachmergel: Nr. 28. Hallstätter Salzberg.

Triebelina sp./498

(T. 8: 11, 13)

Bemerkungen: Auch diese Form wird vorläufig wegen unzulänglichen Materials nicht näher beschrieben. Sie wird vorläufig ebenfalls der Gattung *Triebelina* v. d. BOLD zugeordnet.

Der zweihöckerige mediane Wulst dieser Form ist etwas schwächer angedeutet als bei *Triebelina* sp./158. Lateroventraloid dürfte eine ausgesprochene Kante ausgebildet sein. Die Feinskulptur ist grobmaschiger.

Größe in mm: Länge: 1.06

Höhe: 0.50

Vorkommen: Rhät, Mergel: Nr. 58. Plackles.

Notiz: Das abgebildete einzige Exemplar ist bei der Untersuchung in Verlust geraten. Es soll hier aber trotzdem aus Dokumentationsgründen festgehalten werden.

Genus: *Ptychobairdia* KOLLMANN, 1960

Generotypus: *Ptychobairdia kuepperi* KOLLMANN, 1960

Ptychobairdia schaubergeri n. sp.

(T. 2: 1—3; T. 3: 1, 2)

1960 *Ptychobairdia* aff. *kuepperi* n. sp. — KOLLMANN, K. Ostr. Trias I, S. 83

Name: Oberbergrat Dr. Dipl.-Ing. O. SCHAUBERGER gewidmet.

Holotypus: 1 G (T. 2: 1, 2, T. 3: 1, 2) GBA/0165

Paratypoid: 1 R, T. 2: 3, Aufschluß Nr. 4, Grünbachgraben, GBA/0166

Locus typicus: Aufschluß Nr. 38, Halleiner Salzberg.

Stratum typicum: Lias-Fleckenmergel, Jakobbergserie.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Ptychobairdia*, die sich durch eine stark nach oben und außen vorgewölbte, laterodorsale Falte, eine scharf vorspringende mediane und eine verhältnismäßig lange lateroventraloide Falte auszeichnet.

Beschreibung: Gehäuse groß, in Seitenansicht bairdioid. L mit stark konvexem, nicht abgewinkeltem, dorsalem Umriß. Vorderende abgerundet, mit einigen stumpfen Randzähnen. Hinterende stumpfwinkelig zulaufend, ebenfalls mit Randzähnen besetzt. Laterodorsale Falte in der Mitte stark nach oben und außen vorspringend (siehe auch T. 3: 2). Mediane Falte scharf vorspringend und durch tiefe Rinnen von der laterodorsalen und der im Verhältnis zum Gehäuse sehr langen, ebenfalls kräftig entwickelten lateroventraloiden Falte getrennt. Dorsalfeld der L flach gegen den Dorsalrand nach innen geneigt. R (T. 2: 2, 3) bei fast gleicher Länge wie die L wesentlich niedriger als diese. Hinterende spitziger als in der L, Vorderende etwas lappenförmig abgesetzt, beide mit stumpfen Randzähnen. Laterodorsale Falte in der Mitte stark nach oben und außen vorspringend. Die übrige Grobskulptur ähnlich der L. In der Ansicht von oben (T. 3: 2) ist das Gehäuse elliptisch, mit zugespitzten Enden. Größte Breite mittellängs. Dorsalfelder beider Klappen zentral etwas nach außen gewinkelt. In der Ansicht von vorn (T. 3: 1) ist das Dorsal- und Ventraloidfeld, die beide flach zur kleineren L geneigt sind, gut zu erkennen. Diese Felder sind im Gegensatz zu den übrigen bekannten Arten etwa gleich breit. Sehr markant tritt die von den tiefen Rinnen begleitete Medianfalte hervor. Die Schalenoberfläche ist meist glatt, zeigt aber bisweilen eine Andeutung von feiner Grübchenskulptur.

Größe in mm:	Holotypus	Paratypoid
	G (T. 2: 1, 2, T. 3: 1, 2)	R (T. 1: 3)
Länge:	1·80	1·86
Höhe:	1·16	1·08
Breite:	1·08	$\frac{1}{2}$ 0·54

Bemerkungen: Die annähernd dreieckigen dorsalen Umrisse der R, die scharf vorspringende, dorsal und ventral von tiefen Rinnen begleitete Medianfalte und das Fehlen einer markanten Feinskulptur, unterscheidet diese Art von der ihr in den Umrissen am nächsten stehenden *P. kuepperi* KOLLMANN, von der sie sich phylogenetisch herleitet.

Vorkommen: Lias-Fleckenmergel, Jakobbergserie:

Hallein, Jakobbergstollen, zwischen 157 und 230 m vom Stollenmund; von außen nach innen (= vom Hangenden ins Liegende):

- Nr. 37. 184·00 m
- Nr. 38. 191·00 m
- Nr. 39. 193·50 m
- Nr. 40. 197·50 m
- Nr. 41. 203·30 m
- Nr. 42. 215·00 m

- Nr. 43. 227-00 *m* (gemeinsam mit *Ptychobairdia kristanae* KOLLMANN)
 Nr. 44. 227-50 *m*
 Nr. 45. 227-50 *m*
 Nr. 46. 227-50 *m*
 Nr. 47. 228-00 *m*
 Nr. 48. 229-50 *m*

Stolleneinwärts folgen im Liegenden von 230 bis 265 *m* rhätische Mergel (s. Stratigraphie).

Hallein, Untersteinbergstollen, zwischen 164 und zirka 200 *m*, vom Stollenmund; von außen nach innen (= vom Hangenden ins Liegende):

- Nr. 49. 174-00 *m*
 Nr. 50. 176-00 *m*
 Nr. 51. 193-00 *m*
 Nr. 52. 195-00 *m*
 Nr. 53. 198.00 *m*.

Stolleneinwärts (liegend) folgen sehr sandschalerreiche Mergel von zirka 210 bis 231 *m*, die nach ihrer Fauna sehr an die roststreifigen Mergeltonen erinnern. Darin findet sich in einer Lage bei 215-00 *m*, (Probe Med. 810) *Ptychobairdia kristanae* KOLLMANN.

Lias-Fleckenmergel, Jakobbergserie?
 Nr. 4. Grünbachgraben.

Ptychobairdia kristanae KOLLMANN

- * 1960 *Ptychobairdia kristanae* n. g. n. sp. — KOLLMANN, K., Ostr. Trias I, S. 99, T. 25: 6—9
 * 1960 *Ptychobairdia medwenitschi* n. g. n. sp. — KOLLMANN, K., Ostr. Trias I, S. 100, T. 26: 1—11

Auf Grund von weiterem Probenmaterial, das W. MEDWENITSCH über Ersuchen des Verfassers an der Typlokalität von *P. medwenitschi* (Ostr. Trias I, lfd. Aufschluß Nr. 9, Christina-Horizont, Vorhaupteinlagerung, Fellingner Schurf) freundlichst zusätzlich aufgesammelt hat, stellte sich heraus, daß diese vermeintliche Art ein älteres Larvenstadium von *P. kristanae* darstellt. Der Verfasser sieht sich daher gezwungen, *P. medwenitschi* im Sinne der Int. Regeln der Zoologischen Nomenklatur einzuziehen.

Über die vertikale Verbreitung von *P. kristanae* ist zusätzlich zu berichten, daß sie im Hallstätter und Halleiner Salzberg auf die höchsten Anteile der rhätischen Zlambachmergel, der oberrhätischen, roststreifigen Bändermergel und die basalsten Schichten des Lias-Fleckenmergels der Jakobbergserie beschränkt zu sein scheint (s. stratigraphischer Teil).

Genus: *Dicerobairdia* n. g.

Name: Nach den beiden subdorsal gelegenen, hornartigen Fortsätzen.

Generotypus: *Dicerobairdia bicornuta* n. g. n. sp.

Gattungsdiagnose: Eine neue Gattung der *Bairdiidae*, die sich durch zwei mit einer Leiste verbundene, subdorsale, hornartige Fortsätze, einen medianen Längswulst und eine oft schlittenkufenartige, lateroventraloide Kante auszeichnet.

Bemerkungen: Im Gesamthabitus hat diese neue Gattung durch ihre betonten Längsrippen Ähnlichkeit mit *Triebelina* v. d. BOLD und *Ptychobairdia* KOLLMANN. Die hornartigen Fortsätze entspringen den Enden einer in beiden Klappen subdorsal gelegenen Rippe. Unter dieser Rippe liegt ein medianer Längswulst, der durch eine Einsenkung von der oft kufenartig ausgebildeten, lateroventraloiden Leiste getrennt ist. Abgesehen von den Umrißformen, waren im Verlaufe der Phylogenie vor allem die hornartigen, subdorsalen Fortsätze — und hier wieder in erster Linie der vordere Fortsatz — und die lateroventraloiden Rippen stärkeren morphologischen Abwandlungen unterworfen. Diese Elemente werden daher in erster Linie zur Abtrennung der Arten herangezogen.

Im Gegensatz zu *Ceratobairdia* SOHN, 1954, bei welcher nur der dorsale Umriß der größeren L mit Fortsätzen bewehrt ist, und zu *Bairdiidarum* gen. et. sp. inc./165 bei welcher die dorsalen Fortsätze beider Klappen auf „Lucke“ zu stehen scheinen, hat *Dicerobairdia* überhaupt keine dorsalen Fortsätze, weshalb auch keine über den Rahmen der Subfamilie hinausgehenden Beziehungen zu jenen Gattungen bestehen dürften.

Ebenso wie die als hochspezialisierter Endpunkt einer Entwicklungsreihe betrachtete Gattung *Mirabairdia*, die im Unt. Karn verschwindet, dürfte auch die Gattung *Dicerobairdia* infolge ihrer extremen, sich in einer überladenen Grobskulptur äußernden Spezialisierung recht plötzlich und zwar an der Wende Trias/Jura, im Rhät, ohne direkte Nachkommen aussterben.

Stratigraphische Reichweite: Trias, Oberes Oberladin (= Obere Cassianer Sch. = Seelandschichten) bis Rhät.

Dicerobairdia bicornuta n. g. n. sp.

(T. 1: 3—8; T. 9: 1, 2)

Name: Nach den beiden, gut ausgebildeten subdorsalen, hornartigen Fortsätzen.

Holotypus: 1 L (T. 1: 3, 4, 5; T. 9: 1), GBA/0167

Paratypoiden: 1 R (T. 1: 6, 7, 8) (topotypisch), GBA/0168; 1 R (T. 9: 2) (topotypisch), GBA/0169

Locus typicus: Aufschluß Nr. 56, Plackles.

Stratum typicum: Rhät, Mergel.

Diagnose: Die typische Art der Gattung *Dicerobairdia* n. g., die sich durch zwei kräftige, subdorsal gelegene, hornartige Fortsätze und eine den ganzen Ventraloidrand entlang ziehende, schlitzenkufenartige, scharfkantige Rippe auszeichnet.

Beschreibung: L in Seitenansicht bairdioid-trapezoidisch mit dreigliedertem Dorsalrand. Zentrodorsaler Abschnitt horizontal, anterodorsaler steil zum abgestumpften Vorderende, posterodorsaler steil zum Hinterende abfallend, konkav eingezogen. Ventraloider Umriß lang, gerade. Dorsaler Umriß unbewehrt. Subdorsale Leiste in zwei kräftige, hornartige Fortsätze mit nach hinten gerichteter Spitze endigend. Der vordere kürzer, am Ende zweilappig, der hintere schlanker, etwas nach hinten abgebogen und in Seitenansicht den dorsalen Umriß überragend,

am Ende spitzig. Durch sehr undeutliche Einmündung von der subdorsalen Leiste getrennt, liegt median ein Längswulst. Dieser ist wieder durch eine Einmündung von der schlittenkufenartigen lateroventraloiden Leiste getrennt, welche geradlinig verlaufend, vorne und hinten einen schmalen, lappenförmigen Anhang trägt und gegen das Vorder- und Hinterende hochgezogen ist. Gegen die kleinere R zu ist die L durch eine steil abfallende Area abgeschrägt. R (T. 1: 6—8; T. 9: 2) wesentlich schlanker als sie die dorsal weit überragende und ventral übergreifende L. Hornartige, subdorsale Fortsätze, medianer Längswulst und latero-ventraloide Leiste wie in der L. Hinterende in einen Caudalfortsatz ausgezogen. Inneres Schalenblatt breit (T. 1: 4, 7). Saum besonders vorne deutlich. Vor dem Saum liegt ein lappenartiger Anhang (T. 1: 7). Das Schloß besteht in der R aus einer geraden Leiste, die in eine Furche der L eingreift (T. 1: 4). Es ist also ein typisches Bairdiidenschloß. In der Dorsalansicht kommen die Area der L (T. 1: 5) und die hornartigen subdorsalen Fortsätze gut zum Ausdruck.

Größe in mm:	Holotypus		Paratypoide	
	L (T. 1: 3—5; T. 9: 1)	R (T. 1: 6—8)	R (T. 9: 2)	R (T. 9: 2)
Länge:	1.09 (1.17 ¹⁾)	1.26	1.07	1.07
Höhe:	0.60	0.63	0.55 ¹⁾	0.55 ¹⁾
Breite:	½ 0.20	0.20	—	—

Vorkommen: Rhät: Nr. 54. Grünbachgraben, Zlambachmergel.
Nr. 56. Plackles, Mergel.

Dicerobairdia aff. *bicornuta* n. g. n. sp.

(T. 9: 3)

Bemerkungen: Es liegt nur eine beschädigte Klappe (GBA/0170) dieser vorläufig nicht von *D. bicornuta* abzutrennenden Form vor. Als unterscheidendes Merkmal fallen jedoch die sehr weitgehende Zweiteilung der hornartigen Fortsätze und die deutliche Ausbildung der subdorsalen Rippe auf. Auf Tabelle 2 wurde die Form nicht von *D. bicornuta* getrennt.

Vorkommen: Rhät, Zlambachmergel: Nr. 29. Hallstätter Salzberg.

Dicerobairdia ladinica n. g. n. sp.

(T. 9: 11—13)

Name: Nach den Ladinern, einer die Dolomiten bewohnenden, rhäto-romanischen Volksgruppe.

Holotypus: 1 L (T. 9: 11—13), GBA/0171

Paratypoide: Keine.

Locus typicus: Aufschluß Nr. 21, Sett-Saß-Scharte.

Stratum typicum: Oberes Oberladin (= Obere Cassianer Schichten). Mergel.

¹⁾ Rekonstruiert.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Dicerobairdia*, die sich in Seitenansicht durch stark konvexen, dorsalen Umriß und eine relativ kurze, wulstartige, lateroventraloide Rippe von den übrigen Vertretern der Gattung unterscheidet. Vorderer Fortsatz der subdorsalen Rippe sehr schwach entwickelt, hinterer kräftig und hornartig.

Beschreibung: L in Seitenansicht bairdioid. Dorsaler Umriß stark konvex mit deutlicher Dreigliederung: Zentrodorsaler Abschnitt kurz, horizontal, mit sanfterer Krümmung in schwächer geneigten, anterodorsalen und mit deutlichem Knick in steilen posterodorsalen Abschnitt übergehend, dieser konkav eingezogen. Vorne gut gerundet, hinten in etwas hochgezogene Spitze übergehend. Ventraloidrand in der Mitte eingebuchtet, geht mit sanfter Rundung in vorderen Umriß über. Posteroventraloider Abschnitt zum Hinterende hochgezogen. Subdorsale Rippe weit vom Dorsalrand entfernt; ihr hinterer, terminaler Fortsatz kräftig; im vorderen Teil trägt sie nur eine schwache Erhebung. Medianer Wulst oben und unten von tiefen Einmuldungen begrenzt, lateroventraloide Rippe relativ kurz, wulstartig, gegen vorderen Umriß deutlich abgesetzt, auf Höhe des hinteren, subdorsalen Fortsatzes endend (Unterscheidungsmerkmal gegenüber *D. bicornuta* und *D. gruenbachensis*). Rechtsschauende Area der L hoch, mit Ausweichfurche. R¹) wesentlich niedriger als L. Inneres Schalenblatt der vorliegenden L Klappe besonders vorne und hinten sehr breit (T. 9: 13). Schloß der L besteht aus einer, an den Enden stark vertieften Furche, die gegen oben von einer Leiste begrenzt wird; die darüber liegende hohe Area trägt eine Ausweichfurche. Demnach trägt das Schloß der R als Hauptelement eine an den Enden stark vorspringende Leiste. Diese Schloßverhältnisse stimmen mit jenen der übrigen bisher bekannten *Bairdiidae* überein. In der Dorsalansicht (T. 9: 12) ist die L relativ breit. Der hintere, hornartige Fortsatz springt nur unbedeutend vor.

Größe in mm: Länge: 0.97

Höhe: 0.58

$\frac{1}{2}$ Breite: 0.30.

Bemerkungen: Siehe *D. gruenbachensis*.

Vorkommen: Oberes Oberladin (= Obere Cassianer Schichten), Mergel:

Nr. 21. Sett-Saß-Scharte.

Darüber hinaus wurde die Art inzwischen in mehreren neuen Proben aus dem Oberladin (Cassianer Schichten) des Pralongia-Gebietes in den Dolomiten festgestellt.

Dicerobairdia gruenbachensis n. g. n. sp.

(T. 9: 6—10)

Name: Nach dem Vorkommen bei Grünbach.

Holotypus: 1 L (T. 9: 6, 7), GBA/0172

Paratypoide: 1 G (T. 9: 8, 9), (topotypisch), GBA/0173; 1 G (T. 9: 10), (topotypisch), GBA/0174

¹) Die R ist erst durch neues, vom Verfasser gemeinsam mit R. OBERHAUSER im Sommer 1962 aufgesammeltes Material bekannt geworden.

Locus typicus: Aufschluß Nr. 22, Segen Gottes-Schacht.

Stratum typicum: Tiefes Karn (Unter-Jul). Halobienchiefer.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Dicerobairdia*, bei welcher die subdorsale Leiste hinten in einem kräftigen hornartigen Fortsatz endigt, während der vordere Fortsatz nur als schwache Erhebung angedeutet ist. Die lateroventraloide Rippe ist langgezogen, verschmilzt vorne mit dem Umriß und endigt mit stumpfer Spitze schräg unter/hinter dem subdorsalen, hornartigen Fortsatz.

Beschreibung: L in Seitenansicht bairdioid. Dorsaler Umriß dreigliedert, zentrodorsaler Abschnitt horizontal, anterodorsaler flach zum hochgezogenen Vorderende, posterodorsaler in sigmoidalem Schwung zum ebenfalls hochgezogenen Hinterende abfallend. Zentroventraloider Abschnitt lang, gerade, antero- und posteroventraloider steil zu den Enden ansteigend. Subdorsale Leiste vom Dorsalrand stark median verlagert. Sie endigt hinten in einem kräftigen, den dorsalen Umriß in Seitenansicht jedoch meist nicht überragenden, hornartigen Fortsatz. Im vorderen Teil trägt die subdorsale Leiste nur eine schwache Erhebung. Medianer Wulst sehr schwach angedeutet. Lateroventraloide Leiste ist langgestreckt, nicht so scharfkantig wie bei *D. bicornuta*; vorne verschmilzt sie mit dem Umriß; hinten endigt sie schräg hinter/unter dem hornartigen Fortsatz in einer stumpfen Spitze. Rechtsschauende Area der L steil zum Dorsalrand der R abfallend. R ist durch die starke dorsale Überlappung wesentlich niedriger als L, im übrigen jedoch mit gleicher Grobskulptur wie diese. Das Schloß konnte nur bei einer schlecht erhaltenen L beobachtet werden. Es ist wie beim Generotypus entwickelt. Die Schalenoberfläche ist von einer feinen Grübchenskulptur bedeckt.

Größe in mm:	Paratypepoide		
	Holotypus L (T. 9: 6, 7)	G (T. 9: 8, 9)	G (T. 9: 10)
Länge:	0.93	0.97	0.94
Höhe:	0.49	0.52	0.55
Breite:	—	0.49 ¹⁾	—

Bemerkungen: Vom Generotypus unterscheidet sich diese Art durch die schwache Andeutung des vorderen subdorsalen Fortsatzes, von der oben beschriebenen *D. ladinica* durch die lange, lateroventraloide Leiste, von der äußerst schlank gebauten *D. elegans* durch den viel kürzeren Caudalfortsatz.

Vorkommen: Tiefes Karn (Unter-Jul) Halobienchiefer:
Nr. 22. Segen-Gottes-Schacht.

Dicerobairdia elegans n. g. n. sp.

(T. 9: 4, 5)

Name: Nach den schlanken Umrissen.

Holotypus: 1 G (T. 9: 4, 5), GBA/0175

Locus typicus: Aufschluß Nr. 22, Segen-Gottes-Schacht.

Stratum typicum: Tiefes Karn (Unter-Jul), Halobienchiefer.

¹⁾ Einschließlich der hornartigen Fortsätze.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Dicerobairdia*, die sich durch ein in der Seitenansicht sehr schlankes G mit langem Caudalfortsatz auszeichnet. Die subdorsale Leiste ist nur schwach angedeutet, sie endet hinten in einen stumpfkegelförmigen Fortsatz und trägt vorne nur eine schwache Erhebung.

Beschreibung: G in Seitenansicht sehr schlank. R läßt nur Zweigliederung des dorsalen Umrisses in einen vorderen (antero- + zentrodorsalen) und hinteren (posterodorsalen = caudalen) Abschnitt erkennen. Letzterer ist im Vergleich zu den übrigen *Dicerobairdia*-Arten relativ lang (= Caudalfortsatz). Vorderende hochgezogen. Ventraloidrand stark konvex, hinter der Mitte eingezogen, wie bei *D. ladinica* nur zum geringen Teil von lateroventraloider Rippe bedeckt. Subdorsale Leiste hebt sich in der Mitte von der übrigen Schale kaum ab; sie endet hinten mit einem eher stumpfkegel- als hornartigen Fortsatz und vorne mit einer schwachen Erhebung. Ein medianer Wulst ist nicht zu beobachten. Die lateroventraloide Rippe ist in der Mitte stark ventral vorgewölbt, verschwindet gegen den vorderen Gehäuseteil allmählich und endet hinten auf Höhe des kegelförmigen, subdorsalen Fortsatzes. R nur unbedeutend niedriger als L, sonst mit den gleichen Skulpturelementen. G von oben (T. 9: 4) schlank, von vorne nach hinten bis zu den seitlich stark ausladenden hinteren, subdorsalen Fortsätzen an Breite zunehmend, dahinter stark verjüngt, mit spitzem Caudalfortsatz endend. Schalenoberfläche von kleinen Skulpturgrübchen bedeckt.

Größe in mm: Länge: 0.85
 Höhe: 0.40
 Breite: 0.35¹⁾

Bemerkungen: Trotz des gemeinsamen Vorkommens und gewisser Ähnlichkeiten mit *D. gruenbachensis* n. sp. ist durch die morphologischen Verschiedenheiten die Abtrennung von *D. elegans* als eigene Art hinreichend begründet.

Vorkommen: Tiefes Karn (Unter-Jul), Halobienschiefer:
 Nr. 22. Segen-Gottes-Schacht.

Subfam. *Carinobairdiinae* n. subfam.

Typische Gattung: *Carinobairdia* n. gen.

Generotypus: *C. triassica* n. gen. n. sp.

Bemerkungen: Die neue Subfamilie umfaßt derzeit 4 Gattungen von skulptierten *Bairdiidae*, innerhalb welcher sich wieder zwei morphologische Gruppen mit je zwei Gattungen unterscheiden lassen.

Die erste Gruppe umfaßt derzeit zwei Gattungen, die zwei (sekundär eine) klammerartig gekrümmte, subparallel zu den Endrändern stehende Rippe(n) tragen. Im Medianfeld sind keine größeren Skulpturgrübchen vorhanden. Es werden dieser Gruppe folgende zwei Gattungen zugeordnet:

Bairdiolites CRONEIS & GALE, 1939 und
Neobairdiolites n. gen.

¹⁾ Einschließlich der hinteren, subdorsalen Fortsätze.

Die beiden klammerartigen Rippen, die bei *Bairdiolites* weit voneinander entfernt sind, verschmelzen mit ihren freien Enden bei *Neobairdiolites* auf Höhe der Schalenmitte nahezu, sodaß der Eindruck eines randparallelen Reifens, ähnlich wie bei *Carinobairdia* entsteht. Da bei *Neobairdiolites* die Einschnürungen des Reifens zentroventral und zentrodorsal liegen, und außerdem die bei der zweiten Gruppe im Medianfeld immer vorhandenen größeren Skulpturgrübchen fehlen, nimmt der Verfasser für diese Form eine Herleitung von *Bairdiolites*-ähnlichen Formen an.

Die zweite Gruppe umfaßt Formen, die an den Lateralflächen einen geschlossenen oder höchstens in den terminalen Krümmungen durch Einschnürungen oder Depressionen unterbrochenen Reifen tragen, welcher leisten- oder wulstförmig ist. Er verläuft subparallel, jedoch in wechselnden Abständen vom Außenrand, hat daher etwa elliptische Umriss und schließt ein Medianfeld ein, das durch größere Grübchenskulptur, oft in rasterförmiger Anordnung, ausgezeichnet ist. Dieser Gruppe werden folgende Gattungen zugeordnet:

Carinobairdia n. g. und
Medwenitschia n. g.

Die Zuordnung der Gattung *Medwenitschia* n. g. zu den *Carinobairdiinae* erfolgte mit gewissen Bedenken. Da die selten vorkommende Gattung bisher nur durch eine einzige sichere Art, nämlich *M. ornata*, vertreten ist (ob *M. aff. ornata* eine eigene Art darstellt, kann nach dem einzigen, stark deformierten Gehäuse nicht beurteilt werden), ist es nicht möglich, einen Entwicklungstrend innerhalb der Gattung zu erkennen. Dadurch ist uns nicht die Möglichkeit einer Rück-Extrapolation zur Klärung der phylogenetischen Zusammenhänge an die Hand gegeben. Wenn *Medwenitschia* zu den *Carinobairdiinae* gestellt wird, so nur deshalb, weil bei dieser sicher zu den *Bairdiidae* gehörenden Gattung, ebenso wie bei *Carinobairdia* ein deutlicher elliptischer, ein Medianfeld umschließender Reifen als wesentliches Skulpturelement auftritt. Ein Unterschied zu *Carinobairdia* besteht allerdings darin, daß sich der Reifen gegen das Vorder- und Hinterende zu in eine Rippe fortsetzt, wodurch das ganze Gebilde eher augenähnliche Umriss bekommt. Ein weiterer Unterschied ist durch die speziell in der L kräftig ausgebildeten beiden wulst- oder kegelförmigen, subdorsal gelegenen Fortsätze gegeben. Diese erinnern wieder sehr an solche bei manchen Vertretern der Gattung *Dicerobairdia* n. g., die hier zu den *Triebelinae* gestellt wird. Diese Fortsätze können aber konvergente Bildungen darstellen. Die endgültige systematische Zuordnung dieser Gattung wird daher weitgehend davon abhängig sein, ob der Bearbeiter dieser oder jener Merkmalsgruppe mehr Gewicht beimißt.

Aus dem oben Gesagten geht hervor, daß der Verfasser nicht von einer monophyletischen Herkunft dieser Unterfamilie überzeugt ist, andererseits ist unsere stratigraphische Kenntnis der beiden Gruppen noch so lückenhaft, daß ihre taxionomische Trennung noch nicht zu vertreten ist.

Stratigraphische Reichweite der Subfamilie: Mississippian bis Obertrias, Rhät.

Genus: *Bairdiolites* CRONEIS & GALE, 1939

Generotypus: *Bairdiolites crescentis* CRONEIS & GALE, 1939.

Bemerkungen: Für die Gattung *Bairdiolites* sind zwei klammerähnliche Rippen im anteromedianen und posteromedianen Teil jeder Klappe charakteristisch. Obwohl sich die im folgenden aus der Obertrias beschriebene Art, gleich der Gattung *Bairdites* CORYELL & MALKIN, 1936, nur durch eine gebogene hintere Rippe auszeichnet, wird sie dennoch vorläufig im Hinblick auf die sonstigen gemeinsamen morphologischen Merkmale zu *Bairdiolites* gestellt. Dies würde allerdings stratigraphisch bedeuten, daß *Bairdiolites*, die nach I. G. SOHN (1960) mit 14 Arten im oberen Mississippian und mit nur einer Art im tieferen Pennsylvanian belegt ist, auch noch in die obere Trias hinaufreicht.

Stratigraphische Reichweite: Nach dem oben Gesagten ist die Gattung im oberen Mississippian, unteren Pennsylvanian und in der oberen Trias verbreitet.

Bairdiolites semisculpta n. sp.

(T. 10: 6—9)

Name: Es ist nur eine hintere, klammerartige Rippe vorhanden.

Holotypus: 1 G (T. 10: 6—9), GBA/0176

Locus typicus: Aufschluß Nr. 32, Hallstätter Salzberg.

Stratum typicum: Rhät, Zlambachmergel.

Diagnose: Eine zu *Bairdiolites* gestellte Art, bei welcher im Gegensatz zu den übrigen Arten der Gattung nur eine posteromediane, klammerartige Rippe vorhanden ist.

Beschreibung: G in Seitenansicht bairdioid. L von außen relativ schlank, mit dreigliedertem, dorsalem Umriß. Zentrodorsaler Abschnitt etwas nach hinten abfallend, anterodorsaler lang, flach zum Vorderende, posterodorsaler kurz, etwas steiler zum zugespitzten Hinterende abfallend. Ventraloidrand etwas sigmoidal geschwungen, in der Mitte schwach eingezogen. Nahe dem Hinterende liegt eine subparallel zu diesem verlaufende, klammerartig gekrümmte Rippe, deren Enden gegen die Schalenmitte zu undeutlicher werden und schließlich verschwinden. Im Gegensatz zu den übrigen, jungpaläozoischen *Bairdiolites*-Arten fehlt im Vorderteil der Schale eine in entgegengesetztem Sinne gekrümmte, klammerartige Rippe. R wird nur geringfügig von L überragt, ist daher kaum niedriger als diese. Hinsichtlich der Skulptur ist sie das Spiegelbild der L. In Dorsal- und Ventralansicht (T. 10: 8, 9) sind die Umriss lanzettförmig, mit scharf zugespitztem Vorderende. Die Lateralflächen sind stark ausgebaucht, G mit größter Breite vor der Mitte. Umriss der klammerartigen Rippen zeichnen sich deutlich als vorspringende Winkel ab; hinter diesen springt das G mit starkem Absatz zur kurzen Spitze zurück. Schalenoberfläche mit unregelmäßigen, mittelgroßen Skulpturgrübchen bedeckt. Da nur geschlossene G vorliegen, ist der Innenbau vorläufig noch unbekannt.

Größe in mm: Länge: 0.64

Höhe: 0.34

Breite: 0.29.

Bemerkungen: Obwohl diese Art nur eine dem Hinterende der Schale genäherte, klammerartige Rippe in jeder Klappe hat, wird sie mit Rücksicht auf die sonstige gute schalenmorphologische Übereinstimmung mit den anderen Arten der Gattung zu *Bairdiolites* gestellt. Von *Bairdites* CORYELL & MALKIN, 1936 (*Bairdiocyprididae*), welche wie die vorliegende Art, eine dem Hinterende genäherte, klammerartige Rippe trägt, unterscheidet sie sich durch den dreigliederten, dorsalen Umriß. Die Zugehörigkeit zu den *Bairdiidae* müßte allerdings noch durch den Nachweis eines wohlentwickelten, inneren Schalenblattes erhärtet werden. Ein solcher ist derzeit nicht möglich, da keine Einzelklappen vorliegen und das Material für die Anfertigung von Schliffen nicht ausreicht.

Vorkommen: Rhät, Zlambachmergel:

Nr. 30. Hallstätter Salzberg

Nr. 32. Hallstätter Salzberg.

Genus: *Neobairdiolites* n. g.

Name: Nach möglichen Beziehungen zur Gattung *Bairdiolites* CRONEIS & GALE, 1939.

Generotypus: *Neobairdiolites placklesensis* n. g. n. sp.

Gattungsdiagnose: Eine bisher monotypische neue Gattung der *Bairdiidae*, die sich durch zwei randständig den Außenumriß der Klappen begleitende, wulstartige klammerartige Rippen und durch gedrungene Gehäuse auszeichnet. Die Rippen sind am Vorder- und Hinterende stärker entwickelt als in der Mitte des Gehäuses, wo sie undeutlich miteinander verschmelzen. Medianfeld ohne Grübchenskulptur.

Bemerkungen: Diese Gattung erinnert an *Bairdiolites* CRONEIS & GALE, 1939, als deren diagnostisches Merkmal zwei gekrümmte, klammerartige Rippen in jeder Klappe gelten. Allen bisher beschriebenen Arten dieser Gattung ist jedoch ein in der Seiten- und Dorsalansicht relativ schlankes G gemeinsam, auch sind die klammerartigen Rippen nie so kräftig ausgebildet und treten mit ihren Enden nie so nahe aneinander heran wie bei der hier beschriebenen Gattung *Neobairdiolites*.

Zu *Moorea circumvallata* KUMMEROW (1953), deren Gattungszugehörigkeit noch nicht gesichert erscheint, sind gewisse morphologische Beziehungen vorhanden, die jedoch erst nach hinreichender Beschreibung und Abbildung dieser Art beurteilt werden können. Obwohl KUMMEROW (S. 49) diese Gattung zu den *Youngiellidae* KELLETT stellt, schreibt er, daß sie vielleicht besser bei den *Bairdiidae* unterzubringen wäre.

Für einen morphologischen Vergleich kommt auch die neue Gattung *Carinobairdia* in Frage. Hier ist es vor allem der Formenkreis um *C. alpina*, der sich durch einen nahezu randständigen, breiten konzentrischen Reifen auszeichnet, welcher jedoch mittlängs kräftig ausgebildet ist.

Obwohl der Innenbau dieser Gattung noch nicht bekannt ist, spricht der („bairdioid“) Gesamthabitus, gepaart mit einem deutlichen Übergreifen der L über die R, und dem in dieser Gruppe nicht ungewöhnlichen Typus der Grobskulptur, für eine Zugehörigkeit zu den *Bairdiidae*.

Stratigraphische Reichweite: Bisher nur Rhät.

Neobairdiolites placklesensis n. g. n. sp.

(T. 10: 1—5)

Name: Nach der Plackleswiese, dem bisher einzigen Fundpunkt der Art.

Holotypus: 1 G (T. 10: 1—5), GBA/0177

Locus typicus: Aufschluß Nr. 56, Plackles.

Stratum typicum: Rhät, Mergel.

Diagnose: Wegen Monotypie gleichlautend mit Gattungsdiagnose (s. S. 189).

Beschreibung: L in Seitenansicht elliptisch. Mäßig gekrümmter, dorsaler Umriß nicht in einzelne Abschnitte gegliedert, hinten nur etwas konkav eingezogen. Vorne geht er in das gut gerundete Vorderende, hinten in das stumpfe Hinterende über. Ventraloidrand etwas sigmoidal geschwungen. Die Grobskulptur besteht aus zwei subkonzentrischen, randständig den Außenumriß begleitenden, wulstartigen klammerartigen Rippen, die gegen die G-Enden zu höher sind als mittlängs, wo sie miteinander verschmelzen. R wird fast ganzrandig, jedoch geringfügig von der größeren L überragt und trägt zwei analoge, wulstartige Rippen. Ihr Hinterende greift in eine Ausnehmung der L ein (T. 10: 3). Das Vorderende trägt einen lappenartigen Anhang (T. 10: 2). Die Umrisse sind in Dorsal- und Ventralansicht fast rechteckig, da die wulstartigen Rippen an den Enden etwa gleich weit vorragen wie der konvex gekrümmte, mediane Teil des Gehäuses. Die ventrale Überlappung ist sigmoidal geschwungen. Schalenoberfläche ohne nennenswerte Feinskulptur.

Größe in mm: Länge: 0.66

Höhe: 0.42

Breite: 0.28.

Vorkommen: Rhät, Mergel: Nr. 56. Plackles.

Genus: *Carinobairdia* n. g.

Name: Nach dem zu den seitlichen Umrissen subparallelen Reifen.

Generotypus: *Carinobairdia triassica* n. g. n. sp.

Gattungsdiagnose: Eine neue, skulptierte Gattung der *Bairdiidae*, die sich durch einen geschlossenen, oder höchstens in den Endkrümmungen unterbrochenen, leisten-, rippen- oder wulstförmigen, subparallel zu den äußeren Umrissen verlaufenden Reifen auszeichnet. Medianes Feld innerhalb des Reifens je nach dessen Entfernung vom äußeren Umriß verschieden groß, elliptisch bis schlitzförmig, mit — meist rasterförmig angeordneter — Grübchenskulptur.

Bemerkungen: Die Zuordnung dieser neuen Gattung zu den *Bairdiidae* ist durch die „bairdioiden“ Umrißformen, das einfache, in der R aus einer terminal stärker hervortretenden Leiste bestehende Schloß und die breite Duplikatur gegeben. Auch der subparallele Reifen ist ein bei *Bairdiidae* nicht ungewöhnliches Skulpturelement, das in dieser Familie wohl mehrfach und unabhängig zur Ausbildung kam. Die nächsten schalenmorphologischen Beziehungen der Gattung bestehen einerseits zu *Neobairdiolites*, von

welcher sie sich jedoch, abgesehen von den Umrissformen, durch die Punktierung des Medianfeldes unterscheidet. Noch größere Ähnlichkeiten hat sie mit der posttriassischen Gattung *Glyptobairdia* STEPHENSON, 1946, bei welcher das mit Grübchenraster verzierte Medianfeld noch eine mediane Längsrippe trägt.

Innerhalb der Gattung *Carinobairdia* lassen sich wieder zwei Formkreise erkennen. Der eine gruppiert sich um den Generotypus, zeichnet sich durch die erwähnten Einschnürungen in den terminalen Krümmungen des Reifens aus. Er umfaßt die Arten *C. triassica* und *C. umbonata*. Der andere Formkreis wird am besten durch *C. alpina* repräsentiert; er zeichnet sich durch einen durchlaufenden, nicht durch Einschnürungen unterbrochenen Reifen aus. Er umfaßt außerdem noch *C. alta* und *C. tenuicarinata*.

Ob die beiden Formkreise tatsächlich phylogenetisch eng miteinander verknüpft sind oder ob die Ausbildung eines ähnlichen Reifens an den Lateralflächen eine konvergente Erscheinung darstellt, ist noch schwer zu beurteilen. Jedenfalls geht die morphologische Übereinstimmung der Strukturen so weit, daß derzeit kein Anlaß für eine generische oder subgenerische Abtrennung der Formkreise vorliegt.

Auf eine mögliche Ableitung des Formkreises um *C. triassica* von *Nodobairdia* n. g. wurde bereits bei Besprechung dieser Gattung hingewiesen. Es wurde dabei die Vermutung ausgesprochen, daß der dorsale Teil des Reifens aus Verschmelzung der subdorsalen Warzenreihe und der ventrale Teil aus einer bei den Larven von *Nodobairdia mammilata* und den adulten Exemplaren von *N. verrucosa* noch an den Einschnürungen zu erkennenden Vereinigung von lateroventraloid gelegenen Knoten oder Warzen entstanden sei. Die terminalen Einschnürungen des Reifens wären demnach als ursprüngliche Zwischenräume zwischen dem dorsalen und ventralen Bogen aufzufassen. Als nächstes phylo-morphogenetisches Stadium käme unter Beibehaltung des angebahnten Entwicklungstrends ein geschlossener Reifen wie bei *Carinobairdia alpina* in Frage. Diese Auffassung müßte allerdings noch stratigraphisch belegt werden. Im höchsten Rhät bestehen beide Formkreise jedenfalls nebeneinander; während jedoch der um *C. alpina* an der Wende Trias/Jura als Extremglied einer Entwicklung ohne größere Chance auf weitere morphologische Differenzierung auszusterben scheint, könnte der Formkreis um *C. triassica* die Ausgangsform für die noch rezent vorkommende Gattung *Glyptobairdia* STEPHENSON, 1947, dargestellt haben.

Stratigraphische Reichweite: Rhät.

Carinobairdia triassica n. g. n. sp.

(T. 3: 5—9; T. 11: 1)

Name: Nach dem Vorkommen in der Trias.

Holotypus: 1 L (T 3: 5, 6; T. 11: 1), GBA/0178

Paratype: 1 R (T. 3: 8, 9), (topotypisch), GBA/0179; 1 G (T. 3: 7), (topotypisch), GBA/0180

Locus typicus: Aufschluß Nr. 56, Plackles.

Stratum typicum: Rhät, Mergel.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Carinobairdia*, die sich durch einen weit von den Außenumrissen abgesetzten, kräftigen, subparallelen, glatten, an den beiden Endkrümmungen durch Einsattelungen unterbrochenen Reifen und ein mit grobem Grübchenraster verziertes ovales Medianfeld auszeichnet.

Beschreibung: G in Seitenansicht bairdioid. L in Seitenansicht mit stark konvexem, nicht untergegliedertem, dorsalem Umriß, nur knapp vor dem gespitzten Hinterende etwas konkav eingezogen. Vorderende stumpf gerundet. Ventraloidrand konvex gekrümmt. Subparalleler, kräftiger, leistenförmiger Reifen weit von den Außenumrissen abgesetzt, glatt; er hat annähernd ovalen Umriß und ist an der vorderen und hinteren Krümmung zwischen je zwei Verdickungen eingesattelt. Das Medianfeld ist durch einen groben Grübchenraster verziert. Die rechtsschauende Area der L ist hoch. R niedriger als die sie weit überragende L. Grundsätzlich wie diese gebaut, jedoch mit folgenden Abweichungen: Am Vorder- und Hinterende mit je einem lappenförmigen Anhang; Umriß wesentlich langgezogener als in der L, daher auch Medianfeld weniger hoch. Die Dorsalansicht des G ist sehr charakteristisch, in der Grundform gestreckt-rechteckig, mit in der Längsachse vorspringendem, abgesetztem Vorder- und Hinterende. Bis auf das gerasterte Medianfeld ist das Gehäuse glatt. Duplikatur in beiden Klappen breit. Saum der L vorne und ventral bis auf die Mundgegend vom Außenrand abgesetzt; dorsal geht er in die obere Begrenzungskante des Schlosses über (T. 9: 6). In der R ist eine terminal erhöhte Schloßleiste mit darüber liegender Furche zu erkennen (T. 3: 9).

Größe in mm:	Holotypus		Paratypepoide	
	L (T. 3: 4, 6; T. 11: 1)		R (T. 3: 8, 9)	G (T. 3: 7)
Länge:	0·63		0·60 1)	0·64 1)
Höhe:	0·52		0·49	0·53
Breite:	—		—	0·31

Bemerkungen: Diese Art ist durch den weit vom Außenrand abgesetzten, kräftigen, subparallelen Reifen und den groben Grübchenraster leicht von den übrigen Arten der Gattung zu unterscheiden.

Vorkommen: Rhät, Zlambachmergel und Mergel allgemein:

- Nr. 10. Hallstätter Salzberg
- Nr. 7. Grünbachgraben
- Nr. 55. Grünbachgraben
- Nr. 56. Plackles
- Nr. 57—60. Plackles
- Nr. 16, 17. Lanzing
- Nr. 62, 63. Lanzing
- Nr. 65. Dolomitenhütte.

1) Mit lappenförmigen Anhängen.

Carinobairdia umbonata n. g. n. sp.

(T. 3: 10—12; T. 4: 9, 10)

Name: Nach der nabelähnlichen Grobskulptur.

Holotypus: 1 L (T. 3: 10—12; T. 4: 9) GBA/0181

Paratypeide: 1 R (T. 4: 10), (topotypisch, juvenil ?) GBA/0182

Locus typicus: Aufschluß Nr. 56. Plackles.

Stratum typicum: Rhät, Mergel.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Carinobairdia*, die sich durch einen wulstig aufgetriebenen Reifen mit schmalem, schlitzförmigem Medianfeld auszeichnet.

Beschreibung: L in Seitenansicht mit stark gewölbtem, ungliedertem Dorsalrand. Vorderende mit stumpfem, lappigem, von der Innenseite (T. 3: 12) gut sichtbarem Anhang, Hinterende stumpfwinkelig abgerundet. Ventraler Umriß konvex gebogen. Rechtsschauende Area gerundet, ziemlich hoch. Die Grobskulptur besteht aus einem wulstförmigen, blasig aufgetriebenem, subparallel zum Außenumriß verlaufenden Reifen. Das Medianfeld ist auf einen länglichen, schmalen Schlitz eingeeengt, auf welchem undeutlich eine aus groben Grübchen bestehende Feinskulptur zu sehen ist. Reifen terminal beiderseits des Medianfeldes eingeschnürt und dadurch in eine dorsale und eine ventrale Hälfte geteilt. Die dorsale Hälfte ist durch zwei schwächere Einschnürungen in drei etwa gleich große Teile, die ventrale durch eine Einschnürung in zwei ungleiche Teile gegliedert. In der Ansicht von oben (T. 3: 11) hat die L parallele Längsumrisse. Aus der abgerundet rechteckigen Grundform ragen Vorder- und Hinterende etwa gleich weit hervor. Die dorsalen Einschnürungen des Reifens sind gut zu erkennen. R wesentlich niedriger als die sie überragende L. Leider liegen nur R von wahrscheinlich jugendlichen Exemplaren dieser Art vor (T. 4: 10). Diese zeigen ebenfalls eine Zweiteilung des Reifens in eine dorsale und ventrale Hälfte, welche in sich jedoch nicht durch Einschnürungen untergliedert sind. Das schlitzförmige Medianfeld ist halbmondförmig, nach oben konvex gekrümmt. Das Hinterende ist spitzig. Das Vorderende dürfte einen lappenförmigen Anhang tragen, was jedoch bei dem ungünstigen Erhaltungszustand nicht mit Sicherheit zu sagen ist. In der Ansicht von innen (T. 3: 12) ist in der L der sigmoidal geschwungene Saum gut zu erkennen. Am Vorderende trennt er durch sehnenförmigen Verlauf einen lappenförmigen Anhang ab, der sehr an jenen von *Cypris* erinnert, über deren Randverhältnisse sehr eingehende, neue Untersuchungen von E. TRIEBEL (1961) vorliegen.

Größe in mm:	Holotypus	Paratypeide
	L (T. 3: 10—12; T. 4: 9)	R (T. 4: 10) juvenil ?
Länge:	0.90	0.80
Höhe:	0.39	0.39
½ Breite:	0.25	0.20

Bemerkungen: Diese sehr markante Art weicht durch die starke Aufblähung des Reifens von den übrigen Vertretern der Gattung ab. Sie hat

aber dennoch mit diesen so viel Gemeinsames, daß ihre Zuteilung zu *Carinobairdia* gerechtfertigt erscheint: Der stark konvexe Dorsalrand erinnert an *C. triassica*, ebenso der Verlauf des Saumes. Die Zweiteilung des Reifens (in eine dorsale und ventrale Hälfte) durch Einschnürungen an dessen Vorder- und Hinterende, ist bei dieser Art ebenfalls angedeutet.

Vorkommen: Rhät, Mergel:

Nr. 56. Plackles

Nr. 57, 58. Plackles.

Carinobairdia alpina n. g. n. sp.

(T. 3: 3, 4; T. 11: 9—12)

Name: Nach dem Vorkommen in den Alpen.

Holotypus: 1 R (T. 3: 3, 4) GBA/0183

Paratypoiden: 1 L (T. 11: 9,10), Aufschluß Nr. 16, Lanzing, GBA/0184; 1 R (T. 11: 11, 12), Aufschluß Nr. 16, Lanzing, GBA/0185.

Locus typicus: Aufschluß Nr. 3, Grünbachgraben.

Stratum typicum: Rhät, Zlambachmergel.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Carinobairdia*, die sich durch ein mäßig hohes G, einen in der R nicht von den Außenrissen abgesetzten, breiten, subparallelen, punktierten Reifen auszeichnet. In der L ist der Reifen mit Ausnahme des Ventraloidrandes etwas vom Außenriß abgesetzt. Das mit unregelmäßig verteilten, großen Skulpturgrübchen verzierte Medianfeld scheint in der Mitte eine schwache, in Längsrichtung verlaufende Aufwölbung zu haben.

Beschreibung: G in Seitenansicht subelliptisch. L mit dreigliedertem dorsalem Umriß. Zentrodorsaler Abschnitt lang, annähernd horizontal. Antero- und posterodorsaler Abschnitt mäßig steil zu den Enden abfallend. Diese tragen kurze, lappenförmige Anhänge, Ventraloidrand in der Mitte gerade, gegen die Enden zu hochgezogen. Subparalleler, breiter, punktierter Reifen überdeckt den Ventraloidrand, ist jedoch vorne, hinten und dorsal von den Außenrissen abgesetzt. Das große Medianfeld ist mit unregelmäßig verteilten, ziemlich großen Skulpturgrübchen verziert. Auf Grund von neuem, besser erhaltenem Material ist in der Mitte des Medianfeldes eine schwache, in Längsrichtung verlaufende Aufwölbung zu vermuten. Die rechtsschauende Area dürfte hoch sein. Da keine vollständig erhaltenen L und G vorliegen, ist dies jedoch nur mittelbar aus dem Höhenverhältnis zwischen den vorhandenen L und R zu schließen. R niedriger als L. Subparalleler Reifen randständig oder nur terminal den Außenriß nicht überdeckend. Reifen und Medianfeld wie bei L. Hinterende ziemlich tief liegend, zugespitzt. Vorderende mit lappenförmigem Anhang. In Dorsalansicht sind beide Klappen sehr schmal, der Reifen wird nur mittlängs etwas von der Wölbung des Medianfeldes überragt. Schloß und Randzone konnten bei dieser Art noch nicht untersucht werden, da nur stark mit Sediment verkrustete Klappen vorliegen.

Größe in mm:	Holotypus		Paratypoide	
	R (T. 3: 3, 4)		R (T. 11: 11, 12)	L (T. 11: 9, 10)
Länge:	0.90		1.05	1.10
Höhe:	0.48		0.55	0.64
½ Breite:	0.15		0.15	0.20

Bemerkungen: Enge, schalenmorphologische Beziehungen bestehen zu *Carinobairdia alta* n. g. Es ist nicht ausgeschlossen, daß sich bei Untersuchung eines reicheren und besser erhaltenen Materials die Identität der beiden Arten herausstellt. Dies ist schon deshalb möglich, da sich die Charakterisierung von *C. alpina* hauptsächlich auf gut erhaltene R, die von *C. alta* nur auf L stützt.

Vorkommen: Rhät, Zlambachmergel und Mergel allgemein:

- Nr. 24. Hallstätter Salzberg
- Nr. 31. Hallstätter Salzberg
- Nr. 34. Hallstätter Salzberg
- Nr. 3. Grünbachgraben
- Nr. 7. Grünbachgraben
- Nr. 56. Plackles
- Nr. 57, 59. Plackles
- Nr. 16, 61, 62. Lanzing.

Carinobairdia alta n. g. n. sp.

(T. 11: 2, 3, 4)

Name: Nach der hohen L.

Holotypus: 1 L (T. 11: 3), GBA/0186

Paratypoide: 1 R (T. 11: 2, 4), Aufschluß Nr. 27, Hallstätter Salzberg, GBA/0187

Locus typicus: Aufschluß Nr. 64, Lanzing.

Stratum typicum: Rhät, Mergel.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Carinobairdia*, die sich in der L durch besondere Höhe, einen deutlich vom dorsalen Umriß abgesetzten, breiten, subparallelen punktierten Reifen und ein mit unregelmäßig verteilten, großen, länglichen Grübchen verziertes Medianfeld auszeichnet.

Beschreibung: Es liegen bisher nur schlecht erhaltene oder mit Sediment verkrustete L vor. Diese sind äußerst hoch und deutlich dreigliedert. Der breite, subparallele Reifen, welcher kurz-elliptische Umrise hat, wird von den dorsalen Umrissen weit überragt. Der lange, gerade, zentrodorsale Abschnitt ist an beiden Enden an den Übergängen zu den steilen, antero- und posterodorsalen Abschnitten scharf abgewinkelt. Sonst überragen nur das schmal gerundete Vorderende und das abgestumpfte Hinterende die Peripherie des Reifens. Dieser ist mit feinen, unregelmäßigen Skulpturgrübchen bedeckt. Das große, elliptische Medianfeld ist mit länglichen, unregelmäßig, aber dicht stehenden Skulpturgrübchen verziert. Die Duplikatur ist im vorderen und hinteren Teil der L (T. 11: 4) breit. Das Schloß der L besteht aus einer an den Enden tieferen Furche, die dorsalwärts von einer scharfen Kante begrenzt wird.

Größe in mm:	Holotypus	Paratypoiden
	L (T. 11: 3)	L (T. 11: 2, 4)
Länge:	0·92	0·90 ¹⁾
Höhe:	0·69	0·62 ¹⁾

Bemerkungen: Auf die Unterschiede gegenüber der morphologisch nahestehenden *C. alpina* wird bei Besprechung dieser Art hingewiesen.

Vorkommen: Rhät, Zlambachmergel und Mergel allgemein:

Nr. 27. Hallstätter Salzberg

Nr. 7. Grünbachgraben

Nr. 64. Lanzing.

Carinobairdia tenuicarinata n. g. n. sp.

(T. 11: 5—8)

Name: Nach dem schmalen Reifen.

Holotypus: 1 G (T. 11: 5, 7), GBA/0188

Paratypoiden: 1 G (T. 11: 8) (etwas gestreckt, topotypisch), GBA/0189;
1 G (T. 11: 6) (stark gestreckt, wohl Larve, topotypisch), GBA/0190

Locus typicus: Aufschluß Nr. 65, Dolomitenhütte.

Stratum typicum: Rhät, Mergel.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Carinobairdia*, die sich durch einen schmalen, in beiden Klappen nur gering vom Außenumriß entfernten durchlaufenden Reifen von allen übrigen Arten der Gattung unterscheidet.

Beschreibung: G in Seitenansicht bairdioid. L mit deutlich dreigliedertem dorsalem Umriß. Zentrodorsaler Abschnitt horizontal, lang, antero- und posterodorsaler Abschnitt steil abfallend. Vorderende stumpf zulaufend, Hinterende spitzig, etwas hochgezogen. Ventraloidrand im mittleren Teil fast gerade verlaufend, gegen das Vorder- und Hinterende aufgebogen. Subparalleler, durchgehend dem Außenumriß genäherter Reifen sehr schmal, ohne Einsattelungen oder Unterbrechungen durchlaufend, mit elliptischem Umriß. Medianfeld groß, mit kleinen, dicht stehenden, unregelmäßig verteilten Grübchen verziert. R wird kaum von der L überragt und zeigt mit dieser übereinstimmenden Bau. G in der Ansicht von oben sehr schlank, nahezu stabförmig, entsprechend der starken seitlichen Abplattung.

An der Typlokalität sind die meisten Exemplare durch Gebirgsdruck deformiert. Sie zeigen vielfach eine Streckung in der Längsrichtung. Von der Deformation sind auch vielfach die Skulpturgrübchen betroffen (T. 11: 6, 7).

Größe in mm:	Holotypus	Paratypoiden, gestreckt	
	G (T. 11: 5, 7)	G (T. 11: 8)	G (T. 11: 6)
Länge:	0·87	0·94	0·93
Höhe:	0·49	0·46	0·32
Breite:	0·12	0·11	0·12

¹⁾ Rekonstruiert.

Bemerkungen: Durch den schmalen, durchlaufenden, randnahen Reifen und die äußerst schlanken Umrissse in Dorsalansicht unterscheidet sich diese Art leicht von den übrigen Vertretern der Gattung.

Vorkommen: Rhät, Mergel: Nr. 65. Dolomitenhütte.

Genus: *Medwenitschia* n. g.

Name: Nach Prof. Dr. Walter MEDWENITSCH, dem wir reiches Probenmaterial aus der alpinen Trias Österreichs verdanken.

Generotypus: *Medwenitschia ornata* n. g. n. sp.

Gattungsdiagnose: Eine kräftig skulptierte Gattung der *Bairdiidae*, die sich durch ein kleines Medianfeld auszeichnet, das von einem ringförmigen, weit vom Außenrand entfernten Wulst eingerahmt wird, von welchem zum Vorder- und Hinterende je eine Leiste ausstrahlt. Subdorsal liegen zwischen Reifen und Außenumriß zwei abgerundete Fortsätze in jeder Klappe. Zwischen Reifen und ventraloidem Außenumriß befinden sich zwei wulstartige Verdickungen.

Bemerkungen: Die Zuordnung dieser in ihrer Skulptur äußerst bemerkenswerten Gattung zu den *Bairdiidae* ist vor allem durch die charakteristischen „bairdioiden“ seitlichen Umrissse und die Überlappung der L über die R gegeben.

Wenn *Medwenitschia* darüberhinaus auch zu den *Carinobairdiinae* gestellt wird, so ist damit nicht gesagt, daß ihre Beziehung zu den übrigen, dieser Subfamilie zugeordneten Gattungen auch nur annähernd klar ist. Maßgeblich für diese Zuordnung ist lediglich die Tatsache, daß die Gehäuse von *Medwenitschia* ebenso wie diejenigen von *Carinobairdia* als markante Skulpturelemente subparallele, ringförmige Wülste tragen, also mit diesen Gattungen zusammen in ein einheitliches, morphologisches Schema passen. Von diesem ist zur Zeit aber noch nicht zu sagen, ob es auf phylogenetischen Beziehungen fußt.

Stratigraphische Reichweite: Rhät.

Medwenitschia ornata n. g. n. sp.

(T. 10: 11—16)

Name: Nach der reichlichen Verzierung durch Grobskulptur.

Holotypus: 1 G (T. 10: 11—14), GBA/0191

Paratypoide: 1 G (T. 10: 15—16), (topotypisch) GBA/0192

Locus typicus: Aufschluß Nr. 33. Hallstätter Salzberg.

Stratum typicum: Rhät, Zlambachmergel.

Diagnose: Wegen Monotypie gleichlautend mit Gattungsdiagnose (s. oben).

Beschreibung: G bairdioid. L in Seitenansicht mit dreigliedertem dorsalem Umriß. Zentrodorsaler Abschnitt gerade, fast horizontal, antero- und posterodorsaler Abschnitt mittelsteil zu den etwa auf gleicher Höhe

liegenden Enden abfallend. Vorder- und Hinterende abgestumpft. Ventraloidrand konvex gekrümmt, in der Mitte etwas abgeflacht. Das Hauptelement der kräftigen Grobskulptur ist ein medianer, ovaler, wulstförmiger Reifen, von welchem gegen das Vorder- und Hinterende je eine sich verjüngende Längsrippe ausstrahlt. Durch eine Rille getrennt folgen darüber vorne ein subdorsaler etwas länglicher Wulst und hinten ein subdorsaler, im zentro/posterodorsalen Winkel kegelförmig endender Fortsatz. Ventral vom medianen Wulst sind, ebenfalls durch eine Rille getrennt, im vorderen und hinteren Schalenteil wulstartige Verdickungen zu sehen. Rechtsschauende Area hoch. R wird von der L dorsal und ventral bedeutend überragt, sie ist daher in Seitenansicht wesentlich schlanker als diese. Die Grobskulptur entspricht, bis auf folgende Abweichung, jener der L: Dem vorderen, subdorsalen Wulst entspricht ein Fortsatz. Der kegelförmige, hintere Fortsatz der L hat in der R kein entsprechendes Gegenstück. Durch diese Verschiedenheit der Klappen ist das G etwas asymmetrisch. Im posteroventraloiden Randbereich der R sind einige Randzähnen zu erkennen. G in Dorsal- und Ventralansicht (T. 10: 12, 14) kahnförmig, mit größter Breite hinter der Mitte. Vorder- und Hinterende stumpf zulaufend.

Die Schalenoberfläche trägt bis auf kleine Unebenheiten keine Feinskulptur.

Größe in mm:	Holotypus	Paratypoide
Länge:	0·80	0·84
Höhe:	0·48	0·52
Breite:	0·40	0·42

Bemerkungen: Von der im folgenden erwähnten, nur durch ein verdrücktes G vertretenen *Medwenitschia* aff. *ornata* unterscheidet sich die vorliegende Art nur durch weniger schlanke, seitliche Umrisse, ein spitzigeres Hinterende und durch Skulpturgrübchen. Ob diese Verschiedenheiten ausreichen, die beiden Formen voneinander abzutrennen, ist vorerst nicht zu entscheiden.

Vorkommen: Rhät, Zlambachmergel:
Nr. 33. Hallstätter Salzberg.

Ferner eine neue Probe im Grünbachgraben (Rhät).

Medwenitschia aff. *ornata* n. g. n. sp.

(T. 10: 10)

Bemerkungen: Von dieser Form (GBA/0193) liegt nur ein etwas verdrücktes G vor. Ob die ansehnlichere Größe nur durch die Deformation bedingt ist, ist schwer zu beurteilen. Auf die übrigen Abweichungen vom Holotypus wurde bereits oben hingewiesen. Eine endgültige Stellungnahme zur artlichen Zusammengehörigkeit mit *M. ornata* kann erst bei Vorliegen von weiterem, gutem Material gegeben werden.

Auf Tabelle 1 wurde die Form nicht von *M. ornata* getrennt.

Größe in mm:	Länge: 0·91
	Höhe: 0·59
	Breite: —

Vorkommen: Rhät, Mergel: Nr. 58. Plackles.

Bairdiidae incertae sedis
Bairdiidarum gen. et sp. inc./165
(T. 8: 7—10)

Bemerkungen: Von dieser derbschaligen Form, die einer besonderen Gattung der *Bairdiidae* angehört, liegen derzeit trotz Untersuchung eines umfangreichen Materials erst 2 Klappen vor, von welchen die eine (T. 8: 7—9) einem adulten, die andere (T. 8: 10) einem juvenilen Exemplar angehören dürfte. Die adulte R zeichnet sich durch eine bairdioide Form mit dreigliedertem, dorsalem Umriß aus. Am vorderen Eckpunkt des zentrodorsalen Abschnittes ragt ein stumpferes, am hinteren ein sehr kräftiges, etwas nach hinten gebogenes Horn empor. Vorder- und Hinterende knotig verdickt. Ventraloider Umriß in der Mundgegend vorgewölbt. Lateroventraloider Wulst schwach entwickelt.

Die Innenansicht läßt die breite innere Schalenduplikatur und das für die *Bairdiidae* typische Schloß erkennen. Bei der kleineren, juvenilen L (T. 8: 10) sind beide dorsalen Fortsätze stärker gegen die Mitte verrückt, sie dürften somit gegenüber jenen der R „auf Lucke“ stehen, sind einander somit beim Öffnen der Klappen nicht hinderlich. Die Feinskulptur besteht aus einer sehr feinen Punktierung. Zu der weiter unten beschriebenen Gattung *Dicerobairdia* n. g. hat die vorliegende Form keine näheren Beziehungen, da die hornartigen Fortsätze sich dort in beiden Klappen aus einer subdorsalen Rippe entwickeln.

Größe in mm:	adult R	juvenil L
Länge:	1.20	1.00
Höhe:	0.60	0.53
Breite:	0.24	—

Vorkommen: Tiefes Karn (Unter-Jul), Halobienschiefer:
Nr. 22. Segen-Gottes-Schacht.

IV. Literaturverzeichnis

APOSTOLESCU, V., 1959: Ostracodes du Lias du Bassin de Paris. — Rev. Inst. Franç. Pétrole, 14, S. 795—826, 4 Taf., 1 Abb., 1 Tab., 1 Karte, Paris.

BELLONI, S., 1960: La serie retica del Monte Rena (Prealpi Bergamasche). — Riv. Ital. Paleont. Vol. 64, Nr. 2, S. 155—172, Taf. 15. Milano.

BENSON, R. H., et al. 1961: Part Q. Arthropoda 3, Crustacea, Ostracoda. — In MOORE, R. C.: Treatise on Invertebrate Paleontology. S. I—XXIII, S. 1—422, Text-abb. 1—334, Geological Society of America and University of Kansas Press. (In dieser Arbeit kurz als „Treatise“ bezeichnet.)

BERDAN, J. M., 1960: Revision of the Ostracode Family *Beecherellidae* and redescription of ULRICH's types of *Beecherella*. — Journ. Paleont., Vol. 34, S. 467—478, Taf. 66.

BIZON, J. J., 1960: Sur quelques Ostracodes du Lias du Bassin Parisien. — Rev. de Micropaléontologie. Vol. 2, No. 4, S. 203—211, T. 1—3. Paris.

BOLD, W. A. van den, 1946: Contribution to the study of Ostracoda with special reference to the Tertiary and Cretaceous mikrofauna of the Caribbean region. — Univ. Thesis, Utrecht, 167 S., 18 Taf. Amsterdam (non vidi).

BOUČEK, B., 1936: Die Ostracoden des böhmischen Ludlows. — N. Jahrb.Min., Beil.-Bd. 76, Abt. B., S. 31—98, Taf. 2—6, Abb. 1—8. Stuttgart.

Colloque sur les Lias français, 1961: Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières No. 4. S. I—XV, S. 1—862. Mit Annex 1—21. Paris.

COOPER, C. L., 1946: Pennsylvanian Ostracodes of Illinois. — Ill. State Geol. Survey, Bull. 70, S. 1—177, Taf. 1—21, Textabb. 1—36, Urbana, Ill. (non vidi).

CORNELIUS-FURLANI, M., 1953: Beiträge zur Kenntnis der Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten. — Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss. math.-naturw. Kl., Abt. I, 162. Bd., 4. Heft, S. 279—294, 2 Taf., 1 Profil. Wien.

CRONEIS, C. and GALE, A. S. Jr., 1939: New Ostracodes from the Golconda formation. — Denison Univ. Sci. Lab., Jour., 33 (1938), art. 5, S. 251—295, Taf. 5—6.

DEL-NEGRO, W., 1960: Salzburg. — In: Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen. Geol. B. A., S. 1—56. Mit mehreren Tabellen, 1 geol. Übersichtskarte, 1 Profiltafel. Wien.

DREXLER, E., 1958: Foraminiferen und Ostracoden aus dem Lias von Siebelingen/Pfalz. — Geol. Jb., Bd. 75, S. 475—554, 8 Taf., 25 Abb. Hannover.

FLÜGEL, E., 1960: Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachsteingebiet, Oberösterreich). — II. Untersuchungen über die Fauna und Flora des Dachsteinriffkalkes der Donnerkogel-Gruppe. — Verh. Geol. B. A., H. 2, S. 241—252. Wien.

FLÜGEL, E., 1960: Solenoporaceen (Algae) aus den Zlambach-Schichten (Rhät) der Fischerwiese bei Alt-Aussee, Steiermark. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1960, H. 8, S. 339—354, Textabb. 1—3. Stuttgart.

FLÜGEL, E., 1961: Algen (Solenoporaceen) aus den Cassianer-Schichten (Ober-Ladin) der Südalpen. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1961, H. 7, S. 339—345. Textabb. 1—4, 1 Tab. Stuttgart.

FLÜGEL, E., 1962: Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachsteingebiet, Oberösterreich). III. Zur Mikrofazies der Zlambach-Schichten am W-Ende des Gosaukammes. — Verh. Geol. B. A., H. 1, S. 138—145. Wien.

GEYER, G., 1903: Zur Geologie der Lienzer Dolomiten. — Verh. Geol. B. A., 1903, S. 164—195. Wien.

HARTMANN, G., 1959: Zur Kenntnis der lotischen Lebensbereiche der pazifischen Küste von El Salvador unter besonderer Berücksichtigung seiner Ostracodenfauna (III. Beitrag zur Fauna El Salvadors). — Kieler Meeresforschungen. Bd XV, H. 2, S. 187 bis 241, T. 27—48. Kiel.

HOWE, H. V., 1962: Ostracod Taxonomy. — S. I—XIX, S. 1—366. Louisiana State University Press. Baton Rouge.

KESLING, R. V. & SOHN, I. G., 1958: The Paleozoic Ostracode genus *Alanella* BOUČEK, 1936. — Jour. Paleont., Vol. 32, Nr. 5, S. 517—524, Taf. 78, 3 Abb.

KITTL, E., 1903: Geologische Exkursionen im Salzkammergut (Umgebung von Ischl, Hallstatt und Aussee). — Führer Exkurs. IX. Internat. Geol.-Kongr., IV, S. 1—118. Wien.

KLAUS, W., 1953: Mikrosporen-Stratigraphie der ostalpinen Salzberge. — Verh. Geol. B. A., 1953, H. 3, S. 161—175. Wien.

KLAUS, W., 1959: Sporenfunde in der karnischen Stufe der alpinen Trias. — Verh. Geol. B. A., H. 2, S. 160—163, 1 Tab. Wien.

KLAUS, W., 1960: Sporen der karnischen Stufe der ostalpinen Trias. — Jb. Geol. B. A., Sonderband 5, S. 107—184, Taf. 28—38, Textabb. 1—14. Wien.

KLINGLER, W. & NEUWEILER, F., 1959: Leitende Ostracoden aus dem deutschen Lias .. — Geol. Jb., Bd. 76, S. 373—410, 6 Taf., 1 Abb. Hannover.

KOLLMANN, K., 1960: Ostracoden aus der alpinen Trias Österreichs. I. *Parabairdia* n. g. und *Ptychobairdia* n. g. (*Bairdiidae*). — Jb. Geol. B. A., Sonderband 5, S. 79—105, T. 22—27, Textabb. 1—3. Wien.

- KORNICKER, L. S., 1961: Ecology and Taxonomy of Recent *Bairdiinae* (Ostracoda). — *Micropaleontology*, vol. 7, no 1, S. 55—70, T. 1, Textabb. 1—10. New York.
- KRISTAN, E., 1957: *Ophthalmiidae* und *Tetrataxinae* (Foraminifera) aus dem Rhät der Hohen Wand in Niederösterreich. — *Jahrb. Geol. B. A.*, Jg. 1957, 100. Bd., H. 2, S. 269—298, 4 Textabb., 6 Taf. Wien.
- KRISTAN, E., 1958: Geologie der Hohen Wand und des Miesenbachtals (Niederösterreich). — *Jahrb. Geol. B. A.*, Jg. 1958, 101. Bd., H. 2, S. 249—291, 3 Textabb., 2 T. Wien.
- KRISTAN-TOLLMANN, E., 1960: *Rotaliidea* (Foraminifera) aus der Trias der Ostalpen. — *Jb. Geol. B. A.*, Sonderband 5, S. 47—78, T. 7—21, Textabb. 1—2. Wien.
- KÜHN, O., 1942: Zur Kenntnis des Rhät in Vorarlberg. — *Mitt. Alpenländ. geol. Ver. (Mitt. geol. Ges. Wien)*. 33. Band, 1940, S. 111—157, Taf. 1, 2; Textabb. 1—6. Wien.
- KUMMEROW, E., 1953: Über oberkarbonische und devonische Ostracoden in Deutschland und in der Volksrepublik Polen. — *Geologie*, Nr. 7/1953, S. 1—75, T. 1—7. Berlin
- LOTZE, F., 1957: Steinsalz und Kalisalze. I. Teil. — *Verl. Gebr. Borntraeger*. Berlin.
- MEDWENITSCH, W., 1958: Die Geologie der Salzlagerstätten Bad Ischl und Altaussee (Salzkammergut). — *Mitt. Geol. Ges.* 50. Bd., 1957, S. 133—199, 4 Taf. Wien.
- MEDWENITSCH, W., 1960: Zur Geologie des Halleiner Salzberges. Die Profile des Jakobberg- und Wolfdietrichstollens. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 51. Bd., 1958. Wien.
- MEDWENITSCH, W., 1962: Die Bedeutung der Grubenaufschlüsse des Halleiner Salzberges für die Geologie des Ostrandes der Berchtesgadener Schubmasse. — *Z. deutsch. Geol. Ges.*, Jg. 1961, Bd. 113, 2. u. 3. Teil, S. 463—494, 3 Abb., 2 Tab. Hannover.
- MÉHES, G., 1911: Über Trias-Ostrakoden aus dem Bakony. In: *Resultate der wissenschaftl. Erforschung des Balatonsees*. — *Anh. Palaeontologie der Umgebung des Balatonsees* III. Bd. VI. Teil, S. 1—38, T. 1—4, 12 Textfig. Wien.
- MOJSISOVICS, E. v., 1905: Geologische Spezialkarte von Österreich, 1:75.000. Blatt Ischl—Hallstatt, mit Erläuterungen. Wien.
- MOORE, R. C. et al., 1961: (siehe BENSON, R. H. und „Treatise“).
- MORKHOVEN, F. P. C. M. van, 1958: On the validity of the Ostracod Genera *Glyptobairdia* and *Bairdopplata*. — *Jour. Pal.*, vol 32, No. 2, S. 366—368, Taf. 46.
- MORRIS, R. W. & HILL, B. L., 1951: *Shidelerites*, a new Silurian Ostracode genus. — *Jour. Palaeont.*, v. 25, Nr. 5, S. 698—699, Abb. 1.
- OBERHAUSER, R., 1957: Ein Vorkommen von *Trocholina* und *Paratrocholina* in der ostalpinen Trias. — *Jahrb. Geol. B. A.*, 100. Bd., H. 2, S. 257—267, 1 Textabb., T. 20 und 21. Wien.
- OBERHAUSER, R., 1960: Foraminiferen und Mikrofossilien „incertae sedis“ der ladinischen und karnischen Stufe der Trias aus den Ostalpen und aus Persien. — *Jahrb. Geol. B. A.*, Sonderband 5, S. 5—46, Taf. 1—6, Textabb. 1—5. Wien.
- „OSNOVY“ siehe ZANINA, I. E. & POLENOVA, E. N.
- PIA, J., 1937: Stratigraphie und Tektonik der Prager Dolomiten in Südtirol. — *S. I—XV*, S. 1—248, 14 Taf., 17 Textabb. Selbstverl. d. Verf., Druck A. Weger's Hofbuchdruckerei, Bressanone. Wien.
- PIETRZENUK, E., 1961: Zur Mikrofauna einiger Liasvorkommen in der Deutschen Demokratischen Republik. — *Freiberger Forschungshefte C* 113, *Palaeontologie*. S. 1 bis 129, Taf. 1—15, Textabb. 1—21, 5 Tab. Berlin.
- PLÖCHINGER, B., 1955: Zur Geologie des Kalkalpen-Abschnittes vom Torrener Joch zum Ostfuß des Untersberges; die Göllmasse und die Halleiner Hallstätter Zone. — *Jahrb. Geol. B. A.*, 1955, 98. Bd., H. 1., S. 93—144, T. 5—7, 5 Textabb. Wien.
- PLÖCHINGER, B. und OBERHAUSER, R., 1956: Ein bemerkenswertes Profil mit rhätisch-liaassischen Mergeln am Untersberg-Ostfuß (Salzburg). — *Verh. Geol. B. A.* 1956, H. 3, S. 275—283, 1 Textabb. Wien.

PLÖCHINGER, B., 1961: Die Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt (Niederösterreich). — Jahrb. Geol. B. A., Bd. 104, S. 359—441, 1 Geol. Karte m. Profilen, 19 Textabb. Wien.

POKORNÝ, V., 1958: Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie. Band II. — S. 1—452, Textabb. 550—1077. — VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften. Berlin.

ROME, D. R., 1960: Note sur *Triebelina coronata* (BRADY) et sa position systematique. — Bull. Inst. roy. Sci. nat. Belgique, 36, No. 3. S. 1—14, Textabb. 1—4. Bruxelles.

ROSENBERG, G., 1959: Geleitworte zu den Tabellen der Nord- und Südalpinen Trias der Ostalpen. — Jahrb. Geol. B. A., Jg. 1959, 102. Bd., H. 3, S. 477—479, Tab. 16—18. Wien.

SARS, G. O., 1923: An account of the Crustacea of Norway. Bergen Mus., Bd. 3, Tl. 3—4, S. 33—72, T. 17—32. Bergen.

SCHAUBERGER, O., 1949: Die stratigraphische Aufgliederung des alpinen Salzgebirges. — Berg- und Hüttenmänn. Monatsh., Bd. 94, H. 3, S. 46—56, 3 Textabb. Wien.

SCHAUBERGER, O. und REUSS, H., 1951: Über die Zusammensetzung der alpinen Salztone. — Berg- und Hüttenmänn. Monatsh., Bd. 96, H. 9, S. 187—195, 1 Textabb. Wien.

SCHLAGER, M., 1930: Zur Geologie des Untersberges bei Salzburg. — Verh. Geol. B. A. 1930, H. 12. S. Wien.

SCHLAGER, M., 1961: Bericht 1960 über geologische Arbeiten auf Blatt 93 (Berchtesgaden). — Verh. Geol. B. A., H. 3, S. A 67—A 70. Wien.

SIEBER, R., 1937: Neue Untersuchungen über die Stratigraphie und Ökologie der alpinen Triasfaunen. I. Die Fauna der nordalpinen Rhättrifffalke. — Neues Jahrb. f. Min. usw., Beil. Bd. 78. Abt. B., S. 123—188, Taf. 2—5, Textabb. 1—5, 2 Tab. Stuttgart.

SOHN, I. G., 1954: Ostracoda from the Permian of the Glass Mountains, Texas. — U. S. Geol. Survey, Prof. Paper No. 264—A, S. 1—24, 5 T., Textfig. 1—2. Washington.

SOHN, I. G., 1960: Paleozoic Species of *Bairdia* and Related Genera. — Geological Survey Professional Paper 330—A, S. 1—105, Textfig. 1—15, Taf. 1—6. Washington.

STEPHENSON, M. B., 1946: *Glyptobairdia*, a new genus of Ostracoda. — Jour. Pal. v. 20, S. 345—347, 2 Textfig.

STEPHENSON, M. B., 1947: Notes on the Ostracoda genus *Triebelina*. — Jour. Pal. v. 21, S. 577—579.

SYLVESTER-BRADLEY, P. C., 1962: The Taxonomic Treatment of Phylogenetic Patterns in Time and Space, with Examples from the Ostracoda. — Systematics Association Publication Number 4. Taxonomy and Geography, S. 119—133, Textabb. 1—4, Tab. 1. Oxford.

„TREATISE“ siehe BENSON, R. H., et al.

TRIEBEL, E., 1941: Zur Morphologie und Ökologie der fossilen Ostracoden. Mit Beschreibung einiger neuer Gattungen und Arten. — Senckenbergiana Bd. 23, Nr. 4/6, S. 294—400, 15 Taf. Frankfurt a. M.

TRIEBEL, E., 1948: Zur Kenntnis der Ostracoden-Gattung *Triebelina*. — Senckenbergiana, Bd. 29, Nr. 1/6, S. 17—22, 9 Abb. Frankfurt a. M.

TRIEBEL, E., 1950: Die taxonomische Stellung der Ostracoden-Gattung *Ogmoconcha* und der Lectotypus von *O. amalthei*. — Senckenbergiana, Bd. 31, Nr. 1/2, S. 113—120. Taf. 1 u. 2. Frankfurt a. M.

TRIEBEL, E. und KLINGLER, W., 1959: Neue Ostracoden-Gattungen aus dem deutschen Lias. — Geol. Jb., Bd. 76, S. 335—372, 9 Taf. 1 Abb., Hannover.

TRIEBEL, E., 1960: Die taxonomische Stellung und die Gattungen der Unterfamilie *Macrocypridinae* (Ostracoda). — Senckenbergiana biol., Bd. 41, Nr. 1/2, S. 109—124, T. 13—20. Frankfurt a. M.

TRIEBEL, E., 1961: Asymmetrie der Klappen und Ausrichtung des Gehäuses bei der Ostracoden-Gattung *Shädelerites*. — Senckenbergiana leth., Bd. 42, Nr. 5/6, S. 347—351, Taf. 1. Frankfurt a. M.

ZANINA, I. E., & POLENOVA, E. N., 1960: Podklass Ostracoda. — In: *Osnovy Paleontologii*. S. 264—421, Textabb. 600—1232. Moskva (In dieser Arbeit kurz als „Osnovy“ bezeichnet).

ZAPFE, H., 1949 a: Ein fossilreiches Rhätvorkommen im Gebiet des Eibenberges bei Ebensee in Oberösterreich. — *Verh. Geol. B. A.*, Jg. 1947, H. 7—9, S. 147—148. Wien.

ZAPFE, H., 1949 b: Eine rhätische Fauna aus dem Gebiet des Eibenberges bei Ebensee in Oberösterreich. — *Jb. des oberöst. Musealvereines* 94. S. 235—257. Linz.

ZAPFE, H., 1950: Fauna und Fazies des Rhät von Alland bei Baden. — *Anz. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, Jg. 1950, Nr. 3, S. 41—51. Wien.

ZAPFE, H., 1960: Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachsteingebiet, Oberösterreich). I. Beobachtungen über das Verhältnis der Zlambach-Schichten zu den Riffkalken im Bereich des Großen Donnerkogels. — *Verh. Geol. B. A.* H. 2, S. 236—241. Wien.

ZAPFE, H., 1962: Wie oben. IV. Bisher im Riffkalk des Gosaukammes aufgesammelte Makrofossilien (exkl. Riffbildner) und deren stratigraphische Auswertung. — *Verh. Geol. B. A.* Wien, H. 2, S. 346—361. Textabb. 1 und 2. Wien.

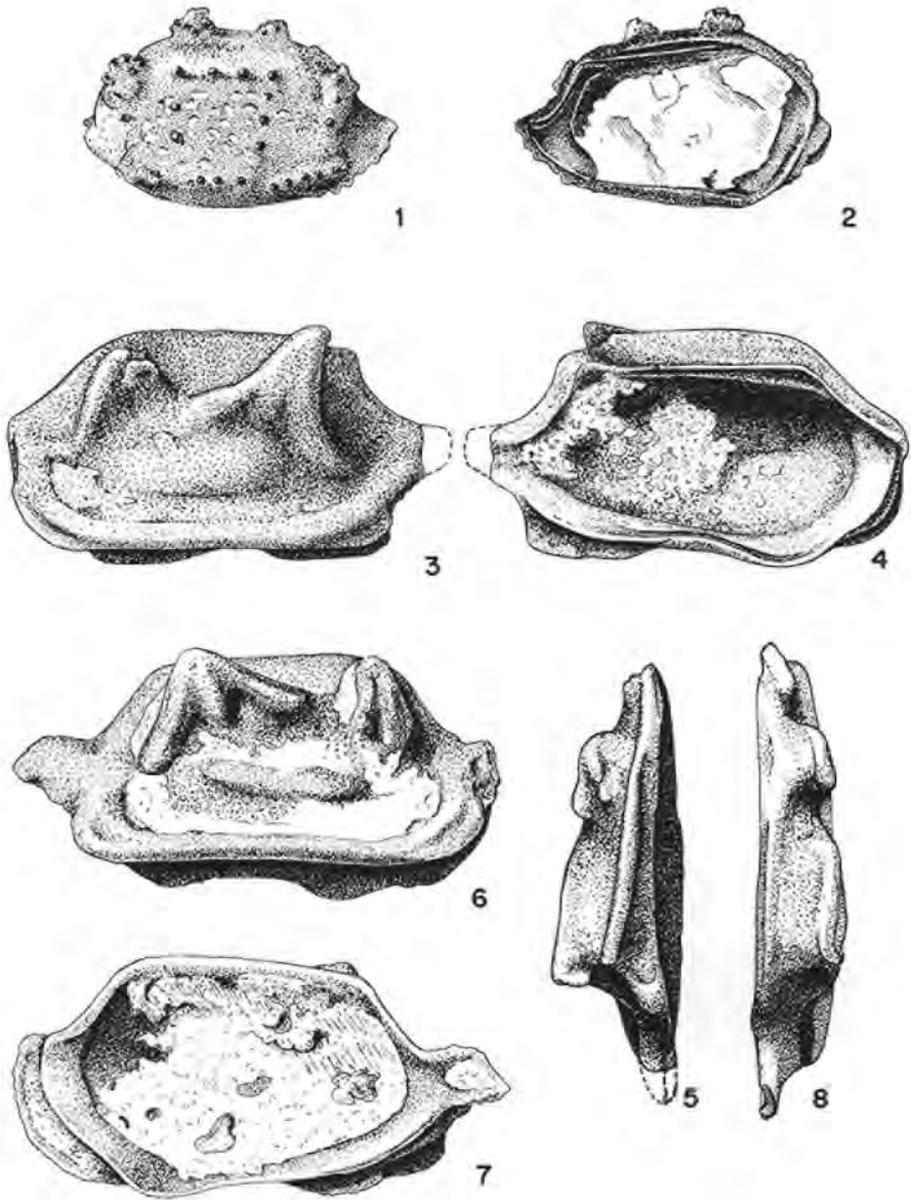
Weitere Literaturangaben siehe KOLLMANN, K., 1960: Ostracoden aus der alpinen Trias Österreichs. I. usw.

Tafel I

Seite

Fig. 1—8 = 50×

- Fig. 1—2: *Mirabairdia pernodosa* n. g. n. sp. 177
 Aufschl. Nr. 20. Seelandalpe.
 Ob. Oberladin = Seelandschichten.
 Paratypoid, GBA/0160
 1. L von außen
 2. L von innen
- Fig. 3—8: *Dicerobairdia bicornuta* n. g. n. sp. 182
 Aufschl. Nr. 56. Plackles, Rhät.
 3—5. Holotypus, GBA/0167
 6—8. Paratypoid, GBA/0168
 3. L von außen
 4. L von innen
 5. L von oben
 6. R von außen
 7. R von innen
 8. R von oben

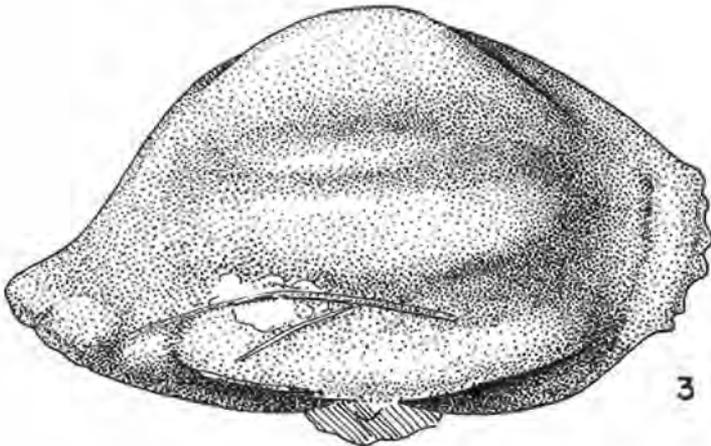
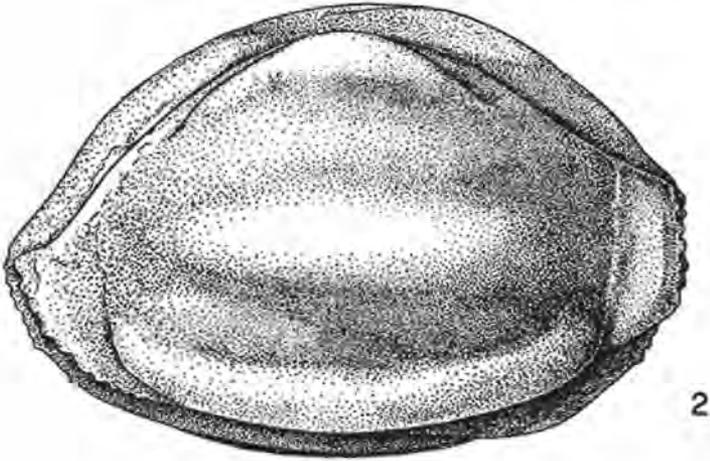
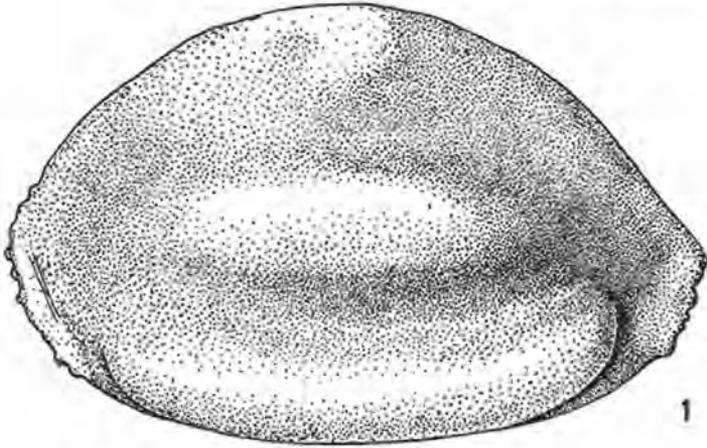


Tafel 2

Seite

Fig. 1—3 = 50 ×

- Fig. 1—3: *Ptychobairdia schaubegeri* n. sp..... 179
- 1—2. Aufschl. Nr. 38. Halleiner Salzberg.
Lias-Fleckenmergel, Jakobbergserie
Holotypus GBA/0165
3. Aufschl. Nr. 4. Grünbachgraben.
Lias-Fleckenmergel, Jakobbergserie
Paratypoid GBA/0166
1. G von links
 2. G von rechts
 3. R von außen



Tafel 3

Seite

- Fig. 1—2 = 42×
 Fig. 3—12 = 50×
- Fig. 1—2: *Ptychobairdia schaubergeri* n. sp. 179
 Aufschl. Nr. 38. Halleiner Salzberg.
 Lias-Fleckenmergel, Jakobbergserie, Holotypus GBA/0165
 1. G von vorne
 2. G von oben
- Fig. 3—4: *Carinobairdia alpina* n. g. n. sp. 194
 Aufschl. Nr. 3. Grünbachgraben. Rhät.
 Holotypus GBA/0183
 3. R von außen
 4. R von oben
- Fig. 5—9: *Carinobairdia triassica* n. g. n. sp. 191
 Aufschl. Nr. 56. Plackles, Rhät.
 5—6. Holotypus, GBA/0178
 7. Paratypoid GBA/0180
 8—9. Paratypoid GBA/0179
 5. L von außen
 6. L von innen
 7. G von oben
 8. R von außen
 9. R von innen
- Fig. 10—12: *Carinobairdia umbonata* n. g. n. sp. 193
 Aufschl. Nr. 56. Plackles, Rhät.
 Holotypus GBA/0181
 10. L von außen
 11. L von oben
 12. L von innen

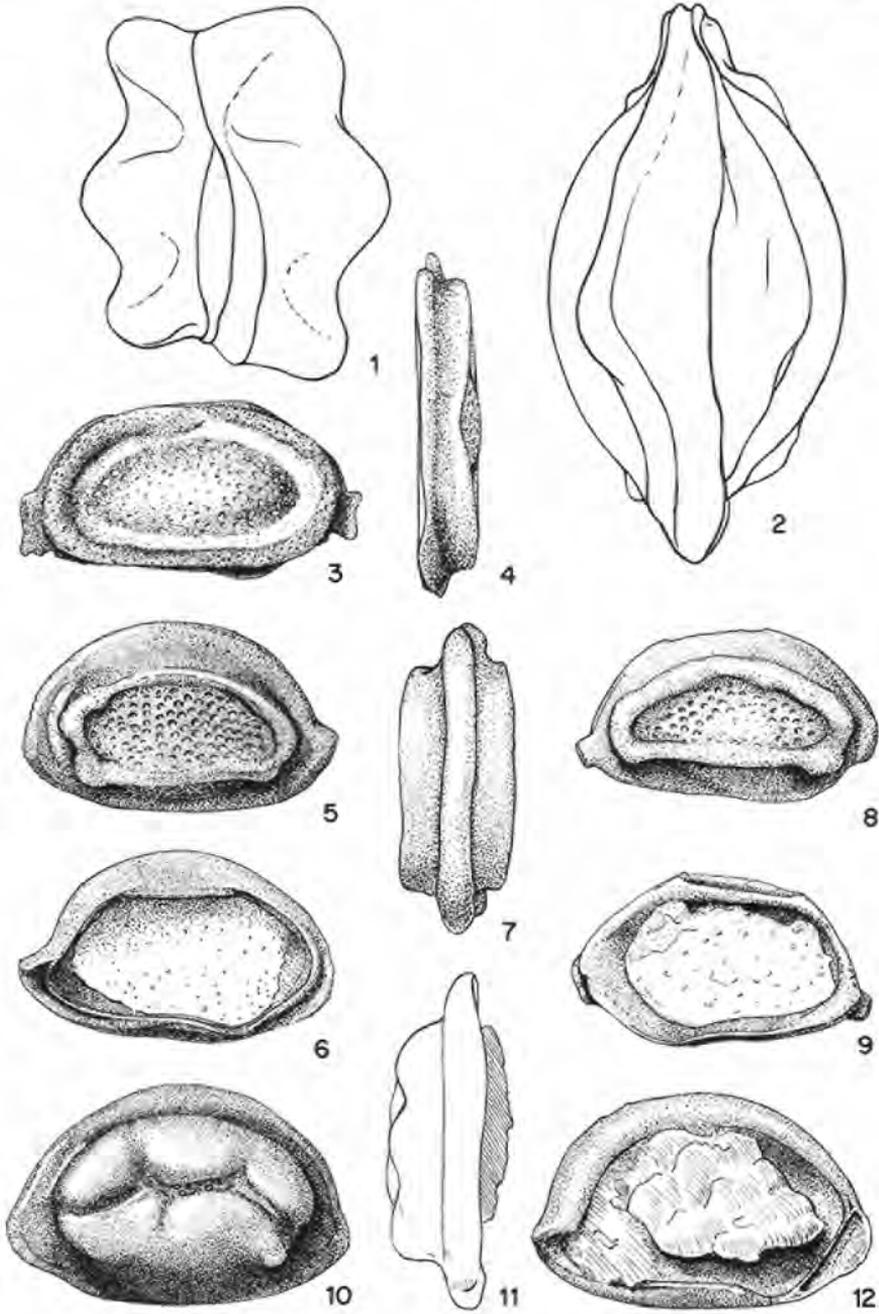
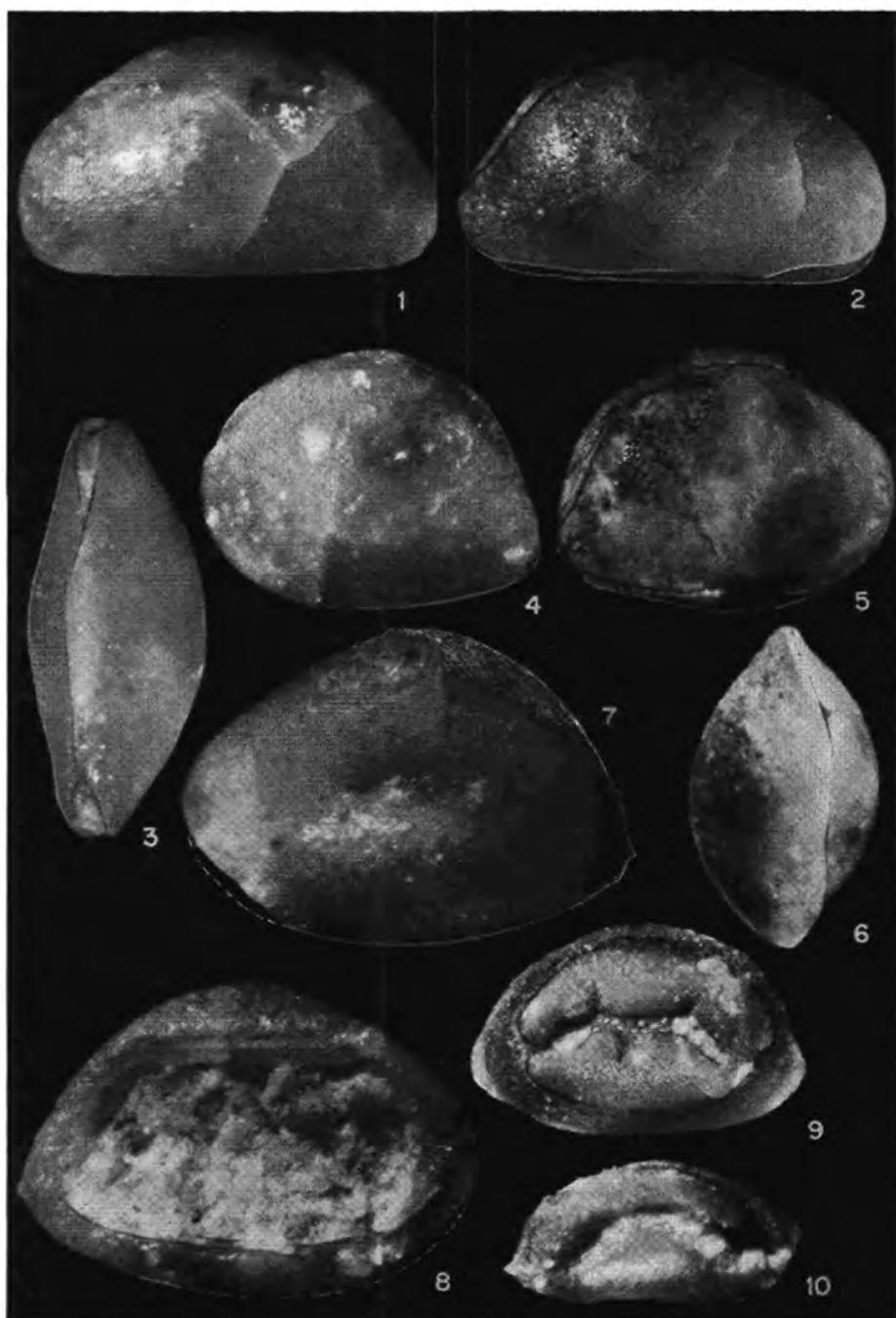


	Fig. 1—10 = 50 ×	
Fig. 1—3:	<i>Cryptobairdia hians</i> n. sp.	168
	Aufschl. Nr. 16. Lanzing, Rhät.	
	Holotypus GBA/0146	
	1. ♂ von links	
	2. ♂ von rechts	
	3. ♂ von unten	
Fig. 4—6:	<i>Bairdia deformata</i> n. sp.	165
	Aufschl. Nr. 62. Lanzing, Rhät.	
	4. Holotypus GBA/0142	
	5—6. Paratypoid GBA/0143	
	4. L von außen	
	5. ♂ von rechts	
	6. ♂ von oben	
Fig. 7—8:	<i>Anisobairdia salisburgensis</i> n. g. n. sp.	171
	Aufschl. Nr. 4. Grünbachgraben.	
	Lias-Fleckenmergel, Jakobbergserie ?	
	Holotypus GBA/0151	
	7. L von außen	
	8. L. von innen	
Fig. 9—10:	<i>Carinobairdia umbonata</i> n. g. n. sp.	193
	Aufschl. Nr. 56. Plackles, Rhät.	
	9. Holotypus GBA/0181	
	10. Paratypoid GBA/0182	
	9. L von außen	
	10. R von außen (juvenil?)	



Tafel 5

Seite

Fig. 1—6 = 50 ×

- Fig. 1—6: *Anisobairdia cincta* n. g. n. sp. 170
- 1—4. Aufschl. Nr. 35. Hallein. Rhät.
Holotypus GBA/0148
 - 5. Aufschl. Nr. 7. Grünbachgraben.
Rhät. Paratypoid GBA/0149
 - 6. Aufschl. Nr. 7. Grünbachgraben.
Rhät. Paratypoid GBA/0150
 - 1. G von links
 - 2. G von rechts
 - 3. G von oben
 - 4. G von unten
 - 5. G von rechts
 - 6. R von innen

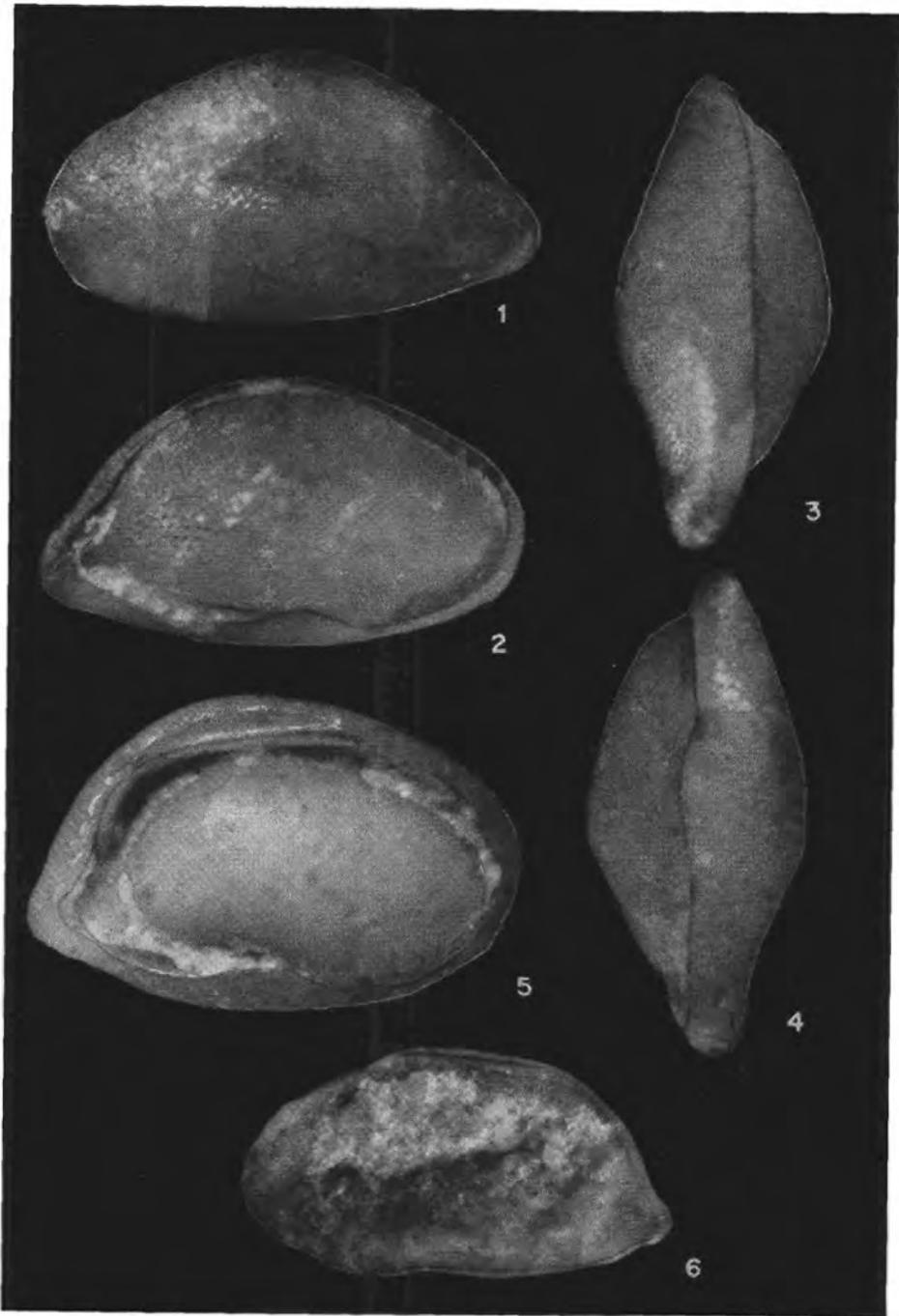


Fig. 1—12 = 50×

- Fig. 1—4: *Urobairdia angusta* n. g. n. sp. 167
 Aufschl. Nr. 23. Roßmoos.
 Obernor (tieferes Sevat).
 Holotypus GBA/0145
 1. G von links
 2. G von rechts
 3. G von oben
 4. G von unten
- Fig. 5—8: *Urobairdia austriaca* n. g. n. sp. 166
 Aufschl. Nr. 23. Roßmoos.
 Obernor (tieferes Sevat).
 Holotypus GBA/0144
 5. G von oben
 6. G von unten
 7. G von links
 8. G von vorne
- Fig. 9—12: *Lobobairdia salinaria* n. g. n. sp. 169
 Aufschl. Nr. 34 Hallstätter Salzberg.
 Rhät. Holotypus, GBA/0147
 9. G von oben
 10. G von unten
 11. G von links
 12. G von rechts

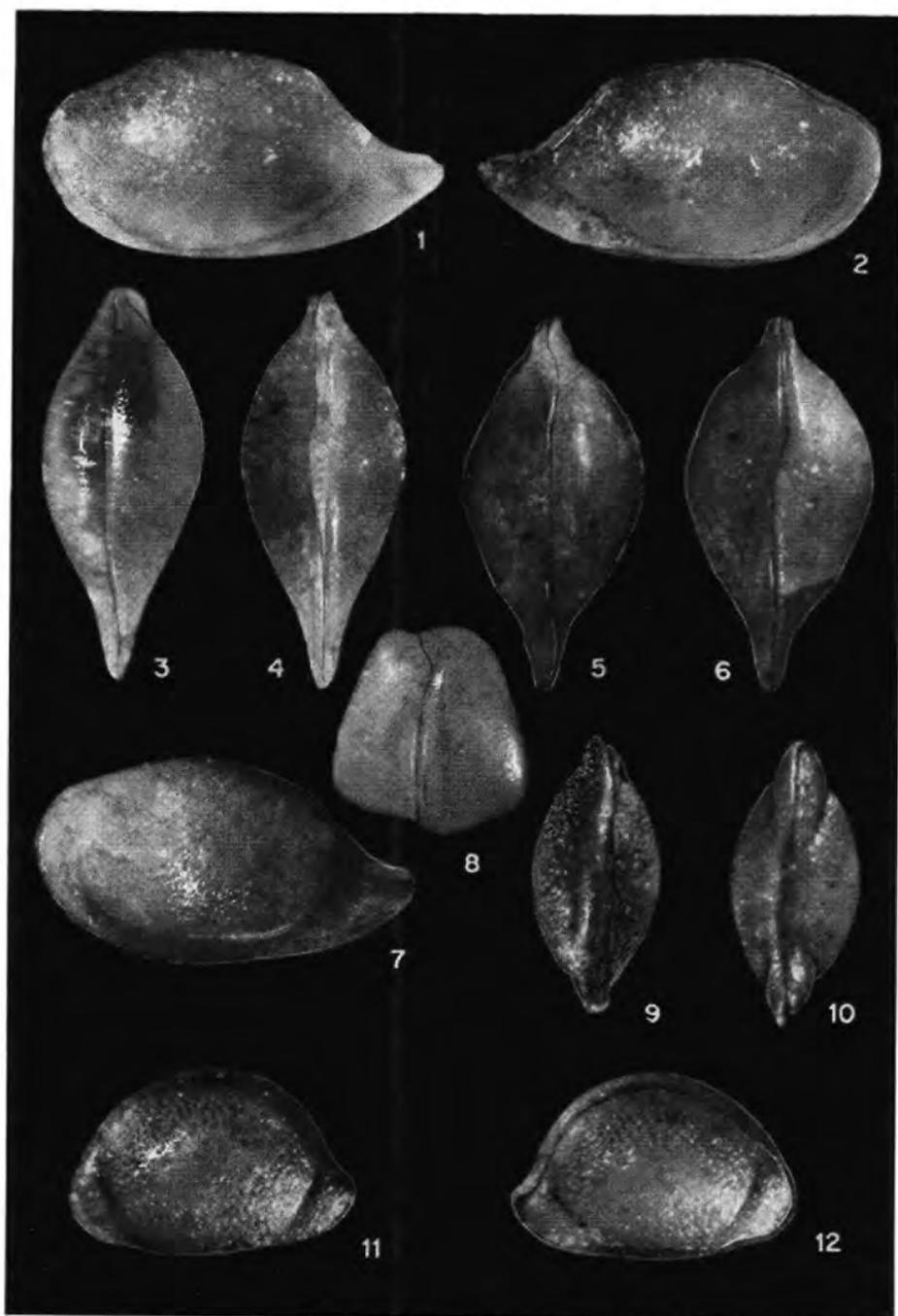
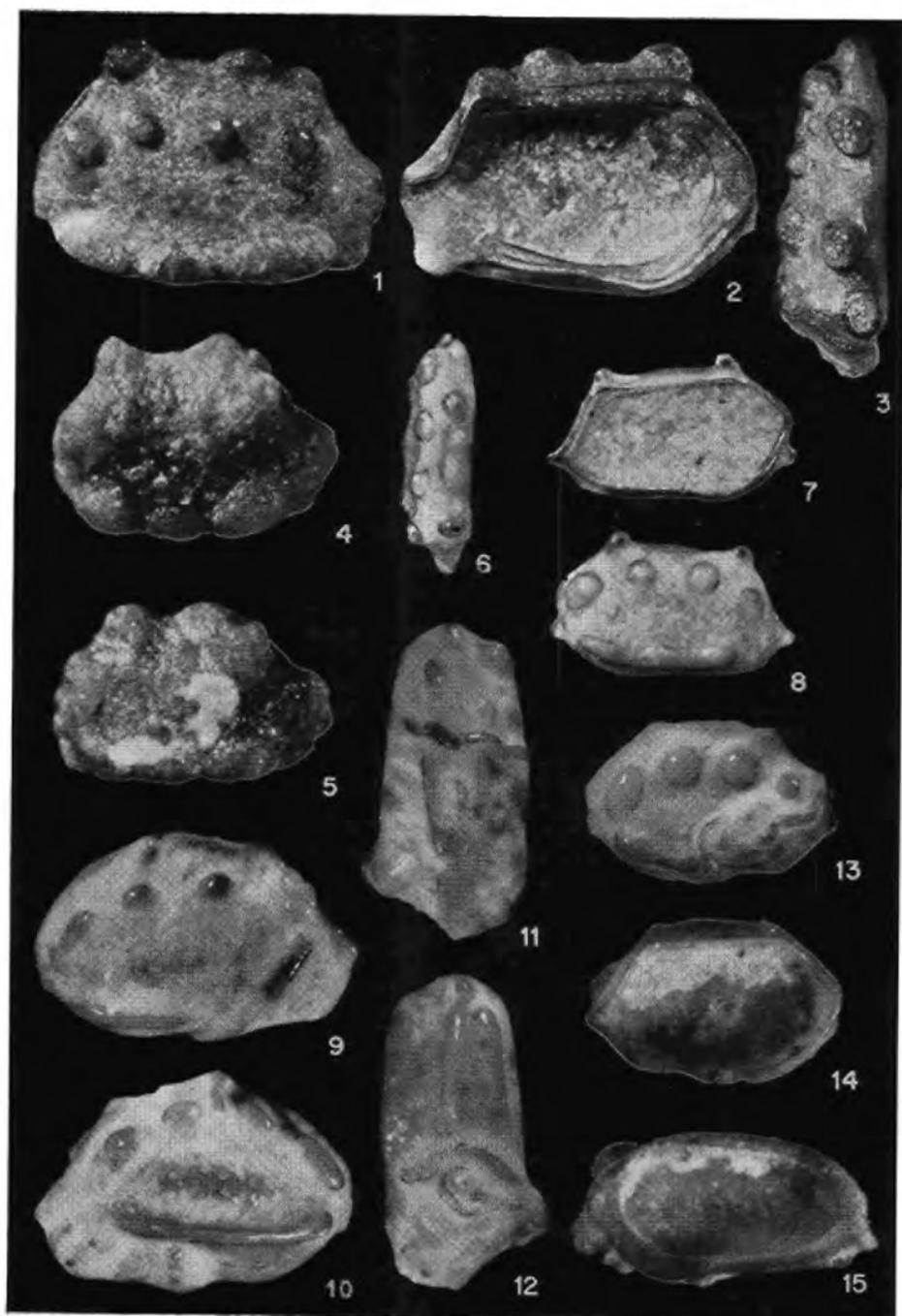


Fig. 1—15 = 50×

- Fig. 1—5: *Nodobairdia verrucosa* n. g. n. sp. 176
 Aufschl. Nr. 22. Segen-Gottes-Schacht.
 Karn (Unter-Jul).
 1—3. Holotypus GBA/0156
 4. Paratypoid GBA/0157 (juvenil)
 5. Paratypoid GBA/0158 (juvenil)
 1. L von außen
 2. L von innen
 3. L von oben
 4. G von links
 5. G von links
- Fig. 6—15: *Nodobairdia mammilata* n. g. n. sp. 174
 6—8. Aufschl. Nr. 21. Sett-Saß-Scharte.
 Oberladin.
 Paratypoid GBA/0155 (juvenil)
 9—15. Aufschl. Nr. 18. Seelandalpe, Oberladin.
 9—12. Holotypus GBA/0152
 13—14. Paratypoid GBA/0153 (juvenil)
 15. Paratypoid GBA/0154
 6. L von oben
 7. L von innen
 8. L von außen
 9. G von links
 10. G von rechts
 11. G von oben
 12. G von unten
 13. L von außen
 14. L von innen
 15. R von innen

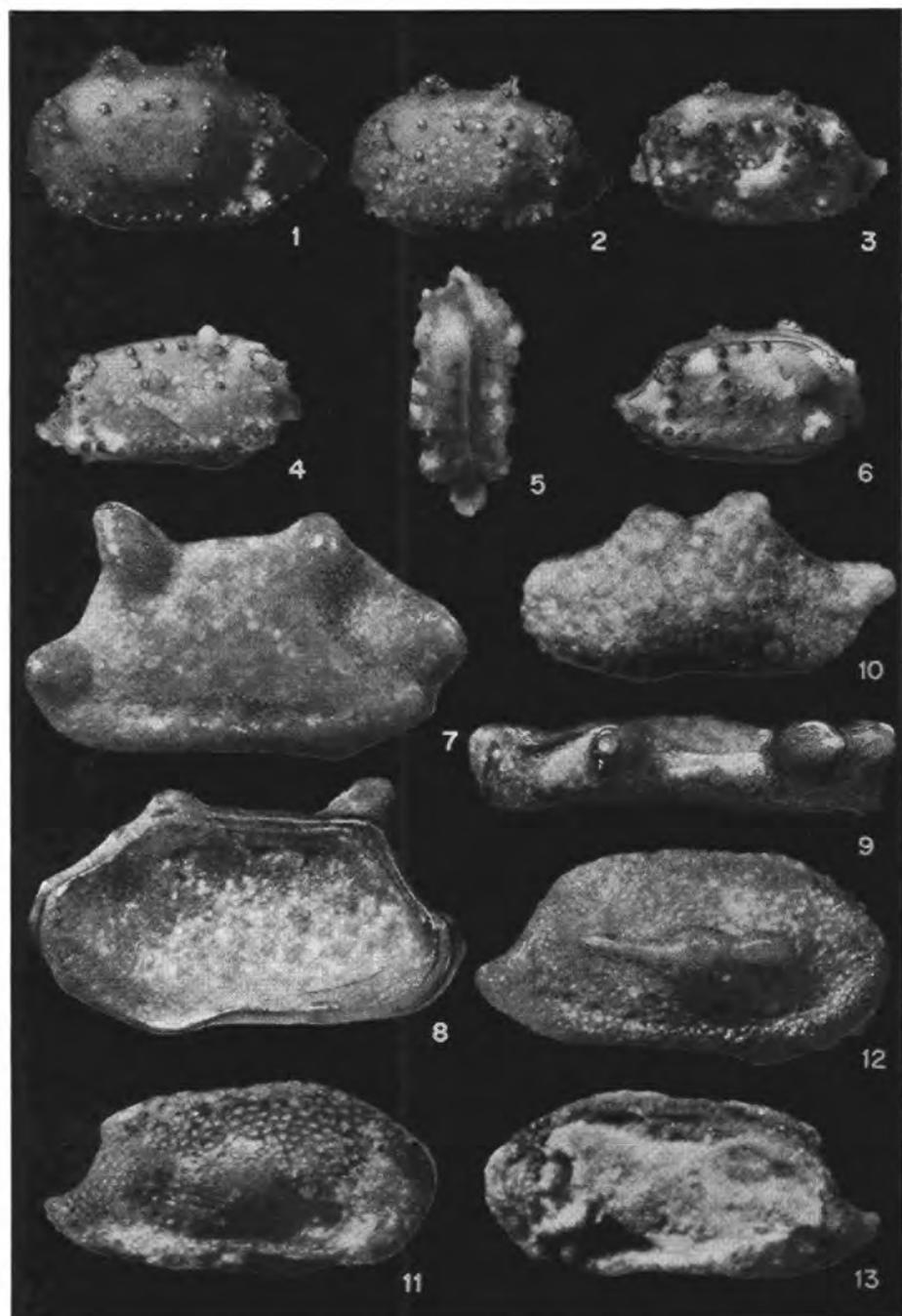


Tafel 8

Seite

Fig. 1—13 = 50×

- Fig. 1—6: *Mirabairdia pernodosa* n. g. n. sp. 177
 Aufschl. Nr. 19. Seelandalpe.
 Ob. Oberladin.
 1. Holotypus GBA/0159
 2. Paratypoid GBA/0161
 3, 5, 6. Paratypoid GBA/0162
 4. Paratypoid GBA/0163
 1. L von außen
 2. L von außen (juvenil)
 3. G von links (juvenil)
 4. R von außen (juvenil)
 5. G von oben (juvenil)
 6. G von rechts (juvenil)
- Fig. 7—10: *Bairdiidarum* gen. et. sp. inc./165 199
 Aufschl. Nr. 22. Segen-Gottes-Schacht.
 Unterkarn (Unter-Jul).
 7. R von außen
 8. R von innen
 9. R von oben
 10. L von außen (juvenil)
- Fig. 11, 13: *Triebelina* sp./498 179
 Aufschl. Nr. 58. Plackles.
 11. R von außen
 13. R von innen
- Fig. 12: *Triebelina* sp./158 179
 Aufschl. Nr. 28. Hallstätter Salzberg.
 GBA/0164
 12. R von außen

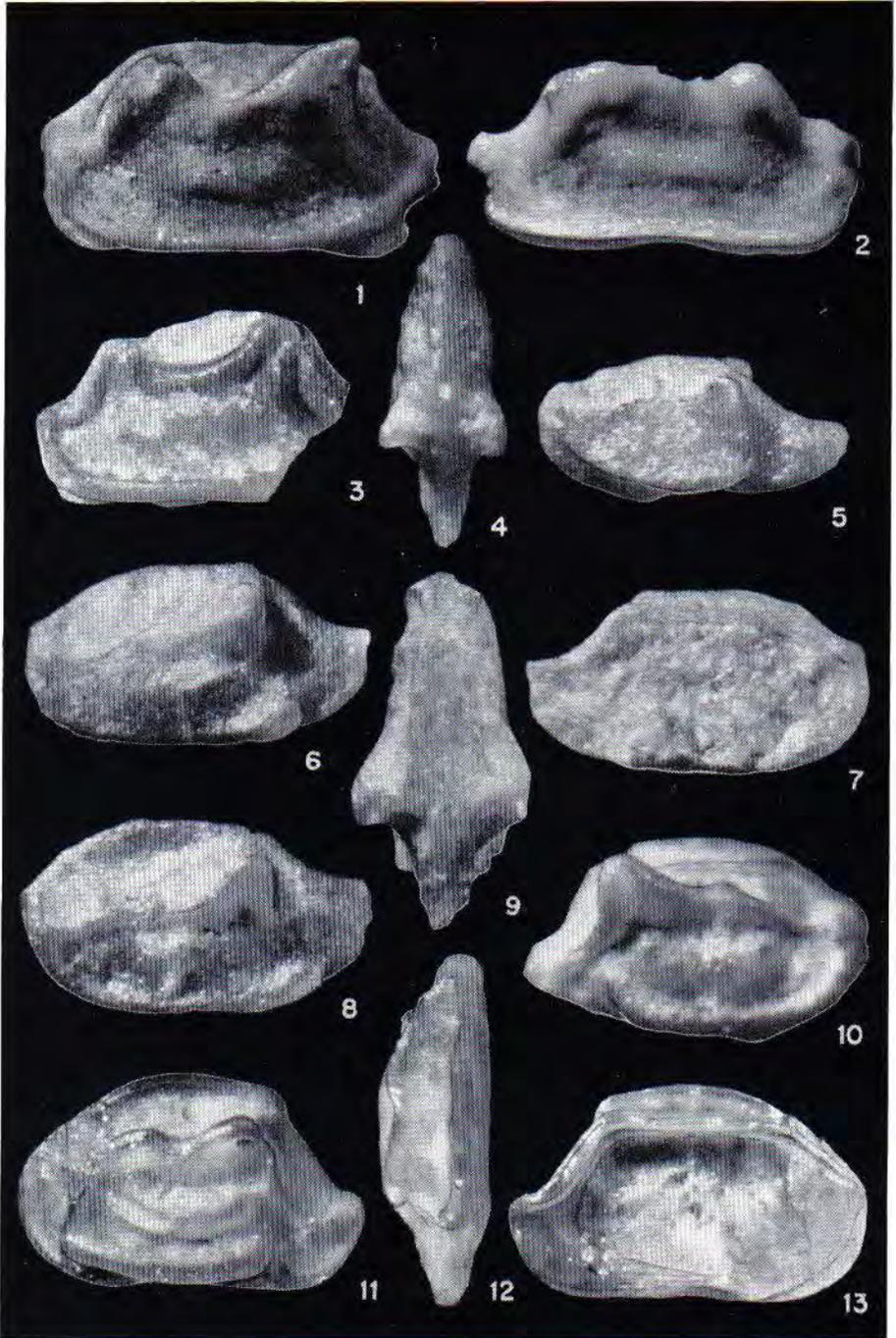


Tafel 9

Seite

Fig. 1—13 = 50×

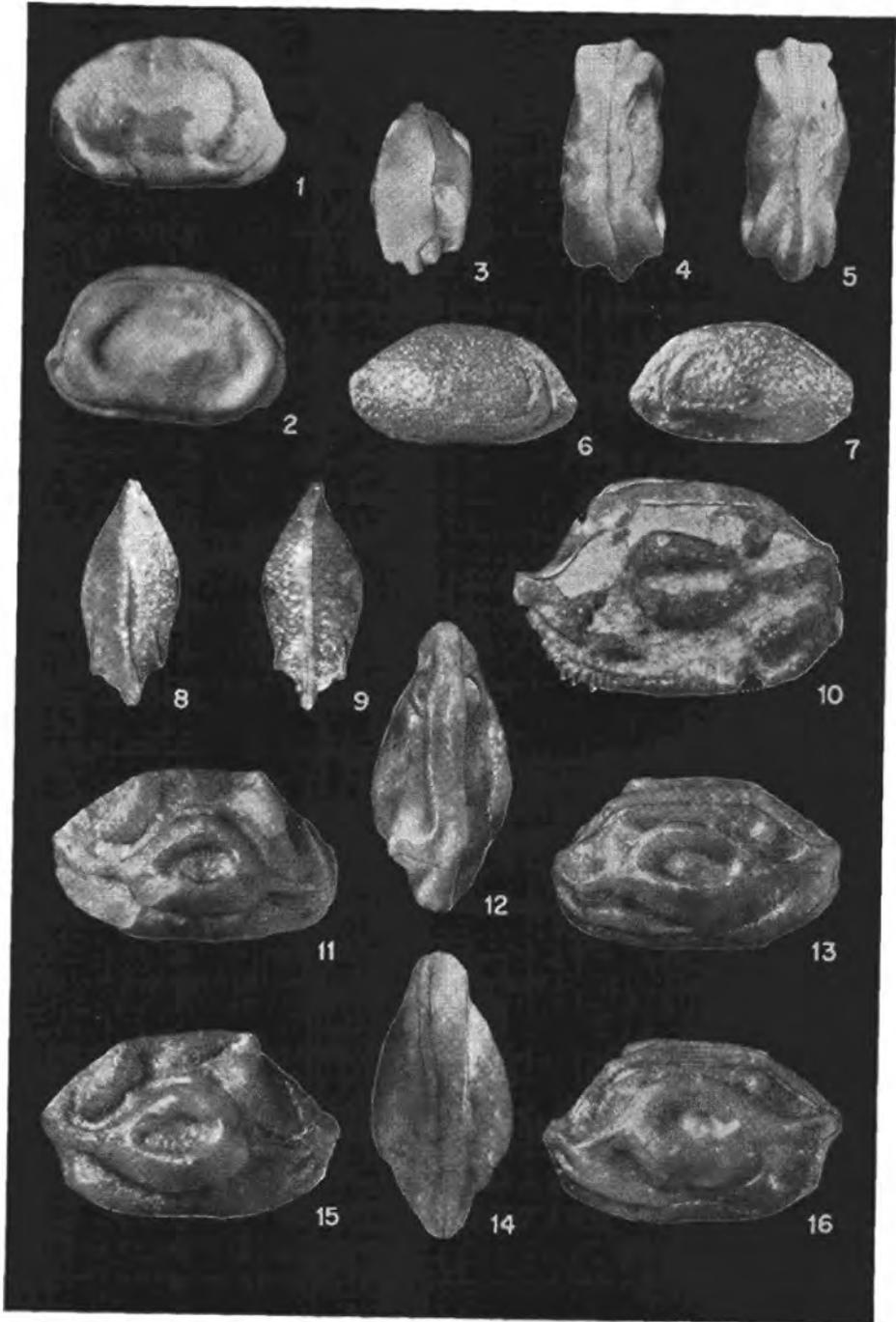
- Fig. 1—2: *Dicerobairdia bicornuta* n. g. n. sp. 182
 Aufschl. Nr. 56. Plackles, Rhät.
 1. Holotypus GBA/0167
 2. Paratypoid GBA/0169
 1. L von außen
 2. R von außen (dorsal beschädigt)
- Fig. 3: *Dicerobairdia* aff. *bicornuta* n. g. n. sp. 183
 Aufschl. Nr. 29. Hallstätter Salzberg, Rhät.
 L von außen (beschädigtes Exemplar) GBA/0170
- Fig. 4—5: *Dicerobairdia elegans* n. g. n. sp. 185
 Aufschl. Nr. 22. Segen-Gottes-Schacht, Unterkarn (Unter-Jul).
 Holotypus GBA/0175
 4. G von oben
 5. G von links
- Fig. 6—10: *Dicerobairdia gruenbachensis* n. g. n. sp. 184
 Aufschl. Nr. 22. Segen-Gottes-Schacht,
 Unterkarn (Unter-Jul).
 6—7. Holotypus, GBA/0172
 8—9. Paratypoid GBA/0173
 10. Paratypoid GBA/0174
 6. L von außen
 7. L von innen
 8. G von links
 9. G von oben
 10. G von rechts
- Fig. 11—13: *Dicerobairdia ladinica* n. g. n. sp. 183
 Aufschl. Nr. 21. Sett-Saß-Scharte, Ob. Oberladin.
 Holotypus, GBA/0171
 11. L von außen
 12. L von oben
 13. L von innen



Tafel 10

Seite

- Fig. 1—16 = 50×
- Fig. 1—5: *Neobairdiolites placklesensis* n. g. n. sp. 190
 Aufschl. Nr. 56. Plackles. Rhät.
 Holotypus, GBA/0177
 1. G von links
 2. G von rechts
 3. G von hinten
 4. G von oben
 5. G von unten
- Fig. 6—9: *Bairdiolites semisculpta* n. sp. 188
 Aufschl. Nr. 32. Hallstätter Salzberg. Rhät.
 Holotypus GBA/0176
 6. G von links
 7. G von rechts
 8. G von oben
 9. G von unten
- Fig. 10: *Medwenitschia* aff. *ornata* n. g. n. sp. 198
 Aufschl. Nr. 58. Plackles. Rhät. GBA/0193
 10. G von rechts (verdrücktes Exemplar)
- Fig. 11—16: *Medwenitschia ornata* n. g. n. sp. 197
 Aufschl. Nr. 33. Hallstätter Salzberg. Rhät.
 11—14. Holotypus GBA/0191
 15—16. Paratypoid GBA/0192
 11. G von links
 12. G von oben
 13. G von rechts
 14. G von unten
 15. G von links
 16. G von rechts

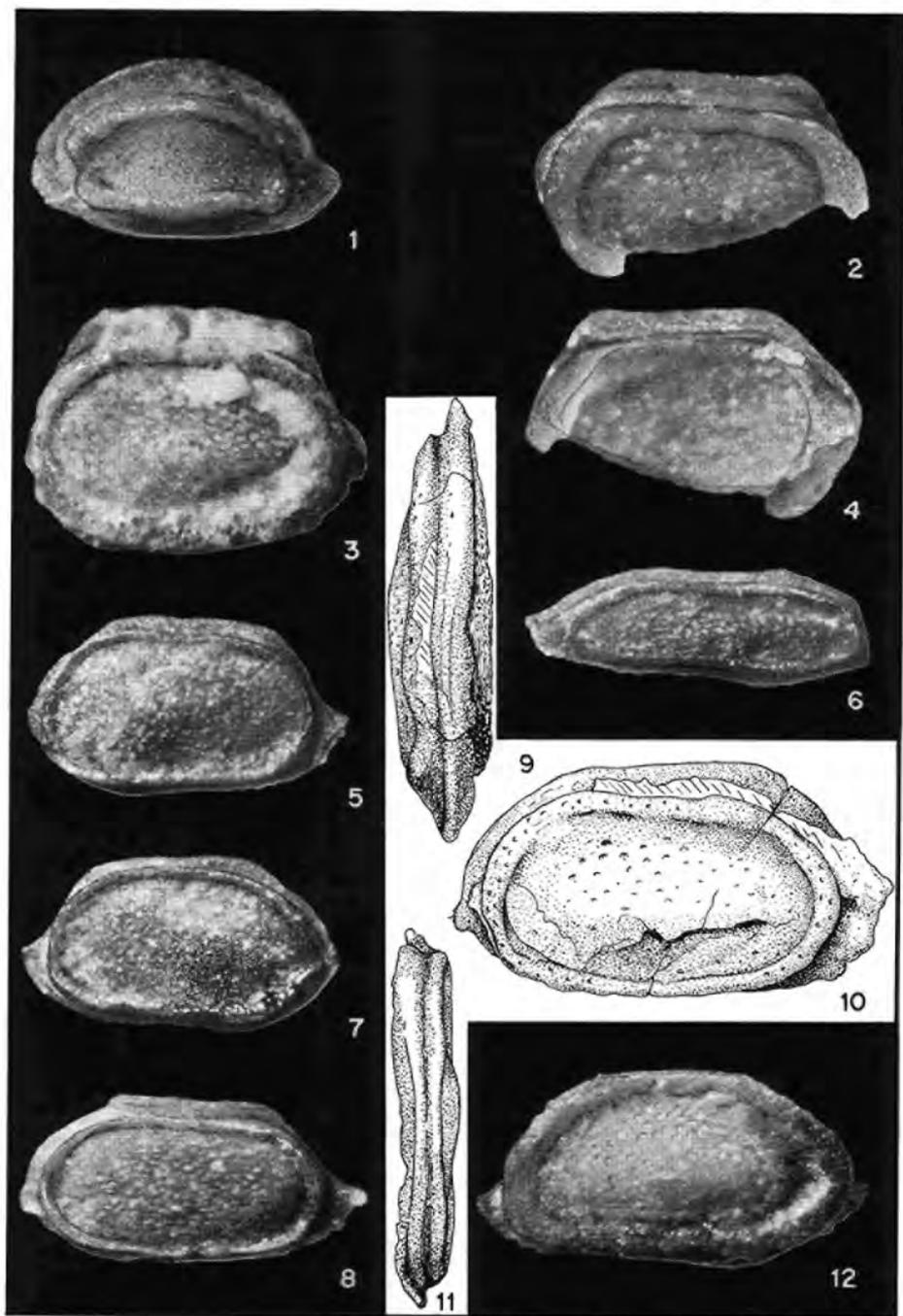


Tafel 11

Seite

Fig. 1—12 = 50×

- Fig. 1: *Carinobairdia triassica* n. g. n. sp. 191
 Aufschl. Nr. 56. Plackles. Rhät.
 Holotypus GBA/0187
 1. L von außen
- Fig. 2—4: *Carinobairdia alta* n. g. n. sp. 195
 2, 4. Aufschl. Nr. 27. Hallstätter Salzberg. Rhät.
 Paratypoid GBA/0178
 2. L von außen
 4. L von innen
 3. Aufschl. Nr. 64. Lanzing. Rhät.
 Holotypus GBA/0186
 3. L von außen
- Fig. 5—8: *Carinobairdia tenuicarinata* n. g. n. sp. 196
 Aufschl. Nr. 65. Dolomitenhütte. Rhät.
 5, 7. Holotypus GBA/0188
 6. Paratypoid GBA/0190 (stark gestreckt)
 8. Paratypoid GBA/0189 (etwas gestreckt)
 5. G von links
 6. G von rechts (gestrecktes Exemplar)
 7. G von rechts
 8. G von links (etwas gestrecktes Exemplar)
- Fig. 9—12: *Carinobairdia alpina* n. g. n. sp. 194
 Aufschl. Nr. 16. Lanzing. Rhät.
 9—10. Paratypoid GBA/0184
 11—12. Paratypoid GBA/0185
 9. L von oben
 10. L von außen
 11. R von oben
 12. R von außen



Jb. Geol. B. A.	Bd. 106	S. 205—228	Wien, Mai 1963
-----------------	---------	------------	----------------

Zur Mikrofazies der alpinen Trias

Von Erik FLÜGEL *)

Mit 3 Tafeln (Nr. 1—3) und 2 Textabbildungen

Inhalt

	Seite
Zusammenfassung	205
Summary	205
I. Einleitung	206
II. Begriffe und Methoden.....	207
III. Mikrofazies-Typen einiger triadischer Kalke und Dolomite aus den Alpen ..	210
IV. Mikrofazies-Typen als sedimentologische Daten	220
V. Mikrofazies-Typen als Zeitmarken.....	221
VI. Ausblick	222
VII. Terminologie	223
VIII. Literatur	224

Zusammenfassung

Im Anschluß an eine kurze Erläuterung der mikrofazialen Untersuchungsmethodik wird ein Überblick über den gegenwärtigen Stand der Dünnschliff-Analyse triadischer Karbonatgesteine aus den Alpen gegeben.

Summary

An explanation of research methods as applied in microfacies studies is submitted rounded out by a summary of the present state of the analysis by slides of Triassic limestones from the eastern Alps.

*) Anschrift des Verfassers: Dozent Dr. Erik FLÜGEL, Institut für Geologie und Technische Gesteinskunde, Technische Hochschule Darmstadt, Alexanderstraße 35, Bundesrepublik Deutschland.

I. Einleitung

Die Ausweitung der Erdölprospektion auf die Nördlichen Kalkalpen macht Untersuchungen über die Gliederungsmöglichkeit und die Sedimentologie der triadischen Karbonatkomplexe notwendig. Von unmittelbar praktischem Interesse sind Methoden, die eine Korrelation von Bohrungen bzw. eine stratigraphisch-fazielle Interpretation fossilarmer Sedimentproben gestatten (vgl. F. BRIX 1960).

Der in jungmesozoischen und känozoischen Sedimenten zum Teil sehr erfolgreiche Einsatz von Nannofossilien (STRADNER & PAPP 1961) ist bei triadischen Sedimenten — bedingt durch das Fehlen des Nannoplanktons (DEFLANDRE 1959) — nicht möglich. Auch andere Mikrofossilien, wie Foraminiferen und Ostrakoden, können zur Datierung von — an Makrofossilien oft sehr armen — triadischen Kalken und Dolomiten nur vereinzelt herangezogen werden, da die Bestimmung dieser Gruppen in Dünnschliffen mit erheblichen Schwierigkeiten verbunden ist und die paläontologischen Untersuchungen hier erst am Anfang stehen (vgl. LEISCHNER 1961; KRISTAN-TOLLMANN 1962).

Der Wert der Conodonten als Zeitmarken scheint in der alpinen Trias im Vergleich mit dem Paläozoikum geringer zu sein (vgl. TOLLMANN 1960, S. 73; ZANKL 1962, S. 453), jedoch müssen auch hier weitere Arbeiten abgewartet werden. Testproben von Gutensteiner Kalken, Mürtzaler Kalken und Dachsteinkalken zeigen, daß die Feststellung von HUCKRIEDE (1958, S. 145) zu Recht besteht, wonach die Conodonten die Flachmeer-Fazies der alpinen Mittel- und Obertrias zu meiden scheinen.

In den letzten fünfzehn Jahren hat sich bei der Untersuchung von erdölführenden Karbonatserien des nordamerikanischen Paläozoikums und des Jungmesozoikums des Nahen Ostens eine Methode bewährt, die mit dem Namen Mikrofazies verbunden ist. Eine selbständige Schriftenreihe (International Sedimentary Petrographical Series) und das Erscheinen von Bildbänden mit charakteristischen Dünnschliffphotographien (z. B. MICROFACIES ITALIANE 1959; RADOIČIĆ 1960) beweisen das wachsende Interesse an dieser vorwiegend auf der Untersuchung von paläontologischen und petrographischen Dünnschliffen von Sedimentgesteinen aufgebauten Arbeitsrichtung. Die wichtige Arbeit „Stratigraphic correlations by microfacies in Western Aquitaine“ von CUVILLIER & SACAL hat 1961 bereits die dritte Auflage erreicht.

Französische und amerikanische Erdölfirmer verwenden seit Jahren „photo-logs“ zur Korrelation von Bohrungen (REY & NOUET 1958).

Der Schwerpunkt derartiger Arbeiten lag bisher auf der Untersuchung von jungmesozoischen und paläozoischen Sedimenten. Hierbei war die Untersuchungsmethodik und der Grad der Durcharbeitung sehr verschieden. Dies ist zum Teil dadurch bedingt, daß als Mikrofazies in generalisierender Weise das Dünnschliff-„Bild“ bezeichnet wurde, ohne daß die dieses Bild zusammensetzenden Komponenten qualitativ und quantitativ erfaßt wurden. Erst nach einer mikrofaziellen Analyse (E. FLÜGEL 1963a) ist es möglich, jene paläontologischen und petrographischen Merkmale zu erkennen, welche die Unterscheidung von regional beständigen Mikrofazies-Typen gestatten.

Die mikrofazielle Untersuchung darf sich nicht mit dem Vergleich von Dünnschliff-Photographien begnügen!

In der alpinen Trias hat erstmals C. W. GÜMBEL (1873) auf die Notwendigkeit von mikroskopischen Untersuchungen bei der Unterscheidung von lithologisch ähnlichen Kalken hingewiesen. ESCHER-HESS (1903) hat einige triadische Kalke in Dünnschliffen untersucht.

Leider blieben diese Anregungen durch Jahrzehnte hindurch ohne Wiederhall. Erst die Untersuchungen der obertriadischen Riffbildungen (WÄHNER 1903; VORTISCH 1926 u. a.) und die viel zuwenig beachteten Arbeiten von Kurt LEUCHS brachten die ersten Kenntnisse auf diesem Gebiet. Die grundlegende Arbeit von B. SANDER (1936) über die Anlagerungsgefüge in Kalken und Dolomiten findet erst jetzt im alpinen Raum das Interesse (KOCH 1959; HÜCKEL & JACOBSHAGEN 1962; PURTSCHELLER 1962), das der englischsprachigen Übersetzung (Amer. Ass. Petrol. Geol., 1951) in hohem Maß entgegengebracht wird (vgl. FOLK 1959).

In den letzten Jahren haben die im wesentlichen von München und Marburg a. d. Lahn aus durchgeführten Untersuchungen in den deutschen und westösterreichischen Alpen wertvolle Fortschritte gebracht. Der von H. HAGN (1955) zusammengestellte Bildband „Fazies und Mikrofauna der Gesteine der Bayrischen Alpen“ veranlaßte W. LEISCHNER seine an der Universität Wien verfaßte Dissertation zu einem wesentlichen Teil der „Mikrofazies kalkalpiner Gesteine“ zu widmen (LEISCHNER 1959).

Die Koppelung von mikrofaziellen und paläontologischen mit geochemischen Untersuchungsmethoden (E. FLÜGEL & E. FLÜGEL-KAHLER 1963) hat sich bei Faziesstudien in der alpinen Trias als sehr vorteilhaft erwiesen. Die sedimentologische Auswertung der zahlreichen derart gewonnenen Daten kann durch statistische Analysen in elektronischen Rechenmaschinen in der Aussagekraft präzisiert werden, wie die Untersuchungen von bitumenführenden Lagen im norischen Hauptdolomit von Tirol durch R. BITTERLI (1962) zeigen.

Die nachfolgenden Ausführungen sollen einen Überblick über den gegenwärtigen Stand der mikrofaziellen Arbeiten in der kalkalpiner Trias geben.

II. Begriffe und Methoden

Da die Methoden der mikrofaziellen Analyse in ausführlicher Form an anderer Stelle besprochen werden (E. FLÜGEL 1963a), sollen hier nur jene Begriffe erläutert werden, die in dieser Arbeit Verwendung finden.

Der Begriff Mikrofazies wurde von J. S. BROWN (1943) für das unter dem Mikroskop sichtbare Dünnschliffbild vorgeschlagen. CUVILLIER (1952, 1958, 1961) verwendet den Ausdruck zur Kennzeichnung der in Dünnschliffen von Sedimentgesteinen feststellbaren paläontologischen und petrographischen Merkmale. In der Definition des Verfassers umfaßt Mikrofazies die Gesamtheit der in Dünnschliffen von Sedimentgesteinen typisierbaren paläontologischen und petrographischen Daten (E. FLÜGEL 1963a).

Mikrofazies ist demnach eng mit der Untersuchung der Sedimentgesteine durch Dünnschliffe verbunden:

Diese Dünnschliffuntersuchung darf sich jedoch nicht auf die Untersuchung einiger wahllos angefertigter Schlitze von unkritisch ausgewählten Proben beschränken. Es ist unbedingt notwendig, daß die für mikrofaziale Analysen bestimmten Gesteinsproben (im allgemeinen genügen Stücke von etwa $10 \times 8 \times 3$ cm Größe) im Gelände orientiert (Oben und Unten, Streichen und Fallen) und nach Möglichkeit in Profilen entnommen werden.

Für die Zahl der erforderlichen Proben kann kein Durchschnittswert angegeben werden. Bei einer erwünschten sedimentologischen Interpretation der Mikrofazies-Typen wird eine engere Probennahme notwendig sein als bei der Auswertung des Dünnschliffbildes zur Unterscheidung von lithologisch ähnlichen, aber verschieden alten Kalken. Angaben über die Anzahl der bei mikrofazialen Untersuchungen bearbeiteten Proben finden sich u. a. bei CAROZZI (1958) und E. FLÜGEL (1963a).

Die für mikrofaziale Untersuchungen verwendeten Schlitze sind im allgemeinen dicker (etwa 0.08 mm, im Durchlicht gleichförmig grau gefärbt) als die üblichen petrographischen Schlitze, bei denen Fossilreste oft nicht mehr erkennbar sind. Die Größe und Zahl der Mikrofazies-Schlitze richtet sich nach der Problemstellung. Im allgemeinen genügen vorerst ungedeckte Schlitze der Normalgröße (5×2.5 cm); größere Schlitze (5×5 cm und mehr) sind bei einer statistischen Auswertung der Merkmale von Vorteil. Die Zahl der Schlitze ist meist geringer, als allgemein angenommen wird. So ließen sich z. B. die anisichen Gutensteiner Kalke der Typlokalität durch etwa 100 Schlitze typisieren; für die mikrofaziale Gliederung eines kleinen obertriadischen Riffes in der Steiermark waren etwa 200 Dünnschlitze notwendig. Stehen die Mikrofazies-Typen einer bestimmten Zeit-Gestein-Einheit bereits fest, so genügen in vielen Fällen 10—20 repräsentative Schlitze zur Einordnung von zu typisierenden Proben.

Die Untersuchung der Dünnschlitze erfolgt im Durchlicht unter dem Binokular (Vergrößerungen 10—100 \times) und unter dem Polarisationsmikroskop. Da man für die polarisationsmikroskopische Untersuchung die Schlitze im allgemeinen dünner machen muß, empfiehlt es sich, die Reihenfolge paläontologische Bestimmung — petrographische Typisierung einzuhalten.

Färbe-, Ätz- und Lackfilm-Methoden sind auch bei der Dünnschliffuntersuchung in manchen Fällen von erheblichem Nutzen (vgl. WARNE 1962, Kalk/Dolomit-Bestimmung; LEES 1958; BUEHLER 1948 u. a.). Nähere Angaben finden sich bei E. FLÜGEL (1963 a).

Voraussetzung für die Typisierung der Dünnschliffbilder ist eine, in Schliffen anwendbare Karbonatklassifikation. Für die bisherigen mikrofazialen Arbeiten des Verfassers diente das von FOLK (1959) vorgeschlagene Einteilungsschema als Grundlage. Trotzdem auch diese Klassifikation gewisse Nachteile besitzt — die unter anderem in dem Gebrauch von neuen und nicht immer schönen Namen liegen — erscheint die von FOLK gegebene und von WOLF (1961) leicht abgewandelte Klassifikation bei der Untersuchung von alpinen Trias-Kalken gut anwendbar. Die in dieser Klassifikation verwendeten Termini sind in einem Glossarium erklärt (E. FLÜGEL 1963 a) (siehe S. 223).

Das Grundprinzip des FOLKSchen Schemas liegt in der Unterscheidung zwischen der Grundmasse (Matrix bzw. Zement) und den Komponenten (Allochemen).

Die Grundmasse läßt sich im allgemeinen durch die üblichen petrographischen Methoden nach Korngröße, Textur und Grad der Umkristallisation typisieren.

Bei den Komponenten treten vielfach schon bei der Klassifikation Schwierigkeiten auf. Für viele der in Kalkschliffen sichtbaren anorganischen und zum Teil auch für die organogenen Strukturen fehlt eine einheitliche Definition. In krasser Weise zeigt dies z. B. die unterschiedliche Verwendung der Begriffe Pseudooide und Onkoide in der Literatur (vgl. etwa die Dünnschliffabbildungen von „pseudoolithischen Kalken“ bei HAGN 1955 und im Sammelwerk MICROFACIES ITALIANE 1959 oder die Verwendung von „onkoidisch“ bei LEISCHNER 1959). Beide Begriffe lassen sich definieren und geben dann gute mikrofaziale Merkmale ab (FLÜGEL & KIRCHMAYER 1962).

Generell lassen sich unter den Komponenten der Kalke folgende Merkmalsgruppen unterscheiden:

Biogene (Fossilreste und organogene Sedimentkörner), Interklaste (syndimentär aufgearbeitete, intraformationelle Sedimentpartikel), Pseudooide (gerundete, strukturlose Gefügekörner), Onkoide (verschieden geformte Gefügekörner mit einem Kern und einer aus unregelmäßig aufeinanderfolgenden Lagen [Algenbildungen?] aufgebauten Schale), Ooide (meist kugelförmige Gefügekörner mit einem Kern und einer aus konzentrischen Lagen gebildeten Schale), authigene Minerale (Mineralneubildungen im Sediment) und terrigene Minerale und Gesteinsbruchstücke (in das Sediment eingeschwemmt).

Die Beschreibung und nähere Bestimmung dieser Komponenten muß in gleicher Weise qualitative und quantitative Daten berücksichtigen:

Die Biogene als wesentliche mikrofaziale Merkmale müssen zunächst der paläontologischen Bestimmung zugeführt werden. Diese darf sich aber nicht mit der Determination der oft nicht sehr zahlreichen Fossilreste begnügen, die spezifisch oder generisch sicher bestimmbar sind; sie muß auch jene organogenen Komponenten erfassen, die nur gruppenmäßig (Mollusken-Schalen, Echinodermen-Platten usw.) oder nur als organogene Reste von unklarer Zugehörigkeit (z. B. Filamente, Sphären) bestimmt werden können.

In Anschluß an diese Bestimmungen ist es notwendig, Größe, Verteilung, Rundung, Sphärizität und Häufigkeit der Biogene — insbesondere der nur gruppenmäßig erfaßbaren Reste, wie z. B. Mollusken-Detritus — zu bestimmen. Die Methoden dieser Bestimmung sind bei E. FLÜGEL (1963) erläutert. Sie fußen zu einem wesentlichen Teil auf den Arbeiten von SANDER (1936, 1951) und CAROZZI (1958, 1960).

In gleicher Weise können an den übrigen Komponenten quantitative Daten gewonnen werden; weitere Ergänzungen sind durch Angaben über Resedimentation (vgl. z. B. WEYNSCHENK 1949; E. FLÜGEL 1962) und über post- bis paradiagenetische Bildungen (z. B. Mikrostyolithen, vgl. W. W. M. BROWN 1959) möglich. In manchen Fällen wird es notwendig sein, auch die in Schliffen und im Handstück- bis Aufschluß-Bereich auftretenden, meist mit Calcit erfüllten Fugen („Calcitadern“) näher zu beschreiben, wobei man auf die kleintektonischen Untersuchungsmethoden (z. B. ENGELS 1959) zurückgreifen kann.

Erst diese Kombination von quantitativen und qualitativen Merkmalen ermöglicht die Erkennung jener Merkmale, welche für die Aufstellung von Mikrofazies-Typen von Wert sind:

Als Mikrofazies-Typus wird die innerhalb derselben Lithotope (WELLS 1947) und Sedimentationsräume gleichbleibende, die normale Variationsbreite nicht überschreitende Mikrofazies einer Zeit-Gestein-Einheit bezeichnet.

Es hat sich gezeigt, daß die Zahl der Mikrofazies-Typen pro Zeit-Gestein-Einheit im allgemeinen nicht größer als 10 und in vielen Fällen geringer (etwa 5) ist. Die Ursache für diese verhältnismäßig geringe litho- und biofazielle Variationsbreite der bisher untersuchten Kalke mag darin liegen, daß die Diktatoren (SANDER 1936) der Sedimentgefüge im wesentlichen — insbesondere innerhalb von Flachmeerbildungen — konstant sind (Oszillationen, Cyclotheme usw., vgl. FAIRBRIDGE 1954).

Die Darstellung der Ergebnisse der mikrofaziiellen Analyse erfolgt in der üblichen Weise durch Wiedergabe von kennzeichnenden Dünnschliffbildern (Photo-log — REY 1954). Es ist jedoch unbedingt zu empfehlen, den Abbildungen auch eine Definition der Mikrofazies-Typen mit Angaben über die „Typlokalität“ der Mikrofazies beizugeben. Nur dann ist eine Reproduktion der Ergebnisse gewährleistet. Nach Möglichkeit soll die Definition der Mikrofazies-Typen von graphischen Darstellungen, insbesondere der quantitativen Daten, begleitet sein. Hierbei wird man auf die in der Sedimentpetrographie üblichen Methoden zurückgreifen (TWHOFEL & TYLER 1941; KRUMBEIN & SLOSS 1955; PETTJOHN 1957). Für die graphische Darstellung der Mikrofazies-Typen im Gesamtrahmen der Profilaufnahme empfiehlt sich die Verwendung von einheitlichen Symbolen (vgl. E. FLÜGEL 1963a; M. MIŠIK 1957) bzw. die Kombination dieser Symbole mit der von BOUMA (1962) entwickelten Darstellungsmethode fazieller Daten.

Von wesentlicher Bedeutung für das Gelingen der mikrofaziiellen Analyse ist die Trennung von deskriptiven und genetischen Merkmalen. Die sedimentologische und stratigraphische Interpretation der Mikrofazies-Typen sollte nach der vorhergehenden Beschreibung einem zweiten Arbeitsgang vorbehalten bleiben, da hier — bedingt durch das verhältnismäßig geringe Alter der Karbonatpetrographie — spekulative Überlegungen mitspielen.

Die mit der Interpretation von Mikrofazies-Typen verbundenen Probleme werden in den Abschnitten IV und V behandelt.

III. Mikrofazies-Typen einiger triadischer Kalke und Dolomite aus den Alpen

Nachfolgend sollen jene Mikrofazies-Typen skizziert werden, die bereits näher untersucht sind. Angaben über die stratigraphische Stellung der Schichtglieder finden sich bei O. KÜHN (1962).

1. Gutensteiner Kalke und Dolomite (Anis)

Die Mikrofazies dieser in den nördlichen Kalkalpen weitverbreiteten Zeit-Gestein-Einheit wurde in einem Profil der Typlokalität in Gutenstein

a. d. Piesting (Niederösterreich, vgl. Abb. 1) untersucht (E. FLÜGEL & M. KIRCHMAYER 1963). Es konnten 4 Mikrofazies-Typen und 2 Untertypen unterschieden werden (im folgenden als Gu 1 bis Gu 4 bezeichnet):

Gu 1: Dunkelgraue bis schwarze, gebankte Calcilutite mit häufigen zu ss schräg oder senkrecht verlaufenden Calcitadern.

Gu 1 A: Feinkörniger Mikrit mit zahlreichen Sphären (z. T. Radiolarien), einigen Ostrakoden und seltenen Pseudooiden und Interklasten. Verhältnis Grundmasse: Komponenten etwa 95:5%. Calcitadern von durchschnittlich 0-15 mm Dicke und mit einem Winkel Kluft/Schichtfläche von 50 bis 80° fast immer vorhanden. Typlokalität: Durchbruch der Längapiesting durch den Kalkzug von Gutenstein.

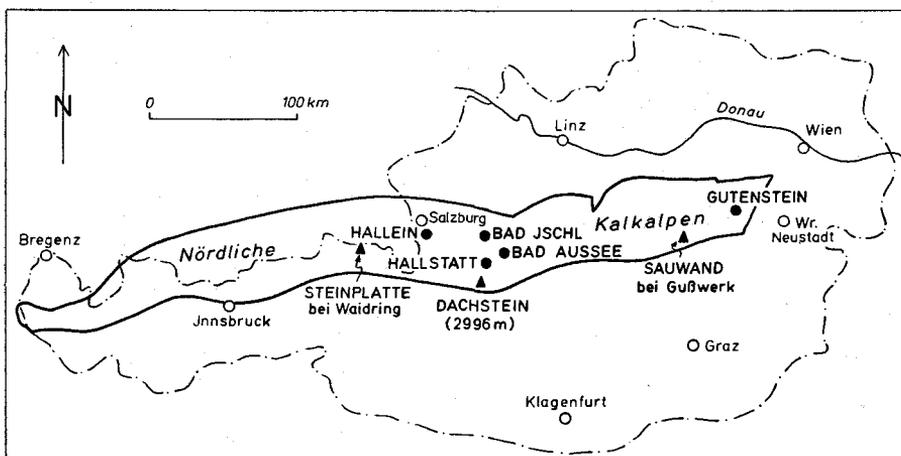


Abb. 1: Lageskizze zu den in der Arbeit genannten Lokalitäten.

Gu 1 B: Feinkörniger Mikrit mit Sphären, Ostrakoden und mit zahlreichen (verkieSELten) Ooiden. Die 10–30 mm großen Ooide besitzen in einigen Fällen einen Chalcedon-Kern; die Schale besteht aus einer äußeren Chalcedon-Hülle und aus einer inneren Calcit-Hülle. Die Ooide treten oft massenweise auf und bedecken dann die Oberflächen der Schichten. Typlokalität: Westlicher Teil des Steinbruches hinter dem Gasthaus „Zur Paßbrücke“ in Gutenstein.

Gu 2: Graue, nur stellenweise gebankte Calcarenite und Calcilutite, im allgemeinen ohne Calcitadern.

Gu 2 A: Sparit mit zahlreichen, unterschiedlich sortierten Komponenten, meist Biogene (darunter viele Algenreste). Fein-Biodetritus. Calcitadern fehlen im allgemeinen. Typlokalität: Wiese am Längapiesting-Bach.

Gu 2 B: Sparit mit zum Teil gut sortierten biogenen Komponenten und mit Interklasten. Fein- bis Grob-Biodetritus, stellenweise mit größeren Biogenen (Dasycladaceen, Crinoiden, Korallen). Meist keine Calcitadern. Typlokalität: NE Paßbrücke bei Gutenstein.

Gu 3: Dasycladaceen-Dolosparit. Eng aneinandergelagerte, meist stark umkristallisierte Reste von Physoporellen und Diploporen. Typlokalität: Parkplatz am Mariahilfberg bei Gutenstein.

Gu 4: Dismikrit mit unregelmäßig geformten, \pm nach ss gestreckten Arealen von Sparit. In der mikritischen Grundmasse relativ viele Foraminiferen (Ammodiscidae), Dasycladaceen und Crinoiden-Reste. Typlokalität: Steinbruch hinter dem Forstgarten bei Gutenstein.

Die Gutensteiner Kalke des Typusprofils lassen neben den in ihrer Verbreitung nur wenig hervortretenden Typen 3 und 4 als Grundtypen die Mikrofazies-Typen 1 und 2, einen Mikrit mit Sphären und kleinen Biogenen bzw. mit Ooiden und einen biodetritischen Sparit, erkennen. Diese beiden Mikrofazies-Typen deuten auf zwei sehr verschiedene Ablagerungsmedien (environments) hin (vgl. S. 220).

2. Mürztaler Kalke und Dolomite (Karn)

An der Typlokalität der Mürztaler Schichten (S-Fuß der Sauwand bei Gußwerk, Steiermark; vgl. O. KÜHN 1962, S. 302) lassen sich in mehreren Parallelprofilen 7 Mikrofazies-Typen unterscheiden (E. FLÜGEL 1963 b):

Mü 1: Fossilfreier, verschiedenkörniger Dolosparit. Typlokalität: Hangfuß E Lindenhof N Bundesstraße Gußwerk—Wegscheid.

Mü 2: Biomikrit mit seltenen, schlecht sortierten Echinodermen-Resten, Kleinforaminiferen und Ostrakoden. Typlokalität: Steinbruch Waldau-mühle an der Bundesstraße Gußwerk—Wegscheid.

In den Kalken vom Mikrofazies-Typus 2 finden sich an verschiedenen Stellen in ss eingeschaltete Kalkschiefer, die eine etwas abweichende Mikrofazies (Mikrofazies-Typus 2 A) zeigen. In den Schliffen ist ein fein- bis feinstkörniger Mikrit zu erkennen, in dem regellos angeordnete Quarzaggregate und vereinzelt auch Biogene von unklarer gruppenmäßiger Zugehörigkeit (ovale und kreisrunde Querschnitte mit zum Teil polarer Öffnung, \varnothing der Schnitte 0.10—0.30 mm) auftreten. Typlokalität: W-Flanke des Stockerbauerkogels.

Mü 3: s-polar geschichteter, fossilfreier Dolomit mit deutlicher Gradierung und parallel s eingeschalteten Hornsteinen. Im Schliff: fein- bis mittelkörniger Dolomit mit rhythmisch verteilten, helleren cm-Lagen, in welchen größere Körner an der Basis und kleinere Körner darüber eine deutliche, sich mehrmals wiederholende Gradierung anzeigen. Typlokalität: Unterer Abschnitt des Grabens W des Herterbauerkogels, Kote 800 bis 920 m.

Mü 4: Biomikrit mit zahlreichen Sphären. Im Schliff: Mikrit mit zahlreichen, gut sortierten, dicht gelagerten, kreisrunden und ovalen Querschnitten, \varnothing 0.03—0.05 mm, wahrscheinlich Radiolarien. Typlokalität: Oberer Abschnitt des Grabens W Herterbauerkogel bei Kote 1080 m.

Mü 5: Fossilfreier Mikrit mit Resedimenten. In einem feinstkörnigen Mikrit finden sich gleich orientierte, durch Färbung und Korngröße von der Grundmasse unterschiedene Areale, die mit den von SCHWARZACHER (1946) aus Hallstätter Kalken beschriebenen „Schlickgeröllen“ Ähnlichkeit haben. Typlokalität: Jagdsteig W Herterbauersattel.

Mü 6: Biomikrit und Biosparit mit häufigem Echinodermen-Detritus, Quarzen und authigenen Pyriten. Typlokalität: Weg Almhütte—Stockerbaueralm—Eibelbauer. Die Kalke vom Mikrofazies Typus 6 bilden einen gut verfolgbaren Horizont, sie überlagern Mürztaler Schichten vom Mikrofazies-Typus 2.

Mü 7: Oosparit, Oodolosparit bis Dolosparit. Zahlreiche typische Ooide in einer sparitischen Grundmasse bzw. wenige bis keine Ooide zusammen mit Biogenen (Brachiopoden-Schalen, Echinodermen-Resten) in einer dolomitischen, sparitischen Grundmasse. Die Ooide sind gut sortiert. Typlokalität: S-Hang des Stockerbauerkogels zwischen den Koten 900 und 1060 m.

Diese Mikrofazies-Typen treten in Parallelprofilen in der gleichen Übereinanderfolge auf. Vergleichsproben aus der Mürzschlucht bei Frein zeigen, daß die bei Gußwerk festgestellten Mikrofazies-Typen weiter verbreitet sind.

3. Hallstätter Kalke (Nor) (Taf. 1, Fig. 1—4)

Die Mikrofazies der norischen Hallstätter Kalke ist bis jetzt nur in Testproben untersucht; eine mikrofazielle Analyse von Hallstätter Kalken der karnischen und norischen Typlokalitäten des Salzkammergutes ist vorgeesehen.

Die nachfolgenden Ausführungen stützen sich auf die Auswertung von Proben aus dem karnischen Hallstätter Kalk des Rötelsteins bei Alt-Aussee, aus norischen Hallstätter Kalken des Dürrnberges bei Hallein, des Steinbergkogels bei Hallstatt und des Siriuskogels bei Ischl und Sommeraukogel bei Hallstatt, Oberösterreich. Obwohl diese Proben von willkürlich aufgesammelten Handstücken keine sicheren Aussagen über Mikrofazies-Typen gestatten, zeigen sie doch, welche mikrofaziellen Merkmale in den norischen Hallstätter Kalken vertreten sind:

Die Grundmasse aller untersuchten Proben stellt Mikrit dar. Sparit findet sich nur als sekundäre Bildung in Calcitadern und Calcitflecken. Es scheint, daß die Grundmasse einer sehr feinkörnigen (vgl. Korngrößenmessungen bei SCHWARZACHER 1946) ursprünglichen Matrix entspricht. In Schlifflen aus Kalken vom Sommeraukogel finden sich die von SCHWARZACHER (1946) als Schlickgerölle gedeuteten Bildungen (vgl. Taf. 1, Fig. 3). Diese Resedimente dürften für die sedimentologische Deutung der Mikrofazies-Typen von Bedeutung sein. Sie finden sich außer in Hallstätter Kalken selten auch in Mürztaler Kalken.

Unter den Komponenten stehen die Biogene quantitativ vor allen anderen Elementen an der Spitze. Qualitativ und nach dem Grad der Sortierung scheinen zwischen den Hallstätter Kalken der verschiedenen Lokalitäten zum Teil sehr wesentliche Unterschiede zu bestehen, die jedoch einstweilen nicht zur Charakterisierung von Mikrofazies-Typen verwendet werden können. Es ist auffallend, daß bei Proben aus den norischen Hallstätter Kalken des Steinbergkogels das Verhältnis Grundmasse : biogene Komponenten bei 8 Dünnschliffen im Mittel 90 : 10% beträgt, während dasselbe Verhältnis bei Proben aus den Kalken des Dürrnberges bei Hallein (9 Schliffe) bis zu 55 : 45% ansteigen kann. Auch in der Größe und Verteilung der

Biogene bestehen Unterschiede: In Proben vom Steinbergkogel finden sich im Mikrit eingelagert sehr stark zerkleinerte Reste von Mollusken und Echinodermen sowie kleine Ostrakoden und Foraminiferen. In den Kalken des Dürrnberges fallen große Mollusken- und Echinodermen-Reste sowie zahlreiche Foraminiferen auf (vgl. Taf. 1, Fig. 1).

Es ist jedoch fraglich, ob diese Unterschiede in der Verteilung von Fein- und Grob-Biodetritus von mikrofaziellern Wert sind. Wichtiger scheinen hier die generisch oder spezifisch bestimmbaren Biogene zu sein, wobei an erster Stelle die Foraminiferen zu nennen sind. Tab. 1 gibt einen Überblick über die bisher in (nur wenigen) Schriffen von Hallstätter Kalken bestimmten Foraminiferen:

	Dürrnberg	Sommerau- kogel	Steinberg- kogel	Siriuskogel
Ammoscolecidae				
<i>Glomospira</i> sp.	ss		ss	
Ophthalmitidae				
<i>Coruspira</i> sp.		ss		
<i>Involutina</i> cf. <i>liassica</i> (JONES)			ss	
<i>Planinvolutina</i> sp.	ss			
<i>Angulodiscus</i> sp.	ss			
<i>Spirothalamidium</i> sp. ...		ss		ss
Miliolidae				
<i>Miliolina</i> sp.	h			
Nodosariidae		h		
<i>Lenticulina</i> sp.		h		
<i>Frondicularia</i> sp.	h		h	
<i>Pseudoglandulina</i> sp.	s			
Orbuliniidae				
<i>Globigerina</i> sp.	h	s		

Tab. 1: Foraminiferen in Dünnschliffen von norischen Hallstätter Kalken (ss = sehr selten, 1—5 Exemplare; s = selten, 5—10 Exemplare; h = häufig, über 10 Exemplare. Zahl der ausgewerteten Schriffe: 24).

Obwohl viele der in den Schriffen erkennbaren Foraminiferenquerschnitte zum Teil große Ähnlichkeit mit den von LEISCHNER (1961) abgebildeten Arten haben, wurde einstweilen von einer spezifischen Bestimmung abgesehen. Trotzdem zeigt die Tabelle, welche Gruppen in den Hallstätter Kalken auftreten (vgl. auch HEINRICH 1913) und wie etwa das quantitative Verhältnis der einzelnen Gruppen sein dürfte. Auffallend ist das häufige Vorkommen von Nodosariiden, insbesondere der Gattung *Frondicularia* DEFRANCE. Von Interesse ist das schon von HEINRICH (1913) vermerkte Auftreten von maximal etwa 0.10 mm großen Gehäusen, die sich aus etwa 3—4 kugelförmigen Kammern zusammensetzen und wahrscheinlich als Globigerinen anzusprechen sind (vgl. auch LEISCHNER 1961, S. 29). Das Auftreten von Globigerinen in der Trias ist durch OBERHAUSER (1960) sichergestellt.

Neben den Foraminiferen sind kleine Ostrakoden quantitativ von Bedeutung. Außerdem finden sich Echinodermen-Reste (Siebplatten, Seeigelstacheln und kleine Elemente von Holothurien) recht häufig.

Von besonderer Bedeutung ist das Auftreten von meist zahlreichen geraden oder schwach gebogenen stabförmigen Elementen, die zu einem gewissen Teil auf Molluskenschalen zurückzuführen sein dürften und in der Literatur unter dem Namen „Filamente“ (filaments — CUVILLIER 1951, COLOM 1956 u. a.) bekanntgeworden sind: PEYRE (1959) hat einen Überblick über die Verbreitung und über die Deutungsmöglichkeit dieser Elemente gegeben und kommt zu dem Schluß, daß es sich um genetisch ungleichwertige Strukturen (Algen?, Schalenreste verschiedener Muscheln) handeln dürfte. Filamente sind heute aus der Trias (MICROFACIES ITALIANE 1959; LEISCHNER 1961), dem Jura (Lias — BENELLI 1960; FERASIN 1954; Dogger — PEYRE 1959; Malm — MARKOVÁ 1959; FÜLÖP 1960 u. a.) und aus der Kreide (DUBOURDIEU 1957) bekannt. PEYRE hat darauf hingewiesen, daß sich jurassische und kretazische Filamente durch ihre Dicke und Größe unterscheiden lassen.

Auch bei den in den norischen Hallstätter Kalken auftretenden Filamenten (Taf. 1, Fig. 2) scheinen bei Berücksichtigung der Größe (Sehnenslänge) und der Dicke sowie durch die Vergesellschaftung Unterscheidungsmöglichkeiten gegeben.

Bisher sind Filamente aus der nordalpinen Trias nur aus Kalken der Hallstätter Fazies bekannt. Typische Filamente wurden in Schriffen von anisischen Schreyeralms-Kalken und von karnischen und norischen Hallstätter Kalken festgestellt. Derart scheinen diese Elemente vielleicht ein gutes Fazies-Merkmal abzugeben. Dafür spricht der Umstand, daß auch in der sizilianischen Trias (MICROFACIES ITALIANE 1959) und in der griechischen Obertrias (PEYRE 1959) Filamente nur aus Gesteinen der Hallstätter Fazies bekannt sind.

Es ist wahrscheinlich, daß Filamente, zusammen mit Echinodermen-Resten, kleinen Ostrakoden und verschiedenen Foraminiferen (stellenweise auch Radiolarien!), in der alpinen Trias für Kalke der Hallstätter Fazies kennzeichnend sind.

So sind z. B. Schliffe aus dem in seiner faziellen und stratigraphischen Stellung lange umstrittenen Kalk des Engelsberges NE Winzendorf, Blatt Wiener Neustadt (vgl. PLÖCHINGER 1961), mit charakteristischen Filamenten erfüllt.

Da Filamente auch in den in den Dachsteinriffkalken eingelagerten „roten Scherben“ festgestellt wurden (vgl. E. FLÜGEL & E. FLÜGEL-KAHLER 1963), sind diese Elemente für Aussagen über großfazielle Zusammenhänge — etwa über die faziellen und tektonischen Beziehungen zwischen Dachsteinriffkalken und Hallstätter Kalken — von wesentlicher Bedeutung.

4. Rhätische Dachsteinriffkalke

Die mikrofazielle Analyse eines Dachsteinkalkriffes bei Gußwerk in der Steiermark (E. FLÜGEL & E. FLÜGEL-KAHLER 1963) führte zur Erkennung von 7 Mikrofazies-Typen, welche bestimmten Ablagerungsmedien entsprechen:

Ri 1: Mikrit bzw. Sparit mit großen, wenig transportierten Fossilresten mit biogenen Anlagerungen. Typlokalität: Felswand NW Eibelbauer, Sauwand bei Gußwerk.

Ri 2: Gut sortierter Biosparit, meist Fein-Biodetritus, \pm gleich große, abgerundete Biogene und Interklaste, Offenheitsgrad 8—10. Typlokalität: W-Flanke der Sauwand bei Gußwerk.

Ri 3: Mikrit und Sparit mit großen Fossilresten (Riffbildner) mit biogenen Anlagerungen und verschiedenartig sortierter Detritus, zum Teil mit Pseudooiden. Typlokalität: Plateau der Alpenrosenhütte, Sauwand.

Ri 4: Mikrit mit großen, zerbrochenen, eckigen Biogenen, die durch Sparit getrennt werden. Zwischen den Biogenen oft gradierte Pseudooide. Deutliche Anzeichen von Resedimentation. Typlokalität: Ostfuß der Sauwand.

Ri 5: Intermikrit bis Intersparit; große, eckige Interklaste von geringer Rundung und Sphärizität, Resedimente, keine Biogene. Typlokalität: S-Hang der Sauwand.

Ri 6: Mikrit mit grobspätigem Calcit, keine Komponenten. Dieser Typus stellt einen sehr seltenen Sonderfall dar.

Ri 7: Mikrit mit zahlreichen als Sparit erhaltenen Schalen von Foraminiferen (*Angulodiscus*) und großen Ostrakoden. Keine riffbildenden Organismen. Typlokalität: Kamm des Stockerbauerkogels.

Diese Mikrofazies-Typen konnten auch in anderen rhätischen Dachsteinkalkriffen und in oberrhätischen Riffkalken festgestellt werden (Grimming, Gosaukamm, Hochkönig, Tennengebirge, Röteland, Steinplatte, Sonnwendgebirge, Bayrisch-Tirolische Alpen usw.). Es ist sehr wahrscheinlich, daß auch die räumliche Verteilung der Mikrofazies-Typen in diesen Riffen ähnlich ist wie in dem durch mikrofaziale, geochemische und paläontologische Daten gut gliederbaren Sauwand-Riff.

Außer den oben angeführten Mikrofazies-Typen findet sich im Bereich der norisch-rhätischen Riff-Komplexe noch ein oolithischer Kalk (Oosparit mit guter Sortierung, vgl. Taf. 2, Fig. 1; Ri 8) und ein seltener Typus, der nachfolgend beschrieben werden soll:

Mikrofazies-Typus Ri 9 (Taf. 2, Fig. 2—4)

Material: Das untersuchte Material stammt aus der Schiffsammlung FUCHS des Wiener Naturhistorischen Museums und umfaßt 18 Dünnschliffe von Proben, die O. SIMONY 1896 im „Megalodontenband oberhalb des Kleinen Gosaugletschers“ im Dachsteingebiet aufgesammelt hat. Nach der Geologischen Karte (GANSS usw. 1954) handelt es sich um geschichteten Dachsteinkalk, wie er in der Umgebung des Kleinen Gosaugletschers und insbesondere am Linzerweg ansteht.

Mikrofaziale Merkmale: Sechs wahllos aus der Schiffsreihe herausgegriffene Schliffe zeigen die in Tab. 2 und auf Abb. 2 sowie Tafel 3 dargestellten Daten.

Die Grundmasse besteht bei allen Proben aus mittel- bis grobkörnigem Sparit, welcher die Komponenten als sekundärer Zement (vgl. FOLK 1959) umschließt. Die Komponenten stellen fast ausschließlich Biogene dar. Pseudooide sind nur auf einzelne, kleine Areale zwischen den Biogenen beschränkt und nicht — wie etwa bei vielen Proben aus Wettersteinkalken — über die ganze Schlifffläche verteilt. Im allgemeinen sind die Pseudooide gut gerundet und treten meist als isolierte Gefügekörner, nicht als Aggregate auf. Interklaste sind selten.

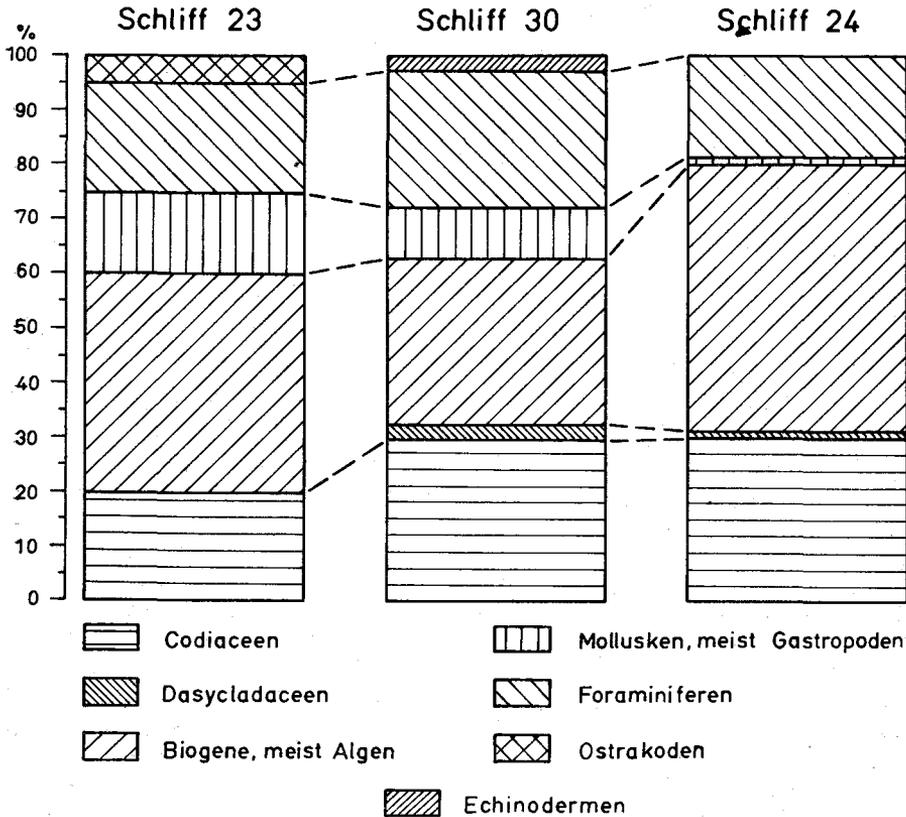


Abb. 2: Häufigkeitsverteilung der Organismenreste in drei Schliffen aus dem Dachsteinsriffkalk des kleinen Gosaugletschers, Dachstein-Gruppe, Oberösterreich. Auszählung von 100 bzw. 225 mm² großen Feldern. ± gleichbleibender Anteil der Algen- und Molluskenreste.

Über 60% der Biogene sind Algenreste, wobei die Mehrzahl der Schnitte zu den Codiaceen und Dasycladaceen gehört (vgl. Abb. 2). Solenoporaceen fehlen. Andere Organismengruppen sind durch Kleinforminiferen, zahlreiche Individuen von *Angulodiscus*, Spongien (*Stellispongia*), Tabulozoen, Reste von Zweischalern und Echinodermen-Platten vertreten.

Um die Durchschnittsgröße der Biogene und Interklaste zu bestimmen, wurde an 100 Körnern der größte \varnothing gemessen. In Anlehnung an den Vorschlag von CAROZZI (1958) wurde die Meßfläche mit 225 mm² bzw. 100 mm² festgelegt. Es zeigt sich, daß die Häufigkeitsmaxima der Durchmesser meist zwischen 0.3 und 1.2 mm liegen, häufig zwischen 0.3 und 0.6 mm.

Die Sortierung der Komponenten geht aus der Häufigkeits- und Summenkurve sowie aus dem Sortierungskoeffizienten (nach TRASK) So hervor (vgl. Tab. 2 und Taf. 3). Die Sortierung weist auf ein in einem nur schwach bewegten Ablagerungsmedium abgesetztes Sediment hin. Der Sortierungskoeffizient So nach TRASK entspricht den von HOUGH (1940) an rezenten, küstennahen und wenig bewegten Flachwasser-Sedimenten festgestellten Werten (1.0—2.0; Durchschnitt 1.45).

Auch die Offenheitsgrade zwischen 5 und 15 und die Klastizitätsindizes zeigen ruhige Absatzbedingungen an.

Wie die ungleichmäßige und im allgemeinen geringe Rundung und Sphärizität (Taf. 3) zeigt, sind die Komponenten nur geringfügig transportiert.

Die Auswertung dieser, in allen Schliffen der Schriffserie erkennbaren Merkmale führt zur Feststellung des folgenden Mikrofazies-Typus:

Algen-Biosparit. Komponenten \pm gut sortiert, gleichmäßig verteilt. Überwiegend Biogene, darunter meist Codiaceen und Dasycladaceen sowie Foraminiferen (u. a. *Angulodiscus* in gehäufter Form). Rundung und Sphärizität gering und verschieden. Niedrige Offenheitsgrade und Klastizitätsindizes.

Die Typokalität des Mikrofazies-Typus Ri 9 entspricht der Probenentnahmestelle (vgl. S. 216).

Die Interpretation des Mikrofazies-Typus ergibt sich aus Vergleichen mit bereits bekannten Mikrofazies-Typen der obertriadischen Riffkalke: Hierbei kann Mikrofazies Ri 9 nach Sortierung und Verteilung der Komponenten am besten mit Mikrofazies Ri 2 (vgl. S. 216) verglichen werden, bei welcher jedoch Interklaste und tierische Organismenreste eine weitaus größere Rolle spielen als bei Mikrofazies Ri 9. Auch sind die beiden Mikrofazies-Typen durch die durchschnittlichen Korngrößen der Komponenten unterschieden.

Mikrofazies Ri 9 ist durch die Häufigkeit der Codiaceen und Dasycladaceen von allen anderen Mikrofazies-Typen der Riffkalke unterschieden. Das Ablagerungsmedium innerhalb des Sedimentationsbereiches dürfte jedoch das gleiche wie bei Mikrofazies Ri 2 gewesen sein, nämlich das „back-reef-Areal“ (Innenriff nach der Terminologie von SCHEER 1960). Dafür sprechen folgende Punkte:

a) Der Fossilinhalt (Algen!) deutet auf ein flaches, gut durchlichtetes Wasser hin.

b) Die Foraminiferen-Gattung *Angulodiscus* KRISTAN ist in gehäufter Form aus den obertriadischen Riffkomplexen nur aus dem back-reef-Areal bekannt (OHLEN 1959; FABRICIUS 1960; E. FLÜGEL & E. FLÜGEL-KAHLER 1963). Die Vergesellschaftung einer artenarmen Foraminiferen-Fauna mit Grünalgen scheint für diesen Bereich des Riffkomplexes kennzeichnend zu sein (vgl. OHLEN 1959).

c) Die Sortierung, die geringe und verschiedenartige Rundung und Sphärizität und die übrigen quantitativen Daten sprechen für ein ruhiges, wenig bewegtes Ablagerungsmedium.

d) Ähnliche (durch Fossilinhalt und quantitative Daten unterschiedene), gleichmäßig sortierte Biosparite sind unter den Mikrofazies-Typen paläozoischer und jungmesozoischer Riffkalke — immer aus dem back-reef-Areal — bekannt (z. B. WALPOLE & CAROZZI 1961; HENSON 1951).

Die Deutung des Ablagerungsmediums von Mikrofazies-Typus Ri 9 als Mikrofazies des back-reef-Areals würde mit der üblichen Deutung des geschichteten Dachsteinkalkes als Lagunensediment (z. B. ZAPPE 1957) übereinstimmen. Allerdings muß darauf hingewiesen werden, daß Proben

Mikrofazielle Merkmale	Proben					
	24	23	28	36	9	30
Grundmasse Komponenten	Sparit als Zement fast nur Biogene	Sparit als Zement Biogene + Pseudo- oide, selten Interklaste	Sparit als Zement nur Biogene	Sparit als Zement nur Biogene	Sparit als Zement fast nur Biogene, selten Inter- klaste	Sparit als Zement Biogene + Pseudoide
Biogene	Codiaceen, Dasy- cladaceen, Foraminiferen, Biogene	Codiaceen, Dasy- cladaceen, Mollusken, Ostrakoden Foraminiferen, Biogene	Codiaceen und Tabulozoen	fast nur Codiaceen	Biogene, Foraminiferen	Codiaceen, Dasy- cladaceen, Foraminiferen
Interklaste	—	sehr selten	—	—	selten, oft nicht von Biogenen zu unter- scheiden	—
Pseudoide	selten	nur in bestimm- ten Arealen unter 0.1 mm	—	—	—	nur in bestimm- ten Arealen Ø meist 0.05 bis 0.1 mm
Größe der Biogene und Interklaste, 1. und 2. Maximum (in mm)	0.3—0.6	0.3—0.6	0.9—1.2	0.3—0.6	unter 0.3	0.3—0.6
Sortierung der Kom- ponenten, So nach TRASE	0.9—1.2	0.9—1.2	1.5—1.8	0.6—0.9	0.3—0.6	0.6—0.9
Offenheitsgrad, be- zogen auf 25 mm ² . .	1.11	1.21	1.54	1.62	1.58	1.49
Klastizitätsindex (Mittelwerte der 5 höchsten Werte bei 100 Messungen auf 225 mm ²)	8, 15, 10	10, 9, 10	14, 10, 7	5, 6, 5	7, 5, 7	10, 10, 10
	3.0	10.6	2.6	3.8	1.0	4.2

Tab. 2: Mikrofazielle Merkmale von sechs Proben aus Dachsteinkalken N des Kleinen Gosaugletschers, Dachsteingruppe, Oberösterreich.

aus geschichteten Dachsteinkalken im allgemeinen andere Mikrofazies-Typen zeigen (vgl. SANDER 1936), die sich durch häufig auftretende Pseudo-oide, wenig Biogene und durch *mm*- bis *cm*-Rhythmik sowie sich wiederholende Gradierung auszeichnen und zum Teil Ähnlichkeit mit den von VÉGH-NEUBRANDT (1960) aus dem ungarischen Dachsteinkalk beschriebenen Typen haben. Der Mikrofazies-Typus Ri 9 repräsentiert nur ein Ablagerungsmedium innerhalb des weiten Sedimentationsareals an der Rückseite der Riffplatte.

Außerhalb der nordalpinen Obertrias konnte Mikrofazies Ri 9 auch in Proben aus rhätischen Dachsteinkalken der Julischen Alpen (Material RAMOVŠ, Laibach) festgestellt werden.

IV. Mikrofazies-Typen als sedimentologische Daten

Die mikrofazielle Typisierung von triadischen Kalken und Dolomiten liefert zusätzliche Aussagen über die Ablagerungsbedingungen dieser Sedimente. Hierbei ist es notwendig, die verschiedenen mikrofazialen Merkmale gesondert auf ihre sedimentologische Aussagekraft hin zu überprüfen.

Zwei Beispiele sollen die Bedeutung der Mikrofazies-Typen auf diesem Gebiet zeigen:

Die Gutensteiner Kalke der Typlokalität lassen zwei wesentliche Mikrofazies-Typen erkennen (E. FLÜGEL & M. KIRCHMAYER 1963): einen feinkörnigen Mikrit mit Sphären und zum Teil mit Ooiden und einen aus Detritus aufgebauten Biosparit mit vielen Algenresten. Die Mikrofazies-Typen Gu 1 A und Gu 1 B zeigen keine Anzeichen für stärkere Resedimentation; der feinkörnige Mikrit ist auch nicht gradiert und scheint eine ungestörte, gleichmäßige Kalkschlamm sedimentation anzuzeigen. Dieser Aussage steht aber die Aussage der Ooide gegenüber, deren Bildung zumeist eine gewisse Turbulenz des Wassers voraussetzt (vgl. CAROZZI 1960; RUSNAK 1960; USDOWSKI 1962 u. a.). Die quantitativen Daten der Ooide (Sortierung, Verteilung) könnten dafür sprechen, daß die Ooide vor ihrer Ablagerung transportiert wurden, daß also die Ooide in einem anderen Ablagerungsmedium (dessen Sedimente nicht bekannt sind) entstanden sind. In dem aus der mikrofazialen Untersuchung des Typusprofils gewonnenen Fazies-Schema ist festzustellen, daß Kalke des Mikrofazies-Typus 1 von Kalken des Mikrofazies-Typus 2 überlagert werden und daß diese Folge sich anscheinend nochmals wiederholt. Die Schichtsäule läßt demnach einen — vielleicht zyklischen — Wechsel in der Sedimentologie erkennen. Dieser Wechsel mag durch ein Oszillieren des Untergrundes bedingt gewesen sein oder durch Hebung der Sedimente vom Mikrofazies-Typus 1 in einen Bereich, der Algenwuchs und starke Wellenbewegung ermöglichte. Diese Erklärung steht der von ROSENBERG (1958, S. 295) gegebenen Deutung der Gutensteiner Kalke als „Algenkalkbarre mit Crinoidensandhalde ... und strandnahe Hinter-Riff-Flachseefazies“ mit „... gleichmäßig rhythmischer Absenkung“ gegenüber.

Wie die Beschreibung des Mikrofazies-Typus Ri 9 (S. 216) gezeigt hat, liefern die Mikrofazies-Typen der obertriadischen Riffkalke mit ihren meist zahlreichen organogenen und anorganischen Merkmalen gute, sedimento-

logisch auswertbare Daten. Es ist heute möglich, an Hand von Dünn-
schliffen das Ablagerungsmedium von Kalken aus obertriadischen Riff-
komplexen festzulegen und damit auch in tektonisch gestörten Gebieten
die ursprünglichen Riffteile (zentrales Riffareal, back-reef, fore-
reef usw.) auseinanderzuhalten. Diese Gliederungsmöglichkeit dürfte
im Zusammenhang mit der Erdölprospektion am Kalkalpenrand von
Interesse sein, da — bedingt durch die ungleiche primäre Porosität in ver-
schiedenen Teilen des Riffkomplexes — der Grad einer möglichen Erdöl-
führung sehr verschieden ist (vgl. LEVORSEN 1956).

V. Mikrofazies-Typen als Zeitmarken

Es sei vorausgeschickt, daß das Primat jeder stratigraphischen Glie-
derung bei der Paläontologie liegt (SCHINDEWOLF 1960). Trotzdem wird
es aber in vielen Fällen notwendig sein, für „prostratigraphische“ Glie-
derungsversuche im Rahmen der Lithostratigraphie auch die Mikrofazies-
Typen auszuwerten.

Auf die Gefahren des lithologischen Vergleiches ist schon oft hingewiesen
worden (vgl. z. B. J. PIA 1930). Und trotzdem bleibt dem Aufnahme-
geologen in vielen Fällen keine andere Möglichkeit, als allein nach dem
Habitus des Gesteins Einheiten zu unterscheiden, denen — nicht immer
berechtigt — der Rang von echten Zeit-Gestein-Einheiten zugesprochen
wird.

Gerade in der alpinen Trias ist dieses Verfahren weit verbreitet, und es
ist daher gerade hier notwendig, bei der zeitlichen Gliederung der Profile,
alle Methoden einzusetzen, die zur Verfügung stehen.

Die Auswertung von Mikrofazies-Typen als Zeitmarken ging von der
Erdölindustrie aus. UDDEN & WAITE (1927) unternahmen als erste den er-
folgreichen Versuch, Bohrungen im nordamerikanischen Jungpaläozoikum
durch Schliff Typen zu korrelieren. CUVILLIER konnte diese Methode dann
in großem Umfang im französischen Meso- und Känozoikum einsetzen,
und im Nahen Osten haben sich Korrelationen auf der Basis von Mikro-
fazies-Typen erfolgreich bewährt (HENSON 1951; FAIRBRIDGE 1954 u. a.).

Die Verwendbarkeit der Mikrofazies-Typen als Zeitmarken hängt im
wesentlichen davon ab, ob die Mikrofazies-Typen bereits in ihrer qualita-
tiven und quantitativen Variationsbreite untersucht sind. Wie die Unter-
suchungen in der alpinen Trias zeigen, ist diese Variationsbreite im allge-
meinen geringer als meist vermutet wird. In manchen Fällen ist dies von
Nachteil, da wenige und schlecht zu typisierende mikrofazielle Merkmale
und dementsprechend wenige Mikrofazies-Typen oft mit Fazies-Wieder-
holungen in der Vertikalen zusammenfallen. Andererseits liefern diese
quer durch die Zeit laufenden Mikrofazies-Typen — die etwa mit der Magna-
fazies (CASTER 1934) des Großbereiches zu vergleichen sind — wertvolle
sedimentologische Daten. Als Beispiel seien hier die Hallstätter Kalke des
Salzkammergutes genannt (vgl. S. 213).

Da sich in den Mikrofazies-Typen in erster Linie die Bedingungen der
Sedimentation widerspiegeln, wird eine Deutung als Zeitmarken erst nach
Eliminierung jener Merkmale möglich, die innerhalb eines Sedimentations-

raumes (etwas innerhalb eines Riffkomplexes) in starkem Maß vom Ablagerungsmedium abhängig sind. So werden gehäuft auftretende Ooide am Rande des back-reef-Areals im allgemeinen schlechte Zeitmarken abgeben, wobei allerdings auch hier weitere Untersuchungen abgewartet werden müssen; so hat z. B. F. WERNER (1959) gezeigt, daß die Größe der Eisenooide im Dogger von Württemberg in verschiedenen stratigraphischen Niveaus variiert. Versuche, Oolithe aus der nordalpinen Trias (Raibler Schichten, oolithische oberrhätische Riffkalke) durch quantitative Merkmale zu unterscheiden, brachten bisher keine befriedigenden Ergebnisse.

Es ist selbstverständlich, daß die brauchbarsten Merkmale für eine stratigraphische Interpretation der Mikrofazies-Typen die Biogene darstellen. Hierbei zeigt es sich aber, daß nicht nur die generisch oder spezifisch bestimmbareren Fossilreste als Zeitmarken herangezogen werden können, sondern daß auch die nur gruppenmäßig erfaßbaren Reste — zusammen mit den übrigen Merkmalen — von Bedeutung sind. So können z. B. lithologisch ähnliche Gutensteiner Kalke und Mürztaler Kalke durch das häufige Auftreten von Echinodermen-Platten in den Mürztaler Kalken unterschieden werden.

Eine derartige Unterscheidung ist für den kartierenden Geologen von Wert. In vielen Fällen werden mikrofazielle Untersuchungen gerade da eingesetzt werden, wo es um eine Entscheidung zwischen zwei Einstufungsmöglichkeiten geht (etwa bei Wettersteinkalk oder Dachsteinkalk, Hallstätter Kalk oder Dachsteinkalk, Plassenkalk oder triadischer Kalk usw.).

Aus den obenstehenden Ausführungen geht hervor, daß die Mikrofazies-Typen in ähnlicher Weise wie die Fazies im Großbereich nur innerhalb der gleichen Sedimentationsräume mit über weite Gebiete \pm gleichbleibenden Ablagerungsbedingungen als Zeitmarken Verwendung finden können. FAIRBRIDGE (1954) hat darauf hingewiesen, daß diese Bedingungen am besten im Übergangsbereich von Ortho- und Parageosynklinalen erfüllt sind, da hier bei relativ langsamer und ungestörter Sedimentation Änderungen, welche die Mikrofazies beeinflussen können, über weite Entfernungen wirksam sind. Im Bereich der Tethys scheinen derartige Sedimentationsbedingungen zumindest zeitweise vorhanden gewesen zu sein, wie die in obertriadischen Riffkalcken der Nord- und Südalpen gleichbleibenden Mikrofazies-Typen zeigen (E. FLÜGEL & A. RAMOVŠ 1961). In letzter Zeit konnten dieselben Mikrofazies-Typen auch in gleich alten Riffkalcken aus Griechenland (Pantokrator-Kalk) festgestellt werden.

VI. Ausblick

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß die Mikrofazies-Analyse auch in der kalkalpinen Trias neue Möglichkeiten für Aussagen über die Sedimentologie der triadischen Karbonate und stellenweise auch über das stratigraphische Alter eröffnet. Die methodischen Grundlagen liegen nun vor.

Weitere Untersuchungen müssen sich mit der mikrofazialen Typisierung der zahlreichen aus der alpinen Trias beschriebenen Kalke und Dolomite beschäftigen. Ferner ist es notwendig, vergleichende Untersuchungen in

anderen Gebieten der Tethys durchzuführen, um die regionale Beständigkeit der Mikrofazies-Typen auch in der Trias weiter untermauern zu können. Es ist selbstverständlich, daß derartige Arbeiten wesentlich zur Aufklärung der Paläogeographie beitragen können.

Vorerst aber sind Detailuntersuchungen notwendig, ohne die jede Synthese auf unsicherem Grund steht. In diesem Sinne sind die laufenden Arbeiten über die Mikrofazies der Reiflinger Kalke und der Pseudo-Hallstätter Kalke durch das Geol.-Paläont. Institut der Universität Graz sehr zu begrüßen.

Die mikrofaziellen Untersuchungen des Verfassers wurden an der Geol.-Paläont. Abteilung des Wiener Naturhistorischen Museums begonnen und am Geologischen Institut der Technischen Hochschule Darmstadt fortgesetzt. Die finanziellen Voraussetzungen zur Durchführung der Arbeiten schufen Subventionen durch die Österreichische Akademie der Wissenschaften, durch das Land Steiermark und durch das Land Niederösterreich. Für die Durchsicht des Manuskriptes und für sein stetes, die Arbeiten wesentlich förderndes Interesse bin ich Herrn Dr. Martin KIRCHMAYER (Bergakademie Clausthal-Zellerfeld) zu herzlichem Dank verpflichtet.

VII. Terminologie

Nachfolgend werden die in dieser Arbeit verwendeten Fachausdrücke erläutert. Definition und Diskussion der Termini findet sich bei E. FLÜGEL (1963 a).

Biogene: Alle in Dünnschliffen erkennbaren Fossilreste. Der Begriff umfaßt sowohl sicher typisierbare Fossilreste als auch Bruchstücke von unklarer gruppenmäßiger Zugehörigkeit.

Biomikrit: Mikrit mit zahlreichen Fossilresten.

Biosparit: Sparit mit zahlreichen Fossilresten.

Calcarenit: Kalk mit mechanisch abgelagerten Komponenten von Sandkorngröße (0.06—2 mm). Im Schliff 50% und mehr Detritus. Im allgemeinen rechnet man auch Kalk mit kleineren detritären Komponenten zu den Calcareniten.

Calcilutit: Feinkörniger, dichter, homogener Kalk.

Dismikrit: Mikrit mit unregelmäßig verteilten Arealen von Sparit. Verschiedene Entstehungsmöglichkeiten, oft durch Algen-Tätigkeit bedingt.

Dolosparit: Dolomit mit sparitischer Grundmasse.

Fein-Biodetritus: Detritus (mechanisch abgelagerte Komponenten, die bereits vor der Sedimentation gebildet worden waren) aus kleinen und \pm gleich großen Komponenten (Biogenen).

Interklaste: Wiederaufgearbeitetes Sediment, intraformationelle Bildungen, Inhomogenitätsbrekzien; Breie nach SANDER 1936.

Intermikrit: Mikrit mit Interklasten.

Intersparit: Sparit mit Interklasten.

Klastizitätsindex: Größter, im Schliff meßbarer \varnothing von 100 Gefügekörnern (Komponenten).

Mikrit: Feinkörnige, primäre Grundmasse der Karbonatgesteine. Verfestigter Kalkschlamm.

Offenheitsgrad: Zahl aller Komponenten/Zahl der sich berührenden Komponenten, bezogen auf eine gleichbleibende Flächeneinheit im Schliff.

Onkoide: Gefügekörner aus einem meist organogenem Kern und einer, aus nicht konzentrischen Ringen gebildeten Schale. Häufig durch Algen-Tätigkeit bedingt.

Oodolosparit: Dolomit mit sparitischer Grundmasse und Ooiden als Komponenten.

Ooide: Gefügekörner aus Kern und einer Schale mit konzentrischen Ringen, häufig mit Radialstruktur.

Oosparit: Sparit mit Ooiden.

Pseudooide: Abgerundete Gefügekörner ohne Struktur von verschiedenartiger Entstehung.

Sparit: Grobkörnige, spätige Grundmasse der Karbonatgesteine; zum Teil durch Umkristallisation bedingt.

VIII. Literatur

- BENELLI, S. G. C.: Geologia dei Monti di Fara in Sabina. — Boll. Soc. Geol. Ital., 79, 3, 23—78, 9 Taf. Rom 1960.
- BITTERLI, P.: Studien an bituminösen Gesteinen aus Österreich und benachbarten Gebieten. — *Erdoel-Z.*, 1962, 7, 405—416, 2 Abb. Wien—Hamburg 1962.
- BOUMA, A. H.: Sedimentology of some Flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. — 168 S., 31 Abb., 3 Beil. Amsterdam—New York (Elsevier) 1962.
- BRIX, F.: Chemische und physikalische Hilfsmittel zur stratigraphischen Gliederung fossilarmer Schichten mit Beispielen aus der Molassezone bei Tulln. — *Erdoel-Z.*, 1960, 8, 3—19, 8 Abb. Wien—Hamburg 1960.
- BROWN, J. S.: Suggested use of the word microfacies. — *Econ. Geol.*, 38, 325. New Haven 1943.
- BROWN, W. W. M.: The origin of stylolites in the light of a petrofabric study. — *J. Sed. Petrol.*, 29, 2, 254—259, 4 Abb., 1 Taf. Tulsa 1959.
- BUEHLER, E. J.: The use of peels in carbonate petrology. — *J. Sed. Petrol.*, 18, 71—73. Tulso 1948.
- CAROZZI, A.: Contribution à l'étude des rythmes de sédimentation. — *Arch. Sci.*, 3, 17—40, 95—146. Abb. Genf 1950.
- CAROZZI, A.: Sédimentation rythmique dans la nappe de Morcles-Aravis (Chaines subalpines de Haute-Savoie, France). — *Proc. Third Internat. Congr. Sedimentology*, 81—89, 2 Abb. Groningen-Wageningen 1951.
- CAROZZI, A.: Micro-mechanisms of sedimentation in the epicontinental environment. — *J. Sed. Petrol.*, 28, 2, 133—150, 13 Abb. Tulsa 1958.
- CAROZZI, A.: Microscopic Sedimentary Petrography. — 485 S., 88 Abb. New York—London (J. Wiley & Sons) 1960.
- CAROZZI, A.: Distorted oolites and pseudoolites. — *J. Sed. Petrol.*, 31, 2, 262—274, 13 Abb. Tulsa 1961.
- CASTER, K. E.: The stratigraphy and paleontology of northwestern Pennsylvania. Part I: Stratigraphy. — *Bull. Amer. Palaeont.*, 21, 71, 185 S., Abb. Ithaca 1934.
- CHAYES, F.: A simple Point Counter for Thin-Section Analysis. — *Amer. Min.*, 34, 1—11. New York 1949.
- COLOM, G.: Lito-facies y micropaleontología de las formaciones jurasico-neocomiense de la Sierra de Ricote (Murcia). — *Bol. Inst. geol. min. Espana*, 67, 11—64. Madrid 1956.
- CUVILLIER, J.: La notion de „microfacies“ et ses applications. — VII^e Congr. Naz. Metano Petrolio, (I), 1—7. Rom 1952.
- CUVILLIER, J.: Micropaleontologie moderne. — *Rev. Micropaleont.*, 1, 1, 5—8. Paris 1958.
- CUVILLIER, J.: Étude et utilisation rationnelle de microfacies. — *Rev. Micropaleont.*, 4, 1, 3—6. Paris 1961.
- CUVILLIER, J. & SACAL, V.: Stratigraphic correlations by microfacies in Western Aquitaine. 3rd ed. — *Internat. Sed. Petrograph. Ser.*, 2, 34 S., 100 Taf. Leiden (E. J. Brill) 1961.
- DEFLANDRE, G.: Sur les Nannofossiles calcaires et leur systématique. — *Rev. Micropaleont.*, 2, 3, 127—152, 4 Taf. Paris 1959.
- DUBOURDIEU, G.: Etude géologique de la région de L'Ouenza. — *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 10. Algier 1956.
- ENGELS, B.: Die kleintektonische Arbeitsweise unter besonderer Berücksichtigung ihrer Anwendung im deutschen Paläozoikum. — *Geotekton. Forsch.*, 13, 129 S. Stuttgart 1959.
- ESCHER-HESS, C.: Etude microscopique. — *Ecolgae géol. Helvet.*, 8, 288—291. Basel 1903.
- FABRICIUS, F. H.: Sedimentation und Fazies des Rät und der Lias-Überdeckung in den Bayrisch-Tirolischen Kalkalpen. — *Diss. T.H. München*, 157 S., 35 Profil- und Diagrammtaf., 30 Phototaf., 6 Karten. München 1960.
- FAIRBRIDGE, R. W.: Stratigraphic correlation by microfacies. — *Amer. J. Sci.*, 252, 11, 683—694, 1 Abb. New Haven 1954.
- FERASIN, F.: Sulla presenza di Supposte Alge filamentose nel Giurese del Veneto. — *Riv. Ital. Paleont.*, 62, 198—204, 1 Abb., Taf. 17—18. Mailand 1956.

FLÜGEL, E.: Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachsteingebiet, Oberösterreich). III. Zur Mikrofazies der Zlambach-Schichten am W-Ende des Gosaukammes. — Verh. geol. Bundesanst., 1962, 1, 138—145, 1 Abb., Taf. 5. Wien 1962.

FLÜGEL, E.: Grundlagen der mikrofaziellen Analyse von Karbonatgesteinen. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh. (im Druck). Stuttgart 1963 (a).

FLÜGEL, E.: Zur Geologie der Sauwand bei Gußwerk (Steiermark). — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 93 (im Druck). Graz 1963 (b).

FLÜGEL, E. & FLÜGEL-KAHLER, E.: Mikrofazielle und geochemische Gliederung eines obertriadischen Riffes der Nördlichen Kalkalpen (Sauwand bei Gußwerk, Steiermark, Österreich). — Mitt. Mus. Bergbau Geol. Technik, Landesmus. Joanneum, 24, 1—120, Taf. 1—10, 8 Abb., 14 Tab. Graz 1963.

FLÜGEL, E. & KIRCHMAYER, M.: Zur Terminologie der Ooide, Onkoide und Pseudo-oide. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1962, 3, 113—123, 2 Abb., 2 Tab. Stuttgart 1962.

FLÜGEL, E. & KIRCHMAYER, M.: Typlokalität und Mikrofazies des Gutensteiner Kalkes (Anis) der kalkalpinen Trias. — Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 93 (im Druck). Graz 1963.

FLÜGEL, E. & RAMOVŠ, A.: Fossilinhalt und Mikrofazies des Dachsteinkalkes (Ober-Trias) im Begunjsca-Gebirge, S-Karawanken (NW-Slowenien, Jugoslawien). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1961, 6, 287—294. Stuttgart 1961.

FOLK, R. L.: Practical Petrographic Classification of Limestones. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 43, 1, 1—38, 41 Abb. Tulsa 1959.

FÜCHTBAUER, H.: Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. — Erdöl und Kohle, 12, 605—613, 7 Abb. Hamburg 1959.

FÜLÖP, J., HÁMOR, G., HETÉNYI, R. & VIGH, G.: Über die Jurabildungen des Vértesgebirges. — Földt. Közlety, 90, 1, 15—26, 5 Abb., Taf. 1—6. Budapest 1960 (Ungar.-m. deutsch. u. russ. Zusammenfassung).

GANSS, O., KÜMEL, F. & NEUMANN, G.: Geologische Karte der Dachsteingruppe, 1: 25.000. — DÖAV, Innsbruck—Wien 1954.

GÜMBEL, C. W.: Mikroskopische Untersuchungen alpiner Triaskalke und Dolomite. — Verh. geol. Reichsanst., 7, 8, 141—144. Wien 1873.

HAGN, H.: Fazies und Mikrofauna der Gesteine der Bayrischen Alpen. — Internat. Sed. Petrograph. Ser., 1, 174 S., 71 Taf., 8 Tab. Leiden (E. J. Brill) 1955.

HEINRICH, A.: Untersuchungen über die Mikrofauna des Hallstätter Kalkes. — Verh. geol. Reichsanst., 1913, 225—234. Wien 1913.

HENSON, F. R. S.: Cretaceous and Tertiary Reef Formations and Associated Sediments in Middle East. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 34, 215—238, 4 Taf. Tulsa 1951.

HOUGH, J. L.: Sediments of Cape Cod Bay, Massachusetts. — J. Sed. Petrol., 12, 10—30, 8 Abb. Tulsa 1940.

HUCKRIEDE, R.: Die Conodonten der mediterranen Trias und ihr stratigraphischer Wert. — Paläont. Z., 32, 3/4, 141—175, Taf. 10—14. Stuttgart 1958.

HÜCKEL, B. & JACOBSHAGEN, V.: Geopetale Sedimentgefüge im Hauptdolomit und ihre Bedeutung für die tektonische Analyse der Nördlichen Kalkalpen. — Z. deutsch. geol. Ges., 113, 2/3, Jg. 1961, 305—310, Taf. 5—6, 1 Abb. Stuttgart 1962.

KOCH, E.: „Sandfang“. Ein Hinweis auf die Lagerungsverhältnisse. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1959, 443—450, 7 Abb. Stuttgart 1959.

KRISTAN-TOLLMANN, E.: Stratigraphisch wertvolle Foraminiferen aus Obertrias- und Liaskalken der voralpinen Fazies bei Wien. — Erdoel-Z., 1962, 4, 228—233, 2 Taf. Wien—Hamburg 1962.

KRUMBEIN, W. C. & SLOSS, L. L.: Stratigraphy and sedimentation. — 497 S., 122 Abb. San Francisco (Freeman & Co.) 1955.

KÜHN, O. (Herausgeber): Austriche. — Lexique Strat. Internat., 1, Europe, Fasc. 8, 646 S. Centre National Recherche Scient., Paris 1962.

LEES, A.: Etching technique for use on thin sections of limestones. — J. Sed. Petrol., 28, 200—202. Tulsa 1958.

LEISCHNER, W.: Zur Mikrofazies kalkalpiner Gesteine. — Sitzungsber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 168, 8/9, 839—882, 17 Abb., 3 Taf. Wien 1959.

LEISCHNER, W.: Zur Kenntnis der Mikrofauna und -flora der Salzburger Kalkalpen. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 112, 1, 1—47, Taf. 1—14. Stuttgart 1961.

LEUCHS, K.: Beiträge zur Lithogenese kalkalpiner Sedimente. I. Teil: Beobachtungen an Riffgesteinen der nordalpinen Trias. — N. Jb. Min. Geol. Paläont., (B), 59, 357—408, Taf. 25—35. Stuttgart 1928.

LEUCHS, K.: Feinschichten, Gleitfaltung, Algenrasen und Trümmerlagen im Wettersteinkalk (Beiträge zur Lithogenese kalkalpiner Sedimente III. Teil). — Chemie der Erde, 7, 95—112, 8 Abb. Jena 1932.

LEVORSEN, A. I.: Geology of Petroleum. — 703 S., Abb. San Francisco (Freeman & Co.) 1956.

MARKOVA, M.: Výskyt valúmov Jury v Terciérnych zlepenoch na Juhozápadnom okraji juhoslovenskeho krasu. — Geol. Prace, 55, 267—278, 3 Abb., Taf. 13—15. Bratislava 1959 (Slowakisch).

MICROFACIES ITALIANE (dal carbonifero al miocene medio). — 35 S., 145 Taf. Milano (Agip Mineraria) 1959.

MÍŠIK, M.: Das lithologische Profil durch die Maninserie. — Geol. Sborn., 8, 2, 242—258, Taf. 8, Beil. 2. Bratislava 1957 (Slowakisch m. deutsch. Zusammenfass.).

OBBERHAUSER, R.: Foraminiferen und Mikrofossilien „incertae sedis“ der ladinischen und karnischen Stufe der Trias aus den Ostalpen und aus Persien. — Jb. Geol. Bundesanst., Sonderbd. 5, 5—46, 5 Abb., 6 Taf. Wien 1960.

OHLEN, H. R.: The Steinplatte Reef Complex of the Alpine Triassic (Rhaetian) of Austria. — Unveröff. Diss. Univ. Princeton, 123 S., 20 Taf. Princeton 1959.

PETTJOHN, F. J.: Sedimentary rocks. — 718 S., 173 Abb., 40 Taf. New York (Harper & Brothers) 1957.

PEYRE, Y.: Étude sur les organismes du Jurassique présentant en section taillée l'aspect de filaments. — Rev. Micropaléont., 2, 2, 80—87, 2 Abb., 2 Taf. Paris 1959.

PIA, J. v.: Grundbegriffe der Stratigraphie. Mit ausführlicher Anwendung auf die europäische Mitteltrias. — 252 S., 3 Abb. Wien—Leipzig (F. Deuticke) 1930.

PLÖCHINGER, B.: Die Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt (Niederösterreich). — Jb. Geol. Bundesanst., 104, 359—441, 19 Abb., geol. Karte auf Taf. 27. Wien 1961.

PURTSCHELLER, F.: Sedimentpetrographische Untersuchungen am Hauptdolomit der Brentagruppe. — Tschermarks min. petrograph. Mitt., 8, 2, 167—217, 13 Abb., 5 Diagramme. Wien 1962.

RADOIČIĆ, R.: Microfacies du Cretacé et du Paleogene des Dinarides externes de Yougoslavie. — Paleont. Dinarides Yougoslaves, Ser. A, Micropaléont., 4, 1, 172 S., 67 Taf. Titograd 1960.

REY, M.: Sur l'emploi des photo-logs de microfaciès dans les séries indurées sédimentaires traversées par les sondages. — Rev. Inst. Franc. Petrol. Ann. Combustibles liquides, 9, 2, 8 S. Paris 1954.

REY, M. & NOUET, G.: Microfacies de la region Prerifaine et de la Moyenne Moulouya (Maroc Septentrional). — Internat. Sed. Petrograph. Ser., 3, 41 S., 97 Taf., 3 Tab. Leiden (E. J. Brill) 1958.

ROSENBERG, G.: 50 Jahre nach Mojsisovics. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, Jg. 1957, 293—314. Wien 1958.

RUSNAK, G. A.: Some observations of recent oolites. — J. Sed. Petrol., 30, 3, 471—480, 7 Abb. Tulsa 1960.

SANDER, B.: Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge (Rhythmische Kalke und Dolomite aus Tirol). I. Nordalpine Beispiele. II. Südalpine Beispiele, Hauptdolomit, Allgemeines. — Min. Petrograph. Mitt., 48, 1/2, 27—139, 6 Diagramme, 36 Abb., 7 Tab.; 3/4, 2 Diagramme, 10 Abb., 6 Tab. Leipzig 1936.

SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Zweiter Teil. Die Korngefüge. — 409 S., 153 Abb. Wien—Innsbruck (Springer) 1950.

SCHERER, G.: Der Lebensraum der Riffkorallen. — Naturwiss. Ver. Darmstadt, Bericht 1959/1960, 29—44, 17 Abb. Darmstadt 1960.

SCHINDEWOLF, O. H.: Stratigraphische Methodik und Terminologie. — Geol. Rundschau, 49, 1, 1—35, 1 Tab. Stuttgart 1960.

SCHWARZACHER, W.: Sedimentpetrographische Untersuchungen kalkalpiner Gesteine. Hallstätter Kalk von Hallstatt und Ischl. — Jb. Geol. Bundesanst., 91, 1—48, 15 Abb. Wien 1946.

STRADNER, H. & PAPP, A.: Tertiäre Discoasteriden aus Österreich und deren stratigraphische Bedeutung. Mit Hinweisen auf Mexiko, Rumänien und Italien. — Jb. Geol. Bundesanst., Sonderbd. 7, 160 S., 42 Taf., 24 Abb. Wien 1961.

- TOLLMANN, A.: Die Hallstätterzone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen. — Jb. Geol. Bundesanst., 103, 37—131, 4 Abb., Taf. 2—5. Wien 1960.
- TWENHOFEL, W. H. & TYLER, S. A.: Methods of study of sediments. — 183 S., 17 Abb., 24 Tab. New York—London (McGraw-Hill) 1941.
- UDDEN, J. A. & WAITE, V. V.: Some microscopic characteristics of the Bend and Ellenburger limestones. — Texas Univ. Bull., 2703, 8 S., 9 Taf. Austin 1927.
- USDOWSKI, H. E.: Die Entstehung der kalkoolithischen Fazies des norddeutschen Unteren Buntsandsteins. — Beitr. Min. Petrograph., 8, 3, 141—179, 8 Taf. Stuttgart 1962.
- VÉGH-NEUBRANDT, E.: Petrologische Untersuchung der Obertrias-Bildungen des Gerecsegebirges in Ungarn. — Geol. Hungarica, Ser. Geol., 12, 132 S., 50 Abb. Budapest 1960 (ungarisch und deutsch).
- VORTISCH, W.: Oberrhätischer Riffkalk und Lias in den nordöstlichen Alpen. Teil 1. — Jb. Geol. Bundesanst., 76, 1—64, 1 Taf., 4 Abb. Wien 1926.
- WÄHNER, F.: Das Sonnwendgebirge im Unterinntal, ein Typus eines alpinen Gebirgsbaues. Band 1. — 356 S., 96 Abb., 1 Karte, 19 Taf. Leipzig—Wien (F. Deuticke) 1903.
- WALPOLE, R. L. & CAROZZI, A. V.: Microfacies Study of Rundle Group (Mississippian) of Front Ranges, Central Alberta, Canada. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 45, 11, 1810—1846, 25 Abb., 6 Tab., 1 Taf. Tulsa 1961.
- WARNE, J.: A quick field or laboratory staining scheme for the differentiation of the major carbonate minerals. — J. Sed. Petrol., 32, 1, 29—38, 3 Abb., Taf. 2. Tulsa 1962.
- WELLS, J. W.: Provisional paleoecological analysis of the Devonian rocks of the Columbus Region. — Ohio J. Sci., 47, 119—126. Washington 1947.
- WERNER, F.: Zur Kenntnis der Eisenoolithfazies des Braunjura β von Ostwürttemberg. — Arb. Geol. Paläont. Inst. T H Stuttgart, N. F., 23, 169 S., 7 Taf. Stuttgart 1959.
- WEYNSCHENK, R.: Beiträge zur Geologie und Petrographie des Sonnwendgebirges (Tirol), besonders der Hornsteinbreccien. — Schlern-Schriften, 59, 66 S., 7 Abb., 3 Beilagen, Taf. 1—15. Innsbruck 1949.
- WOLF, K. H.: An introduction to the classification of limestones. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1961, 5, 236—250, 1 Abb., 1 Tab. Stuttgart 1961.
- ZANKL, H.: Die Geologie der Torrener Joch-Zone in den Berchtesgadener Alpen. — Z. deutsch. geol. Ges., 113, 2/3, Jg. 1961, 446—462, 7 Abb. Stuttgart 1962.
- ZAPFE, H.: Dachsteinkalk und „Dachsteinmuscheln“. — Natur und Volk, 87, 3, 87—94, 8 Abb. Frankfurt/Main 1957.

TAFEL 1

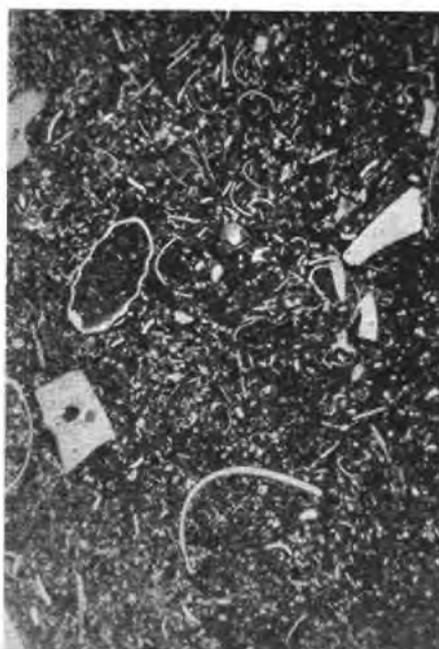
- Fig. 1: Dünnschliff. Norischer Hallstätter Kalk: Dürrenberg bei Hallein, Salzburg. 4×. — Biomikrit mit zahlreichen schlecht sortierten Biogenen, meist Molluskenreste.
- Fig. 2: Dünnschliff. Norischer Hallstätter Kalk: Reingraben bei Hallein, Salzburg. 4×. — Biomikrit mit zahlreichen Biogenen, darunter Echinodermenreste, Ostrakoden, Molluskenfragmente und gebogene Filamente.
- Fig. 3: Dünnschliff. Norischer Hallstätter Kalk: Sommeraukogel bei Hallstatt, Oberösterreich. 4×. — Interbiomikrit mit Resedimenten (Schlickgerölle nach SCHWARZACHER) und Molluskenbruchstücken.
- Fig. 4: Dünnschliff. Norischer Hallstätter Kalk: Steinbergkogel bei Hallstatt, Oberösterreich. 4×. — Mikrit mit wenigen, stark zerkleinerten Biogenen, Ammonitenquerschnitt.

TAFEL 2

- Fig. 1: Dünnschliff. Mikrofazies-Typus Ri 8 der obertriadischen Riffkalke: Hörndl, Sonnwendgebirge, Tirol. 4×. — Oosparit mit gut sortierten Ooiden und Molluskenresten.
- Fig. 2: Dünnschliff. Mikrofazies-Typus Ri 9 der obertriadischen Riffkalke. Dachsteinkalk: Kleiner Gosaugletscher, Gosaukamm, Oberösterreich. 4×. — Algen-Biosparit; nahezu alle Biogene sind Algen (Codiaceen und Dasyeladaceen). — Schliff 36.
- Fig. 3: Dünnschliff. Mikrofazies-Typus Ri 9 der obertriadischen Riffkalke. Dachsteinkalk: Kleiner Gosaugletscher, Gosaukamm, Oberösterreich. 4×. — Algen-Biosparit mit zahlreichen Codiaceen-Thalli. — Schliff 28.
- Fig. 4: Dünnschliff. Mikrofazies-Typus Ri 9 der obertriadischen Riffkalke. Dachsteinkalk: Kleiner Gosaugletscher, Gosaukamm, Oberösterreich. 4×. — Algen-Biosparit mit großen Codiaceen-Thalli und Foraminiferen (*Labyrinthinen*, *Angulodiscus*). — Schliff 24.

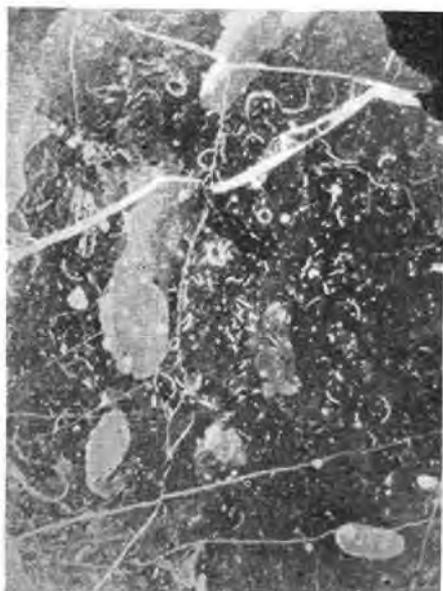


1



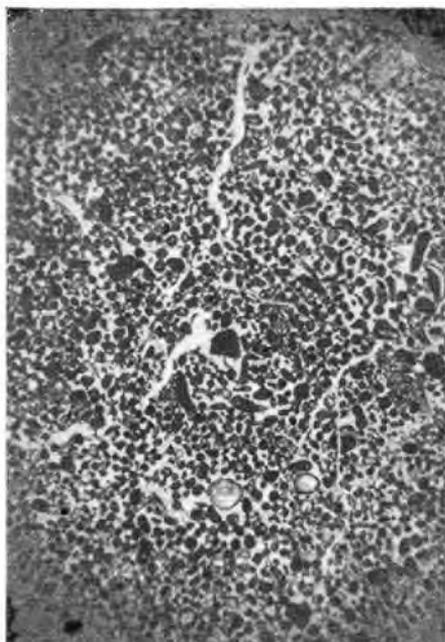
2

3

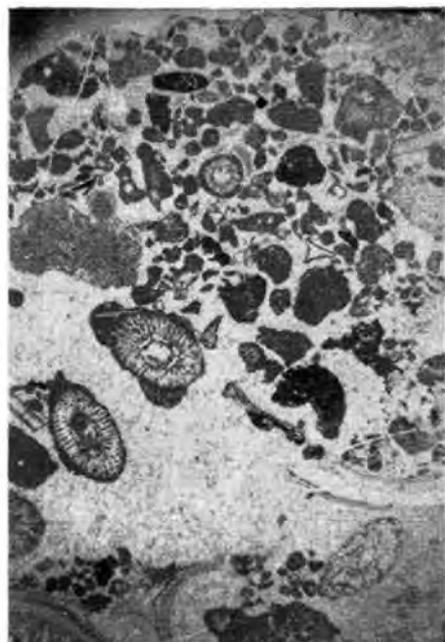


4



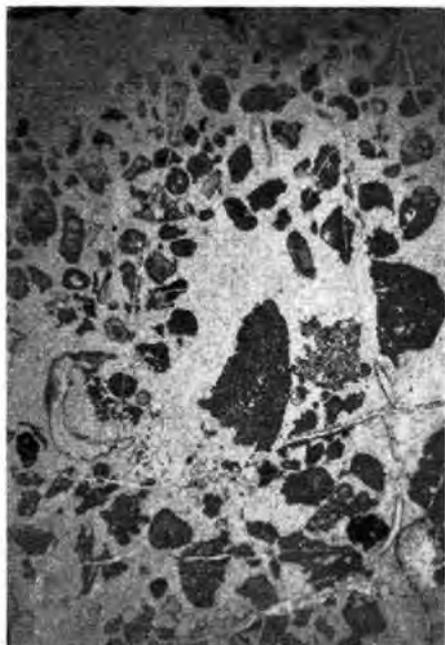


1

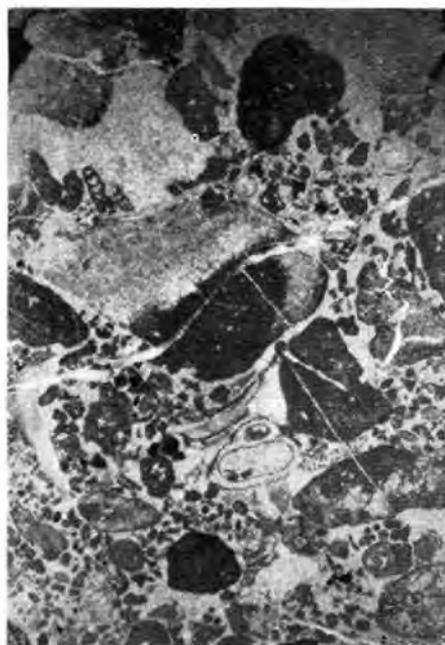


2

3



4



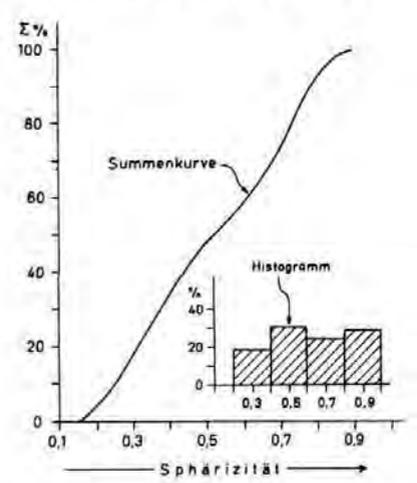
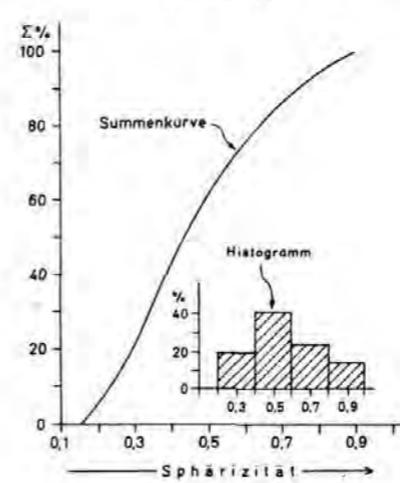
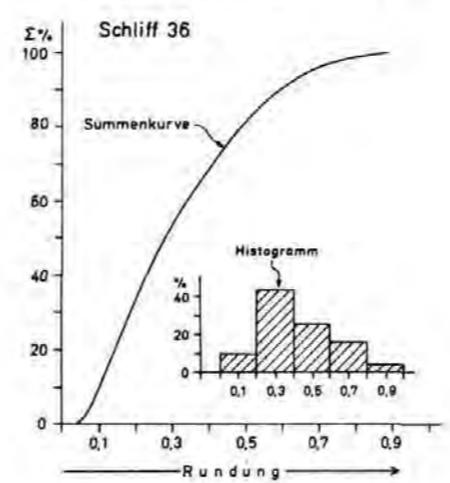
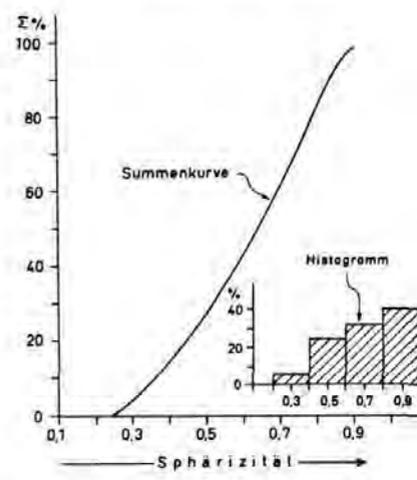
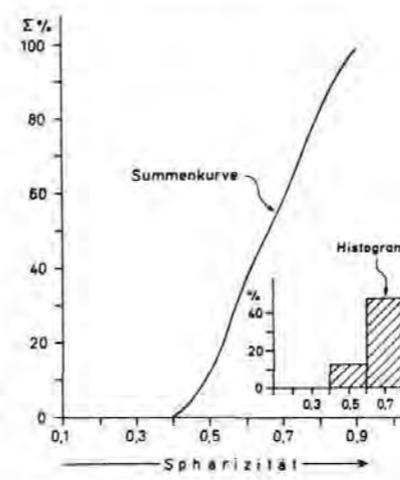
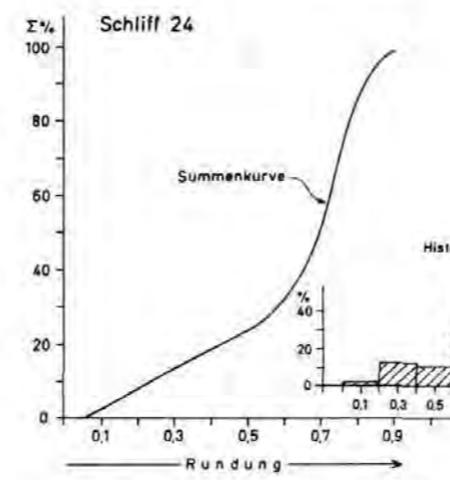
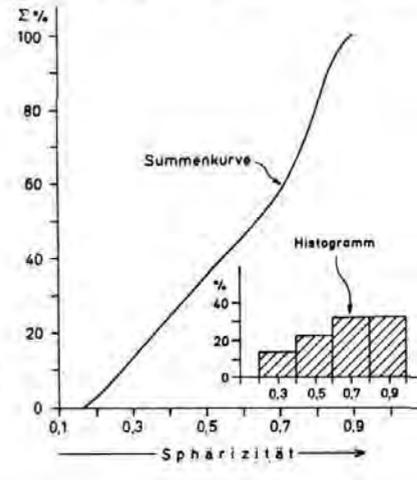
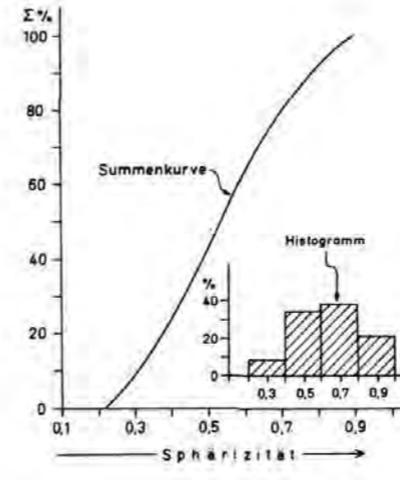
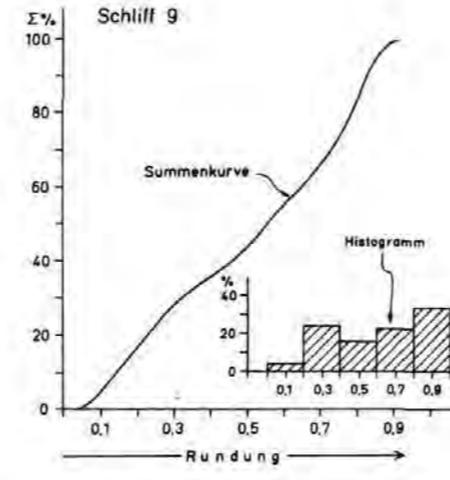
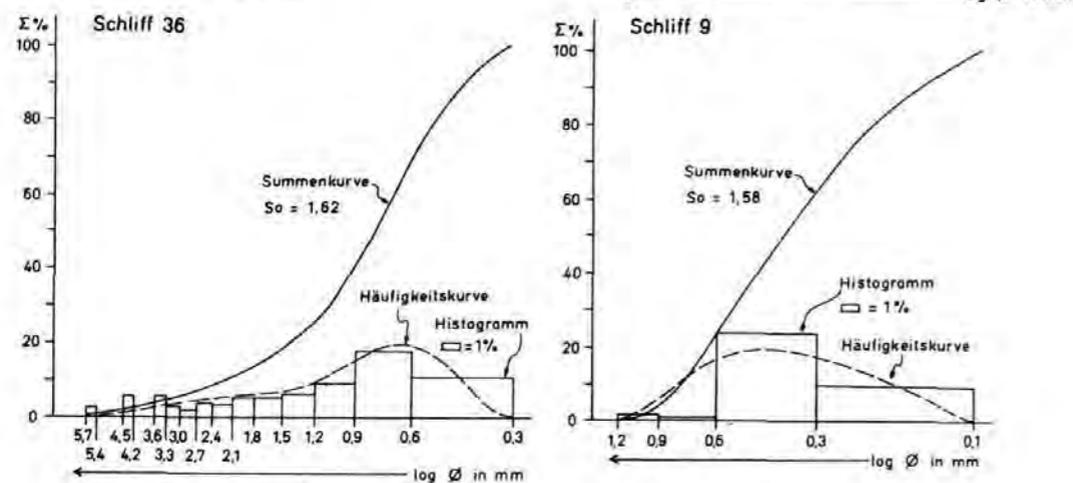
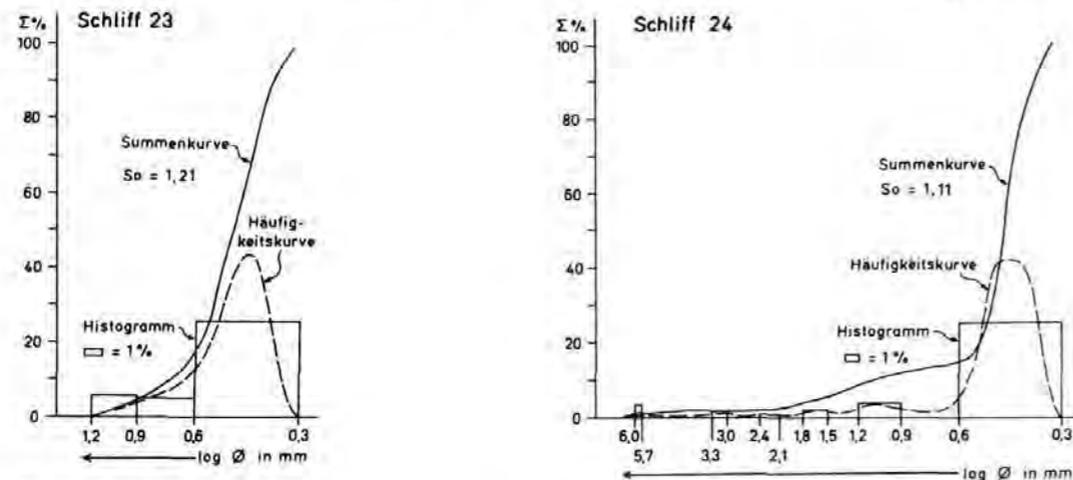
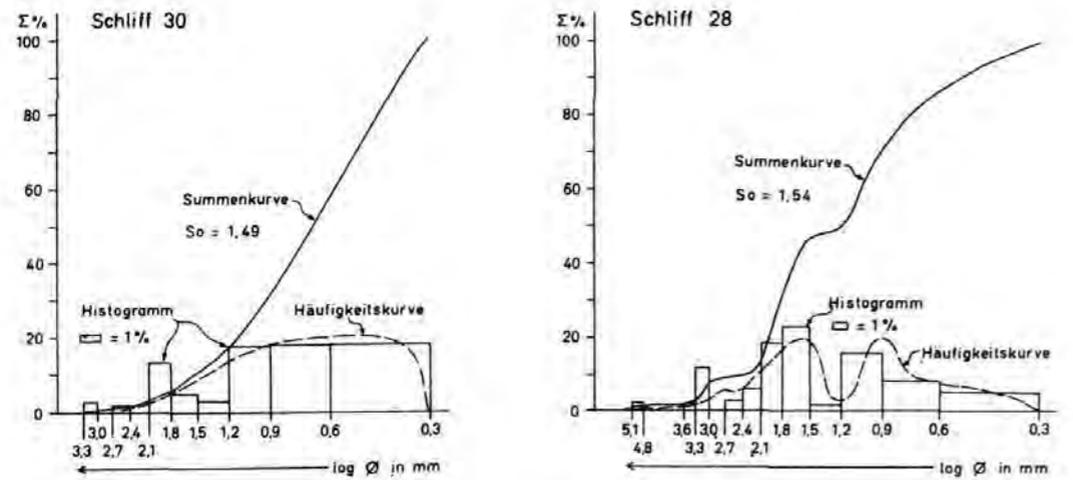


Fig. 1: Sortierung von Biogenen und Interklasten im Dachsteinschiefer des Kleinen Gosaugletschers, Dachsteingruppe, Oberösterreich. Abszisse: größter scheinbarer Durchmesser der Komponenten im Schliff; Ordinate: Summenprozente. Verschiedenartige Sortierung der Komponenten z. T. abhängig von der Korngröße.

Fig. 2: Rundung und Sphärizität von Biogenen und Interklasten, geschätzt nach dem Vergleichsschema von KRUMBEIN & SLOSS (1955). Dachsteinschiefer des Kleinen Gosaugletschers, Dachsteingruppe, Oberösterreich. Pro Schliff 100 Körner. Ungleichmäßige und im allgemeinen geringe Rundung und Sphärizität.

Jb. Geol. B. A.	Band 106	S. 229—361	Wien, Mai 1963
-----------------	----------	------------	----------------

Sporen aus dem südalpinen Perm

(Vergleichsstudie für die Gliederung nordalpiner Salzserien)

Von Wilhelm KLAUS *)

(Mit Phototafel 1—20 und 38 Textabbildungen)

Inhalt

	Seite
Abstract	231
I. Einleitung	232
II. Probenmaterial	234
III. Fundortangaben	234
Grödner Tal	236
(1) Cuecenes	236
(2) Runggaditsch	239
Gebiet des Weißhorns	241
(3) Butterloch	241
Gebiet des Rosengartens	244
(4) Karerpaß	244
IV. Stratigraphische Stellung des Untersuchungsmaterials	246
Übersichtstabelle im Vergleich mit permischen Schichtfolgen	247
V. Beschreibung der Sporenformen	248
Sporites	249
Triletes	249
Azonaletes	249
<i>Apiculati</i>	249
<i>Convexicostisporites</i>	249
<i>C. dejerseyi</i> **	249
<i>C. eggeri</i> **	254
Saccites	254

*) Anschrift des Verfassers: Dr. Wilhelm KLAUS, Geologische Bundesanstalt, Wien III, Rasumofskygasse 23.

** = n. sp.

	Seite
Monosaccites	255
<i>Triletesacciti</i>	255
<i>Nuskosporites</i>	262
<i>N. dulhuntyi</i>	263
<i>N. klausii</i>	264
<i>Trizonaesporites</i>	265
<i>T. grandis</i>	266
<i>Endosporites</i>	266
<i>E. hexarteticulatus</i> *	266
<i>Perisaccus</i>	268
<i>P. granulatus</i> *	269
Disaccites	270
<i>Disaccitriletes</i>	270
<i>Illinites</i>	270
<i>I. parvus</i> *	271
<i>I. gamsii</i> *	273
<i>I. pemphicus</i> *	273
<i>I. bentzi</i> *	274
<i>Jugasporites</i>	275
<i>J. delasaucei</i>	276
<i>J. perspicuus</i>	278
<i>J. paradelasaucei</i> *	279
<i>J. schaubbergeroides</i> *	279
<i>J. lueckoides</i> *	280
<i>Disaccimonoletes</i>	282
<i>Limitisporites</i>	282
<i>L. rectus</i>	282
<i>L. moersensis</i>	283
<i>L. leschikii</i> *	285
<i>L. parvus</i> *	286
<i>Labiisporites</i>	286
<i>L. granulatus</i>	288
<i>Scutasporites</i>	289
<i>S. unicus</i> *	290
<i>Gigantosporites</i>	290
<i>G. hallstattensis</i> *	293
<i>G. aletoides</i> *	293
<i>G. illinoides</i> *	294
<i>Gardenasporites</i>	294
<i>G. heisseli</i> *	296
<i>G. moroderi</i> *	297
<i>G. leonardii</i> *	297
<i>G. oberrauchi</i> *	298
<i>Striatiti</i>	299
<i>Lueckisporites</i>	299
<i>L. virkkiae</i>	302
<i>L. microgranulatus</i> *	303
<i>L. globosus</i> *	304
<i>L. parvus</i> *	304
<i>Taeniaesporites</i>	306
<i>T. ortisei</i> *	310
<i>T. labdacus</i> *	311
<i>T. alatus</i> *	312
<i>T. samoilovichii pantii</i>	312

* = n. sp.

	Seite
<i>Strotersporites</i>	313
<i>S. richteri</i>	316
<i>S. jansonii</i> *	317
<i>S. wilsoni</i> *	318
<i>Striatites</i>	319
<i>S. jacobii</i>	322
<i>S. marginalis</i> *	323
<i>S. minor</i> *	324
<i>S. angulistriatus</i> *	324
<i>S. sewardi</i>	325
<i>Disacciatrileti</i>	325
<i>Paravesicaspora</i>	329
<i>P. splendens</i>	330
<i>Falcisporites</i>	332
<i>F. zapfei</i>	332
<i>Klausipollenites</i>	333
<i>K. schaubergeri</i>	334
<i>Vesicaspora</i>	335
<i>V. schemeli</i> *	336
<i>Platysaccus</i>	337
<i>P. papilionis</i>	337
Polyplicates	337
<i>Vittatina</i>	337
<i>V. costabilis</i>	339
<i>V. ovalis</i> *	341
<i>V. angulistriata</i> *	342
<i>Ephedripites</i>	343
<i>E. primus</i> *	343
VI. Anteile der Sporenarten im Spektrum	345
VII. Vergleich mit außeralpinen Sporenfloren des oberen Perm	350
VIII. Vergleich mit dem alpinen Salzgebirge	352
IX. Ausblick auf Vergleiche mit der unteren Trias	353
X. Zusammenfassung (Summary)	354
XI. Index der Gattungen und Arten	355
XII. Literatur	357
Tafelerklärung	363

Abstract

Upper Permian spores of the Dolomiten region in the Southern Alps are described on the basis of single grain preparations and photo micrograms. Spores occur in thin black shale layers of Grödner Sandstein and overlaying Bellerophon beds. The geological position and a well known mega- and microfauna leaves no doubt as to the permian age of the sporebearing material. The palynological assemblages consist mainly of winged spores of the genera *Lueckisporites*, *Taeniaesporites*, *Striatites*, *Strotersporites*, *Gigantospores*, *Klausipollenites*, *Nuskoisporites*, *Falcisporites*, *Jugasporites* and *Illinites*. Spores from the upper part of Grödner Sandstein and Bellerophonbeds are almost identical. Examination of assemblages reveals similarities to microfloras of Kupferschiefer and Zechstein of Germany, to the Hungarian Perm of Balatonhighland and to permian Flowerpotformation of U. S. A. The closest floristic correlation appears to be with alpine salt-rocks. A preliminary investigation of Upper Buntsandstein and Muschelkalk indicates the absence of most permian spore species.

* = n. sp.

I. Einleitung

Es ist die Absicht vorliegender Arbeit, eine stratigraphische Basis für die mikrofloristische Korrelation mit den alpinen Salzlagerstätten zu schaffen. Daß in diesen fossile Sporen in reichlicher Menge und guter Erhaltung anzutreffen sind, haben die Untersuchungen des letzten Jahrzehntes deutlich gezeigt. Es ergibt sich nun die Aufgabe, das Alter der Sporengesellschaft stratigraphisch zu fixieren. Als Arbeitsrichtung bietet sich der Weg vergleichender Untersuchungen von permischen und triadischen sporenführenden Schichtfolgen an, welche nach Möglichkeit auch faziell nicht zu sehr entfernt sein sollten. Zwei wesentliche Bedingungen scheinen als Voraussetzung für stratigraphische Vergleiche betonenswert:

1. Verwendung von Untersuchungsmaterial, dessen stratigraphische Position auf Grund von bekannten Faunen und geologischen Lagerungsverhältnissen als allgemein gesichert und anerkannt gilt;

2. Fortgesetzte Suche nach gut erhaltenem Belegmaterial als Grundlage zu möglichst deutlichem, klarem mikrophotographischem Nachweis der präparierten Sporen.

Im gegenwärtigen Entwicklungsstand der Palynologie erscheint die Konzentration auf die Vorlage von stratigraphisch gesichertem, gut erhaltenem und dargestelltem Belegmaterial der näherliegende Weg zum stratigraphischen Erfolg. Die bestehenden Unsicherheiten resultieren aus der nicht zweifelsfreien Wiedergabe von schlecht erhaltenem Material, besonders wenn daran Definitionen neuer Formeinheiten geknüpft sind.

Zu Vergleichen mit dem alpinen Salzgebirge wurde zunächst der Sporenhalt des Zechstein untersucht (KLAUS 1955). GREBE 1957 baut das Bild der Vergesellschaftung weiter aus. LESCHIK 1956 referiert über einen Zechstein-Salztön.

Der Kupferschiefer wird durch Sporen charakterisiert (GREBE 1957).

Die Sporengattungen des deutschen Oberen Perm (Zechstein) sind in der Mehrzahl im alpinen Salz vorhanden. Auch die Vergesellschaftung ist in vielen Punkten ähnlich.

Wenngleich die palynologischen Erfahrungen dagegen sprechen, so ist der theoretische Einwand der möglichen Faziesunterschiede zwischen germanischem und alpinem Perm jedenfalls als ein näher zu untersuchendes Problem zu betrachten. Das heißt also, zum weiteren Vergleich mit den Salzlagern alpine, gesicherte Permablagerungen mit Sporenführung zu suchen.

Bellerophonschichten, als alpines oberes Perm und die darunter liegenden Grödner Sandsteine, welche z. T. auch noch zum Ober-Perm gerechnet werden, wären als alpine Altersäquivalente des Zechsteins bzw. Kupferschiefers die schlüssige Vergleichsbasis.

Viele Bemusterungen aus äquivalenten Schichten zeigen immer wieder, daß wohl erhaltenes Sporenmateriale, wie es für einen Bericht über Fossilfunde wünschenswert wäre, im Alpenbereich äußerst schwierig zu gewinnen ist. Wohl konnte man in einigen Proben aus den Bellerophonschichten des Gartnerkofelgebietes in den Karnischen Alpen so eben noch geflügelte Sporen

erkennen. Noch weniger brauchbar waren die Muster des Grödner Sandsteines von Kötschach im Drauzuge. Offenbar ist auch die alpine Durchbewegung der Sporenerhaltung recht abträglich. So mußten die Vergleiche jahrelang in einer recht oberflächlichen Kenntnis des alpinen Perm stecken bleiben.

Eine entscheidende Wendung brachte die Untersuchung von Gesteinsproben aus den Grödner Schichten der Dolomiten, welche mir Herr Univ.-Prof. Werner HEISSEL, Innsbruck, freundlichst zur Bearbeitung überließ. Es ließ sich zum erstenmal eine reiche, zum Teil gut erhaltene Sporenflora ermitteln. Nicht wenig überraschend war die erstaunlich weitgehende Übereinstimmung mit dem deutschen Kupferschiefer und Zechstein — und dem alpinen Salzgebirge.

Dem besonderen Interesse und freundlichen Entgegenkommen Herrn Univ.-Prof. W. HEISSEL verdanke ich nicht nur die wesentlichen Angaben über Fundpunkte und Geologie, sondern auch eine persönliche Führung an die mir bisher nicht bekannten Fundstellen im Grödner Sandstein der Südtiroler Dolomiten.

Nachdem die Voraussetzungen für eine Vergleichsuntersuchung erfüllt erschienen — nämlich die gute Erhaltung des Materials und die gesicherte permische Alterstellung in alpiner Fazies — wurde eine eingehende Bemusterung vorgenommen.

In der Folge seien die Beobachtungsergebnisse vorgelegt.

Der Bereitwilligkeit Herrn Heinrich MORODERS aus St. Ulrich (Ortisei) verdanke ich eine wunderschöne Führung in das Probenaufsammlungsgebiet von Cuccenes sowie wesentliche Hinweise auf die örtlichen Lagerungsverhältnisse der kohligen Schichten im Grödner Sandstein. Im Gebiet von Runggaditsch durfte ich mich bei der Probenaufsammlung der tatkräftigen Mithilfe Herrn Sepp OBERRAUCHS erfreuen. Am Zirmerhof auf der Hochfläche von Radein unterrichtete mich Herr PERWANGER über die Fossilfunde im Butterloch und ließ mich in seine umfangreiche Sammlung bereitwilligst Einblick nehmen.

Die genannten Herren haben wesentlich zum Gelingen vorliegender Arbeit beigetragen, wofür ich an dieser Stelle meinen besonderen Dank zum Ausdruck bringen möchte.

Wertvolle Anregungen zu vorliegender Arbeit verdanke ich Herrn Direktor Prof. Dr. H. KÜPPER, welcher in zahlreichen Einzeldiskussionen dazu beitrug, einen Grundplan zur Erzielung einer Trias-Sporenstratigraphie auszuarbeiten.

Wie so oft, verdanke ich auch diesmal der Forschungsstelle der Generaldirektion der österreichischen Salinen wertvolle Unterstützung betreffend Aufbereitungsarbeiten von Sporenproben. Hiefür ist besonders dem Leiter,

Herrn Oberbergat Dipl.-Ing. O. SCHAUBERGER, sowie dem bewährten Präparator, Herrn Johann EGGER, zu danken.

Für die sorgfältige Ausfertigung meiner Sporenskizzen bin ich Frau Iris ZACK zu besonderem Dank verpflichtet.

II. Probenmaterial

Wenn von Aufsammlung im Grödner Sandstein und Bellerophonschichten berichtet wird, so sollte diese Erwähnung nicht zu der Annahme führen, daß alle Gesteine dieser Schichten Sporen führen würden. Vorversuche haben ergeben, daß rotgefärbte Sandsteine keinerlei Sporen liefern. Aber nicht nur die Rotfärbung, sondern auch der Sandgehalt scheinen einer Fossilisation feindlich gegenüberzustehen. Auch in den Sandschichten, welche z. T. Makroreste von Pflanzen führen, sind kaum Sporen zu finden.

Unsere Fundbeschreibungen stützen sich fast ausschließlich auf jene zentimeter- bis millimeterdünnen, dunkelgrauen bis schwarzen Toneinlagen, welche in den grauen bis graugrünen Sandsteinlagen auftreten, dort allerdings regelmäßig und öfter zu finden sind, als bisher angenommen wurde. In den marinen Bellerophonschichten sind sporenführende Proben an das Auftreten von dunklen Tonschnüren gebunden. Gips, Dolomit, Kalk oder Anhydrit führen keine Sporen.

Auch in den Tonproben sowohl im Grödner Sandstein als auch Bellerophonschichten sind Sporen nur dann in einigermaßen gutem Erhaltungszustand zu gewinnen, wenn man mindestens 1 m weit in das Gestein hineingräbt. In Oberflächenproben zeigten sich die Sporen stark voroxydiert, so daß sie dem chemischen Herauslösungsvorgang nur ungenügend widerstehen konnten.

Die chemische Präparation wurde teils nach der bekannten ERDTMANschen Methode, teilweise auch nach der SCHULZE Mazeration hergestellt. Das Probenmaterial wird in glyceringefüllten Röhrchen aufbewahrt, die Präparate in Glyceringelatine aufgenommen.

III. Fundortangaben

Hinweise auf das Vorhandensein pflanzenführender Horizonte im Grödner Sandstein hat schon GÜMBEL 1877 in seiner Arbeit über die fossile Flora von Neumarkt gegeben. Es wird eine Hauptpflanzenschicht, welche meist an die Schichtflächen eines weißen Sandsteines geknüpft ist, ausgeschieden. Mancherorts, wie bei Lavis unweit Trient, war die Ansammlung von kohligem Material so groß, daß sie zu Versuchsbauen auf Steinkohle Veranlassung gab. Unmittelbar über diesem Horizont finden sich in den roten Sandsteinen Einschaltungen von grauem bis grüngrauem, z. T. tonigem

Sandstein ebenfalls mit Pflanzenhäcksel. Der pflanzenführende Schichtkomplex ist an den oberen Grödner Sandstein gebunden. GÜMBEL (S. 24) hebt besonders hervor, daß er in sehr konstanter Lage an der oberen Grenze des Grödner Sandsteines „von Sexten an durch das ganze Pustertal, im Schlernbachtal unter Tiers, bei Eppan in den Gräben oberhalb Missian, besonders schön unfern Meran, bei Tramin, Neumarkt gegenüber, im Fleimstal bei Tesero, bei Palu unfern Lavis, bei Gordolo di Mezzo, M. Slacche unfern Pergine, an zahlreichen Punkten bei Trient, im Val di Rendena, in Bosco da Martaso bei Pieve, in Judicarien, im Daonetal oberhalb der Brücke an dem von Tormino nach Prezzo führenden Fußweg, selbst bei Recoaro,“ überall im gleichen Niveau Spuren von Pflanzeneinschlüssen gefunden habe. OGILVIE-GORDON (1927) berichtet ebenfalls von Pflanzenfunden im oberen Abschnitt des Grödner Sandsteines (Horizont 33) und vergleicht mit ähnlichen aus dem deutschen Rotliegenden.

Besonders wertvoll erscheinen die Beschreibungen des Butterloches bei Radein (Redagno) durch LEONARDI (1948), da es sich um die gleiche Fundstelle handelt, aus welcher ein beträchtlicher Anteil vorliegenden Sporenmateriale stammt. Der Autor gibt folgende Fossiliste:

Lepidodendron-Stämmchen

Lepidodendron cf. *sternbergi* LINDL. & HUTT.

Lepidodendron vel *schizolepis permensis* HEER

Lepidodendron cf. *weltheinianum* ST.

Lebachia (= *Walchia* AUCT.) *taxifolia* FLORIN

Lebachia (?) sp.

Bei der Suche nach Gesteinsmaterial, welches fossile Sporen enthalten könnte, bestätigten sich die Angaben GÜMBELS, daß die dünnbankigen Sandsteine mit Pflanzenbruchstücken stets an die höchsten Schichten des Grödner Sandsteines gebunden sind. So anhaltend auf der Bozener Quarzporphyryplatte der oft über hundert Meter mächtige, vorwiegend rotgefärbte Grödner Sandstein gleichmäßig schichtweise aufgebaut ist, so beständig scheinen auch die oft nur dünnen, dunklen Tonbänkchen über weite Areale verbreitet zu sein. Sporen führen die weißen bis grauen Sandsteine allerdings nicht. Vielfach gibt sich ein Sedimentationsrhythmus zu erkennen, in der Art, daß die dickbankigen roten Sandsteine zunächst in graugefärbte übergehen, etwas toniger werden und fein verteilte inkohlte Reste führen, um dann in dünnplattige feste, schwarze Tone bis Tonmergel, meist nur einige Zentimeter mächtig, überzugehen. Darüber folgen in raschem Wechsel graue bis graugrüne Sandsteine, welche in weiterer vertikaler Folge in den hauptsächlich vorhandenen roten Sandstein übergehen.

An allen angeführten Sporenfundstellen sind es diese schmalen schwarzen Tonbänder, welche die besterhaltenen Sporen lieferten. Je sandiger die Proben werden, desto weniger gut ist die Erhaltung. In Handstücken, welche makroskopisch erkennbare größere oder kleinere Pflanzenbruchstücke aufwiesen, waren wohl wegen der Oxydation in sandigem Medium keinerlei Sporen erhalten geblieben.

In der Folge seien die Fundpunkte jener dunklen Tongesteine im Grödner Sandstein und Bellerophonschichten näher erläutert, deren Sporenführung in vorliegender Arbeit zur Darstellung gelangt.

Die Exkursionswege sowie die Aufsammlungslokalität sind auf beiliegender Übersichtsskizze (Abb. 1) mit Ziffern 1—4 eingetragen.

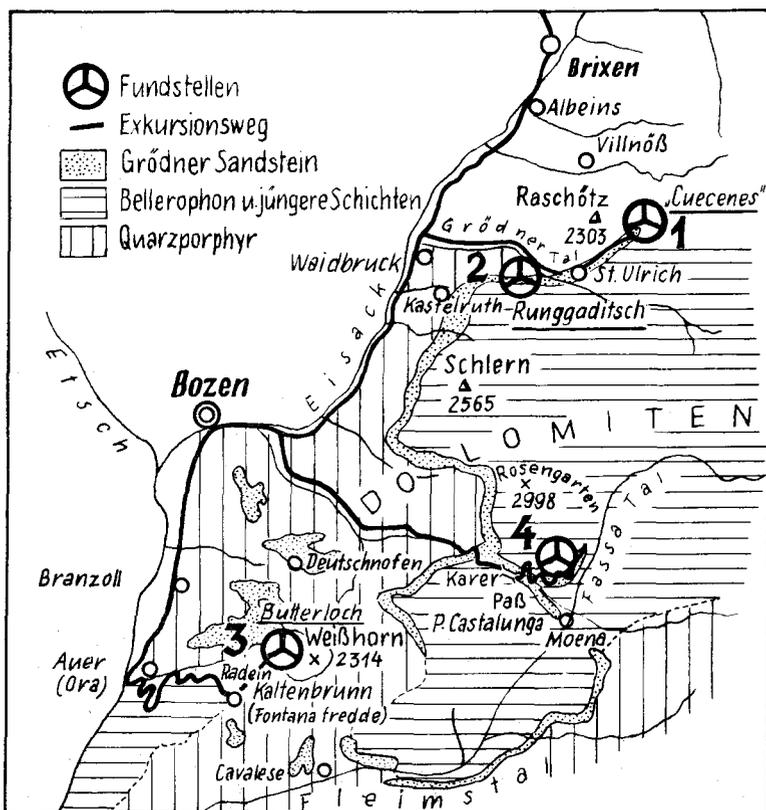


Abb. 1: Übersichtsskizze der Sporenfundpunkte. 1: 500.000. — 1 = Cuccenes bei St. Ulrich (Ortisei), Gröden Tal (Val Gardena). 2 = Runggaditsch, Gröden. 3 = Butterloch, Bletterbachklamm im Gebiet des Weißhorn (Radein). 4 = Karerpaß (P. di Costalunga) Bellerophon-Schichten.

Gröden Tal

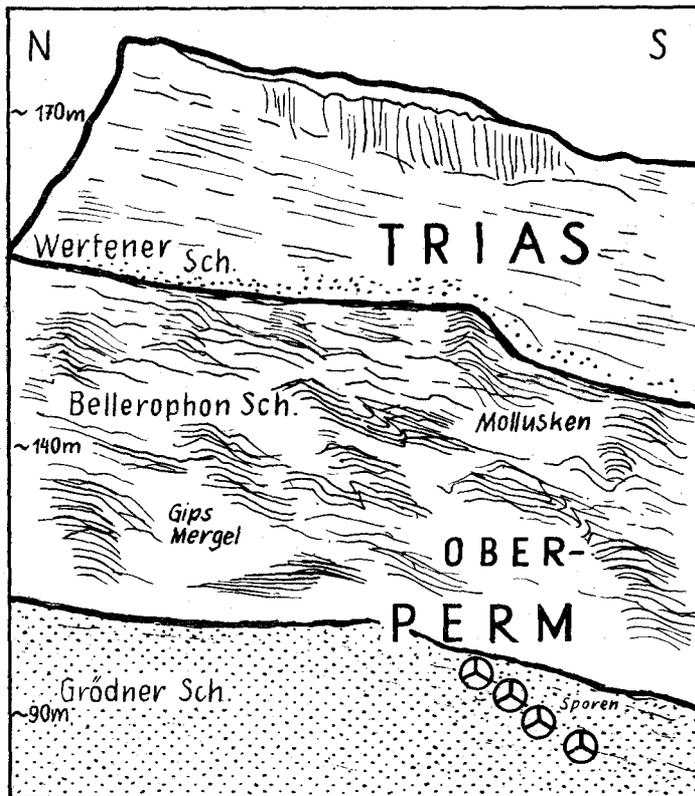
(1) „Cuccenes“¹⁾, Gröden Sandstein

(Vgl. Abb. 1, 2, 3)

Der Exkursionsweg führt von Waidbruck (Ponte Gardena) durch das Gröden Tal (Val Gardena) zunächst bis St. Ulrich (Ortisei), wo man auf der südlichen Talseite unmittelbar bei der Ortschaft bereits Aufschlüsse

¹⁾ Der Ausdruck stammt aus dem Ladinischen und heißt soviel wie „rote Erde“.

von rotem Grödner Sandstein beobachten kann. Der Exkursionsweg zweigt von St. Ulrich aus in NW-Richtung ab, führt über den aus Bozener Quarzporphyr aufgebauten, allmählich ansteigenden Rücken des Raschötz, um von dieser höchsten Erhebung nach W in Richtung Brogles Senne abzuzweigen. Steigt man von dort ein Stück talwärts (S-Richtung St. Ulrich),



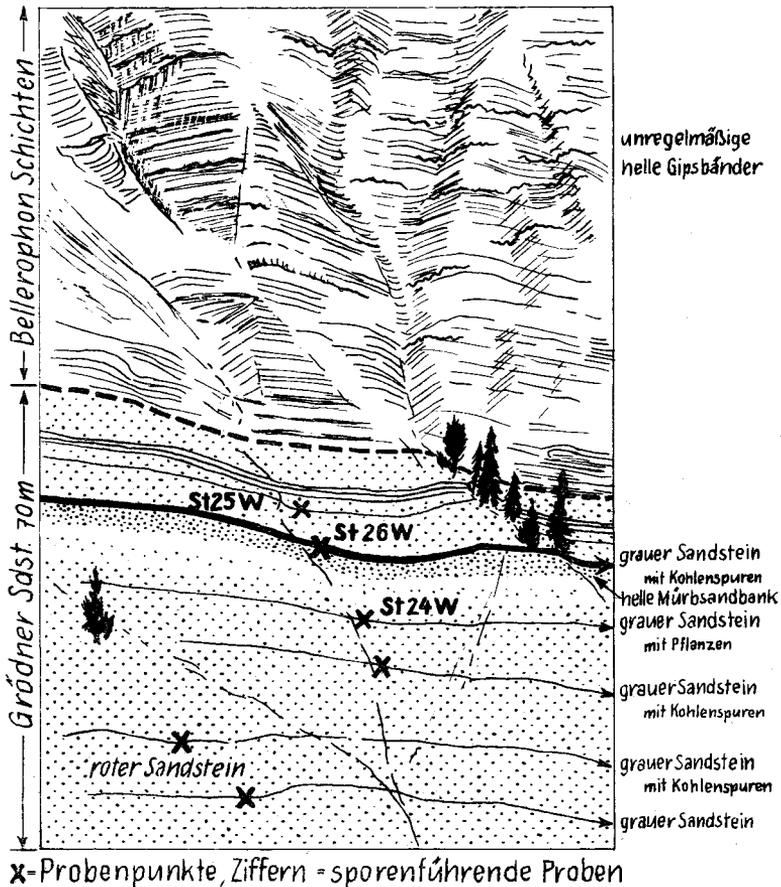
Profil Seceda-Westseite.

Abb. 2: Stratigraphische Position der Sporenproben aus den Grödner Schichten im Vergleich zu Bellerophonschichten und Trias.

so kommt man mitten in einen riesigen Aufschluß grellroten Grödner Sandsteines. Gegenüber dem Beginn des Val Anna bietet sich der überwältigend eindrucksvolle Anblick des Steilabfalles der Seceda-Westseite (vgl. OGILVIE-GORDON 1927, Taf. I, Fig. 2) mit nahezu vollständiger Schichtfolge von den tiefsten Horizonten des Grödner Sandsteines bis hinauf zum Muschelkalk und Buchensteinerschichten. Das Profil umfaßt eine Mächtigkeit von etwa 350 m, wobei auf Grödner Sandstein etwa 90 m,

auf Bellerophonschichten etwa 140 m, auf Werfener Schichten (Seiser + Campiler) etwa 90 m entfallen. Während die tieferen Abschnitte des Grödner Sandsteines vorwiegend aus gebankten roten Sandsteinen aufgebaut sind, vollzieht sich in den hangenden 30—40 m ein mehrfacher Wechsel von weißen oder grauen bis graugrünen Sandsteinen, welche Tonschnüre führen, mit roten Sandsteinen. Im obersten Abschnitt sind hellere Zwischenlagen, offenbar Gips und Dolomit, eingeschaltet.

Die Sporenproben stammen aus den obersten grauen Sandsteinhorizonten (vgl. Abb. 3), in welchen Millimeter bis Zentimeter dicke dunkle Tonbänder zu finden sind. In den begleitenden grauen Sandsteinen ist fast immer Pflanzenhäcksel vorhanden.



Seceda-Westabfall

Abb. 3: Skizze der Lagerungsverhältnisse an der Probenentnahmestelle „Cuecenes“ (1).

Probenliste

Lab.-Nr.	Beschaffenheit
Cuecenes — St./25/W	dunkelgraue, tonige Einschaltung (1 <i>cm</i>) in grauem Sandstein mit Pflanzenhäcksel (0.5 <i>m</i>), oberste Probe mit Sporen aus dem Grödner Sandstein,
Cuecenes — St./26/W	dünnbankige, glimmerhältige, tonige, dunkelgraue Einschaltung in einer etwa 1 <i>m</i> mächtigen grauen Sandsteinschicht mit größeren Kohlenbruchstücken (Stammbruchstücke). Unterlagert von einer hellgelben, ziemlich markanten, weithin verfolgbareren Mürbsandsteinbank,
Cuecenes — St./24/W	grauer Sandstein mit millimeterdicken Toneinschaltungen. Im Sandstein Pflanzenhäcksel. Tiefste Probe mit Sporenführung.

In dem tieferliegenden, grauen Sandsteinmaterial ist ebenfalls noch inkohlte Substanz vorhanden; Sporen sind darin nicht erhalten.

(2) „Runggaditsch“, Grödner Sandstein

(Vgl. Abb. 4)

Der Exkursionsweg führt von Waidbruck (Ponte Gardena) durch das Grödner Tal bis kurz vor St. Ulrich. Bei Ortschaft Runggaditsch begibt man sich über die Bahn zur rechten Talseite, folgt dem Puflerbach, um ihn bei etwa 1286 *m* Seehöhe westlich abbiegend zu überqueren. Der Weg führt in den Bellerophonschichten allmählich ansteigend in Richtung Panider Paß (Passo Piné) nach Kastelruth. Noch vor der Paßhöhe zeigen sich rotgefärbte Sandsteine, in welche der Weg eingeschnitten ist. Unweit des Gehöftes des Herrn Sepp OBERRAUCH, eines der letzten vor der Paßhöhe, stehen direkt am Wegeinschnitt in geringem Abstand bis zu einem Meter mächtige graue Sandsteine an, welche in den mittleren Lagen derart viel Pflanzengereibsel und dunklen Ton führen, daß sie von der ansässigen Bevölkerung als Kohlenschichten bezeichnet werden. Hier wurden nach Abgrabung der verwitterten Oberfläche mehrere Proben gezogen, von welchen sich vier als sporenführend erwiesen haben.

Die etwa 1—2 *m* umfassende Schichtfolge eines genauen Sandsteinbandes ist so beschaffen, daß an der Basis ein allmählicher vertikaler Übergang von rot gefärbten in braungrauen und später grüngrauen Sandstein erfolgt. Dieser wird immer feinkörniger, offenbar nimmt auch der Gehalt an tonigem Bindemittel zu. Hier sind bereits fein verteilte Kohlefitterchen zu beobachten. Einige Zentimeter darüber tritt der Sandgehalt stark zurück. Es finden sich dann dünne schwarze Tonplättchen, welche sich für Sporenuntersuchungen als geeignet erwiesen. Im Ton selbst findet man kaum makroskopische Pflanzenreste. Im hangenden Übergang zu grüngrauem Sandstein ist wieder das an Schichtflächen gebundene Auftreten von inkohlten Pflanzenbruchstücken zu beobachten. Rasch nimmt der darübergeschichtete Sandstein graubraune bis braune Färbung an, und

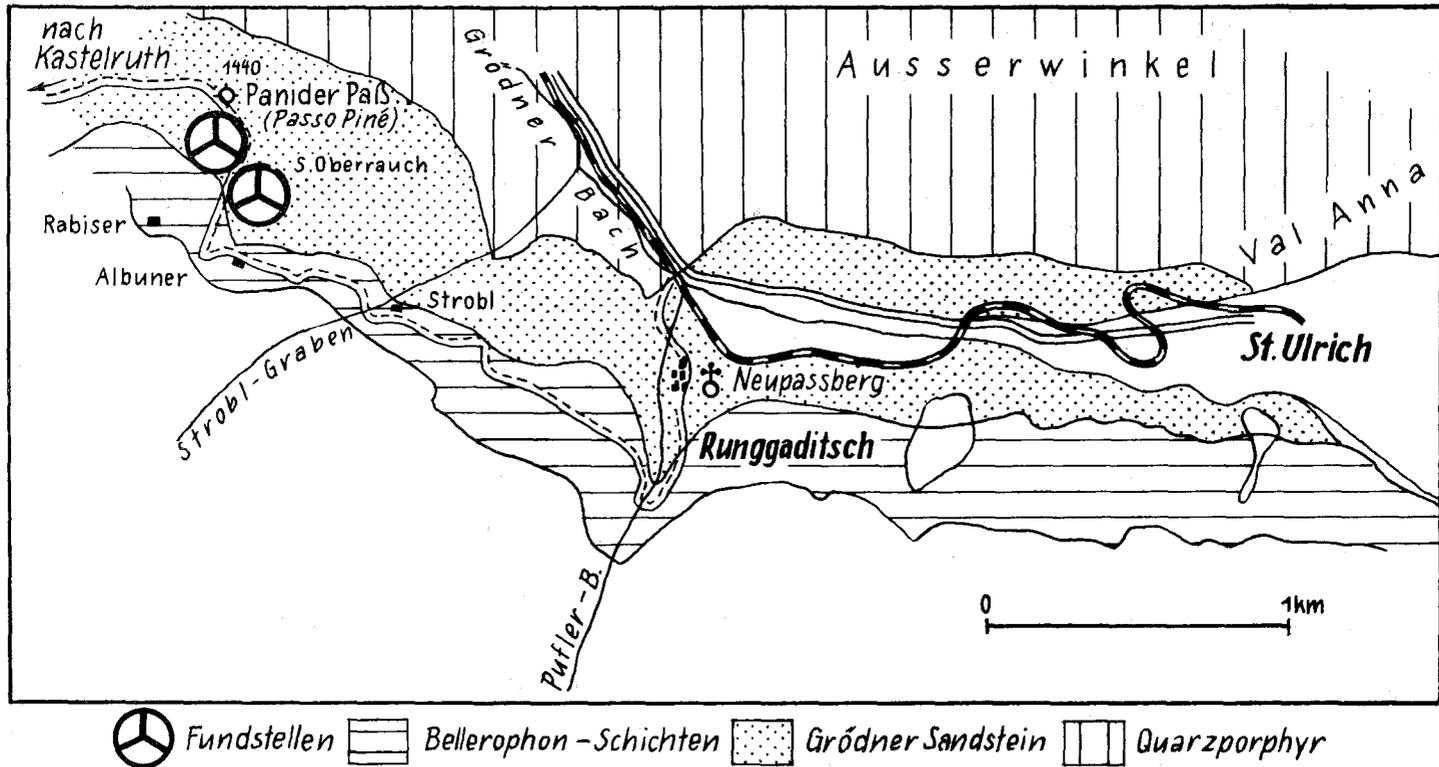


Abb. 4: Übersichtsskizze der Probenentnahmestellen im Grödner Sandstein, Nähe Runggaditsch (2) 1 : 25.000. Nach HEISSEL, W. & LADURNER, J. 1936.

der Gehalt an inkohlten Resten setzt aus. Darüber folgen die verbreiteten roten Sandsteine.

Die nur einige Meter entfernte zweite graue Sandsteinbank (oberes Sandsteinband) zeigt ähnliche Beschaffenheit. Das Liegende besteht hier zunächst aus hellem, gelblichem, mürbem Sandstein. Dieser erinnert sehr an das durchziehende helle Sandsteinband im Aufschluß Cuecenes. Es kann sich auch hier um obere Abschnitte des Grödner Sandsteines handeln.

Aus den Mittellagen der dunkelgrauen Sandsteinschichten, den Tonpartien, wurde eine Anzahl von Proben gezogen. Davon erwiesen sich vier Proben als sporenführend.

Probenliste

Lab.-Nr.	Beschaffenheit
Runggaditsch — St./19 ..	Unteres graues Sandsteinband mit tonigem Material und Kohleflitter,
Runggaditsch — St./18 ..	Dunkles, zentrales Tonband aus dem unteren Sandsteinband,
Runggaditsch — St./21 ..	Stark mit Kohlenresten und tonigen Partien angereicherte Lage im oberen dunkelgrauen Sandsteinband,
Runggaditsch — St./22 ..	Stärker tonige, dunkelgraue Einlagerung im oberen Sandsteinband.

Gebiet des Weißhorns

(3) „Butterloch“, Grödner Sandstein

Das „Butterloch“ ist ein tief in den Grödner Sandstein eingeschnittenes, enges Talbett, welches vom Bletterbach entwässert wird. Wandert man durch das Butterloch nach Westen, so durchsteigt man ein prächtig aufgeschlossenes Perm-Trias Profil, welches mit den höchsten Schichten am Weißhorn (2316 m) gipfelt.

Zum Besuch des Gebietes folgt man, von Waidbruck (Ponte Gardena) kommend, dem Eisacktal bis Bozen, um noch weiter im Süden, bei Auer (Ora) nach Osten in Richtung Cavalese abzuweichen. In Kaltenbrunn verläßt man die Autostraße und begibt sich in nördlicher Richtung auf die Hochfläche von Radein (Radagno) wobei man als ersten Stützpunkt den „Zirmerhof“ aufsucht. Eine schöne Aufsammlung von Pflanzenfossilien aus dem Grödner Sandstein im Besitz des Herrn PERWANGER gestaltet den Besuch für den Paläontologen besonders lohnend. LEONARDI (1948) gibt eine Beschreibung der Pflanzenreste. Am Zirmerhof ist eine gute Wanderkarte mit geologischen Erläuterungen erhältlich, worauf der vom Zirmerhof nordwestlich verlaufende Weg zum Butterloch eingezeichnet ist.

Der Grödner Sandstein ist im Gebiet des Bletterbaches besonders schön entwickelt und erschlossen. Über 150 m Mächtigkeit erreichen die Schichten.

An der Nordseite der Bletterbachschlucht stehen in nahezu senkrechten Abbrüchen die waagrecht liegenden Schichtenköpfe des Grödner Sandsteines über den basalen Porphyrwänden. In den tieferen Partien des Grödner Sandstein sieht man einige rosarote bis schmutzigweiße Gipsbänder, welche früher vielleicht Anlaß zu Versuchsstollen zum Zwecke bergmännischer Gewinnung gegeben haben („Knappenlöcher“).

Auf der südlichen Bachseite, wenn man aufwärts blickt, also auf der Radeiner Seite, begrenzen nicht so senkrecht abfallende Wände wie im Norden, sondern steil geböschte Hänge, durch zahlreiche Quergräben durchfurcht, die Bletterbachschlucht. An solchen Stellen fanden sich die Schichten gut aufgeschlossen und zur Probenentnahme zugänglich.

Auch hier finden sich eher in den oberen Lagen des Grödner Sandsteines die grauen sandigen und dunklen tonigen Einschaltungen mit Pflanzenresten.

Die Aufsammlung erfolgte an zwei in vertikaler Folge sich wiederholenden grauen Sandsteinbändern, welche im roten Sandstein eingeschaltet sind.

Probenliste

Lab.-Nr.	Beschaffenheit
Butterloch — St./12/W ..	Untere graugrüne Sandsteinbank mit Pflanzenhäcksel und tonigeren Partien,
Butterloch — St./13/W ..	Dunkle Toneinlage im Zentrum des unteren grauen Sandsteinhorizontes mit Pflanzenhäcksel,
Butterloch — St./14/W ..	Lesestücke von sehr dunklen Tonplättchen im roten Sandstein unter der grauen Sandsteinbank,
Butterloch — St./15/W ..	Tonige Partie eines grauen bis grünen Sandsteines im Hangenden des unteren grauen Sandsteinkomplexes,
Butterloch — St./16/W ..	Obere, dünnere, graue Sandsteinbank mit mehreren dunklen Toneinschaltungen, welche für die Analyse verwendet wurden,
Butterloch — St./17/W ..	Lesestücke von dunklen Tonstücken unmittelbar unterhalb der zentralen Tonlage im unteren grauen Sandsteinband.

Die dunklen Tonproben an dem Butterlochaufschluß zeigen gut erhaltene Sporen in erstaunlicher Menge. Dazu hat es sich zweckmäßig erwiesen, die oberflächlich angewitterten Gesteine wegzugraben, etwa 1 m bis 1.5 m tief frische Tone freizulegen. Die durch Oberflächenoxydation beanspruchten Handstücke lieferten nur schlecht erhaltene, korrodierte Sporen.

In den Erläuterungen zur Wanderkarte des Zirmerhofes findet man die interessante Erwähnung, daß im „Knappenloch“ (Grödner Sandstein)

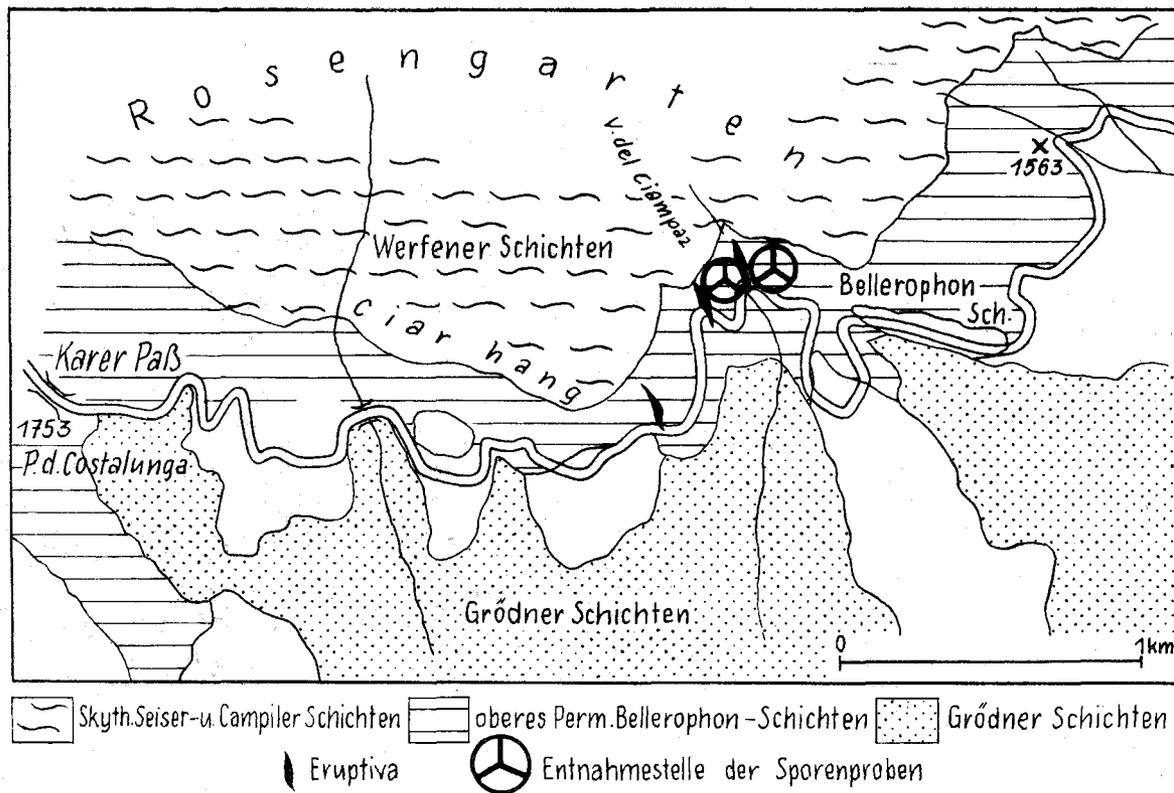


Abb. 5: Übersichtsskizze der Probenentnahmestellen in den Bellerophonschichten westlich des Karerpasses (4).
 Nach VARDABASSO, S. 1930, 1: 25.000.

Spuren von Gips und reichlich Adern von Kohleschmitzen zu finden seien, an welchen grün glänzender Malachit und seltener blaue Kupferlasur zu sehen sei. Man hat hier nach Kupfer gesucht.

Da die vorgefundenen Sporen am Butterloch gewisse Anklänge an jene des deutschen Kupferschiefers zeigen, scheint die obenzitierte Erwähnung von Kupferspuren im Grödner Sandstein nicht ohne Interesse.

Gebiet des Rosengartens

(4) Karerpaß (P. d. Costalunga), Bellerophonschichten

Die vom Karerpaß in westlicher Richtung talwärts führende Straße verläuft vorwiegend in Bellerophonschichten, welche von dem querenden Bach eingeschnitten, vertikal weit verfolgbar aufgeschlossen sind. In der Tiefe unterlagern rote Grödner Sandsteine. Etwa 2.5 km westlich des Karerpasses, im Einschnitt des Val del Campiaz in unmittelbarer Nähe eines Aufbruches von Eruptivgestein, wurden die Sporenproben aus einem Profil



Abb. 5 a: Probenentnahmestelle in den Bellerophonschichten des Val del Campiaz westlich Karerpaß (P. d. Costalunga). Helle Gipsbänke wechseln mit Tonen und Tonmergelagen.

entnommen, in welchem dunkle Tonmergel mit Gipsbändern und z. T. Stinkdolomit in Wechsellagerung auftreten (vgl. Abb. 5a u. 5b).

Gips, Anhydrit und Dolomit führen keinerlei Sporen. Die dunklen Tonmergelschnüre ergaben, wenn nicht stark karbonatisch, brauchbare Sporenpräparate. In vertikaler Folge, mit der Basis etwa 5 m über Brückenniveau beginnend, wurde folgende Probenserie entnommen:

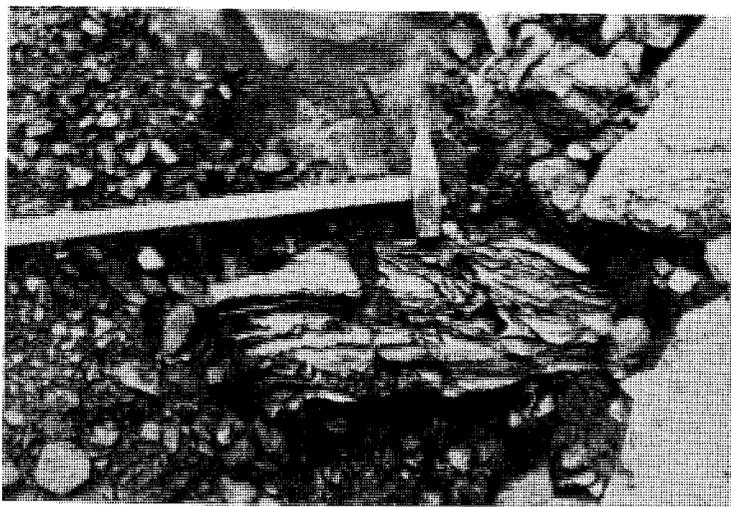


Abb. 5 b: Deformationen in Form von Kleinfaltungen sind in den sonst relativ gleichmäßig gelagerten Gipsbänken der Bellerophonschichten öfters zu beobachten. (Val del Campiaz an der Straße westlich Karerpaß.)

Probenliste

Lab.-Nr.	Beschaffenheit
Karer-Paß — St. 1.....	Oberste Tonmergellage,
Karer-Paß — St. 9.....	Dunkle Tonlager unmittelbar unter einer Gipsbank,
Karer-Paß — St. 7.....	Millimeterdünne schwarze Tonplättchen in grauen Mergeln,
Karer-Paß — St. 5.....	Tonschicht etwa 20 cm unter St. 7,
Karer-Paß — St. 4.....	Dunkle Tonmergel etwa 3 m unter St. 5,
Karer-Paß — St. 2.....	Dunkle Tonschicht, 5 m unterhalb St. 4.

Die Sporenbemusterung in den Bellerophonschichten erweist sich als schwierig, da die meisten Proben entweder Karbonate oder Sulfate enthalten, welche offenbar auf die Sporenerhaltung ungünstig wirken. In

gips- oder anhydrithältigen sowie dolomitischen oder stark mergeligen Proben verlief die Aufbereitung negativ.

Reine Tone sind in Bellerophonschicht bezeichneter Lokalität nur selten und in dünnsten Schnüren anzutreffen.

Die Sporenerhaltung erweist sich weniger gut als im Grödner Sandstein.

IV. Stratigraphische Stellung des Untersuchungsmateriales

(Vgl. Abb. 6)

Bellerophonschichten

Die marine Schichtgruppe wird auf Grund des Fossilgehaltes allgemein in das Obere Perm gestellt. Fossilbelegte Untertrias überlagert konkordant die Bellerophonschichten. Bezüglich ihrer Einstufung sei auf geologische und paläontologische Hinweise in der Fachliteratur verwiesen. Zusammenfassende Darstellungen und weitere Literaturangaben siehe KLEBELSBERG 1928, LEONARDI 1929, 1930, 1933, 1955 und LORIGA 1960.

An bezeichnenden Fossilien werden u. a. angeführt:

Bellerophon peregrinus LAUBE

Bellerophon James STACHE

Warthia

Stachella

Gymnocodium Bellerophon ROTHPLETZ

Mizzia Velebitana SCHUBERT

Mizzia Yabei KARPINSKY

Gymnocodium vodonum OGILVIE GORDON

Foraminiferen und Ostracoden (siehe LORIGA 1960)

Die Sporenproben wurden etwa aus dem oberen Teil des gipsführenden Horizontes der Bellerophonschichten gezogen.

Ihre Einstufung in das Obere Perm erscheint demnach gesichert.

Grödner Schichten

(RICHTHOFEN 1859)

Die Grödner Schichten bilden die Basis der Bellerophonschichten. Auf Grund der Pflanzeneinschlüsse (vgl. GÜMBEL 1877, LEONARDI 1948 usw.) wird ihr permisches Alter seit langem als erwiesen erachtet.

Es werden genannt:

Zapfen und Zweige von

Voltzia hungarica HEER

Vergleich permischer Schichtfolgen mit Sporenfunden

Leit-fossilien	Deutschland	Bergamascher Alpen	Gebiet um Trento (Trient)	Südtiroler Dolomiten	Sporen	Karnische Alpen	USA West-Oklahoma	UdSSR	Australia (Western)
Hangendes	Buntsandstein		Seiser Sch.	Seiser Sch.		Werfener Sch.			
Ullmannia	Zechstein Oberer Mittlerer Unterer Kupfersch. Z. Konglom.	Upper Permian „Verrucano Serie“	Bellerophon-schichten	Dunkle „Stinkkalk“ Rauhwaeken Gipsführende dolomitische Tonsch. Sporen v. Kärerpaß	Ober-Perm Salt-Range-Stufe	Bellero-phon-schichten	Ochoan	Tartar	Liveriga Upper Permian
			Flora v. Neumarkt	Sporen v. St. Ulrich, Butterloch Runggaditsch		Grödner Sandstein	Guadalup	Kasan	
			Grödner Schichten Grödner Konglom.	Grödner Schichten Grödner Konglom.		Grödner Sandstein Tarviser Br.	Flowerpot Shale	Ufa	
Walchia	Oberes Rotliegendes Mittleres Rotliegendes Unteres Rotliegendes	Lower Permian Collio-Serie		Quarz-Porphyr	Mittel-Perm Sosio-Stufe	Trogkofel-Kalk	Leonard	Solikamsk Kungur	Kungur
								Artinsk	Artinsk
							Wolfcamp	Sakmar	Sakmar

Abb. 6: Vergleichende Übersichtstabelle permischer Schichtfolgen mit Eintragung der Sporenfunde in den Südtiroler Dolomiten. (In Anlehnung an FICHLER 1959.)

Baiera digitata BRONGN.
Ullmannia Bronni GÖPP.
Ullmannia Geinitzi HEER
Calamiten
Carpolithes sp.
Lebachia (= *Walchia*) *laxifolva* FLORIN
Lebachia sp.
Lepidodendron cf. *Weltheinianum*
Lepidodendron cf. *sternbergi* (*Schizolepsis permensis* HEER)
Pecopteris (*Cyatheites*) cf. *Miltoni Artis* (*densifalsa* GÖPP.)

An tierischen Resten wird eine *Lingula* und Fischschuppen erwähnt sowie *Tetrapoden*-Fährten (LEONARDI 1951). Cephalopodenfunde werden von MUTSCHLECHNER 1933 erwähnt.

Der Grödner Sandstein wird als festländische Bildung in trockenem Klima aufgefaßt. Erst in den oberen Horizonten stellen sich Anzeichen nachhaltigeren marinen Einflusses ein, in Form von kalkigen, dolomitischen und gipsführenden Zwischenschaltungen, welche dann in rascher Zunahme in den hangenden Schichtkomplex, die Bellerophonschichten überleiten.

Nach der tabellarischen Übersicht von PICHLER 1959 entspricht der Grödner Sandstein dem oberen Mittel-Perm (SOSIO-Stufe), bzw. wenn man die Zweiteilung des Perm in Betracht zieht, dem Unteren Ober-Perm.

Die Sporenfunde stammen aus dem oberen Abschnitt des Grödner Sandsteines und entsprechen etwa dem Niveau der Flora von Neumarkt (GÜMBEL 1877), wodurch ihre Einordnung in das untere Ober-Perm bzw. oberste Mittel-Perm gestützt erscheint.

Auf nebenstehender Tabelle ist das Niveau der Sporenfunde markiert (Abb. 6).

V. Beschreibung der Sporenformen

(Vgl. Übersicht der Gattungen und Arten auf Abb. 7—10)

Anläßlich einer vorläufigen Sichtung des Sporenmaterials des alpinen Salzgebirges wurden bei R. POT. & KLAUS 1954 einige wesentlich erscheinende Gruppen angeführt. Bei dem damaligen Stand der Kenntnis oberpermischer Sporen schien es angezeigt, vorerst größere Einheiten zusammenzufassen. Seither haben sowohl die wertvollen, durch Bildmaterial gestützten Forschungsberichte zahlreicher Autoren, als auch die eigene laufende stratigraphische Bearbeitung permischer und triadischer Sporen eine große Fülle von Formen zutage gebracht. Dies führt notwendigerweise zu einer weiteren Aufgliederung der ursprünglich größeren Einheiten und zu detaillierten, wesentlich verfeinerten Beobachtungen. Man sollte dabei nicht übersehen, daß in erster Linie die Grundlage hierfür vielfach die alten Typen bilden, welche mit sich mehrender Kenntnis neu betrachtet und dadurch deren Beschreibung ergänzt und vervollkommnet werden kann.

Anteturma **SPORITES** H. POT. 1893Turma **Triletes** REINSCH 1881Subturma **Azonotriletes** LUBER 1935Infraturma *Apiculati* (BENN. & KIDST. 1886) R. POT. 1956Genus *Converrucosisporites* R. POT. & KREMP 1954

Diagnose: siehe POT. & KR. 1955, I, S. 63.

Im vorliegenden Material aus dem alpinen Perm finden sich ganz selten auch trilete Sporen. Einige davon sind mit dichten, \pm flachen Warzen auf der Distalseite bis etwa zum Äquator besetzt. Die Warzen sind ziemlich breit an ihrer Basis, können lockerer stehen oder sich auch enger aneinander schmiegen und vermitteln einen etwa plattigen Eindruck. Die Form ist zuweilen deutlich dreieckig mit vorgebogenen Seiten, oft auch mehr rund, wobei die Dreiecksform jedoch erkennbar bleibt. Y-Strahlen besonders im Mittelabschnitt deutlich, gegen den Kornrand etwas verlaufend. Unterschied in der Größe und Dichtheit des Warzenbesatzes zu erkennen.

Converrucosisporites dejerseyi n. sp.

Taf. 1, Fig. 1

Holotypus: *Converrucosisporites dejerseyi* n. sp., Taf. 1, Fig. 1 nach Einzelkornpräparat Nr. 431, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Derivatio nominis: Nach Dr. DE JERSEY, Queensland, welcher ähnliche Sporen schon 1946 und 1949 abbildete.

Diagnose: Sporen mit Y-Marke und \pm dreieckigem Umriß, Eckpunkte gerundet, Seiten leicht vorgewölbt. Proximal fast glatt bis vor den Äquator, wo der Warzenbesatz beginnt. Y-Marke geschlossen und aus deutlichen, verhältnismäßig schmalen Wülsten gebildet, welche gegen den Äquator zu verflachen, aber wohl bis nahe an diesen reichen. Distal vollständig mit dichten Verrucae besetzt, deren Basis im Durchschnitt etwa 3 μ mißt. Die Verrucae erscheinen flach und plattig aneinandergesetzt. Gegen den Äquator zu erscheinen sie etwas dichter und dunkler.

Größe: 60 μ \times 96 μ (Typus) etwa 15% schwankend.

Locus typicus: Cuecenes bei St. Ulrich (Ortisei), feinsandige bis tonige Schicht mit Pflanzenhäcksel im Grödner Sandstein.

Stratum typicum: Unteres Ober-Perm, Grödner Sandstein.

Material: St./26/W.

Vorkommen: Sehr selten in einigen sporenrreichen Proben des Grödner Sandsteines und der Bellerophonschichten.

Übersicht der

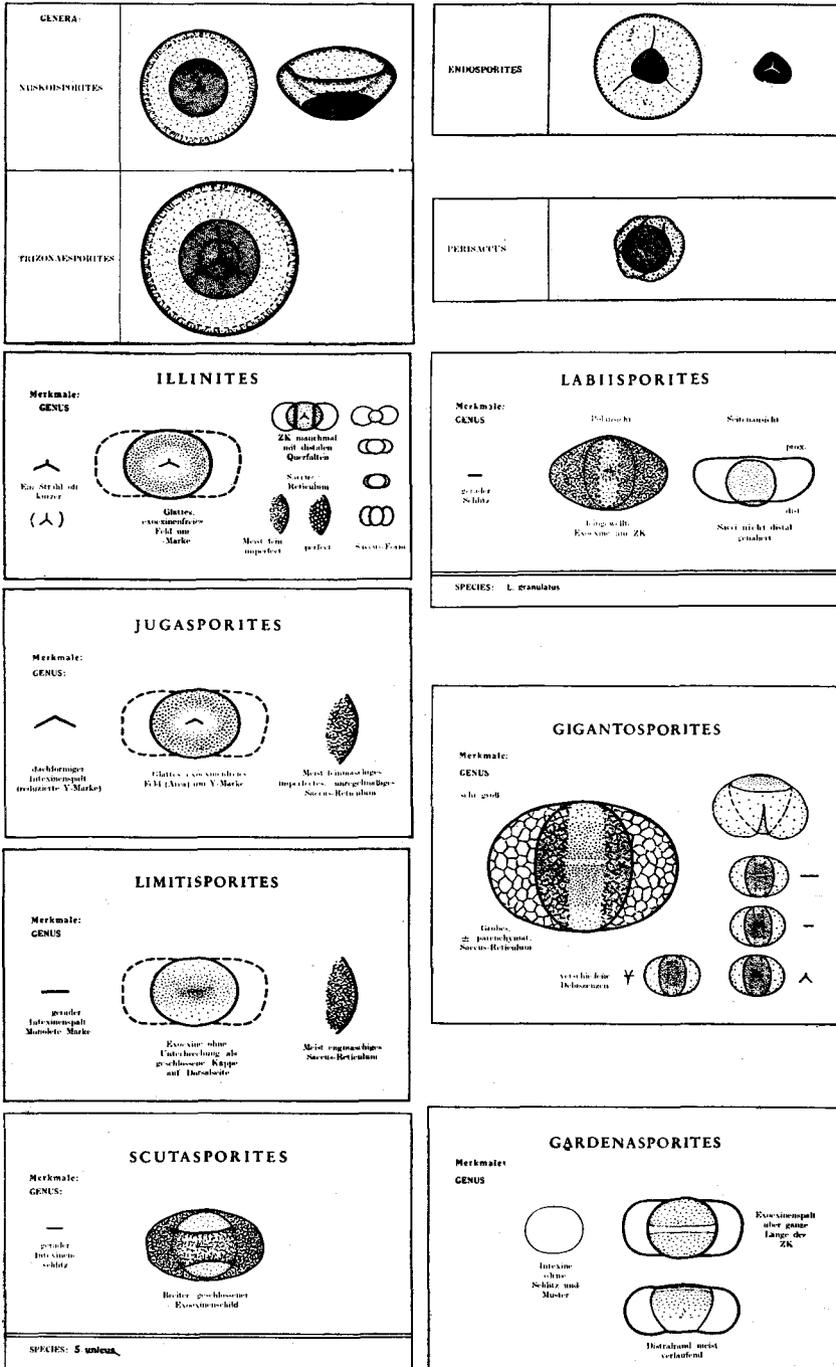


Abb. 7.

Gattungen

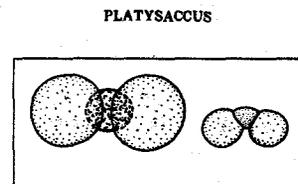
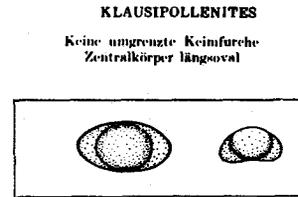
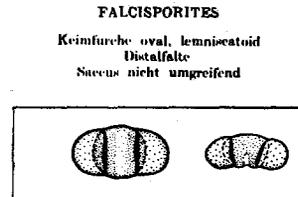
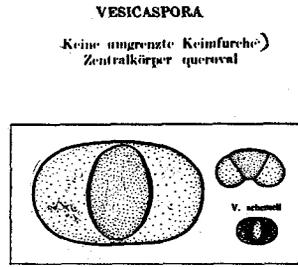
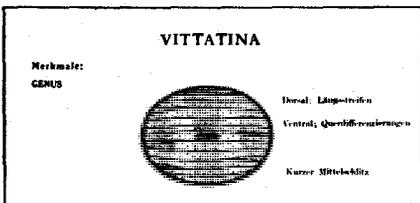
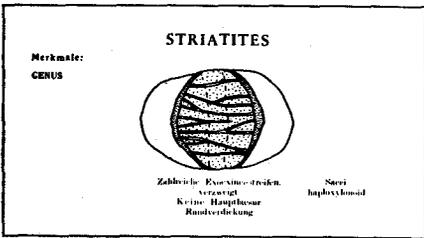
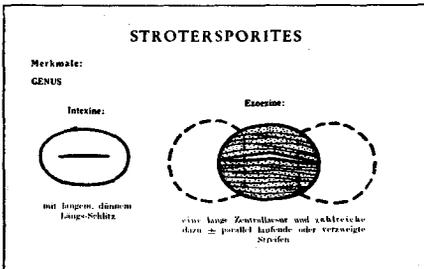
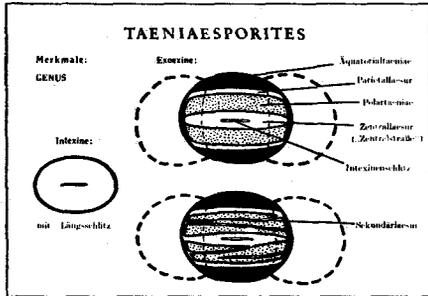
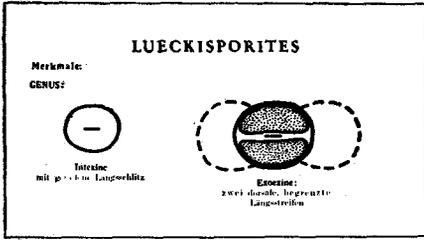


Abb. 8.

Übersicht der

GENUS NUSKOISPORITES

SPECIES	GENUS
<i>Nuskoisporites dulhuntyi</i>	<p>contiguiöse Membran Vorsatz: Kura-stempel</p>
<i>Nuskoisporites klausii</i>	<p>großflächige Membran Vorsatz: Kura-stempel</p>

LIMITISPORITES

SPECIES	Granulation am dorsalen ZK	Querfalten am ZK	Länge der Lacinia
<i>L. rectus</i>		vorhanden	lang
<i>L. ieschiki</i>		fein	kurz
<i>L. moersensis</i>		stark groß	lang
<i>L. parvus</i>		stark	erhöhtes ZK quergerichtet

ILLINITES

SPECIES	Strahlen der Y-Märke	Saccus reticulum	Saccus form	Querfalten am ZK
<i>I. unicus</i>		porlos	hohlig	vorhanden
<i>I. elegans</i>		porlos	—	verbleibende ZK quergerichtet
<i>I. spectabilis</i>		netzartig	hohlig	vorhanden
<i>I. purus</i>		fein porlos	hohlig	vorhanden
<i>I. parvus</i>		netzartig	hohlig	—
<i>I. gamsi</i>		fein porlos	—	—
<i>I. pemphicus</i>		porlos	Charakter Kura-stempel	—
<i>I. bentzi</i>		netzartig	hohlig	—

GARDENASPORITES

SPECIES	Struktur des ZK	Querfalten am ZK	Saccus-Form
<i>G. heisseli</i>		—	—
<i>G. moroderi</i>		—	—
<i>G. leonardi</i>		vorhanden	—
<i>G. oberrauchi</i>		—	stark breit

JUGASPORITES

SPECIES	Area-Form	Querfalten am ZK	Saccus-Form
<i>J. delasaucei</i>		vorhanden ZK quergerichtet	—
<i>J. paradelasaucei</i>		vorhanden ZK quergerichtet	—
<i>J. perspicuus</i>		—	—
<i>J. schaubergoides</i>		—	—
<i>J. tueckooides</i>		—	—

GIGANTOSPORITES

SPECIES	Dehizent	
<i>G. hallstattensis</i>		vorhanden
<i>G. illinoides</i>		—
<i>G. aletoides</i>		—

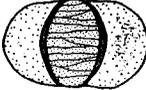
Abb. 9.

Arten

LUECKISPORITES

SPECIES		Exzine des ZK	Sacci
<i>L. virkiae</i>		Netzein groß retikulat bis granuliert	Retikulum radialstrahlig
<i>L. microgranulatus</i>		Netzein fein infra- granuliert bis retikuliert (horizont.) bis fast glatt	Retikulum radialstrahlig
<i>L. globosus</i>		Netzein fein infra- granuliert bisher meist abgerundet	Retikulum polygonal wabenartig
<i>L. parvus</i>		Netzein fein infragranuliert	radialstrahlig Retikulum polygonal unregelmäßig
TRIAS: <i>L. junior</i>		Netzein groß retikuliert	Retikulum engmaschig polygonal retikuliert

STRIATITES

SPECIES		
<i>S. sewardi</i>		sehr feine Streifen oft im Randverbleibung radialstrahlig Retikulum klein Sacci distal stark gebildet
<i>S. jacobii</i>		fein Randverbleibung Sacci distal weniger gebildet
<i>S. marginalis</i>		Randverbleibung an den Querschnitten in die Körner gerückt engmaschig Polygonalretikulum
<i>S. minor</i>		klein kleine Sacci Polygonalretikulum
<i>S. angulistriatus</i>		Sehr klein Sacci distal stark gebildet - ohne Streifung

TAENIAESPORITES

SPECIES			Saccus
<i>T. ortisci</i>			Impertinens- Retikulum Sacci gelb
<i>T. labdacus</i>			Streifenrand- Retikulum wellenmäßig Sacci braun
<i>T. alatus</i>			Haploxyloid- Retikulum wellenmäßig Sacci braun
<i>T. samolovichi- pantii</i>		digitierte Polar- taeniae	Polygonal- Retikulum Sacci gelb

VITTATINA

SPECIES		
<i>V. costabilis</i>		12 Längsstreifen (horiz.) 3 Querstreifen (vertikal)
<i>V. ovalis</i>		
<i>V. angulistriata</i>		

STROTERSPORITES

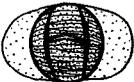
SPECIES		Zentralkörper	Sacci
<i>S. richteri</i>		langlich, Streifen mit Queranschlüssen, fast glatt	überhalb- lageflüchtig radialstrahlig
<i>S. jansonii</i>		rundlich, Streifen ohne Queranschlüsse, deutlich granuliert, Distalfalten	überhalb- lageflüchtig geradenflüchtig polygonal Retikulum
<i>S. wilsoni</i>		rundlich, Streifen ohne Queranschlüsse, Distalfalten	haploxyloid polygonal Retikulum

Abb. 10.

Converrucosisporites eggeri n. sp.

Taf. 1, Fig. 2

Holotypus: *Converrucosisporites eggeri* n. sp., Taf. 1, Fig. 2 nach Einzelkornpräparat Nr. 425, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Diagnose: Sporen mit deutlicher Y-Marke. Umriß entspricht etwa einem sphärischen Dreieck, mitunter noch runder erscheinend. Oberfläche auf der Distalseite bis knapp über den Äquator mit verstreuten, ziemlich groben, aber abgeplatteten Warzen besetzt. Zwischen den Y-Strahlen ist die Proximalseite glatt. Y-Strahlen reichen annähernd bis an den Sporenrand.

Größe: Durchmesser 42 μ (Typus), wenig schwankend.

Locus typicus: Runggaditsch, Weg zum Panider Paß (Passo Piné). Nähe Gehöft des Herrn Sepp Oberrauch, Unteres Tonband im Grödner Sandstein.

Stratum typicum: Unteres Ober-Perm, Grödner Sandstein.

Derivatio nominis: Nach Herrn Salinen-Laboranten Johann Egger, welcher im Rahmen der geologischen Forschungsstelle der österreichischen Salinen seit mehr als einem Jahrzehnt besonders sorgfältige Beiträge zur Aufbereitung mesophytischer Sporen leistete.

Von *C. dejerseyi* unterscheidet sich vorliegende Art durch den viel lockereren Warzenbesatz, eher rundliche Form und vielleicht auch geringere Größe.

Turma *Saccites* ERDTMAN 1947Subturma *Monosaccites* (CHITALEY 1951) POT. & KR. 1954Infraturma *Triletesacciti* LESCHIK 1955Genus *Nuskoisporites* R. POT. & KLAUS, emend.

Genotypus: *Nuskoisporites dulhuntyi* R. POT. & KLAUS 1954, Taf. 10, Fig. 5.

Diagnose: Monosaccate Sporen mit Y-Marke, deren Umriß in Polansicht etwa kreisförmig bis oval, in Seitenansicht etwa schirmförmig eingedellt erscheint. Zentralkörper durch die Form der Intexine bestimmt, in Polansicht meist kreisrund, im Meridianschnitt etwa linsenförmig. Y-Marke deutlich, Sutura durchgreift Intexine und Exoexine. Strahlen im Mittelwert etwa $\frac{1}{3}$ des Zentralkörperradius, jedenfalls nicht bis an dessen Rand reichend. Exoexine proximal dem Zentralkörper fest anliegend, etwa im Äquator abgehoben und zu einem konzentrischen, am Rande im Querschnitt blasig gerundeten Monosaccus aufgebläht, welcher distal über eine größere oder kleinere Fläche wiederum der Zentralkörperintexine aufliegt. Exoexine infrabaculat (Schnitt) bis unregelmäßig infrareticulat (Aufsicht). Im aufgeblähten Teil des Saccus nehmen die Columellae der

GENERA:

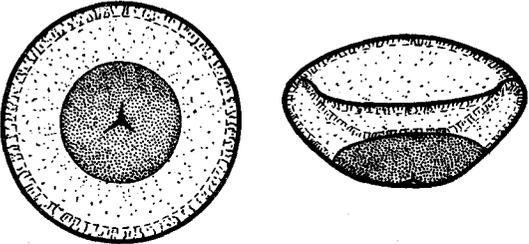
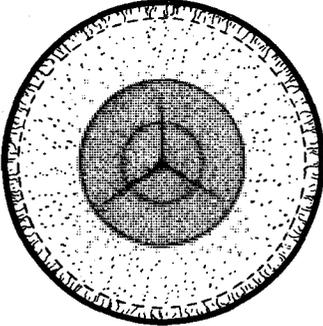
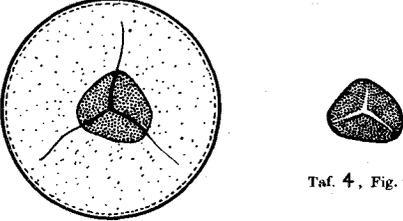
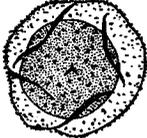
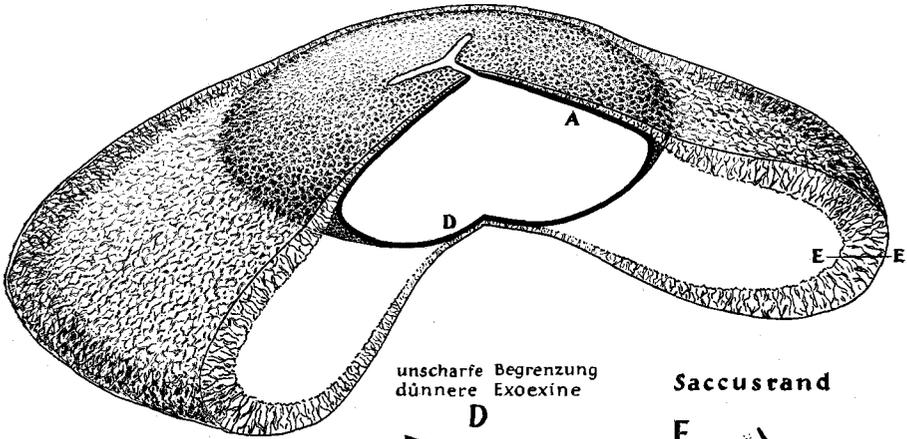
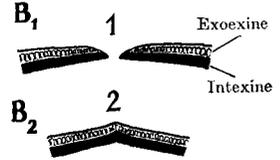
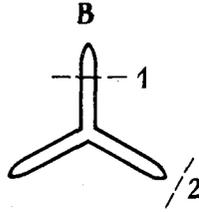
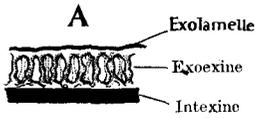
<p>NUSKOISPORITES</p> <p>Taf. 4 Fig. 3 Taf. 2 Fig. 4 Taf. 3 Fig. 7,8</p>	
<p>TRIZONAESPORITES</p> <p>Taf. 3, Fig. 6</p>	
<p>ENDOSPORITES</p> <p>Taf. 4, Fig. 9</p>	 <p>Taf. 4, Fig. 11</p>
<p>PERISACCUS</p> <p>Taf. 5, Fig. 13,14,15</p>	

Abb. 11: Schema der Gattungscharakteristik vorliegender *Monosaccites*-Gattungen.

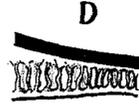
Exoexine (Isolierschicht) deutlich an Länge zu und schließen sich mit ihren basalen Verzweigungen so eng aneinander, daß in Aufsicht ein breiter Saccusrand mit \pm deutlicher Innenabgrenzung zu beobachten ist. In den dem Zentralkörper aufliegenden Partien ist die Exoexine dünner. Größe etwa zwischen 80 μ und 280 μ schwankend.

Schem. Schnitt durch Y-Marke

Exinenaufbau

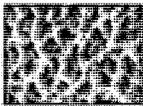


Saccustand



Exoexinenstruktur

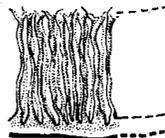
C



Taf. 2, Fig. 5b

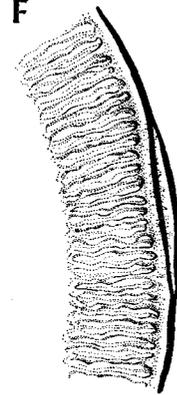
optischer Schnitt durch Saccustand

E



Taf. 2, Fig. 5d

F



Taf. 2, Fig. 4,50

des Saccus

Abb. 12: Schema des Baues von *Nuskoisporites dulhuntyi*.

Bemerkungen: Beobachtungen am Material der Typuslokalität als auch im vorliegenden oberpermischen Material lassen in einigen Punkten die ursprüngliche Definition der Gestalt von Nuskoisporites R. POT. & KLAUS 1954, S. 528, revisionsbedürftig erscheinen, insbesondere was die dort gegebene schematische Darstellung (Abb. 3, S. 528, 1. c) betrifft. In Abb. 12, 13 und 14 vorliegender Arbeit sind Beobachtungsergebnisse zusammengestellt.

Randbildung des Monosaccus. Es ist kein randlich scharfer Falz, bei dem distale und proximale Saccusdecke auf einem schmalen Saum einander berühren und miteinander verschmelzen (Limbus) vorhanden! (Nicht wie Abb. 3 oben in R. POT. & KL. 1954, S. 528.) Vielmehr erscheint der Saccus im Querschnitt rundlich vorgewölbt (vgl. Abb. 12, 13). Der dunkle Saum ist durch die dickere Isolierschicht und dessen deutlichere Innenbegrenzung durch die lockere Verbindung der verzweigten Columellae-Basen verursacht. Diese scheinbare Saumbildung ist nichts anderes als die Projektion der Exoexinendicke. Man kann sie nicht nur in Draufsicht im Äquator, sondern in verschiedenen Seitenlagen, auch an Seitenrändern beobachten (vgl. Abb. 12, Hauptfigur und Abb. 13, Fig. A, B, C und F). Daß es sich beim Saccusrand um keine verwachsene Falzbildungen handelt, wird an Exemplaren deutlich, die bei Einbettung ins Sediment in Seitenlage zu liegen kamen und so flachgepreßt wurden, daß der Druck direkt auf einen Saccusrand erfolgte. Es wird also der Rand von außen breitgedrückt. Ein solches Exemplar wird in Abb. 13 (D, E, F) schematisch dargestellt, wobei die vermutlichen Stadien der Zusammenpressung rekonstruiert sind. Man sieht dann nämlich zweimal die Dicke der Exoexine (o und u). Die Exoexine des Saccus wird, je mehr sie sich distal wieder dem Zentralkörper nähert, allmählich dünner und nach innen unschärfer abgegrenzt (vgl. Abb. 12, D).

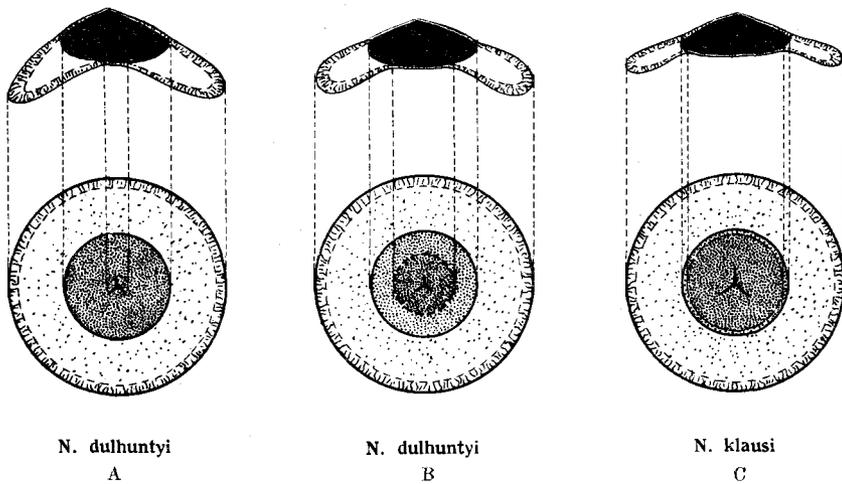
Die Exoexine (vgl. Abb. 12, Fig. A, B₁, B₂, D, E, F) wird aus dichten Columellae, welche basal und terminal mehrfach verzweigt sind, aufgebaut. Diese Verzweigungen schließen sich terminal zur Exolamelle zusammen, basal zu einer etwas loseren Verbindungsschicht (Endolamelle ?) (Abb. 12, A).

Der Saccus erscheint dicht unregelmäßig infrareticulat mit etwas radialer Anordnung der Faserung. Am Zentralkörper wird die Struktur feiner und gegen die Y-Marke zu etwas verlaufender. Distal ist die Struktur ein wenig gröber, doch im Zentralteil etwas feiner werdend (Abb. 12, Hauptfigur).

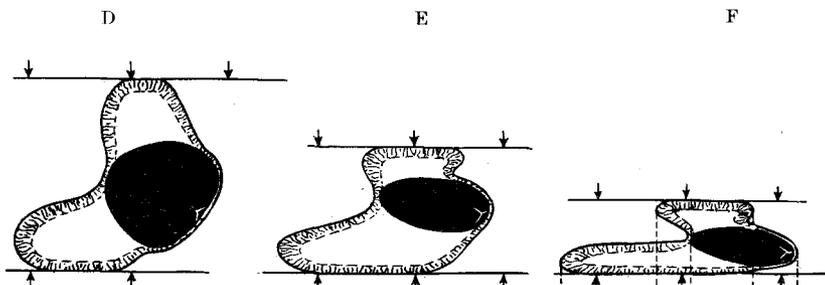
Wenn man in Polansicht den Saccusaußenrand genauer betrachtet, findet man, daß die äußere Begrenzung etwas gewellt erscheint, manchmal nach innen flach abzweigt, um von einer anderen Linie abgelöst, wieder nach außen zu verlaufen (Abb. 12, F u. Taf. 1, Fig. 3 und Taf. 2, Fig. 4 und 5 a). Offenbar ist der Saccus so steif und rund ausgebildet, daß beim Flachdrücken nicht eine scharfe Schneide, sondern Überfaltungen und Lappungen randlich entstehen. Vielleicht sind aber auch primär schon Anlagen zu einer solchen Lappung im Saccus formiert.

Y-Marke (Abb. 12, B). Sowohl die Intexine als auch die Exoexine ist durchbrochen. Die bei mikroskopischer Betrachtung in den Spalten der Y-Marke erscheinende Ornamentation schimmert von der darunter liegenden Exoexinenbedeckung der Distalseite her durch.

Schema der Saccusanheftung bei Nuskoisporites

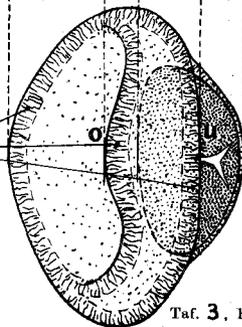


Rekonstruktion der Einbettung in Seitenlage von Nuskoisporites bei Fossilisation.



Die Projektion der dicken Saccusexine ist an jeder Randbildung sichtbar

Seitenansicht



Taf. 3, Fig. 7,8

D → E → F: Allmähliches
Zusammensinken der Spore

Projektion der in Seitenlage
plattgedrückten Spore

Distaler Saccusansatz (Abb. 12, Hauptfigur und Fig. D und Abb. 13, A—F). Wenn man *Nuskoisporites*-Exemplare in Seitenlage fossilisiert vorfindet, wird bei genügender Aufhellung Saccusaufbau-, -struktur und, was besonders interessiert — dessen Art der Anheftung am Zentralkörper ersichtlich (Abb. 13, A, B, C und F sowie Abb. 14, I, N und L). Dinge, die man bei der häufiger anzutreffenden Polansicht schlecht oder gar nicht zu sehen bekommt.

Die proximal dem Zentralkörper anliegende dünne Exoexine liegt etwa bis zum Äquator an und hebt dort deutlich zum hohlen Saccus ab, wobei sie knapp nach der Loslösung bereits beträchtlich dicker wird. Die Randumbiegung des Saccus ist rund, nicht gefalzt, was man besonders an der Innenwand der Exoexine beobachten kann (Abb. 12, Hauptfigur). Falls in Seitenlage gequetscht, wobei man eine schärfere Faltenbildung bis Knick erwarten sollte, ist sie immer noch rundlich ausgebildet. Offenbar ist der Saccus durch die dicke Exoexine ziemlich steif. Distalwärts stülpt sich der Saccus wieder ein, um sich über ein \pm großes rundes Feld dem Zentralkörper wieder anzulegen. Hierbei wird die Exoexine allmählich etwas dünner, wird aber nicht so flach wie auf der Proximalseite. Das Anlegen an den Zentralkörper erfolgt distal sehr allmählich, vielfach ohne deutlichen Knick oder Begrenzung. Zuweilen allerdings, wenn die Intexine des Zentralkörpers weniger dunkelbraun gefärbt, offenbar etwas aufgelöst wird — kann am distalen Saccusansatz eine Begrenzungslinie sichtbar werden, welche in Polansicht als \pm große, ungefähr kreisförmige bis polygonale Linie um die Y-Marke von der Distalseite her durchschimmert (Abb. 13, A, B, C). Ihr Durchmesser ist meist größer als die Strahlen der Y-Marke. Ähnliche Verhältnisse könnten bei *Trizonaesporites* LESCHIK 1956, Taf. 20, Fig. 10, 11, bestehen. Bei *Nuskoisporites dulhuntyi* ist der Kreis sehr klein, etwa dem Durchmesser der Y-Strahlen entsprechend, und auch ziemlich dunkel (vgl. LESCHIK 1956, Taf. 20, Fig. 5 und 6 sowie aus vorliegender Arbeit, Abb. 15). Der Saccus scheint bei jenen Exemplaren nur an einer kleinen Fläche distal anzuliegen, bei welchen dieser stark trichterförmig aufgebogen ist. Bei flachem, schirmförmig ausgebreitetem Saccus liegt er häufig auf einer wesentlich größeren Fläche distal auf (Abb. 13, C und Abb. 14, N und L) und kann mitunter bis fast ganz zum Äquator reichen. Extremfälle, wo sich distale und proximale Ansatzlinien treffen, konnten bisher jedoch nicht beobachtet werden. Es bleibt immer eine wenn auch manchmal schmale, exoexinenunbedeckte Zone an der Zentralkörperintexine.

Eine konzentrische, distale Anwachsline ist an solch flacheren Exemplaren dann nicht mehr zu beobachten, denn sie fällt in Polansicht etwa mit dem kreisrunden Rand des Zentralkörpers zusammen.

An diesen flacheren Exemplaren scheinen die Y-Strahlen oft etwas länger, schmaler und an den Enden schärfer zugespitzt zu sein (vgl. Abb. 13, C und Abb. 15).

Die Seitenansicht legt nahe, daß vielfach stark eingedellte Formen vorkommen, die etwa dem Gastrula-Larvenstadium im Tierreich ähneln. Seltener kommen flacher schüsselförmig aufgebogene Saccusbildungen vor (Abb. 14, I und N).

Variationen (Abb. 14): Durch die seinerzeitige Darstellung des Holotypus (1954) wurde vielleicht der Eindruck hervorgerufen, es würde

Variation, Einbettungslagen und Erhaltungszustände
von
NUSKOISPORITES

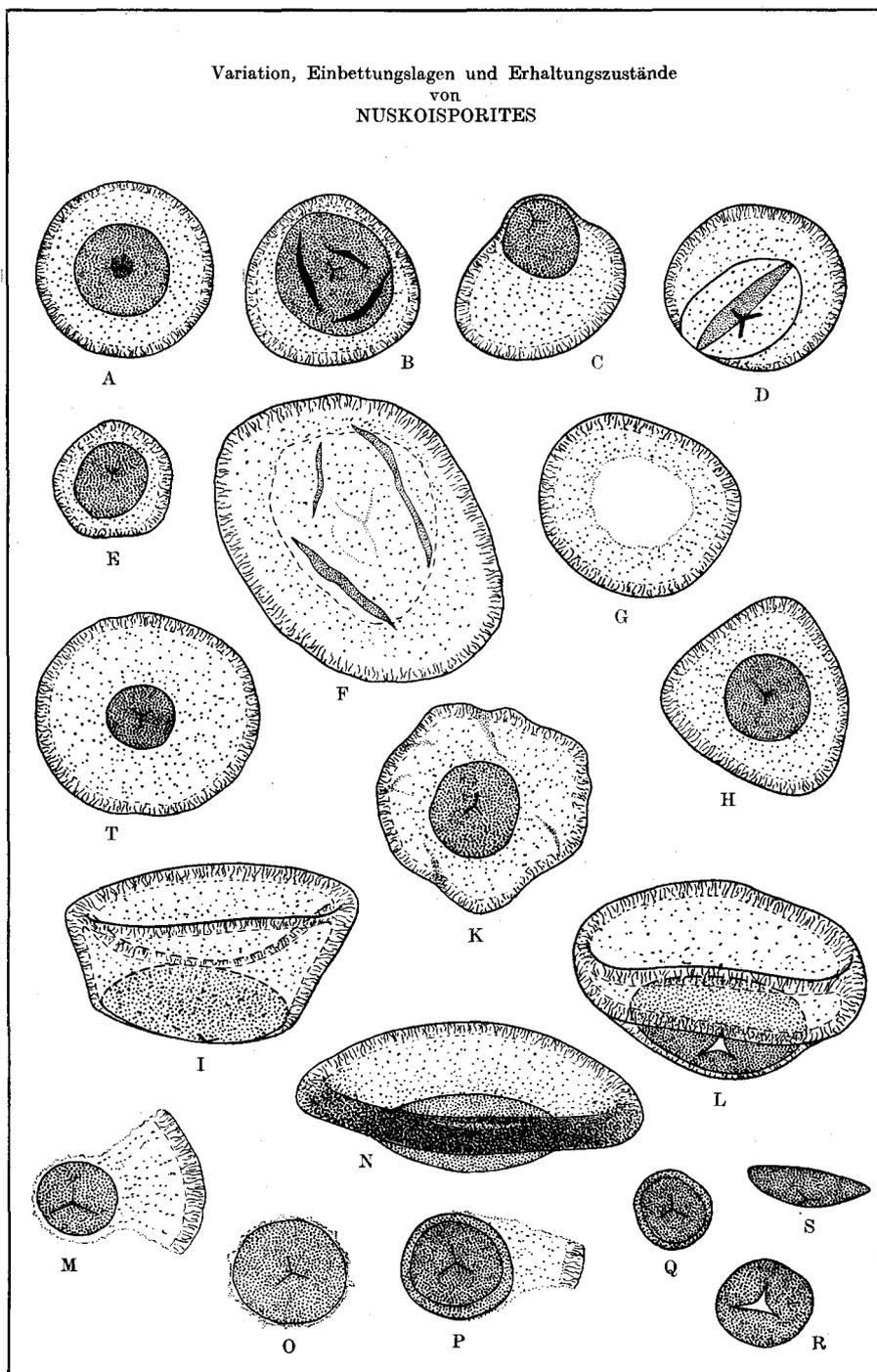


Abb. 14

sich um eine sehr regelmäßige geometrische Form ohne Faltenbildung und geringer Variation handeln. Dies ist jedoch keineswegs der Fall.

Faltenbildungen, offenbar sekundärer Natur in allen möglichen Richtungen, sind am Zentralkörper häufig anzutreffen (Abb. 14, B, D und F). Ebenso ist die Gestalt keineswegs immer genau kreisrund. Sie kann polygonal, oval, auch manchmal zur Dreiecksform neigend ausgebildet sein. Die Spore besitzt oft konzentrische Falten und Einrisse. Auch ist der Zentralkörper des öfteren vom Saccus teilweise oder vollständig abgerissen. Während die proximale Exoexine mit einigen Randfetzen noch anhaftet, kann die distale Exoexine vollständig abgelöst sein, wobei das Bild einer eigenen trileiten Spore vorgetäuscht werden (Abb. 14, O, P, Q, R, S, M) könnte. Der Zentralkörper ist oft sehr dunkel gefärbt, kann aber manchmal auch sehr hell und dünnwandig bis im Saccusverband fast ganz aufgelöst erscheinen (D, F, G). Es ist dann nur mehr ein sehr schwacher Zentralkörpertrand zu erkennen. Aber auch dieser kann ganz undeutlich werden. Die Y-Marke kann schmal ausgebildet, aber auch breit auseinanderklaffend bis vollkommen dreieckig ausgebildet sein (L).

Der Saccus verläuft selten ganz konzentrisch um den Zentralkörper. Er kann oval gestreckt (Fig. F), außen wellenförmig gelappt (Fig. K), ganz selten auch mehr zur Dreiecksform neigend (Fig. H), hie und da mit Querfalten versehen sein. Der Zentralkörper kann exzentrisch angeordnet sein (Fig. B, C).

Beträchtlich variabel ist die Größe des Saccus gegenüber der Größe des Zentralkörpers. In der Mehrzahl der Fälle entspricht der Saccusabstand etwa dem Radius des Zentralkörpers. Der Zentralkörper kann aber auch kleiner sein, so daß der Saccus recht weit ausgebreitet erscheint (T). Oft erfüllt der Zentralkörper aber auch einen größeren Teil des Saccus, manchmal sogar fast ganz, so daß dieser recht wenig ausgebreitet erscheint (Fig. B, I, E).

Die Reticulation (vgl. Abb. 12 Hauptfigur und Fig. C), falls man von einer solchen überhaupt sprechen darf, ist am Zentralkörper gewissen Variationen unterworfen. Die Saccusinfrastruktur ist jedoch bei allen Erscheinungsformen verhältnismäßig sehr konstant. Am Zentralkörper ist manchmal — besonders distal — eine etwas gröbere Struktur zu erkennen und zwar offenbar an Formen mit längeren, dünnen Y-Strahlen (*N. klausii* GREBE 1957). Manchmal erscheint sie feiner infragranulat bis baculat.

Sehr beträchtlich kann die Größe variieren. Die meisten Exemplare messen etwa 120—200 μ . Ich habe aber schon Formen mit 80 μ und auch solche mit 280 μ Durchmesser vorgefunden.

Unterschiede gegenüber formverwandten Gattungen: *Trizonaesporites* LESCHIK 1956 scheint *Nuskoisporites* recht ähnlich. Die „Innenzone“ kommt auch bei *Nuskoisporites* gelegentlich vor. Gut unterschieden ist die Gattung jedoch durch die langen Y-Strahlen mit geschlossener Suture, welche bis fast an den Rand des Zentralkörpers reichen (man sieht diese an den Photos LESCHIKS nicht sehr deutlich, auch in der Beschreibung wird nichts erwähnt). In dem permischen Material der Dolomiten fand sich die Form LESCHIKS mehrfach, wobei die Y-Strahlen etwas besser sichtbar sind. *Trizonaesporites* unterscheidet sich von *Nuskoisporites* also durch die wesentlich längeren, vorwiegend geschlossenen Y-Strahlen.

Endosporites WILSON & COE. 1940 unterscheidet sich ebenfalls durch viel längere Y-Strahlen und geringere Dicke der Exoexine im Saccus.

Florinites SCHOPF, WILSON & BENTALL unterscheidet sich durch die viel kleinere, zarte Y-Marke, welche oft kaum sichtbar, ist und viel dünnere Saccusstruktur usw.

Vorkommen: Sporen, welche zur Gattung *Nuskoisporites* gestellt wurden, sind aus vielen permischen Schichten bekanntgeworden. So aus dem deutschen Zechstein (GREBE 1957, LESCHIK 1956, KLAUS 1955), dem oberen Perm Ungarns (STUHL), dem Perm von Oklahoma (Flower Pot Formation WILSON 1962), dem Perm Australiens (BALME u. HENNELY, 1955) usw.

Im vorliegenden Material aus dem Perm der Südalpen, dem Grödner Sandstein und Bellerophonschichten ist *Nuskoisporites* weit verbreitet und stellenweise überraschend häufig. Wie im alpinen Salzgebirge, ist auch im Grödner Sandstein *Nuskoisporites* meist mit *Gigantosporites hallstattensis* vergesellschaftet.

In den Proben von Cuccenes und Butterloch ist *Nuskoisporites* zahlreich vertreten.

Es erscheint zunächst recht schwierig, aus der beträchtlichen Variationsbreite Formarten abgrenzen zu wollen, da die Übergänge fließend sind. Für die bestehenden Arten werden anschließend einige untergeordnete Unterscheidungsmerkmale versuchsweise angeführt.

GENUS NUSKOISPORITES

SPECIES:

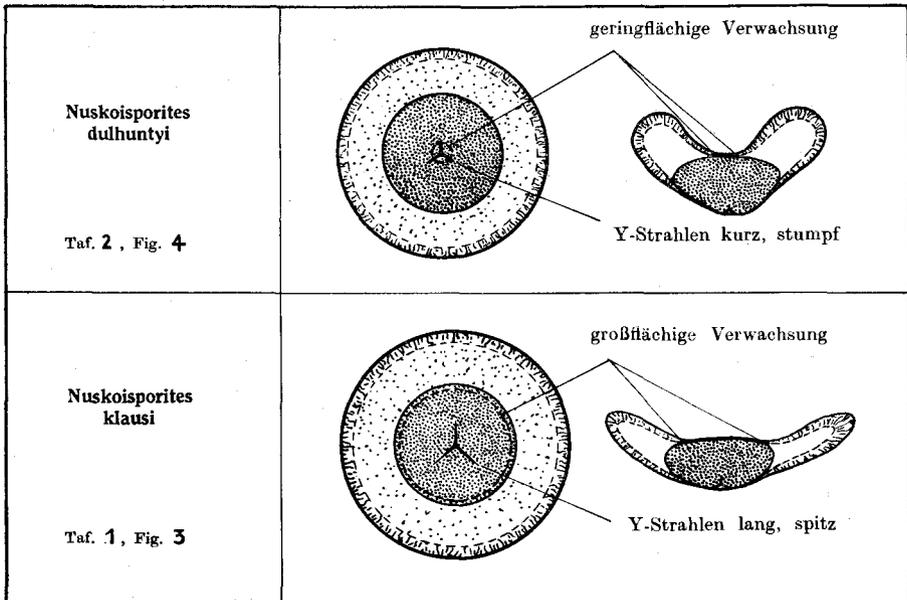


Abb. 15: Charakterisierung der Artmerkmale.

Nuskosporites dulhuntyi R. POT. & KLAUS 1954

Taf. 2, Fig. 4, 5

Holotypus: *Nuskosporites dulhuntyi* R. POT. & KLAUS 1954, Taf. 10, Fig. 5.

Beschreibung: Monosaccate Sporen von kreisförmig bis schwach ovalem Umriß mit relativ kurzstrahliger Y-Marke. Zentralkörper in Polansicht etwa kreisförmig abgegrenzt, vielfach dunkler gefärbt als der Saccus. Y-Marke relativ klein, Strahlen fast immer geöffnet, höchstens $\frac{1}{3}$ des Zentralkörperradius messend, meist aber viel kürzer, etwa $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{8}$ des Zentralkörperradius. Die Sutura ist im Verhältnis zur Länge relativ breit, meist 2—5 μ , oft auch weit klaffend, an den Enden kegelförmig (meist nicht nadelspitzenförmig) zusammenlaufend.

Der Saccus erscheint im Verhältnis zum Zentralkörper eher schmal. Seine einfache Breite in Polansicht entspricht etwa der Hälfte bis $\frac{1}{3}$ des Halbmessers des Zentralkörpers.

Saccusform: In Polansicht kreisrund bis leicht oval, in Seitenansicht vorwiegend stark trichterförmig aufgebogen. Der Saccus wölbt sich stark blasig vor (ohne Randfalzbildung) und sinkt distal so ein, daß nur eine relativ kleine Partie des Zentralkörpers die Exoexine aufgelagert erhält. Manchmal ist der distale Saccusansatz etwas umgrenzt, kenntlich an einer \pm dunkleren, etwa kreisförmigen Stelle, deren Durchmesser etwas größer als die Strahlen der Y-Marke ist. Oder es kann eine ähnliche etwa polygonale Falten- oder Konturbildung an dieser Stelle entstehen.

In Pol- und Seitenansicht ist der breite Saccusrand (8—10 μ) sehr charakteristisch. Es ist zwar kein Limbus, sondern die Projektion der Isolierschichtdicke der Saccusexine.

Am proximalen Teil des Zentralkörpers ist die Infrareticulation relativ feinmaschig unregelmäßig, gegen die Y-Marken zu verflachend.

Distal wird der Saccus allmählich, besonders wo er sich dem Zentralkörper anlegt, ebenfalls fein ornamentiert, verbleibt jedoch gröber als proximal. Saccusreticulum imperfect und \pm radialfaserig gestreckt.

Größe: Äußerer Durchmesser zwischen 80 und 180 μ schwankend.

Artcharakteristisch könnte betrachtet werden:

1. Relativ kurze Y-Marke, Sutura relativ breit geöffnet und oft nur kegelförmig endend.

2. Verhältnismäßig enges imperfectes Reticulum der Exoexine am Zentralkörper.

3. Wenig ausgebreiteter, mehr trichterförmig gebildeter Saccus mit deutlich aufgeblähtem Innenraum. Distal legt sich die Exoexine nur auf eine verhältnismäßig kleine Fläche der Zentralkörperintexine an, manchmal eine kreisförmige bis polygonale Kontur bildend.

Verbreitung: Die Art tritt in allen Proben des Grödner Sandsteines und Bellerophonschichten verstreut auf, ist aber wesentlich seltener als die nächste zu besprechende Form.

Nuskoisporites klausii GREBE 1957

Taf. 1, Fig. 3

Holotypus: *Nuskoisporites klausii* GREBE 1957 Taf. 4, Fig. 2, Präp. 16542/A; Zechstein 1.

GREBE 1957, S. 55, gibt Beobachtungen über eine neue *Nuskoisporites*-Art im deutschen Zechstein. Diese hebt sich von *N. dulhuntyi* vor allem durch längere, offenbar auch etwas schmalere Y-Strahlen ab.

Im vorliegenden Material aus dem unteren Ober-Perm der Südalpen sind ähnliche Exemplare wiederholt anzutreffen und zwar in Spektren, welche *Nuskoisporites dulhuntyi* und *Trizonaesporites grandis* LESCHIK führen.

Formen dieser Art ergeben etwa folgendes Beobachtungsbild: Im allgemeinen scheinen die Exemplare etwas größer als *N. dulhuntyi*. Ihr Mittelwert liegt etwa um 220 μ (180—280 μ), Saccus meist etwas breiter als bei *N. dulhuntyi*, d. h. die einfache Saccusbreite, in Polansicht gemessen, entspricht etwa dem Radius oder $\frac{2}{3}$ des Durchmessers des Zentralkörpers. In Seitenlage erscheint der Saccus flacher schüsselförmig ausgebreitet, und im Schnitt findet man ein schmales, geringeres Lumen der Sacci. Proximal und distal ist der Zentralkörper fast ganz von Exoexine bedeckt, d. h. der Saccus ist nur längs eines schmäleren Streifens in Äquatorgegend vorgebläht. Wenn man nach der distalen konzentrischen Anwachsline, besser gesagt Auflagerung der Exoexine, sucht, findet man nicht wie bei *N. dulhuntyi* in Polansicht einen engeren, die Y-Marke durchschimmernden kreisförmigen dunklen Fleck oder Kreis, sondern meist überhaupt keine Konturbildung im Zentralkörper. Wenn doch vorhanden (wie beim Typus GREBES 1957, Taf. 4, Fig. 2), dann ist dieser fast so groß wie der Zentralkörper selbst und verläuft nahe dessen Rand etwa unregelmäßig parallel zu diesem. Schematisch sind diese Verhältnisse in Abb. 15 veranschaulicht.

Wie GREBE mit Recht heraushebt, ist die Y-Marke das am ehesten sichtbare Unterscheidungsmerkmal. Ihre Strahlenlänge entspricht etwa $\frac{1}{2}$ Radiuslänge des Zentralkörpers, oft aber auch länger. Die Sutura ist sehr

eng und schmal und an den Enden scharfnadelig zugespitzt. Bei *N. dulhuntyi* ist sie kürzer und die Strahlen breiter.

Ferner hat es öfters den Anschein, als wäre die Reticulation am Zentralkörper — besonders distal — gröber als bei *N. dulhuntyi*.

Verbreitung: Im südalpinen Ober-Perm wesentlich häufiger als *N. dulhuntyi*. In mancher dunklen Tonprobe massenhaft anzutreffen.

Material: Butterloch.

Fundpunkte: Runggaditsch, Cuecenes und Butterloch.

Genus *Trizonaesporites* LESCHIK 1956, emend.

(Abb. 11)

Genotypus: *Trizonaesporites grandis* LESCHIK 1956, Taf. 20, Fig. 10 und 11. Präp. VI, 5, KTZ. 59-8:17-6 Zechstein von Neuhof bei Fulda.

Diagnose: Monosaccate Sporen mit langstrahliger Y-Marke und einer konzentrischen Randbildung innerhalb des Zentralkörpers. Umriß vorwiegend kreisförmig bis oval in Polansicht. Saccusaufbau mit Randbildung wie bei *Nuskoisporites*. Zentralkörper konzentrisch, vorwiegend rund in Polansicht mit Y-Marke deren Strahlen bis an den Rand des Zentralkörpers reichen oder unweit davon endigen. Sutura der Strahlen nicht vorwiegend offen wie bei *Nuskoisporites*, sondern geschlossen. Exoexine bildet dort einen erhabenen Grat, welcher in Richtung Apex immer höher wird. Daher erscheint die Y-Marke nicht wie bei *Nuskoisporites* als helles Zeichen in dunklerem Feld, sondern umgekehrt, eher als dunkle Marke auf hellerem Grund. Die Strahlen sind meist ziemlich schmal. Zentral ist eine runde bis polygonale, ± scharf ausgeprägte Randbildung vorhanden, welche jedenfalls nicht in der Ebene der Y-Marke liegt. Saccusreticulum etwa ähnlich *Nuskoisporites*, eher etwas dichter. Zentralkörper etwa infrareticulat bis fein infragranulat.

Größe: 150—280 μ . Meist größer als *Nuskoisporites*.

Bemerkungen: Die zentrale Zonenbildung ist den distalen Saccusaufgabeabgrenzungen, welche gelegentlich bei *Nuskoisporites* zu beobachten ist, recht ähnlich. Auf LESCHIKS Typusphoto (Taf. 20, Fig. 10) sind die Y-Strahlen sehr schwach, aber doch zu lokalisieren, besonders wenn man derartige Exemplare öfters in guter Erhaltung sehen konnte. Ein Strahl verläuft auf LESCHIKS Photo vom Zentrum, die zentrale Randbildung überquerend, nach links (Westen), ein Strahl nach SSE, der dritte Strahl ist am wenigsten kenntlich.

Unterschiede gegenüber formverwandten Gattungen: Durch die Innenzonenbildung gut charakterisiert, besteht der wesentliche Unterschied gegenüber *Nuskoisporites* in den extrem langen Y-Strahlen, welche fast bis an den Zentralkörperperrand reichen können.

Trizonaesporites grandis LESCHIK 1956

Taf. 3, Fig. 6

Holotypus: *Trizonaesporites grandis* LESCHIK 1956, Taf. 20, Fig. 10, 11. Präp. VI, 5, KTZ 59-8:17-6 Salzton von Neuhof bei Fulda, Zechstein.

Die Formen vorliegenden Materials weisen die in der Gattungsdiagnose angeführten Merkmale auf.

Die Saccusmembrane erscheint am Rande vielleicht ein wenig mehr gewellt als bei *Nuskoisporites*. Die Saccusrandbildung ist etwa 8–10 μ breit. Die einfache Saccusbreite beträgt etwa $\frac{2}{3}$ des Zentralkörperradius. Saccusinfrareticulation sehr imperfect und dicht, wenig Radialfaserung angedeutet. Zentralkörperstruktur enger faseriger als am Saccus, besonders in der Innenzonen eher als fein infragranulat zu bezeichnen. Faltenbildungen kommen genauso vor wie bei *Nuskoisporites*. Der Durchmesser des Innenzonenfeldes entspricht etwa $\frac{2}{3}$ des Zentralkörperradius.

Größe: Etwa 200 μ .

Verbreitung: In Proben des Grödner Sandsteines vereinzelt in Spektren mit viel *Nuskoisporites* anzutreffen. Im höheren Perm Bellerophonschichten bisher kaum beobachtet. Es hat den Anschein, als wäre die Form auf das untere und vielleicht noch mittlere Ober-Perm beschränkt.

Fundpunkt: Grödner Sandstein von Butterloch.

Genus *Endosporites* WILSON & COE 1940

(Abb. 11)

Genotypus: *Endosporites ornatus* WILSON & COE 1940.

Die vorliegenden Sporen entsprechen der Definition von *Endosporites* im ursprünglichen Sinne (WILSON & COE 1940, S. 184) und der Gattungsbeschreibung bei SCHOPF, WILSON & BENTALL 1944, S. 44 und S. 45 und etwa der schematischen Darstellung letztgenannter Autoren auf Taf. 2, Fig. 14. Nur der Saccus ist mehr distal geneigt.

Endosporites hexareticulatus n. sp.

Taf. 4, Fig. 9, 10, 11

Holotypus: *Endosporites hexareticulatus* n. sp., Taf. 4, Fig. 9. Nach Einzelkornpräparat Nr. 480. Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Diagnose: Monosaccate Sporen mit Y-Marke und vorwiegend rundem Umriß in Polansicht. Zentralkörper rund bis eher schwach zur Dreiecksform neigend. Y-Marke durch lange, engzeilige Suturen mit spitzen Enden fast oder ganz bis an den Rand des Zentralkörpers reichend (Taf. 4, Fig. 11) und sich vermittels oft vorhandener Faltenbildung bis gelegentlich weit in den Saccus hinein fortsetzend. Deutliche Zonenbildung innerhalb des Zentralkörpers fehlt, es ist jedoch öfters eine \pm zentrale hellere Fläche zu beobachten, deren Ränder etwa dem Zentralkörperrand parallel laufen. Apex-Papillen nicht vorhanden. Die Exoexine bedeckt einen proximalen und distalen Teil der Zentralkörperintexine und ist sehr fein infrareticulat, im Zentrum eher infragranulat von ganz außerordentlicher Feinkörnigkeit.

Der weit ausgebreitete Monosaccus ist in kennzeichnender Weise infrareticulat. Und zwar entspricht das mit fast geometrischer Genauigkeit angeordnete Reticulum etwa dem Muster von Bienenwaben (vgl. Taf. 4, Fig. 10). Die Muri setzen sich zu perfekten hexagonalen Netzmaschen zusammen, welche oft zeilenförmig-radial gezogen, bzw. angeordnet sind. Im Schnitt bzw. Seitenansicht, besonders am Rand zeigt sich das Reticulum als infrabaculate Struktur mit relativ weit auseinandergezogener Columellae. Diese dürfte eher das optische Schnittbild von nach innen greifenden Wänden der Wabenstruktur darstellen.

Die einfache Saccusbreite ist meist etwas größer als der Radius des Zentralkörpers. Der Saccus entspricht, was die Anheftung betrifft, dem Schema von SCHOPF, WILSON & BENTALL 1944, Taf. 2, Fig. 14. Nur ist der Monosaccus schirmartig flach ausgebreitet und distal etwas geneigt, aber proximal und distal an den Zentralkörper angewachsen. Die Saccusverwachsung erinnert an *Nuskoisporites klausii* GREBE (vgl. Abb. 5). Am Außenrand ist der Saccus ganz normal und rund vorgebläht. Daß man die Saccusexine am Rand im optischen Schnitt sieht, besagt nicht, daß sie dort als Falz ausgebildet ist¹⁾.

Distal legt sich die Saccusmembrane unweit des Äquators als dünne Exoexinenaufgabe dem Zentralkörper an und ist dort fein infrareticulat bis granulat.

Die Größe der Netzlumina am Saccus ist recht konstant und beträgt etwa 2 μ .

Oberfläche der Saccusmembran glatt.

Farbe: Saccus hellgelb, Zentralkörper oft dunkler gefärbt.

Größe: Durchmesser von 90 μ bis 150 μ schwankend.

Locus typicus: Butterloch, Bletterbach-Klamm unweit Fontana fredde (Kaltenbrunn). Grödner Sandstein, tiefere dunkle Tonlage.

Stratum typicum: Unteres Ober-Perm, Grödner Sandstein.

Verbreitung: In Proben des Grödner Sandsteines meist vergesellschaftet mit *Perisaccus granulatus* und *Nuskoisporites klausii* verstreut in den Spektren anzutreffen.

¹⁾ Die Limbus-Bildung ist eine Hypothese, erwähnt in R. POTONIÉ & KREMP 1956, S. 136.

Der Saccus ist meist so zart und zerbrechlich ausgebildet, daß es erhebliche Schwierigkeiten bereitet, die Sporen als Einzelkörner zu präparieren.

Auf Taf. 4, Fig. 10 ist das Saccusreticulum herausvergrößert um die recht geometrisch-genaue Anordnung der hexagonalen Netzmaschen zu veranschaulichen.

Unterschiede gegenüber formverwandten Arten: Die vorwiegend aus Ober-Karbon bekannten Arten unterscheiden sich entweder durch die äußere Form (mehr dreieckig), durch breitere Saccusrandbildung, Oberflächengranulation und Apikalpapillen.

Endosporites ornatus WILSON & COE 1940 dürfte weniger regelmäßiges Reticulum aufweisen. Ebenso *E. globiformis* (IBRAHIM) S. W. & B.

Stratigraphisch am interessantesten wäre ein Vergleich mit *Endosporites velates* LESCHIK 1956, Taf. 20, Fig. 7. Wenn nach dem Typusphoto ein Urteil zulässig ist, erscheint der Zentralkörper kräftiger strukturiert als an unseren vorliegenden Formen. Die Art des Saccusreticulums ist kaum erkennbar. Nach der Diagnose LESCHIK's 1956, S. 127 ist die Zone deutlich und dicht granuliert, also nicht reticulat, wodurch sich ebenfalls ein Unterschied ergeben würde.

Genus *Perisaccus* (NAUMOUVA 1953) R. POT. 1958, emend.

(Abb. 11, S. 255)

Genotypus: *Perisaccus verruculatus* NAUM. 1953, S. 64, Taf. 14, Fig. 24.

Diagnose: (nach R. POTONIÉ 1958, S. 43): Genotypus 63—73 μ . Monosaccate Miosporen. Äquator kreisförmig bis schwach oval, Zentralkörper nur wenig kleiner als der ihn umgebende Saccus „Airsac in the form of margin“ (NAUM. 1937), keine Y-Marke. Saccus wohl infrareticulat (die Autorin schreibt: mit kleinen Warzen bedeckt).

Erweitert sei die Diagnose hiemit noch durch den Zusatz: „Kleine, meist ungleichstrahlige Y-Marke mitunter vorhanden“. Die Einfügung: „... keine Y-Marke“ wäre zu streichen.

In vorliegendem Material finden sich Sporen, für welche sich vielleicht nach erster Betrachtung eine Einordnung in die Gattung *Florinites* anbieten würde. Sieht man jedoch eine Reihe von Individuen durch, so findet man gemeinsame Merkmale, welche gegen eine solche Zuordnung sprechen. Ein konstantes Charakteristikum scheint die Granulation der Oberfläche des Saccus zu sein. Die kleinen Wärzchen können in ihrer Größe variieren, sind aber stets vorhanden und lassen die Formengruppe auch bei

Variation anderer Merkmale sogleich erkennen. Allgemein sind es monosaccate Sporen von schwach ovalem bis rundem, durch stärkere sekundäre Faltenbildung oft unregelmäßig polygonal erscheinendem Umriß. Die Konturen des vorwiegend runden, oft etwas dunkler gefärbten Zentralkörpers sind oft durch Faltenbildung teilweise abgedeckt.

An gut erhaltenen Exemplaren ist eine kleine, zart ausgebildete, meist ungleichstrahlige Y-Marke sichtbar, mitunter ist sie schwerer oder gar nicht zu finden.

Im Vergleich zur Saccusfläche ist der Zentralkörper meist recht groß, oft füllt er fast ganz den Saccus aus, so daß dieser bis auf einen kleinen Streifen reduziert erscheint.

Der Saccus ist sehr dünn, nicht baculat und auch wohl kaum reticulat aufgebaut. Er besteht aus eng aneinandergedrängten kleinen Körnchen oder Würzchen, welche man an der Oberflächenkontur recht gut erkennen kann. Er liegt proximal in einem größeren Feld um die Y-Marke dem Zentralkörper eng an. Am Äquator scheint er aufgebläht, manchmal auch an der Distalseite vollständig vom Körper abgehoben. In solchen Fällen sind dann oft Falten zu finden.

Wegen der granulaten Luftsackskulptur, dem meist kleinen Saccus und der proximalen Verwachsung dürfte die Form wohl kaum zu *Florinites* gehören. Da die Granulation als konstantes Charakteristikum neben dem schmalen Saccus erscheint, seien solche Sporen zunächst zu *Perisaccus* (NAUM.) R. POT. gestellt, wobei allerdings die Gegenwart einer oftmals erkennbaren, sehr kleinen Y-Marke der Diagnose noch anzufügen wäre.

Perisaccus granulatus n. sp.

Taf. 4, Fig. 12

Holotypus: *Perisaccus granulatus* n. sp., Taf. 4, Fig. 12, nach Einzelkornpräparat Nr. 461, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Diagnose: Monosaccate Sporen mit kleiner, meist ungleichstrahliger Y-Marke und rundem bis ovalem Umriß. Saccus sehr dünnwandig, Oberfläche fein bis gröber granulat. Keine andersgeartete Infrastruktur. Breite des Monosaccus stark schwankend, vielfach schmal, in einem Extremfall fast ganz anliegend, sonst etwa $\frac{2}{3}$ des Radius des Zentralkörpers, im anderen äußerst seltenen Extremfall etwa $\frac{2}{3}$ des Durchmessers des Zentralkörpers. In einer Fläche um die Y-Marke ist der Saccus mit dem Zentralkörper verwachsen, am Äquator hingegen aufgebläht, um sich distal schwach oder gar nicht anzulegen. Farbe des Zentralkörpers manchmal dunkler als Saccus. Sekundärfalten fast die Regel, besonders an der Zentralkörperumgrenzung und am Saccus.

Größe: etwa 60—85 μ .

Locus typicus: Butterloch, Bletterbach-Klamm bei Kaltenbrunn (Fontana fredde) untere pflanzenführende Schicht, Tonlage im Sandstein mit Pflanzhäcksel.

Stratum typicum: Unteres Ober-Perm. Grödner Sandstein.

Verbreitung: Die Art kommt in mehreren Proben des Grödner Sandsteines und auch Bellerophonschichten vor, ist im Spektrum meist aber nur vereinzelt eingestreut. In besonders dunklen Tonpartien, welche auch meist viel *Nuskoisporites* und einige Endosporiten führen, findet sich die besprochene Form fast immer.

Auch im alpinen Salzgebirge öfters beobachtet. GREBE 1957, bildet auf Taf. 4, Fig. 4 eine Sporenform ab, welche vielleicht auch zu dem dargestellten Formenkreis gehören mag. Ebenfalls aus dem deutschen Zechstein bringt LESCHIK 1956, Taf. 20, Fig. 1 eine Spore zur Abbildung, welche offenbar an der Oberfläche granuliert ist und vielleicht auch eine kleine Y-Marke im zentralen Teil erkennen läßt. Sollte dies zutreffen, so wäre die Art auch im oberen Perm Deutschlands (Zechstein) vorhanden.

Von *Perisaccus verrucatus* NAUMOVA 1953, Taf. 14, Fig. 24 dürfte sich die Art u. a. durch das Vorhandensein einer kleinen Y-Marke unterscheiden lassen.

Subturma *Disaccites* COOKSON 1947

Infraturma *Disaccitriletes* LESCHIK 1955

Bisaccate Pollenkörner mit deutlicher oder reduzierter Y-Marke. Die Reduktion der Y-Marke kann so weit gehen, daß ein Strahl vollständig fehlt. Hingegen gehören Sporen mit geradem einzelligem tectum nicht in diese Einheit, sondern zu *Disaccimonoletes*.

Genus *Illinites* (KOSANKE) R. POT. & KREMP 1954 (non POT. & KLAUS 1954) ¹⁾

(Abb. 16)

Genotypus: *Illinites unicus* KOSANKE 1950, Taf. 1, Fig. 3, Kohlen von Illinois, Stephan-Perm.

Die Gattung wurde von KOSANKE 1950 für zweiflügelige Sporen mit Y-Marke am proximalen Pol des Zentralkörpers geschaffen. R. POT. & KREMP 1954, S. 176 haben dann das Vorhandensein einer ungleichstrahligen Y-Marke, wie man das an der Abbildung des Typusexemplares bei KOSANKE 1950 deutlich sieht, in den Text aufgenommen. Die Frage, ob die Luftsäcke distal genähert sind, konnte von POT. & KREMP 1954 nicht geklärt werden.

LESCHIK 1956, Taf. 21, Fig. 7 stellt Formen mit feinmaschigem Luftsackreticulum und offensichtlich distal genäherten Sacci zu dieser Gattung.

¹⁾ Bei POT. & KLAUS 1954 wurde *Illinites* weder besprochen noch emendiert.

Auch im Material des Ober-Perm der Dolomiten sind sehr ähnliche Formen anzutreffen, welche aber durchwegs schwach distal genäherte Sacci aufweisen.

Es liegt nahe, derartige Sporen, ohne die Gattung neuerlich besonders emendieren zu müssen, in den Gattungsinhalt einzuschließen. Auch ist die Saccus-Reticulation meist sehr feinmaschig.

Ich würde zu *Illinites* KOSANKE 1950 zur Zeit Sporen mit folgenden Eigenschaften stellen:

Beschreibung: Bisaccate Sporen mit Y-Marke, an denen ein Strahl meist kürzer als die beiden anderen ausgebildet ist. Zentralkörper rundlich, länglich oder auch quer oval gestreckt. Zwei distale, einander \pm parallel verlaufende Querfalten können vorhanden sein. Um die Y-Marke ist die dorsale, granulate Exoexinenauflage stark reduziert bis nicht vorhanden. Ventral kann die Exoexinenauflage fehlen.

Die Sacci können äquatorial gegenüberliegend oder \pm schwach zentral einander genähert sein. Die Formeinheit reicht von überhalbkugelig bis rudimentär sichelförmig. Das Saccusreticulum kann aus deutlichen, \pm großen Netzmaschen bis zu vollkommen unregelmäßig, nicht in sich geschlossener, kleinstgenetzter Struktur bestehen.

Die Sporen im Zechstein, im alpinen Salzgebirge und nun auch im Grödner Sandstein (Perm) sind in ihrem Luftsackreticulum, Zentralkörperaufbau den Jugasporites-Formen recht ähnlich. Sie unterscheiden sich in der Mehrzahl der Fälle durch den dritten ausgebildeten Y-Strahl.

Die Formen dieser Gattung sind im Perm der Dolomiten nicht sehr häufig.

Illinites parvus n. sp.

Taf. 5, Fig. 18 u. Abb. 16

Holotypus: *Illinites* n. sp., Taf. 5, Fig. 18, nach Einzelkornpräparat Nr. 414, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Diagnose: Bisaccate Sporen mit Y-Marke von welcher ein Strahl kürzer ist als die beiden anderen. Zentralkörper meist rund bis oval. Um die Y-Marke verbleibt ein etwa dreieckiges Feld frei von der dorsalen Exoexinenauflage und ist somit glatt. Die fein granulierten Exoexine findet ihre distale Begrenzung etwa im Äquator. Die Sacci sind kleiner als halbkreisförmig, reichen nur gering über den Rand des Zentralkörpers. Sie sind distal genähert. Ihre Struktur ist unregelmäßig kleinstgewellt bis genetzt. Parallele Querfalten am Zentralkörper fehlen.

Größe: Länge 42 μ , Breite 33 μ .

Unterschiede gegenüber anderen formverwandten Arten: (Vgl. Abb. 16) *Illinites purus* LÄSCHIK 1956 weist eine gleichstrahlige voll ausgebildete Y-Marke

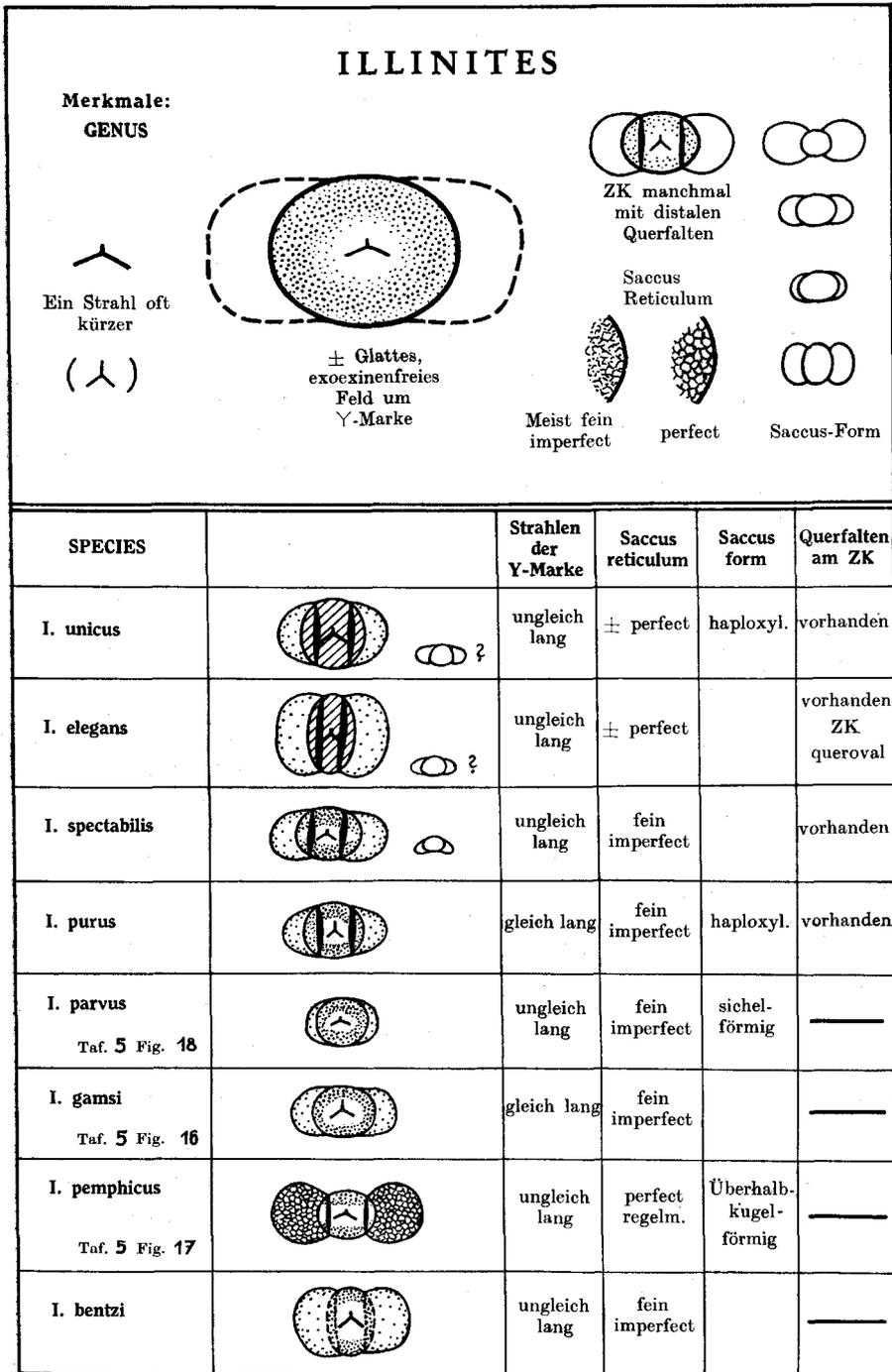


Abb. 16: Charakteristik der Gattungs- und Artmerkmale von *Illinites*. ZK = Zentralkörper.

auf. Zentralkörper besitzt zwei angedeutete Querfalten. Sacci scheinen mehr diametral gegenüber zu liegen.

Die weiteren *Illinites*-Arten unterscheiden sich durch größere Sacci, z. T. Querfalten und andere Saccus-Reticulation (vgl. Abb. 16).

Locus typicus: Runggaditsch, Hohlweg bei Gehöft des Herrn Sepp Oberrauch. Dunkle kohlige Tonschicht im Grödner Sandstein. Oberes Band.

Stratum typicum: Unteres Ober-Perm. Grödner Sandstein.

Illinites gamsi n. sp.

Taf. 5, Fig. 16 u. Abb. 16

Holotypus: *Illinites gamsi* n. sp., Taf. 5, Fig. 17, nach Einzelkornpräparat Nr. 415, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Derivatio nominis: Nach Herrn Univ.-Prof. Dr. Helmut GAMS, Innsbruck, welcher durch Beistellung von Probenmaterial die Untersuchung förderte.

Diagnose: Bisaccate Sporen mit Y-Marke, deren Strahlen etwa gleich lang sind. Zentralkörper oval-längsgestreckt. Proximal mit deutlich granulierter Exoexine bedeckt, welche um die Y-Marke der Intexine eine etwa dreieckige Area freiläßt.

Ventral reicht die Bedeckung bis etwa zum Äquator. Sacci etwa halbkreisförmig, aber in Richtung Längsachse etwas gestreckt mit manchmal leicht gewelltem Umriß. Saccusreticulum nicht geschlossen, sondern aus feingeschlängelten, dichten, unterbrochenen Muri bestehend. Sacci leicht distal geneigt.

Größe: Länge 62 μ , Breite 38 μ ; Länge eines Y-Strahles etwa 7 μ .

Unterschiede gegenüber anderen formverwandten Arten: *Illinites gamsi* unterscheidet sich durch das Fehlen der ventralen Querfalten, durch die gleichstrahlige Y-Marke von allen anderen *Illinites*-Arten. Von *Illinites unicus* KOSANKE außerdem durch das feingenetzte Saccusreticulum.

Locus typicus: Butterloch, Bletterbach-Klamm bei Kaltenbrunn (Fontana fredde). Obere Tonlage.

Material: Anstehende schwarze Tone mit Pflanzenresten.

Vorkommen: Selten. Grödner Sandstein von Cuecenes, Runggaditsch, Butterloch. Ebenso in den Bellerophonschichten.

Illinites pemphicus n. sp.

Taf. 5, Fig. 17 u. Abb. 16

Holotypus: *Illinites pemphicus* n. sp., Taf. 5, Fig. 17, nach Einzelkornpräparat Nr. 401, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Diagnose: Bisaccate Sporen mit Y-Marke am Zentralkörper, von welcher ein Strahl kürzer ist als die beiden anderen. Die Y-Marke sitzt in der Intexine. Die Exoexine am Zentralkörper ist fein granuliert und so stark reduziert, daß lediglich zwischen den Luftsäcken zwei unscharf abgegrenzte Längsstreifen verbleiben, welche dorsal ein breites glattes Feld (in welchem die Y-Marke liegt) freilassen. Ihre ventrale Begrenzung liegt etwa im Äquator. Zentralkörper etwa rund. Sacci deutlich abgesetzt, überhalbkugelförmig, distal etwas genähert. Das Saccusreticulum besteht aus einem deutlichen Netz, dessen Muri sich scharf abheben. Saccusrand glatt und nicht gekerbt oder gewellt.

Größe: Länge 85 μ , Breite 50 μ (Typus).

Unterschiede gegenüber anderen Illinites-Arten: Die Art ist durch das deutliche Saccusreticulum und die überhalbkreisförmigen, scharf abgesetzten Sacci von anderen *Illinites*-Arten gut zu unterscheiden.

Locus typicus: Cuccenes im Grödnertal bei St. Ulrich (Ortisei).

Stratum typicum: Ober-Perm, Grödner Sandstein.

Material: Feinsandlage bis tonige Schichten mit Pflanzenhäcksel im oberen Abschnitt des Grödner Sandsteins.

Vorkommen: Selten. Grödner Sandstein und Bellerophonschichten.

Illinites bentzi (KLAUS 1955) emend.

non POT. & KLAUS 1954

(Abb. 16)

Holotypus: *Illinites bentzi* KLAUS 1955, Taf. 34, Fig. 6, nach Einzelkornpräparat Nr. 261, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Diagnose: (Im Anschluß an KLAUS 1955, S. 780.) Bisaccate Sporen mit Y-Marke am Zentralkörper, von welcher ein Strahl kürzer ist als die beiden anderen. Zentralkörper oval, und zwar in Richtung Querachse gestreckt. Um die Y-Marke bleibt ein weites \pm ovales Feld frei von Exoexinenaufgabe, wodurch eine große Area entsteht. Die Exoexinenaufgabe ist beschränkt auf einen unscharfen, feingranulierten Saum, welcher dorsal den Zentralkörper bis etwa zum Äquator umgibt.

Sacci überhalbkugelförmig, sehr fein und unregelmäßig reticuliert. Zwei ventrale Querfalten fehlen. Sacci kaum distal genähert.

Größe: Längster Durchmesser 66 μ .

Unterschiede gegenüber anderen formverwandten Arten: Von *Illinites unicus* KOSANKE besonders durch das feine unregelmäßige Saccusreticulum, ferner durch die scharf abgesetzten Sacci und das Fehlen von zwei regelmäßigen, ventralen Querfalten deutlich unterscheiden.

Ähnlichkeiten sind lediglich zu *Illinites spectabilis* LESCHIK 1956, Taf. 21, Fig. 7 gegeben. Letztere Form besitzt jedoch zwei deutliche Querfalten und distal genäherte Sacci.

LESCHIK 1956, S. 131 vertritt die Meinung, daß der Holotypus mit *Illinites unicus* KOSANKE übereinstimme. Wie aus den oben angeführten Unterschieden ersichtlich, ist dies nicht der Fall. Vielmehr sind die Formen deutlich morphographisch gesondert. Obwohl dies allein maßgebend ist, sind auch die stratigraphischen und geographischen Unterschiede erheblich.

Die Art wurde zuerst bei KLAUS 1955 Taf. 34, Fig. 6 abgebildet und unter cf. *Illinites bentzi* R. POT. & KLAUS 1954 kurz beschrieben. Die Nennung der Arbeit R. POT. & KLAUS 1954 war irrtümlich geschehen, da in dieser Arbeit die Form nicht aufscheint. Die Spezies „bentzi“ galt daher bislang als nomen nudum. Da im Laufe der Zeit die Form öfter beobachtet und von anderen Autoren (z. B. GREBE 1957) gefunden wurde, bot sich eine Neubeschreibung, besonders im Hinblick auf die Vergleichsmöglichkeit zu den Arten des Perms der Dolomiten, besonders an.

Locus typicus: Deutsche Solvay-Werke Borth. Tonbänkechen im oberen Kalilager der Werra-Serie.

Stratum typicum: Zechstein I (Werra-Serie).

Genus *Jugasporites* LESCHIK 1956, emend.

(Abb. 17, 18, 19, 20, 21)

Genotypus: *Jugasporites delasauei* (R. POT. & KLAUS) LESCHIK 1956. Typusabbildung: R. POT. & KLAUS 1954, Taf. 10, Fig. 6¹⁾.

Diagnose: (LESCHIK 1956, S. 132.) „Zweisacksporen mit dachförmigem Spalt auf dem Sporenkörper“. Auf Grund des vorliegenden Beobachtungsmaterialies könnte man noch hinzufügen: Die Intexine des Zentralkörpers weist proximal einen kurzen, oft winkelig abgelenkten Spalt auf. Distal können an den Saccusansätzen Querfalten auftreten. Die Intexine ist glatt und meist dunkel gefärbt. Die Exoexine ist auf der Proximalseite des Zentralkörpers deutlich ausgebildet, granuliert. Bezeichnend erscheint runde bis ovale oder langgestreckte Area um den Intexinenspalt, in welcher die Exoexine stark reduziert ist bis vollkommen fehlt.

Die Art *J. delasauei* wurde 1954 von POT. & KLAUS in der umfassenden Gattung *Pityosporites* behandelt, da diese so abgefaßt war, daß gelegentlich auch Sporen mit Y-Marke (POT. & KLAUS 1954, S. 535) einbezogen werden können. Seither hat die Fülle des nun vorliegenden Untersuchungsmaterialies und auch dank der kritischen Beiträge von GREBE 1957, KLAUS 1955, LESCHIK 1956, 1959, MANUM 1960 vieles gewandelt und geklärt.

Der dachförmige, an eine rückgebildete Y-Marke erinnernde Spalt am Zentralkörper des Typusexemplares wurde von KLAUS 1955 als Merkmal der ursprünglichen Art-Diagnose hinzugefügt.

¹⁾ Bei G. LESCHIK 1956, S. 132 wurde offenbar versehentlich als Abbildung seine eigene Arbeit Taf. 21, Fig. 9 zitiert. Diese Abbildung ist zwar ähnlich, aber nicht das Typusexemplar.

LESCHIK 1956 fand dieses Kennzeichen auf Grund öfteren Auftretens im Zechstein wichtig genug, eine eigene Gattung hiefür aufzustellen.

Wie das vorliegende Material aus dem Ober-Perm der Dolomiten, im alpinen Salzgebirge und Zechstein zeigt, ist die von LESCHIK geschaffene Gattung *Jugasporites* morphographisch gerechtfertigt. Lediglich wegen der versehentlichen Abbildungsangabe des Typus bei LESCHIK 1956, S. 132, die Gattung *Jugasporites* für ungültig zu erklären (R. POTONIÉ 1958, S. 58) erscheint zumindest unzweckmäßig.

Seit MANUM 1960 in einer sorgfältigen Studie am Originalmaterial des Typus von *Pityosporites* SEWARD 1914 zeigen konnte, daß die Beschreibung bei POT. & KLAUS 1954 und R. POTONIÉ 1958 mit dem Original nicht völlig übereinstimmt und Merkmale aufweist, welche *P. delasaucei* nicht zugeschrieben werden können, scheint eine Herausnahme des Typus „*delasaucei*“ aus *Pityosporites* umso gerechtfertigter. Allerdings hat auch MANUM 1960 die Frage offen lassen müssen, ob *Pityosporites antarcticus* SEW. eine Proximalaesus besitzt.

R. POTONIÉ & SCHWEITZER 1960 fanden *Jugasporites* in *Ulmannia*-Fruktifikationen.

Jugasporites delasaucei (R. POT. & KLAUS) LESCHIK 1956

Taf. 6, Fig. 19
(Abb. 17 u. 18)

Holotypus: *Jugasporites* (al. *Pityosporites*) *delasaucei* (R. POT. & KLAUS 1954) LESCHIK 1956. Einzelkornpräparat Nr. 247, Sammlung KLAUS, Geologische Bundesanstalt Wien, Typusabb. R. POT. & KLAUS 1954, Taf. 10, Fig. 6.

Diagnose: (ergänzt, vgl. Abb. 18): Bisaccate Sporen mit flachlinsenförmigem Zentralkörper. Querachse ebensolang oder zumeist länger als die Longitudinalachse. Die Intexine des Zentralkörpers ist glatt und kräftig dunkelbraun gefärbt. Diese weist zwei charakteristische Differenzierungen auf:

1. Distal verlaufen in Richtung Querachse parallel zu dieser bis etwa zum Äquator zwei Querfalten.
2. Proximal erstreckt sich longitudinal am Scheitel eine kurze, scharf angewinkelte dachförmige, schmale Laesus.

Die Exoexine ist grob bis fein infrabaculat bis schwach genetzt, Sie bedeckt die Dorsalseite so, daß um die Intexinenwinkellaesus herum ein etwa elliptisches Feld ohne Exoexinenaufgabe verbleibt. Der länglich-elliptische Rand, welcher der Winkellaesus zugekehrt ist, ist meist unscharf abgesetzt.

Die Ventral-(Distal-)Seite ist exoexinenfrei.

Die Sacci gehen ohne scharfen Absatz, also mehr verlaufend in den Zentralkörper über. Sehr charakteristisch ist das sehr feinmaschig bis kleinstgewellte imperfecte Saccusreticulum.

Artharakteristisch sind die Intexinenquerfalten und die rundlich-elliptische, exoexinenfreie Stelle rund um die Dorsallaesus (vgl. Abb. 17 und 18).

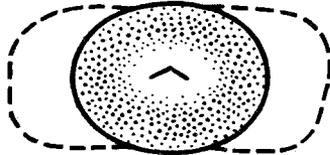
JUGASPORITES

Merkmale:

GENUS:



dachförmiger
Intexinenspalt
(reduzierte Y-Marke)



± Glattes, exoexinenfreies
Feld (Area) um Y-Marke



Meist feinmaschiges
imperfectes, unregelmäßiges
Saccus-Reticulum

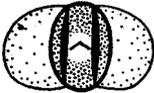
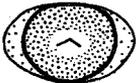
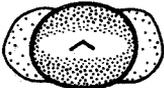
SPECIES:		Area- Form	Querfalten am ZK	Saccus- Form
<i>J. delasauei</i> Taf. 6, Fig. 19		rund bis oval	vorhanden ZK queroval	± haploxytl.
<i>J. paradelasauei</i> Taf. 6, Fig. 23		oval	vorhanden ZK längsoval	
<i>J. perspicuus</i> Taf. 6, Fig. 20		oval	—	
<i>J. schaubergeroides</i> Taf. 6, Fig. 22		oval	—	sichel- förmige Sacci
<i>J. lueckoides</i> Taf. 6, Fig. 21		langgestreckt	—	

Abb. 17: Charakteristik der Gattungs- und Artmerkmale von *Jugasporites*. ZK = Zentral-
körper. Unter Area ist das exoexinenfreie Feld um die Tetradenmarke zu verstehen.

Bemerkungen: Angaben über Exoexinenauflagen am Zentralkörper von *J. delasaucei* macht bereits LESCHIK 1956, S. 132. Er beschreibt einen etwa 9 μ breiten Streifen kleingewellter Netzmaschen, welcher sich beiderseits der Laesur von Luftsack zu Luftsack erstreckt. Von einer Verbindung der Luftsäcke zu sprechen halte ich aber nicht für ganz passend. Man könnte dabei auf den Gedanken verfallen, daß es sich ähnlich wie bei monosaccaten Sporen um einen äquatorialen bis subäquatorialen Kranz handeln könnte. Dies ist aber nicht der Fall. Vielmehr erinnert die dorsale Exoexinenverbindung in ihrem Grundbauprinzip etwa an die dorsalen Exoexinenstreifen bei *Lueckisporites*. Dort kann man sehr oft deutlich beobachten, daß dorsale Auflagerung und Luftsackverbindung zwei ganz verschiedene Dinge sind. Wenn eine Luftsackverbindung vorhanden ist, dann zieht sich diese äquatorial oder meist subäquatorial um den Zentralkörper. Hingegen ist die Dorsalexoexinenauflagerung eine Proximaldifferenzierung. Sie ist nichts anderes, als eine \pm deutliche, weite Ringbildung um die tiefer in der Intexine liegende Winkellaesur.

Material: Taf. 6, Fig. 19 zeigt eine typische *Jugasporites delasaucei*-Form aus dem Ober-Perm der Grödner Schichten. Einzelkornpräparat Nr. 402, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Fundort: Butterloch; Bletterbach-Klamm bei Kaltenbrunn (Fontana fredde). Unterste pflanzenführende Schicht. Sandstein mit Pflanzenhäcksel.

Stratigraphie: Unteres Ober-Perm. Grödner Sandstein.

Verbreitung: Die Art tritt nur in mäßigen Prozentsätzen im Grödner Sandstein auf. So im Grödner Tal in Cuecenes bei Ortisei (St. Ulrich) und bei Runggaditsch. In Proben aus dem Obersten Perm (Bellerophon-Schichten) ist sie manchmal ein wenig häufiger.

Jugasporites perspicuus LESCHIK 1956

Taf. 6, Fig. 20
(Abb. 17 u. 19)

Holotypus: *Jugasporites perspicuus* LESCHIK 1956, LESCHIK Taf. 21, Fig. 12, S. 132.

Beschreibung: Bisaccate Sporen, Sacci halbkreis- bis überhalbkreisförmig. Zentralkörper meist etwa rund, selten etwas länglich. Keine ventralen Querfalten. Der dorsale dachförmige Intexinenspalt liegt im Zentrum eines etwa ovalen exoexinenfreien Feldes. Die Exoexine bedeckt sonst die dorsale Seite des Zentralkörpers. Sie ist fein infrabaculat bis schwach genetzt.

Größe: Länge 70 μ , Breite 40 μ ; Zentralkörper: 40 μ ; Luftsäcke: 28 \times 45 μ .

Unterschiede gegenüber anderen Arten: Fehlen der ventralen Querfalten. Ovale Dorsal-Area in der Exoexine (vgl. Abb. 17 und 19).

Material: Taf. 6, Fig. 20 nach Einzelpräparat Nr. 411, Sammlung Geologische Bundesanstalt, Wien. Aus Präparat St. 18 Runggaditsch.

Strate: Unteres Ober-Perm, Grödner Sandstein.

Fundort: Runggaditsch im Grödnertal. Unweit Gehöft Sepp Oberrauch. Untere Tonlage im Hohlweg.

Weitere Vorkommen: Perm: Grödner Sandstein von Cuecenes und Butterloch, Bellerophonschichten auf der Straße zum Karerpaß.

Bemerkungen: Die Beobachtungen an dieser Sporenform decken sich gut mit den Berichten LĚSCHIK's 1956 über den Zechstein von Neuhof, sodaß sie nach seiner Angabe identifiziert werden kann.

Jugasporites paradelasaucei n. sp.

Taf. 6, Fig. 23
(Abb. 17)

Holotypus: *Jugasporites paradelasaucei* n. sp., Taf. 6, Fig. 23, nach Einzelkernpräparat Nr. 410, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Diagnose: Bisaccate Sporen mit rundlich bis länglichem Zentralkörper und wenig abgesetzten, etwa halbkreisförmigen oder in Längsrichtung mehr gestreckten Sacci. Die Intexine des Zentralkörpers weist zentral zwei beträchtlich auseinandergerückte Querfalten und dorsal einen fast bis zur Projektion der Querfalten verlaufenden dachförmigen Spalt auf. Die dorsale Exoexinenaufgabe am Zentralkörper weist um die Intexinenlaesur herum eine etwa ovale Area auf.

Größe: Länge 63 μ , Breite 34 μ ; Zentralkörper 34 μ , Spaltlänge 13 μ ; Längsdistanz der Querfalten 18 μ .

Unterschiede gegenüber *J. delasaucei*: Zentralkörper-Querachse gleich lang oder kürzer als die Längsachse, Ventralquerfalten weiter auseinandergerückt.

Locus typicus: Butterloch, Bletterbach-Klamm bei Kaltenbrunn (Fontana fredde). Unterste pflanzenführende Schicht. Tonlage im Sandstein mit Pflanzenhäcksel.

Stratum typicum: Unteres Ober-Perm. Grödner Sandstein.

Vorkommen: Mit geringer Frequenz im Grödner Sandstein. In einzelnen Proben der Bellerophonschichten (Oberstes Perm) ein wenig häufiger, aber nie dominant.

Fundpunkte: Butterloch bei Zirmerhof. Cuecenes bei St. Ulrich im Grödnertal, Runggaditsch (bei Gehöft Sepp Oberrrauch). Bellerophon-Schichten an der Straße zum Karerpaß.

Jugasporites schaubegeroides n. sp.

Taf. 6, Fig. 22
(Abb. 17 u. 21)

Holotypus: *Jugasporites schaubegeroides* n. sp. Taf. 6, Fig. 22, nach Präparat Nr. 34 b.

Diagnose: Bisaccate Sporen mit etwa rundem bis länglichem Zentralkörper und ohne Absatz in diesen verlaufende, etwa sichelförmige Sacci. Die Intexine des Zentralkörpers besitzt dorsal eine dachförmig angewinkelte kurze Laesur. Ventral keine Querfalten. Dorsal ist die Exoexine so aufgelagert, daß um die Winkellaesur ein etwa elliptisches Feld ($22 \times 15 \mu$) freibleibt.

Größe: Länge 60μ , Breite 39μ ; Zentralkörper 38μ , Spalllänge 11μ . In Polansicht erstrecken sich die Sacci etwa 10μ über den Rand des Zentralkörpers hinaus.

Unterschiede gegenüber anderen *Jugasporites*-Arten: Sichelförmige Sacci, keine ventralen Querfalten der Intexine am Zentralkörper, ovale Dorsalarea.

Locus typicus: Butterloch, Bletterbach-Klamm bei Kaltenbrunn (Fontana fredde). Unterste pflanzenführende Schicht. Tonlage im Sandstein mit Pflanzenhäcksel.

Stratum typicum: Unteres Ober-Perm, Grödner Sandstein.

Vorkommen: Stetig, aber mit geringer Frequenz im Grödner Sandstein. Im obersten Perm (Bellerophonschichten) und Buntsandstein bisher nicht beobachtet.

Jugasporites lueckoides n. sp.

Taf. 6, Fig. 21
(Abb. 17 u. 20)

Holotypus: *Jugasporites lueckoides* n. sp. Taf. 6, Fig. 21, nach Einzelkornpräparat Nr. 400, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Diagnose: Bisaccate Sporen mit in der Längsachse gestrecktem Zentralkörper und \pm abgesetzten Luftsäcken. Die Intexine des Zentralkörpers besitzt ventral keine Querfalten und weist dorsal eine kurze, angewinkelte Laesur auf. Die dorsale Exoexinenauflage am Zentralkörper ist so gebaut, daß die sonst ovale, exoexinenfreie Area um die Kurzlaesur stark längsgestreckt erscheint. Es entstehen dadurch beiderseits der Laesur, ähnlich wie bei *Lueckisporites* zwei Exoexinenlängsstreifen. Diese sind aber nicht so scharf begrenzt wie bei *Lueckisporites* und vereinigen sich allmählich vor dem dorsalen Saccusansatz, sodaß sie dort nicht abgesetzt erscheinen.

Größe: Länge 65μ , Breite 40μ ; Zentralkörper $45 \times 38 \mu$; Spalllänge 9μ .

Unterschiede gegenüber anderen *Jugasporites*-Arten: Das wesentliche Unterscheidungsmerkmal ist die langgestreckte, exoexinenfreie Dorsalarea gegenüber der kleinen ovalen Area der anderen J.-Arten.

Von *Lueckisporites* unterscheidbar einmal durch den dachförmig angewinkelten Dorsalspalt, welcher die Zugehörigkeit zu *Jugasporites* bedingt, weiters ist die dorsale Exoexine nicht in scharf abgegrenzte Streifen zerlegt. Vielmehr verbinden sich diese an den Längsenden noch vor dem Saccusansatz.

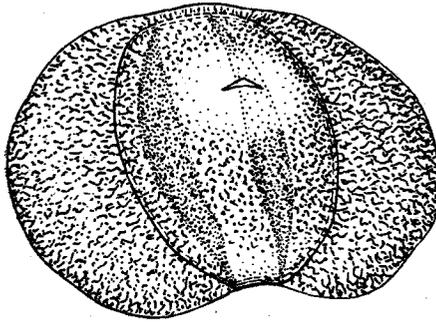


Abb. 18: *Jugasporites delasaucei*.

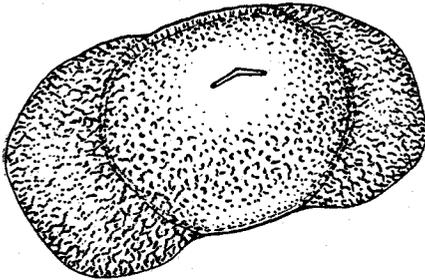


Abb. 19: *Jugasporites perspicuus*.

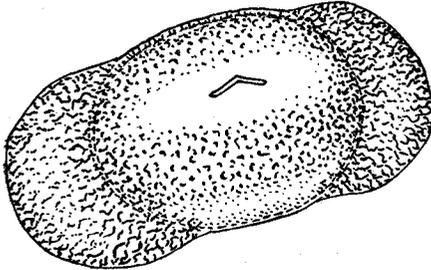


Abb. 20: *Jugasporites lueckoides*.

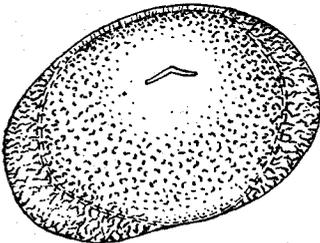


Abb. 21: *Jugasporites schaubergeroides*.

Locus typicus: Runggaditsch, Hohlweg bei Gehöft des Herrn Sepp Oberrauch. Dunkle kohlige Tonschicht im Grödner Sandstein.

Stratum typicum: Ober-Perm. Grödner Sandstein.

Bemerkungen: Es ist vielleicht erwähnenswert, daß der Außenrand der Luftsäcke meist sanft unregelmäßig gewellt erscheint, also keinen geometrisch scharfen Kreisrand darstellt, wie man das sonst bei den meisten *Disaccites*-Gattungen gewohnt ist. Das Merkmal ist gelegentlich auch bei *J. perspicuus* und bei einigen *Illinites*- und *Labiisporites*-Arten festzustellen.

Vorkommen: Mit geringen Frequenzen im Grödner Sandstein bei Cuecenes, Runggaditsch und Butterloch (Bletterbach-Klamm). Ebenso in den Bellerophonschichten an der Straße zum Karerpaß.

Infraturma *Disaccimonoletes* nov. infraturm

Bisaccate Sporen mit deutlicher oder reduzierter monoletter Marke ohne in der Mehrzahl vorhandene, deutlich abgesetzte Längsstreifen.

Genus *Limitisporites* LESCHIK 1956

(Abb. 22)

Genotypus: *Limitisporites rectus* LESCHIK 1956, Taf. 21, Fig. 15.

Diagnose: (LESCHIK 1956, S. 133) „Y-Marke bis auf einen Längsspalt zurückgebildet. Ansatzlinie der Luftsäcke an sichelartig gebogenen Querfalten in der Nähe der Pole der Längsachse“.

Bemerkungen: Sowohl das vorliegende Material aus dem oberen Perm der Südalpen als auch Veröffentlichungen auf dem Gebiet der Perm-Sporen bringen Formen mit einem Längsspalt am Zentralkörper. Bei näherer Betrachtung zeigt sich aber, daß diese prinzipiell verschieden aufgebaut sein können. Eine Gruppe von Sporen mit „Längsspalt“ besitzt diesen in der \pm glatten Intexine als scharf umgrenzten Schlitz, eine weitere große Gruppe besitzt in der Intexine überhaupt keine Schlitzbildung, hingegen in der strukturierten, sie bedeckenden Exoexine eine schlitzähnliche, meist aber weniger scharfkantig begrenzte Öffnung. Wir wollen daher bei der Diagnostizierung so scharf als es die Beschaffenheit des Untersuchungsmaterials zuläßt auseinanderhalten:

1. Differenzierungen der Intexine des Zentralkörpers.
2. Differenzierungen der Exoexine des Zentralkörpers.

Limitisporites LESCHIK 1956, emend.

Diagnose: (emend.): Bisaccate, monoete Sporen. Der Zentralkörper weist eine \pm glatte Intexine auf, welche ventral (distal) zuweilen zwei parallele, in Richtung Querachse verlaufende Falten besitzt, an welchen die Luftsäcke ansetzen. Dorsal (proximal) weist die Intexine einen \pm geraden, in Richtung der Längsachse verlaufenden, meist scharf begrenzten Schlitz auf, dessen Länge variiert. Er ist aber kurz, falls Querfalten vorhanden etwa so lang, wie deren Abstand in Längsrichtung. Die Exoexine des Zentralkörpers ist fein punktiert bis granuliert, zuweilen fein unregelmäßig genetzt. Es ist mitunter bezeichnend, daß auf einem \pm breiten Längsstreifen genau über dem Intexinen-Schlitz die Exoexine gröber, deutlicher strukturiert und offenbar auch dicker erscheinen kann. Dieser Streifen zieht sich in Längsrichtung von Luftsackansatz zu Luftsackansatz und kann in Querrichtung ganz allmählich verlaufen. Der Spalt greift in die Exoexine zumeist nicht durch. Sacci oft fein und unregelmäßig reticuliert und distal leicht genähert.

Unterschiede zu ähnlichen Gattungen: Von *Jugasporites* ist *Limitisporites* meist unterscheidbar durch die Art des dorsalen (proximalen) Exoexinenaufbaues am Zentralkörper. Über dem dachförmigen Spalt der Intexine befindet sich bei *Jugasporites* in \pm ovalem Umkreis keine Exoexinenauflage. Erst rundherum beginnt ein zirkumzentraler Exoexinenstreifen.

Bei *Limitisporites* befindet sich über dem nicht geknickten Intexinenspalt meist ein in gleicher Richtung verlaufender, dichter breiter, nicht abgegrenzter Exinenstreifen, der nach beiden Querseiten zu abnimmt, in Längsrichtung in die Luftsäcke übergeht.

Zum Unterschied von *Limitisporites* befindet sich bei *Labiisporites* der Längsspalt vorwiegend in der Exoexine und ist meist weniger scharf bekantet, oft weniger deutlich. Auch sind die Luftsäcke nicht distal genähert. Deren Ansatz konkav (LESCHIK 1956, S. 137). *Vestigisporites* BALME & HENNELLY 1955 sowie deren Emendation durch G. HART 1960 scheint sich von *Limitisporites* neben der Größendifferenz durch Fehlen der dorsalen (proximalen) Exoexinenauflage, Saccusverbindung und Luftsackansatz zu unterscheiden.

Daß *Jugasporites* und *Limitisporites* morphographisch auseinanderzuhalten sind, hat LESCHIK 1955 durch Aufstellung der beiden Gattungen und nachträgliche kritische Besprechung betont (vgl. LESCHIK 1959, S. 67).

Limitisporites moersensis GREBE nov. comb.

Taf. 6, Fig. 24

(Abb. 22)

Holotypus: *Limitisporites* (al. *Jugasporites*) *moersensis* GREBE 1957. H. GREBE 1957, Taf. 6, Fig. 31, Pröp. 16539/1, KT 114-6: 40-1, Zechstein I des Bohrloches 57, Zeche Friedrich Heinrich bei Moers, Teufe 70-0 m.

Beschreibung: Bisaccate, monoete Sporen. Die scharf begrenzte sehr schmale, relativ lange Laesur sitzt auf der dorsalen (proximalen) Seite der Intexine. Eine feinst granulierte bis unregelmäßig feingenetzte

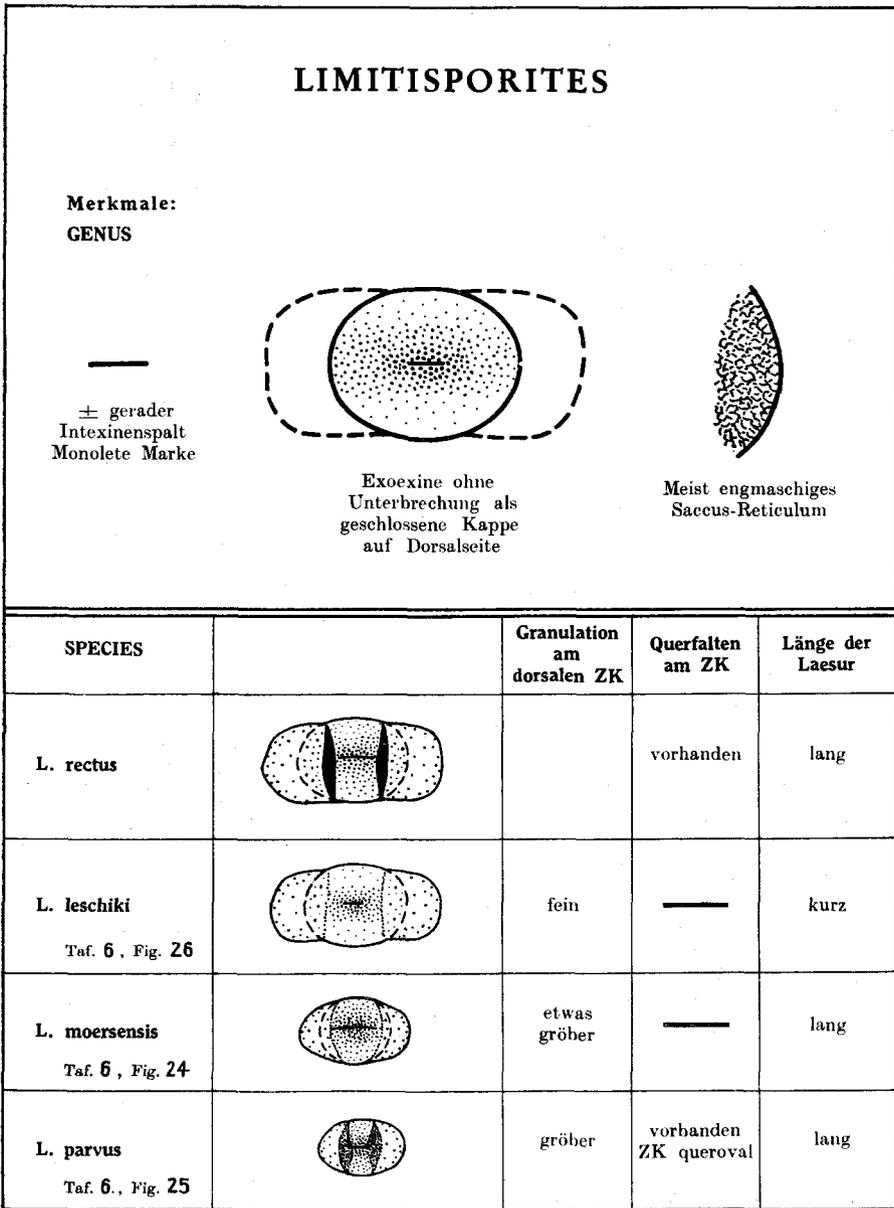


Abb. 22: Charakteristik der Gattungs- und Artmerkmale von *Limitisporites*. ZK = Zentralkörper.

Exoexine bedeckt die Dorsalseite des Zentralkörpers vollständig. Beiderseits des Spaltes scheint die Infrastruktur in einem etwa 10 µ breiten Dorsalstreifen etwas gröber zu sein. Sacci schwach ventral (distal) genähert. Der Übergang in den Zentralkörper verläuft allmählich, ohne Winkel-

bildung, Sacci kleiner als halbkreisförmig. Struktur der Luftsäcke fein unregelmäßig infrareticuliert.

H. GREBE 1957, S. 59 beschreibt eine von ihr erstmals gefundene Form als *Jugasporites delasaucei moersensis*. Abbildungen und Beschreibung decken sich recht genau mit den im Ober-Perm der Südalpen gelegentlich auftretenden Formen. Da *Jugasporites* um die angewinkelte Intexinenlaesur eine Exoexinen-freie Area aufweist, sollte die Form mit nicht nur vollständiger, sondern dort gelegentlich sogar verdickter Exoexine eher bei *Limitisporites* einzuordnen sein. Daher sei vorgeschlagen, die Subspezies „moersensis“ zur Spezies *Limitisporites moersensis* GREBE zu erheben.

Größe: Länge 50 μ , Breite 33 μ ; Spaltlänge 17 μ .

Material: Taf. 6, Fig. 24 nach Einzelkornpräparat Nr. 420, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Vorkommen: Sehr selten im Spektrum, aber in den meisten Proben des Grödner Sandsteines und Bellerophonschichten anzutreffen.

Fundpunkte: Cuecenes bei St. Ulrich, Runggaditsch, Butterloch-Klamm (Fontana fredde).

Limitisporites leschiki n. sp.

Taf. 6, Fig. 26

(Abb. 22)

Holotypus: *Limitisporites leschiki* n. sp., Taf. 6, Fig. 26, nach Einzelkornpräparat Nr. 405, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Derivatio nominis: Nach Herrn Dr. Georg LESCHIK, Fulda, welchem die Veröffentlichung ähnlicher Formen aus dem Zechstein zu verdanken ist.

Diagnose: Sporenkörper oval. Keine ventralen (distalen) Querfalten, \pm gerader Luftsackansatz, Sacci fein unregelmäßig reticuliert, halbkreisbis leicht überhalbkreisförmig, schwach distal (ventral) genähert. Intexinenlaesur dorsal (proximal) relativ kurz, sehr schmal und scharf begrenzt. Diese wird bedeckt von einem in Richtung Längsachse von Luftsack zu Luftsack sich erstreckenden etwa 12 μ breiten Exoexinenstreifen. Er ist fein punktiert, seine Ränder gehen verlaufend in die noch feinere Punktierung der Exoexine des übrigen Zentralkörpers über.

Artharakteristisch ist der verhältnismäßig kurze Schlitz (etwa 10 μ), das Fehlen der Querfalten, die relativ feine Punktierung des dorsalen Exoexinenstreifens.

Größe: Länge 58 μ , Breite 35 μ ; Spaltlänge 10 μ .

Locus typicus: Butterloch, Bletterbach-Klamm bei Kaltenbrunn (Fontana fredde). Schwarze Tonlage mit Pflanzenresten.

Stratum typicum: Ober-Perm. Grödner Sandstein.

Vorkommen: Mit geringer Frequenz im Grödner Sandstein und Bellerophonschichten.

Fundpunkte: Butterloch bei Zirmerhof. Cuccenes bei St. Ulrich im Grödnerthal, Runggaditsch (bei Gehöft Sepp Oberrauch), Bellerophon-schichten an der Straße zum Karerpaß.

Limitisporites parvus n. sp.

Taf. 6, Fig. 25

Holotypus: *Limitisporites parvus* n. sp., Taf. 6, Fig. 25, nach Einzelkornpräparat Nr. 409, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Diagnose: Bisaccate, monolete Sporen mit ovaler Umrißlinie. Zentralkörper oval, in Richtung Querachse gestreckt. Die Intexine weist distal zwei etwa parallele, in Richtung Querachse verlaufende Falten auf. Proximal weist sie einen Längsschlitz auf, dessen Länge etwa der Distanz der Querfalten entspricht. Die Exoexinauflagerung zeichnet sich über der Längslaesur durch eine etwas gröbere Infrastruktur aus.

Sacci halb elliptisch bis kleiner. Fast diametral gegenüberliegend bis schwach distal geneigt. Feinmaschig, unregelmäßig infrareticulat.

Größe: Länge 42 μ , Breite 31 μ ; Spaltlänge etwa 11 μ .

Locus typicus: Butterloch, Bletterbach-Klamm bei Kaltenbrunn (Fontana fredde). Unterste pflanzenführende Schicht.

Stratum typicum: Ober-Perm, Grödner Sandstein.

Unterschiede zu anderen Arten: Die Form ist *Limitisporites rectus* LESCHIK ähnlich, besitzt jedoch mehr elliptisch zulaufende, vielleicht feiner reticulirte Sacci, keine so scharfe, proximale Schlitzbildung. Wesentlich zur Unterscheidung ist die deutlich gröbere Exoexinenstruktur über und parallel zur Schlitzbildung. Diese Struktur geht ohne Absatz in die Saccusreticulation über. *Limitisporites leschiki* besitzt nur einen kurzen, scharfen Schlitz, keine Querfalten, nur sehr subtile Struktur der Exoexine um die Laesur und anders geformte, mehr halbkreisförmige Sacci. *Labiisporites* besitzt keine Querfalten in der Intexine, nur kaum merkliche Vergrößerung der exoexinösen Strukturelemente um die sehr undeutliche kurze Längslaesur und mehr proximal gerichtete Sacci.

Vorkommen: Selten in den Spektren, aber im Grödner Sandstein und Bellerophonschichten immer wieder gelegentlich anzutreffen.

Genus *Labiisporites* LESCHIK 1956, emend.

(Abb. 23)

1954 — *Pseudopinus* SORITSCHewa & SEDOVA, Taf. XI, Fig. 6.

Genotypus: *Labiisporites granulatus* LESCHIK 1956, Taf. 22, Fig. 11.

Diagnose (emend.): Bisaccate, monolete Sporen. Umrißlinie in Äquatoransicht breit elliptisch, in Seitenansicht etwa bohnenförmig. Sacci nicht distal genähert, sondern im Gegenteil, eher proximal genähert bzw. diametral

gegenüberliegend. Distal verbleibt eine durch den Luftsackansatz gebildete relativ schmale, längliche ovale Querfurche. Die Ansatzlinien der Luftsäcke erscheinen oft konkav, mitunter gerade. Die Intexine des rundlich-ovalen, meist in der Querachse gestreckten Zentralkörpers ist bis auf die distale Querfurche vollständig von der feininfrafragulaten bis infrareticulaten Exoexine bedeckt. Proximal ist diese wesentlich dicker und die Infrastruktur wird deutlicher, sich auflösend in geschlängelte nicht in sich geschlossene muri (Leistchenskulptur LESCHIK 1956, S. 137).

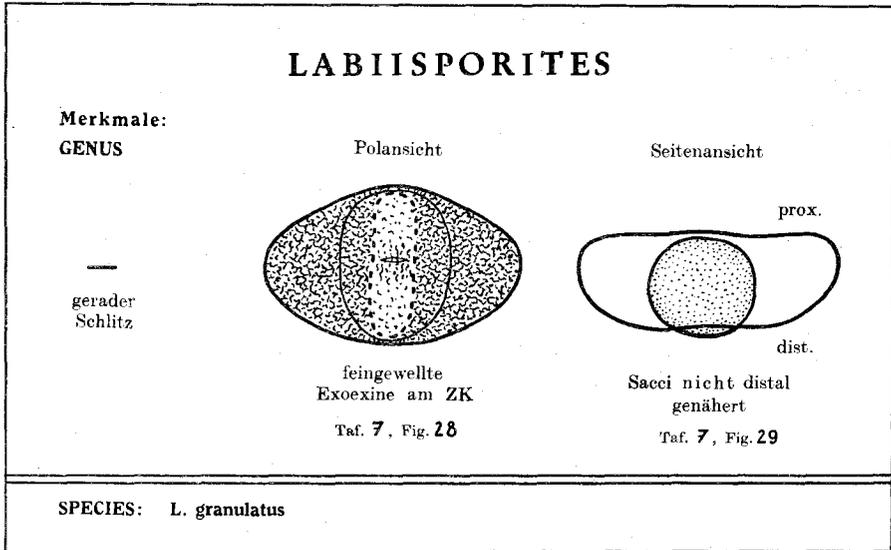


Abb. 23: Charakteristik der Gattungs- und Artmerkmale von *Labiisporites*.

Unterschiede gegenüber ähnlichen Gattungen: *Limitisporites* besitzt einen schmalen, vorwiegend in der Intexine sitzenden dorsalen Schlitz und die Luftsäcke sind nicht diametral oder proximal genähert angeordnet. *Vestigisporites* BALME & HENNELLY 1955 sowie *Vestigisporites* (BALME & HENNELLY) HART 1960 unterscheidet sich durch größere, deutlicher abgesetzte Luftsäcke¹⁾. Als *Vestigisporites* spm. „A“ wurde bei BALME & HENNELLY 1955 Taf. 6, Fig. 63 eine Form abgebildet, welche man bei näherer Kenntnis des Materials vielleicht in einen engeren Vergleich zu *Labiisporites* bringen könnte.

Bei *Pseudopinus* SORITSCHewa & SEDOWA 1954, Taf. XI, Fig. 6 (ohne Diagnose und Genotyp), Perm, Rußland, scheint es sich um einen ähnlichen Formeninhalt zu handeln.

Bemerkungen: Die Gattung wurde von LESCHIK zur Charakterisierung von entsprechenden Sporenfunden im deutschen Zechstein aufgestellt.

¹⁾ Vgl. auch Zeichnung Fig. 1 bei BALME 1959, S. 271.

Im vorliegenden Material aus dem südalpinen Perm sind Sporen dieser Gattung in allen Erhaltungszuständen wiederholt zu finden.

Es erscheint als zusätzliches Gattungskriterium jedoch auch empfehlenswert, dem diametral bis proximal genäherten Luftsackansatz, dem Schlitz (bzw. Verdünnung) in der Exoexine und dem gelegentlichen Erhaltensein einer glatten, fein dorsal geschlitzten Intexine ein Augenmerk zu schenken.

Labiisporites granulatus LESCHIK 1956

Taf. 7, Fig. 27, 28, 29

Holotypus: *Labiisporites granulatus* LESCHIK 1956, Taf. 22, Fig. 11,

Beschreibung: Die Formen aus dem Ober-Perm der Südalpen decken sich in wesentlichen Merkmalen mit den Zechsteinformen LESCHIK's. Die bisaccaten Sporen besitzen meist breit-ovalen Umriß mit einer schmalen, ovalen länglichen Distalfurche. An deren Rändern setzen die Luftsäcke entweder gerade oder so wie es LESCHIK beschreibt, konkav an.

Die Intexine ist nicht immer deutlich erhalten, mitunter geschrumpft (Taf. 7, Fig. 27) oder schlecht sichtbar (Taf. 7, Fig. 28). Die proximale Längslaesur ist meist recht wenig deutlich, nur ein kurzer unscharf begrenzter Schlitz; vielleicht auch nur eine in dieser Form verdünnte Stelle. Die Exoexine ist beiderseits des Schlitzes in Längsrichtung kräftiger unregelmäßig infrareticulat ausgebildet. Vorwiegend unregelmäßig geschlängelte, in sich nicht geschlossene muri geben dem Zentralkörper an dieser Stelle mehr eine „Leistchenstruktur“. Sacci feinstmaschig unregelmäßig infrareticulat. Ihre Form ist etwa halb elliptisch bis etwas kleiner. In Seitenansicht kommt die besonders interessante Art der Luftsackstellung deutlich zum Ausdruck (Taf. 7, Fig. 29). Die Sacci sind eher proximal als distal genähert oder stehen einander genau diametral gegenüber. Zwischen diesen umgibt die Exoexine gleichmäßig das gesamte Korn, ist proximal verdickt und setzt distal aus, wo die Intexine durchragt. Ein glücklicher Fund, wo diese Sporen im Tetradenverband angetroffen wurden, ermöglichte die zweifelsfreie Bestimmung des distalen und proximalen Poles.

Material: Probe St./12/W und St./16/W von Aufschlüssen im Grödner Sandstein, Butterloch, Bletterbach-Klamm bei Kaltenbrunn (Fontana fredde). Unterste pflanzenführende Schicht, Sandstein mit Pflanzenhäcksel (St./12/W) und oberste schwarze Tonlage mit Pflanzenresten (St./16/W).

Mikrophotos nach Einzelkornpräparaten:

Nr. 407, Taf. 7, Fig. 27.

Nr. 412, Taf. 7, Fig. 28.

Nr. 413, Taf. 7, Fig. 29.

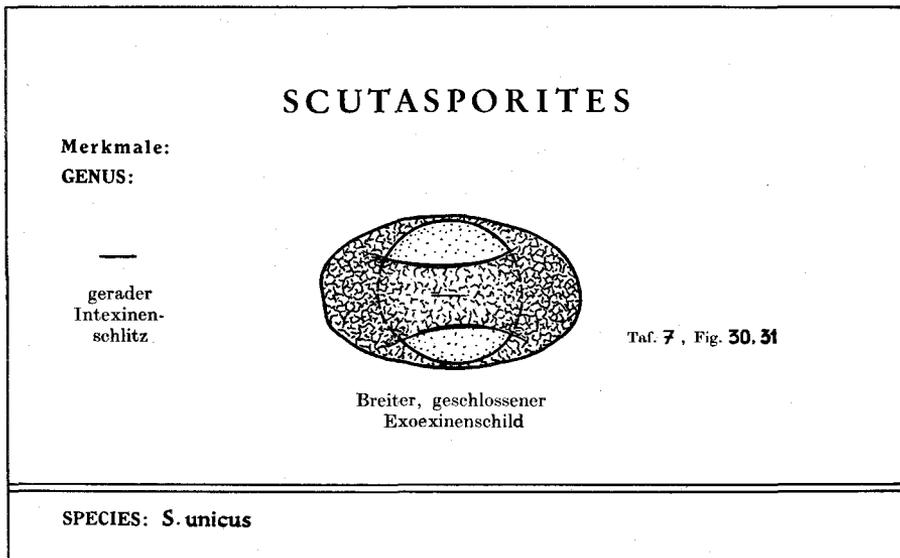
Vorkommen: Mit sehr geringer Frequenz in den Spektren des Grödner Sandsteines und Bellerophonschichten. Ober-Perm.

Genus *Scutasporites* nov. gen.

(Abb. 24)

Genotypus: *Scutasporites unicus* n. sp., Taf. 7, Fig. 30, 31.

Diagnose: Bisaccate, monolete Sporen mit ovalem bis rundem Zentralkörper. Intexine des Zentralkörpers glatt bis fein granuliert, meist ohne deutliche Querfaltenbildung. Dorsal (proximal) weist sie einen schmalen, nicht bis zum Rand des Zentralkörpers reichenden, meist geraden, seltener schwach gebogenen, niemals scharf angewinkelten, in Längsrichtung verlaufenden Schlitz auf. Die darüber gelagerte Exoexine ist als grob strukturierter, breiter seitlich deutlich begrenzter Streifen ausgebildet, welcher akzentuiert bis in die Luftsäcke hinein verläuft. Die übrige Exoexine des Zentralkörpers ist feiner strukturiert. Sacci können diametral gegenüberliegen oder seltener distal genähert sein.

Abb. 24: Charakteristik der Gattungs- und Artmerkmale von *Scutasporites*.

Unterschiede gegenüber ähnlichen Gattungen: Der in der Einzahl vorhandene, dorsal in Längsrichtung verlaufende Exoexinenstreifen ist so charakteristisch, daß eine Verwechslung mit anderen Gattungen kaum möglich erscheint. Es bestehen Beziehungen zu *Limitisporites* LESCHIK, wo bereits eine gröbere Strukturierung um die Intexinenlängslaesur erkennbar ist. Jedoch eine beiderseitige deutliche Begrenzung ist dort nicht zu finden. Entfernte Beziehungen mögen vielleicht zu *Chordasporites* KLAUS 1960 bestehen, wo ein allerdings viel schmalerer dorsaler Wulst auf ähnliche Art in die Sacci übergeht.

Scutasporites unicus n. sp.

Taf. 7, Fig. 30, 31

Holotypus: *Scutasporites unicus* n. sp., Taf. 7, Fig. 30, 31, nach Einzelkornpräparat Nr. 404, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Diagnose: Bisaccate monolete Sporen mit ovalem Umriß. Zentralkörper etwa rund. Intexine fein granuliert mit dorsalem, sehr schmalem, scharfkantig ausgebildetem, in Längsrichtung verlaufendem Schlitz. Ventral (distal) keine Querfaltenbildung. Der Schlitz reicht nicht bis zu den Zentralkörper-Rändern. Exoexine fein infragranulat. Dorsal (proximal) ist ein etwa 25μ breiter, deutlich begrenzter, gröber unregelmäßig infrareticulierter Exoexinenstreifen aufgelagert, welcher sich in Längsrichtung zwischen Sacci erstreckt in diese allmählich verläuft. Der Intexinenschlitz greift nicht in die Exoexine durch. Sacci vorwiegend diametral gegenüberliegend, mitunter mit schwacher Tendenz zu distaler Näherung. Sacci sichelförmig, ganz allmählich ohne Winkelbildung auf den Zentralkörper übergreifend. Sacci fein unregelmäßig infrareticulat.

Größe: Länge 56μ , Breite 38μ ; Spalllänge 15μ .

Fig. 30 und 31 auf Taf. 7 bringen verschiedene Focus-Einstellungen des Typus-Exemplares, um besonders die Infrastruktur und Randbildung des Exoexinenstreifens zu veranschaulichen. Der Intexinenschlitz läßt sich nur mit Immersionsobjekten deutlich erkennen. Fig. 32, Taf. 7, zeigt eine andere Spore dieser Art.

Locus typicus: Runggaditsch. Weg zum Panider Paß (Passo Piné). Nähe Gehöft des Herrn Sepp Oberrauch. Unteres Tonband im Grödner Sandstein.

Stratum typicum: Unteres Ober-Perm, Grödner Sandstein.

Vorkommen: Mit geringer Frequenz in den meisten Spektren des oberen Perm der Südalpen, in den Tonlagen des Grödner Sandsteins und Bellerophonschichten.

Genus *Gigantosporites* nov. gen.

(Abb. 25)

Genotypus: *Gigantosporites hallstattensis* n. sp., Taf. 8, Fig. 34.

Diagnose: Bisaccate Sporen von ovalem Umriß, oft durch besondere Größe ausgezeichnet. Zentralkörper oft queroval, zuweilen rundlich. Intexine so dünnwandig, daß Zentralkörper nicht dunkler gefärbt erscheint als die Sacci. Exine des Zentralkörpers dorsal deutlich infrareticulat bis infrapunctat, infragranulat oder ähnlich strukturiert. Dorsal ist die Exoexine meist der Länge nach auf eine kurze Strecke oder bis zum Saccusansatz so differenziert, daß — wie in den meisten Fällen — eine sehr undeutlich begrenzte, selten gebogene Längslaesur entsteht. Mitunter ist sie durch eine in Form und Richtung übereinstimmende verdünnte Exo-

exinenstelle ersetzt, die alle Übergänge bis zu so geringer Reduzierung aufweisen kann, daß weder Laesur noch Tenuitus erkennbar sind (Taf. 9, Fig. 40). Ferner kann sich an Stelle der Laesur auch eine ungleich- bis gleichstrahlige meist aber kleine Y-Marke in der Exoexine befinden (Taf. 9, Fig. 39). Allen Variationen gemeinsam ist neben beträchtlicher Größe und ovalem Umriß der Saccusansatz und besonders Saccusreticulum. Dieses ist besonders grobmaschig und vermittelt den Eindruck eines parenchymatischen Gewebes (Taf. 8, Fig. 34, 35). Gegen den Zentralkörper zu wird es feinmaschiger. Die Sacci sind extrem stark distal geneigt und schließen sich ventral bis auf einen schmalen Streifen eng aneinander (Taf. 8, Fig. 38). Sie sind etwa halbkugelförmig oder kleiner, zu meist ganz allmählich, also ohne Winkelbildung in den Körper verlaufend.

Größe: Die häufigste Längenausdehnung liegt etwa um 150 μ .

Bemerkungen: In die Gattung *Gigantosporites* ist jene Form einzuschließen, welche bei KLAUS 1953 a, S. 11, Fig. 25, abgebildet und unter Bezugnahme auf diese Photographie 1953 b, S. 166, als *Pityosporites hallstattensis* ohne nähere Beschreibung erwähnt wurde. Die Art wurde seinerzeit zu *Pityosporites* gestellt, da in den damals untersuchten Proben die Sporen einen Erhaltungszustand aufwiesen, welcher ein detailliertes Studium nicht zuließ. Das nunmehr seit Jahren gesammelte Material, insbesondere das vorliegende aus dem Perm der Südalpen, gestattet auf Grund seiner stellenweise guten Erhaltung einen genügend großen Überblick über die Variationen, sodaß die gattungsmäßige Zusammenfassung genügend begründet erscheint.

Allgemein drängt sich beim Studium der ungeheuren Variationsbreiten der oberpermischen Saccites mit ihren vielfach fließenden Übergängen die Vermutung auf, daß die besondere Ausbildung des Saccusreticulum eher eine Gliederung in große Verwandtschaftsgruppen annehmen läßt als die eigenartigen dorsalen (proximalen) Exinendifferenzierungen, sofern diese nicht besonders deutlich angelegt sind.

Als ein bezeichnendes Beispiel könnte *Gigantosporites* anzusehen sein, wo bei Exemplaren mit völlig gleicher Gestalt, Saccusausbildung und Saccusreticulation, zahlreiche Varianten von Proximaldifferenzierungen, wie Y-Marke, monoletete Marke usw., auftreten können. Allerdings sind diese Merkmale selten so gut und deutlich ausgeprägt, wie bei den sonst hiefür geschaffenen Einheiten.

Etwa ähnlich scheint es sich auch bei den Gattungen *Jugasporites*, *Illinites*, *Labisporites* und *Scutasporites* zu verhalten, deren charakteristisches, engmaschig unregelmäßiges Saccusreticulum irgendwie eine übergeordnete Verwandtschaft anzudeuten scheint.

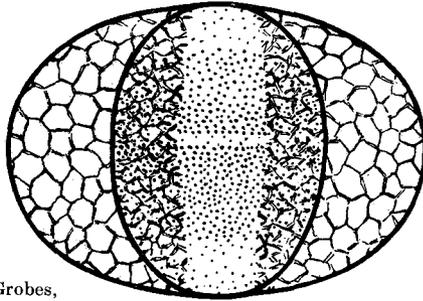
Im vorliegenden Falle der Gattung *Gigantosporites* wird der Versuch unternommen, auf Grund des guten Überblickes über ein großes Material, die Sacci-Ausbildung als Gattungsmerkmal und die dorsalen (proximalen) Exoexinendifferenzierungen als Artmerkmal aufzufassen. Vielleicht ist es auf diese Weise möglich, sich zwanglos einer Koordination morphographischer und taxonomischer Prädikate zu nähern.

Unterschiede gegenüber formverwandten Gattungen: *Alisporites* DAUGHERTY 1941 besitzt keine Proximaldifferenzierungen und anders-

GIGANTOSPORITES

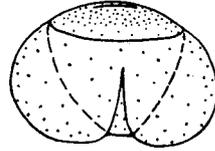
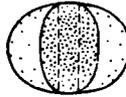
Merkmale:

GENUS

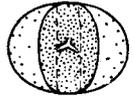
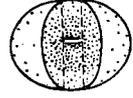
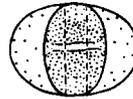


Grobes,
± parenchymat.
Saccus-Reticulum

verschiedene
Dehiszenzen



Taf. 8, Fig. 38



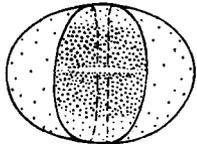
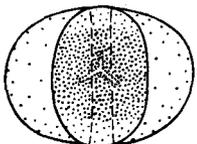
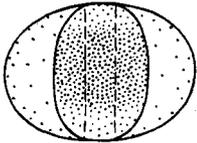
SPECIES		Dehiszenz
<p>G. hallstattensis Taf. 8, Fig. 34, 36, 37, 38</p>		<p>Monolet</p>
<p>G. illinoides Taf. 9, Fig. 39</p>		<p>± Trilet</p>
<p>G. aletoides Taf. 9., Fig. 40</p>		<p>Alet</p>

Abb. 25: Charakteristik der Gattungs- und Artmerkmale von *Gigantosporites*.

artiges Saccusreticulum. *Florinites* S. W. & B. ist eine monosaccate Formeinheit. *Favisporites* LESCHIK 1956 besitzt zwar auch große Saccusreticulum-Lumina, diese sind aber anders geartet, polygonaler. Die Sacci stärker vom ZK abgesetzt, ferner sind keine weiteren Proximaldifferenzierungen angegeben.

Gigantosporites hallstattensis n. sp.

Taf. 8, Fig. 34, 35, 36, 37, 38

(Abb. 25)

Holotypus: *Gigantosporites hallstattensis* n. sp., Taf. 8, Fig. 34, nach Einzelkornpräparat Nr. 477, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Diagnose: Große, bisaccate Sporen von ovalem Umriß. Zentralkörper queroval bis rund. Exoexine dorsal (proximal) etwas gröber infrareticulat bis infrapunctat, in Längsrichtung durch eine \pm schmale, meist unscharf begrenzte Laesur, welche in der Mehrzahl der Fälle nicht ganz bis zu den dorsalen Saccusansätzen reicht, gespalten. Die Länge der Laesur ist variabel, ebenso die Breite. Sie kann auch nur als Tenuitas auftreten. Saccusaufbau weitmaschig parenchymatisch infrareticulat, gegen den Saccusansatz etwas englumiger werdend, distal stark geneigt bis fast zusammengeschlossen (Taf. 8, Fig. 38), in Polansicht etwa halboval.

Größe: Länge 150 μ , Breite 100 μ .

Locus typicus: Runggaditsch, unteres Tonband im Grödner Sandstein, aufgeschlossen auf dem Weg von Runggaditsch zum Panider Paß (Passo Piné) unweit des Gehöftes des Herrn Sepp Oberrauch.

Stratum typicum: Unteres Ober-Perm. Grödner Sandstein.

Vorkommen: In den Proben von Runggaditsch relativ häufig, bis etwa 35% des Spektrums. In allen Proben des Grödner Sandstein und Bellerophonschichten mit variablen Prozentsätzen anzutreffen.

Gigantosporites aletoides n. sp.

Taf. 9, Fig. 40

Holotypus: *Gigantosaccites aletoides* n. sp., Taf. 9, Fig. 40, nach Einzelkornpräparat Nr. 478, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Diagnose: Große bisaccate Sporen von ovalem Umriß. Zentralkörper meist queroval bis rund. Exoexine auf Dorsal-(Proximal-)Seite infrareticulat bis infragranulat ohne deutliche Längslaesur oder sonstige Differenzierung, höchstens eine etwas feiner strukturierte Partie am proximalen (dorsalen) Pol erkennbar. Sacci weitmaschig, parenchymatisch infrareticulat, halboval, stark distal genähert.

Größe: Länge 125 μ , Breite 90 μ .

Locus typicus: Runggaditsch, unteres Tonband im Grödner Sandstein, aufgeschlossen auf dem Weg von Runggaditsch zum Panider Paß (Passo Piné) unweit des Gehöftes des Herrn Sepp Oberrauch.

Stratum typicum: Unteres Ober-Perm. Grödner Sandstein.

Vorkommen: In allen Proben, wo *G. hallstattensis* auftritt, aber seltener in der Frequenz.

Gigantospórites illinoides n. sp.

Taf. 9, Fig. 39

Holotypus: *Gigantospórites illinoides* n. sp., Taf. 9, Fig. 39, nach Einzelkornpräparat Nr. 479, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Diagnose: Große, bisaccate Sporen von ovalem Umriß. Zentralkörper meist queroval, mitunter rund. Exoexine des Zentralkörpers dorsal (proximal) infrareticulat bis infragranulat. Am dorsalen (proximalen) Pol findet sich eine meist ungleichstrahlige Y-Marke sehr zart angedeutet in der Exoexine. Ihre Strahlen sind meist kurz, etwa 5—8 μ .

Sacci etwa halboval, stark distal genähert, weitmaschig, parenchymatisch infrareticulat.

Größe: Länge 135 μ , Breite 94 μ .

Locus typicus: Runggaditsch, unteres Tonband im Grödner Sandstein, aufgeschlossen auf dem Weg von Runggaditsch zum Panider Paß (Passo Piné) unweit des Gehöftes des Herrn Sepp Oberrauch.

Stratum typicum: Unteres Ober-Perm. Grödner Sandstein.

Vorkommen: In allen Proben, wo *G. hallstattensis* auftritt, aber mit sehr geringer Frequenz.

Genus *Gardenasporites* nov. gen.

(Abb. 26)

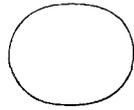
Genotypus: *Gardenasporites heisseli* n. sp., Taf. 10, Fig. 42, 43.

Diagnose: Bisaccate, monoete Sporen. Zentralkörper rund bis oval. Intexine so dünnwandig, daß Zentralkörper nicht dunkler gefärbt erscheint als die Sacci. Intexine ohne Proximal-(Dorsal-)Laesur. Ventral können mitunter Querfalten vorhanden sein. Exoexine des Zentralkörpers deutlich infrapunctat, infragranulat oder infrareticulat oder ähnlich strukturiert. Es ist gattungscharakteristisch, daß die Exoexine, welche zumeist dorsal-

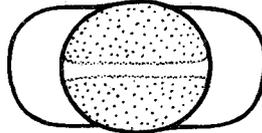
GARDENASPORITES

Merkmale:

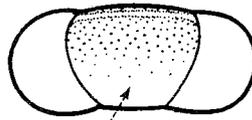
GENUS



Intexine
ohne
Schlitz und
Muster



Exoexinenspalt
über ganze
Länge des
ZK



Distalrand meist
verlaufend

SPECIES		Struktur des ZK	Querfalten am ZK	Saccus- form
G. heisseli Taf. 10, Fig. 42		mittelfein reticuliert	—	
G. moroderi Taf. 10, Fig. 44		größer geschlängelt bis reticuliert	—	
G. leonardii Taf. 11, Fig. 46		feinst granuliert bis reticuliert	vorhan- den	
G. oberrauchi Taf. 11, Fig. 48		mittelfein reticuliert	—	Sacci klein

Abb. 26: Charakteristik der Gattungs- und Artmerkmale von *Gardenasporites*. ZK = Zentralkörper.

wärts des Äquators deutlicher und gröber strukturiert erscheint am proximalen (dorsalen) Pol der Länge nach aufgespalten ist. Die Aufspaltung zieht sich vielfach bis an die Längsenden des Zentralkörpers durch und teilt somit die Dorsalhemisphäre in zwei Exoexinenhälften. Gegen den Saccusansatz zu sind diese oft ebenso deutlich abgegrenzt wie an der Spaltenbildung selbst, während die Klappen äquatorwärts allmählicher, also meist ohne klare Randbildung verlaufen. Sacci sichelmondförmig oder halbkreisförmig bis größer, meist ohne nennenswerte Winkelbildung in den Zentralkörper verlaufend, gelegentlich aber auch deutlich abgesetzt.

Unterschiede zu anderen Gattungen: Von *Lueckisporites* unterscheidet sich die Gattung durch das Fehlen der Intexinenlaesur und zumeist auch helleren Zentralkörper. Ferner sind die Exoexinenklappen bei *Lueckisporites* besonders äquatorwärts deutlicher begrenzt. *Gigantosporites* hat meist weite, polygonale Saccusmaschen und zeigt eine undeutlich begrenzte oft gebogene Exoexinenproximalnuitas ohne Klappenbildung.

Limitisporites besitzt Intexinenlaesur und darüber geschlossenen Exoexinstreifen.

Vesicaspora BALME & HENNELY weist offenbar keinen bis zu den Zentralkörperrändern durchlaufenden Schlitz mit Klappenbildung auf. Die Arten dieser Gattung sind durch Exoexinenmuster, Saccusreticulum, Spaltausbildung und ventrale Faltenbildung unterschieden.

Gardenasporites heisseli n. sp.

Taf. 10, Fig. 41, 42, 43

(Abb. 26)

Holotypus: *Gardenasporites heisseli* n. sp., Taf. 10, Fig. 42, nach Einzelkornpräparat Nr. 455, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Derivatio nominis: Nach Herrn Univ.-Prof. Dr. Werner HEISSEL, der durch zahlreiche wertvolle Anregungen und persönliche Führung zu den Sporen-Fundstellen die Untersuchungen entscheidend gefördert hat.

Diagnose: Bisaccate Sporen von länglich ovalem Umriß. Zentralkörper oval oft in Querachse gestreckt. Intexine des Zentralkörpers dünn, heller als die Sacci, meist kaum erkennbar, ohne Dorsal-(Proximal-)Differenzierung. Exoexine dorsal deutlich unregelmäßig infrareticulat, im Scheitel über den ganzen Zentralkörper aufgespalten und zuweilen dort deutlich berandet. Gegen den Luftsackansatz oft abgesetzt. Gegen den Äquator zu selten deutlichere Randbildung und Übergang in die minutiöser punktierte ventrale Exoexinenhälfte. Ventral können zwei Querfalten einen dünneren zentralen Exinenquerstreifen markieren. Etwa geradliniger Ansatz der mindestens als Halbkugeln ausgebildeten Sacci. Diese sind schwach distal genähert und weisen ein deutliches, mit klargezeichneten muri hervortretendes, nicht feinmaschiges Infrareticulum auf.

Größe: Länge 85 μ , Breite 48 μ ; Zentralkörper: Querachse 48 μ , Längsachse 40 μ .

Locus typicus: Butterloch, Bletterbach-Klamm bei Kaltenbrunn (Fontana fredde). Unterste pflanzenführende Schicht. Tonlage im Sandstein mit Pflanzenhäcksel.

Stratum typicum: Unteres Ober-Perm. Grödner Sandstein.

Verbreitung: Die Art tritt in den meisten Proben des Grödner Sandsteines nicht gerade häufig, aber doch immer wieder verfolgbar auf. Auch gelegentlich in den Bellerophonschichten anzutreffen.

Gardenasporites moroderi n. sp.

Taf. 10, Fig. 44, 45

(Abb. 26)

Holotypus: *Gardenasporites moroderi* n. sp., Taf. 10, Fig. 44, nach Einzelkornpräparat Nr. 456, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Derivatio nominis: Nach Herrn H. MORODER, St. Ulrich (Ortsei) in Gröden, welcher durch seine freundliche Führung und Sachkenntnis wesentlich zur erfolgreichen Probenentnahme beigetragen hat.

Diagnose: Bisaccate, monolete Sporen von länglichovalem Umriß. Zentralkörper oval, in Querachse gestreckt. Intexine sehr dünn und hell, ohne Laesur. Exoexine kräftig infragranulat bis infrareticulat. Die Strukturelemente werden grob und deutlich an der Proximalhemisphäre. In Längsrichtung teilt proximal ein deutlicher bis zum Rand des Zentralkörpers reichender Spalt mit Randbildung die Exoexinenauflage. Äquatorwärts ist keine Randbildung zu erkennen, d. h. in der Ornamentation findet ein allmählicher Übergang zur Ventral-(Distal-)Seite statt.

Sacci schwach ventral (distal) genähert, infrareticulat mit größeren Netzmaschen und deutlichen muri.

Größe: Länge 95 μ , Breite 55 μ .

Unterscheidungsmerkmale gegenüber anderen Arten: Gröber strukturiertes, imperfektes Infrareticulum der dorsalen Exoexine. Keine Faltenbildung.

Locus typicus: Cuecenes bei St. Ulrich. Feinsandige bis tonige Schicht mit Pflanzenresten im Grödner Sandstein.

Stratum typicum: Unteres Ober-Perm. Grödner Sandstein.

Vorkommen: Selten, aber in den meisten Proben des Grödner Sandsteines und verstreut in den Bellerophonschichten.

Gardenasporites leonardii n. sp.

Taf. 11, Fig. 46, 47

(Abb. 26)

Holotypus: *Gardenasporites leonardii* n. sp., Taf. 11, Fig. 46, nach Einzelkornpräparaten Nr. 457, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Derivatio nominis: Nach Herrn Univ.-Prof. Dr. Piero LEONARDI, Universität Ferrara, Italien.

Diagnose: Bisaccate, monolete Sporen von gestreckt ovalem Umriß. Zentralkörper oval, in Richtung Querachse gestreckt, ventral gelegentlich mit zwei parallelen Querfalten versehen. Intexine hell und dünn, ohne Dorsallaesur. Exoexine dorsal fein infragranulat bis infrareticulat, im Scheitel bis zum Rand des Zentralkörpers in Längsrichtung aufgespalten. Nur der Spaltenrand erkennbar abgesetzt, sonst kaum Klappenbildung erkennbar, d. h. weder am dorsalen Saccusansatz noch im Äquator Konturen erkennbar, die dorsale Exoexinenstruktur verläuft sehr allmählich in die etwas feinere ventrale Musterung. Saccusansatz etwa gerade, ihre Form halbkugel- bis über halbkugelförmig, distal schwach genähert. Saccusreticulation relativ engmaschig, polygonal, muri klar und deutlich hervortretend.

Größe: Länge 75 μ , Breite 45 μ .

Unterscheidungsmerkmale: Exoexinenklappen undeutlich begrenzt und sehr fein infrareticuliert. Sacci bis überhalbkugelförmig, deutliche Ventralquerfalten (vgl. Abb. 20).

Locus typicus: Butterloch, Bletterbach-Klamm unweit Fontana fredde (Kaltenbrunn). Obere schwarze Tonlage mit Pflanzenhäcksel.

Stratum typicum: Unteres Ober-Perm, Grödner Sandstein.

Verbreitung: Selten, aber in den meisten Proben des Grödner Sandsteines und Bellerophonschichten spärlich verstreut.

Gardenasporites oberrauchi n. sp.

Taf. 11, Fig. 48, 49

(Abb. 26)

Holotypus: *Gardenasporites oberrauchi* n. sp., Taf. 11, Fig. 48, nach Einzelkornpräparat Nr. 458, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Derivatio nominis: Nach Herrn Sepp Oberrauch, Runggaditsch, welcher die Probenentnahme durch seine Ortskenntnis und tätige Mithilfe wesentlich erleichterte.

Diagnose: Bisaccate Sporen von ovalem Umriß. Zentralkörper rundlich bis oval, zuweilen in Querachsen gestreckt. Intexine des Zentralkörpers sehr dünn, sodaß dieser ebenso hell oder heller als die Sacci erscheint, ohne Dorsal-(Proximal-)Differenzierung. Exoexine des Zentralkörpers gleichmäßig fein infrareticulat (Taf. 11, Fig. 49). Dorsal (proximal) ist die Exoexine in Längsrichtung verdünnt bis mit meist undeutlicher Randbildung aufgespalten. Die Laesur reicht nur in seltenen Fällen bis zu den Saccusansätzen. Deutliche Randbildungen sind nach keiner Seite vorhanden. Besonders artcharakteristisch sind die distal geneigten sichelförmigen Sacci mit relativ engmaschigem Infrareticulum, dessen muri klar hervortreten.

Größe: Länge 90 μ , Breite 65 μ .

Locus typicus: Cuccenes bei St. Ulrich (Ortisei). Feinsandige bis tonige Schicht mit Pflanzenhäcksel im Grödner Sandstein.

Stratum typicum: Unteres Ober-Perm, Grödner Sandstein.

Verbreitung: Tritt in den meisten Proben des Grödner Sandsteines und Bellerophonschichten auf, aber immer mit relativ geringer Häufigkeit.

Infraturma *Striatiti* PANT 1954

Genus *Lueckisporites* (R. POT. & KLAUS 1954) emend.

(Abb. 27)

1954 — *Lueckisporites* R. POT. & KLAUS, Taf. 10, Fig. 3.

1954 — *Cedripites* SORITSCHewa & SEDOWA, Taf. X, Fig. 7.

1959 — *Lueckisporites* (R. POT. & KLAUS) LESCHIK.

Genotypus: *Lueckisporites virkkiae* R. POT. & KLAUS 1954, Taf. 10, Fig. 3, nach Einzelkornpräparat Nr. 262, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien (vgl. vorliegende Arbeit Taf. 11, Fig. 50, 51).

Diagnose (emend.): Bisaccate Sporen mit monoleter Marke. Der Zentralkörper besteht aus einer glatten Intexine mit einer kurzen, scharfkantigen, schmalen, geraden, nur in Ausnahmefällen leicht gebogenen Longitudinallaesur am dorsalen (proximalen) Pol. Beiderseitig davon ist parallel dazu je eine, in Polansicht nieren-, streifen- oder halbkreisförmige, deutlich begrenzte Exoexinenlamelle stockwerkartig aufgelagert. Die Längsenden der beiden Exoexinenklappen grenzen unmittelbar an die dorsalen (proximalen) Saccusanwachslinien. Ventral (distal) ist die Intexine des Zentralkörpers nicht oder nur undeutlich bedeckt. Es entsteht also dorsal (proximal) eine Exoexinenlaesur.

Die Sacci konvergieren \pm zur Distalseite und zeigen im Typusfalle radial angeordnete Infrastruktur. In den Arten ist die Saccusreticulation weiter variabel. Die Saccusform reicht von überhalbkugelförmig abgesetzt über halbkugelförmig bis sichelmondförmig und rudimentär.

Innerhalb der Gattung variieren die Arten durch:

1. Form der Luftsäcke.
2. Reticulation der Luftsäcke.
3. Infrastruktur der Exoexinenlamellen am Zentralkörper und deren Randausbildung.

Allen gemein ist das Merkmal, daß sie nur zwei durch einen Längspalt getrennte allseitig umgrenzte, dorsale (proximale) Exoexinstreifen besitzen.

Bemerkungen: Seit Aufstellung der Gattung vor etwa 10 Jahren durch R. POT. & KLAUS haben eine Reihe von Autoren ähnliche Sporen vorwiegend

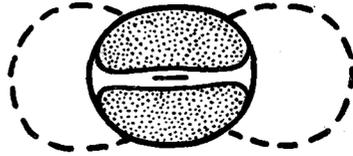
LUECKISPORITES

Merkmale:

GENUS:



Intexine
mit geradem Längsschlitz



Exoexine:
zwei dorsale, begrenzte
Längsstreifen

SPECIES:		Exoexine des ZK	Sacci
<i>L. virkkiae</i> Taf. 11, Fig. 50, 51 Taf. 12, Fig. 52, 53, 54, 55		Streifen grob imperfect reticulat bis granulat	Reticulum radialfaserig
<i>L. microgranulatus</i> Taf. 12, Fig. 56, 57		Streifen fein infra- punctat bis infragranulat (baculat) bis fast glatt	Reticulum radialfaserig
<i>L. globosus</i> Taf. 13, Fig. 60		Streifen fein infra- granulat, Außenrand abgesetzt	Reticulum polygonal unregelmäßig
<i>L. parvus</i> Taf. 12, Fig. 58, 59 Taf. 13, Fig. 61		Streifen fein infrapunctat	rudimentär, Reticulum polygonal, imperfect
TRIAS: <i>L. junior</i> KLAUS 1960, Taf. 33, Fig. 42		Streifen grob reticulat	Reticulum engmaschiger polygonal reticulat

Abb. 27: Charakteristik der Gattungs- und Artmerkmale von *Lueckisporites*. ZK = Zentralkörper.

in permischen Ablagerungen gefunden. Auf Grund ausreichenden Belegmaterials wurden nach der Anzahl der Exoexinenstreifen auf der Dorsal- (Proximal-)Seite morphographische Abtrennungen vorgeschlagen. Die ursprüngliche Gattungsdiagnose bei POT. & KLAUS 1954 wollte vorausschauend solchen Möglichkeiten Rechnung tragen und hat die Einordnung auch mehrstreifiger Formen offengelassen, um zunächst zu einer großen, klaren Gruppierung zu gelangen. Im Laufe der Zeit haben sich Beobachtungen über die stratigraphische Verfolgbarkeit verschiedener mehrstreifiger Formen gehäuft, sodaß deren Eigenständigkeit in vielen Fällen gesichert erscheint.

LESCHIK 1955 ist die erste Anregung zur Abtrennung mehrstreifiger Formen von der Gattung *Lueckisporites* zu verdanken. Der Beweis für die Eigenständigkeit mehrstreifiger Formen wäre meines Erachtens sachlich besser in der stratigraphischen Verfolgbarkeit solcher Formen begründet gewesen als in der Kritik des Autors über die im Kapitel „Bemerkungen“ bei POT. & KLAUS 1954 enthaltenen Beobachtungen über Fragmentationserscheinungen der Exoexine. Außerdem hat LESCHIK aus den Bemerkungen einen anderen Sinn herausgelesen. Es heißt dort S. 533 u. a. „... es vermag auch vollständige Ablösung der einzelnen Streifen der Exoexinenkalotte aufzutreten, die dann als Lamellenfragmente von \pm bohnenförmigem Umriß in den Präparaten vollkommen losgelöst und selbständig zu beobachten sind“.

Damit sollte erwähnt sein, wie leicht sich die Exoexinenteile als allseitig umgrenzte Streifen bestimmter Form von der Intexine abheben bzw. loslösen können.

Abgesehen davon enthält die allein verbindliche, meines Erachtens vollkommen klar abgefaßte Gattungsdiagnose (POT. & KLAUS 1954) natürlich keinen Hinweis auf Fragmentationserscheinungen und besagt lediglich, daß unter *Lueckisporites* zwei und mehrstreifige Formen zu verstehen seien.

Das vorliegende Material aus dem oberen Perm der Dolomiten wie auch aus dem alpinen Salzgebirge und Trias zeigt, daß in der Tat mehrstreifige Formen eigenständig verfolgbar sind, so daß der Vorschlag LESCHIK's, diese von *Lueckisporites* abzutrennen praktisch gerechtfertigt erscheint.

In dieser Richtung weisende Bestrebungen werden unterstrichen durch die Funde einer Reihe nur „zweistreifiger“, durch weitere Merkmale gut auseinander zu haltender Arten, welche die eingeschränkte Gattung *Lueckisporites* hinlänglich ausfüllen.

Auf Grund der sich mehrenden Erkenntnisse des Aufbaues, besonders auch unter Berücksichtigung der Intexine scheint es erforderlich, hiemit die Gattung *Lueckisporites* unter Berücksichtigung der Auffassung LESCHIK's 1955 und 1959 einer Neufassung zuzuführen.

JANSONIUS 1961 folgt etwa LESCHIK 1959 in der Auffassung, zwei-, vier- bis sechs- und vielstreifige Formen in getrennten Gattungen unterzubringen. Folgerichtig emendiert der Autor *Lueckisporites* POT. & KLAUS 1954 in der Weise, daß die Gattung bis auf die zweistreifigen, dem Genotypus unmittelbar nahestehenden Formen einzuschränken sei. Dieser Vorgang wäre anzuerkennen, wenn JANSONIUS nicht der Fehler unterlaufen wäre,

durch seine neue Gattungsdiagnose ausgerechnet den Genotypus selbst auszuschließen. Er beabsichtigt nämlich nur Formen mit nicht radial-strahligem („non-radial“) Saccusinfreticulum unterzubringen. Hingegen weist der Genotypus von *Lueckisporites*, nämlich *Lueckisporites virkkiae* R. POT. & KLAUS 1954, Taf. 10, Fig. 3, dessen Präparat mir vorliegt (Einzelkornpräparat Nr. 262, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien) deutlich radial-strahliges Saccusreticulum auf (vgl. Taf. 11, Fig. 51). Dies wurde schon in der Artdiagnose von *Lueckisporites virkkiae* bei POT. & KLAUS 1954, S. 534, ausdrücklich vermerkt.

Die Neufassung von JANSONIUS 1961, S. 60, ist — da losgelöst vom Genotyp — nicht legitim.

SORITSCHewa & SEDOWA 1954 bringen ohne nähere Beschreibung aus dem oberen Perm Rußlands eine Sporenabbildung auf Taf. X, Fig. 7, welche mit *Lueckisporites virkkiae* R. POT. & KLAUS 1954 recht gut übereinzustimmen scheint und als „*Cedripites* gen. nov.“ bezeichnet wird.

Lueckisporites virkkiae (POT. & KLAUS) emend.

Taf. 11, Fig. 50, 51 u. Taf. 12, Fig. 52, 53, 54, 55

(Abb. 27)

Holotypus: *Lueckisporites virkkiae* POT. & KLAUS 1954, Taf. 10, Fig. 3, sowie vorliegende Abbildungen Taf. 11, Fig. 50, 51, nach Einzelkornpräparat Nr. 262, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Diagnose (emend.): Bisaccate, monolete Sporen. Zentralkörper rund bis länglich-oval, bestehend aus einer \pm glatten Intexine mit dorsalem (proximalem) in Längsrichtung verlaufendem, schmalem, \pm kurzem Schlitz. In Längsrichtung zu beiden Seiten dieser Intexinenlaesur sind dorsal (proximal) zwei allseitig deutlich begrenzte Exoexinenstreifen mit deutlicher, gröberer, unregelmäßiger Infreticulation (vgl. Taf. 11, Fig. 50, und Taf. 12, Fig. 52, 53, 54) der Intexine aufgelagert. Diese Exoexinenstreifen sind von etwa nieren- bis halbkreisförmiger Gestalt, ihre äquatorwärts gerichteten Ränder meist ebenso deutlich abgesetzt, wie der dem Saccusansatz zugewendete. Auch die Ränder, welche dem Intexinenspalt zugekehrt sind und zwischen sich also eine von Luftsackansatz zu Luftsackansatz verlaufende exoexinenfreie Straße begrenzen, sind nicht verlaufend, wenn auch oftmals weniger prononziert, als die übrigen Randbildungen. Eine weitere Aufspaltung oder Zerklüftung der Exoexinenklappen tritt nicht auf.

Sacci, meist mit Winkelbildung am Zentralkörper angesetzt, sind eher breiter als lang, d. h. ihre Ränder entfernen sich, gemessen an der Längsachse des Kornes, nicht weit vom Zentralkörperrand. Sie sind etwa subäquatorial angesetzt und konvergieren distal.

Das Saccusreticulum verläuft radialstrahlig gegen die äußeren Randkonturen der Sacci (vgl. Taf. 11, Fig. 51, Photo des Holotypus, sowie Taf. 12, Fig. 52 u. 55).

Größe des Holotypus: Länge 60 μ , Breite 40 μ .

Innerhalb der genannten Merkmale ist das \pm grobe Infrareticulum der Exoexinenstreifen artcharakteristisch.

Bemerkungen: Vorliegendes Material aus dem oberen Perm der Südalpen, als auch die fortlaufenden Studien der Sporen der alpinen Salzlagertstätten zeigen innerhalb der neugefaßten Gattung *Lueckisporites* eine größere Variationsbreite, welche nach Beschaffenheit der Struktur der Exoexine, nach Saccusreticulation, Saccusform und -ansatz eine Aufgliederung in Arten anbietet. Nach diesen Gesichtspunkten schien es notwendig, den Typus der Gattung, *Lueckisporites virkkiae*, einer genaueren Betrachtung zu unterziehen. Es zeigte sich, daß der Typus neben den angeführten Merkmalen eine relativ grobe Infrareticulation der Exoexinenstreifen aufweist, welche im neuen Material immer wieder, vereint mit sehr ähnlicher Form anzutreffen, ist. Die Vielzahl der Fälle legte daher die Aufnahme auch dieses Diagnostikums in die Artfassung nahe.

Dadurch sollen die Unterscheidungsmerkmale gegenüber anderen Arten deutlicher ersichtlich werden (vgl. Abb. 27).

Vorkommen: Die Gattung *Lueckisporites* (POT. & KLAUS) emend. ist in allen untersuchten Proben des oberen Perm der Südalpen, d. h. in den Tonlagen des Grödner Sandsteines und Bellerophonschichten häufig vertreten, in manchen Spektren bis zu 50%.

Lueckisporites microgranulatus n. sp.

Taf. 12, Fig. 56, 57

(Abb. 27)

Holotypus: *Lueckisporites microgranulatus* n. sp., Taf. 12, Fig. 57, nach Einzelkornpräparat Nr. 458, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Diagnose: Bisaccate, monoletete Sporen mit kurzer, schmaler, monoletter Marke am dorsalen Pol der Intexine des Zentralkörpers. Die beiden aufgelagerten Exoexinenstreifen sind glatt bis fein granuliert, bzw. microbaculat bis microreticulat. Wenn vorhanden, erscheint die Struktur minutiöser als bei *L. virkkiae*. Sacci meist „silvestroid“ geformt, d. h. mit deutlicher Winkelbildung in den Zentralkörper übergehend. Im Gegensatz zu *L. virkkiae* sind die Sacci mehr in Längsrichtung gestreckt. Saccusreticulum radialfaserig, zuweilen aber auch unregelmäßig polygonal ausgebildet.

Größe: Länge 64 μ , Breite 35 μ .

Locus typicus: Butterloch, Bletterbach-Klamm bei Kaltenbrunn (Fontana fredde), unterste pflanzenführende Schicht. Tonlage im Sandstein mit Pflanzenhäcksel.

Stratum typicum: Unteres Ober-Perm. Grödner Sandstein.

Vorkommen: In allen Proben die weitaus häufigste *Lueckisporites*-Art.

Lueckisporites globosus n. sp.

Taf. 13, Fig. 60

(Abb. 27)

Holotypus: *Lueckisporites globosus* n. sp., Taf. 13, Fig. 60, nach Einzelkornpräparat Nr. 459, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Diagnose: Bisaccate monolete Sporen von ovalem Umriß. Intexine des Zentralkörpers glatt, dorsal (proximal) einen kurzen, schmalen Längsschlitz aufweisend. Die Exoexine ist in zwei voneinander vollkommen getrennte, sehr fein granuliert, dünne Streifen geteilt, deren äquatorial gewendete Ränder — wie meist bei *Lueckisporites* — deutlich absetzen, gegen die Laesur-Ränder und Saccus-Basen etwas verflachen.

Sacci halboval bis fast sichelmondförmig, ohne Winkelbildung in den Zentralkörper übergehend, distal genähert. Bezeichnend für die Art ist das engmaschig, aber aus deutlichen muri gebildete, nicht radialstrahlig verlaufende Infrareticulum der Sacci.

Größe: Länge 90 μ , Breite 55 μ .

Locus typicus: Butterloch. Bletterbach-Klamm unweit von Kaltenbrunn (Fontana fredde). Untere Tonlage mit Pflanzenhäcksel.

Stratum typicum: Unteres Ober-Perm. Grödner Sandstein.

Verbreitung: Die Art ist in den meisten Proben des Grödner Sandsteines und Bellerophonschichten in geringer Zahl anzutreffen.

Bemerkungen: Die Art unterscheidet sich von den übrigen *Lueckisporites*-Arten durch den ausgeprägt „haploxylonoiden“ Luftsackansatz, das nicht radialstrahlige Infrareticulum der Sacci und die sehr dünnen Exoexinenstreifen.

Lueckisporites parvus n. sp.

Taf. 12, Fig. 58, 59 u. Taf. 13, Fig. 61

(Abb. 27 u. 28)

Holotypus: *Lueckisporites parvus* n. sp., Taf. 12, Fig. 58, nach Einzelkornpräparat Nr. 460, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Diagnose: Bisaccate monolete Sporen von ovalem bis rundem Umriß mit rudimentären, distal angesetzten Sacci.

Zentralkörper rund bis oval-länglich. Intexine glatt, dorsal (proximal) einen kurzen, schmalen, deutlichen, vorwiegend geraden, in Längsrichtung verlaufenden Schlitz aufweisend. Die Exoexine gliedert sich, — wie allgemein in der Gattung *Lueckisporites* — in zwei deutlich getrennte, annähernd die gesamte Dorsalhemisphäre einnehmende, allseitig gut erkennbar begrenzte, längsgerichtete Exoexinenstreifen. Ihre Konturen verlaufen etwa im Äquator um das Korn. Dort setzen ventral (distal) gerichtet die Sacci an. Sie sind wenig aufgebläht, überragen in Polansicht die Äquatorkontur kaum.

Ventralwärts bedeckt ein Saccus in Polansicht etwa $\frac{1}{3}$ des Körpers. Saccus-reticulum unregelmäßig infrareticulat, nicht radialstrahlig angeordnet.

Größe: Länge 50 μ , Breite 45 μ (Typus) etwa 10% schwankend.

Locus typicus: Butterloch, Bletterbach-Klamm unweit Kaltenbrunn (Fontana fredde). Untere Tonlage im Grödner Sandstein.

Stratum typicum: Unteres Ober-Perm. Grödner Sandstein.

Verbreitung: Eingestreut in den meisten Proben des Grödner Sandsteines und Bellerophonschichten.

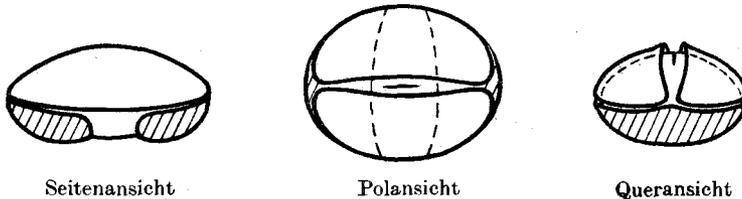
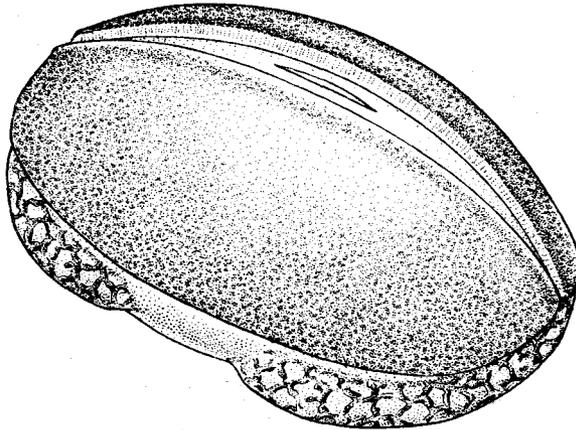


Abb. 28: *Lueckisporites parvus*. Räumliche Rekonstruktion der Spore.

Bemerkungen: *Lueckisporites parvus* ist auf Grund der kleinen, gering vorgewölbten Luftsäcke gut von den übrigen *Lueckisporites*-Arten unterscheidbar. Eine entfernte Ähnlichkeit besteht zu *Lueckisporites junior* aus der oberen Trias (KLAUS 1960, Taf. 33, Fig. 42). Jedoch sind bei dieser Form die Sacci doch etwas mehr ausgedehnt und vor allem ist das Saccus-Reticulum sehr feinmaschig im Gegensatz zum gröberen Infrareticulum der Exoexinenstreifen. Bei *L. parvus* sind die Verhältnisse umgekehrt, die Infragranulation der Exoexinenstreifen wesentlich minutiöser als das weiltumigere Saccusreticulum.

Verbreitung der Gattung Lueckisporites und Häufigkeit der Arten im Untersuchungsmaterial: Sporen der Gattung Lueckisporites (POT. & KLAUS) emend. gehören zu den häufigsten Formen in den Spektren des vorliegenden oberpermischen Materials, nämlich den tonigen Einschaltungen im Grödner Sandstein und Bellerophonschichten. Sie wurden an allen erwähnten Fundstellen angetroffen, stellenweise bis etwa 50% des Spektrums erfüllend. Die häufigste Form ist jene mit dem weniger deutlich granulierten Exoexinenstreifen, welche hier *L. microgranulatus* n. sp. benannt wurde. *Lueckisporites virkkiae*, die gröber granuliert bis reticuliert Form ist weniger häufig, aber doch oft bis etwa 10% vertreten. Seltener, aber doch in vielen Proben zu beobachten ist *L. parvus* und am seltensten *L. globosus*.

Während man zwischen den Proben des Grödner-Sandsteins und der hangenden Bellerophonschichten keine besonders wesentlichen Unterschiede bisher bemerken konnte, ist es auffällig, daß in der unteren Trias *Lueckisporites* so gut wie vollkommen fehlt. Es scheinen sich die Beobachtungen LESCHIK's 1959, S. 69, daß *Lueckisporites* anscheinend auf das Paläozoikum beschränkt sei, weitgehend zu bestätigen.

In der Karnischen Stufe der alpinen Trias habe ich allerdings eine andere Art gefunden (*L. junior*). Die Formen sind dort aber selten und nur mit einer Art eingestreut.

Genus *Taeniaesporites* LESCHIK 1955 emend.

(Abb. 29)

- 1955 — *Taeniaesporites* LESCHIK, S. 58.
 1956 — *Taeniaesporites* LESCHIK, S. 134.
 1959 — *Taeniaesporites* LESCHIK, S. 68.
 1962 — *Taeniaesporites* (LESCHIK) JANSONIUS, S. 61.

Genotypus: *Taeniaesporites kraeuseli* LESCHIK 1955, Taf. 8, Fig. 1, S. 59, Präp. B 51/1 b.

Diagnose: Bisaccate, monolete Sporen. Länglichovaler bis runder Zentralkörper, aufgebaut aus einer oft dunkler als die Sacci erscheinenden Intexine, welche in vielen Fällen — besonders bei gut erhaltenen Exemplaren — einen \pm kurzen, schmalen, vorwiegend geraden Längsschlitz am dorsalen (proximalen) Pol aufweist, und einer Exoexinenbedeckung folgender Differenzierung: Etwa im Äquator oder von diesem an auf der Dorsalhemisphäre erstrecken sich in Längsrichtung zwischen den Luftsackansätzen beiderseitig je ein \pm breiter und deutlich abgesetzter Exoexinenstreifen (= Äquatorialtaeniae) (vgl. Abb. 29). In dem dorsal-polaren Feld, welches von diesen Äquatorialtaeniae seitlich und von den dorsalen Saccibasen in Längsrichtung begrenzt wird, sind außerdem zwei \pm breite Exoexinenstreifen (= Polartaeniae) beiderseitig des Scheitelpoles in Längsrichtung \pm parallel und symmetrisch so aufgelagert, daß sie sowohl im Scheitel deutlich, oft durch eine \pm breite Straße, als auch von Saccusbasis und Äquatorialtaeniae deutlich getrennt bleiben. Es sind also im grundsätzlichen Exoexinenaufbau 4 parallele Längsstreifen ausgebildet.

Während die Äquatorialtaeniae als konstanteres Merkmal ohne weitere Aufspaltung verbleiben, haben die beiden Polartaeniae die Eigenschaft, bei verschiedenen Arten in charakteristischer Weise weiter aufzuspalten. (Meist sind die Einrisse der Polartaeniae schmal, oft nur an einer Seite ausgebildet, nicht vollständig durchlaufend.)

Die Polstreifen sind entweder nur eine kurze Strecke, oft schiefwinkelig eingekerbt oder schmale Furchen sind ganz der Länge nach durchzogen, zuweilen verzweigend. Dabei kann es vorkommen, daß — in Polansicht betrachtet — ein Streifen ohne Einrisse verbleibt, hingegen der zweite, symmetrisch dazu verlaufende, ein- bis mehrfach unregelmäßig aufspaltet. Auf die Art können die Polarstreifen in nichtdurchlaufende Zwickel oder Inseln oder durchlaufende schmale Streifen zerfallen, welche durch enge, meist nicht genau parallel angeordnete Kanäle getrennt sind. Diese Sekundärlaesurae der Polstreifen sind vielfach schmaler und engkanaliger ausgebildet als die beiden seitlichen Hauptlaesurae und die Zentrallaesur. Durch die Unterteilung der Polstreifen mag eine höhere Streifenzahl, etwa vielleicht 5—8, abzählbar sein.

Sacci variieren beträchtlich in Form, Größe und Art des Ansatzes am Zentralkörper. In der Mehrzahl subäquatorial angeheftet, distal \pm genähert. Infrareticulum meist polygonal, zuweilen radialfaserig, von sehr feinstmaschig, hellgelb bis gröbermaschig, dunkelbraun variierend.

Bemerkungen: LESCHIK 1955 schuf die Gattung *Taeniaesporites* zur Abtrennung jener Sporen von *Lueckisporites*, welche mehr als sechs Exinenstreifen aufweisen. Die Angaben LESCHIK's über die Anzahl der Streifen des Holotypus wurde inzwischen mehrfach in Zweifel gezogen. LESCHIK 1955, S. 59 bezeichnet seinen Typus (= *T. kraeuseli*, Taf. 8, Fig. 1) als 6streifig, wobei die beiden Mittelstreifen am distalen Pol liegen sollen. GREBE 1957 sieht am Typus nur 4 Streifen. R. POTONIÉ 1958 gibt an, den Holotypus selbst studiert zu haben und sieht dabei sogar nur 3 Striemen. Ohne darüber in eine Diskussion eintreten zu wollen, halte ich auf Grund der Betrachtung des Typus-Bildes die Form übereinstimmend mit der Auffassung GREBE's für 4streifig. LESCHIK bildet jedoch ebenfalls unter der Bezeichnung *T. kraeuseli* auf Taf. 8, Abb. 5, 1955 eine Spore im optischen Querschnitt ab, welche offenkundig 6 dorsale Streifen aufweist.

JANSONIUS 1962 schlägt vor, *Taeniaesporites* auf hauptsächlich 4streifige, in seltenen Fällen auch 3- bis 5-streifige Formen zu beschränken. Somit müßten alle Sporen, welche mehr als 5 Streifen besitzen in andere Gattungen gestellt werden. Außerdem sollen nur Formen mit nicht radial angeordnetem Saccusreticulum untergebracht werden.

Ich halte die Zahlen-Diagnostik für einen in der Praxis wenig brauchbaren, übertriebenen Auswuchs der Sporen-Morphographie. Es ist bezeichnend dafür, daß JANSONIUS selbst bei Abfassung seiner Art-Diagnose sogleich in Konflikt mit seiner eigenen Gattungsdiagnose gerät. So sollen zu *Taeniaesporites interruptus* jene Sporen gestellt werden, welche bis zu 8 Taeniae aufweisen, obwohl die Gattungsdiagnose nur höchstens 5 Taeniae erlauben würde. Nebenbei soll für *Taeniaesporites gracilis* JANS., *T. novimundi* JANS. und *T. transversundatus* JANS. — alles von JANSONIUS neu gekennzeichnete Arten — radiale Saccusreticulation bezeichnend

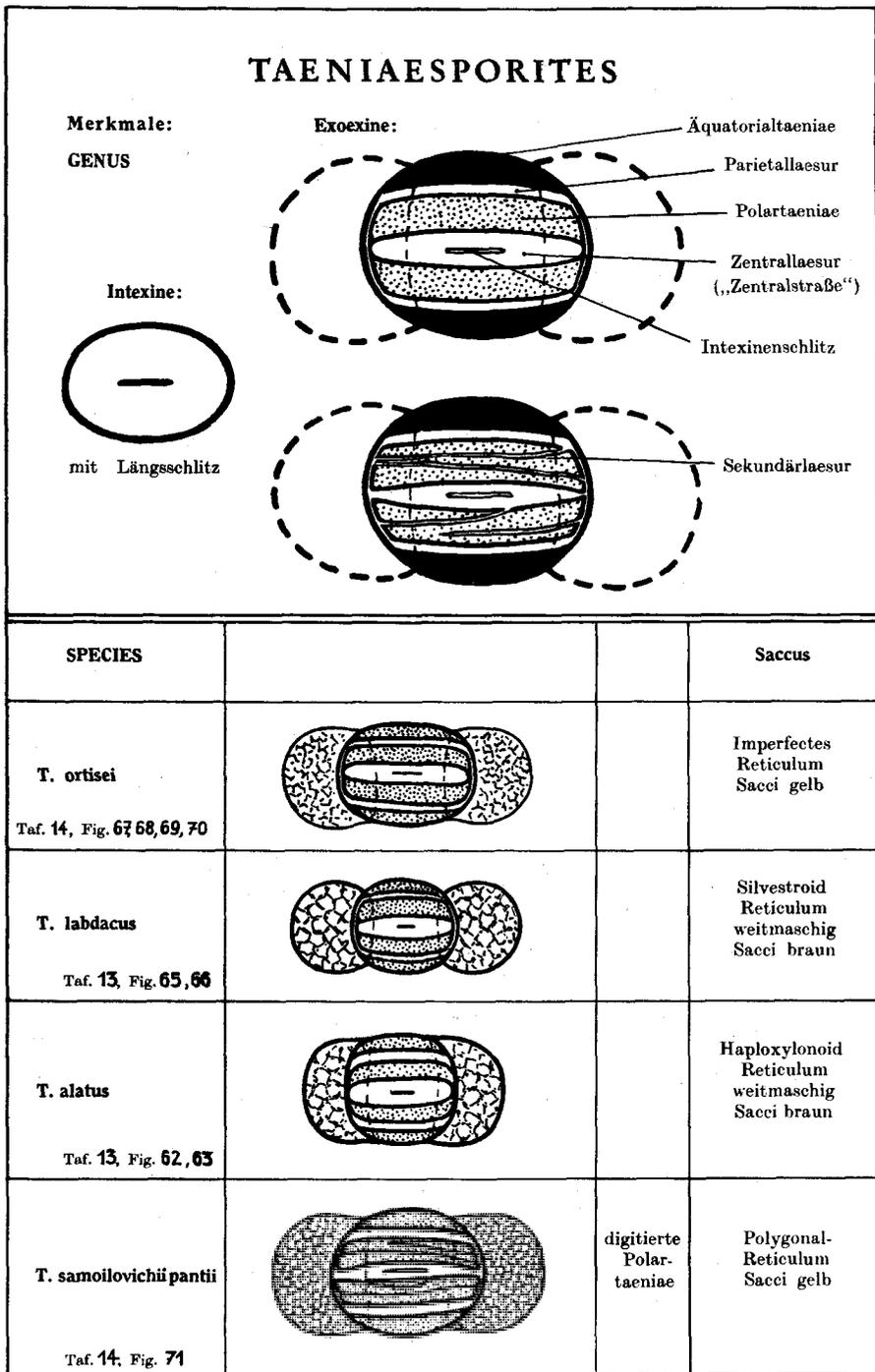


Abb. 29: Charakteristik der Gattungs- und Artmerkmale von *Taeniaesporites*.

sein, während in der vom genannten Autor hierfür emendierten Gattungsdiagnose ausdrücklich radiales Reticulum ausgeschlossen wird.

Sieht man schon an diesem Beispiel, auf welch unwegsames Gebiet eine zu starre Zahlendiagnostik bei Erfassung biologischer Objekte führt, so erhebt sich die Problematik dieser gattungsgebundenen Grenzdefinition noch deutlicher, wenn man Sporen im Präparat vorfindet, welche $5\frac{1}{2}$, $6\frac{3}{4}$, $7\frac{1}{2}$ oder gar $8\frac{1}{2}$ Exinenstreifen aufweisen. Dies kommt z. B. in Präparaten des oberen Perm gar nicht so selten vor.

Ich halte es für richtiger, nach charakteristischen Grundprinzipien zu suchen, als ganz einfach Streifen abzuzählen. Nach vergleichenden Studien gut erhaltenen Materiales aus dem Perm und Trias erscheint es wesentlicher, *Taeniaesporites* nach Vorhandensein von Äquatorial- und Polartaeniae unter Einschluß jener Formen, welche an den Polartaeniae weitere Sekundäraufspaltungen aufweisen ohne diese zahlenmäßig zu fest zu umreißen, zu diagnostizieren. In diesem Sinne wurde die Neufassung der Gattungsdiagnose erstellt.

Es wurde auch die Frage der Beziehungen von *Lunatisporites* LESCHIK 1955 zu *Taeniaesporites* LESCHIK 1955 aufgerollt. JANSONIUS 1962, S. 62, hält die Genotypen der beiden Gattungen für identisch. Demzufolge wäre *Taeniaesporites* in die Synonymie zu setzen, da wegen der Seitenpriorität die Gattung nun *Lunatisporites* LESCHIK heißen müßte. Ich stimme aber mit JANSONIUS überein, daß ein derartiger Vorgang für die Praxis wenig brauchbar wäre, da der Genotypus von *Lunatisporites* (LESCHIK 1955, Taf. 7, Fig. 24) keineswegs die typischen *Taeniaesporites kraeuseli*-Merkmale eindeutig erkennen läßt. Nimmt man dies (wie bei JANSONIUS 1962) als Grund zur Beibehaltung der Gattung *Taeniaesporites* an, so kann man aber folgerichtig *Lunatisporites* nicht ohne weiteres als synonym betrachten. LESCHIK 1959, S. 69 referiert neuerlich über seine Gattung *Lunatisporites* und hält sie wohl hauptsächlich auf Grund der Teilverdickung des Sporenkörpers und die dadurch entstehende vertikal verlaufende dünne Exosporestelle für gerechtfertigt.

Man sollte sich erst dann zu Sporendefinitionen äußern, wenn man das gesamte Material der Typus-Lokalität und auch tieferer und höherer Straten zum Vergleich dieser, aus eigener Anschauung kennenlernen konnte. Wenn eine Gattung so wenig klar definiert erscheint, daß man sie aus eigenem vorliegendem Material — das ja doch meist anders geartet ist, als das Originalmaterial des Autors — nicht mit Sicherheit wiederfinden kann, wird man sie auch nicht verwenden können. Aber auslöschen kann man sie deshalb allein noch nicht.

Unterscheidung zu weiteren Gattungen mit Striae:

Anderen bekannten Gattungen fehlt meist eine Gliederungsmöglichkeit in deutlich getrennte Polar- und Äquatorialtaeniae.

Strotersporites WILSON 1962 weist eine schmalere, deutlich berandete, vorwiegend leicht angewinkelte Hauptlaesur auf. Die Parallelstreifen dazu scheinen untereinander gleichwertig, also nicht in Polar- und Äquatorialtaeniae differenzierbar.

Striatites PANT steht *Taeniaesporites* noch ferner, da die Hauptlaesur vielfach vollkommen fehlt, die Streifen ferner untereinander nicht weiter differenziert erscheinen und die Sacci haploxytonoid ausgebildet sind.

Von *Striatopodocarpites* SORITSCHewa & SEDOWA 1954 ex R. POT. neben den genannten Unterschieden zu *Striatites* außerdem durch die Randbildung am Zentralkörper unterschieden.

Von *Lueckisporites* POT. & KLAUS emend. durch das Vorhandensein von mehr als 2 Exoexinenstreifen unterschieden.

Taeniaesporites ortisei n. sp.

Taf. 14, Fig. 67, 68, 69, 70

(Abb. 29)

Holotypus: *Taeniaesporites ortisei* n. sp., Taf. 14, Fig. 67, 68, nach Einzelkornpräparat Nr. 446, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Diagnose: Bisaccate, monolete Sporen von etwa länglich-ovalem Umriß mit nicht akzentuiert abgesetzten Luftsäcken. Zentralkörper rund bis länglich-oval. Intexine \pm glatt mit schmalen, geradem Längsschlitz am dorsalen (proximalen) Pol. Exoexine durch 4 deutlich voneinander getrennte Streifen in Längsrichtung zerlegt (2 Äquatorialtaeniae + 2 Polartaeniae). Die beiden Polartaeniae schließen eine breite Zentrallaesur ein und ziehen bis zum dorsalen (proximalen) Saccusansatz, wo sie sich mit einer schmalen Querverbindung vereinigen. Äquatorialtaeniae fein infragranulat, Polartaeniae etwas gröber infrabaculat bis reticulat. Letztere sind oft durch deutliche Randbildungen schärfer abgegrenzt als die Äquatorialtaeniae.

Sacci etwa überhalbkreisförmig, aber nicht mit beachtlicher Winkelbildung abgesetzt. Artcharakteristisch ist besonders das Saccus-Reticulum. Dieses ist ausgeprägt imperfect, d. h. aus meist unterbrochenen Muri aufgebaut (vgl. Taf. 14, Fig. 68). Wenn man aus den unzusammenhängenden Muri die Lumina rekonstruiert, so würden sich mittelgroße Netzmaschen (etwa 5 μ Durchmesser) ergeben.

Größe: Länge 90 μ , Breite 45 μ . Die Variationsbreite tendiert eher zu etwas größeren Exemplaren.

Locus typicus: Butterloch, Bletterbach-Klamm unweit Fontana fredde (Kaltenbrunn). Obere schwarze Tonlage mit Pflanzenhäcksel.

Stratum typicum: Unteres Ober-Perm. Grödner Sandstein.

Verbreitung: Öfters in zählbaren Prozentsätzen im Grödner Sandstein und Bellerophonschichten.

Unterschiede gegenüber formverwandten Arten:

Der äußeren Form nach besteht Ähnlichkeit zu *Taeniaesporites novimundi* JANSONIUS 1962. Der Autor erhebt ein wenig gut erhaltenes Korn zum Typus. Das Saccusreticulum wird als mittelmäßig grob bezeichnet, und soll schwach radial, besonders am Ansatz angeordnet sein. Am linken Saccus des Typusphotos JANSONIUS, Taf. 13, Fig. 19, scheint ein geschlossenes, relativ engmaschiges Saccusreticulum vorhanden zu sein. Auch seien

die Formen relativ kleiner (Durchschnitt $67 \times 38 \mu$). In der Variationsbreite dieser Art werden vorwiegend Formen mit außerordentlich feinmaschigem Reticulum gestellt. Sie stammen aus der Unteren Trias Kanadas.

Taeniaesporites ortisei unterscheidet sich demnach durch etwas gröberes, aber vor allem deutlich imperfektes Saccusreticulum und größere Ausmaße.

Die Abbildung von JANSONIUS sind insofern von stratigraphischer Bedeutung, als die triadischen Taeniaesporiten gegenüber den permischen nicht nur hellgelbere Sacci aufweisen, sondern oft ein wesentlich feinmaschigeres Saccusreticulum besitzen können. (Vgl. auch *Taeniaesporites kraeuseli* LESCHIK 1955, Taf. 8, Fig. 1.)

Taeniaesporites noviaulensis LESCHIK 1956 besitzt ein radial gestrecktes Saccusreticulum und etwas größere, deutlicher abgesetzte Sacci.

Taf. 14, Fig. 69 u. 70, bringt eine etwas größere *Taeniaesporites ortisei*-Form vom Fundort Runggaditsch. Die Intexinenlaesur ist hier etwa 18μ lang. Taf. 13, Fig. 64, zeigt *T. ortisei* im optischen Querschnitt. Die vier Exoexinenstreifen sind deutlich abgesetzt zu beobachten.

Taeniaesporites labdacus n. sp.

Taf. 13, Fig. 65, 66

(Abb. 29)

Holotypus: *Taeniaesporites labdacus* n. sp., Taf. 13, Fig. 65, nach Einzelkornpräparat Nr. 447, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Diagnose: Bisaccate, monolete Sporen von länglichem Umriß. Zentralkörper rund, etwa gleich groß oder kaum größer als die stark abgesetzten kugelförmigen Sacci. Intexine des Zentralkörpers zeigt dorsal (proximal) einen schmalen Längsschlitz. Seine Länge entspricht etwa $\frac{1}{3}$ des Zentralkörpers. Exoexine in zwei Äquatorial- und zwei Polartaeniae zerlegt, welche durch breite Straßen voneinander getrennt verlaufen. Taeniae fein infrabaculat, wobei Polartaeniae etwas gröber strukturiert erscheinen als Äquatorialtaeniae. Sacci kugelförmig, deutlich von Zentralkörper abgesetzt, distal genähert, Infrareticulum weitmaschig, vorwiegend geschlossen. Zentralkörper dunkelbraun, Sacci nicht erheblich heller gefärbt.

Artcharakteristisch sind: Deutlich abgesetzte Sacci, relativ weitmaschiges Reticulum und vier ganze Taeniae.

Größe: Länge 95μ , Breite 45μ (Typus), etwa 15% schwankend.

Locus typicus: Butterloch, Bletterbach-Klamm unweit Fontana fredde (Kaltenbrunn). Obere schwarze Tonlage mit Pflanzenhäcksel.

Stratum typicum: Unteres Ober-Perm. Grödner Sandstein.

Verbreitung: In den Proben des Grödner Sandsteines und Bellerophon-schichten stets vorhanden, stellenweise häufig.

Taeniaesporites alatus n. sp.Taf. 13, Fig. 62, 63,
(Abb. 29)

Holotypus: *Taeniaesporites alatus* n. sp., Taf. 13, Fig. 62, nach Einzelkornpräparat Nr. 448, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Diagnose: Bisaccate, monolete Sporen von ovalem Umriß. Zentralkörper rund bis oval, meist in Querrichtung gestreckt. Sacci nicht abgesetzt, sondern ohne nennenswerte Winkelbildung in den Zentralkörper verlaufend. Sacci etwas halbkreisförmig oder etwas kleiner. Saccusreticulum relativ weitmaschig und geschlossen. Intexine des Zentralkörpers mit schmalem, deutlichem Längsschlitz am dorsalen (proximalen) Pol, dessen Länge etwa $\frac{1}{2}$ des Zentralkörpers entspricht. Exoexine in 2 Äquatorial- und 2 Poltaeniae zerlegt, welche durch deutliche Straßen getrennt bleiben. Die Zentralstraße ist besonders breit ausgebildet. Die Taeniae sind fein infrabaculat strukturiert. Sowohl Luftsäcke als auch Zentralkörper sind kräftig braun gefärbt.

Größe (Typus): Länge 82 μ , Breite 52 μ ; etwa 15% schwankend.

Locus typicus: Runggaditsch, unteres Tonband im Grödner Sandstein, aufgeschlossen auf dem Weg von Runggaditsch zum Panider Paß (Passo Piné) unweit des Gehöftes des Herrn Sepp Oberrauch.

Stratum typicum: Unteres Ober-Perm. Grödner Sandstein.

Vorkommen: Stetig in den Proben des oberen Perm der Südalpen, Grödner- und Bellerophonschichten, stellenweise sogar in zählbaren Prozentsätzen anzutreffen.

Unterschiede gegenüber formverwandten Arten:

Durch den „haploxyloiden“ Luftsackansatz von *T. labdacus* unterscheidbar. Von *Taeniaesporites novimundi* JANSONIUS durch das weitmaschigere Saccusreticulum abgehoben.

T. krausei LESCHIK besitzt ein wesentlich feinmaschigeres Saccusreticulum und weist heller gefärbte Sacci auf.

Taeniaesporites samoilovichii pantii (JANSONIUS) nov. comb.Taf. 14, Fig. 71, 72, 73
(Abb. 29)

1962 — *Striatites samoilovichii pantii* JANSONIUS, Taf. 14, S. 68.

Holotypus: *Taeniaesporites* (al. *Striatites*) *samoilovichii pantii* (JANSONIUS) nov. comb., JANSONIUS 1962, Taf. 14, Fig. 14; Präp. Imp. 666-4-112,1 $\times 23,5$. Untere Trias, Westkanada.

Beschreibung: Bisaccate, monolete Sporen von länglich-ovalem Umriß. Sacci etwas gestreckter als halbkreisförmig, ohne nennenswerte Winkelbildung in den Zentralkörper übergehend. Saccusreticulum relativ grob-

maschig, vorwiegend geschlossen. Andeutungen von radialer Streckungstendenz der Maschen vorhanden, Muri deutlich. Sacci heller gelb als der meist dunkelbraune Zentralkörper. Dieser ist in der für *Taeniaesporites* bezeichnenden Weise ausgebildet: Intexine dunkelbraun mit dorsalem schmalem \pm geradem Längsschlitz, welcher etwa $\frac{1}{3}$ des Zentralkörpers lang ist. Exoexine zerlegt in zwei deutliche, breite, feiner strukturierte Äquatorialtaeniae, und zwei breite Polartaeniae, welche durch schmale, z. T. schief verlaufende oder nicht ganz durchgezogene Furchen jederseits in etwa 3—4 Sekundärstreifen zerlegt wird.

Dorsal verbleibt eine etwas breitere exoexinenfreie Zentralstraße.

Im prinzipiellen Aufbau scheint weitgehende Übereinstimmung mit jenen Sporen, welche JANSONIUS 1962, Taf. 14, Fig. 14 unter dem Namen *Striatites samoilovichii pantii* typisiert, zu bestehen. Wegen der noch erkennbaren Gliederung in Polar- und Äquatorialtaeniae scheint die Sporenform im Bauprinzip eher zu *Taeniaesporites* in der hier erweiterten Form zu gehören.

Fundort: Die auf Taf. 14, Fig. 71, abgebildete (Einzelkornpräparat Nr. 449) Spore stammt aus der Bletterbach-Klamm (Butterloch), und zwar aus einer schmalen Tonlage in einer grauen Sandsteinbank im Grödner Sandstein.

Verbreitung: Vereinzelt in Spektren, welche viel *Lueckisporites* und *Taeniaesporites* führen, im oberen Perm der Südalpen (Grödner Sandstein) und Bellerophonschichten.

Strotersporites WILSON 1962, emend.

(Abb. 30)

Genotypus: *Strotersporites communis* WILSON 1962, Taf. II, Fig. 1.

Diagnose: (WILSON, S. 18): „Pollen bilateral; bisacat; nahezu oval in Proximal- und Distalansicht; abgeplattet?; Zentralkörper 60—90 μ , länger als die Sacci; Zentralkörper eiförmig; auf der Proximalseite 10 bis 14 in Richtung Längsachse verlaufende Rippen; durch Einrisse separiert; einige von ihnen laufen zusammen, bevor sie noch den Äquator erreichen, andere sind noch an den Enden geteilt, unregelmäßig gezeichnet, ein ausgeprägteres Stria oder Einriß ist sichtbar zwischen den Mittelrippen vieler Formen. Äquator ohne Verdickungslinie. Die distale Sporenmembran dünner als die proximale ausgebildet, glatt oder granuliert. Sulcus wenig sichtbar; Sacci nierenförmig abgeflacht; 70—90 μ , breiter als Zentralkörper, leicht distal geneigt, proximal am Äquator angesetzt, die distale Überlappung macht am Zentralkörper etwas mehr als $\frac{1}{3}$ desselben aus. Sacci infrareticulat mit radialer Ausrichtung der Maschen.“

WILSON hat durch Einführung dieser Gattung alle jenen Formen aus *Striatites* herausgehoben, welche sich neben zahlreichen Exoexinenstreifen durch das Vorhandensein einer deutlichen Zentrallängslaesur auszeichnen. Zur Einordnung meines vorliegenden Materials aus dem oberen Perm erscheint die schärfere Fassung dieser Einheit sehr willkommen. Auch jene

Form, welche vom Verfasser 1955 als *Lueckisporites richteri* bezeichnet wurde, fügt sich, wie WILSON 1962, S. 18, richtig bemerkt, verhältnismäßig leicht in diese Gattung. Wie die dargestellten Formen auf Taf. 15 u. 16 zeigen, kommen Variationen in der Streifung, im Saccusumriß und Reticulum vor, deren Kennzeichen vielleicht im Gattungsbild in folgender Weise zu berücksichtigen wären:

Beschreibung: Bisaccate, monolete Sporen von etwas gedrunenem bis gestreckt ovalem Umriß. Sacci mit deutlicher Winkelbildung, halbkugel- bis überhalbkreisförmig vom Zentralkörper abgesetzt mit allen Übergängen bis zur „haploxyلونoiden“ Form mit allmählichem Verlauf ohne Winkelbildung in den Zentralkörper übergehend. Zentralkörper oft dunkler als die Sacci, bestehend aus einer kräftigen Intexine, welche median einen relativ langen, schmalen, oft dachförmig leicht abgewinkelten Längsschlitz aufweist. Exoexine des Zentralkörpers dorsal in viele schmale Streifen zerlegt, welche nicht immer genau parallel verlaufen, sondern noch vor dem Körperrand auskeilen, schiefe Winkel bilden und ineinander verzahnen. Es kann vorkommen, daß die Rippen durch senkrechte Einrisse — Queranastomosen — mehrfach unterbrochen und zersstückelt sind.

Die Infrastruktur der Exoexinenstreifen ist fein bis gröber infrabaculat bis granulat, manchmal stark zurücktretend und fast glatt.

Die Sacci sind dorsal (proximal) etwa im Äquator, manchmal ein kleinwenig darüber angesetzt; distal (ventral) genähert, und dort oft an einer kräftigen Querfalte angesetzt. Das Feld zwischen den ventralen (distalen) Ansatzlinien (Querfalten) entspricht etwa $\frac{1}{3}$ der Länge des Zentralkörpers. Die Dorsal-(Proximal-)Seite ist, was die Exoexine betrifft, durch eine deutliche vielfach ganz durchziehende, und leicht abgewinkelte Hauptlaesur in zwei Hälften geteilt (vgl. Abb. 30). Durch ihre verdickten Ränder ist die Hauptlaesur meist unschwer zu erkennen. Saccusreticulum meist recht deutlich, meist grobmaschig. Es kann radiaLfaserig gestreckt erscheinen, besonders am Ansatz zum Zentralkörper. Die radiale Streckung kann aber auch vollständig fehlen, sodaß ein perfektes bis oft auch imperfektes Polygonalreticulum mit deutlichen Muri zu erkennen ist.

Die Sporen dieser Gattung sind relativ groß, in ihrem längsten Durchmesser etwa zwischen 90 und 180 μ schwankend.

Vorkommen: Formen dieser Gattung kommen im oberen Perm der Südalpen, Grödner Sandstein und Bellerophonschichten in allen Proben eingestreut vor. Meist aber in so geringer Frequenz, daß sie selten in Prozenten ausgezählt werden können. Auch in der unteren Trias wurden sie vom Verfasser vereinzelt angetroffen.

Unterschiede gegenüber formverwandten Gattungen:

Von *Striatites* PANT. unterscheidbar durch die kräftig berandete Hauptlaesur und oft stärker abgesetzte Sacci.

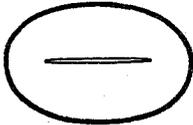
Auch bei *Protodiploxypinus* SAMOILOVICH fehlt ebenfalls die Hauptlaesur.

STROTERSPORITES

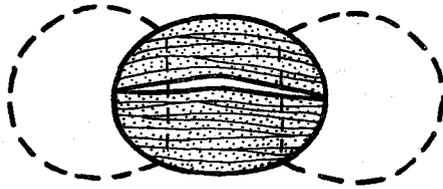
Merkmale:

GENUS

Intexine:

mit langem, dünnem
Längs-Schlitz

Exoexine:

eine lange Zentrallaesur und zahlreiche
dazu \pm parallel laufende oder verzweigte
Streifen

SPECIES		Zentralkörper	Sacci
<i>S. richteri</i> Taf. 15, Fig. 76, 77 Taf. 16, Fig. 78		länglich, Streifen mit Queranastomosen, fast glatt	über- halbkugel- förmig, radialfaserig
<i>S. jansonii</i> Taf. 15, Fig. 74, 75		rundlich, Streifen ohne Queranastomosen, deutlich granuliert, bis reticuliert Distalfalten	über- halbkugel- förmig, grobmaschig polygonal Reticulum
<i>S. wilsoni</i> Taf. 16., Fig. 77		rundlich, Streifen ohne Queranastomosen, Distalfalten	haploxylon- oid Polygonal- reticulum

Abb. 30: Charakteristik der Gattungs- und Artmerkmale von *Strotersporites*.

Striatopiceipites SORITSCHewa & SEDOWA 1954, Taf. IX, Fig. 7, besitzt gewisse Ähnlichkeit, jedoch ist die Zentrallaesur wesentlich kleiner und nicht berandet. Es ist eher anzunehmen, daß es sich dort um eine *Striatites*-Art handelt, in welcher Gesellschaft die Form auch abgebildet wurde. Das gleiche gilt für *Striatoabieites Bricki* SEDOWA 1956, Taf. XLI, Fig. 5. Von *Taeniaesporites* LESCHIK emend. unterschieden durch den Mangel einer Unterscheidungsmöglichkeit in Äquatorial- und Polartaeniae, sowie die zahlreichen Streifen und die lange, abgewinkelte Intexinenlaesur.

Von *Lueckisporites* (POT. & KLAUS) emend. unterscheidbar durch die zahlreiche Streifenzerlegung der beiden Dorsalklappen. *Striatopodocarpites* SORITSCHewa & SEDOWA 1954, Taf. VII, Fig. 8, von R. POTONÉ 1958 mit *Taeniaesporites antiquus* LESCHIK 1956 typisiert, besitzt im Verhältnis zu den überhalbkugeligen Sacci einen kleineren Zentralkörper mit offenbar verdickter Randbildung und vor allem keinen deutlich ausgeprägten medianen Längsspalt im Sinne von *Strotersporites*.

Strotersporites richteri (KLAUS) WILSON 1962

Taf. 15, Fig. 76, 77

(Abb. 30)

Holotypus: *Strotersporites* (al. *Lueckisporites*) *richteri* KLAUS 1955, Taf. 33, Fig. 1, Einzelkornpräparat Nr. 260, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Stratum typicum: Zechstein I (Werra-Serie).

Spezies-Diagnose: (mit neuen Ergänzungen): Zentralkörper \pm bohnenförmig gestreckt, Längsachse mit der längsten Achse des Gesamtkornes zusammenfallend, dunkler gefärbt als die Sacci. Intexine weist dorsal (proximal) einen sehr schmalen scharf berandeten Längsspalt auf, dessen Länge etwas weniger als $\frac{1}{3}$ der Zentralkörperlänge ausmacht. Exoexine dorsal (proximal) durch die vollständig durchziehende an ihren Rändern verdickte Hauptlaesur in zwei Hälften zerlegt. Diese sind durch sehr feine Risse in zahlreiche weitere Streifen zerlegt, welche z. T. keilförmig ineinander verzahnt sind. In Querrichtung sind die Exoexinenstreifen durch dünne, senkrechte Queranastomosen weiter zerlegt. Die Exoexinenstreifen sind sehr schwach und undeutlich granuliert.

Sacci überhalbkugelförmig, distal genähert, hellgelb. Dorsal (proximal) etwa im Äquator angeheftet, ventral (distal) sind die Ansätze so genähert, daß etwas mehr als $\frac{1}{3}$ des Zentralkörpers unbedeckt bleibt. Distal sind an den Saccusansätzen keine Querfalten zu beobachten. Sacci deutlich reticuliert aber etwas feinmaschiger als die übrigen Arten, die Polygonalstruktur in Zentralkörpernähe z. T. radialfaserig gezogen.

Allgemein erscheint die Form deutlich in Längsrichtung gestreckt und etwas kleiner als die übrigen Arten.

Artenunterschiede: Queranastomosen in den Exoexinenstreifen. Verhältnismäßig geringe Granulation. Gerader Intexinenschlitz. Keine distalen

Querfalten an den Saccusbasen. Nicht grobmaschiges, perfectes Polygonalreticulum. Radiale Orientierung in Zentralkörperrnähe. Kleinere und gestrecktere Form als bei anderen Arten.

Vorkommen: Zechstein, Deutschland.

Bemerkungen: Seit Aufstellung dieser Art sind eine Anzahl von Gattungen geschaffen worden, in welche die Form hineingestellt wurde. Da sich die Diagnostizierung mit raschem Bekanntwerden neuen Sporenmaterials aus verschiedenen permischen und triadischen Schichten immer mehr detaillieren mußte, erschien die Neubeschreibung auf Grund des vorliegenden Typusexemplares (Nr. 260) wünschenswert. LESCHIK 1956 stellte die Art zu *Taeniaesporites*, JANSONIUS 1962 zu *Striatites* und WILSON 1962 endlich in seine neue geschaffene Gattung *Strotersporites*. In welcher Weise sich *S. richteri* von *S. communis* WILSON 1962, Taf. II, Fig. 1, unterscheidet, erscheint ohne Kenntnis des Typus schwer erkennbar. Die beiden Arten scheinen auf Grund der Abbildung bei WILSON sehr ähnlich, vielleicht ist der Saccus bei *S. communis* etwas engmaschiger reticuliert.

Im südalpinen Perm hat sich *S. richteri* bisher nicht gefunden.

Strotersporites jansonii n. sp.

Taf. 15, Fig. 74, u. Taf. 16, Fig. 78

(Abb. 30)

Holotypus: *Strotersporites jansonii* n. sp., Taf. 15, Fig. 74, nach Einzelkornpräparat Nr. 475, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Derivatio nominis: Nach Dr. J. JANSONIUS, Imperial Oil Ltd. Calgary, Canada.

Diagnose: Große, bisaccate, monolete Sporen mit annähernd rundem Zentralkörper und deutlich abgesetzten Sacci. Intexine des Zentralkörpers mit schwach angewinkelt, sehr schmalem, langem, zentralem Längsspalt. Exoexine deutlich granuliert mit schwach gebogener bis angewinkelter Zentrallaesur welche sich über den ganzen Körper bis fast zum Rand durchzieht und durch etwas dunkler erscheinende, verdickte Ränder begrenzt wird. Hierzu verlaufen \pm parallel eine größere Anzahl von sehr eng aneinander anschließenden Exinenstreifen, welche z. T. keilförmig ineinandergreifen und nur durch sehr feine, schmale Rinnen getrennt sind. Senkrechte Queranastomosen innerhalb der Streifen fehlen.

Die deutlich abgesetzten, distal genäherten, meist halbkugel- bis überhalbkugelförmigen Sacci sind mit einem relativ grobmaschigen vorwiegend imperfekten, meist nicht radial angeordneten Polygonreticulum versehen. Sie sind dorsal (proximal) etwa im Äquator angesetzt und distal (ventral) scharf randig, meist durch Querfaltenbildung so angeheftet, daß dazwischen ein Raum von etwas mehr als $\frac{1}{3}$ des Zentralkörpers frei bleibt.

Größe: Länge etwa 150 μ , Breite etwa 90 μ ; Zentralkörper oft dunkler als Sacci gefärbt.

Locus typicus: Butterloch, Bletterbach-Klamm bei Kaltenbrunn (Fontana fredde). Unterste pflanzenführende Schicht. Tonlage im Sandstein mit Pflanzenhäckselsel.

Stratum typicum: Unteres Ober-Perm. Grödner Sandstein.

Verbreitung: Die Art tritt in den meisten Proben des Grödner Sandsteines und Bellerophonschichten auf, ist aber doch im Spektrum recht selten.

Unterscheidungsmerkmale: Relative Größe, Hauptlaesur am Zentralkörper, durchlaufende Exoexinenstreifen ohne Queranastomosen, deutlich abgesetzte Sacci. Distal scharf abgesetzte, eventuell mit Querfalten angeheftete Sacci. Polygonales, imperfektes Saccusreticulum.

Bemerkungen: Ähnliche Formen bringt JANSONIUS 1962, Taf. 14, Fig. 21 und Fig. 22 unter der Bezeichnung *Striatites richteri*. Die Spezies *richteri* ist jedoch anders geformt und besitzt Queranastomosen. Die Formen dürften nach den Definitionen von *Striatites* (S. 320) und *Strotersporites* (S. 313) und der Neubeschreibung des Typs *S. richteri* eher als *Strotersporites jansonii* n. sp. zu bezeichnen sein.

Strotersporites wilsoni n. sp.

Taf. 16, Fig. 77

(Abb. 30)

Holotypus: *Strotersporites wilsoni* n. sp., Taf. 16, Fig. 77, nach Einzelkornpräparat Nr. 474, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Derivatio nominis: Nach Dr. L. R. WILSON, welcher permische Sporen von Oklahoma beschrieb.

Diagnose: Große bisaccate, monolete Sporen von ovalem Umriß. Zentralkörper rund bis queroval, Sacci „haploxylo-noid“, d. h. halb- bis sichelmondförmig, und ohne Winkelbildung in den Körper verlaufend. Intexine des Zentralkörpers mit dünnem, scharfrandigem, leicht angewinkeltem Längsschlitz versehen, welcher etwa $\frac{1}{3}$ der Länge des Zentralkörpers mißt. Exoexine dorsal (proximal) deutlich granulat bis infracaculat, in zahlreiche \pm parallel verlaufende, z. T. auskeilende und ineinander verzahnende, durch sehr schmale Laesurae separierte Längsstreifen zerlegt. Median ist die Exoexine in Längsrichtung durch eine deutliche, breitere, von verdickten Rändern begrenzte, in der Mitte angewinkelte Längslaesur in zwei Hälften geteilt. Dieser Exoexinenspalt ist länger als $\frac{1}{3}$ des Zentralkörperdurchmessers, zuweilen bis ganz an den Körperand durchgreifend.

Sacci dorsal etwa im Äquator des Kornes angesetzt, ventral (distal) meist an querverlaufenden Falten so angeheftet, daß in der Mitte etwa $\frac{1}{3}$ des Kornes freibleibt. Sacci ventral (distal) geneigt.

Reticulum der Sacci relativ grob, deutlich imperfekt, ohne radiale Faserung. Zentralkörper zuweilen dunkler gefärbt als Sacci.

Größe: Länge 170 μ , Breite 83 μ .

Locus typicus: Runggaditsch.

Stratum typicum: Unteres Ober-Perm. Grödner Sandstein.

Verbreitung: Die Art kommt in einer größeren Anzahl von Proben aus dem Grödner Sandstein und Bellerophonschichten vor, ist in den Spektren jedoch relativ selten.

Unterscheidungsmerkmale: Von den bisher bekannten Arten der Gattung *Strotersporites* unterscheidet sich *S. wilsoni* besonders durch die „haploxyloide“ Saccusausbildung. Von *S. richteri* auch durch das Fehlen von Queranastomosen der Exoexinenstreifen.

Eine gewisse Ähnlichkeit ist zur Abb. 7, Taf. IX SORITSCHewa & SEDOWA 1954, dort als „Striatopiceipites“ bezeichnet, gegeben. Die Hauptlaesur erscheint jedoch dort so kurz und unberandet, daß es sich eher um eine zu *Striatites* gehörende Form handeln dürfte.

Striatites PANT. 1955 emend.

(Abb. 31)

1938 — *Pityosporites* SEW., VIRKKI.

1946 — *Pityosporites* SEW., VIRKKI (pars).

1955 — *Striatites* PANT.

1962 — *Striatites* (PANT) JANSONIUS (pars).

Genotypus: *Striatites* (al. *Pityosporites*) *sewardi* VIRKKI 1937, S. 429, Fig. 2 A.

Vorbemerkung: Für bisaccate Sporen mit zahlreichen Exoexinenstreifen auf der Dorsal-(Proximal-)Seite des Zentralkörpers existieren mehrere Gattungen. PANT schuf 1955, legitimiert durch Auswahl des Genotypus „*Pityosporites sewardi* VIRKKI 1937“ die neue Gattung *Striatites*, welche offenbar die Mehrzahl der vielstreifigen Sporen erfassen sollte. Auf Grund der sehr weit abgesteckten Diagnose könnte man die meisten Sporen mit Längsstreifen, wie z. B. *Lueckisporites*, *Taeniaesporites*, *Protosacculina*, *Striatoabieites*, *Protodiploxyppinus*, *Protohaploxyppinus*, *Strotersporites* usw., in die Gattung *Striatites* einreihen. Die Beobachtungen an den Funden des oberen Perm der Südalpen, des Zechstein und alpinen Salzgebirges sowie die Berichte der Autoren über Perm und Trias deuten jedoch darauf hin, daß es sich bei *Striatites* um eine große Sammeleinheit handelt, in welcher doch grundsätzlich verschiedene Sporengruppen untergebracht sind.

JANSONIUS 1962 hat bei der Bearbeitung seines Perm-Trias-Materials dieser Tatsache bereits Rechnung getragen, indem *Lueckisporites* und *Taeniaesporites* ausgeklammert wurden. In der übrigbleibenden Gruppe *Striatites* im Sinne JANSONIUS 1962, welche schon etwas enger um den Genotypus geschart ist, stecken offenkundig noch immer recht heterogene Anteile, für welche schon eigene Formgattungseinheiten begründet wurden. Will man diese weiter verwenden, so scheint es erforderlich, die Gattung

Striatites dem Genotypus noch enger anzuschließen und die Unterschiede gegenüber anderen Einheiten zu beleuchten. In diesem Sinne gelangt man für *Striatites* PANT zu etwa folgender Definition:

Diagnose (emend.): Bisaccate Sporen mit etwa ovaler Umrißlinie. Zentralkörper rund bis oval, selten gestreckt. Intexine ohne deutlichen Längsschlitz (wie etwa bei *Lueckisporites* oder *Taeniaesporites*) kaum dunkler, eher heller als Sacci; Exoexine deutlich infrastrukturiert, bedeckt die gesamte Dorsal-(Proximal-)Hemisphäre des Körpers, zuweilen auch etwas subäquatorial reichend und dort verlaufend. Die Exoexine ist durch sehr schmale, dünne Einrisse (Laesurae) in zahlreiche Längsstreifen zerlegt. Die Exoexinenstreifen verlaufen nicht streng parallel, sondern können sich verzweigen, schief zusammenlaufen und oft schon vor dem Körperrand auskeilen. Eine über den ganzen Körper ziehende Mittel- oder Hauptlaesur, verdeutlicht durch prononzierte Ränder (wie bei *Strotersporites*), fehlt. Zuweilen kann eine Laesur in der Mitte etwas mehr klaffen; ihre Ränder sind aber ähnlich ausgebildet wie bei den anderen dünnen Einrissen, also nicht verdickt. Sie ist auch meist verzweigt, in Nebenlaesurae einmündend, oft abgewinkelt und vorwiegend nicht über das gesamte Korn verlaufend.

Es handelt sich offenbar um eine \pm starre, dorsal mehrfach dünn eingerissene Exoexinenplatte, deren externe Randbildung rundherum, besonders auch gegen die Saccusbasen, häufig verdickt sein kann (ähnlich *Striatopodocarpites*). Es entsteht der Eindruck einer verdickten Kontur des Zentralkörpers (vgl. Photo VIRKKI 1946, Taf. 5, Fig. 58). In Draufsicht muß diese Randbildung der Exoexinenaufgabe auf den saccusfreien Längsseiten nicht immer mit der Kontur des Zentralkörpers zusammenfallen, sie kann auch etwas innerhalb des Körpers verlaufen. Es läßt sich eine Vielzahl von Streifenbildungen abzählen, meist jedoch mehr als sechs.

Sacci vorwiegend subäquatorial angesetzt und distal genähert, Saccusreticulum radial gestreckt oder auch regelmäßig polygonal ausgebildet. Die Größe der Netzlumina variabel.

Durch folgende Kriterien wurde die neue Definition gekennzeichnet:

1. Fehlen einer durch verdickte Randbildung verdeutlichten, sich über das ganze Korn ziehenden Mittel- oder Hauptlaesur (wie z. B. bei *Strotersporites* typisch ausgebildet).
2. Häufiges Vorhandensein einer um die ganze Exoexinenkalotte herum ausgebildeten Randbildung.
3. Einbeziehung von Formen mit nichtradialer Saccusreticulation.
4. Sacci kleiner als überhalbkugelförmig.

Unterschiede gegenüber formverwandten Gattungen:

Lueckisporites emend. unterscheidet sich durch die Ausbildung von nur zwei symmetrischen Exoexinenstreifen, durch eine Hauptlaesur getrennt. (2)

Taeniaesporites emend. unterscheidet sich durch die Ausbildung von zwei symmetrischen Polarstreifen (welche unterteilt sein können), durch eine Hauptlaesur getrennt, plus zwei Äquatorialstreifen. (2+2) oder [2+ (2 digit.)]

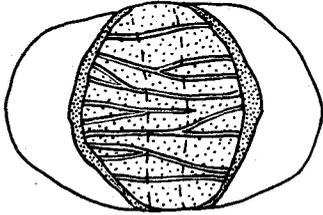
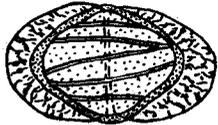
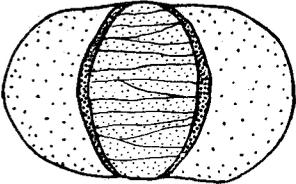
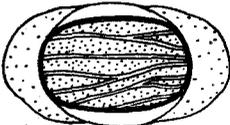
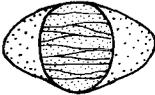
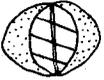
STRIATITES		
Merkmale: GENUS		
	Zahlreiche Exoexinenstreifen, verzweigt Keine Hauptlaesur Randverdickung	Sacci haploxylonoid
SPECIES		
S. sewardi		wenig Streifen (6—10) Randverdickung radialstrahliges Reticulum klein, Sacci distal stark genähert
S. jacobii Taf. 17, Fig. 79		Groß, Randverdickung Sacci distal weniger genähert
S. marginalis Taf. 17, Fig. 80, 81		Randverdickung an den Querseiten in das Korn gerückt, engmaschiges Polygonalreticulum
S. minor Taf. 17, Fig. 82		klein kleine Sacci Polygonalreticulum
S. angulistriatus Taf. 17, Fig. 83		Sehr klein Sacci distal stark genähert schiefe Streifung

Abb. 31: Charakteristik der Gattungs- und Artmerkmale von *Striatites*.

Strotersporites WILSON unterscheidet sich durch das Vorhandensein einer durch deutliche Randbildung gekennzeichneten Hauptlaesur, welche sich über die ganze Länge des Kornes erstreckt, dunkleren Zentralkörper (mit Intexinenlaesur) als die Sacci und keine zirkumzentrale Randbildung der Exoexinenkalotte.

Striatopodocarpites SORITSCHewa & SEDOWA 1954 ex R. POT. 1958 besitzt im Gegensatz zu *Striatites* überhalbkugelförmige Sacci.

Striatites jacobii JANSONIUS 1962

Taf. 17, Fig. 79

(Abb. 31)

Holotypus: VIRKKI 1946, Taf. 5, Fig. 58.

Locus typicus: Kathway, Saltrange, 20—25 ft. über Tachir Boulder Bed, Lower Gondwana, India.

Beschreibung: Bisaccate Sporen von etwa ovalem Umriß. Zentralkörper rundlich-oval. Sacci ohne nennenswerte Winkelbildung in den Zentralkörper verlaufend, halbkreisförmig, in ihrer Größe etwa dem halben Zentralkörper entsprechend mit etwa 50% Überdeckung; dorsal (proximal) etwa im Äquator oder knapp darüber angesetzt, ventral (distal) an eine Exinenfalte angeheftet, welche gelgentlich auch verdickt sein kann. Infrareticulum der Sacci mittelfein, mit verstreuter Radialfaserung. Zentralkörper weist etwa 8 (6—12) Streifen auf der Dorsalseite auf, welche in charakteristischer Weise unregelmäßig angeordnet und teilweise unterbrochen sein können. Größe 80×45 — 52μ (nach JANSONIUS 1962, S. 68).

Sporen, welche in Aufbau und Größe mit der von JANSONIUS als Typus ausgewählten Abbildung von VIRKKI, Taf. 5, Fig. 58, recht gut übereinstimmen, sind in den Proben des oberen Perm der Südalpen gelegentlich in recht guter Erhaltung anzutreffen. Die Größe bei VIRKKI beträgt im Gegensatz zu den angegebenen Maßen bei JANSONIUS (80×52 — 45μ) etwa $120 \times 82 \mu$ und entspricht den vorgefundenen Ausmaßen an unserem Material ($122 \times 88 \mu$) recht genau. Vielleicht könnte der Beschreibung bei JANSONIUS noch hinzugefügt werden, daß recht häufig — entsprechend auch der Abbildung bei VIRKKI — die beiden Luftsäcke nicht genau gleich groß sind.

Die Sporen des vorliegenden Materiales — eine typische wurde auf Taf. 17, Fig. 79, dargestellt — weisen bei erster Betrachtung ein relativ feinmaschiges, unregelmäßig bis undeutlich verzweigtes Saccusreticulum auf, welches in Richtung Zentralkörper in der Höhe desselben radiale Faserung aufweist. An guterhaltenen Exemplaren scheinen sich die Muri zu etwas größeren Netzmaschen, welche selten geschlossen sind, anzuordnen, deren Felder durch zahlreiche engere imperfecte Netzbildungen weiter unterteilt sind. Am Zentralkörper sind etwa 10—14 durch schmale Laesurae getrennte Exoexinenstreifen ohne ausgeprägte Zentralspaltbildung er-

kennbar. Die Streifen können innerhalb des Körpers auskeilen und ineinandergreifen. Randbildungen um den Körper, wie auch das Typusbild zeigt, sind häufig. Die Exoexinenstreifen sind meist recht undeutlich infragranulat bis infrabaculat. Deutliche Querfalten am ventralen (distalen) Saccusansatz kommen mitunter vor, aber dort verhältnismäßig selten. Der Zentralkörper erscheint in der Mehrzahl der Fälle heller als die Sacci.

Vorkommen: In den meisten Proben des Grödner Sandsteines und Bellerophon-schichten. Aber meist selten in den betreffenden Spektren. In der Trias bisher an eigenem Material nicht beobachtet.

Material: Taf. 17, Fig. 79, nach Einzelkornpräparat Nr. 490, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Striatites marginalis n. sp.

Taf. 17, Fig. 80, 81

(Abb. 31)

Holotypus: *Striatites marginalis* n. sp., Taf. 17, Fig. 80, 81, nach Einzelkornpräparat Nr. 439, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Diagnose: Bisaccate, am Zentralkörper zahlreich striierte Sporen von ovalem Umriß. Zentralkörper vorwiegend rund, Sacci „haploxyloid“, d. h. kleiner als halbkreisförmig, also vorwiegend sichelmondförmig und ohne irgendeine Winkelbildung in den Körper verlaufend. Sacci dorsal (proximal) etwa im Äquator oder etwas darüber angesetzt, ventral (distal) ohne Querfaltenbildung und deutlichem Absatz so in den Zentralkörper verlaufend, daß bis über $\frac{2}{3}$ desselben unbedeckt bleiben. Saccusreticulum durch besonders enge Maschen charakterisiert. Keinerlei radiale Anordnung.

Dorsale (proximale) Exoexinenbedeckung des Zentralkörpers ohne deutliche Hauptspaltbildung, jedoch durch schmale, verzweigte Laesurae in mehrere Längsstreifen zerlegt. Die zerlegte, ziemlich grob infrabaculate bis infrareticulate Exoexinenkappe reicht an den Querseiten des Kornes nicht ganz bis an den Körperrand, sondern zeigt noch innerhalb des Kornes eine deutliche Begrenzungslinie. Zwischen dieser und der Außenkontur des Körpers verbleibt beiderseits ein schmaler, sehr fein und undeutlich strukturierter Streifen. Die Exoexinenränder, welche an die dorsalen (proximalen) Ansatzlinien der Sacci grenzen, erscheinen dunkler und verdickt. Die Farbe des Zentralkörpers ist im Vergleich zu anderen *Striatites*-Arten etwas dunkler, aber nicht dunkler als die Sacci.

Größe (Typus): $74 \times 48 \mu$; etwa 15% schwankend.

Locus typicus: Runggaditsch, unteres Tonband im Grödner Sandstein aufgeschlossen auf dem Weg von Runggaditsch zum Panider Paß (Passo Piné) unweit des Gehöftes des Herrn Sepp Oberrauch.

Stratum typicum: Unteres Ober-Perm. Grödner Sandstein.

Vorkommen: Selten in den meisten Proben des Grödner Sandsteines.

Bemerkungen: Unter den angegebenen Merkmalen ist besonders die querseitliche Randausbildung der Exoexinenkappe besonders artcharakteristisch. In die Variationsbreite der Art fallen auch jene Formen, welche gelegentlich eine zentrale weiterklaffende Laesur — jedoch ohne Randverdickung — aufweisen.

Striatites minor n. sp.

Taf. 17, Fig. 82

(Abb. 31)

Holotypus: *Striatites minor* n. sp., Taf. 17, Fig. 82, nach Einzelkornpräparat Nr. 440, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Diagnose: Bisaccate, striierte Sporen von ovalem Umriß. Zentralkörper rund bis queroval. Sacci „haploxyloonoid“ ohne Winkelbildung in den Körper verlaufend. Exoexine des Zentralkörpers dorsal (proximal) in zahlreiche durch sehr schmale Laesurae separierte Längsstreifen zerlegt, welche bis an den Körperrand reichen, sich gabeln, auskeilen und ineinander verzahnen. Keine Randverdickungen am Zentralkörper. Auch kein Absatz an den Querseiten des Körpers wie bei *S. marginalis*. Zentral klafft häufig ein Stückchen einer Laesur, meist an einem Verzweigungspunkt, etwas weiter auseinander, ohne durch eine Verdickung umrahmt zu sein. Exoexinstreifen fein, oft undeutlich infragranulat.

Das Reticulum der Sacci besteht aus gröberen, oft unterbrochenen Netzmaschen, deren Felder durch feinere, imperfecte Muri weiter unterteilt erscheinen. Zentralkörper meist heller gefärbt als die Sacci.

Größe (Typus): $55 \times 38 \mu$; etwa 15% schwankend.

Locus typicus: Butterloch, Bletterbach-Klamm bei Kaltenbrunn (Fontana fredde), unterste pflanzenführende Schicht. Tonlage im Sandstein mit Pflanzenhäcksel.

Stratum typicum: Unteres Ober-Perm. Grödner Sandstein.

Verbreitung: Die Art tritt in den meisten Proben des Grödner Sandsteines nicht häufig, aber doch immer wieder verfolgbar auf. Mitunter auch in den Bellerophonschichten anzutreffen.

Striatites angulistriatus n. sp.

Taf. 17, Fig. 83

(Abb. 31 u. 32)

Holotypus: *Striatites angulistriatus* n. sp., Taf. 17, Fig. 83, nach Einzelkornpräparat Nr. 441, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Diagnose: Kleine bisaccate, striierte Sporen von gedrungenem ovalem Umriß. Zentralkörper oval, in Richtung Querachse deutlich gestreckt.

Sacci sichelmondförmig, fast das ganze Korn umgreifend. Dorsal (proximal) sind die sehr fein infrareticulierten Sacci etwa im Äquator angesetzt, ventral (distal) hingegen umgreifen sie fast den ganzen Zentralkörper und lassen nur einen schmalen in Querrichtung verlaufenden Streifen frei. Die infragranulate Exoexine des Zentralkörpers ist in etwa 4—5 breite Streifen zerlegt, welche nur durch sehr schmale, gelegentlich undeutliche Laesurae zerlegt sind. Die Streifen sind kaum verzweigt oder keilförmig unterteilt, sondern verlaufen als ganzes Stück von Rand zu Rand. Charakteristisch ist ihr schiefer Verlauf, d. h. sie erstrecken sich nicht parallel zur Längsachse des Kornes, sondern sind zu dieser in einem Winkel von etwa 30—45° geneigt. Dies wird auffällig, wenn man als Markierung die schmale, ventrale (distale), senkrecht verlaufende Querfurche heranzieht und die von der Dorsal-(Proximal-)Seite her durchschimmernden Laesurae zur Dekung bringt.

Größe (Typus): $43 \times 36 \mu$; wenig schwankend.

Locus typicus: Cuecenes bei St. Ulrich. Feinsandige bis tonige Schicht mit Pflanzenresten im Grödner Sandstein.

Stratum typicum: Unteres Ober-Perm. Grödner Sandstein.

Vorkommen: Verhältnismäßig selten. Aber doch in mehreren Proben des Grödner Sandsteines und Bellerophonschichten verstreut anzutreffen.

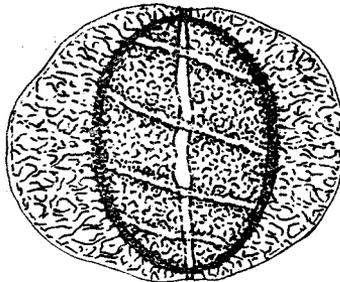


Abb. 32: Schematische Darstellung von *Striatites angulistriatus* n. sp.

Bemerkungen: Die Art wurde hauptsächlich wegen der „haploxylo-noiden“ Sacci, deren engerem Zusammenschluß an der Ventral-(Distal-) Seite (wie bei *Striatites seawardi* (VIRKKI) PANT u. VIRKKI 1937, S. 429, Fig. 2, C) und dem Fehlen einer Hauptlaesur zu *Striatites* gestellt. Lediglich das Fehlen von Verzweigungen der Laesurae entfernt die Art etwas von der Gattungseigenschaft, weshalb die Art zunächst mit Vorbehalt zu *Striatites* gestellt sei.

Infraturma *Disacciatrileti* LESCHIK 1955

(Abb. 33)

Bisaccate Sporen ohne Längsstreifung, Y-Marke oder monoletter Marke am Zentralkörper.

Bei den Untersuchungen des alpinen Salzgebirges (vgl. KLAUS 1950, 1953, 1955 usw.) fanden sich immer wieder Sporen ohne Längsstreifung oder sonstige dorsale (proximale) Differenzierungen, welche sich doch auf Grund ihres Habitus in eine größere Gruppe zu ordnen schienen. Bei R. POT. & KLAUS 1954 wurden einige davon typisiert und in die emendierte Gattung *Pityosporites* SEWARD 1914 eingeordnet, da sich vorderhand hierfür keine passendere Einheit finden ließ. Daß dies keine in allen Punkten zufriedenstellende Einordnung war, zeigte der Vergleich mit den obertriadischen und jurassischen Saccites, welche doch recht verschieden sind, dem ganz groben äußeren Habitus nach aber ebenfalls entsprechend der Definition in die Gattung *Pityosporites* einzuordnen wären. Dies auch noch mit besserer Begründung, als ja auch der Genotypus *Pityosporites antarcticus* SEW. nicht aus permischen, sondern obertriadischen, jedenfalls jüngeren Schichten stammt.

Seither haben Untersuchungen mehrerer Autoren einen Trend zu viel engerer Gattungsfassung herbeigeführt, wodurch wohl auch die Diagnostizierung verfeinert wurde. Es wäre voreilig, darüber zu urteilen, welche Details nun tatsächlich als gattungscharakteristisch zu werten sind. Was uns heute an eigenem Material als zu geringfügig erscheinen mag, kann in Zukunft an größerem Material anderer Autoren sehr wichtig werden, und umgekehrt könnte sich manches Merkmal auch als überbetont herausstellen.

Im Vergleich zu meinen seinerzeitigen Salzsporenuntersuchungen, wo man versuchte, recht weiträumige, klare Einheiten zu schaffen, zeigt sich am vorliegenden oberpermischen Material der Südalpen, daß manche in der Literatur herausgestrichene Details tatsächlich auffindbar sind. Daher ist der Versuch, darnach zu gruppieren, vorläufig durchgeführt worden. Die Klärung der Frage, wie weit die Stratigraphie davon profitieren kann, wird man der Zukunft überlassen müssen.

R. POT. & KLAUS 1954 haben die Arten „*schaubergeri*“ und „*zapfei*“ zur Sammelgattung *Pityosporites* gestellt, was sich für routinemäßige, stratigraphische Arbeiten im Salzgebirge als recht bequem und nicht nachteilig zeigte. KLAUS 1955 hat die auf Taf. 34, Fig. 2, 3, 5, 8 und 9, dargestellten Sporen ebenfalls zu *Pityosporites* und auch zur Art „*zapfei*“ gestellt, obwohl gegenüber dem Holotypus gewisse Unterschiede bestehen, welche man in die Variationsbreite der Art vorderhand noch einordnen wollte. Diese Bestimmungen erscheinen nach den neueren Arbeiten zu generalisiert.

MANUM 1960 hat durch seine vorzügliche *Pityosporites*-Studie die weitere Zuordnungsmöglichkeit unserer permischen Sporen zu dieser Gattung entzogen. Es sollen dort nur mehr Formen mit deutlich abgesetzten Sacci (siehe Gegenüberstellung MANUM 1960, S. 13, oben) von in Seitenansicht überhalbkreisförmiger Gestalt, welche außerdem noch vollständig separiert erscheinen, und dünner proximaler Exine untergebracht werden.

Demnach können die Arten „*schaubergeri*“, „*zapfei*“ und die als *P. zapfei* bezeichneten Formen bei KLAUS 1955, Taf. 34, nicht mehr länger in der Gattung *Pityosporites* verbleiben.

Die sicher erschöpfend exakt durchgeführte Studie MANUMS am Typusoriginal SEWARDS läßt leider Angaben und Darstellungen über die Proximal-

(Distal-)Ansicht des Kornes vermissen. Es liegt lediglich die Seitenansicht zur Grundlage der neuen Diagnose vor. Es kann daher nicht erschlossen werden, wie die Sacci in Äquatorialansicht aussehen würden, auch nicht wie die distale Keimarea etwa gebaut sein mag. Daher kann auch nicht, mehr gesagt werden, in welcher Weise sich *Pityosporites* gemäß der neuen Untersuchung des Genotypus von der Gattung *Alisporites* DAUGHERTY, welche aus einer ganz ähnlichen Strate — Ober-Trias — stammt, unterscheiden würde. Vielleicht sind beide Typen sogar zur Deckung zu bringen. Aus gleichem Grund wird auch schwer zu sagen sein, wie sich nun *Pityosporites* von der ebenfalls obertriadischen Typusform *Sulcatisporites* LESCHIK abheben sollte. Will man die ziemlich ähnlichen Gattungen aber brauchbar auseinanderhalten, so sollte man vom Typus Auskunft über mehrere Merkmale, also Sacci in Seiten- und Äquatorialansicht, Keimfurche usw., erhalten können. Für *Pityosporites* kann man dies nach MANUMS Studie kaum erwarten, weshalb der weitere Gebrauch nicht nur für permische Sporen unmöglich erscheint, sondern auch für jüngere bisaccate Formen wenig empfehlenswert sein dürfte.

Wenn man die mehrfach emendierte Gattung *Alisporites* DAUGHERTY 1941 im Hinblick auf unsere nun vacanten permischen Arten näher betrachtet, so findet man doch einige Schwierigkeiten für eine Zuordnung. Da der Typus aus der Ober-Trias stammt, sollte bei einem Vergleich mit dem Perm ein besonders kritischer Maßstab angelegt werden, wengleich bei morphographisch guter Übereinstimmung einer Zuordnung nichts im Wege stehen sollte. Neben verschiedenen allgemeinen Kriterien betont DAUGHERTY — und dies scheint auch eben aus dem Typusphoto Taf. 34, Abb. 2, hervorzugehen — das Vorhandensein eines „fusiform furrow“, also einer spindelförmigen Keimfurche, auf der Distalseite. Das würde bedeuten, daß nur bisaccate Sporen mit langer distaler Keimfurche, welche an den Enden spitz zuläuft, zur Gattung *Alisporites* DAUGHERTY zu stellen wären. Diagnosen, welche andere oder gegenteilige Eigenschaften *Alisporites* zuschreiben, entfernen sich so sehr vom Gattungsinhalt, daß ihr ursprünglicher Sinn verlorengeht.

Das gleiche gilt noch ausgeprägter für *Sulcatisporites* LESCHIK 1955. Der Genotypus *Sulcatisporites interpositus* LESCHIK (Taf. 10, Fig. 4) weist eine noch deutlicher an den Enden spitz zulaufende distale Keimfurche auf.

Schon aus diesem Grund kommt eine Einordnung der permischen Typen „*schaubergeri*“ und „*zapfei*“ in die Gattung *Alisporites* bzw. *Sulcatisporites* nicht in Frage.

Einzelne Autoren haben für paläozoische, in Frage kommende Sporenformen bereits Gattungen geschaffen.

Für *Pityosporites schaubergeri* führt JANSONIUS 1962 die Gattung *Klausipollenites* ein und für *Pityosporites zapfei* schafft LESCHIK 1956 die Gattung *Falcisporites*.

Somit verbleiben zunächst noch jene Formen einzuordnen, welche bei KLAUS 1955, Taf. 34, als *Pityosporites zapfei* bezeichnet wurden, nun aber in der Gattung *Falcisporites* nicht untergebracht werden können, da sie sich auf Grund des distalen Keimfurchenbaues, wegen der größeren Sacci

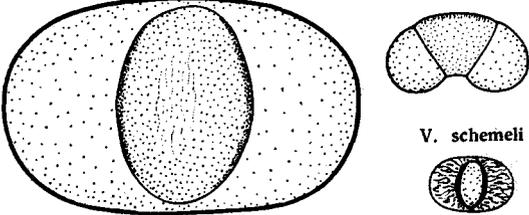
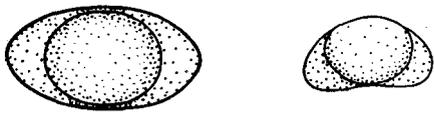
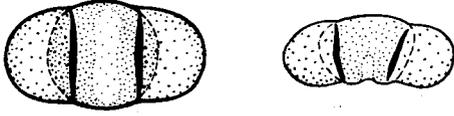
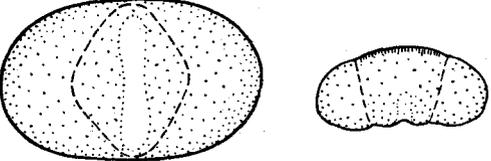
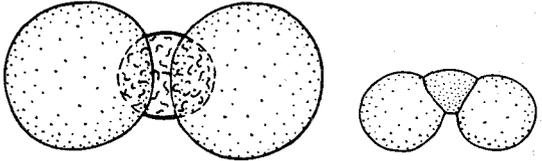
SPOREN ohne Streifen, Y-Marke od. monolete Marke	
GENERA	
<p>VESICASPORA</p> <p>Keime umgrenzte Keimfurche Zentralkörper <u>queroval</u></p> <p>Taf. 18, Fig. 84</p>	 <p style="text-align: right;"><i>V. schemeli</i></p>
<p>KLAUSIPOLLENITES</p> <p>Keime umgrenzte Keimfurche Zentralkörper <u>längsoval</u></p> <p>Taf. 19, Fig. 92, 93</p>	
<p>FALCISPORITES</p> <p>Keimfurche oval, lemniscatoid Distalfalten Saccus nicht umgreifend</p> <p>Taf. 18, Fig. 85, 86, 87</p>	
<p>PARAVESICASPORA</p> <p>Keimfurche vorwiegend oval paralletrandig, lemniscatoid Zentralkörper rhombisch-</p> <p>Taf. 18, Fig. 88, 89 Taf. 19, Fig. 90, 91</p>	
<p>PLATYSACCUS</p> <p>Taf. 7, Fig. 33</p>	

Abb. 33: Vergleich der charakteristischen Merkmale einiger Gattungen des oberen Perm der morphographischen Einheit *Disaccitrileti*.

usw. doch zu sehr unterscheiden. Sehr ähnliche Formen bezeichnet LESCHIK 1956 aus dem Zechstein als *Sulcatisporites splendens*. BALME & HENELLY 1955 bringen etwa ähnliche Formen unter der Bezeichnung *Florinites ovatus* (Taf. 5, Fig. 50), HART 1960 unter *Vesicaspora* SCHEMEL 1951.

In der Tat scheint *Vesicaspora* morphographisch näher zu stehen als *Sulcatisporites* oder *Florinites*. *Vesicaspora* weist in Äquatorialansicht einen querovalen, deutlich begrenzten Zentralkörper ohne Faltenbildung auf. Die Sacci umgreifen mit einem \pm schmalen Saum längsseits den Körper. Die distale Keimarea ist jedoch undeutlich begrenzt, eine definierte Form nicht erkennbar. In Seitenansicht konvergieren die Sacci leicht zur Distalseite.

Vorliegende Formen (Taf. 18, Fig. 88 u. 89, und Taf. 19, Fig. 90) weisen hingegen eine meist abgegrenzte, an den Enden nur in Ausnahmefällen spindelförmig zulaufende Keimarea und wohl distal versetzte, aber kaum konvergierende Sacci auf.

Würde man *Vesicaspora* in diesem Sinne erweitern, so bestünde die Gefahr, sie ihres ursprünglichen Sinnes zu entkleiden.

Die Gattungen *Orbicularia*, *Oblatinella*, *Aliferina* und *Dipterella* MALJAWKINA's, wären nach den Zeichnungen zu urteilen etwa ähnlich. Die Genotypen sind jedoch schwer zu ermitteln, und die Gefahr einer unrichtigen Verwendung wird noch durch die Tatsache vergrößert, daß die angeführten Gattungen aus Jura und Kreide stammen, während vorliegende Formen postpaläozoisch kaum in Erscheinung treten.

Da die vorgefundenen Formen an die paläozoische Formeinheit *Vesicaspora* noch am ehesten anknüpfen, sich jedoch durch eine definierte distale Keimarea, weniger konvergierende und nicht deutlich umgreifende Sacci unterscheiden, seien sie in der neuen Formeinheit „*Paravesicaspora*“ zusammengefaßt.

Genus *Paravesicaspora* n. gen.

(Abb. 33)

Genotypus: *Paravesicaspora* (al. *Sulcatisporites*) *splendens* LESCHIK 1956, Taf. 22, Fig. 10.

Diplotypus: Vorliegende Arbeit, Taf. 19, Fig. 90, nach Einzelkornpräparat Nr. 501, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien. Präparat Z 15 = Tonbänkchen im oberen Kalilager der Werra-Serie, Deutsche Solwaywerke BORTH.

Diagnose: Bisaccate Sporen von ovalem Umriß ohne spaltähnliche Exinendifferenzierungen auf der Dorsal-(Proximal-)Seite des Körpers. Zentralkörper in Äquatorialansicht queroval, d. h. dessen längere Achse fällt mit der Querachse des Gesamtkornes zusammen. Der querovale Umriß des Zentralkörpers neigt zu deutlich rhombischer Gestalt. Der distale Zusammenschluß der Sacci läßt eine in Richtung Querachse verlaufende, meist deutliche Furche frei, deren Enden vorwiegend nicht spindel-

förmig, sondern gerundet verlaufen. In typischen Fällen sind die Furchenränder in der Mitte enger beisammen als an den Enden. Oft verlaufen sie auch parallel, so daß sich die Form einer sehr langgestreckten Ellipse ergibt ¹⁾. Die Exoexine des Zentralkörpers kann dorsal gröber infragranulat bis reticulat erscheinen. Sacci vorwiegend diametral gegenüberliegend, mit manchmal geringer Tendenz zu distaler Neigung, von „haploxyloider“ Form, distal das Korn mit Ausnahme der Furchen bedeckend. In Äquatorialansicht scheinen die Sacci durch eine gröbere infrabaculate Partie des Zentralkörpers verbunden. Wie aus der Seitenansicht der Körner hervorgeht, scheint dies keine echte, aufgeblähte Saccusfortsetzung, sondern eine gröber strukturierte (reticulerte) Exoexinenlamelle darzustellen.

Unterschiede gegenüber formverwandten Gattungen:

Vesicaspora SCHEMEL (1951, S. 748, Fig. 3) besitzt keine Keimfurchen mit erkennbaren Grenzen, der Zentralkörper ist auch nicht rhombisch, sondern regelmäßig queroval und die Sacci sollen (aufgebläht) den Körper umgreifen. Solche Sporen kommen im gleichen Material des Perm der Südalpen ebenfalls vor (Taf. 18, Fig. 84) und decken sich recht genau mit SCHEMELS Darstellungen.

Klausipollenites JANSONIUS 1962 besitzt zum Unterschied von *Vesicaspora* keinen querovalen, sondern länglichovalen Zentralkörper (Taf. 19, Fig. 92, 93), die Sacci sind kaum distal geneigt und sind in ihrer scheinbaren Verbindung nicht aufgebläht. Ferner besitzt die Gattung zum Unterschied von *Paravesicaspora* keine deutlich begrenzte Distalfurche.

Bei *Falcisporites* LESCHIK 1956 ist überhaupt keine Lateralverbindung der Sacci vorhanden (Taf. 18, Fig. 86), an den Ansätzen der Sacci — und das wird als gattungscharakteristisch angegeben — befinden sich Querfalten. Die Sacci sind außerdem kleiner, d. h. ihr Querdurchmesser ist geringer als der Paralleldiameter des Körpers, die Sacci meist mehr in die Länge gestreckt. Das Gesamtkorn in seinem Umriß länglicher. Der Zentralkörper nicht rhombisch in Äquatorialansicht. Die distale Furche weniger deutlich ausgebildet, wenn vorhanden, meist breiter, da auch die Sacciansätze weiter auseinander gerückt, aber an den Enden ebenfalls breit gerundet.

Von *Sulcatisporites* LESCHIK 1955 und *Alisporites* DAUGHERTY 1941 vor allem durch die gerundeten Enden der Keimfurchen, aber auch rhombische Gestalt des Zentralkörpers und Saccusform unterschieden. Zu *Pityosporites* bestehen die oben (S. 326, 327) geschilderten erheblichen Unterschiede.

Paravesicaspora splendens LESCHIK nov. comb.

Taf. 18, Fig. 88, 89 u. Taf. 19, Fig. 90, 91

ferner KLAUS 1955, Taf. 34, Fig. 2, 3, 5, 9.

Holotypus: *Paravesicaspora* (al. *Sulcatisporites*) *splendens* LESCHIK 1956, Taf. 22, Fig. 10.

¹⁾ Wenn die Keimfurchen sehr schmal zusammengedrückt ist, können die Enden manchmal spitz zulaufend erscheinen.

Diplotypus: Vorliegende Arbeit Taf. 19, Fig. 90, nach Einzelkornpräparat Nr. 501, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Diagnose: Bisaccate Sporen von ovalem Umriß. Zentralkörper in Querrichtung gestreckt von \pm rhombischer Gestalt. Ventral (distal) zwischen den Sacci eine in Querrichtung verlaufende an den Enden abgerundete, also nicht spindelförmig zugespitzte Furche. Ihre Ränder können im Mittelabschnitt parallel verlaufen oder enger werdend sich nähern. Die Furche wird auch bei guterhaltenen Exemplaren durch eine Eindellung der Intexine markiert. An den Polen der Querachse werden beide Luftsäcke durch eine deutlich infrabaculate, aber nicht aufgeblähte Isolierschicht verbunden. Sacci etwa halbkreisförmig, ventral (distal) mit ihrem Infrareticulum bis an die Furchenränder reichend. Sacci \pm diametral gegenüberliegend, distal kaum geneigt. Exoexine des Zentralkörpers dorsal (proximal) infrareticulat bis gröber infrabaculat.

Charakteristisch ist das sehr klar ausgebildete Infrareticulum der Sacci. Es besteht aus polygonalen nicht radial angeordneten Netzmaschen mit kräftigen, klar abgesetzten Muri, wodurch die Spezies gut zu erkennen ist.

Größe: Typus LESCHIK $72 \times 60 \mu$.

Diplotypus: (Taf. 19, Fig. 90): $83 \times 60 \mu$.

Locus typicus: Salztou aus dem Zechstein von Neuho bei Fulda.

Stratum typicum: Oberes Perm (Zechstein).

Der Diplotypus (Taf. 19, Fig. 90) stammt aus dem Tonbänkchen im oberen Kalilager der Werra-Serie, deutsche Solvaywerke BORTH, Zechstein.

Obwohl sich vorliegende Arbeit mit Sporen des südalpinen Perm beschäftigt, wurde zur Fundierung des Typusmaterials eine Spore aus dem deutschen Zechstein präpariert. Sie stammt somit aus einer ähnlichen Strate wie LESCHIK's Holotypus. Auf Taf. 18, Fig. 88, 89 sind ähnliche Formen aus dem südalpinen Perm dargestellt. Sie sind in jedem Detail den Zechsteinformen so sehr ähnlich, daß ich sie zur gleichen Art stellen möchte. Es kommen natürlich kleinere Variationen und auch verschiedene Erhaltungszustände vor. So sieht man auf Taf. 19, Fig. 91, eine distal, wohl durch die Verdrückung in Seitenlage aufgerissene Form. Taf. 18, Fig. 89, zeigt eine kleinere Variante, welche auch am Zentralkörper ein wenig eingefaltet ist. Recht gut sind jedoch die runden Sulcus-Enden erkennbar. Wenn die gewöhnlich dunkelbraun gefärbte Intexine mehr aufgelöst ist, wird auch der Sulcus weniger deutlich, wie in Fig. 88; bei Betrachtung mit Immersionsobjektiven ist die Exoexinengrenze jedoch feststellbar.

Die von BALME & HENELLY 1950, Taf. 5, Fig. 50 unter *Florinites ovatus* abgebildete Spore aus dem Perm Australiens könnte unseren Funden nahe stehen. Im gleichen Formenkreis finden sich jedoch auch Formen mit schmalem Sulcus, so daß die Übereinstimmung mit unseren Formen nicht geklärt erscheint. Allerdings gibt es auch hier gelegentlich seitlich verdrückte oder weniger gut erhaltene Exemplare mit schmälere, oft als Strich überdeckten Sulcus. Auch die von JANSONIUS 1962, Taf. 13, Fig. 2

und 3, abgebildete Sporen könnten vielleicht diesem Formenkreis angehören. Es erschien mir aber zu gewagt, auf Grund dieser Abbildungen eine Bestimmung auch nur andeuten zu wollen.

Die Abbildung LESCHIK 1956, Taf. 22, Fig. 10, zeigt die wesentlichen Merkmale hinreichend gut, besonders Sulcusform und das charakteristische Reticulum. Im Verein mit der neu beigebrachten Hilfstypusform dürfte die Spezies für weitere Vergleiche genaug umrissen sein.

Verbreitung: Im südalpinen Perm, Grödner Sandstein und Bellerophon-schichten zwar nicht häufig, aber doch anzutreffen.

Genus *Falcisporites* LESCHIK, emend.

(Abb. 33)

Genotypus: *Falcisporites* (al. *Pityosporites*) *zapfei* (R. POT. & KLAUS) LESCHIK 1956; R. POT. & KLAUS 1954, Taf. 10, Fig. 9.

Diagnose (emend.): Bisaccate Sporen von ovalem bis gestrecktem Umriß ohne Striierung der dorsalen (proximalen) Exoexine. Zentralkörper rund bis oval, in Seitenansicht gelegentlich gestreckt. Ventral (distal) ist ein \pm deutlicher Quersulcus über die ganze Kornbreite reichend, mit breiten gerundeten Enden vorhanden (lemniscatoide Form). Sacci fast gegenüberliegend angesetzt, halbkreisförmig oder meist kleiner, kaum distal geneigt. Die Sehnen ihrer Ansatzbasen meist kürzer als der zu diesen parallel verlaufende Durchmesser des Zentralkörpers. In der Gegend des Saccusansatzes, also an den Polen der Längsachsen, finden sich häufig Falten, die zuweilen sichelförmig gebogen sein können. Die proximale Exoexine ist relativ gering verdickt, aber vorwiegend deutlicher strukturiert als die Distalseite.

Unterschiede gegenüber formverwandten Gattungen:

Von *Paravesicaspora* durch die regelmäßig ovalen Konturen des Zentralkörpers und besonders durch das Fehlen einer verdickten Isolierschicht, welche seitlich die Luftsäcke verbinden würde, sowie durch dünnere Exoexine und Faltenbildung am Saccusansatz unterschieden. Von *Klausipollenites* durch die lemniscatoid markierte distale Keimfurche, Faltenbildung am Saccusansatz und das Fehlen einer umgreifenden Isolierschicht unterscheidbar. Von *Vesicaspora* durch das Fehlen eines umgreifenden Saccusrandes sowie durch die lemniscatoide distale Furche unterschieden.

Falcisporites zapfei (POT. & KLAUS) LESCHIK 1956

Taf. 18, Fig. 85, 86, 87

Holotypus: *Falcisporites* (al. *Pityosporites*) *zapfei* R. POT. & KLAUS 1954, Taf. 10, Fig. 9.

Beschreibung: Das in der Gattungsdefinition geschilderte Bauprinzip ist bei dieser Art insofern weiter charakterisierbar, als die Ornamentation der dorsalen (proximalen) Exoexinenhälfte feinmaschig infrareticulat ausgebildet ist, und zwar in Polansicht in der mittleren Partie kräftiger und deutlicher als an den Seiten. An sehr gut erhaltenen Exemplaren kann man noch bemerken, daß sie genau im Scheitel auf ein kurzes Stück (vielleicht in Reminiszenz an eine Laesur) fein infragranulat wird bis ganz verflacht (vgl. Taf. 18, Fig. 86). Das Reticulum der Sacci ist relativ grobmaschig, nicht sehr regelmäßig, oft zerrissen und imperfect erscheinend. Der Saccusansatz ist zwar etwas ventral (distal) angeordnet (vgl. Taf. 18, Fig. 85 und 87); die Sacci erscheinen aber doch fast diametral gegenüberliegend. In Polansicht erscheint die Form häufig wohl oval, aber doch in Längsrichtung gestreckt. Die Saccusansatzlinien sind meist kürzer als der Querdurchmesser des Zentralkörpers. In Seitenansicht ist die Eindellung des distalen Salcus recht gut zu beobachten (vgl. Taf. 18, Fig. 87). Faltenbildung an den Saccusbasen kommt häufig vor. Artcharakteristisch ist die proximal in bezeichnender Weise fein infrareticulate Struktur der Exoexine und die etwas gröbere, oft imperfecte Maschenstruktur der Sacci.

Größe: Länge 105—55 μ , Breite 70—40 μ .

Verbreitung: Im oberen Perm der Südalpen so gut wie in allen Proben in zählbaren Prozentsätzen anzutreffen. Im Grödner Sandstein von Cuecenes, Runggaditsch und Butterloch teilweise bis etwa 17%. Die abgebildeten Formen stammen aus der unteren dunklen Tonlage im Grödner Sandstein.

Ebenso findet sich die Art in einer Tonlage der Bellerophonschichten im Aufschluß unterhalb des Rosengartens direkt an der Straße, etwa 1 km nach Karerpaß. Sie kommt auch im alpinen Salzgebirge vor. GREBE 1957 und LESCHIK 1956 bringen Funde aus dem deutschen Zechstein.

Genus *Klausipollenites* JANSONIUS 1962

(Abb. 33)

Genotypus: *Klausipollenites* (al. *Pityosporites*) *schaubergeri* (POT. & KLAUS) JANSONIUS 1962, R. POT. & KLAUS 1954, Taf. 10, Fig. 7.

Charakteristik: Bisaccate Sporen ohne Y-Marke; Sacci \pm gegen die Distalseite gerückt, proximal in Äquaturnähe angesetzt; Luftsackansatzstellen nicht scharf gezeichnet. Distale Keimaree breit und undeutlich begrenzt, im allgemeinen dünner als der übrige Sporenrand. Äquatorumriß etwa oval, in Seitenansicht etwa bohnenförmig. Luftsäcke variieren in ihren Umrissen zwischen Halbmond- und Halbkreisform. Proximale Exoexine manchmal leicht verdickt, in seltenen Fällen kann eine subäquatoriale schwache Exinendifferenzierung eine Saccusverbindung ergeben. Zentralkörper rund bis vorwiegend längsoval. Nicht quer-oval!

JANSONIUS 1962 hat den charakteristischen „*Pityosporites schaubergeri*“ POT. & KLAUS 1954 in den Mittelpunkt der Variationsreihe einer neu ge-

schaffenen Gattung gestellt, da auf Grund der Untersuchungen MANUM's 1960 eine Einordnung in *Pityosporites* SEWARD 1914 nicht länger in Betracht zu ziehen ist (vgl. hiezu Angaben auf S. ...).

Der Gattungsdiagnose von JANSONIUS 1962, S. 55 wäre noch anzufügen, daß der Zentralkörper immer länglicheval, höchstens manchmal kreisrund, nie jedoch queroval ausgebildet ist. Ferner ist die manchmal \pm umgreifende Isolierschicht nicht aufgebläht wie die Sacci, sondern liegt in infrabaculater bis reticulater Struktur dem Zentralkörper eng an. Sie ist also nicht als rudimentärer Monosaccus aufzufassen.

Unterschiede gegenüber formverwandten Gattungen: *Vesicaspora* SCHEMEL 1951 unterscheidet sich vorwiegend durch den stets querovalen Zentralkörper und die stärker ausgeprägte Saccusverbindung. Wohl auch meist größere sich in Längsrichtung weiter vorstreckende Sacci, *Falcisporites* LESCHIK durch die lemniscatoide Distalfurche und Faltenbildung am Saccusansatz und weiter quer ausladenden Zentralkörper, *Paravesicaspora* durch queroval-rhombischen Zentralkörper, lemniscatoiden Distalsulcus.

Klausipollenites schaubergeri (POT. & KLAUS) JANSONIUS

Taf. 19, Fig. 92, 93

Holotypus: *Klausipollenites* (al. *Pityosporites*) *schaubergeri* (POT. & KLAUS) JANSONIUS 1962, POT. & KLAUS 1954, Taf. 10, Fig. 7.

Beschreibung: Bisaccate Sporen ohne Y-Marke oder Streifenbildung auf der Dorsal-(Proximal-)Seite des Zentralkörpers und ovaler bis eher zu rhombischer Gestalt neigendem Umriß in Polansicht. In Seitenlage etwa bohnenförmig. Zentralkörper in Polansicht meist länglich oval bis kreisrund, aber nicht queroval, in Seitenansicht etwa \pm trapezförmig. Intexine sehr dünn, Zentralkörper kaum dunkler gefärbt als Sacci. Die Ventral-(Distal-)Seite des Zentralkörpers ist zwischen den Sacci etwas dünner ausgebildet, nur wenig bis ganz verflachend ornamentiert, aber keineswegs in irgendeiner Form begrenzt. (Die obere Zeichnung der Abb. 8, S. 537 bei R. POTONIÉ & KLAUS 1954 ist insofern unrichtig, als dort durch eine Zickzacklinie eine Keimstellenumgrenzung markiert wird.) Die Exoexine des Zentralkörpers ist dorsal flach infragranulat, gegen die Ventralseite zu etwa subäquatorial gröber infrabaculat bis fein und imperfect infrareticulat werdend.

Sacci klein, meist halb- bis sichelmondförmig, oft an den Enden der Längsachse des Gesamtkornes etwas spitzer zulaufend, fein infrareticulat mit gelegentlicher Andeutung von radialer Faserung. Sie verlaufen ohne Winkelbildung in den Zentralkörper, und zwar so, daß ihre Wurzeln in Form einer \pm deutlichen Isolierschicht den Zentralkörper lateral umgreifen, um sich mit den Wurzeln des gegenüberliegenden Saccus zu verbinden. Eine Aufblähung wie etwa bei der Andeutung eines Monosaccus ist nicht vorhanden.

Die Sacci sind wohl ventral (distal) etwas verschoben, aber doch wenig geneigt.

An den Saccusansätzen finden sich keine Faltenbildungen. Die Formen dieser Art sind verhältnismäßig klein, ihr längster Durchmesser zwischen 25 und 70 μ variierend. Ihr häufigster Wert liegt etwa um 55 μ . Die Form wurde bei R. POT. & KLAUS S. 537, 1954, Abb. 7 schematisch dargestellt.

Bemerkungen: Die Art ist wegen der charakteristischen Form in den Spektren meist recht eindeutig erkennbar. Nur die Ausbildung der Dorsal-(Proximal-)Seite verdient bei der Zuordnung besondere Beachtung, da *Jugasporites schaubergeroides* (vgl. Taf. 6, Fig. 22) recht ähnlich aussehen kann und sich vorwiegend durch das Vorhandensein einer dünnen, gebogenen Längslaesur der Intexine und einer darüber befindlichen exoexinenfreien runden Stelle unterscheiden läßt. Auch *Illinites parvus* (vgl. Taf. 5, Fig. 18) kann oberflächlich betrachtet nicht ganz unähnlich sein.

Vorkommen: In allen angegebenen Proben des oberen Perm der Südalpen anzutreffen, und zwar in einzelnen Spektren gelegentlich häufig. Liegt in der Frequenz etwa an 2. Stelle hinter *Lueckisporites* und *Taeniaesporites*. In Taf. 19, Fig. 93 wurde eine Seitenansicht dargestellt. Fundort Butterloch, Grödner Sandstein, Probe St./12/W, Einzelkornpräparat Nr. 442.

Verbreitung: Zechstein (GREBE 1957, KLAUS 1955); Perm Englands, Hilton Plant Beds (JANSONIUS 1962). Alpine Salzlagerstätten (KLAUS l. c.). Oberes Perm Ungarns (STUHL 1961) Perm Rußlands ? (SAMOLOWITSCH 1953, Taf. VII, Fig. 2) und nun auch im unteren Ober-Perm der Südalpen (Grödner Sandstein u. Bellerophon-schichten).

Die bei JIZBA 1962 als *Vesicaspora schaubergeri* (Taf. 124, Fig. 45—50) bezeichneten Sporen sind von unserer Typusart so sehr entfernt, daß sie besser einer anderen Art und wohl auch Gattung zuzuordnen wären. Die Formen der Abb. 49 und 50 scheinen *Paravesicaspora splendens* (LESCHIK) nahezustehen.

Genus *Vesicaspora* SCHEMEL 1951

(Abb. 33)

Genotypus: *Vesicaspora wilsonii* SCHEMEL 1951, S. 748, Fig. 3.

Charakteristik: Bisaccate Sporen ohne Y-Marke von ovalem Umriß in Polansicht. In Seitenansicht bohnenförmig mit etwa trapezförmigem Zentralkörper. Sacci leicht distal geneigt mit einer Andeutung einer Sulcus-Eindellung. In Äquatorialansicht Zentralkörper deutlich queroval mit nicht abgrenzbarer distaler Sulcusarea.

Sacci umgreifen lateral deutlich und vollkommen den Zentralkörper. Körper undeutlich (infragranulat ?) ornamentiert, Sacci weit ausgebreitet etwa halbkreisförmig, fein infrareticulat.

Die Formen variieren in ihrer Länge etwa zwischen 40 und 50 μ , in ihrer Breite zwischen 25 und 35 μ .

Unterschiede gegenüber formverwandten Gattungen:

Klausipollenites unterscheidet sich vor allem durch den längsovalen Zentralkörper und weniger umgreifende Saccusbasen.

Andere Gattungen sind durch in verschiedener Form abgegrenzte Keimfurchen usw. unterscheidbar.

Vesicaspora schemeli n. sp.

Taf. 18, Fig. 84
(Abb. 33)

Holotypus: *Vesicaspora schemeli* n. sp., Taf. 18, Fig. 84, nach Einzelkornpräparat Nr. 443, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Derivatio nominis: Nach dem Begründer der Gattung *Vesicaspora*, Dr. M. P. SCHEMEL, West Virginia Geological Survey, Morgantown, USA., benannt.

Diagnose: Bisaccate Sporen von ovalem Umriß. Zentralkörper deutlich queroval, ohne Faltenbildung mit einer etwas verdünnten Area distal (ventral) zwischen den Saccusbasen, welche aber nicht formmäßig deutlich abgegrenzt ist. Dorsal (proximal) fein infragranulat bis infrareticulat.

Sacci etwa halbkreisförmig gestreckt, den Zentralkörper mit ihren Wurzeln deutlich und vollständig umgreifend.

Artcharakteristisch ist das deutlich radial angeordnete relativ engmaschige Saccusreticulum.

Größe: Länge 50 μ , Breite 34 μ .

Locus typicus: Runggaditsch, unteres Tonband im Grödner Sandstein, aufgeschlossen auf dem Weg von Runggaditsch zum Panider Paß (Passo Pine) unweit des Gehöftes des Herrn Sepp Oberrauch.

Stratum typicum: Unteres Ober-Perm. Grödner Sandstein.

Vorkommen: In den Proben des Grödner Sandsteines, und zwar von Butterloch und Runggaditsch. Sehr selten. In den Bellerophonschichten bisher nicht beobachtet.

Unterscheidung gegenüber anderen Arten:

Obwohl die Gattungszugehörigkeit im Sinne der Typusabbildung SCHEMEL's und dessen Diagnose gesichert erscheint — es passen sogar die Größenausmaße relativ genau —, ist es schwierig, die Form zur Art *V. wilsonii* zu stellen, da diese ein engmaschiges Polygonalreticulum aufweist, hingegen unsere vorgefundenen Individuen eine ziemlich deutliche radiale Faserung des Maschennetzes zeigen.

Genus *Platysaccus* (NAUMOVA) R. POT. & KLAUS 1954

(Abb. 33)

Genotypus: *Platysaccus papilionis* R. POT. & KLAUS 1954, Taf. 10, Fig. 12.

Diagnose: Siehe R. POT. & KLAUS 1954, S. 539.

Platysaccus papilionis R. POT. & KLAUS 1959

Taf. 7, Fig. 31

Vereinzelt finden sich in massierten Disaccites-Spektren des Grödner Sandsteines und Bellerophonschichten bisaccate Sporen ohne irgendeine auffällig gestaltete Laesur oder Furche am Zentralkörper und Sacci, welche viel größer als dieser \pm schmetterlingsförmig ausgebreitet sind. Das Saccusreticulum ist ziemlich kräftig und vorwiegend perfekt mit deutlichen Muri. Zentralkörperexoxine infrareticulat bzw. im Zentralteil plicat. Die vorgefundenen Formen fügen sich in die Variationsbreite der Art.

Größe: Länge 140 μ , Breite 85 μ , Zentralkörperbreite 55 μ .

Vorkommen: Vereinzelt in so gut wie allen vorliegenden Proben des Grödner Sandsteines und Bellerophonschichten.

Turma *Polyplicates* ERDTMAN 1952

Ovaloide Sporen mit vier bis vielen in Längsrichtung der Exine verlaufenden Rippen.

Genus *Vittatina* (LUBER) WILSON 1962

(Abb. 34, 35)

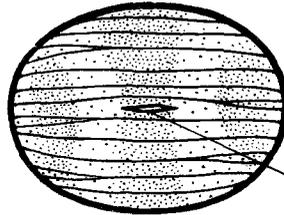
Genotypus: *Vittatina subsaccate* SAMOILOWITSCH 1953, S. 44, Taf. IX, Fig. 4 a.

Die Sporen sind auf Grund ihrer charakteristischen Bauart verhältnismäßig gut zu identifizieren. SAMOILOWITSCH 1953 bildet eine Reihe von Arten ab. WILSON 1962 gibt eindrucksvolle Farbphotographien aus permischem Material Amerikas und stellt, offenbar auf gutes Ausgangsmaterial gestützt, eine Gattungsdefinition.

VITTATINA

Merkmale:

GENUS



Dorsal: Längsstreifen

Ventral: Querdifferenzierungen

Kurzer Mittelschlitz

SPECIES		
<p><i>V. costabilis</i></p> <p>Taf. 20, Fig. 94, 95, 96</p>	<p>A large circular diagram of a <i>V. costabilis</i> egg. The dorsal side has 10-15 longitudinal stripes, and the ventral side has 3 transverse stripes. A small slit is present in the center.</p>	<p>10—15 Längsstreifen (dorsal)</p> <p>3 Querstreifen (ventral)</p> <p>Two small circular diagrams showing the dorsal and ventral views of a <i>V. costabilis</i> egg. The dorsal view shows longitudinal stripes, and the ventral view shows transverse stripes.</p> <p>dorsal ventral</p>
<p><i>V. ovalis</i></p> <p>Taf. 20, Fig. 97</p>	<p>A large oval diagram of a <i>V. ovalis</i> egg. The dorsal side has longitudinal stripes, and the ventral side is relatively smooth with some fine texture.</p>	<p>Two small oval diagrams showing the dorsal and ventral views of a <i>V. ovalis</i> egg. The dorsal view shows longitudinal stripes, and the ventral view is smooth.</p> <p>dorsal ventral</p>
<p><i>V. angulistriata</i></p> <p>Taf. 20, Fig. 98, 99</p>	<p>A large oval diagram of a <i>V. angulistriata</i> egg. The dorsal side has longitudinal stripes, and the ventral side has a distinct pattern of transverse differentiations. A small slit is present in the center.</p>	<p>Two small oval diagrams showing the dorsal and ventral views of a <i>V. angulistriata</i> egg. The dorsal view shows longitudinal stripes, and the ventral view shows transverse differentiations.</p> <p>dorsal ventral</p>

Abb. 34: Charakteristik der Gattungs- und Artmerkmale von *Vittatina*.

Der Formenkreis umfaßt Sporen etwa folgender Bauart:

In Polansicht Umriß oval, in Seitenansicht wohl flach linsenförmig. Intexine vorwiegend dünn und glatt mit Ausnahme eines proximalen kurzen scharfen geraden Schlitzes (nur an guterhaltenen Exemplaren sichtbar) wenig differenziert. Exoexine proximal durch schmale scharfe Furchen in zahlreiche Längsstreifen zerlegt, welche mehrfach auskeilen und ineinander verzahnt sein können. Diese Streifenbündel können sich an den Längspolen des Ovaloides enger scharen, zusammenlaufen, sich mehr oder weniger vereinigen. Die Konvergenz kann aber auch noch vor der Kontur des Kornes, also noch auf der Proximalseite, erfolgen; oder in anderen Fällen über dem Äquatorrand noch weniger gebündelt zur Distalseite umbiegen, um sich erst dort enger zu vereinigen.

Auch distal treten Exoexinendifferenzierungen verschiedener Art auf, welche einen etwa transversalen Verlauf aufweisen, also auf die Richtung der Proximalstreifung entweder \pm genau senkrecht oder etwas schiefwinkelig verlaufen.

Die distalen Transversalstreifen, in ihrer Anzahl meist geringer als die proximalen Longitudinalstreifen können entweder \pm breite unscharf begrenzte, mehr verlaufende Exoexinenbildungen oder Streifen mit deutlichen Rändern darstellen, welche in ihrem Mittelteil verdickt bzw. vorgewölbt erscheinen können. Es besteht zwischen Proximal- und Distalstreifung oft eine Verbindung, und zwar äquatorial, sub- oder auch supraäquatorial. Auch die distalen Exoexinenstreifen können schiefwinkelig zu ihren Rändern durch schmale Furchen weiter aufgespalten sein.

Die Ornamentation der Rippen kann sehr feinkörnig verflachend bis infragranulat, infrapunctat, verrucos oder reticulat erscheinen.

Die an der Distalseite mitunter an den Längsenden des Ovaloides vorhandenen Streifen, können an rudimentäre Sacci — flüchtig betrachtet — erinnern. WILSON 1962 beschränkt die Gattung auf Formen ohne Sacci.

SAMOLOWITSCH 1953 beschreibt mehrere Arten aus dem unteren und oberen Perm Rußlands. Im vorliegenden Material treten ganz vereinzelt Sporen der Gattung *Vittatina* auf, und zwar vorwiegend in recht guter Erhaltung, ohne nennenswerte Sekundärfaltung. Offenbar ist die Exine relativ steif. Fast immer liegt die Polansicht vor, wodurch man zur Ansicht neigen könnte, daß es sich um sehr flachlinsenförmige Gebilde handeln mag. Morphographisch scheint die Gattung wegen des eigentümlichen Verlaufes der Striae, speziell distal, eine zunächst verhältnismäßig isolierte Stellung einzunehmen.

Vittatina costabilis WILSON 1962

Taf. 20, Fig. 94, 95, 96

(Abb. 34 u. 35)

Holotypus: *Vittatina costabilis* WILSON 1962, Taf. III, Fig. 12, Präparat OPC 1-3-4.

Unteres Ober-Perm von Oklahoma.

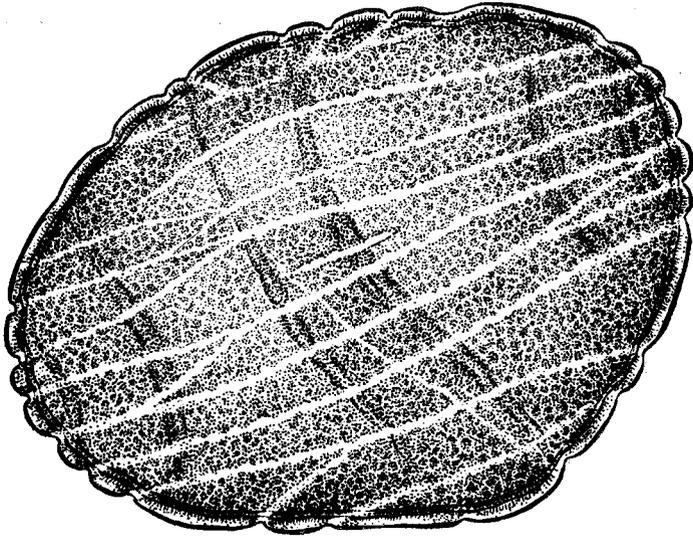


Abb. 35a: *Vittatina costabilis* WILSON. Streifenverlauf auf der Dorsalseite.

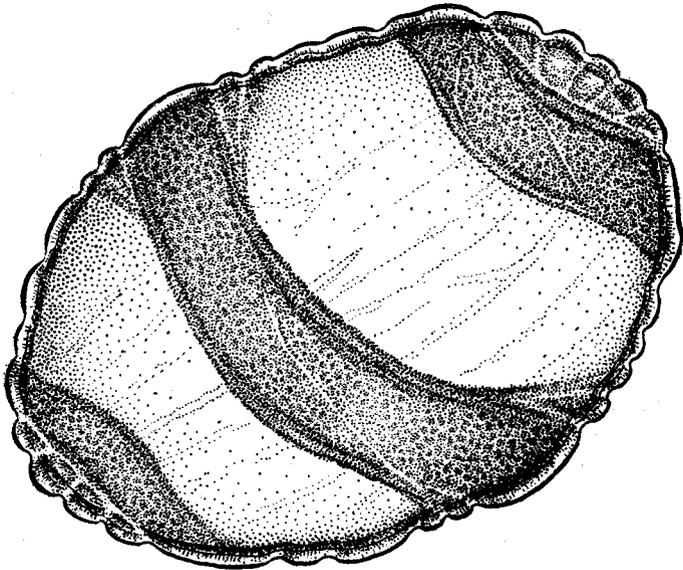


Abb. 35b: *Vittatina costabilis* WILSON. Streifenverlauf auf der Ventralseite.

Vorliegendes Material: Einzelkornpräparat Nr. 444, 445, 505.

Beschreibung: (Taf. 20, Fig. 94, 95, 96): Sporen von gedrungenem ovalem Umriß. Intexine meist dünn und glatt. Aufgelagerte Exoexine fein infragranulat, in besonderer Weise differenziert: Dorsal (proximal) in etwa 10—15 ungefähr 3—5 μ breite Längsstreifen zerlegt, welche durch schmale, scharfe Furchen getrennt sind. Die Streifen keilen oftmals aus und verzahnen sich in ihrer Längsfortsetzung miteinander. Andere wieder gehen ohne Unterteilung bis an die Ränder der Längspole. Etwa in Kornmitte findet sich in einem mittleren dorsalen Längsstreifen, ein kurzer (7—10 μ langer) schmaler Schlitz, welcher offenbar bis in die Intexine durchgreift.

Ventral (distal) verlaufen drei Streifen in Querrichtung. Und zwar ein etwa 8—10 μ breiter in der Mitte des Kornes und zwei weitere etwa parallel dazu mehr an den Längsenden des Ovaloides von etwa gleicher Breite oder auch etwas schmaler. Diese Querstreifen weisen oft deutliche Ränder auf, können im Mittelabschnitt emporgewölbt sein, oder auch seltener in sich schiefwinkelig zum Rand etwa einmal unterteilt sein (Taf. 20, Fig. 94 und Abb. 35 b). Wenn man unter Ölimmersion den Verlauf der beiden äußeren Streifen verfolgt, kann man beobachten, daß diese im Äquator nicht etwa aufhören, sondern nach oben auf die Proximalseite umbiegen und die Fortsetzung gewisser dorsaler Längsstreifen darstellen.

Der mittlere ventrale Querstreifen umgreift den Äquator nur ganz wenig, sein Band teilt sich aber fingerförmig kurz davor in äußere, weniger akzentuierte kurze Streifen, deren Stirnenden dann an einen dorsal ganz randlich verlaufenden Längsstreifen anstoßen.

Die dorsalen, mittleren Längsstreifen ziehen über den ganzen Kornrücken, enden aber nicht im Äquator, sondern biegen auf die Ventralseite, um mit ihren Stirnen am äußeren Rand der an den Längspolen befindlichen ventralen Querstreifen — sich kurz vorher eventuell noch verzweigend — zu endigen.

Die Infragranulation der Querstreifen ähnelt jener der Längsstreifen.

Die Exoexine kann in Sonderfällen stärker von der Intexine abgehoben sein (vgl. Taf. 20, Fig. 96).

Größe: Längsdurchmesser des oft fast kreisförmigen Ovaloides etwa 50—65 μ .

Vorkommen: In dunklen tonigen Einschaltungen im Grödner Sandstein, und zwar von den Fundpunkten Butterloch und Cuecenes. Immer sehr vereinzelt in den Spektren.

Vittatina ovalis n. sp.

Taf. 20, Fig. 97

(Abb. 34)

Holotypus: *Vittatina ovalis* n. sp., Taf. 20, Fig. 97, nach Einzelkornpräparat Nr. 502, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Diagnose: Umriß in Polansicht länglichoval. Intexine dünn, in der Kornkontur als dünnlamellige, dunkle Unterlagerung der infragranulaten Exoexine erkennbar. Letztgenannte ist dorsal (proximal) in etwa 10 bis 15 Längsstreifen, welche durch schmale Furchen getrennt sind, zerlegt. Die Streifen laufen seltener ungeteilt durch, vorwiegend bilden sie Keile, die ineinander verzahnen. An den Längsenden konvergieren die Streifen an Polen, die noch auf der Dorsalseite, also innerhalb der Äquatorkontur, liegen. An den äußersten Enden ist die Exoexine nicht durchfurcht. In Kornmitte findet man häufig einen kurzen (8—10 μ) schmalen Längsschlitz in der Exine.

Ventral (distal) ist ein nur sehr verschwommen umgrenzter, etwa 20 μ breiter Querstreifen ohne weitere deutliche Unterteilung erkennbar, dessen Endabschnitte beiderseits allmählich d. h. ohne Randbildung in die Äquatorkontur verlaufen.

Die Infragranulation der Exoexine ist deutlich, aber nicht grobkörnig.

Größe: Länge 75 μ , Breite 38 μ (Typus); Dimension wenig schwankend.

Locus typicus: Butterloch, Bletterbach-Klamm bei Kaltenbrunn (Fontana fredde). Unterste pflanzenführende Schicht. Tonlage im Grödner Sandstein.

Stratum typicum: Unteres Ober-Perm. Grödner Sandstein.

Vorkommen: Ganz vereinzelt eingestreut in den Spektren des Grödner Sandsteines von Butterloch und Cuccenes.

Unterschiede gegenüber formverwandten Arten: Besonders durch das Fehlen deutlich berandeter oder unterteilter Querdifferenzierungen von den übrigen Arten unterscheidbar.

Vittatina angulistriata n. sp.

Taf. 20, Fig. 98 u. 99

(Abb. 34)

Holotypus: *Vittatina angulistriata* n. sp., Taf. 20, Fig. 98 u. 99 nach Einzelkornpräparat Nr. 503, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Diagnose: Umriß in Polansicht länglich oval. Intexine relativ dünn. Exoexine dorsal (proximal) in etwa 8—12 Längsstreifen, welche durch schmale Furchen getrennt sind, zerlegt. Die Streifen verjüngen sich an den Längspolen des Ovaloides. Sie sind nur in seltenen Fällen ausgekeilt oder gegabelt, meist verlaufen sie ohne Unterbrechung. Sie konvergieren spindelförmig, um noch vor dem Äquator, sich enger zusammenschließend, zu endigen. In der Mitte des Kornes durchbricht ein kurzer, scharfer Schlitz, etwa 6—8 μ lang, in Längsrichtung verlaufend, die Exine auf der Dorsal-(Proximal-)Seite.

Ventral (distal) ist ein nur sehr verschwommen umgrenzter, etwa 20 μ breiter Querstreifen erkennbar, dessen Endabschnitte allmählich auf jeder Seite in die Äquatorkontur verlaufen.

Dieser Querstreifen ist über die ganze Breite in mehrere, durch enge zarte Furchen geteilte Parallelstreifen zerlegt, welche schräg zur Längsachse des Ovaloides verlaufen und mit dieser etwa einen Winkel von 30° bis 45° bilden.

Wo die distale Querverdickung allmählich verflacht, verliert sich auch die schiefe Streifenbildung.

Größe: Länge 72 μ , Breite 40 μ (Typus); Dimensionen nicht stark schwankend.

Locus typicus: Butterloch, Bletterbach-Klamm bei Kaltenbrunn (Fontana fredde). Unterste pflanzenführende Schicht. Tonlage im Grödner Sandstein.

Stratum typicum: Unteres Ober-Perm. Grödner Sandstein.

Vorkommen: Ganz vereinzelt eingestreut in den Spektren des Grödner Sandsteines von Butterloch und Cuecenes.

Bemerkungen: Bei Heben und Senken des Mikroskoptubus ist deutlich zu erkennen, daß es sich um Streifensysteme in zwei verschiedenen Ebenen handelt. In Taf. 20, Fig. 98 u. 99 wurde, um diese Verhältnisse zu veranschaulichen, bei zwei verschieden hohen Tubuseinstellungen photographiert.

Die Exoexine ist ziemlich grob infragranulat. Die Körnelung dringt bis zur Membranoberfläche durch und verleiht ihr einen feinwelligen Umriß.

Unterschiede gegenüber formverwandten Arten: Von *Vittatina ovalis* durch die schrägverlaufende Zerteilung des distalen breiten Querstreifens und die gröbere Infragranulation deutlich unterscheidbar. Die anderen Arten sind durch schärfer begrenzte Querstreifen, z.T. auch rundlichere Form unterscheidbar.

Genus *Ephedripites* BOLCHOVITINA 1953

Genotypus: *Ephedripites mediolobatus* BOLCHOVITINA 1953, Taf. 9, Abb. 15.

Diagnose: Siehe R. POTONIÉ 1958, S. 88 (oberer Absatz).

Ephedripites primus n. sp.

Taf. 20, Fig. 100 u. 101

Holotypus: *Ephedripites primus* n. sp., Taf. 20, Fig. 100, nach Einzelkornpräparat Nr. 504, Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien.

Diagnose: Umriss spindelförmig-oval. Längsenden weniger spitz, als flach endigend, aber oft über die Kontur vorgestreckt. An den beiden Längspolen konvergieren eine Anzahl von Rippen (etwa 10—15), welche das Korn durchlaufen. Es scheint bemerkenswert, daß diese sich während ihres Verlaufes oft einfach aufgabeln oder auskeilen, um unmittelbar nach der Trennung fortgesetzt zu werden. Oft werden sie auch von schief verlaufenden sehr schmalen Trennlinien aufgeteilt. Vollständig unzerteilte Rippen kaum festzustellen. Zwei \pm gerade und parallel verlaufende mittlere Längsrippen ziehen bis an die äußersten Pole durch, laufen dort aber nicht gespitzt zusammen. Die randlicheren Rippen setzen schon etwas früher aus.

In Längserstreckung ist in der Nähe der Mittelrippen ein sehr schmaler ($1\ \mu$), allseitig — also auch an den Längsenden — scharf begrenzter Riß zu beobachten. Länge etwa $20\ \mu$, d. h. ungefähr $\frac{2}{3}$ der Kornlänge. Intexine offenbar sehr dünn, nicht dunkler als der Gesamtton. Von Abhebungen kaum etwas angedeutet.

Größe: Länge $35\ \mu$, Breite $20\ \mu$ (Typus). Keine beträchtlichen Größenschwankungen.

Locus typicus: Butterloch, Bletterbach-Klamm bei Kaltenbrunn (Fontana fredde). Untere Tonlage im Grödner Sandstein.

Stratum typicum: Unteres Ober-Perm. Grödner Sandstein.

Vorkommen: Ganz vereinzelt in sehr sporenrreichen Proben des Grödner Sandsteines und Bellerophonschichten.

Unterschiede gegenüber formverwandten Arten: *Ephedripites corrugatus* WILSON 1962 ist nicht nur größer, sondern besitzt weniger, aber dafür offenbar breitere Rippen. Auch scheint der kürzere Mittelriß zu fehlen.

Durch den erwähnten Mittelriß und die unterbrochenen und gegabelten Rippen unterscheidet sich die vorliegende Art von jenen triadischen Formen, welche JANSONIUS 1961 unter den neuen Namen *Gnetaceapollenites steevesi* und *Gnetaceapollenites extensus* einführt.

Auf Grund der Ausführung WILSONS 1962 ist anzunehmen, daß die genannten Formen von JANSONIUS irrtümlich zu *Gnetaceapollenites* THIERGART gestellt worden sind. Angaben R. POTONIÉ'S S. 87 u. 88 über *Gnetaceapollenites* rechtfertigen die Auffassung WILSON'S, welcher sich auch Verfasser anschließt.

Die Gattung *Gnetaceapollenites* sei nach R. POTONIÉ 1958, S. 87 u. 88 für ephedroide Formen vorgesehen, welche eine Zickzacknaht in der Keimfurche aufweisen.

Nicht näher bestimmbare Formen

In einigen Präparaten kommen weniger guterhaltene Sporen vor, welche nicht bis zur Art oder Gattung bestimmbar erscheinen. Hievon sind wegen des gelegentlichen Auftretens bemerkenswert:

cf. *Sahnites* PANT 1955

cf. *Striatosaccites* JIZBA 1962.

VI. Anteile der Sporenarten im Spektrum

(Abb. 36, 37)

Entsprechend ihrer mengenmäßigen Verteilung, lassen sich in den Proben mit guter Sporenführung etwa drei Kategorien unterscheiden, nämlich:

- A Sporen mit höheren Prozentwerten (etwa über 10%),
- B Sporen mit geringeren Prozentwerten (etwa 1—10%),
- C Sporen, welche nur in wenigen Stücken im Spektrum eingestreut (unter 1%) sind und ihr Anteil in ganzen Prozentsätzen nicht ausdrückbar ist.

Zu stratigraphischen Vergleichen ist Gruppe A am ehesten zu verwerten.

Bei der Beurteilung stratigraphischer Auswertungen von Sporenarten ist zu berücksichtigen, daß die Zahlen nur sehr grobe, ungefähre Anhaltspunkte geben können. Es sind zu viele Faktoren, deren Größen vorwiegend unbekannt sind, welche die Statistik beeinflussen; angefangen von der Sporenstreuung und Menge zur Zeit der Einbettung, verschiedenes Verhalten der Sporen während der Fossilisation und zum Schluß noch die Aufbereitung und Präparatherstellung, wo sich noch Sporen verschiedener Empfindlichkeit gegen Agentien, verschiedenen Gewichtes und Größe aussondern können.

Die statistischen Ergebnisse der Sporenauszählung von Proben mit guter Sporenführung aus dem Grödner Sandstein und Bellerophonschichten sind in Tabelle I dargestellt.

Es wurden jene Arten aufgenommen, welche mit Werten von mindestens 1% im Spektrum anzutreffen sind. Der nur fallweise eingestreut vorkommende Restanteil ist im Kapitel V im Zusammenhang mit den Beschreibungen angegeben.

Sowohl im Grödner Sandstein als auch in den Bellerophonproben ist ein stärkeres Hervortreten einzelner Sporen bzw. Sporengruppen zu erkennen (z. B. *Lueckisporites*, *K. schaubergeri*). Die übrigen verlieren sich in etwa 1—8% und sind meist unsteten Auftretens, so daß ihre Auswertbarkeit für stratigraphische Vergleiche zunächst nicht klar zu erkennen ist. Eine Ausnahme in dieser Gruppe bildet *Falcisporites zapfei*, welche zwar nur mit Werten von 1 bis 7% auftritt, aber doch in keiner Probe fehlt.

Die Formen mit geringen Frequenzen wurden ferner auch festgehalten, weil man zurzeit nicht voraussehen kann, ob nicht die eine oder andere Form für spätere stratigraphische Arbeiten Bedeutung erlangen kann.

Um aus der Zahlentabelle ein klareres Bild über das Verhalten der häufigen Sporen zu gewinnen, wurden die Formen mit durchlaufend höheren Prozentwerten herausgehoben und in einem Übersichtsdiagramm Abb. 37 zusammengefaßt. Versuchsweise wurden dabei auch einzelne Gattungen mit geringeren Prozentsätzen zu einer Gruppe zusammengefaßt, welche morphographisch zueinander in gewisser Beziehung zu stehen scheinen.

Verfolgen wir nun auf Abb. 37 das Verhalten der einzelnen Gattungen und Gruppen im Grödner Sandstein und den überlagernden tieferen, gipsführenden Bellerophonschichten:

Sporen	Cueecenes			Runggaditsch				Butterloch					Bellero- phon- schich- ten		
	St./25/W	St./26/W	St./24/W	St./22	St./21	St./18	St./19	St./16/W	St./15/W	St./13/W	St./17/W	St./14/W	St./12/W	St./1	St./9
<i>Nuskoisporites dulhuntyi</i>	6							4	6			2		2	1
<i>Nuskoisporites klausii</i>	32	4	14	4		3	3	19	8	11	7	3	2	1	
<i>Trizoaesporites grandis</i>								1	1		1				
<i>Endosporites hexareticulatus</i>	1							2	1				2	4	2
<i>Illinites parvus</i>			3		1	1	1	3	3				1	2	1
<i>Illinites spectabilis</i>						3	2								
<i>Jugasporites schaubergerioides</i>	3	1				1	2	1		4	3		1		2
<i>Jugasporites perpicius</i>	1	4	1	10	10	8	5	1		4	3			3	10
<i>Jugasporites delasauei</i>		1	1			1	1	1							2
<i>Jugasporites paradelauei</i>		3	1	8									1		2
<i>Jugasporites lueckoides</i>		1				1	2								4
<i>Limitisporites rectus</i>														1	
<i>Limitisporites parvus</i>						3	2	4					1	2	1
<i>Limitisporites moersensis</i>													1	1	
<i>Limitisporites leschiki</i>	1	1	4	4									1		1
<i>Labisporites granulatus</i>		2	1					3		1			6	2	
<i>Scutasporites unicus</i>		1				2	1	2		1					
<i>Gigantosporites hallstattensis</i>	6	24	3	10	34	21	20	4	3		4	8	6	7	5
<i>Gardenasporites oberrauchi</i>					4										
<i>Gardenasporites heisseli</i>		3	2		7			4	4	1	2	3	3	2	
<i>Gardenasporites leonardii</i>						1						3		4	
<i>Lueckisporites microgranulatus</i>	28	12	22	16	17	8	10	37	27	40	40	33	24	34	38
<i>Lueckisporites virkkiae</i>	3		13	4		2	1	2	1		2		1	2	2
<i>Lueckisporites parvus</i>	1		3					1	1		4		1	1	1
<i>Taeniaesporites ortisei</i>	1		3		1			1		1	3	1	6	2	2
<i>Taeniaesporites labdacus</i>		10		2		3	3	5	4	11	2	8	10	2	2
<i>Taeniaesporites alatus</i>		8				2	2	1		7		1	1		
<i>Taeniaesporites samoilovichii</i> p.			1												1
<i>Strotersporites jansonii</i>	1					1	1						1	1	1
<i>Strotersporites wilsoni</i>			1						1		2	1			
<i>Striatites jacobii</i>				1	1	1				1	2	3		7	1
<i>Striatites minor</i>				1	1			1	1			1		2	
<i>Striatites marginalis</i>			1									1			
<i>Striatites angulistriatus</i>	1		1						1						
<i>Klausipollenites schaubergeri</i>	12	20	14	51	4	18	20	8	17	10	20	25	18	15	17
<i>Falcisporites zapfei</i>	3	7	3	2	4	4	3	1	3	1	2	7	5	4	2
<i>Paraesicaspora splendens</i>		5				1	1		12	1	2		4	1	1
<i>Platysaccus papilionis</i>		5				1	1								1
<i>Sahnites</i> sp.			2	1	2	3	2		3	1	2				
<i>Striatosaccites</i> sp.			1							1	1		1		
<i>Alisporites</i> sp.									3						
<i>Vittatina ovalis</i>										1			1		
<i>Vittatina angulistriata</i>										1			1		
<i>Ephedripites primus</i>						2				1			2	1	
<i>Converrucosisporites dejerseji</i> ...			1								1	1			

Abb. 36: Tabelle I — Prozentuelle Anteile der Sporenarten in den Proben der angegebenen Fundorte des oberen Perm der Südalpen.

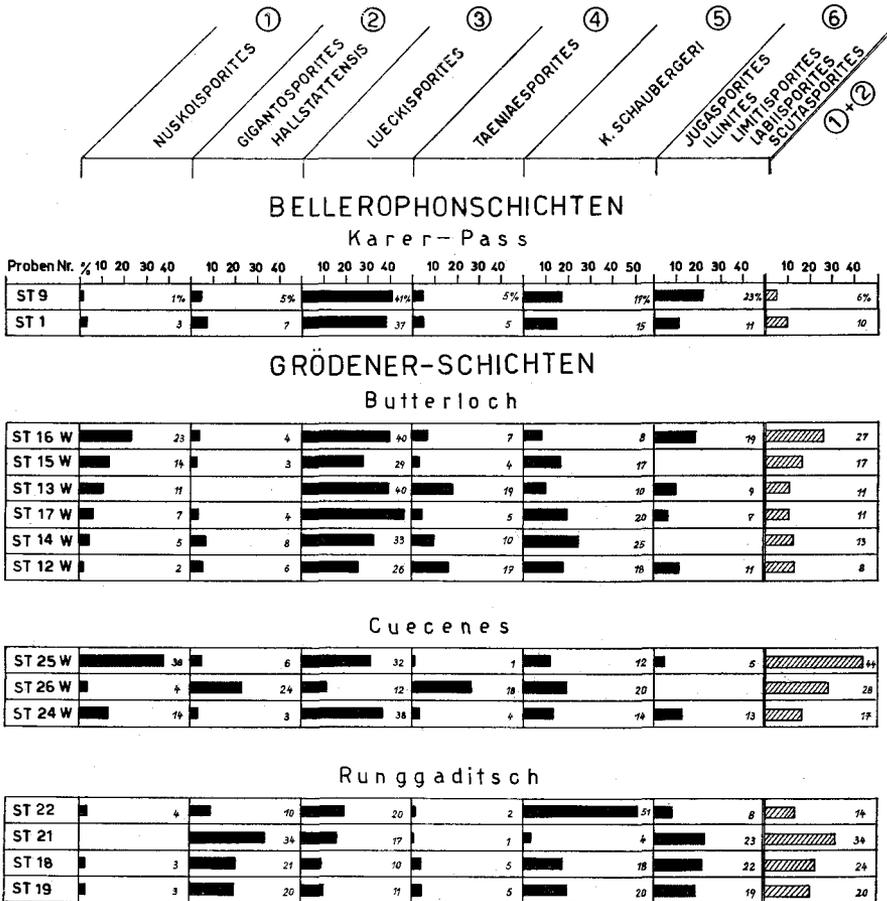


Abb. 37: Sporen mit höheren Prozentwerten in Gruppen zusammengefaßt.

1. Nuskoisporites

Zusammengefaßt sind hier die Arten *N. dulhuntyi* und *N. klausii*. Wie aus Tabelle I, Abb. 36 hervorgeht, überwiegt in den Grödner Schichten *N. klausii* bei weitem. In den Bellerophonschichten hingegen scheint sich das Verhältnis umzukehren, soweit man an der geringen Frequenz überhaupt eine Aussage machen kann.

In den Grödner Schichten tritt *Nuskoisporites* stellenweise überraschend häufig auf. So z. B. in den oberen Tonproben aus dem Butterloch; ebenso in einer höheren Probe von Cuccenes (bis 38%). Ob die Schwankungen rein lokaler Natur oder auch feinstratigraphisch bedingt sein können ist nicht mit Sicherheit zu ersehen. Im Butterloch sieht es so aus, als würde *Nuskoisporites* vom Liegenden zum Hangenden stetig zunehmen.

In Cuccenes ist nur im Hangenden ein hoher Wert vorhanden, die nächst-tiefere Probe führt dagegen nur sehr wenig *Nuskoisporites*.

Im Aufschluß Runggaditsch hingegen ist *Nuskoisporites* in allen vier Proben nur mit geringen Werten vertreten. Da das Sporenbild dieser Fundstelle auch in anderen Gruppen ein wenig abweicht, wäre es möglich, daß entweder ein anderes Niveau oder eine andere Fazies innerhalb des Grödner Sandsteines vorliegt.

Bellerophonschichten. *Nuskoisporites*, hauptsächlich durch *N. dulhuntyi* repräsentiert, ist hier nur in geringer Menge anzutreffen (1—2%). Vielleicht ist damit eine Unterscheidung gegenüber dem tieferen Ober-Perm möglich. Aber auch im Grödner Sandstein kann *Nuskoisporites* gelegentlich mit niederen Werten auftreten, wie die tiefste Probe aus Butterloch zeigt.

2. *Gigantosporites hallstattensis*

Grödner Schichten: Diese Sporenform, welche von den Untersuchungen des Hallstätter Salzberges bekannt ist, tritt besonders auffällig in Proben von Runggaditsch hervor. Der höchste Wert liegt über 30%. Auch in Cuccenes findet sich eine Probe mit viel *G. hallstattensis* während im Aufschluß Butterloch die Frequenz durchgehend unter 10% liegt.

Die tonigen Einschaltungen im Grödner Sandstein von Runggaditsch scheinen durch diese Sporenform charakterisierbar und weichen wie bei *Nuskoisporites* von den Butterloch- und z. T. auch Cuccenesproben ein wenig ab.

In diesem Zusammenhang sei erwähnt, daß die sogenannten „Werfener Schiefer“ der nördlichen Einlagerung im Hallstätter Salzberg in ebenso auffälliger Weise durch höhere Prozentsätze von *Gigantosporites hallstattensis* ausgezeichnet sind (vgl. KLAUS 1953, S. 170, Abb. 3, Rubrik V). Hiedurch deutet sich eine enge Beziehung zum Grödner Sandstein, „Typus Runggaditsch“ an.

Die Werte der Probe von Butterloch, z. T. auch Cuccenes, sind viel niedriger.

Daraus ist ersichtlich, daß im Grödner Sandstein die Werte dieser Form stark schwanken können, aber stellenweise doch beachtlich hoch sind.

Bellerophonschichten: In den Proben von Karerpaß als auch in der seinerzeit (1953, S. 167) untersuchten Probe von Val Anna ist *G. hallstattensis* wohl vorhanden, aber in wesentlich geringerer Menge (unter 10%).

Bei KLAUS 1953, S. 167 wurden diese Formen auch im Röt-Ton und Karnischen Halobien-schiefer eingezeichnet. Damals wurden alle sehr großen bisaccaten Formen unter *Pityosporites hallstattensis* zusammengefaßt.

Die laufenden morphographischen Studien haben jedoch ergeben, daß die Triasformen vom Typus „hallstattensis“ in einzelnen Merkmalen ab-

weichen, so daß eine Zusammenfassung mit den permischen Formen aus morphographischen und stratigraphischen Gründen nicht mehr nützlich erscheint. Die mit Signatur „W“ versehenen Triasformen bei KLAUS 1953, S. 167 sind nicht mit den „W“-Formen des Salzgebirges und „Werfener Schichten?“ gleichzusetzen.

Gruppe 1+2

Am rechten Rand des Diagrammes wurde versuchsweise die Summe von *Nuskoisporites* und *Gigantosporites* eingezeichnet. Beide Gattungen beinhalten sehr große Sporen, welche abwechselnd im Grödner Sandstein häufiger auftreten können.

Es ist beabsichtigt, damit zu zeigen, daß die Großformen zusammengekommen, im Grödner Sandstein meist häufiger auftreten als in den Bellerophonschichten. Eine Ausnahme bildet die tiefste Probe Butterloch, welche sehr den Bellerophonschichten ähnelt.

In letzteren Schichten scheint auch die Summe der Großformen kaum 10% zu erreichen.

3. Lueckisporites

Die Gattung ist im wesentlichen durch *L. microgranulatus* repräsentiert. Die kleine *L. parvus*-Form und die grobstrukturierte *L. virkkiae*-Form ist meist mit weniger als 10% am Spektrum beteiligt.

Die Gattung *Lueckisporites* bildet fast durchwegs die höchsten Prozentwerte im Spektrum, nur in Runggaditsch und in einer Probe von Cuecenes wird sie von *Gigantosporites hallstattensis* übertroffen.

Unterschiede zwischen Grödner- und Bellerophon-Niveau sind mit dieser Gattung kaum zu ermitteln, wenn man von denjenigen Proben des Grödner Sandstein absieht, welche viel *G. hallstattensis* führen. Darin sinken die *Lueckisporites*-Werte bis auf etwa 10–20% ab.

4. Taeniaesporites

Diese Gattung wurde getrennt von *Lueckisporites* in der Tabelle angeführt, da sie sich stratigraphisch anders verhält.

Während *Lueckisporites* nach dem gegenwärtigen Stand der Kenntnis offenbar auf das Perm beschränkt ist, geht *Taeniaesporites* über die Perm-Trias-Grenze hinaus und ist auch noch in der oberen Trias deutlich vorhanden.

Sowohl im Grödner Sandstein als auch in den Bellerophonschichten meist nur in verhältnismäßig geringer Menge anzutreffen (unter 20%).

5. Klausipollenites schaubergeri

Diese gut identifizierbare Sporenform ist in den meisten Proben relativ häufig enthalten und auch vorwiegend gut konserviert.

Im Grödner Sandstein sind Schwankungen der Prozentsätze manchmal beträchtlich. So kommen in einer Probe in Runggaditsch 51%, in der darunter liegenden Probe des gleichen Fundortes nur 4% vor. Im allgemeinen liegen die Werte etwa um 20%.

In den Bellerophonschichten treten konstante Werte um 20% auf.

6. Summe der Gattungen *Jugasporites*, *Illinites*, *Limitisporites*, *Labiisporites*, *Scutasporites*

Die Zahlenwerte dieser Sporengattungen wurden als Summe dargestellt, da morphographische Beziehungen als möglich erachtet werden.

Die Werte schwanken, bleiben jedoch unter 25%.

In den Proben des Grödner Sandsteines, welche viel *Gigantosporites hallstattensis* enthalten, scheint diese Gruppe auch etwas stärker vertreten zu sein.

Unterschiede im zahlenmäßigen Verhalten zwischen Grödner Sandstein und Bellerophonschichten sind kaum abzuleiten.

Wenn wir das Sporendiagramm zusammenfassend überblicken, entsteht der Eindruck, daß zwischen der Mikroflora des Grödner Sandsteines und der Bellerophonschichten enge Beziehungen bestehen. Das Bild der Bellerophonschichten ist in einzelnen Proben des Grödner Sandsteines ebenfalls auffindbar (z. B. St./12/W).

Verschiedene Proben des Grödner Sandsteines führen allerdings höhere Prozentsätze an Großformen wie *Nuskoisporites* oder *Gigantosporites*.

Ob dies in stratigraphischen oder faziellen Unterschieden zu begründen ist, läßt sich zur Zeit nicht erkennen.

VII. Vergleich mit außeralpinen Sporenfloren des oberen Perm

(Vgl. Abb. 38)

Aus den in der Literatur mitgeteilten Sporenfloren des Perm seien diejenigen des deutschen Zechstein (KLAUS 1955, GREBE 1957) und des ungarischen Balatonhochlandes (sog. permische Rotsandsteine) (STUHL 1961) zu einem näheren Vergleich herangezogen.

Wenn wir die Einteilung in die angeführten Sporengruppen 1—6 des Diagramms Abb. 37 aus den Bellerophonschichten und Grödner Sandsteinen beibehalten und der gleichen Gruppierung des Zechstein und ungarischen Perm gegenüberstellen, so läßt sich bereits eine weitgehende Übereinstimmung feststellen.

Betrachten wir zunächst qualitativ das Vorhandensein der Sporengruppen überhaupt.

In den Südalpen sind in den Grödner Schichten die gleichen Sporengruppen (1—6) zu finden wie in den Bellerophonschichten. Im deutschen Zechstein sind fünf der sechs Sporengruppen vorhanden. Lediglich die Gruppe *Gigantosporites hallstattensis* scheint zu fehlen.

Dasselbe Bild scheint sich ferner im ungarischen Ober-Perm wiederzufinden. Auch dort sind alle Gruppen mit Ausnahme von *G. hallstattensis* bekanntgemacht worden (STUHL 1961).

Analysieren wir die Ablagerungen quantitativ, so ergeben sich ebenso weitgehende Parallelen. *Nuskoisporites* (1) ist im Bellerophon-Niveau der Südalpen mit geringen Werten vorhanden. Aus den sorgfältigen Diagrammen GREBE's 1957 geht hervor, daß auch im Zechstein *Nuskoisporites* nur in geringer Zahl auftritt, vielleicht noch seltener als in den Bellerophonschichten. Allerdings auch mit zwei Spezies. In Ungarn findet sich *Nuskoisporites* etwa mit den gleichen Werten wie in den Bellerophonschichten.

Nur im Grödner Sandstein kommen gelegentlich höhere Prozentsätze vor, was vielleicht in seiner stratigraphisch etwas tieferen Position bedingt sein könnte.

Gigantosporites (2) tritt im Grödner Sandstein gelegentlich häufig, in den Bellerophonschichten etwas seltener auf. Es scheint dies offenbar eine Spore alpiner Fazies zu sein, da im Zechstein Deutschlands und Perm Ungarns über derartige Funde bisher nichts bekannt wurde.

Lueckisporites (3) tritt im Grödner und Bellerophon-Niveau in ähnlichen Prozentsätzen auf wie im deutschen Zechstein und ungarischen Perm. Man sollte die Prozentangaben zwar nicht überwerten, aber im Zechstein und Bellerophonschichten scheint *Lueckisporites* etwas häufiger aufzutreten als in einzelnen Proben des Grödner Sandsteines und vielleicht auch im ungarischen Perm.

Taeniaesporites (4) tritt im Zechstein ebenso selten auf wie in den Südalpen.

Klausipollenites schaubegeri (5) scheint in gleicher Weise wie im südalpinen Ober-Perm ein recht konstantes Element der Mikroflora zu sein. Auch die Prozentsätze im ungarischen Perm sind ähnlich.

Auch die Mengenverhältnisse der Gruppe 6 lassen sich mit den außer-alpinen Ablagerungen recht gut parallelisieren.

Zusammenfassend läßt sich demnach beobachten, daß die Mikroflora des südalpinen Ober-Perm sowohl im deutschen Zechstein als auch im ungarischen Perm eine verhältnismäßig gute Entsprechung findet. Die floristischen Faziesunterschiede des alpinen oberen Perm gegenüber dem kontinentalen Ober-Perm scheinen geringer zu sein, als man erwarten möchte. Im wesentlichen dürfte wohl nur *Gigantosporites hallstattensis* eine alpine Komponente darstellen.

Die Flora des Zechstein entspricht eher den Bellerophonschichten als den Grödner Schichten. Wenn das häufigere Auftreten von *Nuskoisporites* und *Gigantosporites* nicht eine besondere fazielle Ausbildung des Grödner Sandsteines darstellt, so könnten gerade diese Formen vielleicht als die stratigraphisch älteren angesehen werden. Es ist zweifellos von Interesse, daß die Lebachien-Funde LEONARDI's 1948 (vgl. S. 235) aus Schichten stammen, in welchen nun *Nuskoisporites klausii* in größerer Häufigkeit gefunden wurden. 1953, S. 166, hat KLAUS auf eine mögliche Verwandtschaft hingewiesen.

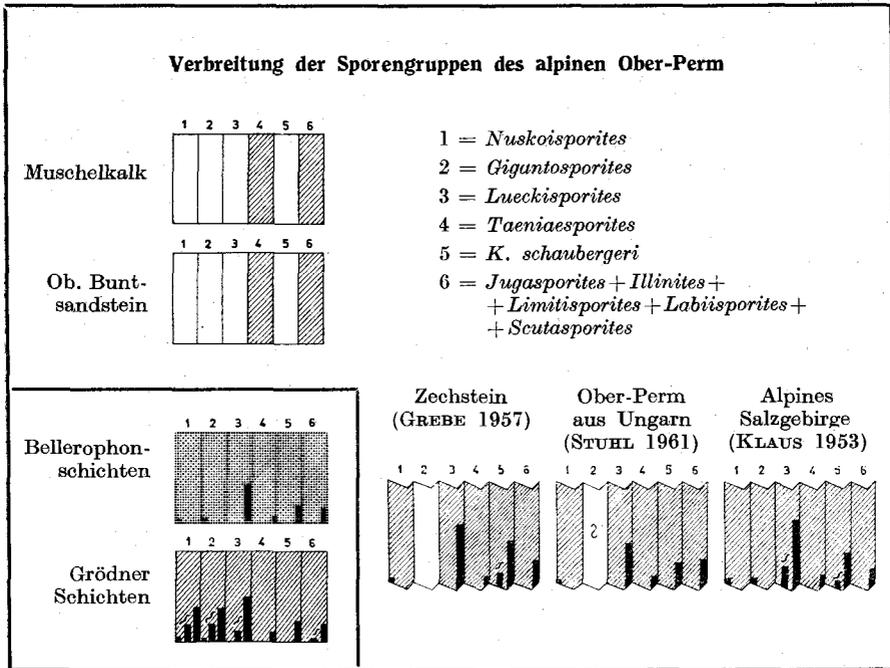


Abb. 38.

VIII. Vergleich mit dem alpinen Salzgebirge

(Vgl. Abb. 38)

Wenn man in gleicher Weise den Sporengehalt der nordalpinen Salzlagertstätten (vgl. KLAUS 1953 u. 1955) in die genannten sechs Gruppen aufteilt und mit dem südalpinen Ober-Perm vergleicht, ergibt sich in allen Gruppen sowohl qualitativ als auch quantitativ eine gewisse Übereinstimmung. In Abb. 38 wird ein Durchschnittsspektrum des Salzgebirges zur Darstellung gebracht, welches recht gut mit den Sporengruppen der unteren, gipsführenden Bellerophonschichten übereinstimmt. Im Salzgebirge, besonders in den schwarzen Salztonen des Rotsalzes, treten jedoch gelegentlich auch etwas höhere Werte von *Gigantosporites* und *Nuskoisporites* auf, welche sich den Werten des Grödner Sandsteines wohl etwas nähern. Die sogenannten „Werfener Schiefer“-Einlagerung im Hallstätter Salzberg führt bis zu 40% *Gigantosporites* und erinnert damit sehr an die dunklen Tonschichten im Grödner Sandstein von Runggaditsch.

Wie man aus der tabellarischen Zusammenstellung erkennen kann, steht der Sporengehalt des alpinen Haselgebirges auch in engster Beziehung zum deutschen Zechstein und ungarischen Ober-Perm.

IX. Ausblick auf Vergleiche mit der unteren Trias

Man wird natürlich die Frage aufwerfen, in welcher Weise sich die Entwicklung der vorliegenden oberpermischen Sporengruppen über die Perm-Trias-Grenze hinweg stratigraphisch noch höher hinauf verfolgen läßt. Aus dem Keuper der Neuen Welt von Basel (LESCHIK 1955) und der Karnischen Stufe der alpinen Trias (KLAUS 1960) liegen eingehendere Untersuchungen vor, welchen zu entnehmen ist, daß die permischen *Lueckisporites*-Arten in der Trias offenbar vollkommen fehlen, hingegen die Gattung *Taeniaesporites* noch deutlich vorhanden ist. Über tiefere triadische Schichten scheinen noch kaum veröffentlichte Angaben zu eingehenderen Vergleichen vorzuliegen. Vorliegende Ausführungen stützen sich auf vorläufige Untersuchungsergebnisse an Einzelproben aus dem fossilbelegten oberen Buntsandstein ¹⁾ und auf Muschelkalkproben, welche mir anlässlich der alpinen Salzuntersuchungen zu Vergleichszwecken zur Verfügung standen ²⁾.

Aus der Darstellung in Abb. 38 ist zu ersehen, daß die Sporengruppen 1 (*Nuskosporites*), 2 (*Gigantospores*), 3 (*Lueckisporites*-permische Arten), 5 (*K. schaubegeri*) offenbar im oberen Buntsandstein nicht mehr anzutreffen sind. Hingegen sind *Taeniaesporites* (4) und einzelne Gattungen der Formengruppe (6) noch deutlich vertreten.

Die Ansicht LESCHIKS 1959, S. 69, daß *Lueckisporites* auf das Paläozoikum beschränkt sei, wird von vorliegenden Beobachtungen bestätigt. Lediglich *Lueckisporites junior*, eine Art, welche im Perm fehlt, kommt gelegentlich im Karn vor.

Die Sporenflora des Muschelkalkes, welche mit jener des oberen Buntsandsteines viel Gemeinsamkeit aufweist, führt ebenso nur die Sporengruppe 4 (*Taeniaesporites*) und 6 weiter.

Diese vorläufige Gegenüberstellung der Mikroflora von Ober-Perm und Unter- bis Mittel-Trias scheint anzudeuten, daß *Nuskosporites*, *Gigantospores*, *Lueckisporites* und *Klausipollenites schaubegeri* typisch permische Elemente darstellen, welche in der oberen Unter-Trias bereits erloschen sind.

Bei den sogenannten „Werfener Schichten“ der nördlichen Einlagerung im Hallstätter Salzberg, welche bei KLAUS 1953 und 1955 als Vergleich zum Salzgebirge behandelt wurden, könnte es sich um Äquivalente des Grödner Sandsteines (vgl. Spektrum Runggaditsch, Abb. 37) handeln. Die großen geflügelten Sporen des Röttones und der Halbienschiefer (KLAUS 1953) gehören nach dem heutigen Stand der Sporendiagnostik nicht *Gigantospores hallstattensis* an.

¹⁾ Herrn Dipl.-Geol. H. ULLRICH, Bergakademie Freiburg, möchte ich an dieser Stelle für die freundliche Überlassung von Vergleichsproben meinen herzlichen Dank aussprechen.

²⁾ Für die bereitwillige Zusendung sporenführender Vergleichsproben bin ich Herrn Oberberggrat Dipl.-Ing. O. SCHAUBERGER, Leiter der Forschungsstelle der Generaldirektion der Österreichischen Salinen, zu besonderem Dank verpflichtet.

X. Zusammenfassung

Aus dem südalpinen oberen Perm (Dolomiten) werden Sporenfloren der fossilbelegten Bellerophonschichten und tonigen Einschaltungen des oberen Grödner Sandsteines bearbeitet. Auf der Basis von Einzelkornpräparaten werden 55 Formarten beschrieben und mikrophotographisch zur Darstellung gebracht. Die Mikroflora besteht hauptsächlich aus geflügelten Sporen, unter welchen diejenigen mit zwei Luftsäcken am häufigsten vertreten sind. Vereinzelt treten Formen der Gattungen *Vittatina*, *Ephedripites* und *Convruccosporites* auf. Die Form-Gattungen *Scutasporites*, *Gigantosporites*, *Gardenasporites*, *Paravesicaspora* werden eingeführt und einzelne Gattungen wie *Nuskosporites*, *Trizonaesporites*, *Jugasporites*, *Limitisporites*, *Lueckisporites*, *Taeniaesporites*, *Strotersporites*, *Striatites* revidiert.

Aus dem Vergleich der Vergesellschaftung ergibt sich, daß die Mikroflora der Bellerophonschichten und des oberen Grödner Sandsteines enge Beziehungen aufweisen. Stellenweise tritt *Nuskosporites* und *Gigantosporites* im Grödner Sandstein häufiger auf. Weitgehende Ähnlichkeit in der Sporenführung besteht zwischen Bellerophonschichten, deutschem Kupferschiefer und Zechstein, dem ungarischen Ober-Perm des Balatonhochlandes und dem alpinen Salzgebirge. Zum nordamerikanischen Ober-Perm sind (Flowerpot-Formation WILSON 1962) durch die Gattungen *Lueckisporites* Beziehungen gegeben. Ein vorläufiger Vergleich mit dem Oberen Buntsandstein und Muschelkalk ergibt, daß die permischen Sporenformen *Lueckisporites*, *Nuskosporites*, *Gigantosporites* und *Klausipollenites schaubergeri* darin fehlen.

Summary

Upper Permian microfloras from the Dolomiten region in the Southern Alps (Bellerophon-beds and Grödner sandstone) are described on the basis of single grain preparations and photomicrograms. The majority of 55 treated form species consists of saccate grains. The bisaccate types are predominating. A few grains of the genera *Vittatina*, *Ephedripites* and *Convruccosporites* do occur. Some new formgenera as *Scutasporites*, *Gigantosporites*, *Gardenasporites*, *Paravesicaspora* are suggested and the genera *Nuskosporites*, *Trizonaesporites*, *Jugasporites*, *Limitisporites*, *Lueckisporites*, *Taeniaesporites*, *Strotersporites* and *Striatites* have received additional description.

Spore assemblages of the upper Permian marin Bellerophon beds and the underlying upper part of the red Grödner sandstone reveal a close resemblance. As a minor difference could be considered the more frequent occurrence of *Nuskosporites* and *Gigantosporites* in some samples of the Grödner sandstone.

The upper Permian microflora, which appears to be very similar with the Bellerophon (and Grödner in part) flora, is that of the German Zechstein, the Hungarian Balatonhighland permian and the northalpine saltformation. Even as far as to the Flowerpotformation of North America (WILSON 1962) reaches the abundant occurrence of the genus *Lueckisporites*. A preliminary study of triassic samples (Upper Buntsandstein and Muschelkalk) indicates the absence of the obviously permian elements *Lueckisporites*, *Nuskoisporites*, *Gigantosporites* and *Klausipollenites schaubergeri*.

XI. Index der Gattungen und Arten

	Seite
<i>alatus</i> *) — <i>Taeniaesporites</i>	312
<i>aletoides</i> *) — <i>Gigantosporites</i>	293
<i>angulistriatus</i> *) — <i>Striatites</i>	324
<i>angulistriata</i> *) — <i>Vittatina</i>	342
<i>bentzi</i> *) — <i>Illinites</i>	274
<i>Converrucosporites dejerseyi</i>	249
<i>Converrucosporites eggeri</i>	254
<i>costabilis</i> — <i>Vittatina</i>	339
<i>dejerseyi</i> *) — <i>Converrucosporites</i>	249
<i>delasaucei</i> — <i>Jugasporites</i>	276
<i>dulhuntyi</i> — <i>Nuskoisporites</i>	263
<i>eggeri</i> *) — <i>Converrucosporites</i>	254
<i>Endosporites hexareticulatus</i>	266
<i>Ephedripites primus</i>	343
<i>Falcisporites zapfei</i>	332
<i>gamsi</i> *) — <i>Illinites</i>	273
<i>Gardenasporites heisseli</i>	296
<i>Gardenasporites leonardii</i>	297
<i>Gardenasporites moroderi</i>	297
<i>Gardenasporites oberrauchi</i>	298
<i>Gigantosporites aletoides</i>	293
<i>Gigantosporites hallstattensis</i>	293
<i>Gigantosporites illinoides</i>	294
<i>globosus</i> *) — <i>Lueckisporites</i>	304
<i>grandis</i> — <i>Trizonaesporites</i>	266
<i>granulatus</i> — <i>Perisaccus</i>	269
<i>granulatus</i> — <i>Labiisporites</i>	288
<i>hallstattensis</i> *) — <i>Gigantosporites</i>	293
<i>heisseli</i> *) — <i>Gardenasporites</i>	296

*) n. sp.

	Seite
<i>hexareticulatus</i> *) — <i>Endosporites</i>	266
<i>Illinites bentzi</i>	274
<i>Illinites gamsi</i>	273
<i>Illinites parvus</i>	271
<i>Illinites pemphicus</i>	273
<i>illinoides</i> *) — <i>Gigantosporites</i>	294
<i>jacobii</i> — <i>Strictites</i>	322
<i>jansonii</i> *) — <i>Strotersporites</i>	317
<i>Jugasporites delasaucei</i>	376
<i>Jugasporites lueckoides</i>	280
<i>Jugasporites paradelasaucei</i>	279
<i>Jugasporites perspicuus</i>	278
<i>Jugasporites schaubergeroides</i>	279
<i>klausii</i> — <i>Nuskosporites</i>	264
<i>Klausipollenites schaubergeri</i>	334
<i>labdacus</i> *) — <i>Taeniaesporites</i>	311
<i>Labiisporites granulatus</i>	288
<i>leonardii</i> *) — <i>Gardenasporites</i>	297
<i>leschiki</i> *) — <i>Limitisporites</i>	285
<i>Limitisporites leschiki</i>	285
<i>Limitisporites moersensis</i>	283
<i>Limitisporites parvus</i>	286
<i>Limitisporites rectus</i>	282
<i>Lueckisporites globosus</i>	304
<i>Lueckisporites microgranulatus</i>	303
<i>Lueckisporites parvus</i>	304
<i>Lueckisporites virkkine</i>	302
<i>lueckoides</i> *) — <i>Jugasporites</i>	280
<i>marginalis</i> *) — <i>Striatites</i>	323
<i>microgranulatus</i> *) — <i>Lueckisporites</i>	303
<i>minor</i> *) — <i>Striatites</i>	324
<i>moersensis</i> — <i>Limitisporites</i>	283
<i>moroderi</i> *) — <i>Gardenasporites</i>	297
<i>Nuskosporites dulhuntji</i>	263
<i>Nuskosporites klausii</i>	264
<i>oberrauchi</i> *) — <i>Gardenasporites</i>	298
<i>ortisei</i> *) — <i>Taeniaesporites</i>	310
<i>ovalis</i> *) — <i>Vittatina</i>	341
<i>papilionis</i> — <i>Platysaccus</i>	337
<i>paradelasaucei</i> *) — <i>Jugasporites</i>	279
<i>Paravesicaspora splendens</i>	330
<i>parvus</i> *) — <i>Illinites</i>	271
<i>parvus</i> *) — <i>Limitisporites</i>	286
<i>parvus</i> *) — <i>Lueckisporites</i>	304
<i>pemphicus</i> *) — <i>Illinites</i>	273
<i>Perisaccus granulatus</i>	269

*) n. sp.

	Seite
<i>perspicuus</i> — <i>Jugasporites</i>	278
<i>Platysaccus papilionis</i>	337
<i>primus</i> *) — <i>Ephedripites</i>	343
<i>rectus</i> — <i>Limitisporites</i>	282
<i>richteri</i> — <i>Strotersporites</i>	316
<i>samoilovichii pantii</i> — <i>Taeniaesporites</i>	312
<i>schaubergeri</i> — <i>Klausipollenites</i>	334
<i>schaubergeroides</i> *) — <i>Jugasporites</i>	279
<i>schemeli</i> *) — <i>Vesicaspora</i>	336
<i>Scutasporites unicus</i>	290
<i>sewardi</i> — <i>Striatites</i>	325
<i>splendens</i> — <i>Paravesicaspora</i>	330
<i>Striatites angulistriatus</i>	324
<i>Striatites jacobii</i>	322
<i>Striatites marginalis</i>	323
<i>Striatites minor</i>	324
<i>Striatites sewardi</i>	325
<i>Strotersporites jansonii</i>	317
<i>Strotersporites richteri</i>	316
<i>Strotersporites wilsoni</i>	318
<i>Taeniaesporites alatus</i>	312
<i>Taeniaesporites labdacus</i>	311
<i>Taeniaesporites ortisei</i>	310
<i>Taeniaesporites samoilovichii pantii</i>	312
<i>Trizonaesporites grandis</i>	266
<i>unicus</i> *) — <i>Scutasporites</i>	290
<i>Vesicaspora schemeli</i>	336
<i>virkkiae</i> — <i>Lueckisporites</i>	302
<i>Vittatina angulistriata</i>	342
<i>Vittatina costabilis</i>	339
<i>Vittatina ovalis</i>	341
<i>wilsoni</i> *) — <i>Strotersporites</i>	318
<i>zapfei</i> — <i>Falcisporites</i>	332

XII. Literatur

ALPERN, A.: Contribution à l'Etude Palynologique et Pétrographique des Charbons Français. — Diss. Universität Paris, Faculté des Sciences, Paris 1959.

BALME, B. E. & HENNELY, J. P. F.: Bisaccate sporomorphes from Australian Permian coals. — Aust. I. Bot. 3 (1) 1955.

BALME, B. E. & HENNELY, J. P. F.: Monolete, monocolpate and alete sporomorphs from Australian Permian sediments. — Aust. J. Bot., 4 (1), 1956 a.

*) n. sp.

- BALME, B. E. & HENNELLY, J. P. F.: Trilete sporomorphs from Australian Permian sediments. — *Aust. J. Bot.*, 4 (3), 1956 b.
- BALME, B. E.: Spores and pollen grains from the Mesozoic of Western Australia. — *C. S. I. R. O. Phys. Chem. Surv. Nat. Coal. Res., Tech. Comm.* 25, 1957.
- BALME, B. E.: Some palynological evidence bearing on the development of the *Glossopteris-Flora*. — *Evol. Liv. Organismus* p. 259—280, Melbourne 1959.
- BEUG, H. J.: Pollendimorphismus bei Ephedra. — *Die Naturwissenschaften* 43, Berlin 1956.
- BHARDWAJ, D. Ch.: The Palynological Investigations of the Saar Coals. — *Palaeontographica B*, 101, Stuttgart 1957.
- BOLCHOWITINA, N. A.: Charakteristik der Sporen und Pollen der Kreideablagerungen der zentralen Gebiete der UdSSR. — *Akad. d. Wiss. d. UdSSR., Geol. Serie* 61, Moskau 1953.
- BROWN, C. A.: Palynological techniques. — *Libr. cf. Congress* Nr. 60—14297, Louisiana, Baton Rouge 1960.
- COOKSON, J. C.: Plant Microfossils from the Lignites of Kerguelen Archipelago. — *B. A. N. Z. Antarctic Research Expedition 1929—1931, Rep. Ser. A.* 2, Adelaide 1947.
- DAUGHERTY, K. H.: The Upper Triassic flora of Arizona. — *Carnegie Inst. Washington, Pub.* 526, Washington 1941.
- DE JERSEY, N. J.: Microspore Types in some Queensland Permian Coals. — *Univ. Queensland pap., Depart. Geol.* 3, (New S.) Nr. 5, Brisbane 1946.
- DE JERSEY, N. J.: Principal microspore types in the Ipswich coals. — *Univ. Queensland, Press. Brisbane, Dep. Geol.*, 3, Nr. 9, Brisbane 1949.
- DE JERSEY, N. J.: Triassic spores and pollen grains from the Ipswich coalfield. — *Geol. Surv. Queensland, Publ. Nr.* 307, Brisbane 1962.
- ERDTMAN, G.: Suggestion for the classification of fossil and recent pollen grains and spores. — *Sv. Bot. Tidekr.* 41, H. 1, Uppsala 1947.
- ERDTMAN, G.: Pollen Morphology and Plant Taxonomy. — *Angiosperms*. Stockholm 1952.
- ERDTMAN, G.: Pollen and Spore Morphology/Plant Taxonomy. *Gymnospermae, Pteridophyto, Bryophyta*. — Stockholm 1957.
- ERDTMAN, G. & STRAKA, H.: Cormophyte spore classification. — *Geol. Fören. Förhandl.* 83, H. 1, Stockholm 1961.
- GIANNOTTI, G.: La serie permo-carbonifera delle Alpi centro-orientali. — *Studie Ricerche Divisione Geomineraria*, 1, parte I, Roma 1958.
- GREBE, H.: Zur Mikroflora des niederrheinischen Zechsteins. — *Geol. Jb.*, 73, Hannover 1957.
- GÜMBEL, W.: Vorläufige Mitteilung über das Vorkommen der Flora von Fünfkirchen im sog. Grödener Sandstein Südtirols (Ullmannsandstein). — *Verh. k. k. Geol. Reichsanst.*, Nr. 1, Wien 1877.
- HART, G. F.: Microfloral Investigation of the Lower Coal Measures (K 2); Ketewaker-Mehuchuma Coalfield, Tanganyika. — *Geol. Surv. Tanganyika Bull.* 30, Dar es Salaam 1960.
- HEISSEL, W. & LADURNER, J.: Geologie des Gebietes von Villnös-Gröden—Schlern—Rosengarten (Geol. Karte 1:25.000). — *Jb. Geol. B. A.* LXXXVI, Wien 1936.
- HERITSCH, F.: Die Stratigraphie von Oberkarbon und Perm in den Karnischen Alpen. — *Mitt. d. geol. Ges.* vol. XXVI, S. 162, Wien 1937.
- JANSONIUS, J.: Palynology of Permian and Triassic sediments, Peace River area, Western Canada. — *Palaeontographica B*, 110, Stuttgart 1962.

JIZBA, K. M.: Late Paleozoic bisaccate pollen from the United States midcontinent area. — *Journ. of Pal.*, 36, (5), 1962.

KAHLER, F.: Verbreitung und Lebensdauer der Fusuliniden der Gattungen *Pseudoschwagerina* und *Paraschwagerina* und deren Bedeutung für die Grenze Karbon/Perm. — „*Senckenbergiana*“ 21, 3/4, Frankfurt 1939.

KLAUS, W.: Zur Einzelpräparation fossiler Sporomorphen. — *Mikroskopie*, 8, H. 1/2, Wien 1953.

KLAUS, W.: Mikrosporenstratigraphie der ostalpinen Salzberge. — *Verh. Geol. B. A.*, H. 3, Wien 1953.

KLAUS, W.: Über die Sporendiagnose des deutschen Zechsteinsalzes und des alpinen Salzgebirges. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, 105, 4. Teil, Jg. 1953, Hannover 1955.

KLAUS, W.: Sporen der Karnischen Stufe der ostalpinen Trias. — *Jb. Geol. B. A. Sonderbd.* 5, Wien 1960.

KLEBELSBERG, R. v.: *Geologischer Führer durch die Südtiroler Dolomiten.* — Gebr. Borntraeger Verl. Berlin 1928.

KLEBELSBERG, R. v.: *Geologie von Tirol.* — Gebr. Borntraeger Verl. Berlin 1935.

KOSANKE, R. M.: Pennsylvanian spores of Illinois and their use in correlation. — *State Geol. Surv., Bull.* 74, Urbana, Ill., 1950.

LEONARDI, P.: Sul permiano dei dintorni di Cavalese in Val di Fiemme. — *Atti Acc. Sc. Veneto-Trentino-Istria*; vol. XIX, serie III, Padova 1929.

LEONARDI, P.: Una nova faunetta permiana in Val di Fiemme nel Trentino. — *Studi Trentini di Sc. Nat.* vol. II, Trento 1930.

LEONARDI, P.: Contributi alla conoscenza della flora delle arenarie di Val Gardena (Permiano medio inf.) dell'Alto Adige: la nuova flora di Redagno e una felce di Egna. — *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova*, XVI, Padova 1948.

LEONARDI, P.: Orme di tetrapodi nelle arenarie die Val Gardena (Permiano medio-inferiore) dell'Alto Adige sud-orientale. — *Mem. Ist. Geol. e Mineral., Univ. Padova* XVII, Padova 1951.

LEONARDI, P.: Breve sintesi geologica della Dolomiti Occidentali. — *Boll. Soc. Geol. It.*, vol. LXXIV, 1955.

LESCHIK, G.: Die Keuperflora von Neuwelt bei Basel, II. Iso- und Mikrosporen. — *Schweiz. Paläont. Abh.*, 72, Basel 1955.

LESCHIK, G.: Sporen aus dem Salzton des Zechsteins von Neuhoof (bei Fulda). — *Palaeontographica*, 100 B, Stuttgart 1956.

LESCHIK, G.: Sporen aus den „Karru-Sandsteinen“ von Narronau (Südwest-Afrika). — *Senck. leth.* 40, Nr. 1/2, Frankfurt 1959.

LORIGA, C.: Foraminiferi del Permiano superiore delle Dolomiti. — *Boll. Soc. Paleont. Ital.* 1, n. 1, Modena 1960.

MALJAWKINA, W. S.: Bestimmungsschlüssel der Sporen und Pollen von Jura und Kreide. — *Arb. Erdölgeol. Inst. WNIIGRI*, Vol. 33, Leningrad-Moskau 1949.

MANUM, S.: On the Genus *Pityosporites* SEWARD 1914, *Nytt Magazin for Botanikk*, vol. 8, Oslo 1960.

MAUCHER, A. u. PICHLER, H.: Führer zur Pflanzstreckung (1959) der geologischen Vereinigung e. V. nach Südtirol zum Studium des permischen Vulkanismus. — *Inst. f. allgem. u. angew. Geologie u. Mineralogie der Universität München* 1959.

MUTSCHLECHNER, G.: Cephalopodenfauna im Grödnert Sandstein. — *Verh. Geol. B. A.*, 12, Wien 1933.

NAUMOVA, S. N.: Spores and Pollen of the coals of the USSR. — XVII. *Int. Geol. Congr., Abstr. Papers, USSR, 1937*, Chief Editorial office of the mining-geology and Geological-Prospecting literature, S. 60—61. Moskau u. Leningrad 1959.

NAUMOVA, S. N.: Complexes sporo-pollinique du Dévonien supérieur de la plateforme russe et leur valeur stratigraphique. — Trav. Inst. Sci. Géol. 143, sér. géol. (No. 60) USSR. 1953.

OGLIVIE GORDON, M.: Das Grödener-, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. — Abh. Geol. B. A. XXIV, H. 1, Wien 1927.

PANT, D. D.: On two new disaccate spores from the Bacchus-Marsh Tillite, Victoria (Australia). — Ann. Mag. of Natur. Hist., 8, ser. 12, London 1955.

PERWANGER, L.: Geologisch Beachtenswertes auf der Hochfläche von Radein. — „Der Schlern“, 1946, S. 362—370.

PICHLER, H.: Neue Ergebnisse zur Gliederung der unterpermischen Eruptivfolge der Bozener Porphyry-Platte. — Geol. Rundschau, 48, S. 112—131, Stuttgart 1959.

POTONIÉ, R. & KLAUS, W.: Einige Sporengattungen des alpinen Salzgebirges. — Geol. Jb., 68, Hannover 1954.

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

POTONIÉ, R. & KREMP, G.: Die Sporae dispersae des Ruhrkarbons, Teil I—III. — I. Palaeontogr., 98 B, S. 1—136, Stuttgart 1955, II. Palaeontogr., 99 B, S. 85—191, Stuttgart 1956, III. Palaeontogr., 100 B, S. 65—121, Stuttgart 1956.

POTONIÉ, R. & SCHWEITZER, H.-J.: Der Pollen von *Ullmannia frumentaria*. — Paläont. 2. 34, Stuttgart 1960.

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

POTONIÉ, R.: Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae II. Teil. — Beih. Geol. Jb. 31, Hannover 1958.

POTONIÉ, R.: Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae III. Teil. — Beih. Geol. Jb. 39, Hannover 1960.

RICHTHOFEN, Fr. v.: Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nord-Tirol. — Jb. k. k. Geol. Reichsanst. Wien 1859.

SAMOLOWITSCH, S. R.: Pollen und Sporen der permischen Ablagerungen von Tscherdin und Aktjubinsk im Vorural. — Arb. d. Erdölgeologischen Institutes SSSR, Trudi wip 75, WNIGRI. Leningrad u. Moskau 1953.

SCHAUBERGER, O.: Die stratigraphische Aufgliederung im alpinen Salzgebirge. — Berg- u. Hüttenmänn. Mh. 94, H. 3, Wien 1949.

SCHEMEL, M. P.: Small Spores of the Mystic Coal of Iowa. — Am. Midland Nat. 46, Notre Dame, Indiana 1951.

SCHOPF, J. M., WILSON, L. R. & BENTALL, R.: An annotated synopsis of paleozoic fossil spores and the definition of generic groups. — Illinois Geol. Surv. Rept. Inv. 91, Urbana, Illinois 1944.

SEDOWA, M. A.: Material für Paläontologie, VSEGEI, n. s. vol. 12, Moskau 1956.

SEWARD, A. C.: Antarctic fossil plants. — Nat. Hist. Report British Ant. Exp. 1910, Geol. 1, London 1914.

SORITSCHewa, A. J. & SEDOWA, M. A.: Sporen- und Pollenkomplexe der oberpermischen Ablagerungen einiger nördlicher Gebiete des europäischen Teils der SSSR. — Arb. d. geol. Forschungsinstitutes VSEGEI, Moskau 1954.

STUHL, A.: A Balatonfelvidék Perm időszaki Üledekeiben végzett spóravizsgálatok eredményei. — Magyar. Földt. Tars. Folg. XCI, 4. F., S. 405, Budapest 1961.

TOWNBOW, J. A.: On some disaccate pollen grains of Permian to Middle Jurassic age. — Grana Palynologica, Vol. III, Nr. 2, Stockholm 1962.

VARDABASSO, S.: Carta Geologica del territorio erratico di Predazzo e Monzoni nelle Dolomiti di Fiemme e Fassa. — Padova 1930.

VIRKKI, CHINNA: On the occurrence of winged spores in the Lower Gondwana rocks of India and Australia. — Proc. Indian Acad. Sci., B, vol. VI, no. 6, Bangalore City 1937.

VIRKKI, CHINNA: Spores from the Lower Gondwanas of India and Australia. — Proc. Nat. Acad. Sci., India, 15, Bangalore City 1946.

WILSON, L. R. & COE, E. A.: Description of some unassigned plant microfossils from the Des Moines series of Iowa. — Am. Midland Naturalist 23, No. 1, Notre Dame, Ind. 1940.

WILSON, L. R.: Permian Plant Microfossils from the Flowerpot formation. — Oklahoma Geol. Surv. Circular 49, Norman 1962.

ZAUER, V. V.: On late Permian Floras from Solikamsk. — Paleontolog. Journal, No. 4, S. 114—124, 1960.

Tafelerklärungen

Die Vergrößerung der Sporen beträgt, wenn nicht anders angegeben, $750\times$. Bei der Darstellung struktureller Differenzierungen wurde $1500\times$ vergrößert (Immersion).

Die Originalphotos stammen von Negativen, welche mit dem großen Forschungsmikroskop „REICHERT-ZETOPAN“ hergestellt wurden.

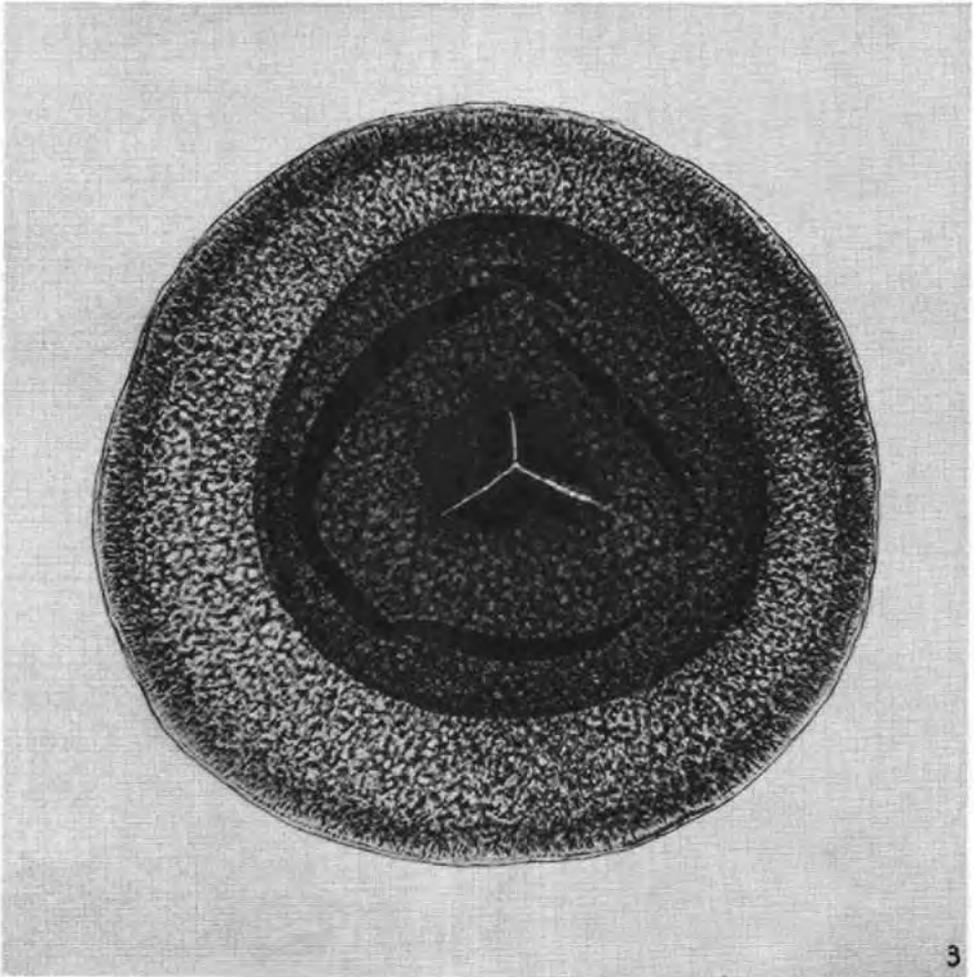
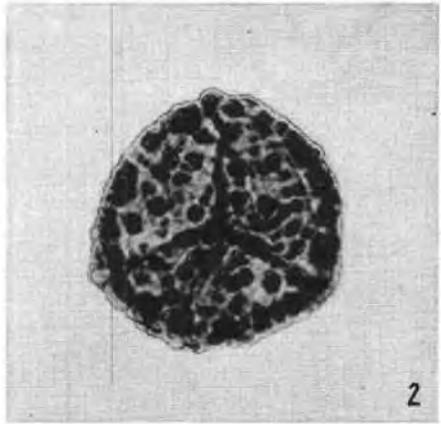
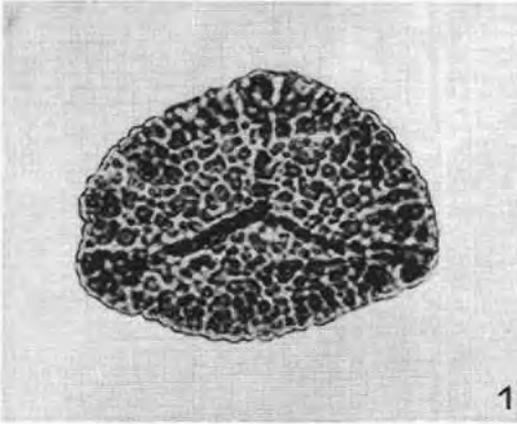
Präparatnummern sind bei den Sporenbeschreibungen im Text angeführt.

Tafel 1

750 ×

Converrucosisporites, Nuskoisporites

	Seite
Fig. 1: <i>Converrucosisporites dejerseyi</i>	249
Fig. 2: <i>Converrucosisporites eggeri</i>	254
Fig. 3: <i>Nuskoisporites klausi</i>	264

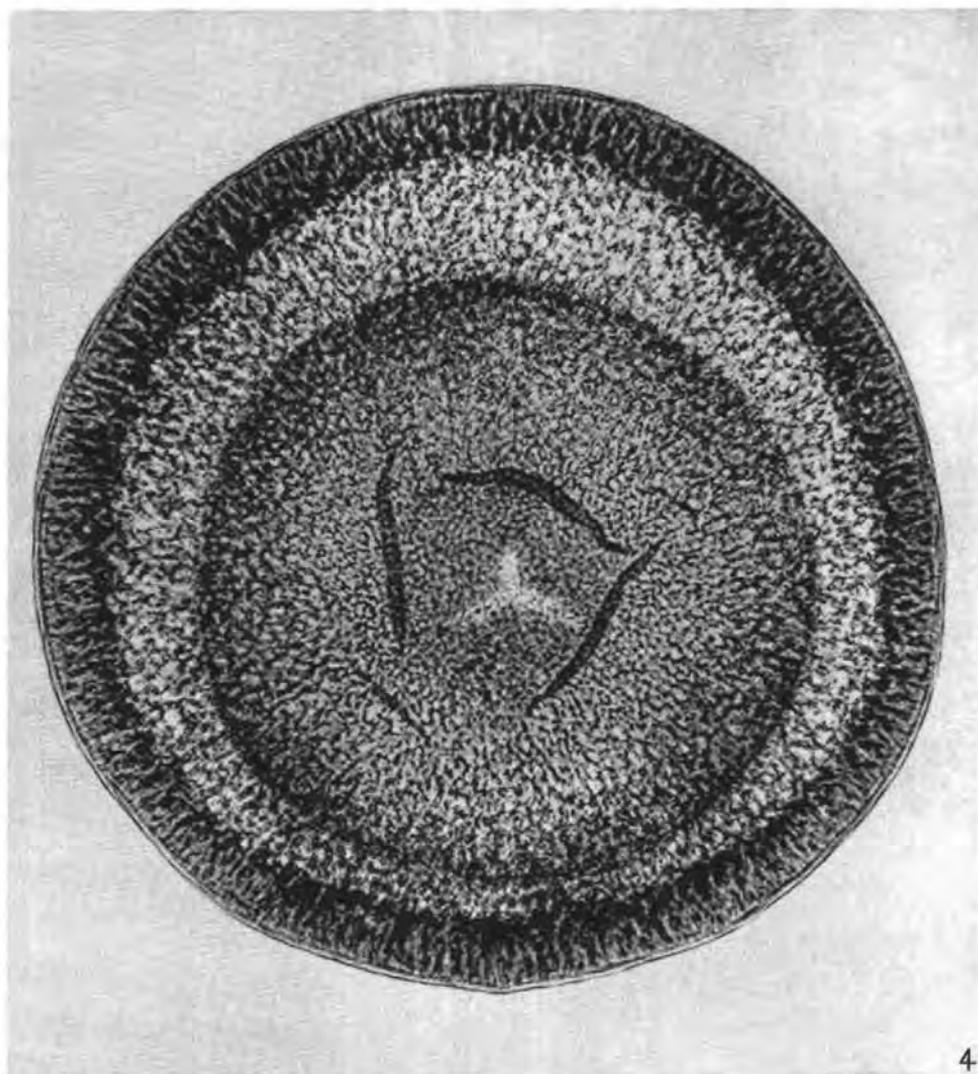


Tafel 2

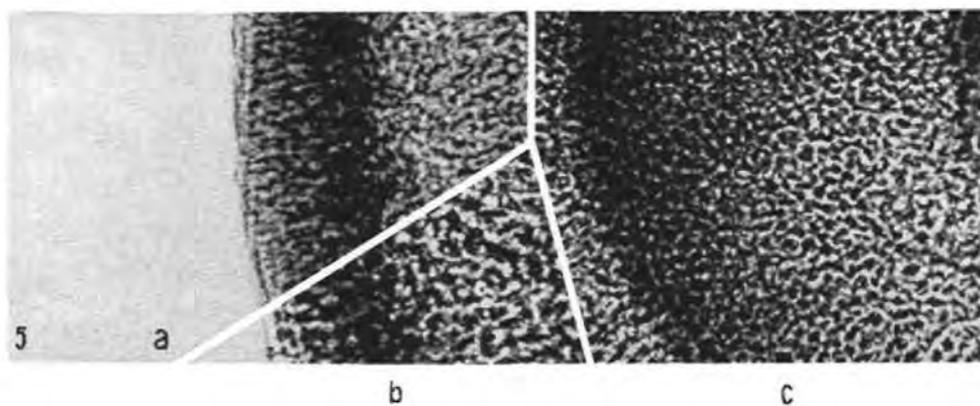
750 ×

Nuskoisporites

	Seite
Fig. 4: <i>Nuskoisporites dulhanty</i>	263
Fig. 5: Detailaufnahme der gleichen Spore 1500 ×	256
Fig. 5 a: Einstellung auf Saccusrand.....	256
Fig. 5 b: Einstellung auf Oberfläche des Saccusreticulum	256
Fig. 5 c: Exoexinenreticulation am Zentralkörper	256



4



5

a

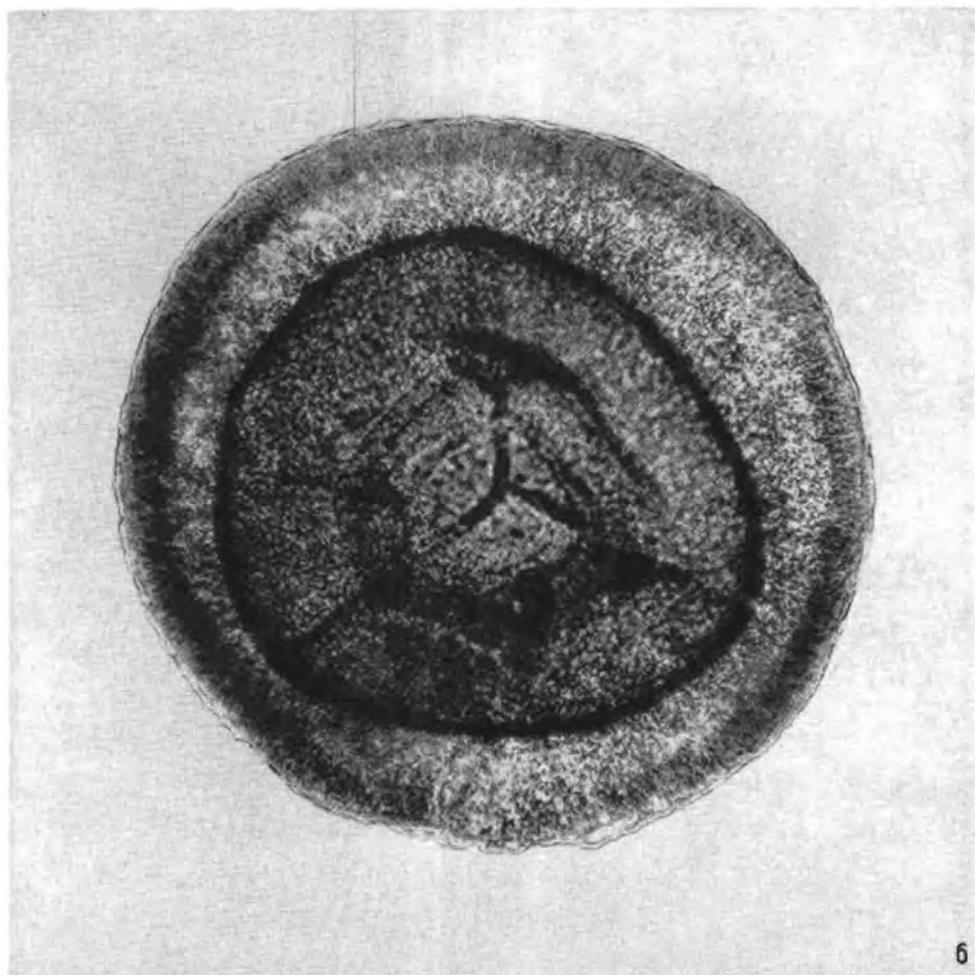
b

c

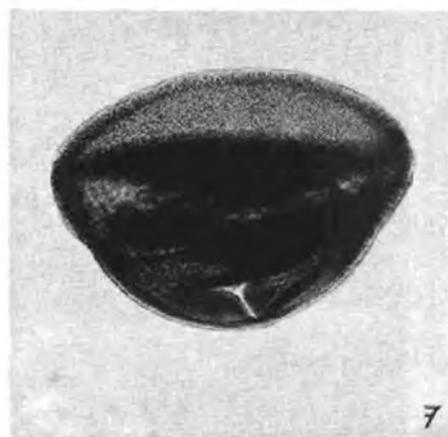
Tafel 3

Trizonaesporites, Nuskoisporites

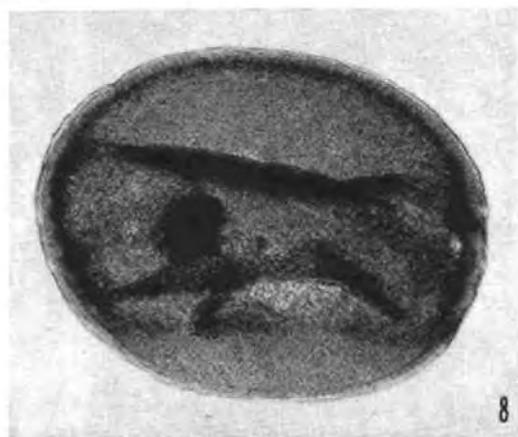
	Seite
Fig. 6: <i>Trizonaesporites grandis</i> (wegen Raummangel nur 500× vergrößert)	266
Fig. 7: <i>Nuskoisporites</i> , Seitenlage, 350×	259
Fig. 8: <i>Nuskoisporites</i> , Seitenlage, 350×	259



6



7



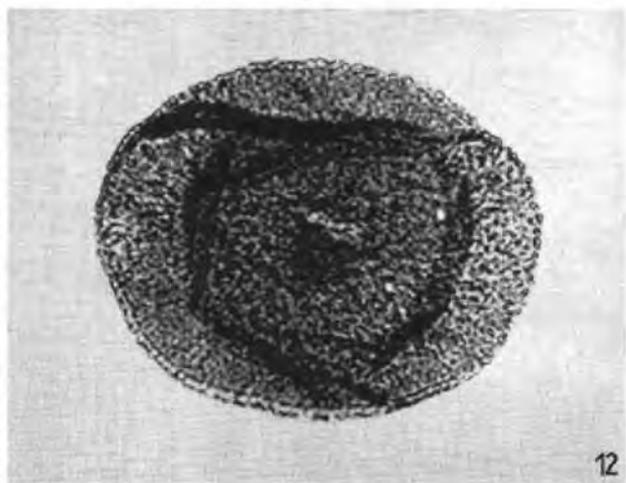
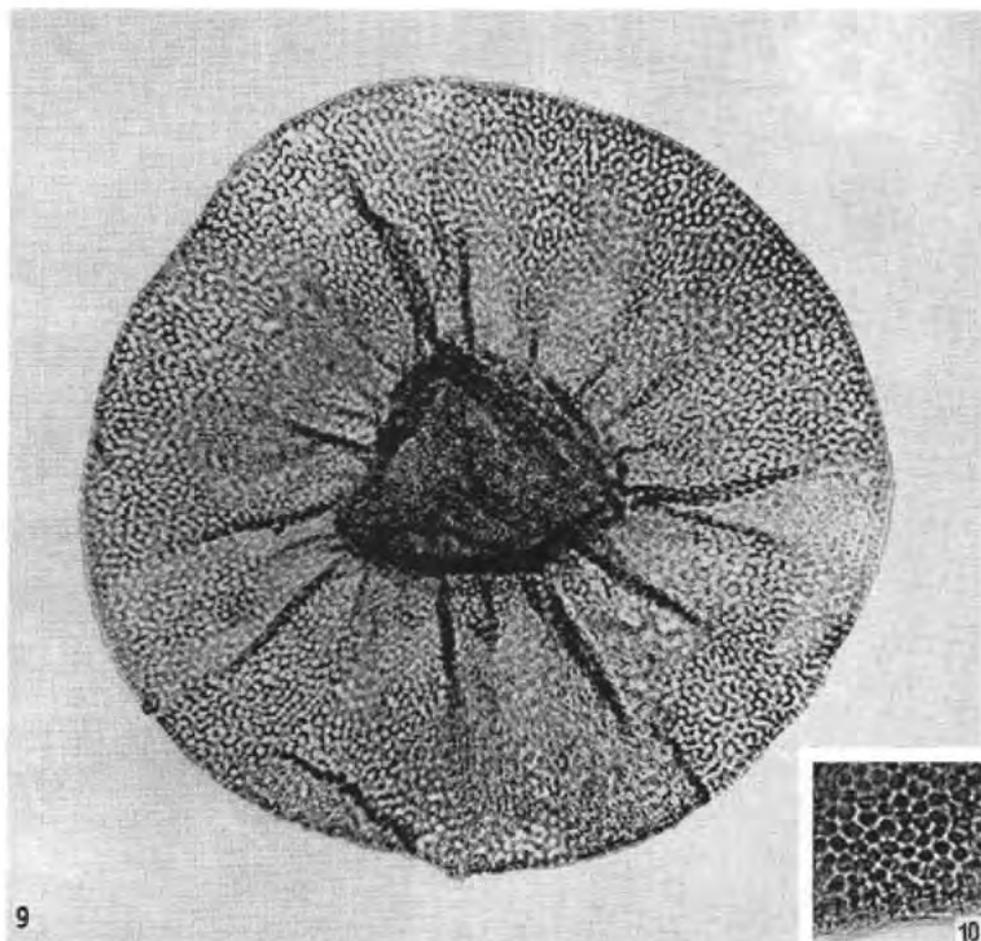
8

Tafel 4

750 ×

Endosporites, Perisaccus

	Seite
Fig. 9: <i>Endosporites hexareticulatus</i>	266
Fig. 10: Saccusreticulum von <i>Endosporites hexareticulatus</i> 1500 ×	267
Fig. 11: <i>Endosporites hexareticulatus</i> , Einstellung auf Y-Marke des Zentralkörpers..	267
Fig. 12: <i>Perisaccus granulatus</i> , Variante mit gröberer Granulation und undeutlicher Y-Marke	269

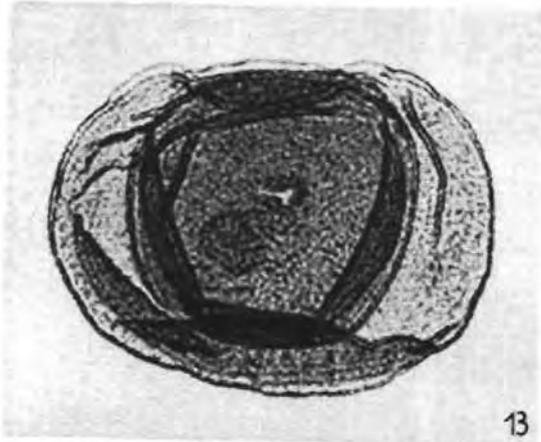


Tafel 5

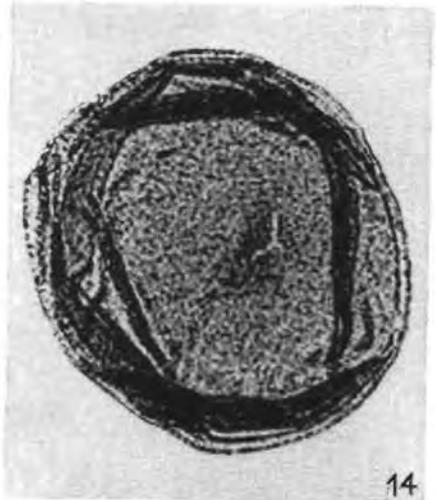
750 ×

Perisaccus, Illinites

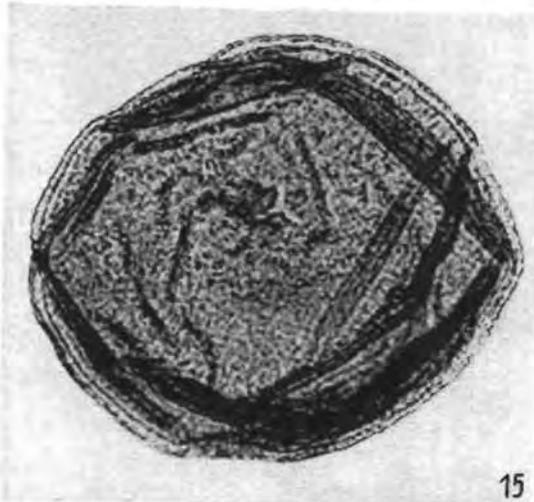
	Seite
Fig. 13: <i>Perisaccus</i> sp., Variante mit breiterem Saccussaum	268
Fig. 14: <i>Perisaccus</i> sp., Variante mit schmalem Saccussaum	268
Fig. 15: <i>Perisaccus</i> sp., Variante mit schmalem Saccussaum	268
Fig. 16: <i>Illinites gamsi</i>	272, 273
Fig. 17: <i>Illinites pemphicus</i>	272, 273
Fig. 18: <i>Illinites parvus</i>	271, 272



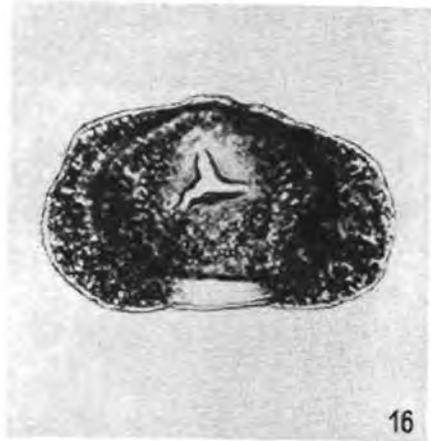
13



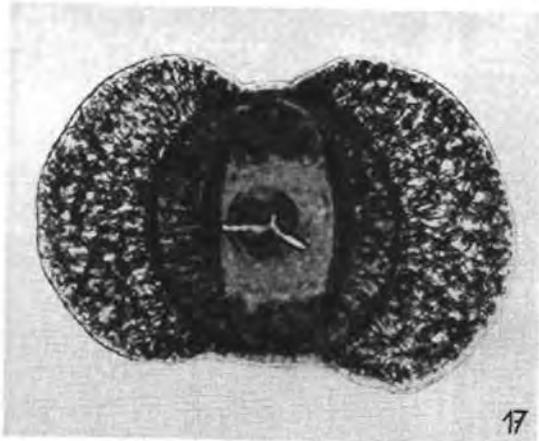
14



15



16



17



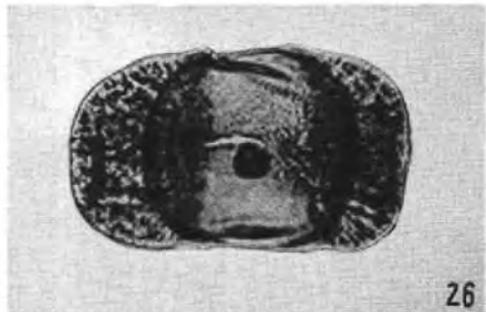
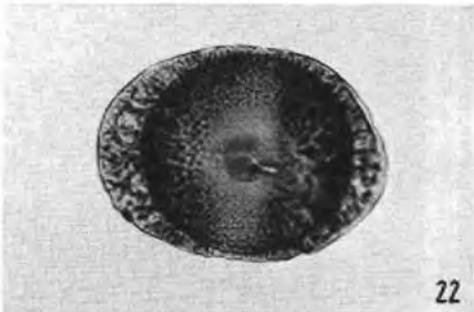
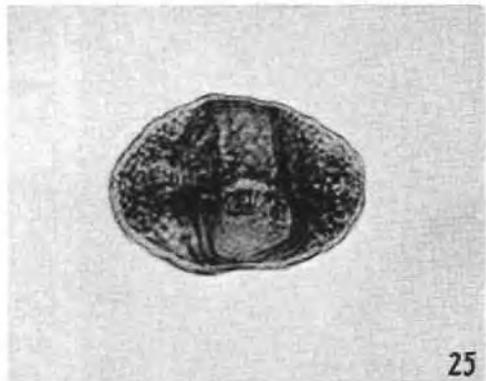
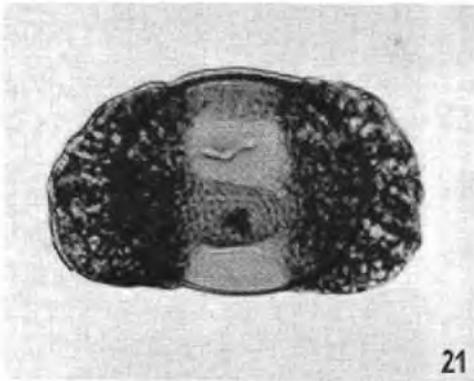
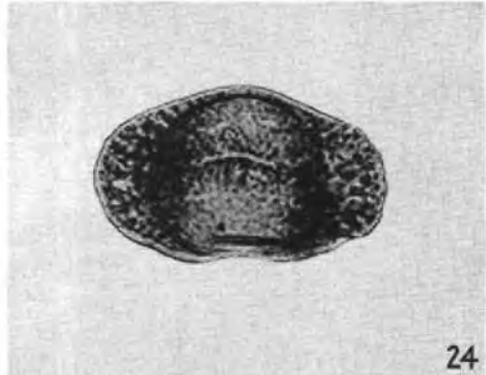
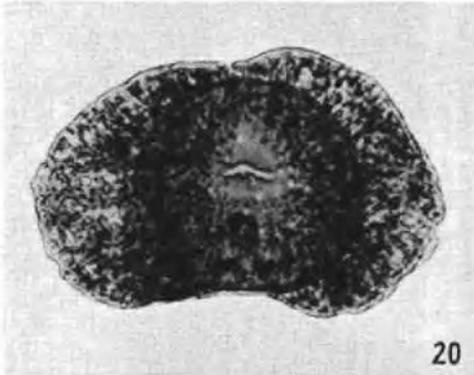
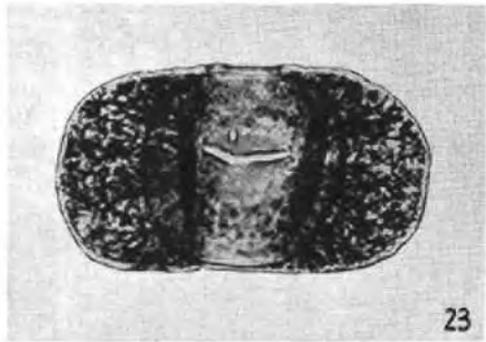
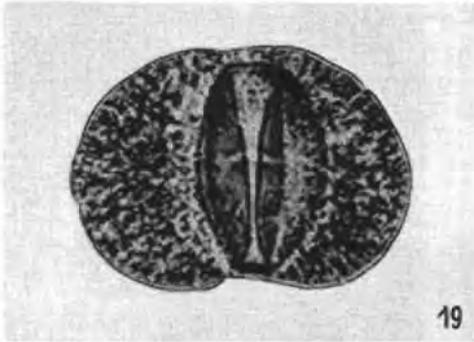
18

Tafel 6

750×

Jugasporites, Limitisporites

	Seite
Fig. 19: <i>Jugasporites delasaucei</i>	276
Fig. 20: <i>Jugasporites perspicuus</i>	278
Fig. 21: <i>Jugasporites lueckoides</i>	280
Fig. 22: <i>Jugasporites schaubegeroides</i>	279
Fig. 23: <i>Jugasporites paradelasaucei</i>	279
Fig. 24: <i>Limitisporites moersensis</i>	283
Fig. 25: <i>Limitisporites parvus</i>	286
Fig. 26: <i>Limitisporites leschiki</i>	285

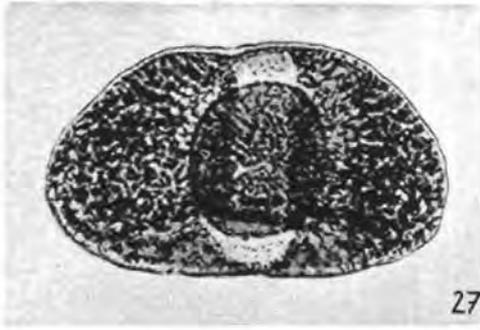


Tafel 7

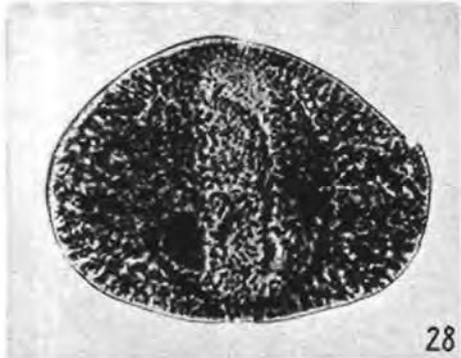
750×

Labiisporites, Scutasporites, Platysaccus

	Seite
Fig. 27: <i>Labiisporites granulatus</i> mit kontrahiertem Zentralkörper	288
Fig. 28: <i>Labiisporites granulatus</i> mit nicht geschrumpftem, undeutlich konturiertem Zentralkörper	288
Fig. 29: <i>Labiisporites granulatus</i> -Seitenansicht	288
Fig. 30: <i>Scutasporites unicus</i> , Einstellung auf Schildkontur	290
Fig. 31: <i>Scutasporites unicus</i> , Einstellung auf Schildgranulation	290
Fig. 32: <i>Scutasporites unicus</i>	290
Fig. 33: <i>Platysaccus papilionis</i>	337



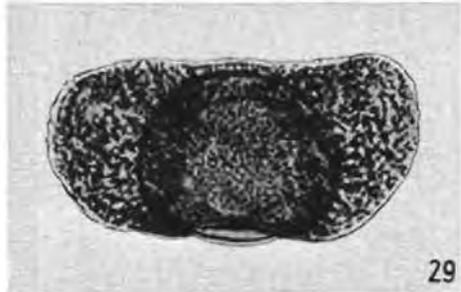
27



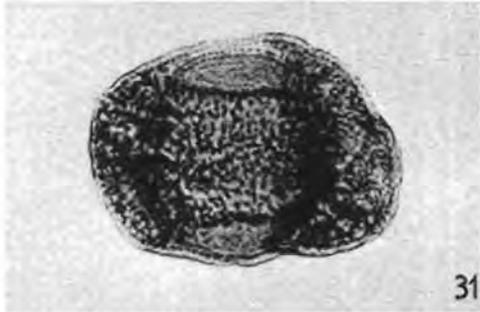
28



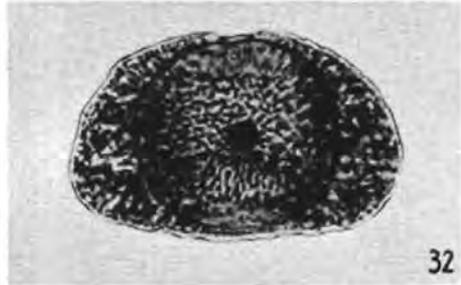
30



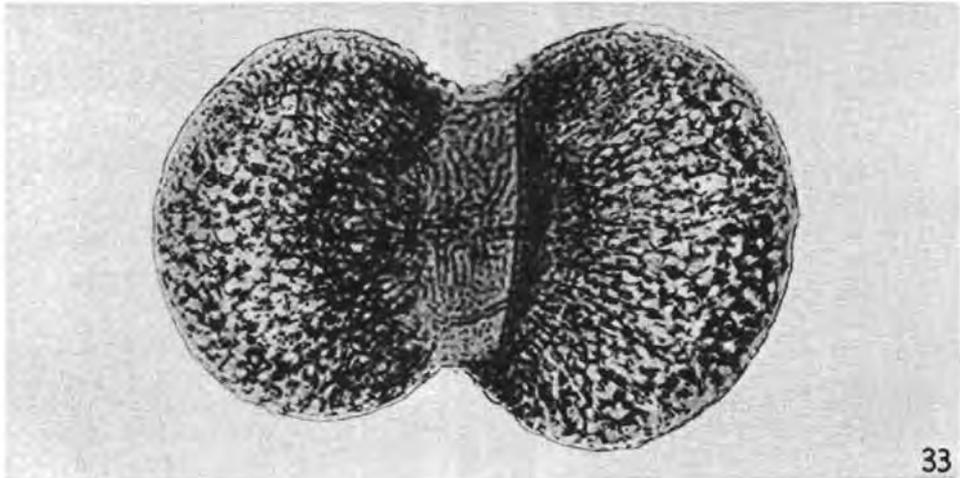
29



31



32



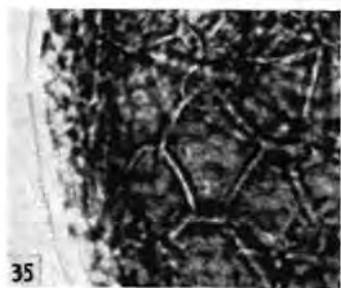
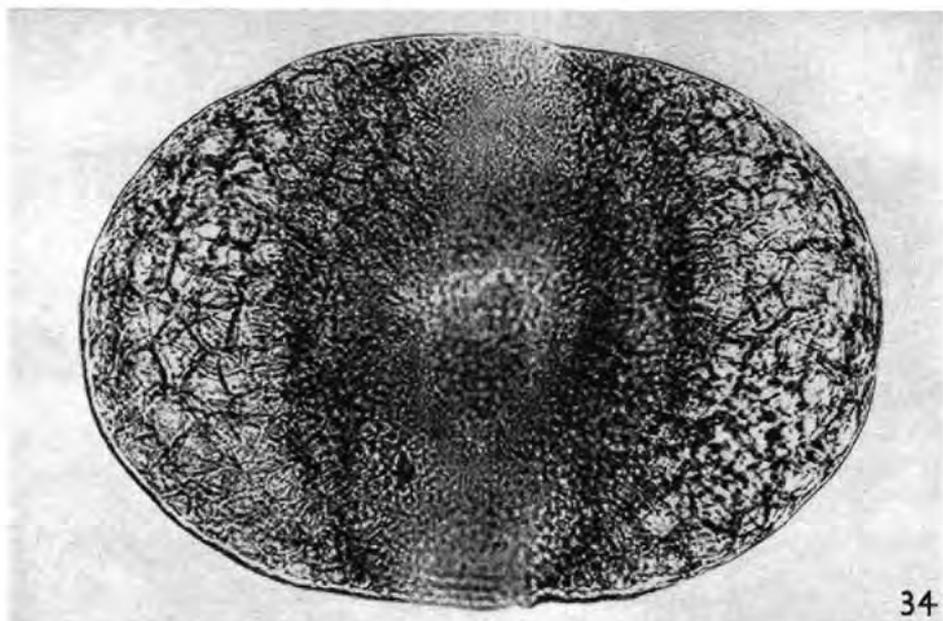
33

Tafel 8

750 ×

Gigantosporites

	Seite
Fig. 34: <i>Gigantosporites hallstattensis</i> (Draufsicht).....	293
Fig. 35: Saccusreticulum der Spore von Fig. 34, 1500 ×	291
Fig. 36: Optischer Schnitt (Queransicht) der Rückseite (proximal) des Zentralkörpers, die mediane Verdünnung im Querschnitt zeigend, 750 ×	
Fig. 37: Ausschnitt aus dem Zentralkörper in Draufsicht die einzeilige Verdünnung der Exoexine zeigend, bei vorliegendem Korn besonders akzentuiert ausgebildet.....	292
Fig. 38: <i>Gigantosporites hallstattensis</i> (Seitenansicht)	293

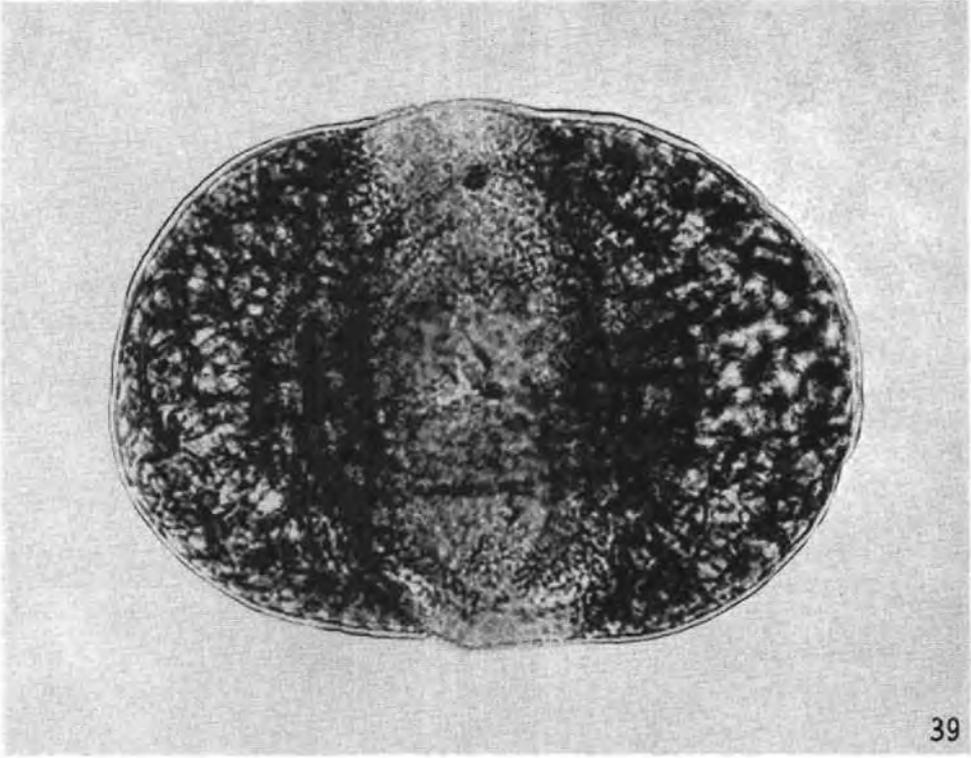


Tafel 9

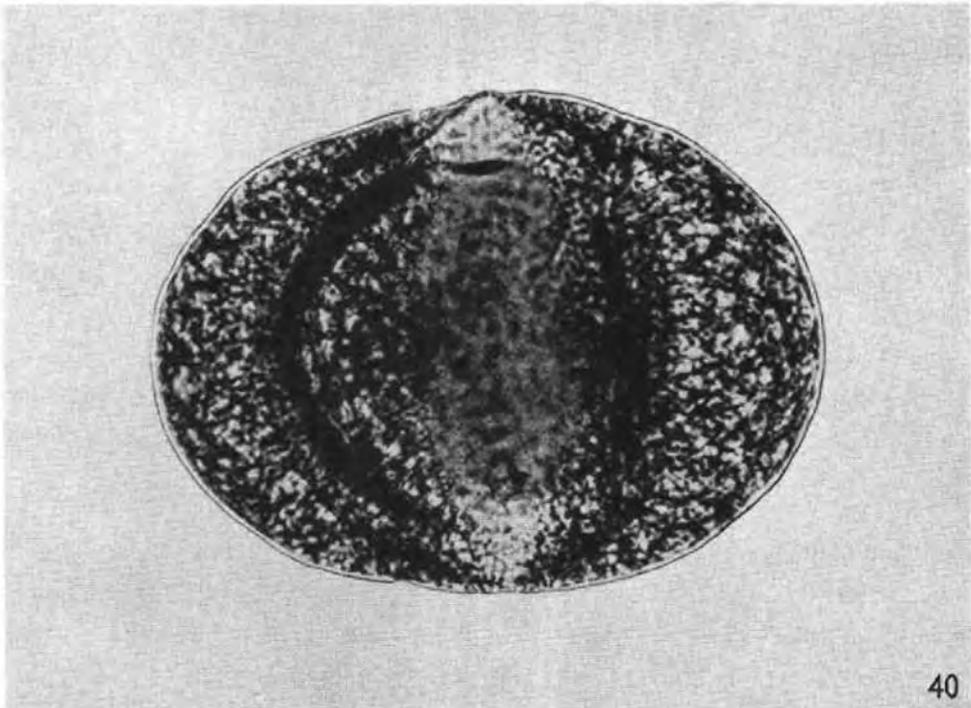
750 ×

Gigantosporites

	Seite
Fig. 39: <i>Gigantosporites illinoides</i>	294
Fig. 40: <i>Gigantosporites aletoides</i>	293



39

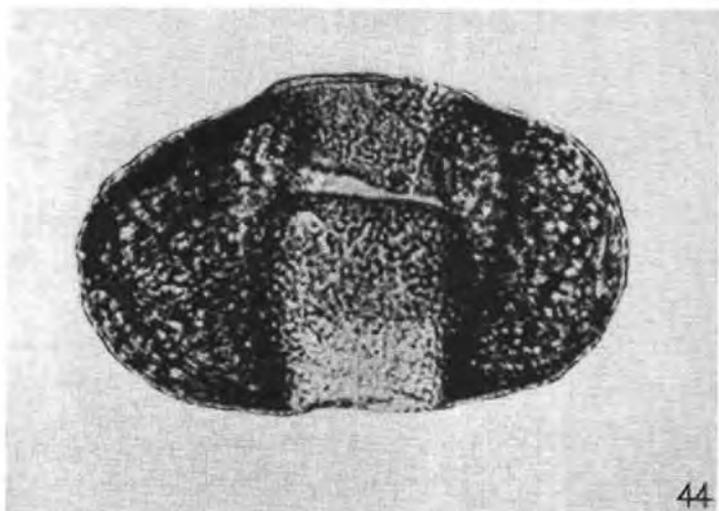
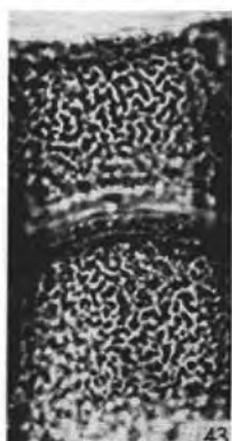
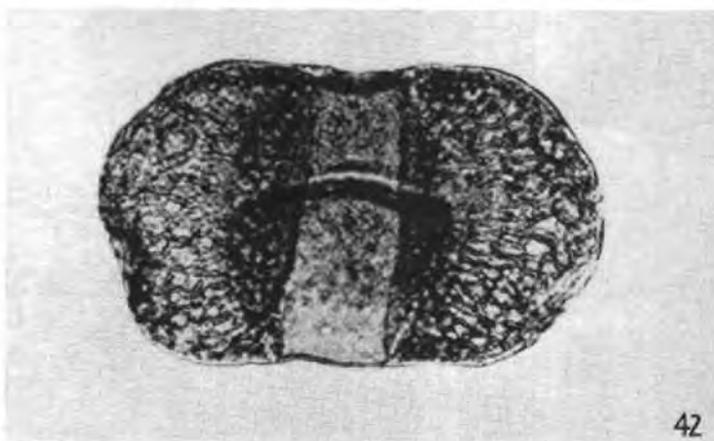
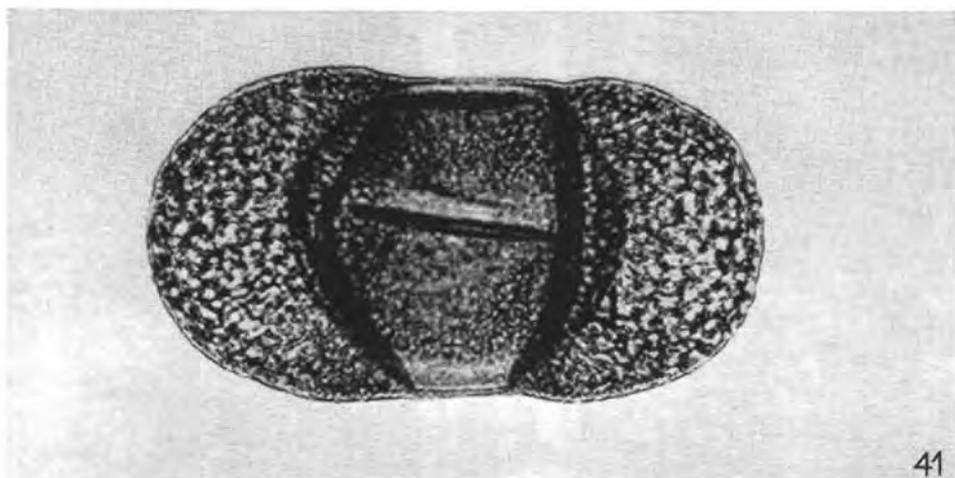


40

Tafel 10

Gardenasporites

	Seite
Fig. 41: <i>Gardenasporites heisseli</i>	296
Fig. 42: <i>Gardenasporites heisseli</i>	296
Fig. 43: Exoexinenornamentation des Zentralkörpers der Spore (Fig. 42), 1500 × ..	296
Fig. 44: <i>Gardenasporites moroderi</i>	297
Fig. 45: Exoexinenornamentation des Zentralkörpers der Spore (Fig. 44), 1500 × ..	297

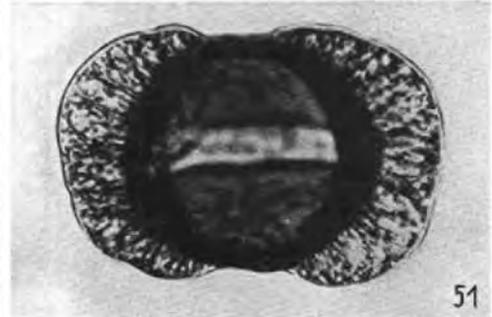
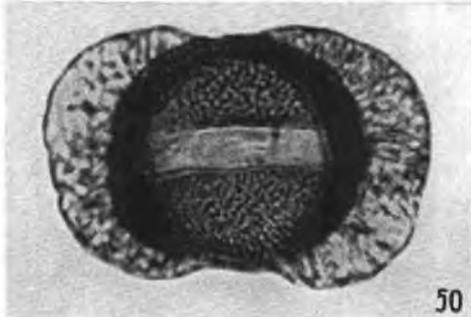
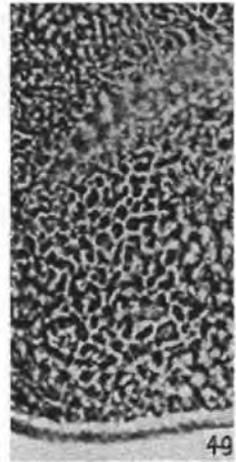
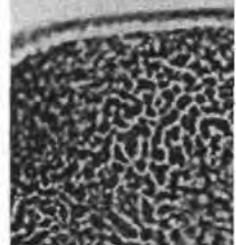
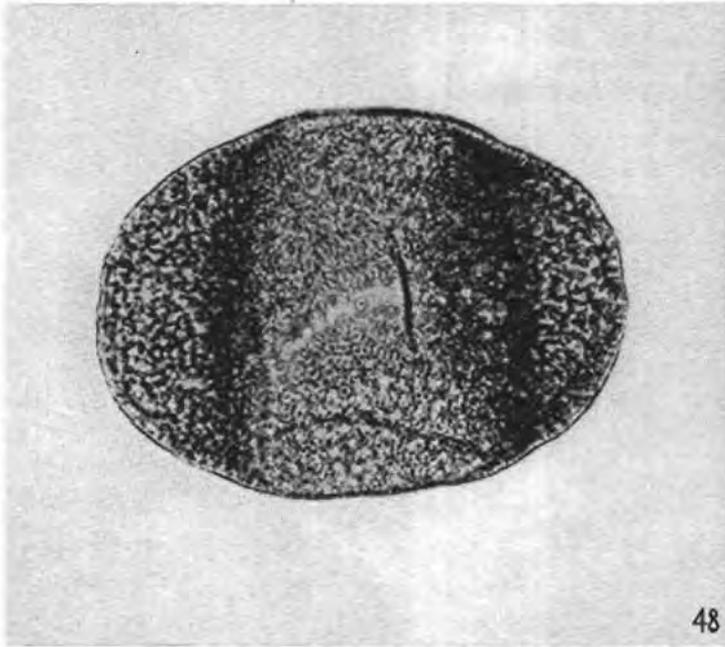
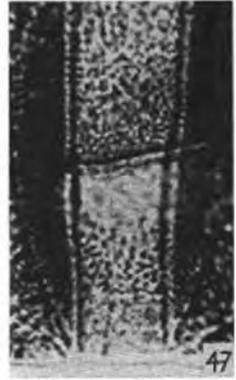
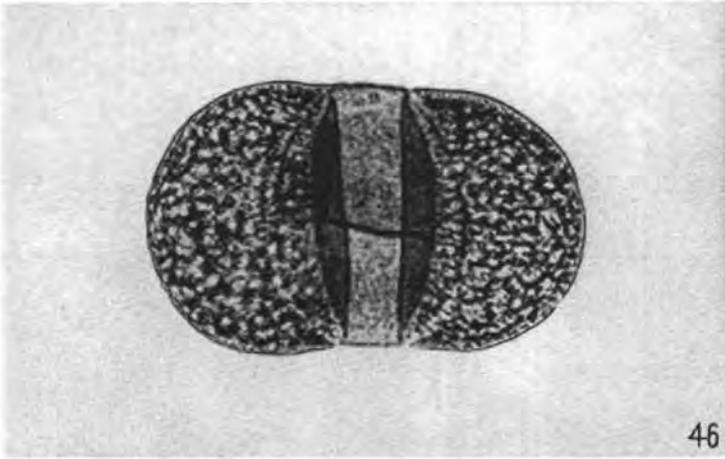


Tafel 11

750 ×

Gardenasporites, Lueckisporites

	Seite
Fig. 46: <i>Gardenasporites leonardii</i>	297
Fig. 47: Exinenornamentation des Zentralkörpers der Spore Fig. 46, 1500 ×.....	297
Fig. 48: <i>Gardenasporites oberrauchi</i>	298
Fig. 49: Exinenornamentation des Zentralkörpers der Spore Fig. 48, 1500 ×.....	298
Fig. 50: <i>Lueckisporites virkkiae</i> , Wiedergabe des Holotypus nach Präparat Nr. 262. Einstellung auf Exinenornamentation des Zentralkörpers	302
Fig. 51: <i>Lueckisporites virkkiae</i> , detto. Einstellung auf Saccusreticulation	302

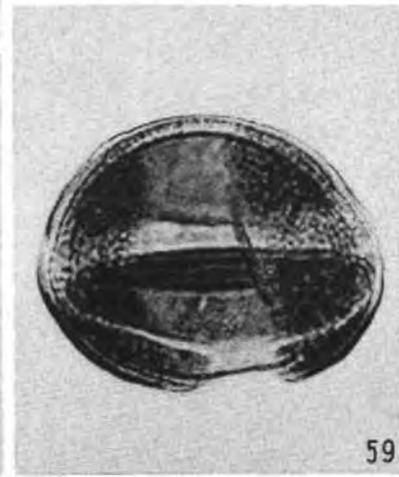
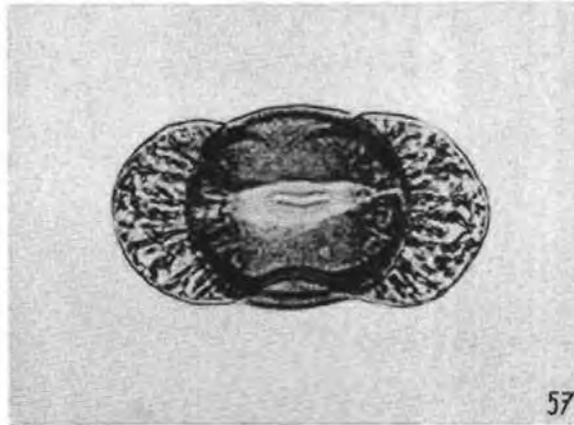
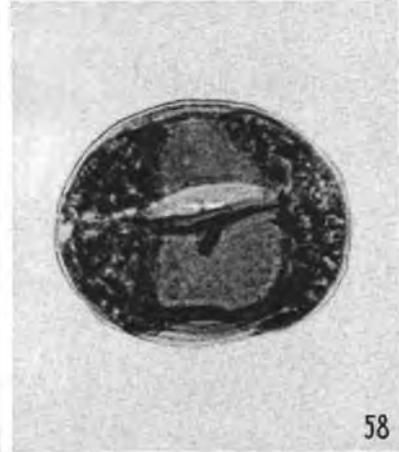
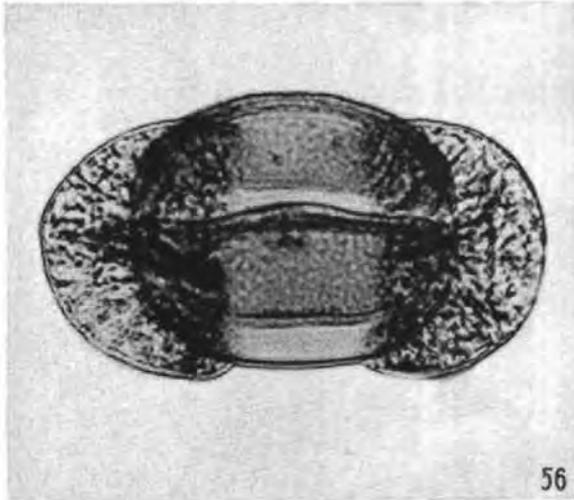
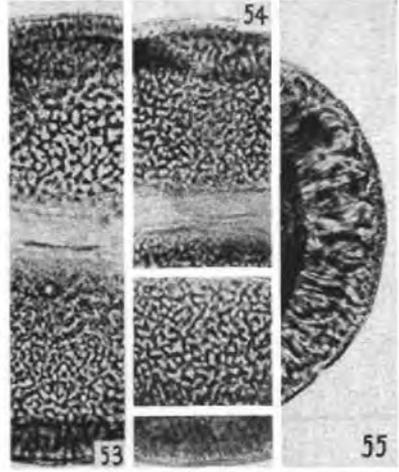
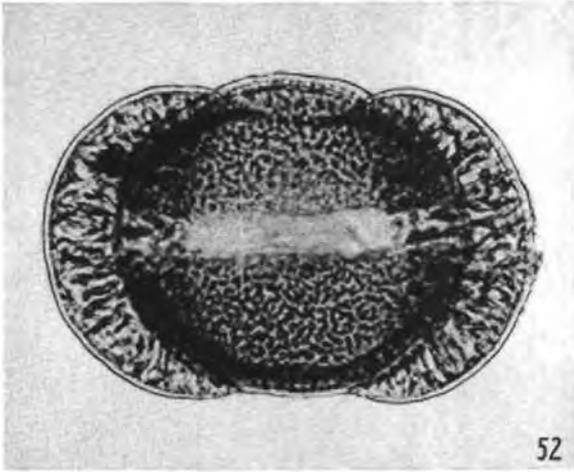


Tafel 12

750 ×

Lueckisporites

	Seite
Fig. 52: <i>Lueckisporites virkkiae</i>	302
Fig. 53: Einstellung auf Intexinenschlitz und Exoexinenstruktur, 1500 ×	302
Fig. 54: Darstellung der Exoexinenstruktur bei Senkung des Tubus, 1500 ×, unten Projektion der Exoexinendicke	302
Fig. 55: Einstellung auf radiale Anordnung des Saccusreticulum, 1500 ×	302
Fig. 56: <i>Lueckisporites microgranulatus</i>	303
Fig. 57: <i>Lueckisporites microgranulatus</i> (kleinere Variante)	303
Fig. 58: <i>Lueckisporites parvus</i>	304
Fig. 59: <i>Lueckisporites parvus</i>	304

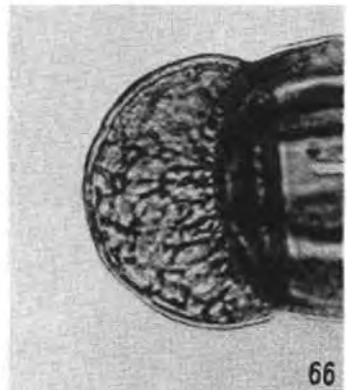
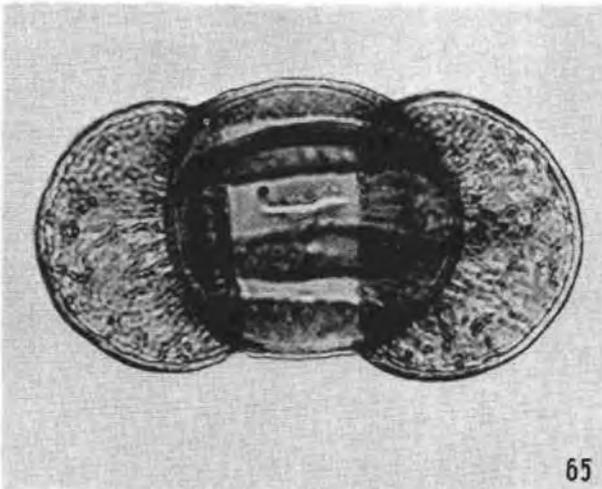
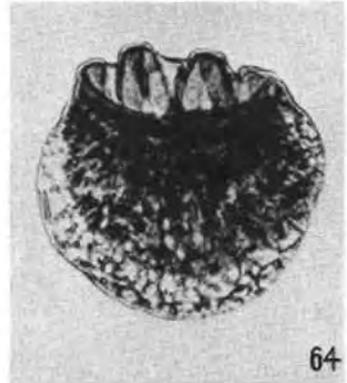
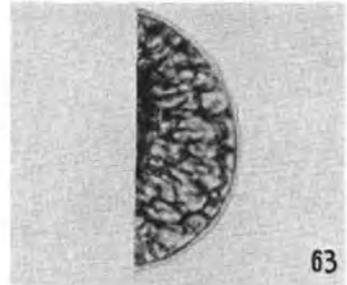
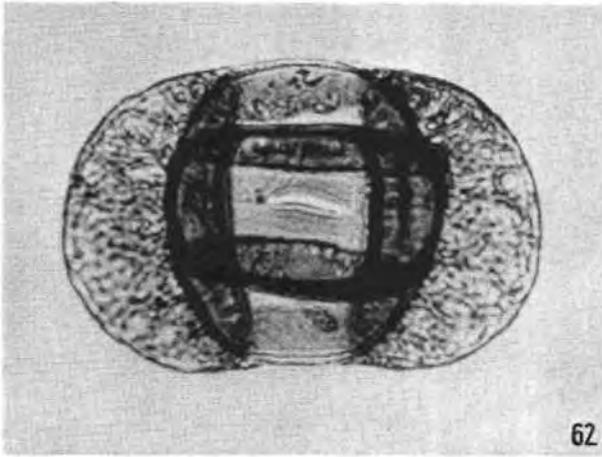
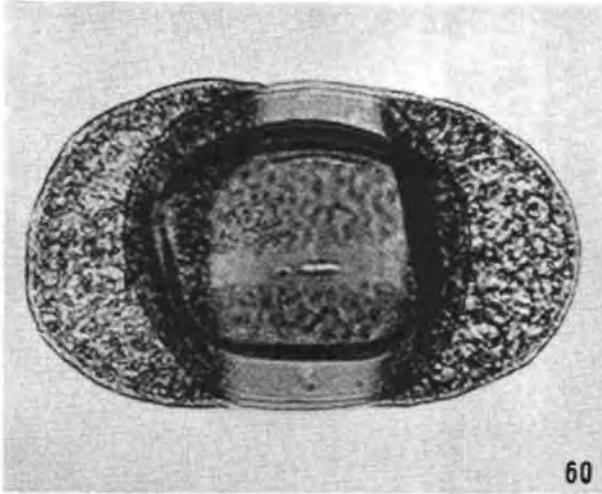


Tafel 13

750 ×

Lueckisporites, Taeniaesporites

	Seite
Fig. 60: <i>Lueckisporites globosus</i>	304
Fig. 61: <i>Lueckisporites parvus</i>	304
Fig. 62: <i>Taeniaesporites alatus</i>	312
Fig. 63: <i>Taeniaesporites alatus</i> , Einstellung auf Saccusreticulum	312
Fig. 64: <i>Taeniaesporites ortisei</i> , Queransicht der Spore. Optischer Querschnitt der Dorsalstreifen	311
Fig. 65: <i>Taeniaesporites labdacus</i>	311
Fig. 66: <i>Taeniaesporites labdacus</i> , Einstellung auf Saccusreticulum	311

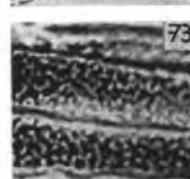
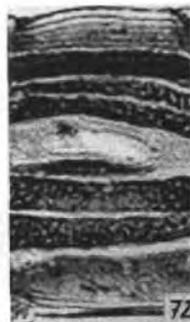
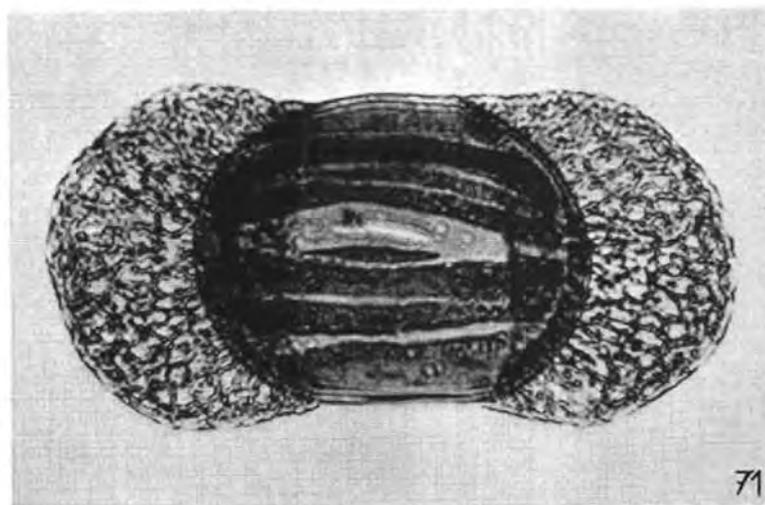
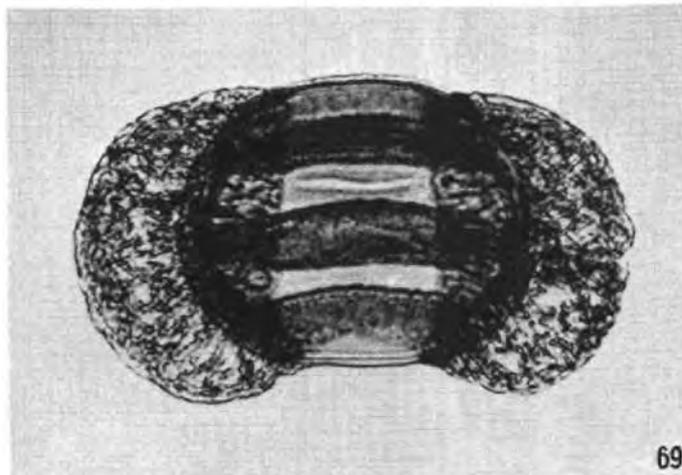
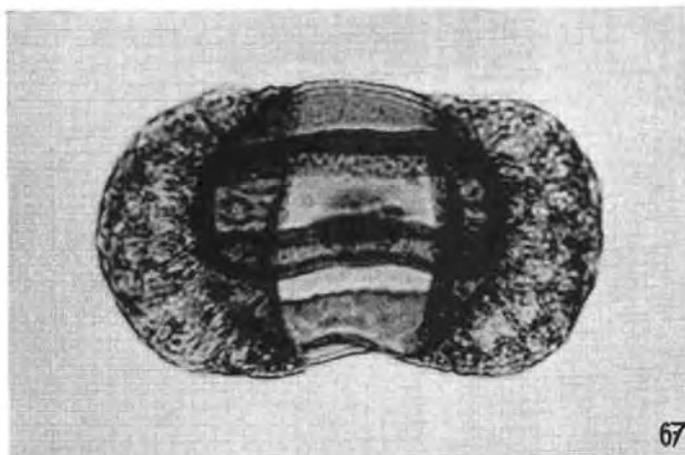


Tafel 14

750 ×

Taeniaesporites

	Seite
Fig. 67: <i>Taeniaesporites ortisei</i>	310
Fig. 68: <i>Taeniaesporites ortisei</i> , Einstellung auf Saccusreticulum	310
Fig. 69: <i>Taeniaesporites ortisei</i>	311
Fig. 70: <i>Taeniaesporites ortisei</i> , Einstellung auf Exoexinenstreifen am Zentral- körper	311
Fig. 71: <i>Taeniaesporites samoilovichii pantii</i>	312
Fig. 72: Dtto. — Einstellung auf Exoexinenstreifen	312
Fig. 73: Dtto. — Exoexinenstruktur herausvergrößert, 1500 ×	312

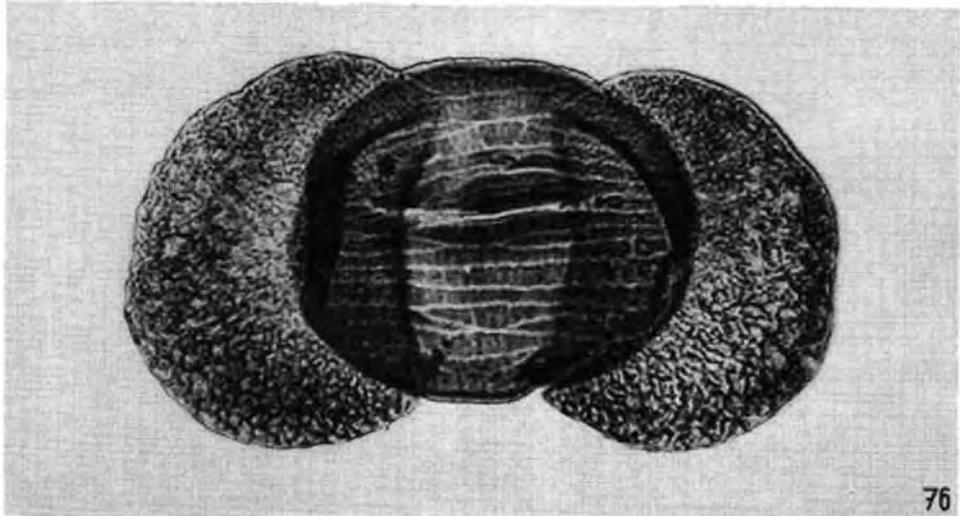
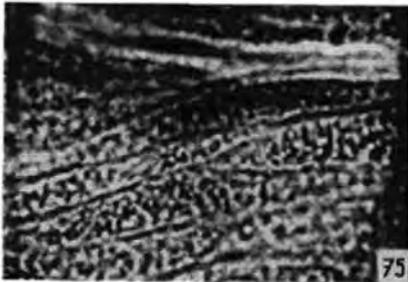
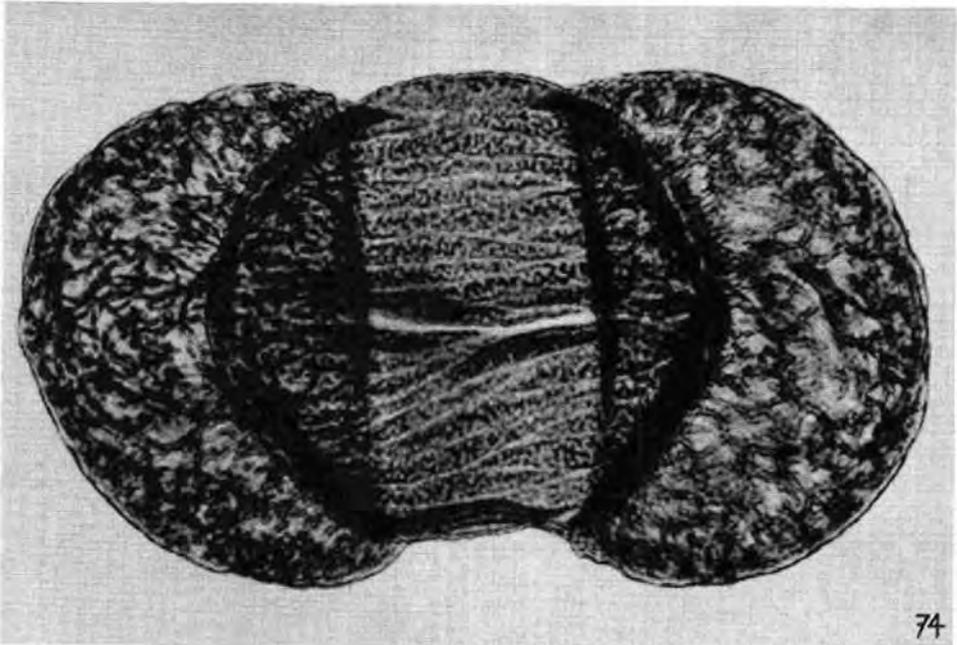


Tafel 15

750×

Strotersporites

	Seite
Fig. 74: <i>Strotersporites jansonii</i>	317
Fig. 75: Vergrößerung der Streifenstruktur 1500× (Spore Fig. 74)	317
Fig. 76: <i>Strotersporites richteri</i> , Wiedergabe des Holotypus von L. richteri KLAUS 1955, Taf. 33, Fig. 1 u. 3	316
Fig. 77: Vergrößerung der Streifenstruktur 1500× (Spore Fig. 76)	316

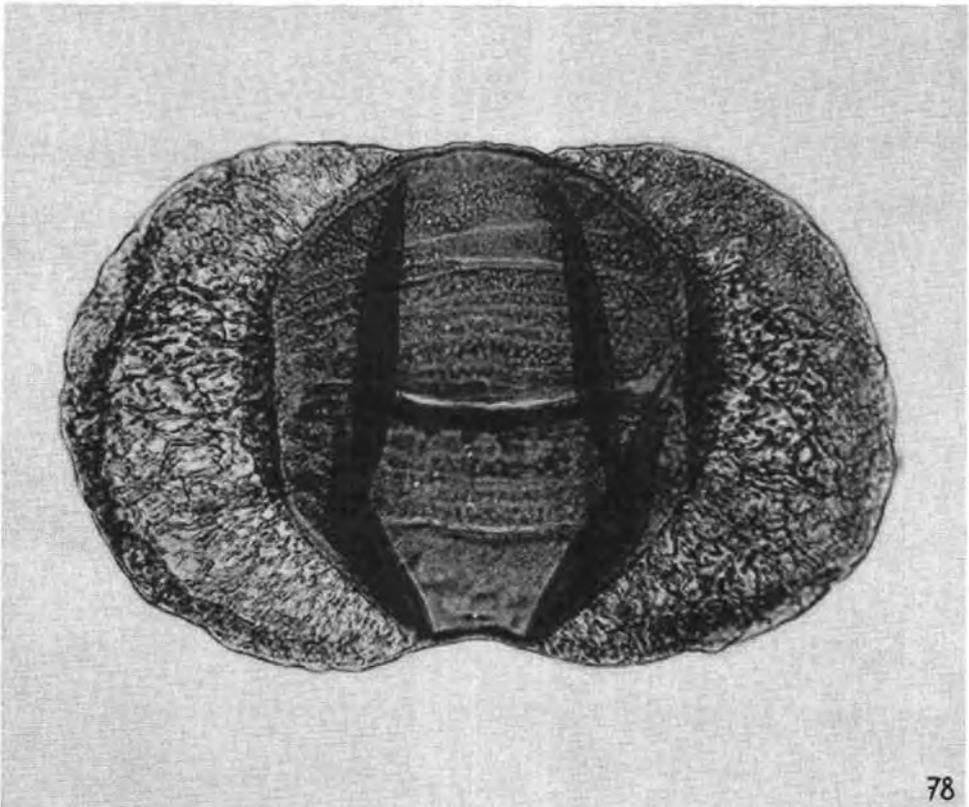
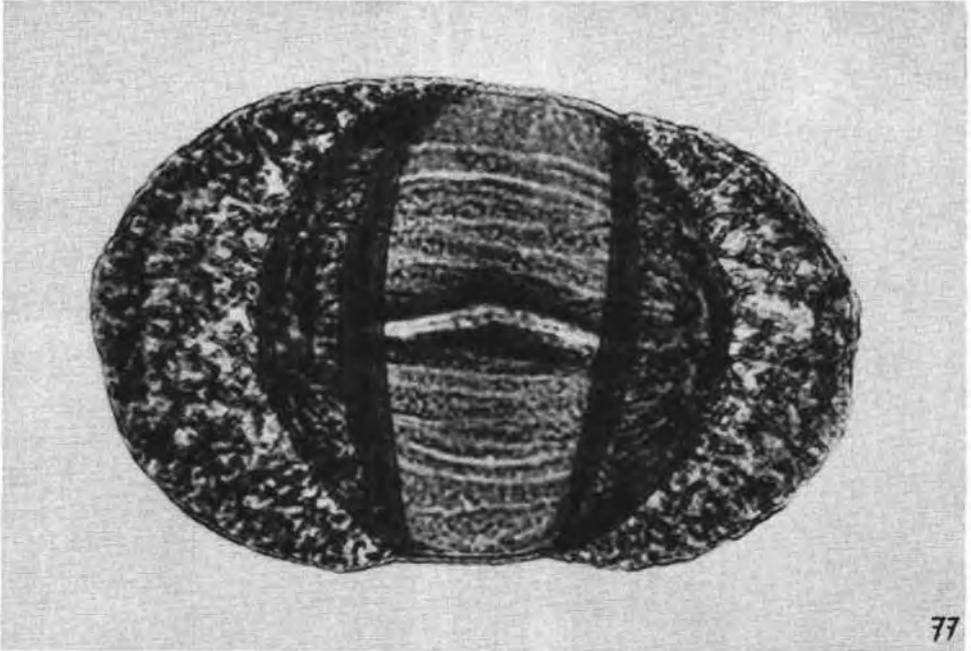


Tafel 16

750×

Strotersporites

	Seite
Fig. 77: <i>Strotersporites wilsoni</i>	318
Fig. 78: <i>Strotersporites jansonii</i>	317

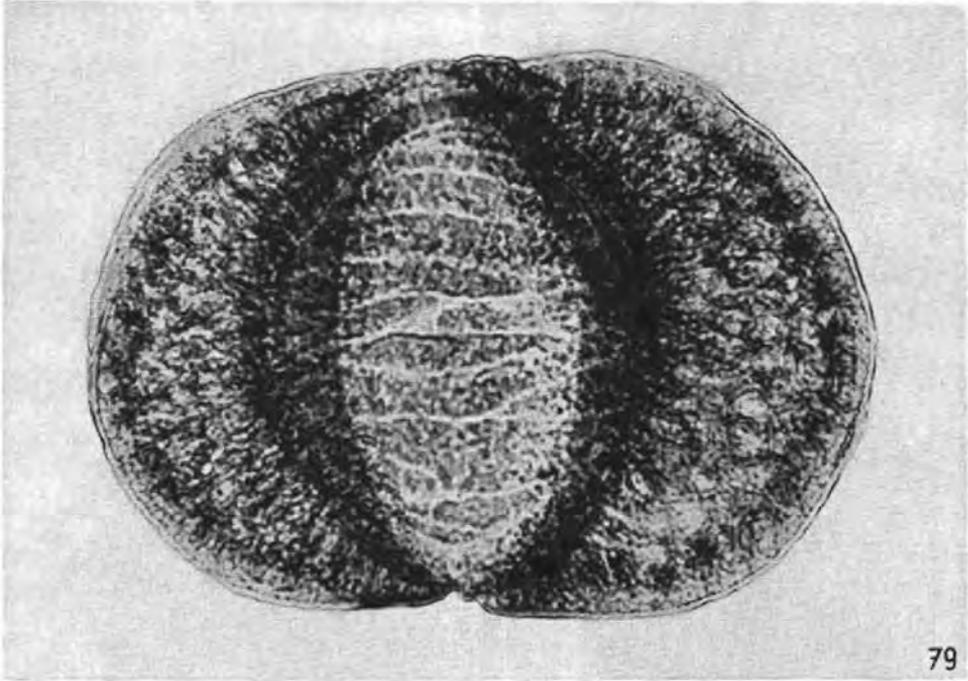


Tafel 17

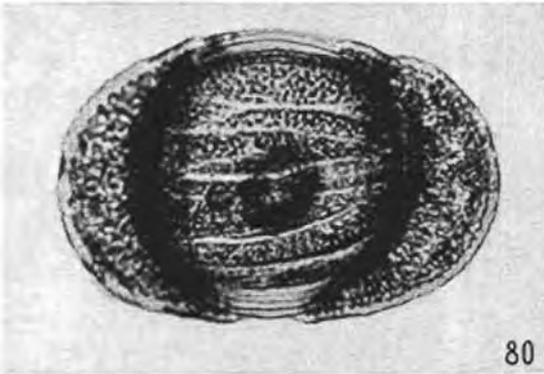
750 ×

Striatites

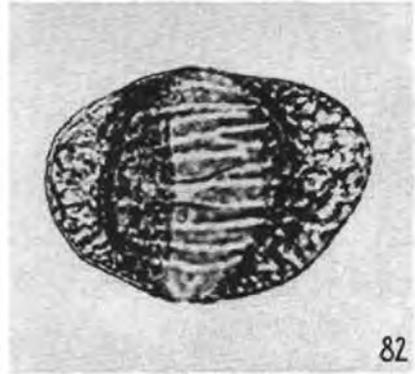
Fig. 79: <i>Striatites jacobii</i>	322
Fig. 80: <i>Striatites marginalis</i> , Einstellung auf Exoexinenstruktur	323
Fig. 81: <i>Striatites marginalis</i> , Einstellung auf Saccusreticulation	323
Fig. 82: <i>Striatites minor</i>	324
Fig. 83: <i>Striatites angulistriatus</i>	324



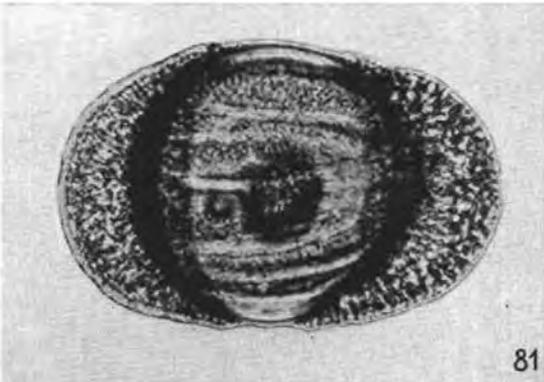
79



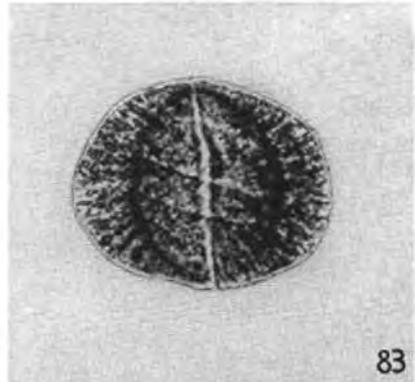
80



82



81



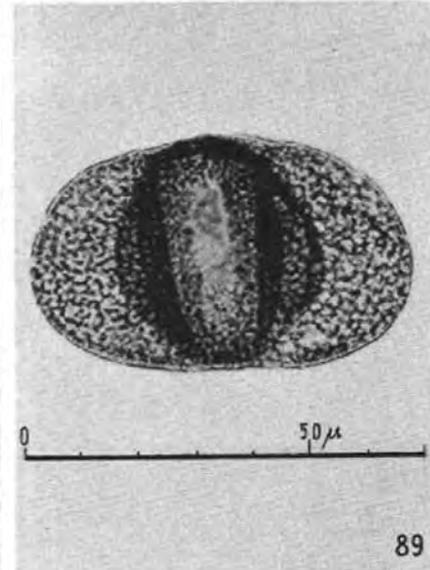
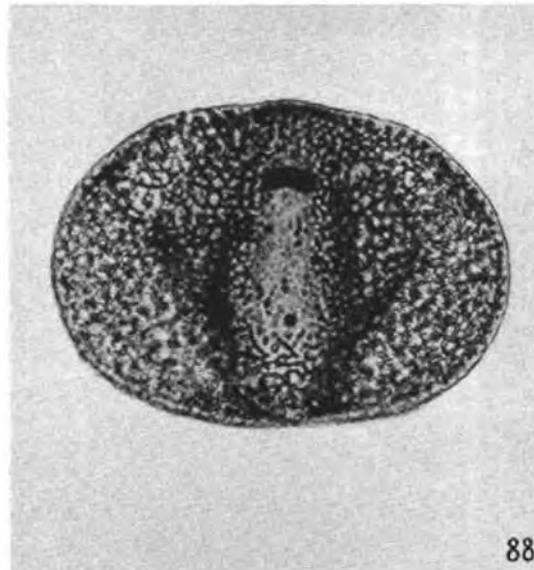
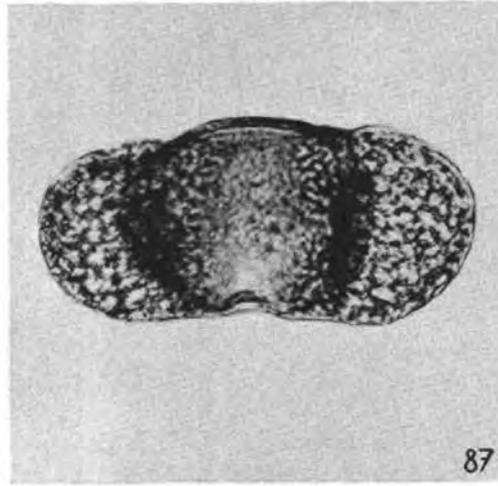
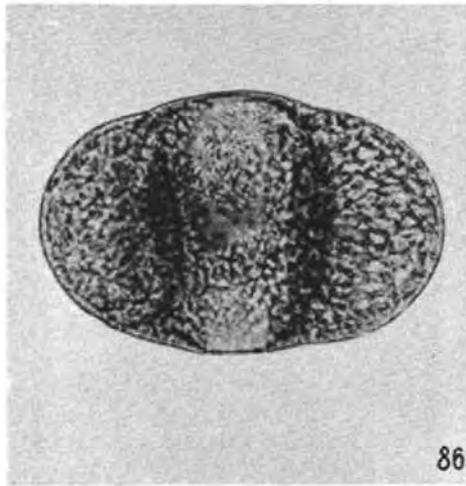
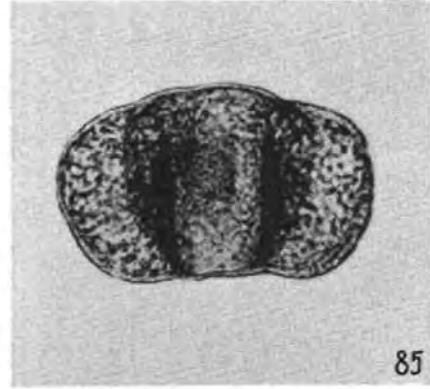
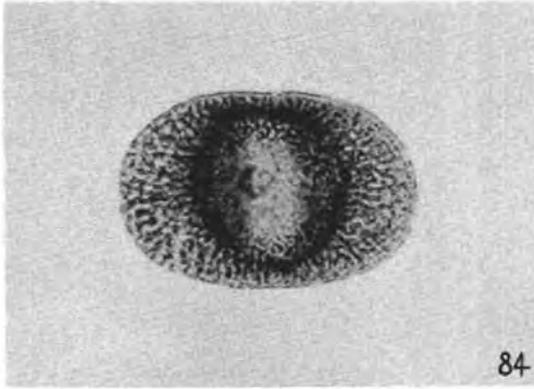
83

Tafel 18

750 ×

Vesicaspora, Paravesicaspora, Falcisporites

	Seite
Fig. 84: <i>Vesicaspora schemeli</i>	336
Fig. 85: <i>Falcisporites zapfei</i> , Seitenansicht, kleinere Variante	332, 333
Fig. 86: <i>Falcisporites zapfei</i>	332, 333
Fig. 87: <i>Falcisporites zapfei</i> , Seitenansicht, gestrecktes Korn	332, 333
Fig. 88: <i>Paravesicaspora splendens</i>	330, 331
Fig. 89: <i>Paravesicaspora splendens</i>	330, 331

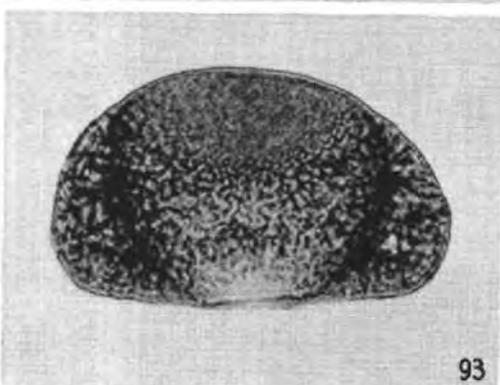
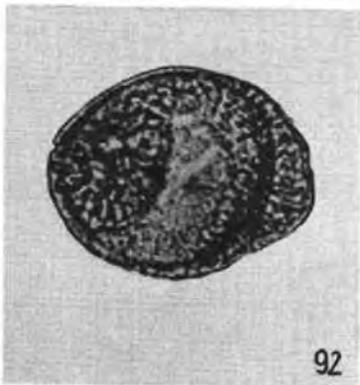
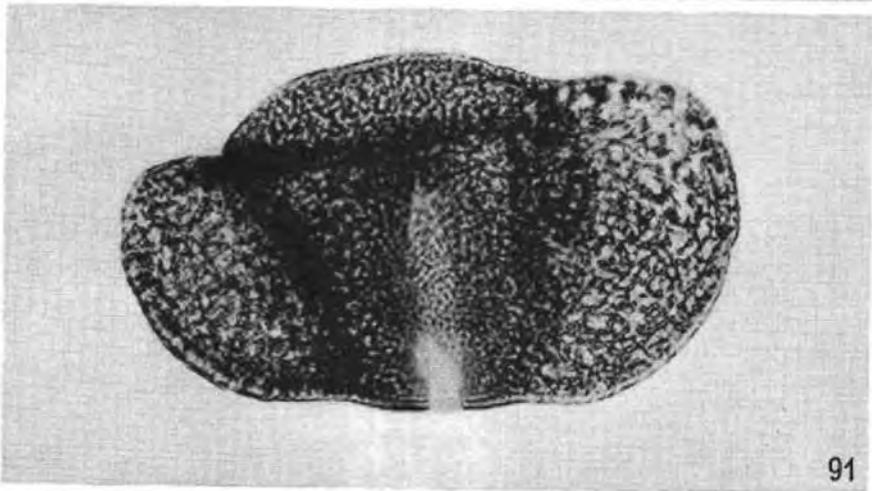
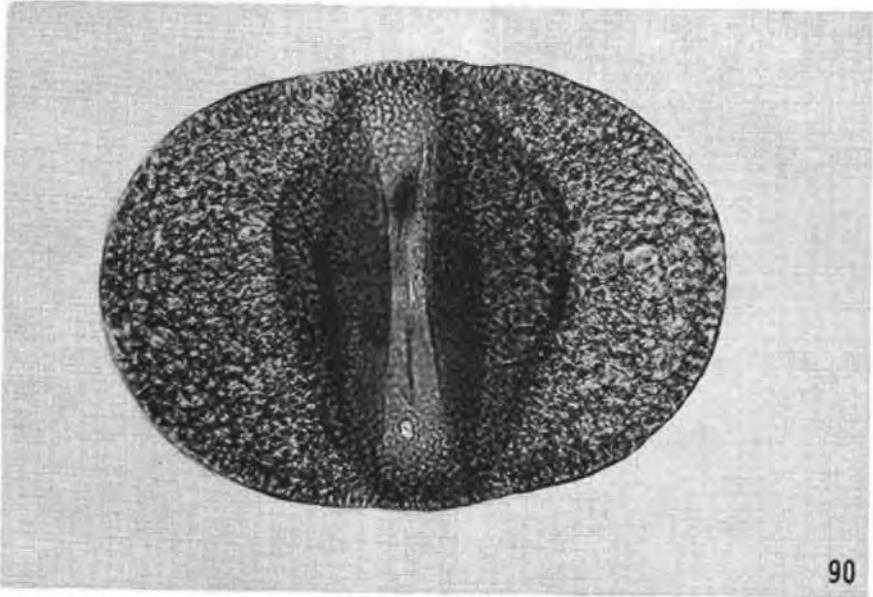


Tafel 19

750 ×

Paravesicaspora, Klausipollenites

	Seite
Fig. 90: <i>Paravesicaspora splendens</i> , 1000 ×	330, 331
Fig. 91: <i>Paravesicaspora splendens</i> , Seitenansicht	330, 331
Fig. 92: <i>Klausipollenites schaubergeri</i>	334
Fig. 93: <i>Klausipollenites schaubergeri</i> (Seitenansicht)	334

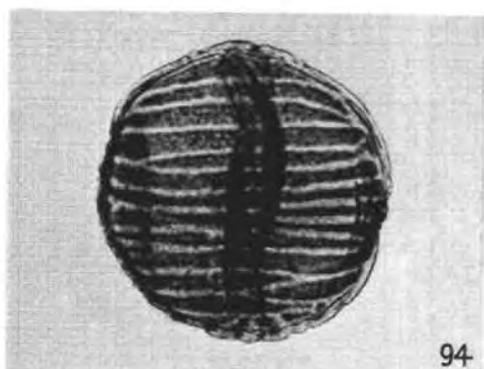


Tafel 20

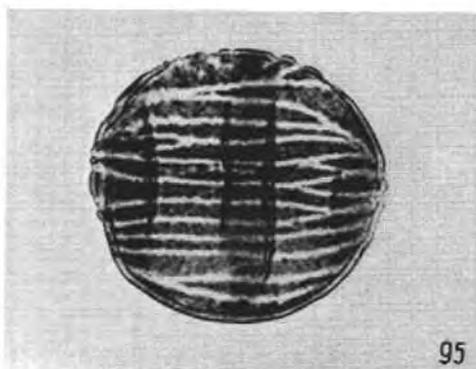
750 ×

Vittatina, Ephedripites

	Seite
Fig. 94: <i>Vittatina costabilis</i>	339
Fig. 95: <i>Vittatina costabilis</i>	341
Fig. 96: <i>Vittatina costabilis</i> , kontrahierter Zentralkörper	341
Fig. 97: <i>Vittatina ovalis</i>	341
Fig. 98: <i>Vittatina angulistriata</i> , Einstellung auf dorsale Längsstreifung	342, 343
Fig. 99: <i>Vittatina angulistriata</i> , Einstellung auf ventrale Schrägstreifung	342, 343
Fig. 100: <i>Ephedripites primus</i>	343
Fig. 101: <i>Ephedripites primus</i> , Einstellung auf gerade Längslaesur	344



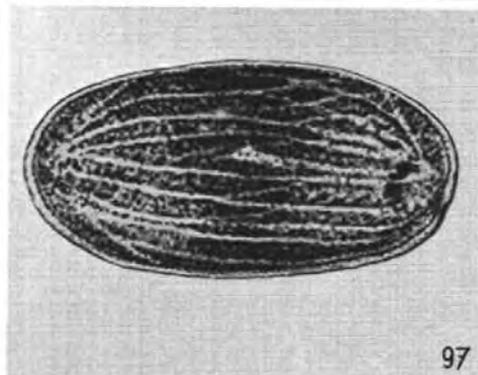
94



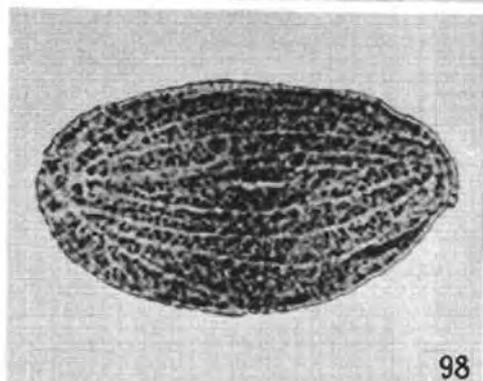
95



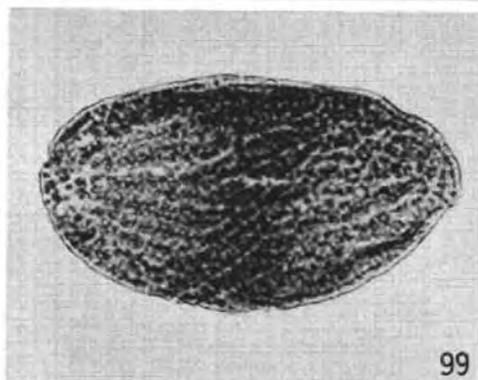
96



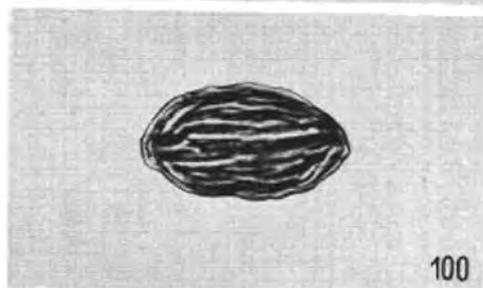
97



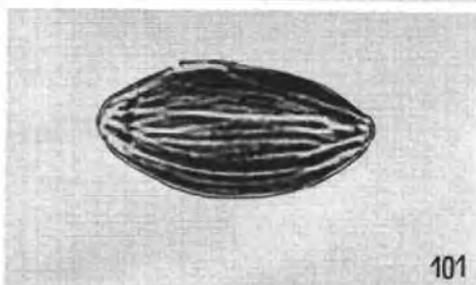
98



99



100



101

Korallen aus der oberen Visé-Stufe (*Kueichouphyllum*-Zone) Nord-Irans

VON HELMUT FLÜGEL, Graz ¹⁾

(Mit 2 Abbildungen, 2 Tafeln und 5 Texttafeln)

Einleitung

1931 beschrieb C. C. YÜ aus dem höheren Unter-Karbon von Südchina erstmals die Rugosen-Gattung *Kueichouphyllum*. Y. ONUKI stellte einige Jahre später (1937, 1938) auch in Japan dieses Genus fest, wo es durch M. MINATO 1943, 1955 eingehend bearbeitet wurde. Dabei zeigte es sich, daß es nicht nur ein charakteristisches Zonenfossil der oberen Visé-Stufe (Onimaru-Serie) Japans ist, sondern daß es vor allem eine bezeichnende Form des gesamten hoch-unterkarbonischen Meeres von Ostasien (*Kueichouphyllum*-Meer von M. MINATO 1953) darstellt: Von den Kitakami-Ketten Nord-Hondschus bis nach Laos (F. FONTAINE 1961) finden sich immer wieder die auffallend großen Arten dieser Gattung.

Der erste Fund außerhalb dieses Bereiches glückte 1938 M. VOLKOVA, die aus Schichten der mittleren Visé-Stufe Kasachstans eine neue *Kueichouphyllum*-Art beschreiben konnte. Es war dies ein erster Hinweis auf einen Faunen-Vorstoß aus dem *Kueichouphyllum*-Meer gegen Westen. Eine Bestätigung desselben lieferte die Entdeckung von *Kueichouphyllum yabei* MINATO in Kalken der Visé-Stufe des Antitaurus (Anatolien) durch H. FLÜGEL & E. KIRATLIOĞLU 1956.

Der dritte, hier mitgeteilte Fund außerhalb von Ostasien gelang Herrn Dr. A. RUTTNER, Geol. Bundesanstalt, Wien, derzeit Geol. Survey of Iran, im Talartal in den mittleren Elburz-Ketten in Nord-Iran. Es ist dies der erste sichere Nachweis dieser Gattung in diesem Raum, wenngleich vermutlich eine von A. RIVIERE 1934 als „*Cyathophyllum (Palaeosmilium) Murchisoni* MILNE EDWARDS & HAIME“ aus dem Gebiet von Firuzkuch beschriebene Koralle zu *Kueichouphyllum* gestellt werden muß.

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. Helmut FLÜGEL, Universität Graz, Lehrkanzel für Paläontologie und Hist. Geologie.

Ich darf auch an dieser Stelle Herrn Dr. A. RUTTNER für die Bearbeitungsmöglichkeit dieses interessanten Materials herzlich danken. Einige ebenfalls beschriebene Vergleichsstücke, die auf die weite Verbreitung der *Kueichouphyllum*-Zone in Nord-Iran und der armenischen SSR hindeuten, stammen aus den Aufsammlungen von Prof. Dr. K. METZ, Graz, beziehungsweise Dr. M. BONNET, Paris. Letztgenanntes Material überließ mir in liebenswürdiger Weise Herr Prof. Dr. P. PRUVOST, Paris, für das erstgenannte danke ich Herrn Prof. Dr. K. METZ.

Über die Lage der Fundpunkte unterrichtet Abb. 1.

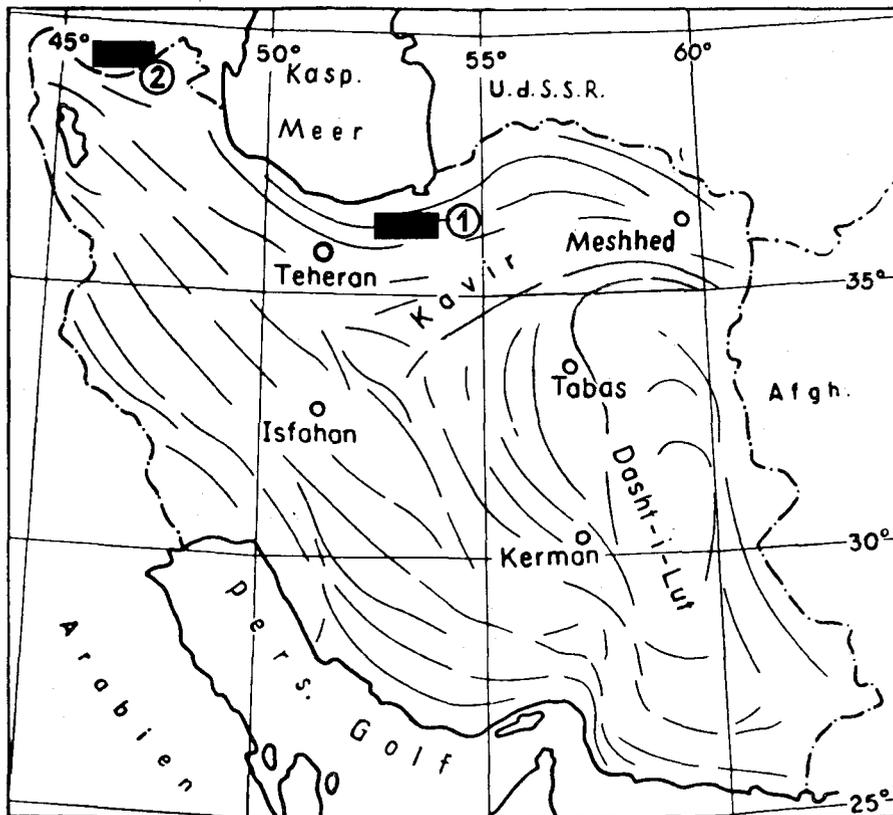


Abb. 1: Fundpunkte der beschriebenen Korallenfaunen der Visé-Stufe:
 (1) Talartal (Aufsammlung A. RUTTNER) und Semnan-N (Aufsammlung K. METZ)
 (2) Armenische SSR (Aufsammlung M. BONNET)

Beschreibung der Fauna ¹⁾Ord n.: **Rugosa** MILNE EDWARDS & HAIME 1850Fam.: **Palaeosmiliidae** D. HILL 1940

1940:115 stellte D. HILL mit dem typischen Genus *Palaeosmilia* MILNE EDWARDS & HAIME die Familie Palaeosmiliidae auf. Sie gab folgende Diagnose:

„Cyathophylloid Rugose corals with a wide regular dissepimentarium, a keyhole fossula at the outer part of the tabularium; the tabulae are domed and usually replaced by tabellae, and the dissepiments are numerous, regular, small and globose.“

Sie rechnete zu dieser Familie noch die Genera *Kueichouphyllum* YÜ, *Heterocaninia* YABE & HAYASAKA, *Yabeella* YÜ, *Aphrophyllum* SMITH und *Symplectophyllum* HILL.

1956:F. 290 synonymisierte sie jedoch diese Familie mit den von GRABAU in CHI 1935 aufgestellten Amygdalophyllidae, wobei sie diese als eine Subfamilie der Aulophyllidae DYBOWSKI 1873 betrachtete. Nun besitzt aber die typische Gattung *Amygdalophyllum* DUN & BENSON eine Axialstruktur, die den oben angeführten Genera der Familie Palaeosmiliidae fehlt. Sie wurde von W. N. BENSON & ST. SMITH 1923:162 ausführlich beschrieben. Sie besteht aus einer im Querschliff elliptischen, massiven Columella, die sich aus „slightly curved conical layers superimposed one upon the other“ aufbaut. Diese Lagen umschließen eine kurze Medianplatte sowie die axialen Kanten der S. 1. O. Diese Axialstruktur ist, worauf bereits W. N. BENSON & ST. SMITH 1923 hinwiesen, das wichtigste Unterscheidungsmerkmal gegenüber der sonst sehr ähnlichen Gattung *Palaeosmilia*. Es dürfte dies der Grund für die Vereinigung der beiden Familien durch D. HILL 1956 gewesen sein. Wie die kritische Untersuchung der Axialstrukturen der Rugosa durch A. v. SCHOUPPE & P. STACUL 1961 jedoch gezeigt hat, ist es kaum angängig, Formen mit einer derartigen Columella und solche ohne echte Axialstruktur in einer Familie zu vereinen.

M. MINATO 1955:169, der *Palaeosmilia* ebenfalls nicht den Amygdalophyllidae zurechnete, stellte dieses Genus, ebenso wie *Kueichouphyllum* YÜ (= *Yabeella* YÜ) und *Heterocaninia* YABE & HAYASAKA zur Familie Cyathophyllidae DANA 1846. Er folgte darin W. S. SANFORD 1939:410, der jedoch auch *Amygdalophyllum* den Cyathophyllidae zuordnete. Anderseits vereinigte N. P. VASULJUK 1960:69 mit der Familie Palaeosmiliidae auch die beiden devonischen Genera *Keriophyllum* WEDEKIND und *Dokmo-*

¹⁾ Die im folgenden verwendeten Abkürzungen sind:

- | | |
|----------|---------------------|
| QS | = Querschliff |
| LS | = Längsschliff |
| ∅ | = Durchmesser |
| S. 1. O. | = Septen 1. Ordnung |
| S. 2. O. | = Septen 2. Ordnung |
| H.-Sept. | = Hauptseptum |
| G.-Sept. | = Gegenseptum |
| D:tarium | = Dissepimentarium |
| D:ment | = Dissepiment |
| T:arium | = Tabularium |

phyllum WEDEKIND, die R. BIRENHEIDE 1962:102 teilweise mit *Cyathophyllum* GOLDFUSS synonymisierte (*Keriophyllum*), teilweise (*Dohmophyllum*) als eigene Gattung der Cyathophyllidae betrachtete.

Wie der Vergleich der typischen Gattungen der Palaeosmiliidae und Cyathophyllidae zeigt, sind sie durch den Besitz, bzw. das Fehlen einer fossularen Eindellung der Tabulae deutlich und scharf voneinander trennbar. Dies gilt daher auch für die Familien. Dieses morphologische Merkmal besitzt jedoch taxionomische Bedeutung (A. v. SCHOUPPE & P. STACUL 1959:44). Eine Zuordnung von Formen mit einer echten Fossula (*Palaeosmilia*, *Kueichouphyllum*) zu den Cyathophyllidae muß daher abgelehnt werden.

Der Besitz einer derartigen Fossula hatte sogar H. C. WANG 1950:210 veranlaßt, *Kueichouphyllum*, welches er als Synonym von *Heterocaninia* YABE & HAYASAKA betrachtete, den Caniniidae D. HILL 1938 (= Cyathopsidae DYBOWSKI 1873) zuzurechnen, während er *Palaeosmilia* zu den Clisiophyllidae NICHOLSON & THOMSON 1883 (= Aulophyllidae DYBOWSKI 1873) zählte. Nun besitzt jedoch *Clisiophyllum* DANA eine septobasale Columella. Der Besitz einer derartigen Axialstruktur in ihren verschiedenen Abwandlungen muß für die Aulophyllidae als wichtiges taxionomisches Kennzeichen angesehen werden, durch das sie sich klar von den Palaeosmiliidae unterscheiden.

Genus: *Kueichouphyllum* C. C. YÜ 1931

Kueichouphyllum yabei M. MINATO 1943

Texttaf. 1, Abb. A, B

- ? 1934 *Cyathophyllum* (*Palaeosmilia*) *Murchisoni* MILNE EDWARDS & HAIME — A. RIVIERE, S. 86, Taf. 1, Fig. 4.
- * 1943 *Kueichouphyllum yabei* MINATO sp. nov. — M. MINATO, S. 103, Taf. 2, Fig. 1—3, Taf. 3, Fig. 1—3, Taf. 4, Fig. 1, 3—5, Taf. 5, Fig. 1 a—n 1 A—E, Taf. 6, Fig. 1 a—e, 5 c, d, f.
- 1955 *Kueichouphyllum yabei* MINATO — M. MINATO, S. 172, Taf. 6, Fig. 1; Taf. 8, Fig. 3; Taf. 9, Fig. 8; Taf. 11, Fig. 2; Taf. 12, Fig. 1,2; Taf. 15, Fig. 6 a—f, i—k, 7 a—b.
- v. 1956 *Kueichouphyllum yabei* MINATO — H. FLÜGEL & E. KIRATLIOĞLU, S. 513, Abb. 1. Typus: Lectotypus (H. FLÜGEL & E. KIRATLIOĞLU 1956:513) ist das von M. MINATO 1943 auf Taf. 4, Fig. 1 a, b und Taf. 5, Fig. 1 a—n, 1 A—E abgebildete Exemplar (= M. MINATO 1955, Taf. 15, Fig. 6 a—f, i—k, Reg. Nr. 15150 Coll. M. MINATO).
- Locus typicus: Inugasirayama, Kitakami Bergland, Japan.
- Stratum typicum: Dibunophyllum-Zone, Visé-Stufe, Unter-Karbon.

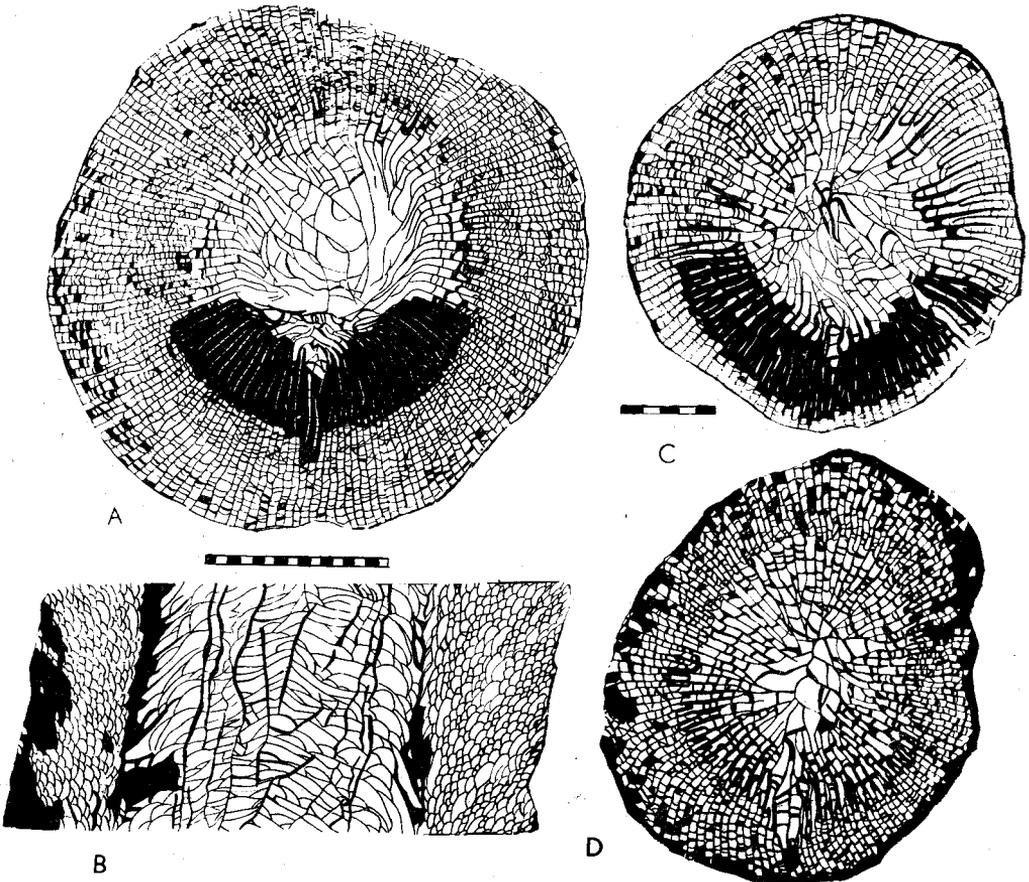
Stoff: Es liegt ein Corallit Nr. 36/1152/1 mit 1 QS und 1 LS vor.¹⁾

Fundort: SW Diab, P. 330, Talartal-Westseite, Elburz, Nord-Iran.

Beschreibung: Der mir vorliegende Rest einer zylindrischen Einzelkoralle besitzt bei einem gleichbleibenden \varnothing von 48 mm eine Länge von 65 mm. Die oberen 20 mm werden von dem weitgehend zerstörten Kelch

¹⁾ Das Material der Aufsammlung A. RUTNER 1936 ist in der Sammlung der Geologischen Bundesanstalt Wien hinterlegt. Das Material K. MERTZ 1959 befindet sich unter den angegebenen UGP. Nr. 1125—1130 in der Typensammlung des Geol.-Paläont. Inst. der Univ. Graz. Das Material M. BONNET 1947 wird auf der Fac. Sci. Laboratoire de Géologie a la Sorbonne, Paris, aufbewahrt.

eingonnen. Es scheinen steile Kelchwände vorhanden gewesen zu sein. Die Epithek zeigt an ihrer Außenseite eine feine Querrunzelung, wobei feine Streifen im Abstand von etwa 0.1 mm von einem größeren Rhythmus, bei dem rund vier Runzeln auf 5 mm kommen, überlagert werden. Der etwa 20 mm unterhalb des Kelchbodens angefertigte QS ($\varnothing 45 \times 46\text{ mm}$) läßt ein $9\text{--}11\text{ mm}$ breites D : tarium und ein zirka 25 mm im \varnothing betragendes T : arium erkennen. Die innerhalb des D : tariums geraden bis leicht wellig gebogenen Septen erreichen peripher die 0.2 mm starke Epithek, wobei sie sich hier bisweilen dreieckartig verbreitern. Die Zahl der Septen auf 10 mm schwankt zwischen 13 und 14. Sie sind an der Grenze D : tarium / T : arium leicht verdickt. Diese Verdickung reicht bei den S. 2. O. bis zu ihrem axialen Ende, während die S. 1. O. axial rasch an Dicke abnehmen und dünn fadenförmig auslaufen. Sie sind axial zu einem leichten Wirbel im Uhrzeigersinn eingedreht (H.-Sept. zum Beschauer gerichtet). Die Länge der S. 2. O. beträgt um 10 mm , also etwas weniger als die Hälfte des Corallitenradius. In den beiden Hauptquadranten sind die S. 1. O. auch inner-



Texttafel 1

halb des T:ariums stark verdickt. Sie werden hier nur durch schmale Interseptalspalten voneinander getrennt (Typus E von M. MINATO 1943:107). In den Septen ist dabei ein deutlicher heller Innenstreifen erkennbar, der von dunklen Ablagerungen umgeben wird.

In diese Zone verdickter Septen ist eine lange Fossula eingelassen. Sie reicht auch noch etwa 2 mm in das D:tarium hinein. In ihr liegt ein etwas kürzeres Großseptum, bei dem es sich nach M. MINATO 1943 um das H.-Sept. handelt. Auch dieses ist verdickt. Es liegt der Fossulotypus A von M. MINATO 1943:101, Abb. 4 vor. Die Zahl der Septen beträgt 82×2 . Sie verteilen sich wie folgt (hier und im folgenden immer entgegen dem Uhrzeigersinn angegeben): 15—H—16—27—G—24. Das G.-Sept. fällt durch seine Länge auf.

Der LS. zeigt eine deutliche Gliederung in das periphere D:tarium und das axiale T:arium. Letzteres besteht aus bogenförmig gegen oben gewölbten Tabulae, deren Zahl 11—13 auf 10 mm beträgt. Sie sind unvollkommen und besonders in der Nähe des D:tariums blasig entwickelt, wobei die großen halbkreisförmigen Blasenschnitte gegen außen gerichtet sind. Das D:tarium wird von steil nach innen geneigten kleinen bis mittelgroßen Blasen, die in etwa 20 Reihen angeordnet sind, gebildet. Die Grenze D:tarium/T:arium ist scharf und steil. Bisweilen können die peripheren Tabulaeabschnitte, d. h. die oben erwähnten blasigen Randteile durch basale Ablagerungen verstärkt sein. Diese Erscheinung zeigt sich im QS durch verdickte Tabulaeschnitte in diesem Bereich.

Der stellenweise im LS erkennbare Feinbau der Septen besteht aus parallelen von außen unten nach oben innen gerichteten Trabekeln.

Bemerkungen: Der Besitz einer echten Fossula und einer falschen Axialstruktur aus bis ins Corallitenzentrum reichenden und hier teilweise verdrehten S. I. O. und leicht aufgewölbten, unvollkommenen Tabulae, ordnet die vorliegende Form der Gattung *Kueichouphyllum* Yü zu. Von dieser wurden bisher 13 Arten bzw. Unterarten bekanntgemacht. Ihre wichtigsten morphologischen Merkmale kommen in gegenüberliegender Übersicht zum Ausdruck.

Wie diese Zusammenstellung zeigt, ist der Unterschied zwischen den einzelnen Arten bzw. Unterarten oft nur sehr gering. Andererseits ergab die Untersuchung von M. MINATO 1943 an *Kueichouphyllum yabei*, daß bereits innerhalb eines Individuums eine große Schwankungsbreite der Merkmale (z. B. \varnothing : 23—40 mm, Zahl der S. I. O.: 75—92) festzustellen ist. Man kann daraus auf eine große Variationsbreite der Arten schließen. Es ist daher zu vermuten, daß mehrere der bisher aufgestellten Arten miteinander synonym sind. Diese Ansicht wird verstärkt, wenn man bedenkt, daß von den bisher beschriebenen Arten nur fünf (!) in mehr als einem Exemplar gefunden wurden und nur von den wenigsten Formen bei ihrer Aufstellung Schlißserien angefertigt und beschrieben wurden. Bei Berücksichtigung dieses Sachverhaltes erscheint die Zuweisung vorliegender Form zu *Kueichouphyllum yabei* M. MINATO, in deren Schwankungsbreite ihre Abmessungen hineinfallen, gerechtfertigt.

Verbreitung: Die Art wurde bisher aus der oberen Visé-Stufe von Japan und von Südanatolien bekanntgemacht.

Tab. 1: Abmessungen der wichtigsten morphologischen Merkmale der Artgruppen der Gattung *Kueichouphyllum* C. C. Yü 1931

	Bisher beschriebene Exemplare	Maximaler \varnothing in mm	Zahl der S. 1. O	Länge der S. 2. O im Vergleich zu den S. 1. O	Septenverdickung in den Hauptquad.	Breite des D: tariums in mm
<i>K. banphitense</i> FONTAINE 1961	1	45	130	2/3	—	10—14
<i>K. heishihkuanense</i> h. C. Yü 1933	3	60	100	2/3	—	10—20
<i>K. h. ephippium</i> C. Yü 1933	1	52	96	1/2	—	zirka 10
<i>K. kesenense</i> MINATO 1955	1	50	109	1/3	×	10
<i>K. kuangtungensis</i> (C. Yü 1933)	1	50	82	2/3	×	25
<i>K. laosense</i> FONTAINE 1961	1	29	78	—3/4	×	4—5
<i>K. latifossula</i> KANMERA 1952	2	50	105	—1/2	×	15—20
<i>K. magnicystosa</i> (C. Yü 1933)	1	45	84	1/2	×	20—25
<i>K. sinense sinense</i> C. Yü 1931	7	56	108	—1/2	×	20—25
<i>K. sinense gracilis</i> C. Yü 1933	4	55	105	1/2	×	10—15
<i>K. splendens</i> M. VOLKOVA 1938	1	45	70	2/3	×	20—25
<i>K. yabei</i> MINATO 1943	12	60	107	—2/5	×	10
<i>K. yahagiense</i> MINATO 1955	8	90	116	1/2	×	10
Corallit aus dem Talartal, N-Iran	1	zirka 48	82	1/2	×	9—11

Kueichouphyllum laosense H. FONTAINE 1961

Texttaf. 1, Abb. C, D

1961 *Kueichouphyllum laosense* nov. sp. — H. FONTAINE, S. 135, Taf. 7, Fig. 4 a—c.

Typus: Holotypus ist das von H. FONTAINE 1961 auf Taf. 7, Fig. 4 a—c abgebildete

Exemplar, Coll. J. FROMAGET F. 665.

Locus typicus: Ban Phit, Thakhek, Laos.

Stratum typicum: Obere Visé-Stufe, Unter-Karbon.

Stoff: Es liegt ein Corallit Nr. 36/1007/1 mit 3 QS und 1 LS vor.

Fundort: Talartal, S Abbasabad, Elburz, Nord-Iran.

Beschreibung: Der über 80 mm lange zylindrische Corallit ist in seiner Mitte etwas ausgebaucht. Er besitzt hier einen \varnothing von zirka 35 mm, während der \varnothing am oberen bzw. unteren Ende des Bruchstückes 25 bzw. 24 mm beträgt. Durch Abwitterung fehlt die Epithek fast zur Gänze, so daß die peripheren Septenkanten deutlich hervortreten. Trotz dieses Erhaltungszustandes ist ihre einstige Querrunzelung noch erkennbar.

Die QS liegen am unteren Bruchstückende (A; Texttaf. 1, Abb. C), zirka 40 mm höher im stark ausgebauchten mittleren Corallitenabschnitt (B) und am oberen Ende (C; Texttaf. 1, Abb. D), der LS zwischen B und C. Seine Länge beträgt 25 mm.

Der \varnothing von A ist 26 mm. Die Zahl der Septen 73×2 , wobei ihre Verteilung aus Tab. 2 ersichtlich ist.

Tab. 2: Morphologische Merkmale der Koralle 36/1007/1

	\varnothing	Septenzahl	Septenverteilung	T:arium \varnothing	Septenzahl auf 10 mm
A	26	62×2	12—H—13—36	18—19 mm	14—16
B	32×36	73×2	keine Verdickung	zirka 17 mm	15—16
C	25×29	73×2	keine Verdickung	zirka 16 mm	16—18

Die S. 1. O. reichen bis an den axialen Bereich und verbinden sich hier mit Bodenschnitten zu einer falschen Axialstruktur. Die S. 2. O. erreichen bei einer Länge von 5—6 mm etwas weniger als die halbe Radiuslänge. Die Septen der beiden Hauptquadranten sind durch Anlagerung deutlich verdickt, wobei diese Verdickung nicht bis zur Peripherie reicht, sondern beiderseits des H.-Sept. immer später einsetzt, so daß der periphere Abschnitt dünner Septen immer länger wird. Die S. 1. O. enden dünn fadenförmig, auch in den Hauptquadranten. Das H.-Sept. liegt in einer Fossula. Seine Verdickung ist etwas kürzer als die der umgebenden Septen. Sein unverdickter axialer Anteil erreicht jedoch die Corallitenachse nicht. Auffallend ist eine pseudofossulare Bildung in dem rechts vom H.-Sept. liegenden verdickten Hauptquadranten. Sie wird dadurch erzielt, daß ein S. 1. O. zwischen zwei verdickten Septen nicht verdickt und kürzer als die übrigen S. 1. O. ist und daß auch ein benachbartes Kurzseptum unverdickt bleibt.

Der Schliff B, zirka 40 mm über A gelegen, zeigt, abgesehen von seiner Größe, als auffallendsten Unterschied keine stark verdickten Septen in den Hauptquadranten. Die beiderseits des H.-Sept. gelegenen S. 1. O. sind zwar im Bereich des T:ariums auf kurze Strecken leicht verdickt, jedoch läßt sich keine scharfe Grenze gegen die nicht verdickten S. 1. O. ziehen.

Schliff C, zirka 25 mm über B, zeigt den gleichen Bauplan. Auch hier nimmt die schwache Verdickung der S. 1. O. innerhalb des T:ariums allmählich gegen die nichtverdickten Septen hin ab, ohne daß eine scharfe Grenze erkennbar ist. Das in einer offenen Fossula liegende H.-Sept. ist hier deutlich kürzer als die übrigen S. 1. O. Die Fossula liegt an der Konvexseite der leicht gekrümmten Koralle, jedoch nicht genau in der Krümmungsebene, sondern etwas gegen rechts verschoben.

Der LS besteht aus einem bis zu 14 Blasenreihen besitzenden D: tarium und einem aus unvollkommenen, axial aufgewölbten Tabulae sich aufbauenden T:arium. Die Zahl der Tabulae beträgt auf 10 mm etwa 12—16, jedoch wurden auch Werte über und unter diesen Grenzen gefunden.

Der Septenfeinbau entspricht dem von *Kueichouphyllum yabei* MINATO, d. h. es handelt sich um schräg nach innen oben gerichtete, parallele Trabekel.

Bemerkungen: Die geringe Größe des \varnothing im Vergleich zur Septenzahl ordnet die vorliegende Form der von H. FONTAINE 1961 beschriebenen zu. Interessant ist die Abweichung in der Septenverdickung innerhalb eines Individuums. Sie zeigt, daß dies kein taxionomisch wichtiges Merkmal ist. Dieser starke Wechsel in der Verdickung innerhalb einer Art geht ja auch aus der Bearbeitung von *Kueichouphyllum yabei* durch M. MINATO 1943 hervor.

Verbreitung: Bisher war die genannte Art nur aus der oberen Visé-Stufe von Laos bekannt.

Fam.: **Cyathopsidae** DYBOWSKI 1873

In dem untersuchten Material befand sich eine Reihe von Formen, die zu Gattungen gehören, welche meistens der Familie Cyathopsidae DYBOWSKI (= Caniniidae HILL) zugerechnet wurden. Es sind dies *Caninophyllum* LEWIS, *Bothrophyllum* TRAUTSCHOLD und *Siphonophyllia* MCCOY. Wie noch auszuführen sein wird (S. 385) erscheint mir im Sinne von T. A. DOBROLYUBOVA usw. 1962 eine Abtrennung der Formen mit Wandblasen von den übrigen Cyathopsidae und ihre Zusammenfassung in einer eigenen Familie gerechtfertigt. Aber auch hinsichtlich der noch verbleibenden Genera ist eine Zusammenfassung zu einer höheren taxionomischen Einheit zweifelhaft. Durch die Aufstellung der Familie Bothrophyllidae durch W. D. FOMITCHEV 1953 wurde dem zum Teil bereits Rechnung getragen.

Genus: *Caninophyllum* H. P. LEWIS 1929

1931 : 24 bzw. 1933 : 70 verglich YÜ C. C. das von ihm neu aufgestellte Genus *Kueichouphyllum* u. a. auch mit *Caninophyllum* H. P. LEWIS. Er stellte dabei 1931 fest: „Our form may be compared with *Caninophyllum* LEWIS in some respects, but the latter form has the uniform horizontale tabulae at the tabulae area, the less numerous septa and some other characters which are quite different from those of the chinese specimen.“ Mit letzterem meinte er (1933 : 70) „the dissepiments of the angulo-concentric pattern“ bei *Caninophyllum*. Trotzdem stellte er die beiden zu verschiedenen Familien. Bereits 1931 : 227 hatte H. P. LEWIS *Caninophyllum* mit einer anderen Gattung, nämlich *Pseudocania* STUCKENBERG (= *Bothrophyllum* TRAUTSCHOLD) verglichen und als wichtigsten Unterschied den Besitz einer falschen Axialstruktur bei letzterem Genus festgestellt. Auch YÜ C. C. 1933 wies auf diese Vergleichsmöglichkeit hin und H. C. WANG 1950 : 210 synonymisierte sogar *Caninophyllum* mit *Bothrophyllum* (= *Pseudocania*).

Wenn auch die Existenz einer aus verlängerten S. I. O. und Bodenschnitten gebildeten falschen Axialstruktur kaum für eine taxionomische Trennung der beiden Gattungen herangezogen werden kann, so spricht doch der Besitz eines stark verlängerten Gegenseptums bei *Bothrophyllum* (S. 378) und das Fehlen eines solchen bei *Caninophyllum* für eine Trennung.

A. v. SCHOUPPÉ 1961 : 364 sah dagegen *Caninophyllum* als ein Synonym von *Gshelia* STUCKENBERG an, nachdem schon SOSHKINA, DOBROLYUBOVA & PORFIRIEV 1941 auf eine mögliche Verwandtschaft dieser Formen hingewiesen hatten. Er begründet dies damit, daß das im Jugendstadium von *Gshelia* vorhandene Säulchen, welches bei *Caninophyllum* fehlt, in Wirklichkeit „keine tatsächliche columellare Bildung im Sinne des von uns revidierten Begriffes (A. v. SCHOUPPÉ & P. STACUL 1961), sondern lediglich durch die Schnittlage bedingte, im zentralen Teil mitunter angeschnittene Bodenelemente und somit lediglich eine vorgetäuschte Axialstruktur ohne jeglichen spezifischen Bestimmungswert“ sei. Dies steht jedoch im Widerspruch zu den Ausführungen von T. A. DOBROLYUBOVA 1940 : 79 und den von ihr gegebenen Abbildungen Taf. 17, Fig. 3—7. Sie schreibt: „At the young, but not the earliest stages, it seems that in the center of all the corals in addition to tabulae a lamellar columella is developed, which is at first connected with the cardinal and counter septa. It is probably formed by the central end of the latter.“ Daß es sich hierbei nicht um einen Schnitt von Tabulae handelt, wie A. v. SCHOUPPÉ 1961 annahm, geht eindeutig aus der von ihr gegebenen Abbildung auf Taf. 17, Fig. 3 hervor. Ein weiterer Unterschied zwischen den beiden Genera scheint darin zu liegen, daß die S. 2. O. bei *Gshelia* bedeutend kürzer sind, wenn auch dieses Merkmal nicht für eine Trennung ausreichen würde.

Caninophyllum archiaci archiaci (MILNE EDWARDS & HAIME 1852)

Texttaf. 2, Abb. B—F; Texttaf. 5, Abb. B

- 1852 *Cyathophyllum archiacis* — MILNE EDWARDS & HAIME, S. 183, Taf. 34, Fig. 7.
 1903 *Caninia cylindrica* var. *bristoliensis* n. var. — A. VAUGHAN, S. 103, Taf. 1, Fig. 4.
 1905 *Caninia cylindrica* Mutation S₁ — A. VAUGHAN, S. 273, Taf. 23, Fig. 1 a.
 1910 *Caninia cylindrica* Mutation S₁ A. VAUGHAN — P. GRÖBNER, S. 43.
 1918 *Caninia* cf. *patula* MICHELIN — L. M. PARSONS, S. 107, Taf. 10, Fig. 8.
 1927 *Caninophyllum archiaci* (EDWARDS & HAIME) — H. P. LEWIS, S. 458, Taf. 11, Fig. 1 a—c, 2 a—g, 3—5, 6 a—c, 7 a—d, Taf. 12, Fig. 1 a—e, 2, 3, 4 a—c, 5, Abb. 1 a, b, 2 b, 3 a, b, 4. (Mit *halkynense*-Typus, *monense*-Typus und *bristoliense*-Typus.)
 1938 *Caninophyllum archiaci* EDWARDS & HAIME (emend. LEW.) — M. VOLKOVA, S. 28, Taf. 7, Fig. 5—8.
 1938/1940 *Caninophyllum archiaci* (EDWARDS & HAIME) — D. HILL, S. 114, Taf. 6, Fig. 7—11.
 1961 „*Caninophyllum*“ *archiaci* (EDWARDS & HAIME) — A. v. SCHOUPPÉ & P. STACUL, Abb. 10 (= H. P. LEWIS 1927, Taf. 11, Fig. 1 b).
 Typus: Holotypus durch Monotypie das von MILNE EDWARDS & HAIME 1852, Taf. 34, Fig. 7 (H. P. LEWIS 1927, Abb. 1, Taf. 11, Fig. 1 a—c) abgebildete Exemplar Nr. R. 5462, Geol. Society Coll.

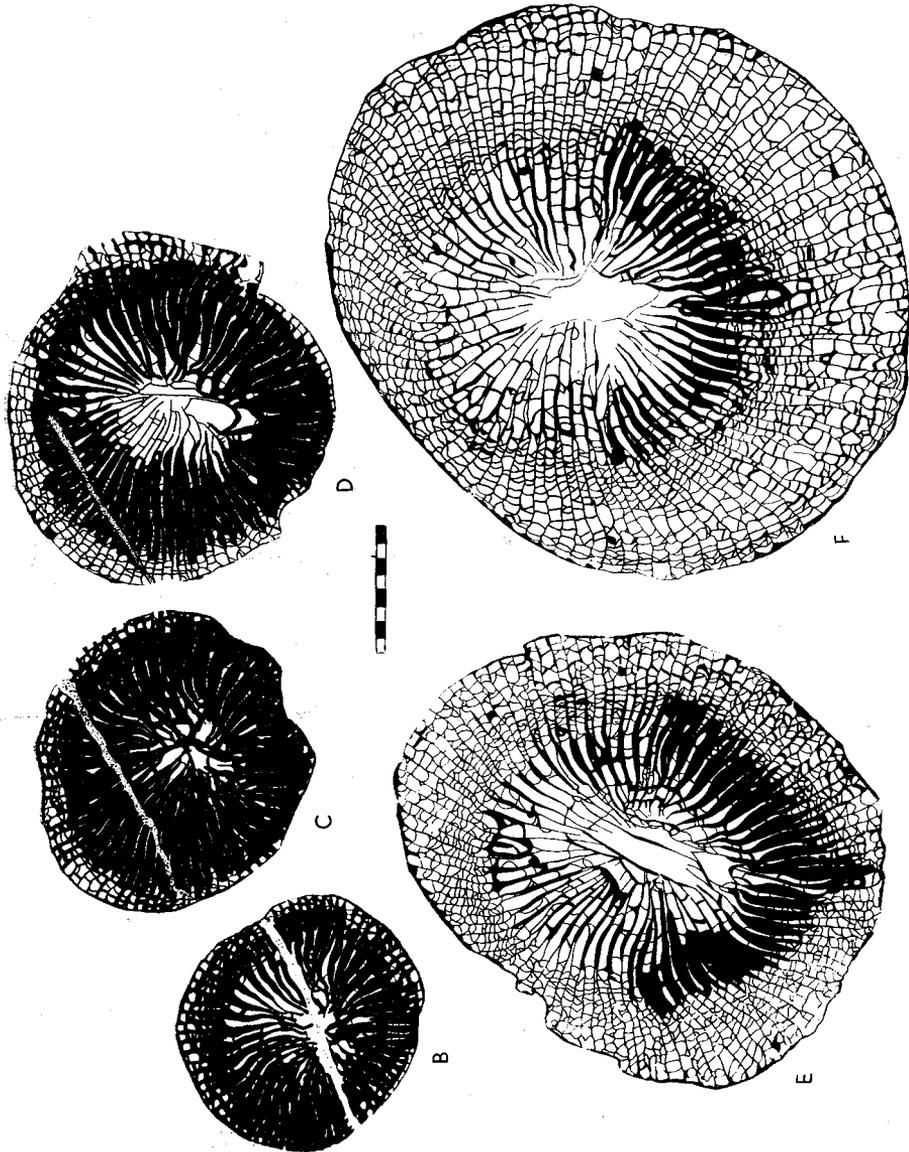
Locus typicus: Llanymynech, North-Wales, England.

Stratum typicum: Obere Dibunophyllum-Zone, Visé-Stufe, Unter-Karbon.

Stoff: Es liegt ein Corallit Nr. 36/1050/1 mit 7 QS und 1 LS vor.

Fundort: Vresk-Tal, 2. Seitengraben von NE, beim Dorf Gurdjimaleh, Talartal, Elburz, Nord-Iran.

Beschreibung: Der vorliegende Rest einer leicht hornförmig gekrümmten Einzelkoralle besitzt eine Länge von mehr als 70 mm. Die meist gut erhaltene Epithek zeigt eine grobe bis feine Querrunzelung. Der Kelch ist nicht vorhanden. Es wurden sieben QS angefertigt. Der oberste (F) liegt knapp unter dem oberen Bruchstückende. Der folgende (E)



Texttafel 2

30 mm tiefer. Die weiteren Schliffe (E—B, I, II) haben einen Abstand von jeweils 3 mm.

Schliff I besitzt einen \varnothing von 9.0×9.5 mm. Die langen S. 1. O. sind deutlich bilateral-symmetrisch zu einem stark verlängerten, bis über den Zentralraum reichenden S. 1. O. angeordnet. Die Natur dieses Septums ist unklar. Es wäre naheliegend, es als ein Protoseptum (H.- oder G.-Sept.) aufzufassen, andererseits liegt es jedoch genau im rechten Winkel zu der erst in Schliff B deutlicher in Erscheinung tretenden Fossula mit ihrem verkürzten S. 1. O. Leider fehlen tiefere Schliffstufen, die eine Klärung ermöglicht haben würden. Die Zahl der S. 1. O. beträgt rechts vom langen Septum 12, links 14, wobei dem verlängerten Septum ein normal ausgebildetes gerades Septum gegenübersteht, so daß insgesamt 28 S. 1. O. auftreten. Dabei sind die Septen rechts und links vom „Richtseptum“ derart gekrümmt, daß ihre Spitzen gegen das kürzere „Richtseptum“ gerichtet sind. Auffallend ist ferner, daß die S. 1. O. links vom Richtseptenpaar durch Anlagerung derart verdickt sind, daß sie teilweise fast völlig zusammenstoßen, während die Septen rechts davon keine Verdickung zeigen und hier einzelne Bodenschnitte zwischen den Septen erkennbar werden. Dieser Abschnitt verdickter Septen fällt mit den in den höheren Schliffen erkennbaren verdickten Hauptquadrantenteilen zusammen. Die S. 2. O. sind nur etwa 1 mm lang. Die S. 1. O. lassen axial einen nur vom langen Richtseptum durchgezogenen septenfreien Raum mit einem \varnothing von 1 mm frei.

Schliff II besitzt einen \varnothing von 11.0×11.5 mm. Das lange Richtseptum ist völlig verschwunden, das kürzere jedoch auffallend verkürzt, sodaß der axiale septenfreie Raum einseitig stark ausgezogen ist, eine unregelmäßig elliptische Gestalt und einen \varnothing von 4.0×1.5 mm besitzt. Dadurch ist aber die bilateral-symmetrische Septenanordnung von Schliff A hier noch erkennbar. Im übrigen sind nunmehr sämtliche Septen stark verdickt, wobei diese Verdickung stellenweise so stark ist, daß sich die Septen nur schwer zählen lassen. Es scheint jedoch die Zahl der S. 1. O. zwischen 37 und 39 zu liegen. Die S. 2. O., die gleichfalls oft kaum erkennbar sind, besitzen eine Länge von 1.0 bis 1.5 mm.

Schliff B (Texttaf. 2) zeigt einen \varnothing von 15.0×16.0 mm. Erstmals ist nun die offene Fossula mit dem H.-Sept. (?), welches gleiche Länge wie die S. 1. O. aufweist, erkennbar. Da die Fossula im rechten Winkel zu den Richtsepten gelegen ist, wird nun eine radikale Umstellung mit Verlust der bilateralen Symmetrie erkennbar. Die Septen sind nicht mehr derartig verdickt wie in Schliff II, sondern lassen zwischen sich einen deutlichen Interseptalraum frei. Sie sind speerblattartig gestaltet, leicht wellig und im nunmehr deutlich sichtbaren D: tarium dünn. Die S. 1. O. lassen axial einen etwa 1 mm breiten Raum frei. Die S. 2. O. erreichen eine Länge von rund 2.5 mm und überragen das D: tarium ein wenig. Die Septenzahl beträgt 42×2 .

Schliff C (Texttaf. 2) mit einem \varnothing von 16.0×19.2 mm und 47×2 Septen zeigt eine offene Fossula, die ein etwas kürzeres H.- (?) Sept. umgibt. Die S. 1. O. schließen sich axial zu Bündeln zusammen, die ihrerseits bis ins Zentrum reichen und sich hier verbinden. Ein septenfreier axialer Raum fehlt daher in dieser Lage. Die S. 2. O. sind bis 3.5 mm lang und überragen das 2.0 mm breite D: tarium deutlich. Innerhalb des T: ariums sind beide Septentypen speerblattartig verdickt.

Schliff D (Texttaf. 2) hat einen \varnothing von 20.0×22.5 mm. Deutlich bildet sich nun neuerlich eine bilaterale Symmetrie heraus, die durch die Fossula und den langgezogenen 6×1 mm großen, axialen septenfreien Raum angedeutet wird. Die S. 1. O. dünnen teilweise axial fadenförmig aus, haben jedoch ansonsten die von den tieferen Schliffen bekannte blattförmige Gestalt. Die Länge der S. 2. O. beträgt bis 4 mm, die Breite des D : tariums bis 2.5 mm. Auch hier ist das in einer offenen Fossula gelegene H.- (?) Sept. deutlich kürzer als die benachbarten S. 1. O. Axial sind einige Bodenschnitte erkennbar. Die Zahl der Septen beträgt 48×2 , wobei sie sich folgend verteilen: 26—G—20—H (H.- und G.-Sept. sind nicht gesichert).

Schliff E (Texttaf. 2) mit einem \varnothing von 30.0×31.5 mm besitzt 57×2 Septen. Sie verteilen sich 13—H—13—30, wobei die beiderseits vom H.-Sept. (?) liegenden S. 1. O. deutlich verdickt sind. Axial lassen sie einen dem Schliff E in seiner Lage entsprechenden Raum von 8.0×2.5 mm frei, der an die offene Fossula mit dem kurzen, gedrungenen H.- (?) Sept. anschließt. Die S. 2. O. erreichen eine Länge von 6 mm und überragen damit das D : tarium um etwa 1 mm. Auch hier sind axial Bodenschnitte vorhanden.

Schliff F (Texttaf. 2) hat einen \varnothing von 35.0×38.5 mm. Die Zahl der Septen hat sich nur um eines vermehrt und beträgt 58×2 , wobei ihre Verteilung 14—H—13—30 ist. Die langgezogene, septenfreie Axialzone hat einen \varnothing von 7.5×3.0 mm. Die S. 2. O. sind nunmehr bis 11 mm lang, während das D : tarium eine Breite bis 9 mm erreicht. Die Verdickung der Septen der Hauptquadranten ist nur mehr auf kurze Strecke vorhanden. Randlich sind die Septen in die lamelläre Epithek leicht eingelassen. Deutlich zeigt dieser Schliff, daß praktisch mit Schliff F das Reifestadium erreicht war und daß durch Schliff G möglicherweise bereits der Kelchboden erfaßt wurde. Die Fossula liegt an der Konvexseite des Koralliten.

Der LS (Texttaf. 5, Abb. B) wurde normal zur H.-/G.-Sept.-Ebene zwischen QS E und F angefertigt. Das D : tarium links und rechts von dieser H.-/G.-Ebene besitzt verschiedene Breite (6.5 bzw. 10 mm), und dementsprechend ist die Zahl der Blasenreihe links (11) und rechts (15) verschieden. Das T : arium besteht aus unvollkommenen Tabulae, wobei ungefähr 13 auf 10 mm kommen. Interessant ist, daß in der Nähe der T : arium/D : tarium-Grenze die Tabulae blasenförmig aufgetrieben erscheinen.

Die Septen sind aus parallelen, von außen unten nach innen oben ziehenden Trabekeln aufgebaut.

Bemerkungen: Die offene Fossula, der in Fossularichtung langgezogene septenfreie Axialbereich im Reifestadium, die Septenverdickung, Tabulae und D : tarium usw. ordnen vorliegende Form eindeutig *Caninophyllum* H. P. LEWIS zu. Von dieser Gattung wurden bisher relativ wenig Arten bzw. Unterarten bekannt, vergleicht man etwa mit Gattungen wie *Caninia* MICHELIN 1840, der bisher weit über 100 Arten zugeordnet wurden. Hierbei erscheint auf Grund der Abmessungen eine Zuordnung vorliegender Form zu *Caninophyllum archiaci archiaci* (MILNE EDWARDS & HAIME 1852), dem Generotypus, als gerechtfertigt.

Verbreitung: Diese Art wurde bisher aus der oberen Visé-Stufe (S_2 — D_3) von England und Schottland, dem höheren Mittelvisé von Kasachstan und mit der Unterart *Caninophyllum archiaci densa* J. FABRE aus der oberen Visé-Stufe Nordafrikas bekannt.

Fam.: **Bothrophyllidae** W. D. FOMITCHEV 1953Genus: *Bothrophyllum* H. TRAUTSCHOLD 1879

H. TRAUTSCHOLD 1879: 30 stellte mit dem Genero-Holotypus durch Monotypie *Bothrophyllum conicum* (FISCHER v. WALDHEIM 1830) als Untergattung von *Cyathophyllum* das Genus *Bothrophyllum* auf. Die Gattung wurde vor allem durch die Arbeiten von T. A. DOBROLYUBOVA 1937, 1940 bekannt. Sie konnte zeigen, daß das Genus mit *Pseudocaninia* STUCKENBERG 1888 und *Rossophyllum* STUCKENBERG 1888 synonym ist.

1961: 366 wies A. v. SCHOUPPE darauf hin, daß D. HILL 1956 als Merkmal von *Bothrophyllum* ein verlängertes G.-Sept. angab, welches jedoch dem von D. HILL auf Abb. 199/6 b gebrachten Individuum zu fehlen scheint. Er zog daraus den Schluß, daß eventuell *Gshelia* STUCKENBERG 1888 ebenfalls ein Synonym von *Bothrophyllum* TRAUTSCHOLD 1879 darstellen könnte. Nun stammt die von D. HILL 1956 gebrachte Abbildung aus einer Arbeit von T. DOBROLYUBOVA (1937: Taf. 3, Fig. 8), u. zw. aus der Schiffsrie eines Coralliten von Myatshkovo, die sie in den Taf. 3, Fig. 2—9; Taf. 4, Fig. 1, 2 und Taf. 5, Fig. 1 wiedergibt. Diese Serie des Generotypus *Bothrophyllum conicum* TRAUTSCHOLD zeigt, daß das verlängerte G.-Sept., welches D. HILL als Gattungsmerkmal anführte, bei dieser Form erst in den höheren Schnittlagen deutlich in Erscheinung tritt, während sich die übrigen S. I. O. aus dem Zentralraum des Coralliten zurückziehen beginnen und dieser endlich nur mehr vom verlängerten G.-Sept. erreicht wird. Auch die von mir untersuchten Coralliten zeigen dieses Merkmal sehr deutlich. Eine Vereinigung von *Gshelia* STUCKENBERG und *Bothrophyllum* TRAUTSCHOLD erscheint mir daher nicht gerechtfertigt.

Bothrophyllum dobrolyubovae n. sp.

Texttaf. 3, Abb. A—G; Texttaf. 4, Abb. A—C

Namen: Ich benenne diese Art zu Ehren der Paläontologin T. DOBROLYUBOVA, die unsere Kenntnis über das Genus *Bothrophyllum* durch ihre Arbeiten stark erweitert hat.

Holotypus: Typus ist das durch die Schiffsrie A—G, Texttaf. 3 weitgehend zerstörte Individuum Nr. 36/1152/2 mit 7 QS und 1 LS, welches in der Sammlung der Geol. Bundesanstalt, Wien, hinterlegt ist.

Locus typicus: SW Doab, P. 330, Talartal-Westseite, Elburz, Nord-Iran.

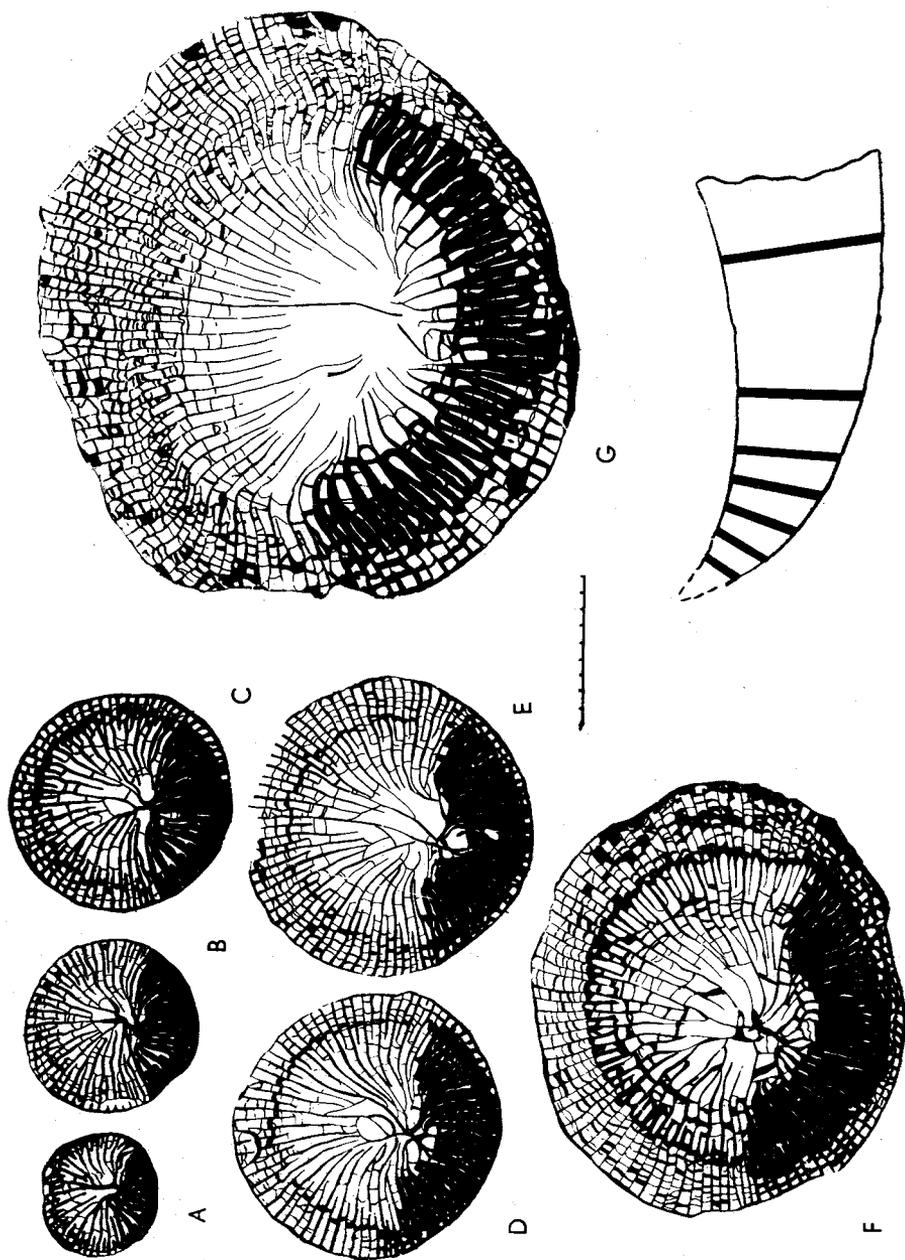
Stratum typicum: Obere Visé-Stufe, Unter-Karbon.

Paratypus: Ein Corallit B 11-1, Sadarak, Asni-beck, 1. unteres fossilführendes Niveau 1914 der Sammlung M. BONNET, Armenien, SSR. mit 2 QS und 1 LS, Paris, Universität (Texttaf. 4).

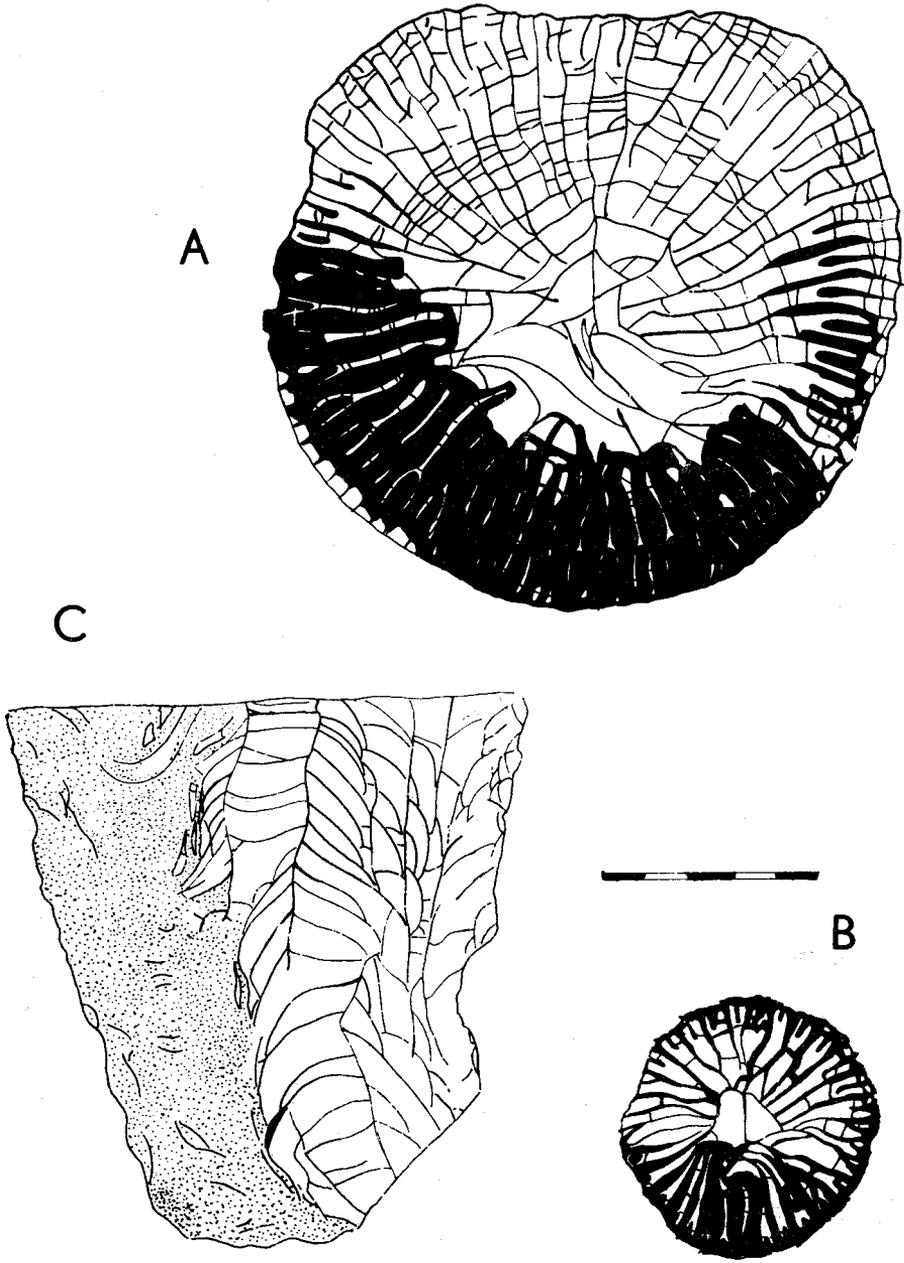
Diagnose: Art der Gattung *Bothrophyllum* mit gut entwickeltem, langem G.-Sept., verstärkten Septen in den Hauptquadranten und einer Septenzahl von über 60×2 im Reifestadium.

Beziehungen: Ein ähnlich langes G.-Sept. besitzt auch *Bothrophyllum conicum conicum*, welches jedoch im Reifestadium keine verdickten Septen in den Hauptquadranten zeigt.

Beschreibung: Der leicht gebogene Corallit 36/1152/2 besaß eine Länge von über 75 mm, wobei der Kelch nicht erhalten war. Die Epithek zeigt eine Querrunzelung.



Texttafel 3



Texttafel 4

Es wurden sieben QS angefertigt. Ihr Abstand beträgt zwischen A und B 5 mm, zwischen B/C, C/D und D/E jeweils 3 mm, zwischen E/F 18 mm und zwischen F/G 22 mm. Ferner liegt ein LS zwischen F und G vor, der normal zur H./G.-Sept.-Ebene gelegt wurde.

Die Septenentwicklung zeigt folgende Übersicht:

A	6—H—6—10—G—9	(33 × 2)	∅ : 7.0 × 7.0 mm
B	7—H—7—11—G—11	(38 × 2)	∅ : 11.0 × 11.0 mm
C	7—H—7—12—G—12	(40 × 2)	∅ : 13.0 × 13.0 mm
D	8—H—8—13—G—13	(44 × 2)	∅ : 16.0 × 17.0 mm
E	9—H—8—14—G—14	(47 × 2)	∅ : 17.0 × 18.0 mm
F	10—H—11—16—G—16	(55 × 2)	∅ : 22.0 × 26.0 mm
G	12—H—13—17—G—19	(63 × 2)	∅ : 32.0 × 35.0 mm

Dabei zeigt sich, daß von allem Anfang an das G.-Sept. bis in das Zentrum des Coralliten reicht und sich hier bis Schliff F mit anderen S. 1. O. verbindet. Erst in Schliff G löst sich diese Bindung, und das lange G.-Sept. reicht allein bis in das Zentrum, eine bilaterale Symmetrie des Coralliten andeutend. Das H.-Sept. tritt dagegen innerhalb der verdickten S. 1. O. der Hauptquadranten kaum in Erscheinung, und auch eine Fossula macht sich kaum in den QS bemerkbar. Sie liegt nicht genau an der Konvexeite, sondern etwas nach links, entgegen dem Uhrzeigersinn verschoben. Die S. 2. O. erreichen etwa $\frac{1}{2}$ der Länge der S. 1. O. In den Hauptquadranten sind sie ebenfalls, wie die S. 1. O. innerhalb des T:ariums, verdickt. Die Einschaltung neuer Septen erfolgt benachbart den verdickten Septen der Hauptquadranten.

Der LS zeigt ein 4 mm breites D:tarium, bestehend aus 5—6 Blasenreihen. Das T:arium besteht aus unvollkommenen, axial leicht aufgewölbten Tabulae, wobei auf 10 mm 11—14 Tabulae kommen. Es besitzt eine Breite von 21 mm bei einem Gesamtdurchmesser des Coralliten von 29 bis 30 mm. Auffallend ist eine leichte Grabenbildung an der Grenze T:arium/D:tarium.

Ein angeschnittenes Septum zeigt sehr flach liegende, schräg aufwärts gerichtete Trabekel.

Mit diesem Individuum stimmt ein aus der Aufsammlung von M. BONNET 1914 aus Armenien stammender Corallit weitestgehend überein, so daß, bei Berücksichtigung individueller Variationsbreite, auch diese Form der neuen Art zugerechnet wurde.

Das kleine kegelförmige Bruchstück des Koralliten B 11-1 war leicht gebogen mit einer Länge von über 30 mm, bei einem oberen Durchmesser von etwa 20 mm, ohne daß dabei jedoch der Kelch erkennbar gewesen wäre. Von diesem Bruchstück wurden ein Schliff am oberen Ende, ein Schliff 18 mm tiefer am unteren Ende und ein LS angefertigt (Texttaf. 4, Abb. A—C).

QS A: bei einem ∅ von 20 mm besitzt der runde Corallit 51 S. 1. O. Hievon sind die um das H.-Sept. liegenden 24 Septen verdickt, und zwar 13 auf der einen, 11 auf der anderen Seite. Dort wo die Epithek nicht dem Abrieb zum Opfer gefallen ist, erkennt man, daß die verdickten Septen

nicht ganz bis zum Rand reichen. Das H.-Sept. wird von einem Septenkranz der benachbarten S. 1. O. eingeschlossen, ist jedoch kaum kürzer als normalerweise die S. 1. O. Die übrigen S. 1. O. sind dünn und erreichen das Zentrum mit einer Ausnahme (G.-Sept.) nicht. Dieses Septum reicht jedoch bis in den Zentralraum und gliedert damit den Koralliten in zwei Hälften. Die S. 2. O. erreichen maximal $\frac{1}{3}$ der Länge der S. 1. O., in den Hauptquadranten sind sie ebenfalls verdickt.

Der axiale Raum wird von Bodenschnitten, den Enden der S. 1. O. und dem G.-Sept. (?) eingenommen, wodurch das Bild einer losen Columella entsteht.

Die Schnitte der peripheren Blasenzone sind eben, ohne daß eine deutliche Blasenzone im Querschliff erkennbar wäre. Die Septen reichen durchwegs bis an die Peripherie.

Schliff B: der 18 mm tiefere Querschliff besitzt einen \varnothing von 9 mm bei 32 S. 1. O. Auch hier sind die Septen der Hauptquadranten verdickt, die anderen im Vergleich dazu dünn. Ebenso reicht auch hier das G.-Sept. bis über das Zentrum hinaus und halbiert den Koralliten deutlich, während das kürzere, dicke H.-Sept. in einer Fossula eingeschlossen ist. Die übrigen Septen reichen nicht bis zum Zentrum, sondern lassen hier eine etwa 2 mm breite Zone frei. Die Länge der S. 2. O. beträgt $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{3}$ der Länge der S. 1. O. Die Septen reichen bis zur Peripherie. Eine Blasenzone ist nicht erkennbar.

Der LS, der durch H.- und G.-Sept. geführt wurde, zeigt eine deutliche Gliederung in Längszonen: Auf der einen Seite die verdickten Septen als helle, strukturlose Masse, die nur undeutlich die Lage von Tabulae und Diamenten erkennen läßt. Daran anschließend die Zone der axial emporgezogenen Böden, die im Zentrum mehr oder minder waagrecht verlaufen, jedoch gegen den Rand abgelenkt sind und durch die senkrechten Septenschnitte gegliedert werden und endlich eine schmale Zone randlicher, nur schlecht ausgebildeter, steiler Blasen. Diese Zone ist jedoch durch den Abrieb weitgehend zerstört, wie man ja auch am Ganzstück nur sehr selten Reste einer glatten Epithek bemerkte. Meist war die Verwitterung bis zu den Septen und zur Bodenzone vorgeschritten.

Die Zahl der Tabulae auf 5 mm beträgt 5—8. Sie sind, ebenso wie die Blasen, sehr dünn.

Bemerkungen: Mit keiner der bisher bekannten Arten der Gattung *Bothrophyllum* herrscht eine so weitgehende Übereinstimmung, daß eine Zuordnung gerechtfertigt wäre. Vor allem die große Zahl der Septen bei einem Durchmesser von 20 mm gibt einen deutlichen Unterschied gegenüber den bisher bekannten Formen. Auch die domförmige Aufwölbung der einfachen Böden ist ein gutes Charakteristikum im Vergleich zu den meist unregelmäßigen Böden bei den übrigen Arten der Gattung *Bothrophyllum*. Andererseits weist der Besitz einer Zentralzone aus Böden und axialen Septenenden, das weit in und über das Zentrum reichende G.-Sept. sowie die aufgebogenen Böden auf eine Zugehörigkeit zu *Bothrophyllum*. Die Aufstellung einer neuen Art erscheint durch die Auffindung ihrer Vertreter an zwei weit voneinander entfernten Orten gerechtfertigt.

Bothrophyllum n. sp. A

Taf. I, Fig. 3

Stoff: Es liegt ein Corallit Nr. 36/1152/3 mit 3 QS und 1 LS vor.

Fundort: SW Doab, P. 330, Talartal-Westseite, Elburz, Nord-Iran.

Beschreibung: Der leicht gekrümmte Corallit besaß eine Länge von über 70 mm, wobei der Kelch teilweise noch erhalten war. Er zeigte steile Flanken. Seine Höhe ist unbekannt. Die teilweise noch vorhandene Epithek zeigt eine deutliche feine und grobe Querrunzelung, wobei sich der Abstand der Grobrunzelung zwischen 1.5 und 2.0 mm bewegt.

Die drei QS haben einen Abstand von je 20 mm, wobei der oberste Schliff C etwa 10 mm unter dem Kelchboden gelegen ist. Der LS liegt zwischen den Schliffen B und C normal zur H./G.-Sept.-Ebene.

Die Septenverteilung zeigt folgende Übersicht:

A 14—H—14—37 (66×2) \varnothing : 26.0×27.0 mm

B 16—H—16—41 (74×2) \varnothing : 33.0×34.0 mm

C 16—H—15—42 (74×2) \varnothing : 36.0×37.0 mm

In Schliff A sind die S. 1. O. meist 9—10 mm lang. Einzelne von ihnen reichen bis in das Corallitenzentrum und verbinden sich hier, zusammen mit Bodenschnitten, zu einem unregelmäßigen Netzwerk. Das G.-Septum ist nicht deutlich als solches erkennbar. Die S. 2. O. sind 4—5 mm lang. Die Septen der Hauptquadranten sind stark durch Anlagerung verdickt, wobei diese Verdickung bis an den Corallitenrand reicht und auch die S. 2. O. erfaßt. Das in einer offenen Fossula liegende H.-Sept. ist bedeutend kürzer als die benachbarten verdickten S. 1. O. Auffallend ist jedoch, daß aus der Anlagerungsmasse der Fossula ein langes, dünnes Septum weit in das Coralliteninnere reicht, welches jedoch nicht direkt mit dem H.-Sept. verbunden ist, aber auch nicht als eigenes Septum bis an die Peripherie reicht. Die übrigen verdickten S. 1. O. der Hauptquadranten zeigen axial dünne, fadenförmige Enden.

Schliff B zeigt ein sehr ähnliches Bild. Die Verdickung der Septen reicht jedoch nicht mehr bis zur Peripherie, sondern endet an der Grenze T:arium/D:tarium. Das in einer offenen Fossula liegende, verdickte H.-Sept. endet, ebenso wie die übrigen Septen, in einem dünnen, fadenförmigen Fortsatz, der bis in das Corallitenzentrum reicht und sich hier mit mehreren S. 1. O. verbindet. Auch hier ist das G.-Sept. nicht deutlich erkennbar. Die Länge der S. 2. O. beträgt bis zu 7 mm.

Schliff C unterscheidet sich von Schliff B nur dadurch, daß die S. 1. O. sich nun vom Zentrum zurückziehen beginnen. Auch das dünne, fadenförmige axiale Ende des H.-Sept. zieht hier nicht mehr über die offene Fossula hinaus, während nunmehr das G.-Sept. deutlicher durch seine Länge in Erscheinung tritt, da es das einzige Septum ist, welches noch bis in das Corallitenzentrum reicht. Die S. 2. O. besitzen eine Länge bis zu 8 mm.

Der LS zeigt bei einem \varnothing von 33 mm ein D:tarium von 3—4 mm Breite. Er besteht aus 3—4 Reihen kleiner, steilstehender Blasen. Das T:arium mit einer Breite von 24 mm besteht aus mehr oder minder unvollkommenen, axial leicht ansteigenden Tabulae. Auf 10 mm kommen etwa 10 Böden.

Auch bei dieser Art zeigt sich die bereits bei *Bothrophyllum dobrolyubovae* n. sp. beschriebene, grabenartige Einsenkung an der Grenze T:arium/D:tarium.

Die Feinstruktur der Septen entspricht der bei *Bothrophyllum dobrolyubovae* n. sp. beschriebenen.

Bemerkungen: Das allgemeine Bild erinnert an das der früher beschriebenen neuen Art von *Bothrophyllum*, jedoch ist die Zahl der Septen bei gleichem Corallitendurchmesser bedeutend höher. Ein weiterer deutlicher Unterschied liegt in der Ausbildung der breiten, offenen Fossula, die *Bothrophyllum dobrolyubovae* n. sp. fehlt. Darin erinnert die vorliegende Art an *Bothrophyllum longiseptatum* (P. LEWIS) oder *Bothrophyllum formosum* GORSKY. Wie jedoch Tabelle 3 zeigt, ist schon zufolge der hohen Septenzahl des vorliegenden Individuums (mit entsprechendem Durchmesser), die Zuordnung zu einer der bisher als *Bothrophyllum* beschriebenen Arten kaum möglich. Es liegt daher im Bereich der Möglichkeit, daß es sich um eine neue Art handelt. Von einer Benennung wird Abstand genommen, da nur ein Exemplar vorhanden ist ¹⁾.

Tab. 3: Arten der Gattung *Bothrophyllum* TRAUTSCHOLD 1879

	max. \varnothing	max. Septenzahl
<i>B. aequalum</i> FORMITCHEV 1953	23 mm	46 × 2
<i>B. baeri</i> STUCKENBERG 1895	70 mm	72 × 2
<i>B. berestovensis</i> VASILYUK 1960	20 mm	42 × 2
<i>B. brevisseptata</i> <i>brevi.</i> (YÜ 1933)	22 mm	30 × 2
<i>B. b. carinata</i> (YÜ 1933)	22 mm	30 × 2
<i>B. b. major</i> (CHI 1935)	40 mm	47 × 2
<i>B. conicum conicum</i> TRAUTSCH. 1879	28 mm	49 × 2
<i>B. c. robustum</i> DOBROLYUBOVA 1940	27 mm	40 × 2
<i>B. complexum</i> DOBROLYUBOVA 1937	9 mm	25 × 2
<i>B. djeskasganicum</i> VOLKOVA 1938	25 mm	40 × 2
<i>B. formosum</i> GORSKY 1938	38 mm	60 × 2
<i>B. kashiricum</i> DOBROLYUBOVA 1937	17 mm	40 × 2
<i>B. longiseptum</i> (LEWIS 1931)	35 mm	51 × 2
<i>B. l. A</i> DOBROLYUBOVA 1937	13,5 mm	33 × 2
<i>B. pseudoconicum</i> DOBROLYUBOVA 1937	33 mm	48 × 2
<i>B. rareseptatum</i> DOBROLYUBOVA 1940	9 mm	17 × 2
<i>B. superbum</i> GORSKY 1938	40 mm	49 × 2
<i>B. trautscholdi</i> (STUCKENBERG 1888)	26 mm	28 × 2
<i>B. yohi</i> (CHI 1935)	35 mm	54 × 2

Fam.: Uraliniidae T. DOBROLYUBOVA 1962

1962:316 stellte T. A. DOBROLYUBOVA die Familie Uraliniidae auf und vereinigte in ihr eine größere Zahl bisher meist der Familie Cyathopsidae DYBOWSKI zugerechneter Gattungen. Es handelt sich dabei um große

¹⁾ Ein mir von Herrn W. GLAUS, ETH. Zürich, übergebenes Korallenmaterial aus dem zentralen Elburz enthält neben *B. dobrolyubovae* n. sp. und einer weiteren, noch nicht beschriebenen neuen Art, zahlreiche Exemplare von *B. n. sp. A*. Diese Feststellung konnte jedoch in vorliegender Arbeit nicht mehr berücksichtigt werden.

Einzelkorallen mit Wandblasen („Lonsdaloides D: tarium“), echter, offener oder geschlossener Fossula und häufig, wenigstens in den Hauptquadranten, durch septobasale Anlagerungen verdickten Septen (Unter-Karbon von Europa, Asien und Nord-Amerika). Bereits D. HILL 1956 hatte diese Formen nur noch mit ? bei den Cyathopsidae DYBOWSKI angeführt. Es handelt sich dabei um die Genera *Uralinia* STUCKENBERG, *Pseuduralinia* YÜ (von T. A. DOBROLYUBOVA 1962 als Subgenus von *Uralinia* STUCKENBERG aufgefaßt), *Enygmophyllum* FOMITCHEV, *Keyserlingophyllum* STUCKENBERG, *Humboldtia* STUCKENBERG (die beiden letztgenannten Gattungen wurden von T. A. DOBROLYUBOVA 1962 miteinander synonymisiert, wogegen jedoch die Ausbildung der Bodenzone spricht; vgl. S. 394), *Cystophrentis* YÜ, *Kakwiphyllum* SUTHERLAND und *Liardiphyllum* SUTHERLAND. Dazu kommen noch die von T. A. DOBROLYUBOVA 1962 noch nicht berücksichtigte Gattung *Neomicroplasma* ROGOZOV und das von ihr mit *Caninia* MICHELIN vereinigte Genus *Siphonophyllia* MCCOY.

Genus: *Siphonophyllia* F. McCOY 1844

1844 publizierte F. MCCOY den Manuskriptnamen *Siphonophyllia* SCOULER für eine Rugosengattung, die durch den Besitz eines mehr oder minder breiten Wandblasen-Gürtels, einer Fossula und einer an der Grenze T: arium/D: tarium gelegenen grabenartigen Einbiegung der Tabulae charakterisiert ist. In der Folge wurde die Existenzberechtigung dieses Genus mitunter bestritten und *Siphonophyllia* MCCOY mit *Caninia* MICHELIN 1840 vereinigt. Der Grund hiefür ist vor allem darin zu suchen, daß 1843 MICHELIN, J. unabhängig von F. MCCOY die Form *Siphonophyllia cylindrica* unter der Bezeichnung *Caninia gigantea* beschrieben hatte, während der Typus von *Caninia*, nämlich *Caninia cornucopiae* MICHELIN, erst 1847 publiziert wurde. Es ist daher verständlich, wenn sich die Vorstellung von *Caninia* eher mit dem länger bekannten Typus *Siphonophyllia cylindrica* (= *Caninia gigantea*) verband, als mit dem im Bau sehr stark davon abweichenden Generotypus von *Caninia C. cornucopiae*. Dazu dürfte auch die eingehende Bearbeitung von *Siphonophyllia cylindrica* MCCOY durch A. SALÉE 1910 wesentlich beigetragen haben, in der er diese Art *Caninia* MICHELIN zuordnete. So kommt es, daß noch bis in die letzte Zeit *Siphonophyllia* MCCOY 1844 als ein jüngerer subjektives Synonym von *Caninia* MICHELIN 1940 betrachtet wurde (z. B. bei LANG, SMITH & THOMAS 1840, W. H. EASTON 1944, T. DOBROLYUBOVA 1962 usw.). Andere Autoren, wie D. HILL 1939, 1956, H. C. WANG 1950 oder P. K. SUTHERLAND 1958 faßten dagegen *Siphonophyllia* MCCOY als eigenes Genus auf, während es S. SMITH 1935 mit *Campophyllum* MILNE EDWARDS & HAIME 1850 vereinigen wollte.

Wenn auch die Frage nach der Beziehung von *Caninia* MICHELIN und *Siphonophyllia* MCCOY, wie gezeigt wurde, umstritten war, so bestand doch hinsichtlich der Zuordnung dieser Gattung zur Familie Cyathopsidae DYBOWSKI (= Caniniidae D. HILL) bis in die jüngste Zeit kein Zweifel. Erst A. v. SCHOUPPE 1961 : 364 warf die Frage nach verwandtschaftlichen Beziehungen zwischen Formen mit (*Siphonophyllia* MCCOY) und solchen ohne (*Caninia* MICHELIN) Wandblasen auf, wodurch das Problem akut wurde, ob die beiden in einer Familie vereinigt werden können oder nicht.

Er stützte sich hierbei auf die Untersuchungen an devonischen Korallen durch G. ENGEL & A. v. SCHOUPPE 1958, in denen die beiden Autoren die wichtige taxonomische Bedeutung von Wandblasen für die Abgrenzung der Familie Stringophyllidae WEDEKIND zeigen konnten. Es liegt daher nahe, auch dieses Genus der Familie Uraliniidae DOBROLYUBOVA zuzuordnen.

Die folgende Liste gibt einen Überblick über die dieser Gattung zugerechneten Arten und Unterarten.

- S. ciliatum* (GARWOOD 1912)
- S. cylindrica cylindrica* McCoy 1844
- S. cylindrica hasteriensis* (SALÉE 1912)
- S. cylindrica herculiana* (De KONINCK 1872)
- S. cylindrica latitabulata* (GORSKY 1932)
- S. cylindrica microvesiculosa* (VOLKOVA 1938)
- S. flaccida* (EASTON 1943)
- S. hettonensis* (WILMORE 1910)
- S. montanensis* (EASTON 1962)
- S. recurvata* (THOMSON 1893)
- S. spumosa spumosa* (GORSKY 1932)
- S. spumosa aequiseptata* (VOLKOVA 1938)
- S. spumosa brevisseptata* (VOLKOVA 1938)
- S. spumosa partita* (ILYINA 1939)
- S. spumosa tenuiseptata* (GORSKY 1937)
- S. spumosa vesicata* (VOLKOVA 1938)
- S. tennesseensis* (EASTON 1943)
- S. ticeensis* (TOLMATCHOFF 1924)
- S. transitoria* (VAUGHAN 1915)
- S. sp. A* (PARKS 1951)

Dazu kommt noch eine Reihe sp., cf. und aff.-Formen.

Dieser Vielzahl beschriebener Formen steht die Schwierigkeit ihrer sicheren Trennung entgegen. Es wurde daher versucht, an Hand der Literatur Anhaltspunkte über die Variationsbreite bei Angehörigen dieses Genus zu erhalten. Dazu bot sich das von A. SALÉE 1910 abgebildete reichhaltige Material von *Siphonophyllia cylindrica cylindrica* McCoy 1844 an. Es wurden einander gegenübergestellt: Gesamt- \emptyset , \emptyset des Septariums (= von Septen und septenfreiem Zentralraum eingenommener Bereich), \emptyset des septenfreien Zentralraumes und die Septenzahl. Dabei zeigte sich (Abb. 2), daß von einem bestimmten \emptyset an sowohl die Zahl der Septen, als auch der \emptyset des septenfreien Axialraumes nur mehr in geringen Grenzen schwankt. Wir können annehmen, daß dort das Reifestadium erreicht ist und daß in diesem die Variationsbreite der angegebenen Merkmale nur gering ist. Anders verhält es sich mit Coralliten \emptyset und Septarium \emptyset . Beide nehmen auch nach Erreichen des Reifestadiums und damit der Höchstzahl der Septen noch gleichmäßig zu, wobei sie miteinander korreliert sind.

Wir dürfen vermuten, daß ein starkes Abweichen von dieser Regressionsgeraden, sowie größere Unterschiede der Septenzahl im Reifestadium, taxonomische Gründe haben können.

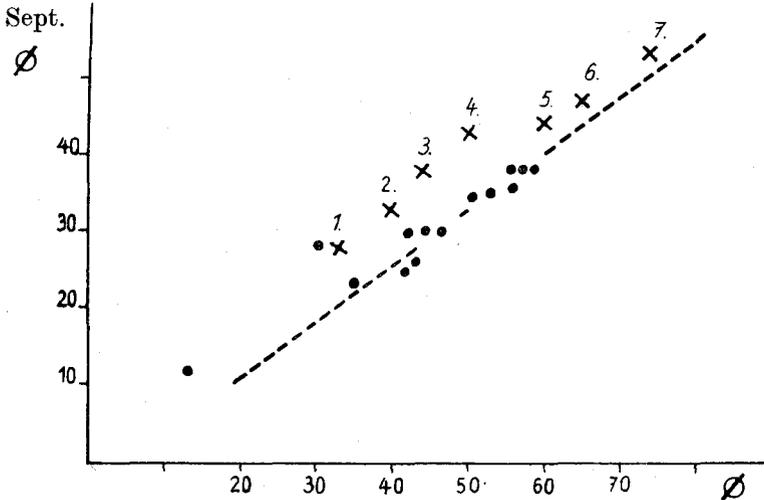


Abb. 2: Gesamt \varnothing / Septarium \varnothing Verhältnis bei *Siphonophyllia cylindrica cylindrica* McCOY 1844 (schwarze Punkte) und dem bearbeiteten Material (x). Nr. 1 = S4/2, 2 = B10/3, 3 = S4/4, 4 = S4/3, 5 = B10/2, 6 = 1007/3 (*Humboldtia rutneri* n. sp.), 7 = 1007/2.

Versucht man die übrigen, bisher bekanntgewordenen Arten von *Siphonophyllia* mit dieser Übersicht zu vergleichen, so zeigt sich, daß vermutlich eine Reihe von Arten bzw. Unterarten mit *Siphonophyllia cylindrica* synonym sind, wie *Siphonophyllia spumosa brevisseptata* (VOLKOVA) oder *Siphonophyllia cylindrica microvesiculosa* (VOLKOVA).

Siphonophyllia cylindrica cylindrica McCoy 1844

- 1843 *Caninia gigantea* n. sp. — MICHELIN, S. 81, Taf. 16, Fig. 1.
 1844 *Siphonophyllia cylindrica* SCOULER (MS) — F. McCoy, S. 187, Taf. 27, Fig. 5.
 1850 *Siphonophyllia cylindrica* SCOULER — d'ORBIGNY, S. 158.
 1850 *Caninia gigantea* MICHELIN — d'ORBIGNY, S. 158.
 1851 *Zaphrentis cylindrica* SCOULER — MILNE EDWARDS & HAIME, S. 339.
 1851 *Caninia gigantea* MICHELIN — McCoy, S. 89.
 1852 *Zaphrentis cylindrica* SCOULER — MILNE EDWARDS & HAIME, S. 171, Taf. 35, Fig. 1 a, b, 1.
 1860 *Zaphrentis cylindrica* SCOULER — MILNE EDWARDS, S. 345.
 1872 *Zaphrentis cylindrica* SCOULER — DeKONINCK, S. 84, Taf. 7, Fig. 5; Taf. 8, Fig. 1; Taf. 15, Fig. 1.
 1872 *Zaphrentis bullata* n. sp. — DeKONINCK, S. 86, Taf. 7, Fig. 6.
 1895 *Caninia cylindrica* (SCOULER) EDWARDS & HAIME — A. STUCKENBERG, S. 42, Taf. 8, Fig. 1.
 1905 *Caninia cylindrica* (SCOULER) — A. VAUGHAN, S. 272.
 1905 *Caninia cylindrica* (SCOULER) Mutation *gamma* — A. VAUGHAN, S. 273, Taf. 23, Fig. 1.
 1906 *Caninoid Cyathophylla* — SIBYL, S. 367, Taf. 31, Fig. 329, 365.
 1910 *Caninia cylindrica* mut. *gamma* VAUGHAN — P. GRÖBER, S. 43, Taf. 2, Fig. 1.
 1910 *Caninia cylindrica* mut. C₂ — P. GRÖBER, S. 43, Taf. 2, Fig. 3.
 1910 *Caninia cylindrica* (SCOULER) — A. SALÉE, S. 27, Taf. 2, Fig. 1—7; Taf. 3, Fig. 1a—1g, 2, 3 a, b; Taf. 4, Fig. 1, 2 a—c, 3—5; Taf. 5, Fig. 1.
 1910 *Caninia cylindrica* mut. *gamma* — G. DELEPINE, Taf. 2, Fig. 1.
 1910 *Caninia cylindrica* mut. C₂ — G. DELEPINE, Taf. 2, Fig. 1.

- 1911 *Caninia cylindrica* SCOULER — VAUGHAN, S. 367, Taf. 31, Fig. 1.
 1915 *Caninia cylindrica* SCOULER — A. VAUGHAN, S. 38, Taf. 3, Fig. 5.
 1915 *Caninia cylindrica* mutation *gamma* VAUGHAN — A. VAUGHAN, S. 38, Taf. 3, Fig. 4.
 1915 *Caninia cylindrica* (SCOULER) — E. SOCHKINE, S. 50, Taf. 4, Fig. 1 a, b.
 1924 *Caninia Poljenowi* sp. n. — TOLMATSCHIEFF, S. 335, Taf. 20, Fig. 15, 16.
 1925 *Palaecaninia cylindrica* — LISSITZIN, S. 57.
 1928 *Caninia cylindrica* SCOULER — H. P. LEWIS, S. 374, Taf. 14, Fig. 1 a, b.
 1930 *Caninia cylindrica* SCOULER emend. SALÉE — G. DELEPINE, S. 30, Taf. 3, Fig. 1.
 1930 *Caninia cylindrica* SCOULER emend. SALÉE — G. DELEPINE, S. 5, Taf. 1, Fig. 4.
 1931 *Caninia cylindrica* SCOUL. — V. D. FOMITSCHEV, S. 28, 62, Taf. 2, Fig. 1 a—g.
 1932 *Caninia cylindrica* SCOUL. — I. GORSKY, S. 16, Taf. 2, Fig. 1, 4; Taf. 3, Fig. 1, 2.
 1934 *Caninia cylindrica* SCOULER — A. RIVIERE, S. 87, Taf. 1, Fig. 1, 1 a.
 1935 *Caninia cylindrica* SCOULER — MENCHIKOFF & HSU, S. 238.
 1938 *Caninia cylindrica* SCOUL. — M. VOLKOVA, S. 17, Taf. 1, Fig. 1; Taf. 4, Fig. 1.
 1938 *Caninia cylindrica* SCOUL. var. *microvesiculosa* n. var. — M. VOLKOVA, S. 18, 56, Taf. 4, Fig. 3, 4.
 1938 *Caninia spumosa* GORSKY var. *breviseptata* n. var. — M. VOLKOVA, S. 22, 57, Taf. 2, Fig. 4—7; Taf. 3, Fig. 4, 5.
 1939 *Caninia cylindrica* SCOULER emend. SALÉE — G. DELEPINE, S. 101.
 1941 *Caninia cylindrica* SCOUL. — M. VOLKOVA, S. 21, Taf. 4, Fig. 3—5; Taf. 5, Fig. 5.
 1941 *Caninia cylindrica* SCOUL. — I. GORSKY, S. 59, Taf. 4, Fig. 8.
 1955 *Caninia cylindrica* SCOULER — B. FOMITSCHEV, S. 301, Taf. 80, Fig. 1—3.
 1958 *Caninia cylindrica* (SCOULER) — C. ÜNSALANER-KIRAGLI, S. 55, Taf. 11, Fig. 2 a, b.

Typus: Holotypus (H. LEWIS 1928: 374) ist das von McCoy 1844 Taf. 27, Fig. 5 (= H. LEWIS 1928 Taf. 16, Fig. 1 a, b) abgebildete Individuum. (Griffith Coll. National Museum of Irland, Dublin, Nr. 80-1925.)

Locus typicus: Ardsallagh, Drumquin, Ireland.

Stratum typicum: Arenaceous Limestone, Visé-Stufe, Unter-Karbon.

Bemerkungen: Obgleich „*Caninia*“ *gigantea* MICHELIN 1843 vor *Siphonophyllia cylindrica* McCoy 1844 die Priorität besitzt, muß dieser Namen als vergessen betrachtet werden (nomen oblitum), da er seit 1883 nicht mehr in Gebrauch ist. Nach Art. 23 b ist daher „*cylindrica*“ als gültiger Artnamen zu betrachten (IRZN. 1958).

Stoff: Es liegen drei Coralliten von verschiedenen Fundpunkten und aus verschiedenen Aufsammlungen (K. METZ 1959, M. BONNET 1914) vor.

- (1) S 4/1 mit 2 QS und 1 LS (UGP. 1125).
- (2) S 4/4 mit 6 QS (UGP. 1126).
- (3) B 10/3 mit 5 QS und 2 LS.

Fundort: Nach Mitteilung von Herrn Prof. Dr. K. METZ, Graz, liegt der Fundpunkt S 4/1-4 nördlich von Semnan im zentralen Gebirgskamm des Elburz nördlich der Quellen des Ortes Shahmirzad. Nach seinen Beobachtungen (1959) folgen hier über einer mehrere hundert Meter mächtigen Quarzit-Sandstein-Gruppe zirka 50—60 m mächtige, graue, sandige Kalke bis Kalksandsteine mit *Michelinia* sp. Darüber liegen etwa 25 m mächtige graue Tonschiefer und mergelige Kalke. Ihr Hangendes bilden z. T. schwarze Kalke bzw. Mergelkalke. In ihnen liegt der Fundpunkt S 4.

Der Fundpunkt B 10/3 liegt nach M. & P. BONNET 1947: 50 in Armenien, SSSR bei Sadarak, Schichten von Asnibek, 3. Fossilführendes Niveau.

Beschreibung: Von den mit Sicherheit zu *Siphonophyllia cylindrica cylindrica* McCoy 1844 zu rechnenden drei Coralliten wird für die Beschreibung das Exemplar aus der Sammlung M. BONNET ausgewählt. Es handelt sich um eine über 90 mm lange, zylindrische Einzelkoralle. Ihre

Oberfläche ist stark grob gerunzelt (Abstände der Runzeln bis über 10 mm). Im übrigen ist die Epithek jedoch glatt. Es wurden 5 QS angefertigt. Schliff A liegt 7 mm über dem unteren Bruchstück-Ende. Schliff B 10 mm über A. Schliff C und D haben einen Abstand von je 3—4 mm und Schliff E liegt 50 mm über D und 14 mm unter dem oberen Bruchstückende. Die beiden LS stammen aus diesem oberen Reststück, sind untereinander parallel, normal zur H./G.-Sept.-Ebene, wobei LS/1 durch die Hauptfossula geführt wurde, LS/2 bereits in der Hälfte des G.-Sept. liegt.

Die Abmessungen gehen aus Tab. 4 hervor:

Tab. 4: Morphologische Merkmale der Koralle B 10/3

	Coralliten ∅	Septarium ∅	∅ des septen- freien Zentral- raumes	Septen
A	30 × 32	30 × 32	11	15—H—11—13—G—10
B	38 × 45	32 × 33	13	15—H—14—16—G—14
C	37 × 47	32 × 35	16	15—H—14—16—G—14
D	36 × 48	32 × 35	17	H—30—G—30
E	35 × 42	28 × 31	13	14—H— 5—24—G—16

Während in Schliff A noch keine Wandblasen feststellbar sind (da die Epithek in dieser Schnittlage nicht mehr erhalten ist, besteht die Möglichkeit, daß auch diese bereits dem Abrieb zum Opfer gefallen sind), findet sich in Schliff B ein bis zu 7 mm breites „lonsdaloides“ D: tarium aus 4—5 Reihen langgezogener Blasen.

Die Septen sind hier sowohl wie in Schliff A und C deutlich um die H.-Fossula verdickt. In dieser liegt ein kürzeres, ebenfalls verdicktes H.-Sept. Das G.-Sept. ist ebenfalls deutlich kürzer als die übrigen S. 1. O. Die S. 2. O. sind in Schliff B nur etwa 2 mm lang und oft undeutlich entwickelt. Einen ähnlichen Bau zeigt Schliff C, während in Schliff D keine auffallende Verdickung der Septen in den Hauptquadranten festgestellt werden kann. Die in den tieferen Schliffen noch geschlossene Fossula beginnt sich hier zu öffnen. Die LS zeigen das randliche D: tarium und die typischen Böden der Gattung mit ihrer peripheren, grabenartigen Einwellung und ihrem tischförmigen Zentralteil.

Von diesem Individuum unterscheiden sich die beiden Coralliten S 4/1 und S 4/4 nur wenig. Ihre Abmessungen gibt Tab. 5:

Tab. 5: Morphologische Merkmale der Koralle S 4/1, S 4/4

	Coralliten ∅	Septarium ∅	∅ des septenfreien Axialraumes	Septen
S 4/1	38	29 × 31	6	62 S. 1. O.
S 4/4	40 × 46	35	17	59 S. 1. O.

In den tiefen Schliffen dieses Coralliten mit einem \varnothing von 25 mm fehlen die Wandblasen. Die Zahl der S. I. O. beträgt 42, der septenfreie Axialraum hat einen \varnothing von 6 mm. Erst bei einem \varnothing von 29 mm finden wir vereinzelt die ersten großen Wandblasen.

Die Unterschiede zwischen diesen drei Individuen lassen sich kaum scharf herausarbeiten. Sie werden daher alle als der gleichen Art zugehörig aufgefaßt.

Bemerkungen: Die beschriebenen drei Coralliten entsprechen den bei *Siphonophyllia cylindrica cylindrica* McCoy 1844 gegebenen Verhältnissen, liegen jedoch etwas über der Regressionslinie Gesamt- \varnothing /Septarium- \varnothing dieser Unterart (Abb. 2). Das Material ist jedoch zu klein, als daß man daraus Schlüsse ableiten könnte.

Verbreitung: Die Unterart wurde bisher aus der oberen Tournai- und der Visé-Stufe von Westeuropa, Nordafrika und der Sowjetunion beschrieben. Möglicherweise handelt es sich bei der von F. FRECH 1899:383 als „*Endophyllum* n. sp. (riesige Einzelkoralle)“ aus dem Unter-Karbon NE von Teheran angeführten Form ebenfalls um *Siphonophyllia cylindrica cylindrica* McCoy 1844. Ident dürfte die von ihm 1899:384 von Schah-Kuh im mittleren Elburz als „*Hallia cylindrica* M. EDW. et H. sp.“ genannte Form sein. Ebenso dürfte die von E. B. BAILEY usw. 1949 vom Jaji Rud NE von Teheran als „species of *Caninia* near *C. gigantea* MICHELIN and *C. patula* MICHELIN“ von S. SMITH bestimmten Formen hierher zu stellen sein. Weitere Formen von „*Hallia cylindrica*“ gibt A. F. STAHL 1914:10, 11 vom Oberlauf des Chalus-Flusses und aus dem Raum nördlich Firuzkuh an. F. FRECH 1900:206 gab ferner von Keduk im Elburz „*Hallia cylindrica* M. E. et H.“ an.

Siphonophyllia cylindrica cylindrica McCoy 1844 ?

Taf. 1, Fig. 1, 2

Stoff: Ein Corallit Nr. 36/1007/2 mit 2 QS und 2 LS.

Fundort: Talartal, S Abbasabad, Elburz, Nord-Iran.

Beschreibung: Das vorliegende über 60 mm hohe, zylindrische Corallitenbruchstück unterscheidet sich von den oben beschriebenen vor allem durch seine Größe. Bei einem Gesamt- \varnothing von 74 mm besitzt das Septarium einen \varnothing von 57 mm, der septenfreie Zentralraum einen solchen von 20 mm. Die Zahl der S. I. O. ist 65, wobei beiderseits des in einer geschlossenen Fossula liegenden kurzen H.-Sept. die S. I. O. verdickt sind. Die S. 2. O. sind etwa 8 mm lang und teilweise nur unvollkommen entwickelt. Das bis über 10 mm breite „lonsdaloide“ D: tarium besteht aus fünf bis sechs Reihen halbkugeliger Wandblasen. Der LS zeigt die tischförmigen Tabulae (etwa 10 auf 10 mm) und steilstehende, langgezogene Wandblasen.

Bemerkungen: Bei einer der Unterart entsprechenden Septenzahl und völlig gleichem Aufbau weist der vorliegende Corallit einen relativ großen Gesamt- \varnothing gegenüber dem Normal- \varnothing von 40 bis 60 mm auf. Andererseits gibt L. B. SMITH in H. P. LEWIS 1928:374 bei der Beschreibung des

Holotypus der Unterart an, daß bei diesem der Gesamt- \varnothing zwischen 60 und 70 mm variiert. Es wäre daher denkbar, daß auch die vorliegende Form noch innerhalb der Variationsbreite des Gesamt- \varnothing der Unterart liegt. Sie wird daher vorläufig als ? dieser zugeordnet.

Siphonophyllia cf. cylindrica cylindrica McCOY 1844

1950 *Caninia* aff. *cylindrica* (SCOULER) — J. A. DOUGLAS, S. 22, Taf. 4, Fig. 1, 1 a, b, 2 a, 3.

Stoff: Ein Corallit B 10/2 mit 1 QS.

Fundort: Sadarak, Schichten von Asnibek, 3. Fossilführender Horizont P. & M. BONNET 1947: 50, Armenien SSR.

Beschreibung: Das vorliegende zylindrische, über 60 mm lange Bruchstück besitzt bei einem Gesamt- \varnothing von 52×65 mm einen Septarium- \varnothing von 40×43 mm und einen \varnothing des septenfreien Zentralraumes von 25 mm. Die Zahl der Septen beträgt 79×2 , die Länge der S. 2. O. liegt um rund 4 mm. Das Diaphragma besteht im QS aus vier bis fünf Reihen teilweise langgezogener Wandblasen. Die Septen der Hauptquadranten sind verdickt.

Bemerkungen: Die große Zahl von Septen unterscheidet die vorliegende Form sehr deutlich von den typischen Vertretern von *Siphonophyllia cylindrica cylindrica* McCOY 1844, deren Septenzahl selten viel über 60 hinausgeht. Andererseits besitzt die von J. A. DOUGLAS 1950 aus Iranisch Baluchistan als *Caninia* aff. *cylindrica* (SCOULER) beschriebene Koralle bis 75 S. 1. O. und steht daher der aserbeidjanischen Form sehr nahe. Ob es sich um eine eigene Art handelt bleibt offen, jedoch sind bisher bei *Siphonophyllia* wenig Formen mit derartig hoher Septenzahl beschrieben worden.

Siphonophyllia cylindrica latitabulata (I. GORSKY 1932)

Texttaf. 5, Abb. A

1932 *Caninia cylindrica* SCOUL. var. *latitabulata* n. var. — I. GORSKY, 18, 69, Taf. 2, Fig. 6—9.

Typus: Von I. GORSKY 1932 wurde kein Typus angegeben. Es ist auch nicht sicher, ob die von ihm abgebildeten Schiffe von einem oder von mehreren Individuen stammen. Ebenso unsicher ist der Locus typicus.

Stratum typicum: C₁ — Untere Visé-Stufe.

Stoff: S 4/2 mit 3 QS und 1 LS (UGP. 1128).

Fundort: Nördlich Semnan, Elburz, Nord-Iran.

Beschreibung: Der einzige vollkommene QS zeigt einen \varnothing von 33×41 mm. Das Septarium besitzt einen \varnothing von 28×31 mm, der septenfreie Zentralraum einen solchen von 14×18 mm. Die S. 1. O. sind auch in den Hauptquadranten nur unwesentlich verdickt. Ihre Zahl beträgt 49. Die S. 2. O. sind um 1,5 mm länger. Das bei 6 mm breite, lonsdaloide Diaphragma besteht aus drei bis fünf Wandblasenreihen. Die Fossula ist geschlossen. Im LS zeigen sich 5 tischförmige Tabulae auf 10 mm. Die Wandblasen sind langgezogen und steil.

Bemerkungen: Vorliegende Form entspricht in ihren Abmessungen der von I. GORSKY 1932 aus der Kirgisen-Steppe beschriebenen Unterart.

Verbreitung: Bisher wurde diese Art nur aus dem Unter-Karbon der Sowjetunion bekannt.

Siphonophyllia spumosa vesicata (M. VOLKOVA 1938)

1938 *Caninia spumosa* GORSKY var. *vesicata* n. var. — M. VOLKOVA, S. 21, 45, Taf. 5, Fig. 1.

Typus: Holotypus ist das von M. VOLKOVA 1938 auf Taf. 5, Fig. 1 abgebildete Exemplar. Locus typicus: Ishim-Fluß, Kasachstan, UdSSR.

Stratum typicum: Horizont mit *Lithostrotion rossicum orientalis*, obere Visé-Stufe, Unter-Karbon.

Stoff: Ein Corallit S 4/3 mit 2 QS und 1 LS (UGP. 1127).

Fundort: Nördlich Semnan, Elburz, Nord-Iran.

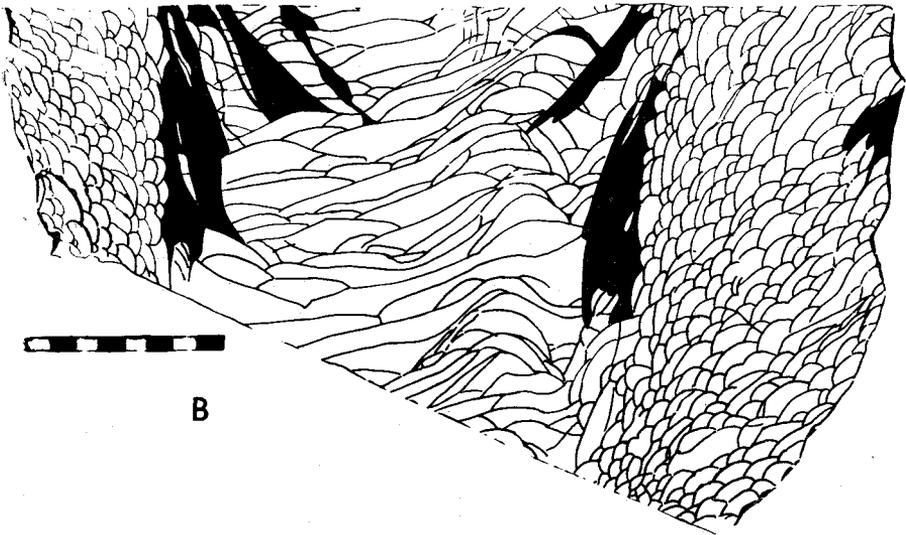
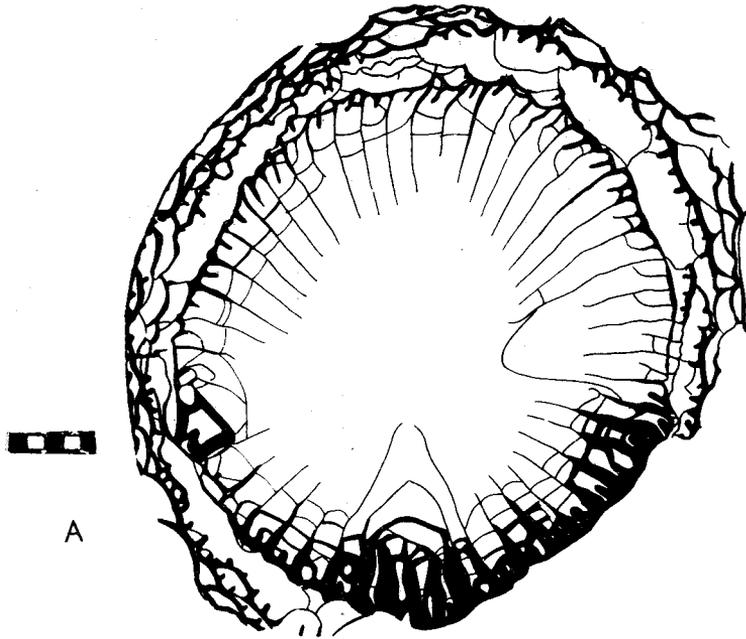
Beschreibung: Der zirka 80 mm lange zylindrische Corallit besitzt eine von feinen Querrunzeln bedeckte Epithek. Der Gesamt- \varnothing beträgt 50 × 62 mm, der Septarium- \varnothing 43 × 42 mm, der \varnothing des septenfreien Zentralraumes 18 mm. Die Zahl der S. l. O. ist 74. Das kurze, verdickte, H.-Sept. liegt in einer geschlossenen Fossula. Die Septen der Hauptquadranten sind bis zu ihrer Berührung verdickt. Das Septarium besteht aus langgezogenen Wandblasen. Sie erscheinen auch im LS langgezogen, wobei etwa fünf Blasenreihen im Durchschnitt auftreten. Die Tabulae sind die für *Siphonophyllia* charakteristischen. Auf 10 mm kommen 11 Böden. Im QS fällt auf, daß das Septarium im Bereich der Hauptquadranten dreieckige Gestalt annimmt.

Bemerkungen: Die hohe Septenzahl und der verhältnismäßig geringe \varnothing ordnen vorliegende Form der von M. VOLKOVA 1938 beschriebenen Unterart zu.

Verbreitung: *Siphonophyllia spumosa vesicata* (M. VOLKOVA 1938) wurde bisher nur aus der hohen Visé-Stufe von Kasachstan beschrieben.

Genus: *Humboldtia* A. STUCKENBERG 1895

1895: 115, 224 stellte A. STUCKENBERG mit dem Genero-Holotypus durch Monotypie *Humboldtia rossica* aus dem Unter-Karbon des Ural das Genus *Humboldtia* auf. 1929 beschrieb G. DELEPINE eine weitere Art dieser Gattung *Humboldtia avesnensis* n. sp. aus der unteren Visé-Stufe von Sars-Poteries. Die dritte, möglicherweise diesem Genus angehörende Form, ist die von W. EASTON 1945 als *Caninia bilateralis* n. sp. aus dem Mississippian von Missouri beschriebene Art. Die Entscheidung hierüber könnte vermutlich ein Längsschliff erbringen. Die Gattung ist durch den Besitz von Wandblasen, zumindest im Reifestadium durch trichterförmig herabgebogene Tabulae, durch um den Hauptquadranten verstärkte Septen, sowie eine sehr charakteristische Septenanordnung definiert. Diese besteht darin, daß die Septen der Hauptquadranten sich um die H.-Fossula mit dem kurzen H.-Sept. gruppieren, während sich die langen S. l. O.



Texttafel 5

der Gegenquadranten um das kurze G.-Sept. anordnen. Dadurch entsteht eine deutliche bilaterale Symmetrie. Diese wird durch die kurzen S.-Septen, um die sich die S. I. O. ebenfalls bogenförmig herumlegen, noch verstärkt.

Von der ähnlich gebauten Gattung *Keyserlingophyllum* A. STUCKENBERG 1895, mit der H. C. WANG 1950 und T. DOBROLYUBOVA 1962 die Gattung synonymisierten, unterscheidet sich *Humboldtia* A. STUCKENBERG 1895 vor allem durch die trichterförmigen Tabulae, von *Uralinia* STUCKENBERG 1895 durch die Septenanordnung.

Humboldtia ruttneri n. sp.

Taf. 2, Fig. 1—5

v. 1947 *Humboldtia rossica* STUCK. — P. & M. BONNET, Faunenliste S. 50.

Namen: Ich benenne diese Art nach Herrn Dr. A. RUTTNER, Geol. Bundesanstalt Wien, derzeit Geological Survey of Iran, dem ich die Bearbeitungsmöglichkeit der interessanten Fauna des Talartales verdanke.

Holotypus: Typus ist das auf Taf. 2, Fig. 1—4, dargestellte Individuum Nr. 36/1007/3 mit 3 QS und 1 LS, welches in der Sammlung der Geologischen Bundesanstalt Wien, aufbewahrt wird.

Locus typicus: Talartal, S Abbasabad, Elburz, Nord-Iran.

Stratum typicum: Obere Visé-Stufe, Unter-Karbon.

Paratypen: S 4/5 mit 3 QS und 1 LS (UGP. 1130).

S 4/6 mit 2 QS (UGP. 1129).

B 10/6 mit 2 QS.

Fundorte: Das Material mit der Bezeichnung S 4 stammt aus der Aufsammlung von Prof. Dr. K. METZ 1959 aus dem Raum nördlich Semnan, Elburz, Nord-Iran, während der Corallit B 10/6 von M. BONNET 1914 in Armenien bei Sadrak, Asnibeck, 3. fossilführendes Niveau (Calcaire a gros. Polypiérs von P. & M. BONNET 1947: 50) gesammelt wurde. Dem Material lag ein Zettel mit der Bezeichnung „*H. rossica* Deter. G. DELEPINE“ bei.

Diagnose: Art der Gattung *Humboldtia* mit einem Septenzyklus. Im Verlauf der Ontogenie auch verdickte Septen in den Gegenquadranten. Deutliche bilaterale Septenanordnung. Bis über 80 Septen.

Beziehungen: Von den bisher beschriebenen Arten von *Humboldtia* unterscheidet sich vorliegende Form durch den Besitz eines einzigen Septenzyklus (*H. avesnensis*, *H. (?) bilateralis*) und durch die starke bilaterale Septenanordnung mit einer Septenzahl zwischen 80 und 90 gegenüber *H. rossica* mit 90 bis 100 Septen.

Beschreibung: Der Typus der Art Nr. 36/1007/3 besaß vor seiner Zerschneidung die Gestalt eines gebogenen Kegelstumpfes. Sein unterer \varnothing betrug 42 mm, sein oberer um 70 mm. Seine Länge betrug an der Konvexseite um 110 mm.

Die Epithek ist meist abgewittert.

Es wurden 3 QS und 1 LS angefertigt. Der tiefste QS A liegt knapp über dem unteren Ende des Kegelstumpfes, der Schliff B 30 mm höher und der Schliff C 60 mm über B. Der LS liegt zwischen B und C und normal zu H.-/G.-Sept.-Ebene. Ferner wurde normal dazu der Corallit noch einmal zerschnitten, um über die räumliche Lage der Tabulae Klarheit zu erhalten.

Schliff A besitzt einen \varnothing von 36×43 mm. Wandblasen, wie sie in den höheren Schliffen typisch werden, existieren fast nicht oder nur vereinzelt. Meist reichen die Septen — es gibt nur S. 1. O. — bis zur Peripherie des Schliffes, bzw. dort, wo diese die Epithek darstellt, bis zu dieser. Auffallend ist erstens die deutliche bilaterale Symmetrie der Septenanordnung und zweitens ihre Verdickung. Erstere wird dadurch erzeugt, daß die Septen der Gegenquadranten um das kurze G.-Sept. gruppiert sind, während die verdickten Septen der Hauptquadranten sich deutlich um das kurze, verdickte H.-Sept. anordnen. Während diese Septen zur Gänze verdickt sind, sind die Septen der Gegenquadranten nur im Bereich ihrer axialen Enden stark verdickt. Dadurch entsteht innerhalb des Schliffes ein annähernd dreieckiges Feld, in dem eine starke Septenverdickung gegeben ist. In diesem fehlen Interseptalräume fast völlig oder sind auf schmale Furchen beschränkt. Dort, wo die Septen der Hauptquadranten und die der Gegenquadranten zusammenstoßen, schließen sie sich bogenförmig um die Seiten-Septen. Die Septenanordnung ist 14—H—14—20—G—20.

Schliff B hat einen \varnothing von 50×49 mm. Peripher ist ein Kranz von etwa 3 Wandblasenreihen in einer Breite von 2 bis 5 mm entwickelt. Im übrigen entspricht das bilaterale Septenbild weitgehend dem von Schliff A. Das dreieckige Feld verdickter Septen der Hauptquadranten und Septenenden der Gegenquadranten ist nun rhombisch auseinandergezogen. Die Septenanordnung ist 15—H—19—19—G—19.

Schliff C mit einem \varnothing von 64×62 mm unterscheidet sich von den tieferen Schliffen vor allem durch das Fehlen des Verdickungsfeldes. Es sind nur mehr die Septen der Hauptquadranten in ihrem axialen Abschnitt verdickt, während die Septen der Gegenquadranten axial kaum mehr eine Verdickung aufweisen. Deutlich ist jedoch noch die bilaterale Septenanordnung um die H.-/G.-Sept.-Ebene erkennbar. Das Bild erinnert stark an die von EASTON 1945 gebrachten Abbildungen von *Humboldtia* (?) *bilateralis*, nur fehlen der iranischen Art S. 2. O. Das randliche D: tarium schwankt in seiner Breite zwischen 3 und 13 mm. Die Septenanordnung ist: 18—H—13—26—G—22. Das kurze H.-Sept. liegt in einer offenen Fossula, die in den tieferen Schnitten noch nicht so deutlich erkennbar war. Das G.-Sept. ist ebenfalls kürzer als die übrigen Septen und wird von zwei noch kürzeren Septen (Gegenseitensepten ?) begrenzt. Der LS besteht aus einem D: tarium aus bis zu 10 Reihen schräg aufgestellter, in die Länge gezogener Blasen und einem T: arium aus axial tief eingedellten Böden. Auf 10 mm kommen etwa 5 Tabulae.

Auch der Anschnitt normal zu diesem Schliff zeigt, daß die Böden axial nach unten durchgebogen sind, worin ein deutlicher Unterschied gegenüber *Keyserlingophyllum* STUCKENBERG 1895 liegt. Mit dieser Form werden hier einige weitere vereinigt, wenngleich ich etwas gezögert habe, dies zu tun. Der Grund hiefür ist einerseits die unvollkommene Kenntnis des Typus — es fehlt der Kelch und damit die Kenntnis der höheren Schnittlagen sowie Material, welches, vom Locus typicus stammend, die Variationsbreite der Art erkennen lassen würde —, andererseits die ebenfalls nur unvollkommene Kenntnis der anderen Formen, die überdies teilweise, soweit es sich um das Material aus der Aufsammlung von Prof. Dr. K. METZ handelt, bevor sie mir zur Bearbeitung übergeben wurden, leider zerschnitten worden sind.

S 4/5: Das zylindrische, über 100 mm lange Bruchstück besitzt einen \varnothing von 72×68 mm, 52 mm unterhalb des Kelches. Der \varnothing des von den Septen eingenommenen Teiles beträgt 46×36 mm. Die 67 S. I. O. verteilen sich folgend: 13—H—10—22—G—20. Die bilaterale Symmetrie ist gut erkennbar, das H.-Sept. ist kurz und liegt in einer Fossula. Das „lonsdaloide“ Wandblasengewebe ist stark entwickelt.

S 4/6: Das über 60 mm lange zylindrische Bruchstück besitzt einen maximalen \varnothing von 61×48 mm, bei einem \varnothing des Thecariums von 37×41 mm. Die 70 S. I. O. verteilen sich folgend: 14—H—14—20—G—20. Die Septenbildung und Stellung entspricht völlig der von S 4/5. Die beiden, sicher einer Art angehörenden Formen, unterscheiden sich vom Typus durch die etwas geringere Septenzahl und das zylindrische Wachstum der Bruchstücke. Letzteres könnte damit erklärt werden, daß nur der Anfangsteil konisch ist, während der lange Endteil, der dem Typus zu fehlen scheint, zylindrisches Wachstum aufweist. Darauf deuten auch die beiden aus Armenien stammenden Reste.

B 10/1: Es handelt sich um ein über 90 mm langes, zylindrisches Bruchstück, mit gleichbleibendem \varnothing von 80×65 mm. Das „lonsdaloide“ Wandblasengewebe ist sehr kräftig entwickelt und läßt nur ein 44×33 mm messendes Septarium frei. Dieses besteht aus 14—H—14—58 Septen, die deutlich bilateral-symmetrisch angeordnet sind. Das kurze H.-Sept. liegt in einer offenen Fossula.

Außen ist der Corallit stark gewulstet, wobei der Abstand der Wülste um 12 mm beträgt. Die Wandblasen sind sehr unregelmäßig, klein und groß, bisweilen fast kreisförmig, an anderen Stellen wieder schmal und langgezogen.

B 10/6: Der Corallit dürfte vor seiner Zerschneidung etwa 70—80 mm lang gewesen sein. Er wurde von G. DELEPINE als *Humboldtia rossica* STUCKENBERG bestimmt. Er ist konisch, etwas gebogen, wobei die H.-Fossula an der konvexen Seite des Coralliten gelegen ist.

Der vom unteren Ende stammende Schliff A besitzt bei einem \varnothing von 27 mm keine Wandblasen. Die Septen der Hauptquadranten um das kurze H.-Sept. sind stark verdickt, die der Gegenquadranten um das kurze G.-Sept. etwas weniger stark, jedoch, vor allem in ihrer axialen Hälfte, immerhin noch sehr deutlich. Die Septenverteilung — es gibt nur S. I. O. — ist 18—H—19—21—G—21. Deutlich ist eine bilaterale Symmetrie erkennbar. Sie wird durch die Gruppierung der Septen um vier Protosepten (H., G.- und Seitensepten) erzielt. Der etwa 30 mm höhere Schliff B besitzt einen \varnothing von 57×63 mm. Deutlich ist das „lonsdaloide“ D:tarium erkennbar, welches ein rhombisches Septenfeld von 49×50 mm \varnothing umschließt. In diesem sind die Septen der Hauptquadranten deutlich, die der Gegenquadranten kaum verdickt. Das kurze H.-Sept. liegt in einer offenen Fossula. Die Zahl der Septen der Hauptquadranten beträgt 20—H—20, die der Gegenquadranten ist infolge der Umkristallisation schwer erfaßbar, dürfte aber zwischen 45 und 50 liegen.

Das vorliegende Bruchstück könnte als Anfangsteil eines Coralliten gedeutet werden, dessen Endabschnitt durch B 10/1 dargestellt wird. Es würde dies bedeuten, daß die Art bis über 200 mm lang werden kann. Andererseits fügt sich das Entwicklungsbild gut dem von 36/1003/3 ein, wobei

in Schliff B 10/6 A ein Stadium vor 1007/3 A und B vorliegen dürfte, während Schliff B 10/6 B etwa zwischen 36/1003/3 B und C liegt. Die höhere Septenzahl bei den Formen aus Armenien könnte durch die Variationsbreite erklärt werden.

Bemerkungen: Die bilaterale Septenanordnung, das Wandblasengewebe in den höheren Wachstumsstadien und die herabgezogenen Tabulae ordnen vorliegende Form der Gattung *Humboldtia* STUCKENBERG 1895 zu. Von den bisher beschriebenen Formen unterscheidet sie sich jedoch deutlich. Ihr Auftreten an drei räumlich relativ weit voneinander getrennten Orten berechtigt zur Aufstellung einer neuen Art.

Anhang

Zusammen mit den unterkarbonen Korallen fand sich in dem mir von Dr. A. RUTTNER übergebenen Material auch ein Stock von *Polythecalis rosiformis* HUANG 1932. Es handelt sich vermutlich um ein Rollstück aus den Hangendkalken des Talartal-Profiles, die von den unterkarbonischen Liegendkalken nach einer Mitteilung von Herrn Dr. A. RUTTNER (Brief vom 29. 3. 1962) in dem fraglichen Bereich nur um 250 m entfernt sind. Das Auftreten von Unter-Perm in diesem Raum wurde auch durch die Bestimmung einer *Pseudoschwagerina* durch Prof. Dr. F. KAHLER (Brief A. RUTTNER vom 29. 3. 1962) bekräftigt.

Fam.: **Lonsdaleiidae** CHAPMAN 1893

Genus: *Polythecalis* YABE & HAYASAKA 1916

Polythecalis rosiformis HUANG 1932

Taf. 1, Fig. 4

- 1932 *Polythecalis rosiformis* HUANG — YOH & HUANG, S. 42, Taf. 10, Fig. 1 a—c.
 1939 *Polythecalis rosiformis* YOH & HUANG — F. HERITSCH, S. 175, Taf. 1, Fig. 1, 6—9.
 1941 *Polythecalis rosiformis* YOH & HUANG — F. HERITSCH, S. 37, Taf. 1, Fig. 1—7.
 1950 *Polythecalis rosiformis* HUANG — T. C. TSENG, Abb. 4.
 1961 *Polythecalis rosiformis* HUANG — H. FONTAINE, S. 183, Taf. 24, Fig. 11—12.
 1951 *Polythecalis rosiformis* HUANG — G. KOLOSVARY, S. 37, Taf. 9, Fig. 1—4.
 1964 *Polythecalis rosiformis* HUANG — W. GRÄF (im Druck).
 Typus: Holotypus ist das von T. K. HUANG 1932 in YOH & T. K. HUANG 1932 auf Taf. 10, Fig. 1 a—c abgebildete Exemplar.
 Locus typicus: Chi-lung-shan, Ho-hsoem, Anhui, Süd-China.
 Stratum typicum: Chihsia-Limestone, Unter-Perm.

Stoff: Es liegt ein Corallum Nr. 36/1153/1 mit 1 QS und 1 LS vor.

Fundort: Bergrücken SW Dogal, P. 330, Talartal, Elburz, Nord-Iran.

Beschreibung: Der flache, scheibenförmige Stock besitzt eine Höhe von 31 mm und einen Ø von zirka 80 mm. Seine Unterseite zeigt, etwas exzentrisch gelegen, deutlich die Anwachsstelle des Muttercoralliten, von der radiär die Tochtercoralliten ausstrahlen. Wie der Schliff zeigt, ist die 0.2 mm dicke Holothecca noch stellenweise erhalten. Sie zeigt auf ihrer

Innenseite mitunter bis 0.3 mm lang werdende, zahnartige Vorsprünge. Der Stock um- bzw. überwächst ein von einer Kolonie von „*Syringopora*“ erfülltes kalkmergeliges Substrat. Die Stockoberfläche besteht aus „Blasenwällen“, in die kraterförmig die bis 2.5 mm tiefen Kelche eingelassen sind. Der Abstand von Corallitenzentrum zu -zentrum beträgt 5—7 mm, wobei auf einer Fläche von einem Quadratcentimeter meist vier vollständige Kelche gezählt werden können.

Der QS zeigt, daß die Coralliten aus drei Zonen aufgebaut sind: Das D: tarium, welches bis zum Beginn der Septen reicht, das Thecarium, d. h. den von den Septen eingenommenen Teil und axial den von einer septobasalen Columella erfüllten Raum. Das D: tarium besteht aus einer wechselnden Zahl von Wandblasen-Reihen. Bisweilen tragen die Wandblasen kleine Dorne, die jedoch, soweit beobachtet werden konnte, nicht die nächste Blase kreuzen. Das im Durchschnitt 6—7 mm im \varnothing messende Septarium besteht aus zwei Septenordnungen: Etwas in ihrem mittleren Abschnitt verdickte S. 1. O. und kürzere S. 2. O., die nur im mittleren Bereich der S. 1. O. auftreten, dünner als diese und bisweilen nur unvollkommen entwickelt sind. Die Septenzahl beträgt 13—14 \times 2. Axial reichen die S. 1. O. nicht bis an die Columella heran. Diese besitzt einen \varnothing von 0.7 mm, wobei innerhalb des Stockes Coralliten vorkommen, die abschnittsweise (?) keine Columella erkennen lassen. Im QS besteht sie aus unregelmäßigen Schnitten von Tabellae. Eine Medianlamelle ist nur vereinzelt undeutlich erkennbar. Die Trennung der einzelnen Coralliten erfolgt durch unvollkommene Mauerstücke. Sie sind verhältnismäßig dünn und zeigen häufig eine oft nur einseitig ausgebildete Zähnung. Bisweilen ist zu erkennen, daß es sich bei dieser „Mauer“ um Blasen handelt, die auf längere Strecken mit Zähnen besetzt sind, an anderen Stellen wieder stellt die Mauer ein eigenes Element dar. Der LS zeigt eine septobasale Columella, schlecht entwickelte Tabulae und eine stark ausgeprägte D: ment-Zone aus wechselnd großen Blasen.

Bemerkungen: Vorliegende Form entspricht völlig den bisher beschriebenen. Der von W. GRÄF 1964 aus dem benachbarten Raum von Firuzkuh bekanntgemachte Stock zeigt etwas größere Coralliten, was jedoch nicht für eine Trennung der beiden ausreicht.

Verbreitung: Bisher wurde *Polythecalis rosiformis* HUANG von Südechina, Laos, dem Iran, Griechenland, der Türkei und Ungarn beschrieben.

Bedeutung der Fauna

Die im vorhergehenden beschriebene Korallenfauna aus dem Talartal im Elburz NE von Teheran umfaßt folgende Arten:

1. *Kueichouphyllum yabei* M. MINATO 1943
2. *Kueichouphyllum laosense* H. FONTAINE 1961
3. *Caninophyllum archiaci archiaci* (MILNE EDWARDS & HAIME 1852)
4. *Bothrophyllum dobrolyubovae* n. sp.
5. *Bothrophyllum* n. sp. A
6. *Siphonophyllia cylindrica cylindrica* McCoy 1844 ?
7. *Humboldtia ruttneri* n. sp.

Vom Fundpunkt S 4 nördlich Semnan im Elburz stammen:

8. *Siphonophyllia cylindrica cylindrica* McCoy 1844
 9. *Siphonophyllia cylindrica latitabulata* (I. GORSKY 1932)
 10. *Siphonophyllia spumosa vesicata* (M. VOLKOVA 1938)
- Humboldtia ruttneri* n. sp.

Im Korallenmaterial aus Sowj. Armenien fanden sich:

- Bothrophyllum dobrolyubovae* n. sp.
Siphonophyllia cylindrica cylindrica McCoy 1844
Siphonophyllia cf. *cylindrica cylindrica* McCoy 1844
Humboldtia ruttneri n. sp.

Tab. 6 zeigt die zeitliche Verbreitung der genannten Arten.

Tab. 6: Zeitliche Verbreitung der N-iranischen Faunen

England		Japan	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
V i s é St.	D ₂₋₃ D ₁	Onimaru-Stufe										
	S ₂ S ₁ C ₂	Ohdaira-Stufe										
Tournai-Stufe												

Daraus ergibt sich die Wahrscheinlichkeit, daß auch die Schichten, die im Talartal die bearbeitete Fauna lieferten, der Oberen Visé-Stufe angehören. Für die Faunen aus Armenien und nördlich von Semnan kann dies noch nicht mit Sicherheit gesagt werden, liegt jedoch im Bereich der Möglichkeit. Wie aus dem von A. RUTTNER 1936, 1963 aufgenommenen Profil hervorgeht, überlagern im Talartal die korallenführenden dunklen, plattigen Kalke rote Sandsteine. Es handelt sich hierbei um die meist als Old-Red-Fazies bezeichnete, in N- und NE-Iran weit verbreitete Folge. Hierbei ist jedoch zu beachten, daß wir im Altpaläozoikum dieses Landes zweimal eine derartige Entwicklung haben: Einmal im Kambrium und einmal im Devon. Beide sind durch ein erst stellenweise nachgewiesenes, vielleicht nur örtlich vorhandenes Ordovicium und Silur voneinander getrennt (H. FLÜGEL & A. RUTTNER 1962; R. HUCKRIEDE usw. 1962), wobei der Faziesumschlag über dem marinen Silur für Bodenunruhe an der Wende zum Devon spricht, ohne daß diese mit einer alpinotypen Faltung verknüpft sein muß.

Dieses Unter-Karbon scheint weitere Verbreitung zu besitzen, wie aus dem Fund von *Siphonophyllia cylindrica cylindrica* McCoy durch A. RIVIERE 1934 bei Firuzkuh südlich des Talartales hervorgeht.

Das Hangende des Karbons bilden nach A. RUTTNER Fusulinenkalke. Sie gehören, wie die Fusulinenfauna zeigt, nach einer entgegenkommenden Mitteilung von Prof. Dr. F. KAHLEB, Klagenfurt, bereits dem Perm an.

Dies zeigt auch der Fund von *Polythecalis rosiformis* HUANG, einer Form, die typisch für das Perm ist. Es ist dies in Zusammenhang mit der Feststellung permischer Kalke im Raume von Firuzkuh durch W. GRÄF 1964 und Semnan (H. FLÜGEL unpubl.) von größerem Interesse, müssen wir doch vermuten, daß auch in diesem Bereich des Elburz das Unter-Karbon direkt vom Perm transgressiv überlagert wird. Diese Vermutung wird durch die Feststellung einer permischen Transgressionsbreccie im Raume westlich des Goduk-Passes durch A. RUTTNER und J. STÖCKLIN (entgegenkommende briefliche Mitteilung vom 15. 7. 1963) über den unterkarbonen Kalken bestätigt.

Die Zusammensetzung der unterkarbonischen Korallenfauna zeigt neben der kosmopolitischen Gattung *Siphonophyllia* McCoy, ostasiatische (*Kueichouphyllum* YÜ), zentralasiatisch-uralische (*Bothrophyllum* TRAUTSCHOLD, *Humboldtia* STUCKENBERG), aber auch westeuropäische (*Caninophyllum* LEWIS) Elemente. Sie bestätigt die Annahme einer hochunterkarbonischen Meeres- und Faunenverbindung zwischen Vorderasien und dem Fernen Osten (H. FLÜGEL & E. KIRATLIOĞLU 1956, H. FLÜGEL & W. GRÄF 1963).

Literatur

BAILEY, E. B., JONES, R. C. B. & S. ASFIA: Notes on the Geology of the Elburz Mountains, North-east of Teheran, Iran. — Q. J. Geol. Soc., 104, 1—42, London 1949.

BENSON, W. N. & SMITH, S.: On some Rugose Corals from the Burini Series (Lower Carboniferous) of New South Wales; together with a short account of the Upper Paleozoic rocks of the area in which they were collected. — Q. J. Geol. Soc., 79, 156—171, Taf. 8, 9, London 1923.

BIRENHEIDE, R.: Die Typen der Sammlung WEDEKIND aus den Familien Cyathophyllidae und Stringophyllidae (Rugosa). — Senckenbergiana Lethaea, 43, 101—123, Taf. 14, Frankfurt a. M. 1962.

BONNET, M. & P.: Description Géologique de la Transcaucasie méridionale (Chaines de l'Araxes moyen). — Mém. Soc. Géol. France, NS, 25, 292, S. 1947.

CHI, Y. S.: Additional fossil corals from the Weiningian limestones of Hunan, Yunnan and Kwangsi Provinces, in SW-China. — Palaeont. Sinica, B, 12, 5—38, Taf. 1—3, 1935.

DELÉPINE, G.: Étude sur le Calcaire Carbonifère de Belgique (Hainaut et région de Namur). — Bull. Soc. Belg. Géol., 24, 1—24, 2 Taf., 1910.

DELÉPINE, G.: Description d'un polypier nouveau, *Humboldtia avesnensis* nov. sp., du Viséen inférieur de Sars-Poteries. — Ann. Soc. Geol. Nord, 54, 104—107, Taf. 6, 1929.

DELÉPINE, G.: La faune du Calcaire de Regneville. — Mém. Soc. Linnéenne Normandie, N. S., 1, 1—24, Taf. 1, 2, 1930 (1930 a).

DELÉPINE, G.: Contribution à l'étude de la faune du Calcaire de Sable. — Mém. Soc. Linnéenne Normandie, N. S., 1, 25—40, Taf. 3, 1930 (1930 b).

DELÉPINE, G.: La discordance Viséen sur Famennien près Taouz (Confins Algéro-Marocains du Sud). — Bull. Soc. Géol. France, (5), 9, 97—104, Taf. 7, 1939.

DOUGLAS, J. A.: The Carboniferous and Permian faunas of South Iran and Iranian Baluchistan. — Mem. Geol. Survey India, Pal. Indica, N. S., 22, (7), 57 S., 5 Taf., 1950.

DOBROLYUBOVA, T. A.: Simple corals of the Myatshkovo and Podolsk horizons of the Middle Carboniferous of the Moscow Basin. — Trudy Paleont. Inst. Akad. Nauk SSSR., 6, 92 S., 23 Taf., 1937 (Russisch m. engl. Zusammenf.).

DOBROLYUBOVA, T. A.: The Rugose corals of the Upper Carboniferous of the Moscow Basin. — Trudy Paleont. Inst. Akad. Nauk SSSR., 9, 88 S., 25 Taf., 1940 (Russisch m. engl. Zusammenf.).

DOBROLYUBOVA, T. A. etc.: Unterklasse Tetracoralla. — In: Osnovi paleontologii, 2, 286—356, 23 Taf., 1962 (Russisch).

EASTON, W. H.: Corals from the Chouteau and related formations of the Mississippian Valley region. — Invest. Geol. Survey Illinois, 97, 93 S., 16 Taf., 1944.

EASTON, W. H.: Corals from the Otter formation (Mississippian) of Montan. — J. Paleont., 19, 522—528, 1945.

EDWARDS, H. M.: Histoire naturelle des Coralliaires ou Polyypes proprement dits. — III, 560 S., Paris 1860.

EDWARDS H. M. & HAIME, J.: Monographie des Polypiers fossiles des Terrains palaeozoïques. — Arch. Mus. Hist. Nat. Paris, 5, 502, S. 22, Taf. 1851.

EDWARDS, H. M. & HAIME, J.: A Monograph of the British Fossil Corals. Part III. Corals from the Permian formation and the Mountain Limestone. — Monogr. Palaeont. Soc. London, 147—210, Taf. 31—44, 1852.

ENGEL, G. & SCHOUPPE, A. v.: Morphogenetisch-taxionomische Studie zu der devonischen Korallengruppe *Stringophyllum*, *Neospongophyllum* und *Grypophyllum*. — Paläont. Z., 32, 67—114, Taf. 8, 9, 1958.

FLÜGEL, H. & GRÄF, W.: Die paläogeographischen Beziehungen einiger neuer Korallenfaunen aus dem Jungpaläozoikum Vorderasiens. — Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 1—3, 1963.

FLÜGEL, H. & KIRATLIOĞLU, E.: Zur Paläontologie des anatolischen Paläozoikums VI. Visékorallen aus dem Antitaurus. — Neues Jb. Geol. Paläont., Mh., 512—520, 1956.

FLÜGEL, H. & RUTNER, A.: Vorbericht über paläontologisch-stratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum von Ozbak-Kuh (NE-Iran). — Verh. Geol. Bundesanstalt Wien, 146—150, 1962.

FOMITCHEV, V.: New data on the Lower Carboniferous corals of Kuznetzk Basin. — Trans. Geol. Prosp. Serv. UdSSR, 49, 80 S., 2 Taf., 1931 (Russisch m. engl. Zusammenf.).

FOMITCHEV, V.: Die rugosen Korallen und die Stratigraphie der mittel- und oberkarbonen sowie der permischen Ablagerungen des Donetz-Beckens. — V SEGEL, 622 S., 44 Taf. 1953 (Russisch).

FOMITCHEV, V.: Coelenterata, Klasse Anthozoa. — Atlas der Leitformen der fossilen Fauna und Flora Westsibiriens, 1, 298—305, Taf. 79—80, 1955 (Russisch).

FONTAINE, H.: Les Madreporaires paleozoïques du Viet-nam, du Laos et du Cambodge. — Archives Géol. Viet-nam, 5, 276 S., 35 Taf., 1961.

FRECH, F.: Die Steinkohlenformation. Lethaea palaeozoica. — Lethaea geognostica, 257—433, Stuttgart 1899.

FRECH, F.: Zur Kenntnis des mittleren Paläozoikums in Hocharmenien und Persien. — Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ungarn, 12, 183—208, 1900.

GORSKY, J.: Corals from the Lower Carboniferous beds of the Kirghiz Steppe. — Trans. Geol. Prosp. Serv. UdSSR, 51, 94 S., 5 Taf., 1931 (Russisch m. engl. Zusammenf.).

GORSKY, J.: Coelenterata. — The Atlas of the guide forms of the fossil faunas of the UdSSR, 4, Lower Carboniferous, 52—69, 1941 (Russisch).

GRÄF, W.: Permische Korallen aus dem Zagros Gebirge, dem Elburz und aus Aserbeidjan, Iran. — Senckenbergiana Lethaea (im Druck).

GRÖBER, P.: Essai de comparaison entre les couches du calcaire carbonifère de Belgique et celles de l'Angleterre. — Bull. Soc. Belg. Geol., 24, 25—46, 1910.

HERITSCH, F.: Ein Vorkommen von marinem Perm im nördlichen Ala Dagh (Kilischer Taurus, Türkei). II. Korallen, stratigraphische und paläontologische Bemerkungen. — Sber. Akad. Wiss. Wien, Abt. I, 148, 171—194, Taf. 1—2, Wien 1939.

HERITSCH, F.: *Polythecalis* und *Dibunophyllum* aus dem Perm von Attika. — Sber. Akad. Wiss. Wien., Abt. I., 150, 37—44, Taf. 1, Wien 1941.

HILL, D.: The carboniferous Rugose corals of Scotland. — Paleont. Soc., 204 S., 11 Taf., London 1938—1940.

HILL, D.: Rugosa. — Treatise on Invertebrate Paleontology, F, 233—324, 1956.

HUCKRIEDE, R., KÜRSTEN, M. & WENZLAFF, H.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Kerman und Sagand (Iran). — Beih. Geol. Jahrb., 51, 198 S., 10 Taf., 1962.

Internationale Regeln für die Zoologische Nomenklatur, beschlossen vom XV. Internationalen Kongreß für Zoologie. — 90 S., Frankfurt a. M. 1962.

- KOLOSARY, G.: Magyarország permokarbon koralljai. — Földt. Közl., 81, 4—56, 171—185, Taf. 1—19, Budapest 1951.
- KONINCK, L. G. de: Nouvelles Recherches sur les Animaux fossiles du Terrain Carbonifère de la Belgique. — 178 S., 15 Taf., Brüssel 1872.
- LANG, W. D., SMITH, S. & THOMAS, H. D.: Index of palaeozoic coral genera. — 231 S., London 1940.
- LEWIS, H. P.: *Caninia cylindrica* SCOULE and other large Caninias from the carboniferous limestone of Ireland. — Sci. Proc. R. Dublin Soc., N. S., 18, 373—382, Taf. 16, 17, Dublin 1928.
- LEWIS, H. P.: On the Avonian Coral *Caninophyllum*, gen. nov. and *C. archiaci* (EDWARDS & HAIME). — Ann. Mag. Nat. Hist. (10), 3, 456—468, Taf. 11, 12, 1929.
- LEWIS, H. P.: On the Carboniferous Coral *Pseudocaninia* (STUCKENBERG) and *Pseudocaninia longisepta*, sp. n. — Ann. Mag. Nat. Hist. (10), 7, 225—234, Taf. 7, 8, London 1931.
- LISSITZIN, K.: Subdivisions du carbone inférieur et sa faune. — Ann. Inst. Polytechn. Don et Novotcherkassk, 9, 54—68, Taf. 1, 2, 1925.
- MCCOY, F.: A Synopsis of the Characters of the Carboniferous Limestone Fossils of Ireland. — 207 S., 29 Taf., Dublin 1844.
- MCCOY, F.: Systematic Description of the British Palaeozoic fossils in the Geological Museum of the University of Cambridge. — A. SEDGWICK, A Synopsis of the Classification of the British Palaeozoic Rocks., 661 S., Taf. 1 a—l, 2 a—d, 3 a—d, London 1851—1855.
- MENCHIKOFF, N. & TE-YOU-HSU: Les Polypiers Carbonifères du Sahara occidental. — C. R. Som. Bull. Soc. Géol. France (5), 5, 229—261, Taf. 9, 10, 1935.
- METZ, K.: Beiträge zur Kenntnis der Entwicklung des persischen Paläozoikums. — Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 40, 403—412, 1961.
- MICHELIN, J. L. H.: Iconographie Zoophytologique, description par localités et terrains des polypiers fossiles de France et pays environnants. — 348 S., 79 Taf., Paris 1841—1848.
- MINATO, M.: New Forms of *Kueichouphyllum* from the Lower Carboniferous Coral limestone of the Kitakami Mountainland, Northeastern Honshu, Japan, with some phylogenical considerations of the genus *Kueichouphyllum* and its allied genera. — J. Sigenkagaku Kenkyusyo, 1, 97—113, 6 Taf., 1943.
- MINATO, M.: Palaeogeographie des Karbons in Ostasien. — Proc. Japan Academy, 29, 246—253, 1953.
- MINATO, M.: Japanese Carboniferous and Permian corals. — J. Fac. Sci. Hokk. Univ., 9 (2), 202 S., 43 Taf., 1955.
- ORBIGNY, A., d': Prodrome de Paléontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnés. — 394 S., 1850.
- ONUKI, X.: On the Palaeozoic formation near Sakamotosawa, Kitakami Mountainland. — J. Geol. Soc. Japan, 44, 1937 (Japanisch, non vid.).
- ONUKI, X.: On the Titibu System in the Kesen district, Prefecture Iwate. — J. Geol. Soc. Japan, 45, 1938 (Japanisch, non vid.).
- PARSONS, L. M.: The Carboniferous limestone bordering the Leicester Coalfield. — Q. J. Geol. Soc., 73, 84—101, Taf. 7—11, 1918.
- RIVIERE, A.: Contribution à l'étude géologique de Elbourz (Perse). — Rev. géogr. phys. et de géol. dynamique, 7, 190 S., 14 Taf., 1934.
- SALÉE, A.: Contribution à l'étude des Polypiers du calcaire Carbonifère de la Belgique. Le Genre Caninia. — Mém. Soc. Géol. Belg., 3, 62 S., 9 Taf., 1910.
- SANFORD, W. G.: A Review of the Families of Tetracorals. — Am. J. Sci., 237, 295—323, 401—423, 1939.
- SCHOUFFÉ, A. v.: Karbon und Perm im Vitanje-Gebirge. II. Beschreibung der Korallen-Fauna. — N. Jahrb. Geol. usw., Mh. 354—374, 1961.
- SCHOUFFÉ, A. v. & STACUL, P.: Die Fossula der Pterocorallia, ihre morphogenetische und taxonomische Bedeutung. — N. Jahrb. Geol. usw., Abh., 108, 21—46, Taf. 4, 1959.
- SCHOUFFÉ, A. v. & STACUL, P.: Die Axialstruktur der Pterocorallia. — N. Jahrb. Geol. usw., Abh., 112, 251—280, Taf. 32, 1961.
- STBYL, T. F.: On the carboniferous limestones (Avonian) of the Mendip area (Somerset), with especial reference to the paleontological sequence. — Q. J. Geol. Soc., 62, 324—380, Taf. 31—35, 1906.

SOSHKINA, E., DOBROLYUBOVA, T. & PORFIRIEV, G.: Die permischen Rugosa der europäischen UdSSR. — Akad. Nauk SSSR, Paleont. Inst., 5, 304 S., 63 Taf., 1941 (Russisch mit englischer Zusammenfassung).

SOCHKINE, E.: Les coraux du Carbonifère supérieur du versant occidental de l'Oural. — Bull. géol. Soc. Sci. Nat. Moskau, 3, 46—60, Taf. 3—6, 1915 (Russisch m. franz. Zusammenf.).

STUCKENBERG, A.: Korallen und Bryozoen der Steinkohlenablagerungen des Ural und des Timan. — Mem. Com. Geol., 10, 244 S., 25 Taf., 1895.

SUTHERLAND, P. K.: Carboniferous Stratigraphy and Rugose coral faunas of North-eastern British Columbia. — Mem. Geol. Surv. Canada, 295, 177 S., 33 Taf., 1958.

TOLMATSCHIEFF, I. P.: Faune du calcaire carbonifère du bassin houlier de Kousnetzsk. — Com. Geol. Mat. Geol., 25, 663 S., 23 Taf., 1924.

TRAUTSCHOLD, H.: Die Kalkbrüche von Mjatschkowa. — Mem. Soc. Imp. Nat. Moscou, 14, 82 S., 7 Taf., 1879.

TSENG, T. C.: On the genera *Styloidophyllum* and *Polythecalis*. — Bull. Geol. Soc. China, 30, 29—42, 2 Taf., 1950.

ÜNSALANER-KIRAGLI, C.: Lower Carboniferous Corals from Turkey. — J. Palaeont. Soc. India, 3, 53—58, Taf. 11, 12, 1958.

VASILYUK, N. P.: Die unterkarbonen Korallen des Donetzbeckens. — Akad. Nauk Ukrainsk. SSSR., Trudy Inst. Geol. Nauk, 13, 179 S., 42 Taf. 1960 (Russisch).

VAUGHAN, A.: Notes on the Corals and Brachiopods obtained from the Avon Section and preserved in the Stoddart Collection. — Proc. Brist. Nat. Soc., 10 (N. S.), 90—134, 2 Taf., 1903.

VAUGHAN, A.: The Palaeontological Sequence in the Carboniferous Limestone of the Bristol Area. — Q. J. Geol. Soc., 61, 181—307, Taf. 22—29, 1905.

VAUGHAN, A.: The Carboniferous Succession in Gower (Glamorganshire), with Notes on its Fauna and Conditions of Deposition. — Q. J. Geol. Soc., 67, 477—571, Taf. 38—41, 1911.

VAUGHAN, A.: Correlation of Dinantian and Avonian. — Q. J. Geol. Soc., 71, 1—52, Taf. 1—7, 1915.

VOLKOVA, M.: Lower carboniferous Strata of the ishim river and their coral fauna. — Mat. Geol. Kazakhstan, 4, 52 S., 9 Taf., 1938 (Russisch m. engl. Zusammenf.).

VOLKOVA, M.: Lower Carboniferous Corals from Central Kazakhstan. — Mat. Geol. Kazakhstan, 11, 119 S., 14 Taf., 1941 (Russisch m. engl. Zusammenf.).

WANG, H. C.: A Revision of the Zoantharia Rugosa in the Light of their minute Skeletal structures. — Phil. Trans. R. Soc. London, B, 611, 175—246, Taf. 4—9, 1950.

YOH, S. S. & HUANG, T. K.: The coral fauna of the Chihhsia Limestone of the lower Yangtze Valley. — Palaeont. Sinica (B), 8, 52 S., 10 Taf., 1932.

YÜ, C. C.: Lower Carboniferous Corals of China. — Palaeont. Sinica (B), 8, 133 S., 24 Taf., 1933.

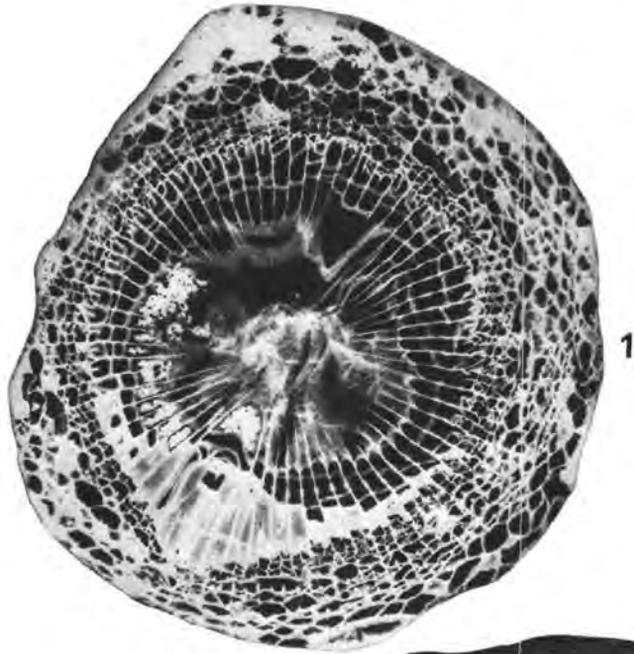
YÜ, C. C.: The correlation of the Fengninian System, the Chinese Lower Carboniferous, as based on coral zones. — Bull. Geol. Soc. China, 10, 1—30, 1931.

Abbildungen

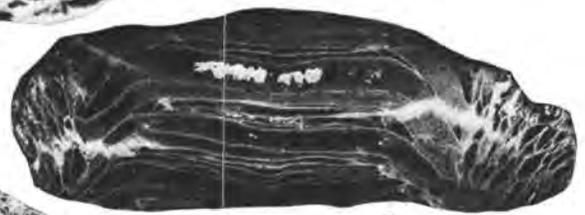
- Texttaf. 1, Abb. A, B: *Kueichouphyllum yabei* M. MINATO (36/1152/1).
 Abb. C, D: *Kueichouphyllum laosense* H. FONTAINE (36/1007/1).
- Texttaf. 2 Abb. B—F: *Caninophyllum archiaci archiaci* (MILNE EDWARDS & HAIME) (36/1050/1).
- Texttaf. 3 Abb. A—G: *Bothrophyllum dobrolyubovae* n. sp. (Holotypus: 36/1152/2).
- Texttaf. 4 Abb. A—C: *Bothrophyllum dobrolyubovae* n. sp. (B 11-1).
- Texttaf. 5 Abb. A: *Siphonophyllia cylindrica latitabulata* (GORSKY, I.) (S 4/2, UGP. 1128).
 Abb. B: *Caninophyllum archiaci archiaci* (MILNE EDWARDS & HAIME) (36/1050/1).

Tafel 1

	Seite
Fig. 1, 2: <i>Siphonophyllia cylindrica cylindrica</i> McCOX? (36/1007/2).....	390
Fig. 3: <i>Bothrophyllum</i> n. sp. A (36/1152/3).....	383
Fig. 4: <i>Polythecalis rosiiformis</i> HUANG (36/1153/1).	397



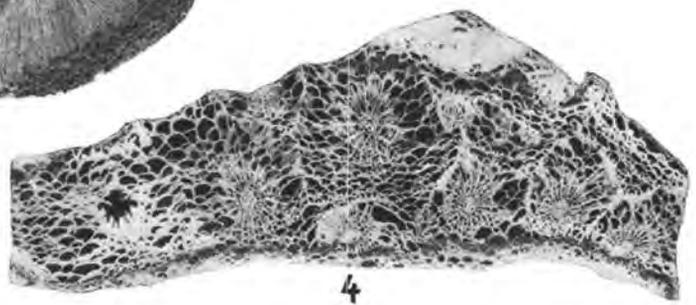
1



2



3



4

Tafel 2

Fig. 1—3:	<i>Humboldtia rutneri</i> n. sp. (Holotypus: 36/1007/3)	394
Fig. 4:	<i>Humboldtia rutneri</i> n. sp. Ausschnitt aus dem Bereich der verdickten Septen um das H.-Sept. (S 4/5, UGP. 1130)	394
Fig. 5:	<i>Humboldtia rutneri</i> n. sp. LS (Holotypus: 36/1007/3)	394



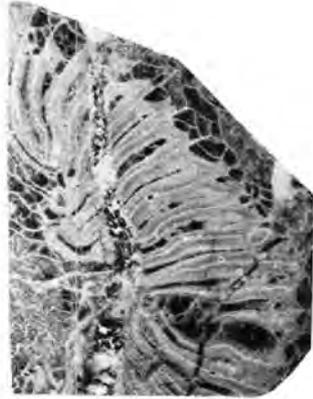
1



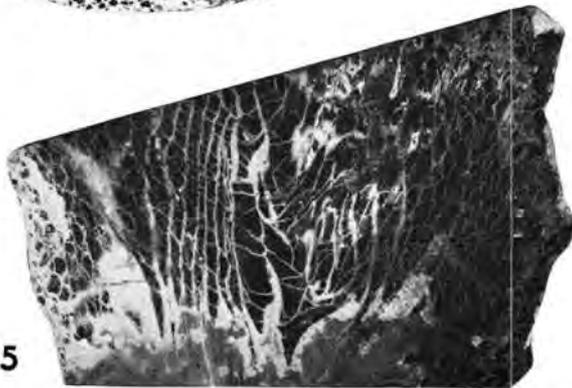
2



3



4



5

Die mikroskopische Untersuchung der akzessorischen Zirkone als eine Routinearbeit des Kristallingeologen

Von GÜNTHER FRASL *)

Mit 8 Abbildungen

Zusammenfassung

Streupräparate von akzessorischem Zirkon bieten viele Vorteile gegenüber Dünnschliffen. Zahlreiche morphologische Erscheinungen werden dabei sichtbar, die bei der Lösung von petrogenetischen, geologischen und bodenkundlichen Fragen viel helfen können. Um diese Vorteile einem breiteren Kreis von Kristallingeologen zugänglich zu machen, wird hier u. a. ein einfacher Weg für die Gewinnung der Zirkonkonzentrate vorgeschlagen. Bei der Einführung in die Trachtuntersuchung und bei anderen Arbeits-hinweisen sind immer wieder Beispiele aus dem alpinen und außeralpinen Kristallinbereich Österreichs angeführt.

Summary

Mounts of accessory zircon grains out of granites and related rocks have many preferences against thin sections. In the first ones many morphological details are easily to be seen, which are very helpful in resolving petrogenetical, geological and pedological questions. It was the aim of this study to get these preferences accessible to a greater number of crystalline-geologists. At first a simple way is shown how to gain enrichments of zircon. At the following introduction to the morphological study and especially the habit of zircon numerous examples from the Austrian parts of the alpine and the bohemian crystalline complex are quoted.

Für den Kristallingeologen ist es heute eine Selbstverständlichkeit, daß er seine Gesteine in Dünnschliffen mikroskopisch untersucht; und es ist bereits ebenso selbstverständlich, daß er danach nicht bloß angibt, ob ein Gestein überhaupt Feldspat enthält, sondern daß er aus dieser

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. G. FRASL, Hochschule für Bodenkultur, Wien XVIII.

Mineralgruppe viel mehr herausholt zum Zwecke der Klassifikation und der petrogenetischen Ableitung des Gesteins.

Während er also beim Feldspat schon längst gewohnt ist, auf eine große Anzahl von oft minutiösen und doch vielsagenden Details zu achten und sich die dafür notwendigen Beobachtungstechniken — z. B. auch die Arbeit mit dem Universal-Drehtisch — angeeignet hat, werden andere Mineralien wie der akzessorische Zirkon in den meisten Fällen noch immer bloß registriert, oder wenn man auch beim Zirkon genau sein will, begnügt man sich mit Größenangaben und dem Hinweis, daß er in manchen anschließenden Mineralien pleochroitische Höfe erzeugt.

Gewiß bleibt der Zirkon meist weit unter 1 mm Größe und ist daher im Schliff schlechter beobachtbar, so daß er sogar recht häufig nicht einmal vom Monazit und Xenotym unterschieden wird. Es ist aber — wie hier u. a. gezeigt werden soll — ganz einfach, die Zirkone aus dem Gestein herauszulösen, anzureichern und dann im Streupräparat viel genauer zu untersuchen. Dieser kleine Schritt über die Grenzen der gewohnten Dünnschliffmikroskopie hinaus in den dem Kristallingeologen heute noch selten vertrauten Bereich der Schwermineralanalyse bringt aber bereits so große Vorteile, daß diese Betrachtungsweise gewiß schon in absehbarer Zeit vom Reservat einiger Spezialisten zum Allgemeingut der Kristallingeologen wird.

Die besondere Eignung des Zirkons für die Lösung allgemein geologischer und besonders petrogenetischer Fragestellungen ist nicht nur in der besonderen Stabilität des Minerals begründet. Jeder, der einmal Erfahrungen in der mineralogenetischen und petrogenetischen Deutung der vielfältigen Unterschiede zwischen Feldspat und Feldspat gesammelt hat, wird ebenso bei den Zirkonen im Streupräparat eine ganze Reihe von unterschiedlichen Eigenschaften finden, die auf deren Entstehungsbedingungen und auch Entstehungsgeschichte rückschließen lassen. Eine ganz ausgezeichnete und fast alles beinhaltende Übersicht über den heutigen Stand unseres Wissens auf diesem Gebiet ist soeben unter dem Titel „Die Verwendbarkeit morphologischer Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen für petrogenetische Auswertungen“ erschienen (G. HOPPE 1963). Deshalb sollen hier zur Einführung für die Geologen nur in Kürze einige Grundlagen zusammengestellt, und diese auf Grund mehrjähriger eigener Erfahrung in einigen Hinsichten durch Arbeitsanleitungen und durch Beispiele aus dem österreichischen Raum ergänzt werden.

Zu den Eigenschaften des Zirkons, welche die Entstehungsbedingungen widerspiegeln, gehören insbesondere die äußere Gestalt, die von rundlich und z. T. unregelmäßig-xenomorph zu den verschiedensten idiomorphen Trachtausbildungen variieren kann und dann jeweils recht konsequent an bestimmte Gesteinstypen gebunden ist. Dazu gehören auch verschiedene Erscheinungen des Zonarbaues — auch mit Rekurrenzen wie beim Feldspat — sowie die manchmal unregelmäßige, manchmal aber doch auffallend regelmäßige Anordnung von bestimmten kristallinen oder flüssig-gasförmigen Einschlüssen, also Erscheinungen, die wir von den Feldspaten her als petrogenetische Anzeiger sehr schätzen gelernt haben. Eigentümliche Wachstumsstörungen und orientierte Verwachsungen sind jeweils leicht zu erkennen, während z. B. Unterschiede in der Lichtbrechung und

Doppelbrechung aus methodischen Gründen meist nur sehr ungenau erfaßt werden können, aber doch oft auffallend und dann genetisch bezeichnend sind.

Die in den meisten Fällen außerordentliche Stabilität des Minerals gegenüber physikalischen und chemischen Einflüssen ist aber doch wohl die wertvollste Eigenschaft, die den Zirkon zu einem für die Forschung besonders interessanten Mineral macht. Meist erhalten sich Zirkone auch bei ganz starker Verwitterung — sogar auf Kaolinlagerstätten — ausgezeichnet und sie haben mir damit bei meinen Kristallinkartierungen im teilweise flachen und einer alten intensiven Verwitterung ausgesetzten österreichischen Anteil an der Böhmisches Masse viele wertvolle Anhaltspunkte für die nähere Zuordnung von tiefgründig völlig zersetzten granitischen oder gneisartigen Gesteinen gegeben. Dieselbe Möglichkeit besteht auch bei den noch immer Seltenheitswert besitzenden Kristallinproben aus der Tiefe von Erdölbohrungen, die oft so stark zersetzt sind, daß die Feldspate für die nähere Diagnose mehr oder minder ausfallen. Des weiteren schließen sich da auch die Interessen der Bodenkundler an, die auf Grund der Zirkone und anderen Schwerminerale nicht nur einen Hinweis bekommen, ob an einer Stelle der Boden das reine Verwitterungsprodukt des darunterliegenden Kristallins oder Sandsteins usw. ist — mit all den daraus abgeleiteten Konsequenzen — oder ob seinem Mineralbestand ein wesentlicher Fremdanteil beigemischt ist. Auf Grund der relativen Anreicherung von Zirkon infolge der Verwitterungsauslese haben die Bodenkundler darüber hinaus im Falle einer reinen in situ-Verwitterung auch noch einen Maßstab für die Intensität dieser Verwitterung in den einzelnen Bodenhorizonten, da sich der Zirkon bei zunehmender Verwitterung relativ anreichert. Er wird somit zum Indexmineral (MARSHALL und HASEMAN 1942), u. zw. sogar in jenen extremen Bodentypen, in denen auch der Zirkon und auch Quarz noch zu einem gewissen Teil aufgelöst werden (R. BREWER 1955, RANKAMA und SAHAMA 1950).

Die große Verwitterungsbeständigkeit des Zirkons dient aber auch der Sedimentpetrographie. Um nur ein kleines Beispiel aus unserem näheren Bereich zu erwähnen: es ist auf Grund der Morphologie der Zirkone in der Gegend von Linz gut zu unterscheiden, ob die tertiären Sande in dem einen Falle hauptsächlich aus der Aufarbeitung eines Perlgneises oder in dem anderen Falle eines Granits etwa vom Typus Mauthausen oder Weinsberg abzuleiten sind.

Schließlich wäre noch die Bestimmung des absoluten Alters zu nennen, die sich u. a. auch der Zirkone bedient. Gegenüber den meist viel leichter durch die Verwitterung beeinflussbaren Biotiten, aber auch Muskowiten und Feldspaten, bei denen sich dann das altersbedingte K/Ar- und Rb/Sr-Verhältnis durch die chemischen Veränderungen in ungünstiger Weise verschoben hat, können auch hier Zirkone den Vorteil der chemischen Beständigkeit haben. So stimmt z. B. das Alter von ungefähr 450 Millionen Jahren bei den Zirkonen zweier Proben aus dem Elberton-Granit (USA) innerhalb der Fehlergrenzen überein, obwohl die einen Zirkone aus einem frischen Gestein gewonnen wurden, die anderen aber aus einem als „saprolite“ bezeichneten B-Horizont eines Verwitterungsprofils (M. GRÜNENFELDER und L. T. SILVER 1961).

Aber nicht nur gegenüber der Verwitterung sind die Zirkone im allgemeinen besonders widerstandsfähig¹⁾, sie sind auch bei metamorphen Vorgängen und sogar bei der Aufschmelzung von Gesteinen verwunderlich haltbar, besonders wenn man ihre Kleinheit bedenkt.

Ich habe vergleichsweise seit Jahren bei den großen Kalifeldspaten in Graniten und Gneisen speziell nach Relikten aus den früheren Stadien der mehrphasigen Gesteinswerdung nachgespürt (G. FRASL 1954) und dabei gesehen, wie die als relativ beständige Kornsorten bekannten, oft etliche Zentimeter großen Kalifeldspate schon in der Epi- und Mesozone mehr oder minder randlich oder bis zum Zentrum verändert und auch verdrängt werden. Umso mehr bewundere ich die Widerstandsfähigkeit der nur hundertstel oder zehntel Millimeter großen Zirkonkristalle, die all das, und sogar die Wiederaufschmelzung von Gesteinen sehr gut²⁾ überstehen. Solche Zirkone werden also als Altbestand mit den für die früheren Bildungsbedingungen z. T. sehr bezeichnenden Eigenheiten übernommen. Ein mehr oder minder großer Anteil von diesen alten Zirkonen wird die Kerne für Überwachungen bilden, wobei die außen angesetzte neue und oft wesentlich anders geartete und gestaltete Zirkonsubstanz für die Wachstumsbedingungen in der neuen Gesteinsart kennzeichnend ist. Oft sind die alten Zirkonkerne sogar die einzigen, letzten Zeugen für das Ausgangsmaterial einer größeren Aufschmelzungsmasse von etwa granitischer Zusammensetzung, oder sie geben in anderen Fällen Hinweise auf die Stärke der speziellen, lokalen Verunreinigung einer Schmelze, und von beiden Möglichkeiten konnte ich für das Verstehen der Entstehung verschiedener granitischer Stöcke und Gänge besonders bei der Kartierung bei Linz an der Donau öfters Nutzen ziehen. Aber auch z. B. im Sauwald, der sich südlich der Donau bis Schärding am Inn erstreckt, ließen sich die Ergebnisse der geologischen Kartierung von O. THIELE (1962) mit meinen parallel laufenden Zirkonstudien und insbesondere mit den Beobachtungen über das oft massenhafte Auftreten von bestimmten Zirkonrelikten zu einer besser abgesicherten Vorstellung über die genetischen Zusammenhänge bei den dortigen Arten von granitoiden Gesteinen verbinden.

Gerade darin liegt also ein besonderer Vorteil der Zirkonstudien, daß diese Rückschlüsse auf die Vergangenheit sogar in hochmetamorphen und ultrametamorphen Gesteinen möglich sind. Das gilt auch bei solchen feinerkörnigen granitischen Gesteinen, in denen oft alle anderen die Entstehungsbedingungen kennzeichnenden Mineralien dem letzten prägenden Akt angepaßt wurden, sei es nun z. B. durch eine spätere metamorphe Wiederaufwärmung oder aber eine Endometasomatose.

¹⁾ Gewiß finden sich seit langem in der Literatur genügend Hinweise darauf, daß es auch instabile Zirkone gibt, die z. B. dann eine geringere Dichte haben und auch optisch isotrop werden können. Aber uns interessieren in erster Linie die immer wieder in unseren Gesteinen und Verwitterungsböden auftretenden praktisch stabilen Zirkone, da wir aus diesen derzeit bei der mikroskopischen Untersuchung mehr ablesen können. Im übrigen spielt speziell im mitteleuropäischen Klimabereich die rezente Verwitterung bei der Masse der Zirkone keine irgendwie bemerkenswerte Rolle, so daß Verwitterungserscheinungen bei den bisherigen mikroskopisch-petrogenetischen Zirkonuntersuchungen nie gestört haben. Nur die Zerfallsaltersbestimmung von U/Pb könnte durch eine Veränderung solcher leichter angreifbarer Abarten empfindlich beeinträchtigt werden.

²⁾ Bezüglich der Trübung mancher Zirkone infolge einer Metamorphose siehe S. 425 f.

Die mehrphasige Entstehung der kernführenden Zirkone, die von POLDERVAART und ECKELMANN 1955 zuerst beschrieben wurde, ist nun von G. HOPPE in zahlreichen Beispielen erläutert worden (mit Zusammenfassung früherer Ergebnisse und ausführlicher Literaturzusammenstellung in G. HOPPE 1963). Ich kann seine diesbezüglichen Schlüsse auf Grund eigener Erfahrungen, die ich aus sehr zahlreichen, oft in Zusammenhang mit der eigenen Kartierung stehenden Proben aus dem österreichischen Anteil der Böhmisches Masse, aber auch aus Gesteinen der Zentralalpen und Vergleichsproben der Periadriatika gewonnen habe ¹⁾, voll und ganz bestätigen und möchte noch besonders auf seine vielen instruktiven Photos hinweisen.

Wenden wir uns nun speziell der Präparation und den Trachtstudien zu, da in beiden Hinsichten gewisse praktische Hinweise die Anwendbarkeit der Zirkonstudien für den Kristallingeologen erleichtern können. Für ihn kann und soll der Zirkon zu einem Testmineral werden, denn erfahrungsgemäß bewährt er sich in dieser Weise auch wirklich bei der Beantwortung der verschiedensten im Zuge der Kartierung auftretenden Fragen.

Zur Gewinnung der Zirkon-Streupräparate

Es wird hier mit Rücksicht auf solche Geologen, die kein besser eingerichtetes Labor zur Verfügung haben und z. T. auch wenig Labor-Erfahrung besitzen, bewußt eine besonders einfache Gewinnungsmethode mit Benutzung der bescheidensten Einrichtung vorgeschlagen, die sich aber doch als völlig zureichend für die Zwecke des Kristallingeologen erwiesen hat. Daß man demgegenüber die Schnelligkeit der Gewinnung je nach den zur Verfügung stehenden besseren Einrichtungen steigern kann, ist ebenso klar, wie andererseits höhere Ansprüche z. B. auf eine verlustlose Gewinnung und restlose Trennung von anderen Mineralien eine kompliziertere Methode notwendig machen (vgl. z. B. G. HOPPE 1963, S. 6).

Im allgemeinen genügt bei Graniten, Gneisen und verwandten, relativ zirkonreicheren Gesteinen ein Stück oder mehrere Gesteinssplitter von etwa 50 bis 100 g Gewicht als Ausgangsmaterial für unsere Untersuchung. An die Frische des Gesteins werden dabei keine Ansprüche gestellt, ja es genügt sogar eine ebenso schwere Probe von in situ vergrustem Material ²⁾ desselben Gesteins; darin liegt schon ein großer Vorteil der Untersuchung gerade des Zirkons. Je mürber die Probe ist, desto leichter kann sie nach dem Abwaschen oder nur Abkratzen und Abbürsten von eventuell anhaftenden Lehmresten in einem Mörser oder in einer etwa 2 cm dicken Reibschale zerstoßen werden. Beim Stoßen bleiben die Kanten des Zirkonkristalls begreiflicherweise besser erhalten, als wenn man zu viel reibt.

¹⁾ Die Ergebnisse meiner Zirkonuntersuchungen sind zwar seit ein paar Jahren in Vorträge und Referate in Wien eingebaut worden; gedruckt wurde bisher nur ein kurzer Hinweis auf Trachtstudien an einigen wichtigen granitischen Gesteinen der Böhmisches Masse (G. FRASL 1959).

²⁾ Bei grusigem Material ist jedoch sehr darauf zu achten, daß nicht in Wirklichkeit nur wenig verlagerte Kristallinsande vorliegen, denen auch fremde Zirkone beigemischt sein können.

Die Zerkleinerung sollte aus demselben Grund auch nicht zu weit getrieben werden, es genügt im Regelfall, wenn die größeren Feldspat- und Quarzkörnchen nur mehr etwa 1—2 mm Durchmesser haben.

Nun wird mit Leitungswasser aus einer Spritzflasche aufgeschlämmt. Ist die Aufschlämmung sehr trübe (bei sehr starker Verwitterung), dann wird die Probe in eine Abdampfschale von etwa 20 cm Durchmesser und 5 cm Höhe gespült und dort mehrmals nach einem ruhigen Absitzenlassen von etwa einer halben Minute (bei feinkörnigen Gesteinen besser etwas später) dekantiert. War wenig oder keine Trübe vorhanden, kann man alles Zerriebene gleich in einen Erlenmeyer-Kolben (etwa 500 cm³ Inhalt und mit eingeschlifftem Glasstoppel) einbringen und das Wasser langsam, d. h. ohne wesentliche Mineralverluste, abgießen.

Nun kommt die bei der vereinfachten Zirkongewinnung meistens sehr förderliche Salzsäurebehandlung. Dabei werden die Zirkone unter besserer Schonung der Kristallform besonders aus dem Biotit heraus gewonnen, als durch feinstes Zerreiben der Probe. Manchmal, besonders bei stärkerer Verwitterung und Aufblätterung des Biotits bekommt man sie auch ohne längere Salzsäurebehandlung heraus, doch wird man gerade dann die limonitische Verfärbung der Oberfläche und der Sprünge der Zirkone rasch durch Salzsäure oder Oxalsäure entfernen wollen.

Im Normalfall versetzt man also die zerriebene, feuchte Probe am einfachsten mit etwa 150—200 cm³ technischer Salzsäure, rührt kurz um und läßt den Kolben ein bis drei Tage bei normaler Zimmertemperatur stehen, so daß man sich das Kochen erspart. Nach dieser Zeit wird man erkennen, daß i. a. ein Teil der Biotite in dünne weiße Schüppchen zerfallen ist, und dann sind im allgemeinen schon genügend Zirkone für unsere Zwecke frei geworden. Die Salzsäure wird dann aus der zerriebenen Probe in einer Abdampfschale mittels Leitungswasser mehrmals ausgewaschen. Dabei soll die Aufschlämmung vor dem Dekantieren mindestens eine Minute absitzen, damit auch kleine Zirkone in genügender Menge gewonnen werden. Nach dem Trocknen im Trockenschrank bei 105 °C oder über einer schwachen Gasflamme folgt die trockene Siebung. Ich habe die beste Erfahrung mit dem Maschensieb mit 0.2 mm Maschenabstand gemacht. Es läßt sich einerseits gegenüber den feineren Sieben noch verhältnismäßig sehr leicht reinigen, so daß praktisch nie eine Probenverunreinigung durch das Sieben vorgekommen ist. Andererseits läßt es auch die dicksten normalerweise zu erwartenden akzessorischen Zirkone immer noch durch; nur in Proben, in welchen dann u. d. M. viele Zirkone einer Dicke von 0.2 mm nahekommen, müßte ein noch gröberes Sieb genommen werden, also sollte die Fraktion über 0.2 mm nicht zu früh wegwerfen werden.

Die Siebfraction unter 0.2 mm kommt nun zur Schwereretrennung. Als ganz einfache Einrichtung dafür genügt z. B. ein steilwandiger Glastrichter mit etwa 50 mm oberem und 8 mm unterem Durchmesser sowie etwa 120 mm Höhe, der unten einen Gummischlauch von etwa 100 mm Länge samt einem Quetschhahn angeschlossen hat. Unter solchen Trichtern bringt man gewöhnliche Trichter mit Rundfiltern und darunter endlich die Auffangflaschen an. In der einen solchen Flasche wird die durch Abfiltern rückgewonnene reine Schwereflüssigkeit aufgefangen, in der anderen daraufhin die Waschflüssigkeit.

Als Schwerkflüssigkeit hat sich Acetylentetrabromid ($D = 2.97$) bewährt, dessen Reste durch reinen Alkohol aus den Proben leicht ausgewaschen werden können. Die so gewonnene Waschlüssigkeit wird in einem großen Scheidetrichter mit genügend Leitungswasser versetzt, wobei sich Wasser und Alkohol verbinden und die Schwerkflüssigkeit weitestgehend wieder rückgewonnen wird (nähere Angaben und weitere Möglichkeiten der Schwereretrennung siehe z. B. bei KRUMBEIN und PETTJOHN 1938).

In den steilwandigen obersten Trichter, der mit Acetylentetrabromid gefüllt ist, kommen nun etwa 5—10 g der gesiebten Probe. Es wird mit einem Glasstab umgerührt und stehen gelassen, dann mehrmals wieder aufgeführt, am besten ohne starke Wirbelbildung mit vorsichtiger, schraubenförmig nach unten vordringender Bewegung, damit womöglich die auf der Steilwand des Gefäßes liegenden winzigen Schwerminerale sich ansammeln und als solche Ansammlung rascher zu Boden sinken. Je kleinere Zirkone man noch gewinnen will, z. B. aus Feinkorngraniten wie unserem Schremser Granit, desto länger muß man absetzen lassen, und desto sorgfältiger sollte man die Schwerminerale von den unteren Wänden des Trichters abstreifen.

Der zu Boden gesunkene schwere Anteil wird nun beim Quetschhahn abgelassen, im Filter nach dem Abtropfen der Schwerkflüssigkeit mehrmals mit Alkohol ausgewaschen und schließlich getrocknet.

Im so erhaltenen Schwermineralauszug sind gewisse andere Schwerminerale bereits durch die Säurebehandlung dezimiert. Bei sauren Gesteinen aus dem österreichischen Anteil der Böhmisches Masse erwies sich bisher eine weitere relative Anreicherung des Zirkons z. B. durch die Entfernung der magnetischen Mineralien mittels eines starken Elektromagneten als der weiteren Untersuchung zwar förderlich, aber sie war für die Fragen des Kartierers nicht notwendig. In den Alpen wird man jedoch selbst bei den granitischen Gesteinen meist nicht ohne weitere Anreicherung auskommen, weil da durch die Feldspatfüllung und ähnliche sekundäre Prozesse größere Massen von kleinen Schwermineralien der Epidotgruppe, Titanite usw. entstanden sind, die gegenüber dem Zirkon dann zahlenmäßig zu stark überwiegen.

Zur mikroskopischen Untersuchung

Die anschließende mikroskopische Untersuchung ist zwar bis zu einem gewissen Grad auch ohne Einbettung möglich, jedoch ist die Einbettung in einer Flüssigkeit (z. B. Methylenjodid mit $n = 1.739$ zur Unterscheidung gegenüber Xenotym) oder besonders die Herstellung von Dauerpräparaten z. B. mit Piperin ($n = 1.682$) oder auch Caedax ($n = 1.56$) oder in Form von Gelatinepräparaten nach MARSHALL und JEFFRIES (1945) dem vorzuziehen.

Als Beleuchtung wird das schräge Auflicht nur selten benutzt, z. B. wenn man die Tracht bei der als Malakon bezeichneten undurchsichtigen Abart des Zirkons erkennen will, oder um sonst Einzelheiten der Oberflächenbeschaffenheit zu sehen.

Meist jedoch wählt man einfach polarisiertes Durchlicht. Dabei sind sehr geringe Lichtbrechungsunterschiede innerhalb des Kristalls beim Zonarbau oder bei der Abgrenzung von älteren Kernen am ehesten noch erfaßbar, wenn der Kristall mit der Hauptachse (c -Achse = $n_i = n_E$) parallel zur Schwingungsrichtung im Polarisator liegt (G. HOPPE 1963). Neben der Betrachtung im möglichst parallelen Durchlicht wird es besonders bei Einbettungsmitteln mit niedriger Lichtbrechung ganz günstig sein, die wegen der starken Innenreflexe oft dunkel erscheinenden Kristalle mit konvergentem Licht aufzuhellen, um die Kerne und Einschlüsse besser zu erkennen. Überhaupt ist es bei einem Zirkon-Streupräparat viel wichtiger als etwa bei den Hauptgemengteilen in einem Granit-Dünnschliff, daß man die Beleuchtung öfters etwas verändert und besonders sorgfältig dem manchmal von Zirkon zu Zirkon wechselnden Bedarf anpaßt. Wegen der Dicke der Körner ist bei der Trachtuntersuchung auch mehr als sonst auf die Erzielung einer genügenden Tiefenschärfe zu achten, woraus hervorgeht, daß die stärkste Vergrößerung durchaus nicht immer die beste ist.

Recht oft kann man bei den Zirkonen Unterschiede in der Licht- und Doppelbrechung beobachten, doch diese lassen sich in der Regel nur schwer zahlenmäßig erfassen, da beide Werte auch in diesen Fällen noch immer sehr hoch sind. Der Geologe wird sich daher im allgemeinen damit begnügen müssen anzugeben, daß ein bestimmter Anteil an den Zirkonen einer Probe entweder zur Gänze oder in bestimmten Teilen (z. B. Spitzen, Zonen oder Säumen) eine abweichende, relativ niedrige Lichtbrechung und meist zugleich auch eine relativ niedrige Doppelbrechung hat.

Derartige Zirkone mit teilweise höherer und teilweise niedrigerer Lichtbrechung und deshalb mit den leicht erkennbaren internen Lichtlinien an der Grenze von älteren Kernen oder als Kennzeichen eines zonaren Wachstums (Schalenbaues), wie sie G. HOPPE z. B. 1963 aus dem ostdeutschen Gebiet auf das Eingehendste beschreibt, abbildet, erklärt und auch statistisch erfaßt, sind durchaus keine Ausnahmserscheinungen. Sie treten vielmehr auch im österreichischen außeralpinen und alpinen Bereich in vergleichbarer Häufigkeit und Mannigfaltigkeit auf. Das ist deshalb besonders wertvoll, weil sich gerade aus diesen Beobachtungen die Kristallisationsgeschichte des Zirkons ableiten läßt und diese i. a. wiederum kennzeichnend ist für die Frühgeschichte — und wenn Kerne erhalten sind auch für die Vorgeschichte — der Entstehung des heute vorliegenden Gesteines.

Die vagen Bezeichnungen „niedrige“ oder „hohe“ Lichtbrechung eines Zirkons werden jedoch nicht immer befriedigend sein und in diesen Fällen kann man sich einen Maßstab verschaffen, indem man einige der Zirkone in einer Schwefelschmelze einbettet und die Lichtbrechung damit vergleicht. Das kann am einfachsten wie folgt gemacht werden:

Man vermischt einen Teil des Zirkonkonzentrats auf einem Objektträger mit Schwefelblüte, legt ein Deckglas auf und erhitzt den Träger dann (z. B. mit entsprechendem Abstand über einer kleinen Flamme) bis bei 108° C das Schwefelpulver zu einer gelben durchsichtigen Schmelze wird (Schwefel brennt bereits bei 270°!). Diese Schmelze würde ohne Warmhalten auf dem Mikroskopisch viel zu rasch kristallisieren. Es ist aber nicht schwer, sich für diesen Zweck eine für den Drehtisch passende kleine elektrische Heizunterlage unter Beachtung der nötigen Sicherheitsvorschriften auch selbst zu bauen, z. B. nach folgendem Muster (vgl. Abb. 1).

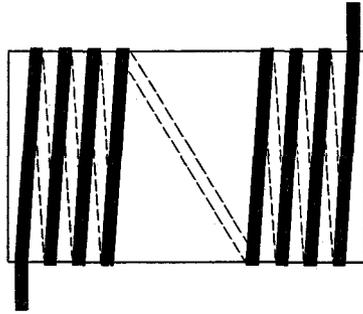


Abb. 1

Um einen Objektträger wird ein blanker Widerstandsdraht gewickelt und auf beiden langen Kanten des Trägers mit einem geeigneten durchsichtigen Plastikklebeband befestigt. Die beiden Enden des Widerstandsdrahtes werden mit möglichst biegsamen dünnen isolierten Drähten mit einem Regeltrafo (z. B. 0—8 V, wie es für die Niedervoltlampchen gebräuchlich ist) verbunden. Bei entsprechender Auswahl des Widerstandsdrahtes und der Regelspannung ist diese kleine Einrichtung imstande eine Schwefelschmelze auch stundenlang gerade noch flüssig zu erhalten.

Zu diesem Zweck wird auf dem Mikroskoptisch von unten (a) nach oben (c) aufeinandergelegt:

- a) eine oder zwei kleine Glasplatten als Wärmeschutz für den Tisch,
- b) die eben beschriebene Heizunterlage, und unmittelbar darauf
- c) den Objektträger mit den Zirkonen in der Schwefelschmelze.

Wegen der starken Dispersion der Schwefelschmelze ist für die Lichtbrechungsbestimmung die Verwendung von monochromatischem Licht nötig. Dafür kann man sich behelfen, indem man reines Se-Pulver zwischen zwei Gläsern schmilzt — nach einigen Versuchen gelingt das möglichst blasenfrei und dünn — und damit hat man entsprechend RINNE/BEREK 1953, S. 181 ein dauerhaftes, gutes Li-Filter. Gerade dieses paßt für unsere Zwecke, denn die Schwefelschmelze hat $n(\text{Li}) = 1.978$. W. E. TRÖGER (1952) gibt für Zirkon $n_{\text{O}} = 1.924$ bis 1.960 und $n_{\text{E}} = 1.968$ bis 2.015 an. Da diese Angaben für weißes Licht stehen, wird man sie für n_{Li} um etwa 0.01 reduzieren können.

Mit dieser Methode kann man z. B. im außeralpinen Kristallin Österreichs doch mit größerer Sicherheit unterscheiden, daß die Zirkone im Granit vom Typus Weinsberg immer eine hohe Lichtbrechung haben, während der rascher abgekühlte Granit vom Typus Mauthausen bei einigen Fundorten auch autigene Zirkone mit zur Gänze oder auch nur teilweise sehr niedriger Lichtbrechung führt. Diese auffallend niedrige Lichtbrechung steht auch hier so wie im Harz (G. HOPPE 1951, 1963) in regelmäßigem Zusammenhang mit niedriger Doppelbrechung, sowie mit der Tracht $ap(x)$ (siehe unten) und häufig einem Zonarbau mit idiomorphen Rekurrenzen. Solche Abarten könnten nach BROTZEN (1952) durch einen Y-Einbau begründet sein, doch spricht die niedrige Brechung eher für einen zunehmenden Wassergehalt.

Bezüglich der Farbe der Zirkonkörnchen sollte man nicht vergessen, diese auch dann anzugeben, wenn sie nur wenig vom farblos durchsichtigen

Normalfall abweichen, und zwar gegen gelblich und rosa. Während mir z. B. eine Rosafärbung unter den vielen Proben aus dem außeralpinen Raum Österreichs noch nie aufgefallen ist, ist sie mir gleich bei drei der relativ wenigen Proben aus den Ostalpen untergekommen: a) bei den etwas rundlichen Zirkonen meiner einzigen Weißerdeprobe von Ausschlag-Zöbern bei Aspang (NÖ.); b) häufig in dem besonders aus Schwarzphyllit und halbmetamorphen Grüngesteinen bestehenden Murenschutt vom Schermergraben im Glemmtal bei Zell am See (Salzburg); und schließlich ist ein Teil der Zirkone im zweiglimmerigen Augengneis südlich Umhausen im Ötztal (Tirol) blaß gelblichrosa. Für die absolute Altersbestimmung am Zirkon dürfte jedoch die Beachtung einer mehr oder weniger braunschwarzen sekundären Verfärbung von größter Bedeutung sein, wobei die Kristalle auch opak werden können (Malakon) (s. u.).

Morphologie des Zirkons

Besonders viele geologische Aussagen lassen sich aus der Morphologie des Zirkons ableiten, wozu neben der äußeren Gestalt auch z. B. die Beobachtungen über einen zonaren inneren Aufbau, über den Einschluß von Zirkonkernen und auch von anderen Mineralien (Mikrolithen), flüssigen und gasförmigen Einschlüssen zählen.

Die äußere Gestalt kann von der allseits runden über eine rundliche mit den ersten Andeutungen einer Idiomorphie bis zur scharfkantigen Ausbildung mehr oder minder flächenreicher Kristalle reichen und aus der jeweiligen Art dieser Gestalt lassen sich in derzeit rasch zunehmendem Maße Schlüsse auf die sedimentären, metamorphen oder magmatischen Entstehungsbedingungen ableiten. Gerade in dieser Hinsicht ist wieder auf die neueste Zusammenstellung von G. HOPPE 1963 hinzuweisen, die ein Maximum von genauen und direkt vorbildlichen Beobachtungen mit gut begründeten Deutungen verbindet. Danach kann ich mich darauf beschränken, abgesehen von einigen ergänzenden Bemerkungen hier nur einige Hinweise zusammenzustellen, die dem Kristallingeologen in erster Linie die Einführung in die Trachtstudien etwas erleichtern können.

Jedem, der sich bei den Feldspaten daran gewöhnt hat (010) = M von (001) = P und eventuell x von y an losen Kristallen zu unterscheiden und der die Vorteile dieser Kenntnis zu schätzen weiß, ist es leicht möglich, auch beim Zirkon bald die wichtigsten Flächen und Lagen zu unterscheiden und er kann damit die sehr regelmäßige Verbreitung der verschiedenen Trachtausbildungen in den Gesteinen studieren.

Zur Tracht der Zirkone

Ein Streupräparat der akzessorischen Zirkone zeigt uns die Kristalle im allgemeinen in einer wesentlich anderen und günstigeren Perspektive, als das beim Schliff der Fall ist. Man sieht nämlich nicht nur die Umriß-

linien viel klarer und ohne Beeinflussung durch den Schnitteffekt. Auch die objektivseitigen Kanten — und bei besonders gut durchsichtigen und ebenflächigen Kristallen auch die vom Objektiv abgewandten Kanten — sind nie weggeschliffen, sondern schön zu beobachten und es fehlt die Unter- oder Überlagerung durch ein anderes Mineral. Und schließlich liegen die Kristalle zumeist in einer einheitlichen und dabei die Erkennung der Tracht noch begünstigenden Lage. Die vorwiegend prismatisch ausgebildeten Kristalle liegen nämlich auch in den Dauerpräparaten in der Regel recht schön auf einer Fläche ihrer beiden Prismen (100) und (110) auf.

Für die Messung der Spitzenwinkel muß vorsichtshalber vorausgeschickt werden, daß bei der festen Einbettung gewiß auch manchmal eine stärkere Schräglage der Zirkone vorkommt. Das ist speziell dann eher der Fall, wenn die Prismenflächen in ihrer Größe gegenüber den Pyramidenflächen zurücktreten, aber das kam in den vielen von mir durchgesehenen Proben nur ausgesprochen selten vor. Es können aber auch längere Säulchen manchmal gekippt in der Einbettung liegen. Kommt es dabei gegenüber der Ideallage auf einer Prismenfläche nur zu einer Schrägstellung der Hauptachse, dann werden die Spitzenwinkel etwas größer. Liegt der Stengel hingegen auf einer Prismenkante von (100) gegen (110), dann kann der Spitzenwinkel einmal größer und einmal kleiner sein als in der Ideallage; d. h. wir erhalten Zwischenwerte zwischen jenen Spitzenwinkeln, die im folgenden für die Lage auf (100) und auf (110) angegeben sind. Beide Fälle von Schräglagerung kann man durch das Fokussieren von Kanten bei stärkeren Vergrößerungen auseinanderhalten und beide treten nicht in einem Maße auf, daß sie die geologische Auswertung der Trachtstudien wesentlich beeinträchtigen könnten. Wer aber auch die Tracht lückenlos statistisch erfassen will, wird wohl auf dem Universaldrehtisch manche Körnchen bis zur Ideallage (mit einer Prismenfläche möglichst senkrecht zur Mikroskopachse) kippen müssen.

Auch G. HOPPE ist bisher bei seinen Trachtstudien im allgemeinen mit der Erfassung von vier verschiedenen Flächen (d. h. genau genommen vier verschiedenen Formen) ausgekommen: die schon genannten Prismen $a = (100)$ und $m = (110)$, sowie die relativ flache Grundpyramide $p = (111)$ und eine steilere Pyramide $x = (311)$.

Die anderen Formen sind seltener. Die besonders flache Pyramide (101) wurde bisher auch im österreichischen Bereich bisher kaum gefunden und $u = (331)$ tritt gegenüber x ganz zurück. Wenn man allerdings nur die Umrißlinien der Kristalle sieht, dann ist u nicht in jedem Fall von x zu unterscheiden. Eine der besonders steilen Pyramiden, z. B. (511), tritt zwar z. B. im Formenkreis der Zirkone des Weinsberger Granits nebenbei auf, ihre Verteilung auf bestimmte Gesteinstypen ist jedoch derzeit auch noch zu wenig bekannt, als daß sich aus ihrem Auftreten schon etwas für die genetische Deutung ableiten ließe.

Folgende zwei ganz einfache Kombinationen von entweder a oder m mit derselben Grundpyramide p sind in der Natur gar nicht selten. Sie sind besonders leicht zu unterscheiden, da sie ganz regelmäßig auf einer Fläche des jeweils charakteristischen Prismas aufliegen.

Für die rasche Unterscheidung ist folgendes wesentlich:

1. der Spitzenwinkel:

1. a) bei der Tracht ap beträgt er $2 \times 57^\circ 22'$, das ist rund $114\frac{3}{4}^\circ$, also um etwa 25° größer als ein rechter Winkel;

1. b) bei der Tracht mp beträgt er $2 \times 47^\circ 50'$, das ist $95\frac{2}{3}^\circ$, also nur um knapp 6° größer als ein rechter Winkel, oder wenn eine Vergleichsmöglichkeit fehlt, ihm fast gleich zu halten;

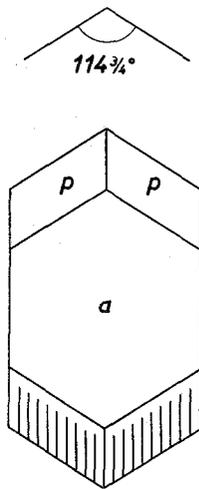


Abb. 2 a: Tracht ap, liegt auf a

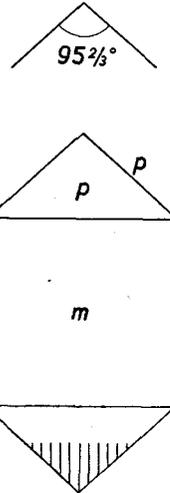


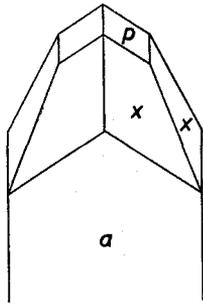
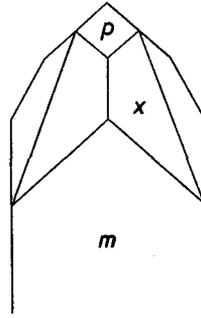
Abb. 2 b: Tracht mp, liegt auf m

2. die leicht zu unterscheidende Lage der Kanten zwischen der Pyramide und den Prismenflächen. Bei der Tracht ap zeichnen diese Kanten den Spitzenwinkel von $114\frac{3}{4}^\circ$ parallel nach und bei der Tracht mp verlaufen sie immer senkrecht zur Hauptachse, d. h. bei unserer Aufstellung waagrecht. Überdies erscheinen durch die starke Innenreflexion, die dem Zirkon in einem Einbettungsmedium mit niedriger Lichtbrechung eigen ist, die Spitzen mehr oder minder dunkel, u. zw. bei beiden Trachtausbildungen recht verschieden (vgl. die prinzipiellen Unterschiede, die in Fig. 2 a und 2 b unten angedeutet sind). Demgegenüber erscheint die Prismenzone — falls nur ein Prisma entwickelt ist — bis zum Rande hell. Das kann bei schwachen Vergrößerungen zu dem Flüchtigkeitsfehler führen, daß man solche Kristalle für niedriger lichtbrechend hält, als andere mit ausgebildetem zweiten Prisma. Bei diesen wirken nämlich die schräg zur Mikroskopachse liegenden Prismenflächen wiederum als Keile und damit erscheint auch die Prismenzone nach außen hin als dunkel begrenzt. Das aber könnte mit einer stärkeren Beckeschen Lichtlinie verwechselt werden.

Die noch flachere Pyramide (101) = e wurde bisher in Österreich noch nicht nachgewiesen. Sie hätte zwar bei der Tracht ae, wenn der Kristall auf a aufliegt, wieder einen Spitzenwinkel von $114\frac{3}{4}^\circ$, wie bei der oben gezeigten Tracht ap, wenn diese ebenso auf a liegt. Der Unterschied besteht auf den ersten Blick darin, daß e in diesem Falle als gleichschenkeliges Dreieck erscheint, welches mit dem Prisma bei normaler Aufstellung horizontale Kristallkanten bildet. Bei der Tracht me liegen die Kristalle im allgemeinen auf m auf und erst dann ist der Spitzenwinkel besonders stumpf, nämlich $134^\circ 10'$. Die beiden an einer Spitze sichtbaren e-Flächen erscheinen dabei als Parallelogramme (ähnlich ap auf a).

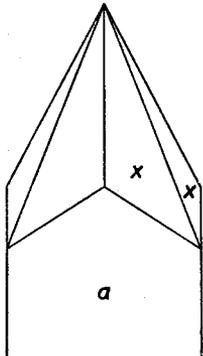
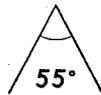
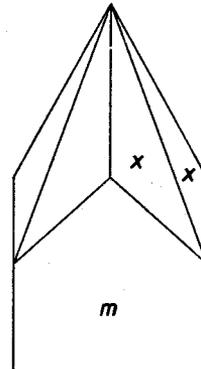
Bei den nächsten beiden Varianten tritt zur Grundpyramide p und je einem Prisma noch die achtfächige Pyramide $x = (311)$ (Abb. 3 a, b).

Die Bezeichnung der Tracht wird nach dem Vorgang von G. HOPPE (1963) so vorgenommen, daß zuerst die auftretenden Prismen und dann die Pyramiden genannt werden und innerhalb der Prismen (oder Pyramiden)

Abb. 3 a: Tracht axp , liegt auf a Abb. 3 b: Tracht $m xp$, liegt auf m

wird die stärker entwickelte Form zuerst angeführt. Flächen, die stark zurücktreten, oder nur bei einem Teil der sonst gleichartigen Zirkone einer Probe auftreten, kann man in Klammer schreiben: z. B. $ap(x)$.

Die Pyramide $x = (311)$ kann freilich auch die Grundpyramide p an Größe übertreffen, oder wie in der folgenden Abb. 4 ganz ablösen.

Abb. 4 a: Tracht ax , liegt auf a Abb. 4 b: Tracht mx , liegt auf m

Und schließlich sind neben den beiden Pyramiden öfters auch beide Prismen gleichzeitig entwickelt. Danach zeigt der gleiche Ideal-Kristall, wenn a und m gleich groß sind, zwei Gesichter, je nachdem ob er auf a oder auf m aufliegt (Abb. 5 a und b).

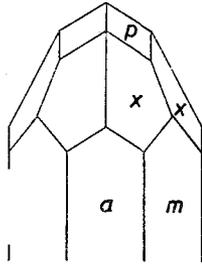


Abb. 5 a: Tracht amxp, liegt auf a

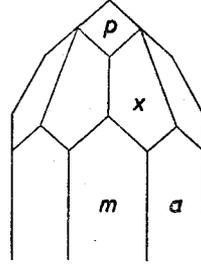


Abb. 5 b: Tracht amxp, liegt auf m

Beim gleichzeitigen Auftreten beider Prismen sind — bei idealer Entwicklung — beide dann gleich groß entwickelt, wenn die dem Beschauer zugewandte Prismenfläche eine Breite von rund 41,4% der Dicke des Kristalles hat. Meist aber ist das eine Prisma deutlich stärker ausgebildet, und auf dessen Fläche liegt dann auch im allgemeinen der Kristall auf.

Es zeigt sich nun, daß in vielen granitischen Gesteinen a die ausschließlich oder bevorzugt entwickelte Prismenform ist, wie in folgenden österreichischen Beispielen: außeralpin: Mauthausener Granit, Altenberger Granit, Titanitfleckengranit von Aigen-Schlägel, Schärddinger Granit von Gopperding, Freistädter Granodiorit, Bittescher Gneis von Mallersbach; — alpin: Granit von Wolfsthal bei Hainburg, migmatischer Granitgneis vom Markogel bei Villach, Granitgneis (Zentralgneis) von Koschach-Maltatal, Augengneis (Zentralgneis) von der Haltestelle Böckstein und zweiglimmeriger Augengneis südlich Umhausen, Ötztal. — Die meisten von diesen Gesteinen sind zugleich muskowitzführend, aber durchaus nicht alle, wie z. B. der Freistädter Granodiorit.

Es gibt aber auch granitische Gesteine, in denen die beiden Prismen etwa gleich stark entwickelt sind, m vorwiegt, oder auch allein auftritt und in denen man also öfters oder fast immer den nahezu rechten Spitzenwinkel mißt. Das gilt für den im österreichischen außeralpinen Kristallin bei weitem verbreitetsten Granittypus, den Weinsberger Granit samt seiner Abart, dem Rastenberger Granit und besonders für den Granit vom Typus Engerwitzdorf¹⁾. Diese größere Bedeutung von m in manchen granitischen Gesteinen ist umso beachtenswerter, als nach den Erfahrungen von G. HOPPE (1963) an mitteldeutschen und ostdeutschen Gesteinen die Bevorzugung von m für die Porphyre typisch ist²⁾. Wäre es nicht möglich, daß solche Porphyre in der Tiefe mit gröberen granitischen Gesteinen (z. B. Graniten von ungefähr Weinsberger Art = Kristallgranit I in Bayern) zusammenhängen, welche auch dieselbe Zirkontracht besitzen und daß also der Zirkon aus der Tiefe praktisch fertig mitgebracht worden ist?

¹⁾ Dieser Granittypus ist NE von Linz neben anderen verbreitet und wurde in meinen bisherigen Berichten (z. B. 1959) noch unter der Arbeitsbezeichnung „mittelkörniger Weinsberger Granit“ angeführt.

²⁾ Auf seiner Tafel 24 vom Ilmtalgranit (Thüringer Wald) liegen freilich auch alle Zirkone außer Nr. 8 offensichtlich auf m. Bei derselben Probe ist aber auf seiner Tabelle 10 auf Grund des wohl viel größeren Beobachtungsmaterials mapx, ampx als Tracht angegeben.

Ein weiteres Beispiel soll die zahlenmäßige Erfassung der Vormacht der *m*-Prismenflächen an einem geologisch interessanten Material, nämlich einem altersmäßig recht umstrittenen Gestein der Zentralalpen zeigen, das meist zu den „Zentralgneisen“ gestellt wird. Es ist dies der Metatonalit bis Tonalitgneis (Tonalitgranit bei F. KARL 1954) von der Warnsdorfer Hütte im Hintergrund des Krimmler Achentales (Venediger-Gruppe, Hohe Tauern). Dessen Zirkone sind klar, erstklassig scharfkantig und ebenflächig wie die aus periadriatischen Tonaliten und man erkennt daher leicht, daß z. B. von 107 gut erhaltenen Zirkonen 70 Stück einen Spitzwinkel von etwa 96° haben und eindeutig auf der größer entwickelten Prismenfläche *m* aufliegen; weitere 22 Stück sind sogar tafelig nach einer *m*-Fläche, so daß sie die keilförmige Endigung zeigen, wie weiter unten beschrieben wird; und 15 Zirkone liegen auf *a*, aber bei ihnen ist *a* trotzdem schmaler als *m* (s. o.). Die Tracht ist demnach *maxp*, und doch war auch dieses Gestein vor der alpinen Metamorphose kein Ergußgestein, sondern war hochplutonisch bis maximal subvulkanisch erstarrt (KARL 1954). Bei der Metamorphose ist zwar z. B. der ursprünglich stark zonare Plagioklas weitestgehend entmisch (also gefüllt) worden und es sind auch kleine Granate gewachsen; aber der typisch magmatisch geformte ¹⁾ Zirkon läßt an diesem Fundpunkt keine optischen Anzeichen einer Umkristallisation, eines Instabilwerdens (s. S. 425 f) oder Weiterwachsens unter geänderten Bedingungen erkennen.

Ganz sicher aber ist, daß die Bevorzugung von *m* nicht auf eine Entstehung der Zirkone im subvulkanischen bis vulkanischen Bereich hinweist, sondern auch bei einer bestimmten Gruppe von Graniten auftritt, u. zw. sind die Weinsberger Granite in Oberösterreich sogar die ursprünglich tiefststehenden Granite, in schätzungsweise 20 bis 30 *km* Tiefe durch weiträumige Aufschmelzung in diesem Stockwerk entstanden und auch fast *in situ* erstarrt. Auch der Engerwitzdorfer Granit gehört noch zu den eher tiefststehenden syntektonischen Graniten dieses Raumes und bei ihm ist *m* stark bevorzugt, so daß die Zirkone ganz jene Tracht haben, wie sie HOPPE 1963 auf den Tafeln 13, 14, 15 und 17 von Porphyren vorführt.

Es soll hier noch auf die auffälligen Verzerrungen hingewiesen werden, die durch die tafelige Ausbildung nach einer einzelnen Prismenfläche entstehen kann. Davon gibt es wieder zwei Arten.

Für die erste Art der tafeligen Ausbildung nach *a* gebe ich hier einfach drei Zeichnungen von J. SLAVIK (1952) wieder (Abb. 6).

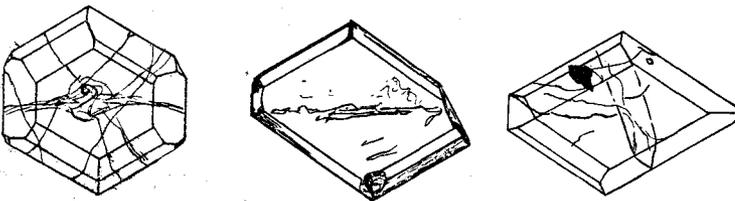


Abb. 6: Tafelige Ausbildung nach *a* (nach J. SLAVIK)

¹⁾ Die Zirkone sind reich an stäbchenförmigen, farblosen Mikrolithen, die sehr deutlich nach der Korngestalt geregelt eingeschlossen sind, was dem Schema auf Seite 422 im Prinzip entspricht. Für die Altersbestimmung ist im übrigen noch wichtig, daß jede Spur von fremden Zirkonkernen fehlt.

Außer der Mittelfläche *a* erkennt man noch *m*, *p* und *x*, und der Spitzwinkel ist wieder, wie immer bei der Tracht *ap*, $114\frac{3}{4}^\circ$.

SLAVIK hat zwar die Flächen noch nicht indiziert, er hat aber diese abweichende Erscheinungsform als „Typus D“ registriert. Danach stellen diese nach *a* tafeligen Zirkone in manchen Granodioriten und Hornblendedioriten des zentralböhmischen Plutons bis 9 und 11% der Gesamtzahl der Zirkone. Ich habe sie in etwa entsprechender Häufigkeit im sehr basischen Rastemberger Granit von Echsenbach (NÖ.) wiedergefunden.

In HOPPE'S Abbildungen scheint diese Abart nicht auf, wohl aber jene zweite mit tafeliger Ausbildung nach einer *m*-Fläche. Sie ist dort z. B. auf Tafel 12, Abb. 3, aber auch 14/9, 19/2, 24/17, 13/2 sowie 4/1 und 4 nach der keilförmigen Endigung und sonstigen Flächenausbildung mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit zu erkennen (HOPPE 1963). Der ergänzte Spitzwinkel ist wie immer bei *mp* $95\frac{2}{3}^\circ$.

Als Beispiel für die tafelige Ausbildung nach *m* kann der in Abb. 7 gezeigte ganz einfache Fall dienen, bei dem der Kristall etwa halb so dick wie breit ist.

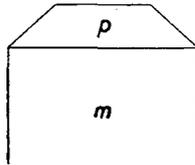


Abb. 7: Nach *m* tafeliger Zirkon liegt auf *m*

J. SLAVIK (1952) hat auch diese nach *m* flache Abart schon beachtet, und ohne nähere Indizierung ihrer Flächen als Typus B angesprochen, der in seinen Proben von Granodioriten und Hornblendedioriten bis 9% und einmal sogar bis 15% der Gesamtzahl der Zirkone erreicht. Diese Abart tritt in Oberösterreich speziell im Engerwitzdorfer Granit stellenweise auf, den ich ja schon oben als jenen Granit mit besonderer *m*-Vormacht, also *m(a)px*-Tracht oder *m(a)xp*-Tracht, gekennzeichnet habe. Im Weinsberger Granit konnte ich diese Abart demgegenüber seltener finden, z. B. sehr schön im dritten Steinbruch an der Straße, $\frac{3}{4}$ km E v. Kefermarkt.

Nach dieser kurzen Einführung in die Unterscheidung der einen oder anderen Tracht sind im Prinzip bereits alle gut ausgebildeten Kristalle einordenbar, die mir bisher in österreichischen Proben untergekommen sind. Diese Tracht-Typologie genügt aber ebenso auch für die von SLAVIK aus dem tschechischen und von HOPPE aus dem mittel- und ostdeutschen Raum in großer Zahl abgebildeten Kristalle, vorausgesetzt, daß sie noch ebene Flächen erkennen lassen. Es sind also offensichtlich einfache Möglichkeiten vorhanden, Trachtunterschiede bei diesen winzigen und zudem ausnehmend stabilen Frühausscheidungen besonders der saureren Schmelzen festzustellen. Es ist anzunehmen, daß die Verbreitungsregeln und die genetische Deutung dieser Trachttypen immer genauer erkannt werden, sobald sich noch mehr Beobachtungen aus mehr Gebieten vergleichen lassen. Doch schon jetzt kann man manches damit anfangen. Es sind z. B. in manchen Partien von Mauthausener Granit die authigenen und die z. T. aus einem älteren Granit

übernommenen allothigenen Zirkone unter gewissen Umständen am ehesten durch die Tracht zu unterscheiden¹⁾). Das gilt ganz besonders am Rande gegen ein älteres granitisches Nebengestein, wie auch in Apophysen, wo man oft noch unverändert übernommene Fremdzirkone findet, die noch nicht von neuer Zirkonsubstanz umhüllt sind, und die auch nicht immer durch eine andere Lichtbrechung, Doppelbrechung oder Trübung auffällig gekennzeichnet sind. So aber bekommen wir einen besseren Einblick in die lokalen Ausmaße und Vorgänge bei der Stoffaufnahme, und damit sind wir uns auch bei absoluten Altersbestimmungen über die Deutung eines gegenüber den Kartierungsergebnissen höheren U/Pb-Alters im klaren.

Morphologische Erscheinungen im Inneren des Zirkons

An das Studium der Trachtentwicklung läßt sich unschwer eine nähere Diagnostizierung des häufigen, idiomorphen Zonarbaues sowie der eventuellen Einregelung von kristallinen Fremdeinschlüssen anschließen. Gerade für das Erkennen einer solchen Einschlußregelung ist die Vertrautheit mit der Tracht Voraussetzung.

In vielen Gesteinen sind im Zirkon Mikrolithe mit relativ niedriger Lichtbrechung und in diesen Größen meist kaum merklicher Doppelbrechung eingeschlossen (i. a. Apatite). G. HOPPE bildet 1963 solche einschlußreiche Zirkone auf Tafel 15/7 und 19/5 z. T. optimal scharf ab. Die Einschlüsse sind besonders dann für unsere Betrachtung verwertbar, wenn sie nicht körnig aussehen, sondern eine idiomorph-säulige, stengelige oder sogar nadelförmige Gestalt haben. Stellen wir uns nun räumlich vor, daß der Zirkon von seinem Zentrum ausgehend idiomorph gewachsen ist, wie es ja oftmals durch einen Zonarbau mit Rekurrenzen bestätigt wird. Dann werden wir aus ihrer räumlichen Anordnung oft schließen können, daß sich die Mikrolithen in einem früheren Wachstumsstadium an eine damalige Außenfläche des Zirkons angelegt haben und sodann vom Zirkon überwachsen wurden.

¹⁾ Die Unterscheidung von authigenen und allothigenen Zirkonen in einem bestimmten Gestein ist z. B. dann möglich, wenn man von beiden Gruppen die optischen Eigenschaften (Tracht usw.) mit den Zirkongesellschaften in allen umgebenden, nach den geologischen Verbandsverhältnissen älteren Gesteinen vergleicht, und erkennt, daß in unserem Gestein eine bisher noch nicht vorgekommene Zirkonabart dazugekommen ist. Diese ist dann wohl authigen, besonders wenn sie die relativ beste Erhaltung unter allen Zirkonabarten aufweist. — Eine weitere Möglichkeit der Unterscheidung authigener und allothigener Zirkone bietet sich in folgendem auch aus der Praxis gegriffenen Fall an: Zur Zirkonvergesellschaftung des zu untersuchenden Granits gehören z. B. drei verschiedene Gruppen von Zirkonen: 1. solche, die z. B. entsprechend ihrem idiomorphen Schalenbau vom Zentrum bis zu den Außenflächen einheitlich nach einer Tracht (z. B. ap) aufgebaut sind; 2. eine zweite Gruppe mit abweichenden morphologischen und optischen Eigenschaften und 3. solche Zirkone, bei denen (z. T. zerbrochene und korrodierte) Kerne der 2. Art von Schalen der 1. Art überwachsen wurden. Dann können die Zirkone der 1. Gruppe und die Randteile bei denen der 3. Gruppe i. a. als authigen angesprochen werden. Bei den Zirkonen der 2. Gruppe und den Kernen der 3. Gruppe hingegen muß man versuchen, durch Vergleiche mit den Zirkongesellschaften der Nebengesteine das oder die möglichen Ausgangsgesteine herauszufinden.

Zur Erläuterung soll eine Prinzipskizze (Abb. 8) dienen. Es ist da ein Zirkon der Tracht *ap* dargestellt, von dem wir einfachheitshalber annehmen, daß er in derselben Tracht schon vom Keim aus gewachsen ist. Nehmen wir weiter an, man könnte nun durch genaues Fokussieren bei starker Vergrößerung erkennen, daß die stengeligen Einschlüsse mit der Bezeichnung I bis 5 zwischen dem Zirkonzentrum und der objektivseitigen *a*-Fläche liegen und daß sie außerdem alle parallel zu *a* liegen, also immer mit beiden Enden gleich hoch. Die Einschlußstengel I bis VI liegen offensichtlich parallel zu der rechten und der linken Außenfläche eingebettet; sie können aber zugleich schräg im Raum liegen, so daß also die beiden Enden eines solchen Stengels nicht gleichzeitig scharfgestellt werden können. Die gleiche Neigung im Raum können die Einschlußstengel A bis D aufweisen, von

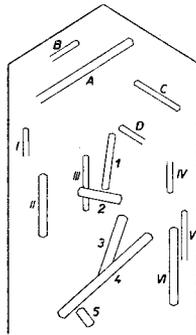


Abb. 8

denen A sogar länger ist, als die zugehörige Auflagefläche. All das zusammen ergibt ein Muster einer „Einschlußregelung nach der Korngestalt“ von Wirt und Einschlüssen.

Es können aber auch mehrere der Einschlüsse außerdem mit der Hauptachse parallel zur Hauptachse des Zirkons eingewachsen sein, und wenn eine solche „Achsenregelung“ gar allein vorkommt, dann könnte auch ein gleichzeitiges Parallelwachstum vorliegen. Das ist für uns genetisch nicht so interessant, wie der zuerst geschilderte Fall.

Die Regelung nach der Korngestalt kennen wir nämlich von anderen Mineralien her schon sehr gut, insbesondere von den oft sehr einschlußreichen Kalifeldspaten. Bei dieser Mineralart haben in Hinsicht auf die Einschlußregelung u. a. A. MAUCHER 1943, G. FRASL 1954 und G. KRAUS 1962 viele wesentliche Beobachtungen gesammelt und die ganz von Einzelheiten der Einschlußanordnung abhängenden Argumente für die petrogenetische Auswertung zusammengestellt, was bei den Kalifeldspaten wegen der bedeutenderen Größe des Objektes und der wesentlich größeren Zahl von Einschlüssen freilich noch viel genauer geht, als beim Zirkon. In Anwendung der dort bereits zusammengestellten prinzipiellen Überlegungen über die Einschlußregelung möchte ich hier nur kurz darauf hinweisen, daß in den meisten Fällen, die im Prinzip dem an Hand von Abb. 8 dargelegten Regelungsphänomen entsprechen, folgende Entstehung anzunehmen sein wird:

Daß sich nämlich mehrere in einer Schmelze in größerer Zahl frei schwebende, stengelförmige Mikrolithen infolge der Massenanziehung an die Außenflächen eines etwas größeren Zirkons angelegt haben und dann von diesem eingeschlossen wurden. Auch hier gilt, daß diese Erklärung umso eher angewandt werden kann, je zahlreicher die Einschlüsse sind, die auf die besagte Weise eingeregelt sind. Es wird also darauf ankommen, unter den sonst gleichartigen (authigenen) Zirkonen einer Probe besonders nach jenen zu suchen, welche die meisten Einschlüsse und die beste Regelung derselben besitzen, genauso wie man sich in einem Gestein unter Fossilien der gleichen Art auch immer die bestausgebildeten und besterhaltenen Exemplare zur genaueren Bestimmung und Beschreibung aussucht. Im Notfall kann man aber schon daraus die ersten nützlichen Hinweise auf eine wahrscheinlich schmelzflüssige Entstehung ableiten, wenn in einer Probe einige der authigenen Zirkone z. B. je fünf gut eingeregelt Einschlüsse besitzen. Freilich sollte dann eine solche noch mit aller Unsicherheit behaftete Deutung womöglich durch zusätzliche andere Beobachtungen bekräftigt werden.

Gewiß ist eine Einschlußregelung nach der Korngestalt nicht der einzige oder beste Schmelzfußanzeiger beim Zirkon, aber zur Bestätigung der anderen Indizien (z. B. von Tracht und Zonarbau) und auch wenn die anderen fehlen, ist sie immer beachtenswert. So sind mir z. B. im Gebiet zwischen Linz und Freistadt (OÖ.) in größerer Verbreitung die sogenannten Grobkorngneise untergekommen (vgl. G. FRASL 1963), d. s. Biotitplagioklasgneise, die größere Kalifeldspate führen und bisher gerne als rein metamorph-petroblastisch entstanden angesehen wurden. Sie entsprechen etwa den Körnelgneisen die G. ANDRITZKY jüngst von Regensburger Wald (Bayern) genauer untersucht hat. Bei Freistadt zeigen darin die Zirkone trotz außen oft unvollkommener, z. T. auch rundlicher Ausbildung im Inneren prinzipiell die gleichen deutlichen Formregelungserscheinungen ihrer Einschlüsse, wie die außen meist schön idiomorphen Zirkone im anschließenden Weinsberger Granit und wie die ideal scharfkantigen Zirkone im ebenfalls damit zusammenhängenden Engerwitzdorfer Granit. Das heißt für mich, die Grobkorngneise müssen im Hauptstadium der Zirkonbildung (also in einem Frühstadium der Gesteinsbildung) in zumindest ganz ähnlicher Weise schmelzflüssig gewesen sein, wie die Weinsberger und Engerwitzdorfer Granite, denn sonst hätten sie nicht die gleiche Einschlußregelung, für deren Entstehung ein idiomorphes Heranwachsen der einzelnen Zirkone und freie Beweglichkeit der Mikrolithen in ihrer Umgebung vorausgesetzt werden kann. Nur spielt bei den Grobkorngneisen bereits im Endstadium des ohne Hiatus durchgehenden Zirkonwachstums die Petroblastese eine überragende Rolle, die auch die Ausbildung der ganzen anderen Mineralien weitgehend beherrscht, während die beiden damit zusammenhängenden Granite (bis auf die der Größe der Granitkörper entsprechende Endoblastese) ungestört aus der Schmelze auskristallisieren konnten.

An dieser Stelle möchte ich so zwischendurch doch daran erinnern, daß die Zirkonmikroskopie freilich nicht die übrige Gesteinsuntersuchung ersetzen kann, sondern nur eine allerdings wesentliche Ergänzung darstellt. Es wäre aber auch eine genauere Beobachtung der pleochroitischen Höfe um die Zirkone zu empfehlen, die durch ihre Radian im Biotit nicht nur erste Auskünfte über den U- oder Th-Gehalt der Zirkone geben können, sondern auch für die absolute Altersbestimmung bei Biotit bis zu einem

gewissen Grad beachtenswert sind. Dabei denke ich speziell an den Umstand, daß die Biotite schon bei relativ geringer Aufwärmung rekristallisieren (E. JÄGER 1963) und daß somit der Erhaltungszustand der pleochroitischen Höfe im Biotit für die lokale Stärke der alpidischen Metamorphose in den Zentralalpen bezeichnend sein kann. Auf Grund der Ausbleichung der pleochroitischen Höfe, aber auch anderer Erscheinungen, kann man also z. B. ein mit physikalischen Methoden erhaltenes Alter mit guter Begründung als Mischalter erklären. Ansonsten erscheint mir auch die Einschlüßdichte des Zirkons in bestimmten anderen Mineralien, wie sie die petrogenetische Untersuchung des Kristallgranites I in Bayern in einer Arbeit aus der Schule von G. FISCHER (G. KRAUS 1962) beispielhaft zeigt, in jedem Falle mehr als bisher beachtenswert. Auch auf solche Weise bekommt man mit der Zeit sichere Maßstäbe für Einzelheiten des weitgehend schmelzflüssigen Zustandes, die von Gesteinstyp zu Gesteinstyp und auch von Ort zu Ort desselben Magmakörpers in gewissen Maßen variieren.

Daß außerdem beim Zirkon selbst dem ganzen Beobachtungskreis über Kerne, Verunreinigungen, Zonarbau, Baufehler, Wachstumshemmungen sowie Wachstumsbehinderungen aller Art eine eminente Bedeutung für die minerogenetische und petrogenetische Forschung und daher auch für die absolute Altersbestimmung zukommt, hat G. HOPPE 1962 und 1963 überzeugend genug dargelegt.

Es gibt auch — in den Alpen häufiger als im Mühlviertel und Waldviertel — den Fall, daß ein mehr oder minder großer Teil der Zirkone eines Gesteins einen scharf abgesetzten und meist sehr dünnen Fortwachsungs-Saum mit wesentlich niedrigerer Lichtbrechung (und Doppelbrechung) besitzt. Dieser Saum läßt am ehesten auf eine späte Wachstumsphase unter geänderten und gegenüber dem Kernwachstum wahrscheinlich ungünstigeren Stabilitätsbedingungen schließen. Die Säume erscheinen oft etwas schwammig und ihre Oberfläche ist im Detail manchmal amöboid, wie wir es in vergleichbarer Weise bei Spät- und Endstadien des Feldspatwachstums (z. B. Albitsäume bei idiomorphen, zonaren Plagioklasen) kennen. Im Moldanubikum des Mühl- und Waldviertels sind die Säume im Zirkon auf Grund der geologischen Gegebenheiten und Beobachtungen an anderen Mineralien z. T. durch schwaches Weiterwachsen bei teilweisen Wiederaufschmelzungen oder vielleicht auch z. T. als Bildungen der Endoblastese zu erklären. Im Alpenraum, besonders in den Hohen Tauern, werden sie jedoch nicht nur auf diese Ursachen zurückzuführen, sondern in mehr Fällen ein Ergebnis des Weiterwachsens infolge der alpidischen Metamorphose sein. Sehr schöne Säume von prinzipiell derselben Art wie in den Alpen sind auch im Moravikum Niederösterreichs verbreitet, wo ich sie in Granitproben aus Maissau und westlich Retz gefunden habe. Auch da halte ich es für das wahrscheinlichste, daß sie Bildungen jener Metamorphose sind, die z. B. die Füllung der Plagioklase verursacht hat. Diese Metamorphose ist aber im Moravikum bekanntlich nicht alpidisch, sondern variszischen Alters. — Diese Säume müssen nicht das ganze Korn gleichmäßig umhüllen; meist sind sie an den Spitzen, auf den Pyramidenflächen, deutlicher entwickelt. Sie heben sich vom Grundkörper dann am auffälligsten ab, wenn man sie bei gekreuzten Nicols in Diagonalstellung sucht, denn dabei bilden sie um den meist dunkelrandigen Hauptkörper eine hellbunte Linie.

Bei der Beobachtung der Zirkone unter dem Binokular im Auflicht werden solche Einzelheiten leicht übersehen. Die Säume wird man aber besonders in jenen Fällen beachten müssen, in denen man die Deutung der Zerfallsaltersbestimmung auf Grund der Zirkone versucht.

Nicht weniger sollten auch die schon unter dem Binokular merklichen Trübungserscheinungen genauestens studiert werden. Bei näherer Betrachtung der unterschiedlichen Eigenschaften, die bei flüchtigem Hinsehen als „Trübung“ zusammengefaßt werden können, sind prinzipiell zwei recht verschieden geartete Erscheinungsgruppen zu unterscheiden, die wiederum auf ganz verschiedene Ursachen zurückzuführen sind.

Bei der einen Erscheinungsgruppe ist die „Trübung“ bedingt durch einen oszillatorischen Zonarbau, bei dem idiomorphe Schalen mit wechselnden optischen Eigenschaften einander umhüllen. Viele derart zonargebaute Zirkone sind z. B. von G. HOPPE 1963 abgebildet worden, besonders schön auf Tafel 23, Abb. 6. Die idiomorphen Zonen unterscheiden sich in erster Linie durch verschieden hohe Lichtbrechung, wobei die manchmal auftretende Anhäufung vieler Lichtlinien auf engstem Raum bei schwacher Vergrößerung wie eine Trübung wirken kann. Daß in diesen Zonen meist auch die Doppelbrechung und gewiß auch der Chiasmus wechselt, sei nur wiederholt. Ein solcher Zonarbau kann u. a. wegen der prinzipiellen Übereinstimmung mit basischen Rekurrenzen bei den Plagioklassen z. B. eines Andesits mit großer Bestimmtheit als primär-magmatische Wachstumserscheinung angesehen werden.

Ein so gearteter Zonarbau wurde in granitischen Gesteinen (auch Granitgneisen) des außeralpinen und alpinen Kristallins Österreichs oft beobachtet. Er tritt z. B. sehr stark in authigenen Zirkonen des Mauthausener Granits auf, der als tiefplutonisch angesehen werden darf, während er im eher abyssischen Weinsberger Granit fehlt. Es gibt noch andere Gründe, wie z. B. den Vergleich mit dem Zonarbau der Plagioklasse, welche es wahrscheinlich machen, daß auch beim Zirkon das Auftreten von Zonarbau vom Kristallisationsniveau abhängt. Die eher wechselhaften Kristallisationsbedingungen in der Nähe der Erdoberfläche würden nach dieser Vorstellung die Ausbildung des Zonarbaus begünstigen. Andererseits soll das nicht heißen, daß nichtzonare Zirkone zugleich auch ein tieferes Erstarrungsniveau beweisen müßten. Schließlich gehören die magmatischen Zirkone in der Regel zu den Erstausscheidungen, und das Wachstumsniveau der authigenen Zirkone muß nicht unbedingt mit dem Erstarrungsniveau des Gesamtgesteins zusammenfallen.

Von dem primären, idiomorphen Schalenbau, den ich bei entsprechend guter Ausbildung als Schmelzflußanzeiger werte, ist grundsätzlich die sekundäre Trübung zu unterscheiden. Dieses Zeichen eines Instabilwerdens kann von einem oder beiden Kristallenden oder von der Kernregion, dann auch von ruptuellen Partien im Kristall und schließlich auch von gewissen primär angelegten Zonen ausgehen, wobei die ursprünglich niedriger lichtbrechenden Zonen eher erfaßt werden. Es gibt alle Übergänge von den ersten Trübungsspuren bis zur völligen Veränderung des ganzen Kristalls. Während sich die getrübbten Partien oder ganzen getrübbten Zirkone im Auflicht unter dem Binokular vom klaren Rest durch eine mehr oder minder weißliche Aufhellung abheben, ist an denselben

veränderten Stellen im Durchlicht ein Dunklerwerden zu beobachten, das von den schwächsten Anzeichen einer Brauntönung bis zur Schwärzung im Extremfall reicht. Was bedeutet nun eine solche sekundäre Trübung für den Geologen?

In den östlichen Hohen Tauern sind beispielsweise die Zirkone der Augengneise (Zentralgneise) vom Bruch unter der Haltestelle Bockstein im Gasteiner Tal z. T. schon völlig opak geworden, während sie im Zentralgneis von Koschach im Maltatal (leg. N. GRÖGLER) nur wenig, und dann meist nur schwach gebräunt sind (wobei diese sekundäre Veränderung u. a. deutlich die niedriger lichtbrechenden der schon primär vorhandenen idiomorphen Zonen bevorzugt). Nach diesem großen Unterschied im Grad der sekundären Überprägung der Zirkone an beiden Fundorten zu schließen, sollten die Zirkone von Koschach bei einer Zerfallsaltersbestimmung eher Hinweise auf das Intrusionsalter des Gesteins geben, als die in summa viel stärker metamorphosierten Zirkone von Bockstein. Durch solche Vorstudien kann der Geologe einerseits viel zur Auswahl des günstigsten Materials für die teure Altersbestimmung beitragen, andererseits für die Deutung der physikalischen Daten vorhersagen, in welchem Fall man eher mit einem Datum rechnen kann, das auf das Intrusionsalter hinweist, oder aber auf ein späteres Metamorphosealter.

Ähnlich war es auch bei 4 Proben aus den tonalitischen Gesteinen des Zillertaler-Venediger-Zuges in den Hohen Tauern, die F. KARL eher den Periadriatika anreihen möchte, als den sonstigen (älteren) Zentralgneisen. Drei der Gesteinsproben, nämlich aus der Gegend der Thüringer Hütte (leg. W. FRANK), dann oberhalb Kasern im Ahrntal (leg. FRASL) und schließlich vom Hornkees in den Zillertaler Alpen (leg. O. THIELE) hatten nicht nur eine deutliche Schieferung, Aggregate von kleineren Biotiten (Rekristallisate) und stärker gefüllte Plagioklase, sondern auch eher z. T. gebräunte (getrübt) Zirkone (auch mit Anwachssäumen) gegenüber der vierten Probe. Diese stammt von der Warnsdorfer Hütte (leg. H. HOLZER) und zeigte nicht nur bei Plagioklas und Biotit die relativ beste Erhaltung der morphologischen Erstarrungsgesteinseigenschaften; auch der Zirkon (Tracht s. S. 419) ist durch keine Trübung und keinen Anwachssaum verändert. Das heißt, er weist keine sichtbare sekundäre Veränderung gegenüber magmatischen, nichtmetamorphen Zirkonen aus Tonaliten z. B. vom Rieserferner, Adamello und Cima d'Asta auf. Es kann daraus geschlossen werden, daß unter den vier Proben noch am ehesten der Tonalit von der Warnsdorfer Hütte geeignet sein sollte, um durch eine U/Pb-Altersbestimmung an seinem Zirkon zu ergründen, ob die Intrusion alpidischen oder variszischen Alters war. Eine gewisse Vorsicht ist da freilich auch am Platz, schon wegen der zahlreichen Mikrolitheneinschlüsse im Zirkon. Andererseits aber ist der Biotit gewiß metamorph, nämlich olivgrün und entmisch, und bei ihm kann sich ein Zerfallsalter wohl nur mehr auf das Metamorphosealter beziehen.

Überblickt man schließlich die regionale Verteilung der „Trübungs“-Erscheinungen in Österreich, so ist festzustellen, daß die erste Art, der idiomorphe Schalenbau, sowohl im außeralpinen wie auch im alpinen Kristallin häufig, und ungefähr in gleichem Maße verbreitet ist. Die sekundäre Trübung (Bräunung bis Schwärzung) der akzessorischen Zirkone tritt dagegen in den Alpen und im Moravikum zwar auch noch relativ häufig auf, sie besitzt jedoch im Moldanubikum — wo die granitischen Gesteine keine epi- bis schwach mesozonale Regionalmetamorphose erlitten haben — nach meinen bisherigen Erfahrungen keinerlei Bedeutung¹⁾.

¹⁾ Eine mit den modernsten Instrumenten durchgeführte mineralogische Untersuchung von Trübungserscheinungen an Zirkonen aus Gneisen des Gotthardmassivs erschien während der Drucklegung dieser Studie in den Schweizer Min. Petr. Mitt., 43, 1963 von Marc GRÜNENFELDER: Heterogenität akzessorischer Zirkone und die petrogenetische Deutung ihrer Uran/Blei-Zerfallsalter; I. Der Zirkon des Granodioritgneises von Acquacalda. Dabei wurden u. a. die Verteilung von Zr, Hf, U und H₂O in trüben und klaren Kristallen gemessen, sowie die U/Pb-Alter beider Abarten bestimmt. Die Meßergebnisse und die geologischen Gegebenheiten dieses Raumes führten auch dort zu folgender Deutung: ein Teil der vormesozoischen, klaren Zirkone des ursprünglichen Granodiorits wurde bei der alpidischen Metamorphose getrübt und damit chemisch etwas verändert.

Wie diese Hinweise und Beispiele zeigen sollten, erschließen sich also dem einzelnen Kristallingeologen eine ganze Anzahl von minutiösen Unterschieden, sobald er die Zirkone nicht nur im Schliff, sondern aus dem Gestein herausgelöst betrachtet — Unterschiede, die für die Abrundung von petrogenetischen Untersuchungen an Gesteinen aus dem Verwandtschaftskreis um den Granit eine rasch zunehmende Bedeutung besitzen.

Kann man denn von einer neuen, zusätzlichen Beobachtungsrichtung — die sich aber günstigerweise auf das gewohnte petrographische Mikroskop stützt — noch mehr verlangen, als daß man z. B. allein schon aus den Zirkonen einer Kaolingrube so viel über das Ausgangsgestein herauslesen kann, wie etwa in Mallersbach (NÖ.)? Aus ihnen erkennt man nämlich, daß der Bittescher Gneis, der hier als Ausgangsmaterial der Verwitterung in situ diente, einmal ein echt magmatisches Gestein gewesen sein muß; denn die zwar seltenen, kleinen, aber doch sehr einheitlichen Zirkone haben einen idiomorphen Aufbau mit meist vielen ebenso idiomorphen oszillatorischen Zonen abweichender Lichtbrechung, Doppelbrechung und Trübung. Tracht: $a(m)px$ bis $a(m)xp$. Oft gibt es runde Altbestandszirkone als kleine Kerne im autigenen Zirkon, aber auch nicht öfters, als ich sie im Schärddinger Granit (O. THIELE 1962) z. B. von Gopperding gefunden habe. Das besagt für den Kenner der hiesigen Granittypen schon, wie sehr magmatisch der Bittescher Gneis bei Mallersbach in einem Frühstadium doch gewesen sein muß. In der Menge der Fremdzirkone geht er auch über jene im besten Mauthausener Granit nicht hinaus, mit dem ihn sonst noch der idiomorphe Zonarbau der Zirkone verbindet. Man sieht also auf Grund der Morphologie des Zirkons die großen petrofaziellen Übereinstimmungen in dieser und jener sehr bezeichnenden Richtung, obwohl wir wissen, daß der Gneis ein weit höheres Alter hat als die genannten Granite, und als Tektonit vorliegt — oder richtiger gesagt vorlag. Schließlich haben wir es jetzt mit einem Kaolinit zu tun, in dem jene anderen Primärminerale, die sonst in erster Linie für die Auflösung der Petrogenese herangezogen werden, praktisch restlos der Kaolinisierung zum Opfer gefallen sind. Wären hier nicht die Zirkone vorhanden und so gut erhalten, dann könnte man an diesem Material selbst nie die Frühphasen der Petrogenese erkennen.

So also kann der Zirkon zu einer der vielsagendsten Mineralarten werden, wenn der Kristallingeologe diese Chance bloß zu nutzen versteht. Die Zirkonmikroskopie übersteigt nämlich durchaus nicht seine Fähigkeiten und instrumentellen Möglichkeiten.

Literaturverzeichnis

ANDRITZKY, G.: Die Anatexis im Regensburger Wald. — N. Jb. Miner. Abh. 99, 1962.

BREWER, R.: Mineralogical Examination of a Yellow Poldzolic Soil Formed on Granodiorite. — Soil Publ. 5 Commonw. Sci. Industr. Res. Org., Australia, Melbourne 1955.

BROTZEN, O.: Die zonaren Zirkone des Ramberggranites. — Geol. Mag. 73, 1952.

FRASL, G.: Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den großen Kalifeldspaten einiger Porphyrg Granite, Porphyrgnitgneise und Augengneise Österreichs. — Jahrb. Geol. B. A. Wien 97, 1954.

FRASL, G.: Bericht 1958 über Aufnahmen auf Blatt Steyregg (33). — Verh. Geol. B. A., Wien 1959.

FRASL, G.: Zur Entwicklungsgeschichte der granitischen Gesteinsmassen im Mühlviertel (Oberösterreich), besonders im Raum östlich von Linz an der Donau. — Manuskript 1963.

FRASL G., FIEB W., RICHTER W. und SCHARBERT H. G.: Moravikum und Moldaubikum nördlich der Donau. — Exkursionsführer, Fortschr. Min. usw. 1964.

GRÜNENFELDER, M. und SILVER, L. T.: Radioactive age dating and its petrologic implications for some Georgia Granites. — Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 69, 1958; S. 1574.

HOPPE, G.: Die akzessorischen Schwerminerale in Eruptivgesteinen am Beispiel des Ramberggranites und anderer Harzer Gesteine. — Geologica 9, Berlin 1951.

HOPPE, G.: Über die Verwendbarkeit der akzessorischen Zirkone zu Altersbestimmungen. — Neues Jahrb. Miner. Abh. 93, Stuttgart, 1959.

HOPPE, G.: Die Verwendbarkeit morphologischer Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen für petrogenetische Auswertungen. — Abh. dtsh. Akad. Wiss. Berlin, Klasse f. Bergbau usw. Jahrg. 1963.

KRAUS, G.: Gefüge, Kristallgrößen und Genese des Kristallgranites I im Vorderen Bayerischen Wald. — N. Jb. Miner., Abh. 97, Stuttgart 1962.

KRUMBEIN W. C. und PETTJOHN F. J.: Manual of Sedimentary Petrography. — Appleton Century Crofts, Inc. N. Y. 1938.

MARSHALL C. E. und HASEMAN, J. F.: The quantitative evaluation of soil formation and development by heavy mineral studies. — Proc. Soil Sci. Soc., Amer. 7, 1942.

MARSHALL C. E. und JEFFRIES C. D.: Mineralogical methods in soil research: Part I. — Proc. Soil. Sci. Soc. Amer., 10, 1945.

MAUCHEE, A.: Über regelte Plagioklaseinschlüsse im Orthoklas. — Z. Krist., A 105, 1943.

POLDERVAART, A. und ECKELMANN, F. D.: Growth phenomena in zircon of autochthonous granites. — Bull. Geol. Soc. Amer. 66, 1955.

RANKAMA, K. und SAHAMA, J. G.: Geochemistry. — Univ. of Chicago Press, 1950.

RINNE F. und BEREK M.: Anleitung zu optischen Untersuchungen mit dem Polarisationsmikroskop, 2. Aufl. umgearbeitet von C. H. CLAUSEN, A. DRIESEN und S. RÖSCH. — Stuttgart 1953.

SLAVIK J.: Heavy Minerals from the Weathered Material of the Eastern Part of the Pluton of Central Bohemia (Tschechisch mit englischem Summary). — Sborník SGÚ XIX, Prag 1952.

THIELE, O.: Neue geologische Ergebnisse aus dem Sauwald (OÖ.). — Verh. Geol. B. A., Wien 1962.

TRÖGER, W. E.: Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, — Schweizerbart, Stuttgart 1952.

Jb. Geol. B. A.	Bd. 106	S. 429--447	Wien, Dezember 1963
-----------------	---------	-------------	---------------------

Charakteristische Züge der Westkarpaten-Geosynklinale und die Beziehung einiger ihrer Einheiten zu solchen der Ostalpen.

(Mit einer Tabelle)

Von MICHAL MAHEL' *)

Zusammenfassung

Für das geosynklinale alpine System ist eine intensive Gliederung, Unstabilität der paläotektonischen Einheiten und Verlagerung der Achse nach außen kennzeichnend, während die Mächtigkeit der Sedimente die in den Plattform-Gebieten üblichen Werte nicht erreicht. Für die Westkarpaten-Geosynklinale ist eine besonders reiche Gliederung im Jura und in der Unterkreide und eine ausgeprägte stadiale Verlagerung der Geosynkinalachse schon seit der Trias kennzeichnend.

Die Verbreitung der Fazieskomplexe ist gesetzmäßig, für einzelne Zeiträume sind bestimmte Fazies-Typen charakteristisch. Man kann sogar sagen, daß einige Fazies-Typen mit ihren Entwicklungsstadien funktionell verknüpft sind.

Die Fazieskomplexe der einzelnen Entwicklungsstadien und ihre gegenseitigen Beziehungen in vertikaler und lateraler Richtung sind in den einzelnen geotektonischen Zonen, in welche die Geosynklinale gegliedert ist, verschieden. Jenen Fazieskomplex, welchem in dieser oder jener geotektonischen Zone ein Entwicklungsstadium entspricht, nennen wir tektonische Formation. Diese stellt die geotektonische Grundeinheit mit einem bestimmten Typus von Fazies, stratigraphischer Zeitspanne und Raumstellung in der Geosynklinale dar.

Das alpine geosynklinale System zerfällt in eine ganze Reihe von Segmenten; hievon besitzt jedes eine abweichende Gliederung in geotektonische Zonen und paläotektonische Einheiten niederen Ranges sowie auch eine abweichende Intensität der einzelnen Faltungsphasen und Zeitunterschiede in der Verlagerung der Achse. Das Ergebnis ist, daß jedes Segment nicht nur eigene charakteristische stratigraphisch-lithologische Einheiten, sondern auch abweichende tektonische Einheiten, also auch einen abweichenden tektonischen Bau besitzt. Zahlreiche tektonische Formationen sind aber in den einzelnen Segmenten fast gleich, verschieden ist nur ihre Stellung und ihre gegenseitigen Beziehungen. Die Formationen sind also als Grundelemente der Parallelisation der einzelnen Teile — Segmente — des geosynkinalen Systems und für die Zusammenstellung der tektonischen Karte zu betrachten. Die auf Grund hievon durchgeführte Analyse zeigt, daß für die Westkarpaten ihre Zentralzone oder die Tatriden-Křížna-Zone charakteristisch ist, welche in den Ostalpen keine Fortsetzung findet. Dagegen stellt in den Ostalpen die Zentralzone wiederum eine besondere Einheit nicht nur im tektonischen Sinne (wie die Veporiden), sondern auch eine besondere geotektonische Zone mit abweichendem, charakteristischem Typus der tektonischen Formationen dar. Eine Übereinstimmung

*) Adresse: Bratislava, Mlynská dol. 1, ČSSR.

in den Formationen, sowie auch im tektonischen Stile besteht zwischen der oberostalpinen Einheit der Ostalpen und der Choč-Gemeriden-Einheit der Westkarpaten. Die abweichende Gliederung des ostalpinen und westkarpatischen Segmentes ist aber die Ursache der Unterschiede im Charakter ihrer jüngeren nachtriadischen Formationen und in der tektonischen Beziehung zu den äußeren Zonen.

Einleitung

Die durch das Wiener Becken unterbrochene geographische Fortsetzung der nördlichen Kalkalpen in die Zentralkarpaten, ein Komplex mit größtenteils gleicher paläozoischer, jedoch hauptsächlich mesozoischer Fazies und ähnlichen tektonischen Formen in beiden Gebirgssystemen, führte zu der Anschauung, daß eine gleiche Entwicklung, ja sogar eine direkte Verbindung oder Fortsetzung der tektonischen Grundzonen bestehe. Dies betraf auch die äußeren Einheiten der Flysch- und Klippenzone. Im Sinne dieser Anschauungen sollten die Tatriden-Einheiten unmittelbar an die Zentralzone der Alpen anknüpfen. In den mesozoischen Inseln, im Gebiete des Leitha-Gebirges sieht man ein Kettenglied zwischen dem kleinkarpatischen Hüllen-Mesozoikum und dem Mesozoikum, das aus dem östlichen Zipfel der Zentralalpen, aus dem Gebiet des Semmering bekannt ist (CORNELIUS 1940). In den subatrischen Decken der Kleinen Karpaten hat man die Fortsetzung der unteren Decken der nördlichen Kalkalpen gesehen; die Križna-Decke hat man für ein Äquivalent, eine Fortsetzung der Frankenfesler-Decke, die Lunzer- und Ötscher-Decke der Choč-Decke gehalten und die höheren alpinen Decken hat man mit der höheren subatrischen Decke und mit der Gemeriden-Decke, oder sogenannten Zipser-Decke parallelisiert (KOBEL 1912, 1930; ANDRUSOV 1936, 1960).

Die neuen Forschungen in beiden Systemen brachten zahlreiche Erkenntnisse, die bedeutende Unterschiede ausweisen. Bei der Erläuterung ihrer Ursachen kommen begrifflicherweise auch die längst bekannten, auffallenden Unterschiede zwischen den beiden Systemen zum Ausdruck, wie die unterschiedliche tektonische Beziehung der äußeren zu den inneren Zonen, der unterschiedliche morphotektonische Charakter der Zentralzonen und auch der unterschiedliche Bau der mesozoischen Kalkdecken. Die Erläuterungen und Beiträge zur Lösung der Fragen sind jedoch verschieden. Die einen (ANDRUSOV 1960, DEL NEGRO 1962) sehen die Ursachen der Unterschiede bloß in unterschiedlicher Intensität einzelner nachpaläogener Faltungsphasen; sie sehen die Phasen nicht in Zusammenhang mit der vorhergehenden Entwicklung; sie gehen im wesentlichen von der älteren Anschauung von der Fortsetzung der Grundzonen längs des geosynklinalen Systems aus. Die anderen suchen die Möglichkeiten der Erläuterung in der verschiedenen Breite des geosynklinalen Systems (KÜPPER 1960) und in der daraus folgenden Verschiedenheit der Zusammenpressung, die in dem westkarpatischen Gebiete, einschließlich des ungarischen Mittelgebirges, kleiner ist.

Die neuere Kenntnis der Mannigfaltigkeit der Hüllenserien mit einer ganzen Reihe von spezifischen Fazies-Entwicklungen und hauptsächlich die Feststellung der paläogeographischen Beziehungen der Križna-Einheit

eher zu den tatrigen Hüllen-Einheiten als zu der Choč-Einheit führte zu der Auffassung der Kerngebirge als einem spezifischen Kennzeichen der Zentralkarpaten (MAHEL' 1957, 1959), das in den Ostalpen unbekannt ist. Unter dem Einfluß dieser Anschauung parallelisierte man die Fazies des Semmering-Mesozoikums — welches bisher als Fortsetzung des tatrigen Mesozoikums aus den Kleinen Karpaten betrachtet wurde — mit der Krížna-Einheit. Bei einer derartigen Auffassung sollte die letztgenannte die Fortsetzung des zentralalpiner (unterost- und mittelostalpinen) Mesozoikums sein und das Mesozoikum der nördlichen Kalkalpen hätte seine Fortsetzung in den Karpaten in der Choč-Gemeriden-Einheit (TOLLMANN 1959).

Ich vermute, daß alle bisherigen Parallelisierungen an einer Unklarheit der Kriterien leiden. Es ist nicht klar, was als gemeinsam für einzelne Gebirgssysteme, bzw. für das ganze alpine geosynklinale System und was als spezifisch für seine einzelnen Teile betrachtet werden soll. Die Feststellung der gemeinsamen Kennzeichen einerseits und der spezifischen Kennzeichen andererseits, halte ich für sehr wichtig, besonders jetzt, wo eine Fülle von Erkenntnissen vorliegt, die nicht immer im Einklange mit den üblichen Vorstellungen sind.

Spezifische Eigenschaften der Geosynklinale vom alpinen Typus und die Besonderheit der westkarpatischen Geosynklinale

Das Mesozoikum der Westkarpaten tritt in einigen, durch ihren lithologisch-stratigraphischen Inhalt unterscheidbaren Einheiten höheren Grades auf. Es sind dies vom Süden gegen Norden: das Bükk-Gebirge, das Synklinorium des Gebirges Slovenský Kras, die nordgemeride Synklinale, die Choč-Decke, die Krížna-Einheit, die Hüllenserien, die Klippenzone mit der Pieniny-¹⁾ und Czorsztýn-Einheit und die Einheiten der Flysch-Zone. Jede der angeführten Einheiten besitzt eigene, für sie typische Fazies-Entwicklungen. Bis vor kurzem hat man jede tektonische Einheit und ihre lithologisch-stratigraphische Serie mit einem eigenen klar skizzierten Sedimentationsraum identifiziert. Wenn man z. B. von der Krížna-Decke gesprochen hat, hat man zugleich an die genau begrenzte lithologisch-stratigraphische Serie, ein anderes Mal auch an ihren ursprünglichen Sedimentationsraum gedacht. Die Entwicklung der Einheiten, von den paläogeographischen zu den tektonischen Gegebenheiten, hat man also als geradlinig betrachtet. Die eingehenderen Erforschungen zeigten jedoch eine größere Mannigfaltigkeit der Fazies, so daß bei manchen Einheiten auch mehrere lithologisch-stratigraphische Serien abgetrennt wurden. Zum Beispiel trennen wir in der Choč-Einheit heutzutage drei Serien ab (die Čierny Váh-, Biely Váh- und Strážov-Nedzov-Serie); bei der Gemeriden-Einheit, die man für eine Einheit mit einheitlicher Entwicklung hielt, unterscheiden wir heute zwei selbständige Einheiten (die Nordgemeriden- und Südgemeriden-Einheit) und daneben bei beiden eine ganze Reihe von lokalen, an Strukturen niederen Grades gebundene Fazies-Entwick-

¹⁾ Pieniny = Pieninen = Pieniden (Anm. d. Red.).

lungen. Die große fazielle Mannigfaltigkeit zeugt sichtbar von einer bedeutenden faziellen Gliederung des Sedimentationsraumes. Keine andere Periode zeichnet sich in den Karpaten durch eine derartige fazielle Buntheit aus; man kann mit Recht sagen, daß das Mesozoikum eine Periode mit ausgeprägter Fazies-Gliederung ist. Wenn man dabei von einer geosynklinalen Periode spricht, dann ist diese Aufgliederung ein charakteristischer Zug der westkarpatischen Geosynklinale.

Die Gliederung der Geosynklinale hat sich jedoch im Verlaufe der Entwicklung geändert. Die paläotektonischen Einheiten (Kordilleren, Vertiefungen) waren nicht permanent; ihre Grenzen haben sich in den nacheinander folgenden Perioden nicht immer gedeckt. Das ist der Grund dafür, daß die Entwicklung vom Sedimentationsraum über die lithologisch-stratigraphische Fazies-Serie bis zur tektonischen Einheit nicht geradlinig ist. Auch die Kriterien zur Unterscheidung einzelner lithologisch-stratigraphischer Fazies-Einheiten bis -Serien werden eben deshalb vielfältig. Ein schönes Beispiel ist die in den letzten Jahren von dem Autor abgetrennte und bedeutenden Anklang findende westkarpatische Einheit (MAHEL' 1959) oder, besser gesagt, der Komplex der Serien mit dem gleichen, im wesentlichen Kordilleren-Typus des Juras und der Unterkreide (infolgedessen gemeinsam eingereiht) jedoch mit einer unterschiedlichen Entwicklung der Trias und unterschiedlicher tektonischer Zugehörigkeit einerseits zu den Hülleneinheiten, anderseits zu der Krížna-Einheit. Die Instabilität der paläotektonischen Elemente, bzw. die durch die Änderung der räumlichen Ausbreitung der faziellen Begrenzungen begleitete Änderung des paläogeographischen Bildes, ist also ein weiteres Merkmal der westkarpatischen Geosynklinale im Zeitraum des Mesozoikums.

Schon der Blick auf die geologische Karte deutet ausgeprägt auf die Gesetzmäßigkeit in der Ausbreitung des Mesozoikums, auf die Vorherrschaft der älteren triadischen Glieder und Mangel an kretazischen Gliedern in den südlichen Zonen, auf die Häufigkeit der jurassischen Schichtenfolgen im Zentralteil und auf die Ausbreitung der kretazischen Glieder, hauptsächlich in den äußeren Zonen der Westkarpaten. Im Einklange mit der quantitativen Verteilung der mesozoischen Komplexe ist auch ihr geotektonischer Charakter. In den südlichen Zonen befindet sich nämlich nicht nur der größte Anteil an triadischen Gesteinen und ihre größte Mächtigkeit, sondern ihre fazielle Aufgliederung ist auch am stärksten, ähnlich wie beim Jura und bei der Unterkreide in den Zentralzonen, oder bei der Mittel- und Oberkreide und beim Paläogen in den äußeren Zonen. Mit Recht kann man von der Verlagerung der geosynklinalen Achse aus den innersten in die äußeren Zonen sprechen. Die Wanderung der Achse der Geosynklinale gegen außen ist also ein weiteres charakteristisches Merkmal der westkarpatischen Geosynklinale.

Die westkarpatische Geosynklinale ist ein Bestandteil des ausgedehnten alpinen geosynklinalen Systems, für das die eben erörterten Merkmale, die starke Fazies-Gliederung, die Instabilität der paläotektonischen Einheiten und die Wanderung der Achse gegen Norden charakteristisch sind, während die Mächtigkeit der Sedimente die für die Plattformgebiete üblichen Werte kaum erreicht (TRÜMPY 1960). Die

gemeinsamen Grundeigenschaften der Geosynklinale müssen sich jedoch auch in bestimmter gesetzlicher Verbreitung sowie schrittweiser Abfolge (Etappen) der Gesteinskomplexe widerspiegeln. Schon vor einigen Jahren haben modernere Synthesen die Entwicklung in drei Etappen entworfen: eine Etappe mit Vorherrschaft der karbonatischen Fazies, oder die präorokinetische Etappe (im Sinne E. KRAUS); die Flysch-Etappe und die Molasse-Etappe. Jede von den angeführten Etappen besitzt eigene Fazies-Komplexe. Die nähere Untersuchung der ersten der angeführten Etappen führt zur Möglichkeit einer weiteren Gliederung in Entwicklungsstadien. Von den Verhältnissen in den Karpaten ausgehend, jedoch auch im Einklange mit der Anschauung TRÜMPYS (1960) über die stadiale Entwicklung der Westalpen, unterscheiden wir in der angeführten Etappe drei Entwicklungsstadien: Das Anfangsstadium mit der Vorherrschaft der detritischen Fazies (im Sinne TRÜMPYS *epieugeosynklinales* Stadium, untere detritische Formation BELOUSOVs); das Stadium mit der Vorherrschaft der kalkigen und dolomitischen Fazies, also der karbonatischen Sedimentation (*miogeosynklinales* Stadium im Sinne TRÜMPYS); und das durch weitgehendste Gliederung des Sedimentationsraumes, somit durch größte Mannigfaltigkeit der Fazies von abyssischen Radiolariten und sonstigen Fazies mit geringer Zufuhr von Detritus *) bis zu grobklastischen Sandsteinen (im Lias) auszeichnende Stadium, das sogenannte unmittelbar *präorokinetische* Stadium. Ein jedes der angeführten Stadien besitzt einen eigenen Komplex der Fazies. Man kann sagen, daß die meisten Fazies Abkömmlinge ihres Entwicklungsstadiums sind und sich für dasselbe als charakteristisch erweisen, nicht nur in der alpinen Geosynklinale, sondern auch im außeralpinen Europa.

Der Komplex der Fazies ein und desselben Entwicklungsstadiums ist jedoch in der ganzen Breite der westkarpatischen Geosynklinale nicht gleich; er gliedert sich in verschiedene Zonen auf, auch bei Erhaltung der Grundzüge des Entwicklungsstadiums. Einzelne Zonen zeichnen sich durch besondere Beziehungen der Fazies, durch manche, für sie charakteristische Fazies, jedoch auch durch die stratigraphische Zeitspanne der Entwicklungsstadien aus. Im Sinne ŠATSKÝs nennen wir sie geotektonische Zonen und den Komplex eines bestimmten Entwicklungsstadiums in einer und derselben Zone die Formation. Die Formationen desselben Entwicklungsstadiums der benachbarten geotektonischen Zonen unterscheiden sich durch die räumliche Ausbreitung, durch den Komplex der Fazies und durch eine andere stratigraphische Spannweite. Bei einer derartigen Auffassung wird die Formation zu einer geotektonischen Einheit, begreiflicherweise mit dem lithologisch-stratigraphischen Inhalt. In einzelnen Entwicklungsstadien einer und derselben Etappe gibt es so viele „tektonische Formationen“, als es unterschiedliche Entwicklungsstadien, oder Unterstufen in einzelnen geotektonischen Zonen gibt. Eine jede der geotektonischen Zonen weist jedoch eine weitere Gliederung auf, die in dem Entwicklungsstadium dann ausgeprägter ist, wenn die Achse der Geosynklinale in diese Zone zu liegen kam, zum Beispiel in den Westkarpaten die innere Zone in der Periode der Trias-Formationen, die Zentralzone

*) Sog. leptogeosynklinale Fazies TRÜMPYS, oder die in der Periode der Vakuität entstandenen Fazies im Sinne AUBOUINS (1959).

in der Periode des Juras und der Unterkreide. Der Komplex der Fazies eines Entwicklungsstadiums einer und derselben Subzone stellt dann eine tektonische Subformation dar. Diese stadienförmige Entwicklung der Sedimente hat tiefere Gründe im Charakter des Ablaufes der tektonischen Ereignisse und mit ihr im bestimmten Zusammenhang steht auch sichtlich die stadiale Wanderung der Achse der Geosynklinale gegen außen. Eben das verursacht eine mächtige Entwicklung der Flysch-Komplexe, die während der jüngeren orokinetischen Etappe in der nördlicheren geotektonischen Zone entstanden sind und zum Schluß auch die Molasse als Randteil der Gebirgszonen.

Bestimmte Gesetzmäßigkeiten beobachten wir also auch in der lateralen Ausbreitung der Fazies. Seit langem ist die grobe paläogeographische Zonenanordnung, welche die Unterlage für die räumliche Ausbreitung mancher Fazies bildet, bekannt. Klassisch ist die Verteilung der Trias des germanischen und austroalpinen Typus. Bestimmte Regelmäßigkeit in der lateralen Verbreitung beobachtet man öfters auch bei den Fazies desselben Typus, u. zw. in der Längserstreckung von einigen Segmenten. Wir weisen auf die Zunahme der Kalke des Dachstein-Typus gegen Süden und im Gegensatz hiezu die Abnahme der Kalke des Reifinger Typus und der Lunzer Schichten, oder auf den lateralen Wechsel in der rätischen Fazies der dunklen Kalke und Schiefer (karpatische, Kössener Fazies) in die Fazies der lichten, organogenen Kalke. Das Erkennen solcher Beziehungen bildete den Ausgangspunkt für Anschauungen über den Verlauf bestimmter geotektonischer Zonen in der ganzen Länge des alpinen Systems.

Nach den neuen Erkenntnissen sehen wir jedoch, daß trotz der angeführten gemeinsamen Merkmale des alpinen geosynklinalen Systems, sich seine einzelnen Teile oder Segmente voneinander unterscheiden. Am deutlichsten ergibt sich dies aus der Tatsache, daß ein jedes Segment seine tektonischen Einheiten besitzt. Nach unserer Meinung wäre es vergebens, westkarpatische Einheiten in den Ostalpen zu suchen, und umgekehrt. Zum Beispiel die für die Westkarpaten charakteristischen Križna- und Choč-Einheiten reichen bis in das Randgebirge, in die Kleinen Karpaten; jedoch weiter gegen Westen, in die Alpen, setzen sie sich nicht mehr fort.

Eine jede tektonische Einheit, auch wenn sie sich erst während der Hauptfaltungsphasen, während der Faltungsperioden, bildete, besitzt eine genetische Beziehung zu einer bestimmten geotektonischen Zone. Am häufigsten stellt sie eine auffallende Subzone, vereinzelt eine ganze geotektonische Zone dar und umfaßt eine ganze Reihe von Formationen, bzw. Subformationen. Ihr Typus und ihre Zahl in der tektonischen Einheit bei der stadialen Wanderung der Achse der Geosynklinale gegen Norden, ist von der Stellung der geotektonischen Zone in der Geosynklinale abhängig, ebenso wie der primäre tektonische Stil. Infolge der tektonischen Selektion wird der sekundäre tektonische Stil wiederum von den Eigenschaften des Gesteinsmaterials einzelner Formationen, bzw. Subformationen bedingt.

Die Entwicklungsverschiedenheit eines jeden Segmentes beweist auch die Tatsache, daß ein jedes eigene, für dasselbe charakteristische stratigraphisch-lithologische Einheiten — Serien — besitzt; umso ausgeprägter gilt dies auch für den ganzen Komplex der stratigraphisch-lithologischen

Einheiten in ihrer räumlichen Verbreitung. Allerdings darf man dabei nicht die Beziehungen in der räumlichen Ausbreitung mancher Fazies, die aus der bestimmten paläogeographischen Zonalität folgen, wie die oben erwähnte Verbreitung der Trias des germanischen und austroalpinen Typus, außer acht lassen. Dies gilt jedoch bei denselben Einheiten bloß für bestimmte, im gegebenen Fall triadische, Entwicklungsstadien. Die Beziehungen einzelner Formationen zu den benachbarten Segmenten sind jedoch gewöhnlich unterschiedlich. Das alles zusammen mit den spezifischen Fazies deutet auf unterschiedliche Gliederung eines jeden Segmentes, als eines Komplexes, auch in seinen einzelnen Entwicklungsstadien. Jedes Segment besitzt sichtbar eigene paläotektonische Einheiten, die sich während der Entwicklung spezifisch ändern. Für das westkarpatische Segment sind die großen Unterschiede zwischen der Gliederung in der Trias und in der Periode der stärksten Gliederung, im Jura und in der Unterkreide, besonders ausgeprägt.

Das charakteristischste Kennzeichen des westkarpatischen Segmentes ist jedoch die stadiale Wanderung der Achse der Geosynklinale gegen außen. Während in den Westalpen diese Wanderung erst in den jüngeren Entwicklungsstadien ausgeprägter ist, und sogar das paläogeographische Bild der Flysch-Becken teilweise den Charakter einer Auflagerung besitzt, ist in dem westkarpatischen Segment die schrittweise Wanderung gegen außen schon seit der Trias deutlich.

Geotektonische Zonen, tektonische Formationen und Subformationen des westkarpatischen Mesozoikums

Die auf die Analyse der Auswirkungen der tektonischen Prozesse gestützte und mit ihr zusammen durchgeführte Analyse der Typen und Beziehungen einzelner Fazies in den Zentralkarpaten zeigt, daß man in der präorokinetischen Entwicklungsstufe folgende geotektonische Zonen in den Westkarpaten unterscheiden muß: die Bükk-Zone; die innerkarpatische, oder Choč-Gemeriden-Zone; die Zentralkarpatische- oder Tatriden-Křížna-Zone; die Pieninnen-Zone (innere Klippenzone). In den jüngeren Stadien schließen sich auch die äußeren, nördlicheren Zonen an. Alle drei angeführten Stadien dieser Etappe stellen eine verhältnismäßig ruhige Entwicklung dar, was die Äußerungen von Faltungsbewegungen betrifft. In den Westkarpaten hat sich bloß die altkimmerische Phase im südlichen geotektonischen Gebiet (Choč-Gemeriden-Gebiet) ausgeprägter geäußert (MAHEL' 1963). Dafür ist jedoch die ganze Etappe durch Aktivität von Brüchen gekennzeichnet. In der Periode des ersten Stadiums sind es die spätherzynischen Brüche, hauptsächlich in den Gebieten, wo die Sedimentationsräume den jungherzynischen aufgelagert sind (das südliche geotektonische Gebiet der Westkarpaten). Schematisch scheint da die Gliederung der magmatischen Massen auf den subsequenten und initialen Vulkanismus hinzuweisen (permische Melaphyre der Choč-Einheit und Quarzporphyre der Nordgemeriden-Einheit).

Die Bükk-Zone zeichnet sich durch die Anwesenheit der Kalkfazies in der tektonischen Formation des unteren detritischen Stadiums und

durch die Häufigkeit der Diabase und Quarzporphyre und auch der Begleitschiefer und Radiolarite in der Formation des karbonatischen Stadiums aus. Die erste kann man vielleicht die Schiefer-Sandstein-Kalkstein-Formation nennen; charakteristisch für sie ist die Anknüpfung an das Karbon. Die zweite nennen wir karbonatisch-vulkanogene Formation. Der Typus der tektonischen Formationen ist also südalpin-dinarisch (BALOGH 1961). Dem entspricht die südliche Vergenz der tektonischen Strukturen.

In der inneren karpatischen geotektonischen Choč-Gemeriden-Zone entspricht dem unteren detritischen Stadium die Schiefer-Sandstein-Formation mit der stratigraphischen Zeitspanne Oberperm bis Mittelcampill; dem karbonatischen Stadium die Kalkstein-Dolomit-Formation mit der Zeitspanne Obercampill bis Rät und dem leptogeosynklinalen Stadium die Crinoiden-Mergel-Kalkstein-Formation mit der Zeitspanne Sinemurien bis Valanginien. Für die erste Zeitspanne ist charakteristisch der teilweise molassoide Charakter des unteren oberpaläozoischen Teiles mit den Lagerstätten von Anhydrit und Salzbrekzien, häufiger saurer und basischer Vulkanismus, die paläogeographische Anknüpfung und teilweise auch ein tektonischer Zusammenhang mit der jungpaläozoischen Molasse-Formation; der obere Teil besitzt marinen Charakter. Vom genetischen Standpunkte ist die Abtrennung einer besonderen Subformation in der nördlichen (Choč-) Subzone, die durch den mächtigeren Melaphyr-Vulkanismus charakterisiert ist, erforderlich. Die Kalkstein-Dolomit-Formation ist ein Typus der austroalpinen Trias und zeichnet sich aus auch bei nicht scharf ausgeprägten, unterschiedlichen Fazies durch die Mannigfaltigkeit der Fazies-Entwicklungen, die auf bedeutende Gliederung des Sedimentationsraumes hinweist und im Vergleich zu anderen Gebieten Europas auffallend ist. Bezeichnend ist für sie die Vergrößerung des Anteiles der Kalke des Wetterstein- und Dachstein-Typus gegen die inneren Subzonen zu; im Gegensatz hiezu steht die Abnahme der detritischen Schichten des Lunzer Schichten-Typus, die Anwesenheit der südalpinen Fazies wie die Mergelschichten des Obercampills und weiters die Erscheinung der Kalke des Hallstätter Typus und das Auftreten vulkanischer Fazies in den südlichen Subzonen. Die Crinoiden-Mergel-Kalkstein-Formation liegt diskordant auf der Unterlage als eine ausgeprägtere Äußerung der altkimmerischen Phase in der inneren Zone (nachgewiesen in der Nordgemeriden-Synklinale). Die Formation selbst besitzt, trotz der für das entsprechende Entwicklungsstadium charakteristischen Mannigfaltigkeit der Fazies, in der ganzen Zone verhältnismäßig ausgeglichene Fazies mit unverhältnismäßig geringerer Mannigfaltigkeit, als die Formationen dieses Entwicklungsstadiums in den nördlicheren geotektonischen Zonen, wie z. B. in der Zentralzone und Pieninen-Zone. Der fazielle Charakter des Lias (der Stufe mit der größten faziellen Gliederung der nördlichen Zonen) ist quer durch die Zone sogar ausgeglichener, als bei den liegenden triadischen Formationen. Im Verhältnis zu ihnen ist auch die Mächtigkeit dieser Formationen wesentlich kleiner. In diesem Entwicklungsstadium hatte sich die Achse der Geosynklinale schon in nördlicher Richtung verlegt. Der Mangel an jüngeren Gliedern als Valanginien und die Anzeichen einer Verflachung im Valanginien, berechtigen uns zur Vermutung, daß die ersten tektonischen Prozesse schon im Unterneokom stattfanden.

Die jüngeren Formationen dieser geotektonischen Zone besitzen, analog wie in der Bükk-Zone, schon molassoiden Charakter, u. zw. von der Oberkreide an. Einen deutlichen Molasse-Typus weisen schon die paläogenen Sedimente auf. Für die inneren Zonen ist der Mangel an Flysch-Formationen bezeichnend. Durch die kretazische Faltung, während der austrischen und subherzynischen Phase, bildeten sich in der Choč-Gemeriden-Zone besondere tektonische Einheiten, die in ihrem tektonischen Stil grundsätzlich verschieden sind. Ihre südlichen, durch die Einheit des Synklinoriums des Gebirges Juhoslovenský kras gebildeten Teile besitzen im wesentlichen autochthonen Charakter mit einer Reihe von kleineren, am Nordrand auf die Entfernung von einigen Kilometern aufeinander überschobenen Strukturen. Nördlichere Teile stellen einen ausgedehnten Deckenkomplex dar, der vor allem durch die stellenweise auf Entfernungen bis zu 60 km nach Norden überschobene Choč-Scherdecke charakterisiert ist. Gegen Osten zu stellt den südlichen Teil des Deckenkomplexes die Nordgemeriden-Einheit dar, die an das sich gegen Süden und Osten nach und nach einwurzelnde Paläozoikum des Gebirges Spissko-gemerske rudohorie anknüpft. Das älteste paläozoische Glied, die Gelnica-Serie, bildet einen gewissen Sockel der Scherdecke und ihre Wurzeln.

In der geotektonischen Zentralkarpatischen Zone (Křížna-Tatriden) entspricht dem unteren detritischen Stadium die Quarzit-Formation mit der stratigraphischen Zeitspanne Untertrias; dem karbonatischen Stadium die Dolomit-Keuper-Formation (Anis bis Nor) und dem leptogeosynklinalen *) Stadium die Radiolarit-Sandstein-Formation (Rät bis Apt). Wie man sieht, ist das zweitgenannte Stadium wesentlich kürzer, im Gegensatz hiezu das dritte zeitlich wesentlich länger, als die Formationen der entsprechenden Entwicklungsstadien der inneren Zone. Die Quarzit-Formation zeichnet sich durch geringe fazielle Mannigfaltigkeit und durch ausgeprägte, transgressiv diskordante Lagerung aus. Die Dolomit-Keuper-Formation besitzt auch bedeutende Anteile an dunklen Kalken; beziehend für sie sind jedoch die der Entwicklung der germanischen Trias nahestehenden Fazies, die durch Einflüsse tektonischer Unruhe gekennzeichnet sind. Die Radiolarit-Sandstein-Formation soll schon durch den Namen eine bunte Verschiedenheit von Fazies-Typen ausdrücken, von den abysischen, praktisch ohne Zufuhr von Detritus entstandenen Radiolariten bis zu den im seichten Wasser entstandenen detritischen, kalkigen Sandsteinen. Die durch reiche Gliederung — sichtbar am ausgeprägtesten in dieser Periode und in dieser Zone in der ganzen westkarpatischen Geosynklinale — bedingte fazielle Mannigfaltigkeit hatte die fazielle Verschiedenartigkeit zur Folge, die wir hauptsächlich in den Hüllenserien, jedoch auch in den Serien der Křížna-Einheit treffen. Auch bei den zahlreichen besonderen, für manche Serien spezifischen Fazies, die in einzelnen Teilen der Zentralzone entstanden sind, kann man eben auf Grund der faziellen Typen des Juras und der Unterkreide drei Gruppen, die drei Subformationen darstellen, unterscheiden. Es sind: Die Radiolarien-Mergelschiefer-Subformation mit Tiefen-Fazies, die Crinoiden-Kalkstein-Spongolith-Subformation mit den Fazies vom Kordilleren-Typus und die dritte Subformation der dunklen Mergel und Silizite mit den Fazies des

*) Vielleicht passender würde sein die Bezeichnung Stadium des Fazies-Wechsels.

euxinischen Typus. Die Unterscheidung einzelner Subformationen prägt nicht nur die besondere Gliederung, sondern sie ist auch bei der Kennzeichnung der Besonderheiten der tektonischen Stile bedeutungsvoll. Eine jede der angeführten Subformationen macht sich bei der Bildung der tektonischen Stile auf andere Art geltend; man kann folgern, daß eine jede von ihnen einen anderen sekundären tektonischen Stil aufweist.

Für den Hauptteil der Zentralzone ist auch eine weitere, Sandstein-Mergelschiefer-, oder flyschoide Formation mit der stratigraphischen Zeitspanne Alb-Cenoman bezeichnend, die nach der austrischen Phase, jedoch vor der in dieser Zone wesentlich intensiveren subherzynischen Phase entstanden ist. Die mächtigere Entwicklung dieser Formation in den nördlichsten Teilen und ihr Fehlen in den südlichen Teilen (mit Ausnahme von dem verengten südwestlichen Teil — Tribeč) und die sehr große fazielle Mannigfaltigkeit in der nördlichsten Subzone (Manín-Serie), zeugen von der Verlagerung der Achse der Geosynklinale während der austrischen Phase weiter gegen Norden. Es kam sichtbar zu ausgeprägten Änderungen des paläogeographischen Bildes, u. zw. nicht nur im Rahmen der geotektonischen Zonen, sondern wahrscheinlich auch zur Bildung eines anderen Strukturplanes.

Dies spiegelt sich auch in der Verschiedenheit des geotektonischen Charakters der posttektonischen Formationen wider. Während im nördlicheren Teil noch das in den inneren Becken verbreitete Paläogen durch die Flysch-Formation (zentrankarpatischer Flysch) vertreten ist, besitzen die oberkretazischen Sedimente in den südlicheren Teilen sogar schon molassoiden Charakter. In dem an die Klippenzone angrenzenden Gebiet (Manín-Zone, Myjavská pahorkatina) ist der Charakter der Oberkreide syntektonisch, durch die Flysch-Mergelschiefer-Konglomerat-Formation vertreten.

Die kretazische Faltung, die sich hauptsächlich während der subherzynischen und laramischen Phase intensiver äußerte, verursachte die Verfaltung der flyschoiden Formation mit den Formationen der Kalkstein-Etappe. Sie bedingt einen tektonisch komplizierten Strukturplan mit einer Reihe von lokalen autochthonen oder auch deckenartigen tektonischen Einheiten. Besonders kompliziert ist die Beziehung jener Einheiten, die man für Hüllenserien hält (sie umgeben das Kristallinikum der Kerne) zur Krížna-Einheit, die stellenweise sichtbar Deckencharakter besitzt; anderswo dagegen ist ihr tektonischer Charakter problematisch und der Deckenstil wenig wahrscheinlich. Es ist jedoch klar, daß wenigstens ihr südlicher Teil den ursprünglich südlichen Randsaum der Zentralzone darstellt. Dieser Teil weist unterschiedliche Fazies-Typen und hauptsächlich auch ausgeprägte Einwirkungen der Metamorphose auf. Er bildet eigentlich den nördlichen Randsaum der tektonisch interessanten Zone (sogenannte Veporiden-Zone), die sich zwischen den zwei beschriebenen geotektonischen Zonen ausbreitet.

Einen besonderen Typus der alpinen Deformation zeigt durch ausgeprägte Diaphthorese des Kristallinikums und Metamorphose des Mesozoikums die Veporiden-Zone. Schon länger bekannte Erkenntnisse führten zur Anschauung von der Besonderheit ihrer Stellung und Rolle bei der Bildung der Strukturen der Westkarpaten. Die oft in die Unterlage keilförmig eingefalteten Reste des Mesozoikums, charakteristisch für den

tiefere tektonischen Stil, hielt man für die Wurzeln der subtratischen Decken; die ganzen Veporiden für ihren ursprünglichen Sedimentationsraum; das Mesozoikum, welches die nördlichen Veporiden-Zonen (Ľubietová- und Kraklov-Zone) umhüllt, betrachtete man als die Wurzelzone der Krížna-Decke. Für die Choč-Decke verblieb die Möglichkeit der Einwurzelung nördlich der Gemeriden-Zone, also in den südlichen Veporiden-Zonen (Králova hol'a- und Kohút-Zone), wenn man auch da keine, für die Choč-Einheit typische Fazies fand. Die Stellung der Choč-Decke und der höheren Decken im ursprünglichen Sedimentationsraum, der sich zwischen dem Krížna- und Gemeriden-Sedimentationsraum ausbreitete, ergab sich auch aus der Analyse der paläogeographischen Beziehungen zu den Gemeriden, aber auch aus der faziellen Anknüpfung mancher Glieder an die südlichen Zonen der Krížna-Einheit (Annäherung der obertriadischen Fazies durch die keuperartigen Einlagen und die faziellen Beziehungen zu den sogenannten höheren Einheiten, Nedzov- und Strážov-Decke) (ANDRUSOV 1936, SPENGLER 1932).

Die neuen, im Mesozoikum der Veporiden gewonnenen Erkenntnisse stellen jedoch diese Zone in ein anderes Licht. Das Mesozoikum der nördlichen Ľubietová- und Kraklov-Zone besitzt eine, den Serien der Krížna-Einheit nahestehende Fazies; es sind Randserien mit der charakteristischen Fazies des Juras und teilweise auch der Trias. Alle drei präorokinetischen Formationen gehören hier zum zentralkarpatischen Typus. Es handelt sich also um kein Wurzelmesozoikum, sondern um den inneren Randsaum der Krížna-Einheit, deren Haupt-Sedimentationsraum nördlicher lag.

Das Mesozoikum der südlicheren Veporiden-Zonen gehört einem Mischtypus an; seinen unteren Teil vertritt die Quarzit-Formation, die für die nördlicheren Zonen charakteristisch ist; dem karbonatischen Stadium entspricht die Formation mit den der Choč-Gemeriden-Zone nahestehenden Fazies. Neben den südlichen Einheiten faziell nahestehenden Dolomiten, Rauhdecken und lichten Kalken ist die Fazies der dunklen Hornsteinkalke und Schiefer besonders typisch. Die bloß rudimentär vertretenen jurassischen Schichten besitzen auch die Fazies des euxinischen Typus. Diese Kennzeichen, projiziert in das paläogeographische Gesamtbild, und die verhältnismäßig kleine Mächtigkeit zeigen, daß die Fazies einem Schwellen-Typus zugehört, der an der Grenze der inner- und zentralkarpatischen Zone entstanden ist. Dabei wechselten sich im Verlaufe der Entwicklung die Sedimentationsbedingungen ab; einmal standen sie der nördlichen, einmal der südlichen Zone nahe. Es entstand so eine besondere, für diese Zone charakteristische Fazies.

Der höhere Grad der tektonischen Deformation infolge der Tiefenprozesse, die sich durch den tektonischen Tiefenbau, durch die Metamorphose des Mesozoikums und auch durch die progressive und retrograde Metamorphose des Veporiden-Kristallinikums äußern, hängt wahrscheinlich mit seiner tektonischen Stellung im Vorfelde des ausgedehnten Komplexes der Choč-Nordgemeriden-Decken zusammen. Der Grad der starken thermodynamischen Einwirkung sinkt gegen die nördlicheren Subzonen. Auf Grund dieser Daten trennen wir die Veporiden-Zone als eine besondere geotektonische Zone mit unterschiedlichen Formationen nicht ab. Durch ihre strukturellen Merkmale ist jedoch ihr abweichender tektonischer Charakter ausgeprägt.

Die Pieninen-Zone bietet nur die Möglichkeit, hier den Charakter der jüngsten tektonischen Formation der präorokinetischen Etappe näher kennenzulernen. Analog wie die ihrer Stellung entsprechende Formation der zentralkarpatischen geotektonischen Zone, zeichnet sie sich durch ungewöhnlich große Mannigfaltigkeit der Fazies, von abyssischen bis zu Seichtwasser-Fazies, aus. Räumliche Verbreitung der Fazies und ihre Beziehungen sind jedoch anders: sie weist zahlreiche typische Faziesentwicklungen auf; sie unterscheidet sich hauptsächlich durch eine größere stratigraphische Zeitspanne vom Rät bis Cenoman-Turon (?), und bei stärkerer tektonischer Durcharbeitung weisen ihre Sedimente einen geringeren Grad der Diagenese und einen unverhältnismäßig größeren Reichtum an Versteinerungen auf. Die Bedingungen der Sedimentation waren auch bei Analogie der Fazies sichtbar andere, vielleicht eher plattformartig (?), mit geringerer tektonischer Intensität.

Die nächstfolgende Formation weist schon einen wesentlichen Anteil an Flysch-Fazies auf, die von Konglomerat- und Mergelschiefer-Fazies sowie von couches rouge-Fazies begleitet wird. Es ist schon ein Formations-typus, welcher die Anfangs- oder Frühphase der orokinetischen Flysch-Etappe darstellt; wir benennen sie Flysch-Mergelschiefer-Konglomerat-Formation.

Die Klippenzone ist für die Westkarpaten durch ihren bizarren tektonischen Stil charakteristisch — sie stellt eine ausgedehnte Megabrekzie dar. Ihre Entstehung hängt vielleicht mit ihrer Lage zwischen zwei Blöcken zusammen, an deren Grenze die mesozoischen und paläogenen Formationen der pienidischen geotektonischen Zone angehäuft sind. Die Klippenzone greift mit ihrem Umfang in die Ostalpen und auch in die Flysch-Zone der Ostkarpaten ein. Ihre tektonische Stellung außerhalb des westkarpatischen Segmentes ist jedoch unterschiedlich. Bloß in den Westkarpaten bildet sie eine zusammenhängende Struktureinheit, die die inneren von den äußeren (Flysch-) Karpaten trennt.

In den äußeren Teilen der Flysch-Zone sind unsere Kenntnisse über die vorkretazischen Fazies sehr bescheiden. Auf Grund der spärlichen Angaben hauptsächlich über die Fazies der Stramberger Kalke kann man schließen, daß der Typus der Formation ausgeprägt plattformartig ist. Den Anschauungen vom geosynklinalen Ursprung des Juras (ANDRUSOV 1960) begegnen wir mit Reserve; für den Malm ist nämlich der Mangel an der Zufuhr von Detritus charakteristisch. Die darauffolgende Formation des schwarzen Flysch stellt schon das Anfangsstadium der orokinetischen Etappe dar. Ihre jüngeren Formationen besitzen schon einen ausgeprägten Flysch-Charakter.

Beziehungen zwischen einigen ostalpinen und westkarpatischen Einheiten

Die Versuche zur Lösung der Beziehungen zwischen den Ostalpen und Westkarpaten haben ihre Tradition. Die bisherigen Parallelisierungen stützten sich gewöhnlich auf die analogen mesozoischen Fazies bzw. auf ihre Komplexe, die in den Karpaten oft alpine Benennungen haben. Die verglichenen Komplexe der Fazies wurden zwar mit Rücksicht auf manche

gemeinsame Kennzeichen, jedoch ohne Rücksicht auf die genetischen Komplexe ausgewählt. Weniger hat man die Verschiedenheit in der Vertretung der sogenannten typischen Fazies und auch die Unterschiede in den Beziehungen einzelner Fazies in einzelnen Teilen des alpinen Systems in Betracht gezogen. Gleiche stadiale Entwicklung der alpinen Geosynklinale und ihre Gliederung berechtigen dazu, die tektonischen Formationen als genetische Komplexe, also auch als Grundelemente für die Parallelisierung zu betrachten. Manche im westkarpatischen Mesozoikum abgetrennte Formationen treten deshalb auch in anderen Teilen des alpinen geosynklinealen Systems auf. Allerdings muß man dabei auch die Verschiedenheiten in der Gliederung einzelner Segmente und die Unterschiede in der stadialen Wanderung der Achse gegen außen in Betracht ziehen. Verschiedenheiten der Gliederung haben nämlich Unterschiede in der Vertretung mancher Fazies bei analogen tektonischen Formationen zur Folge und verursachen auch die Anwesenheit der Fazies, die für ein bestimmtes Segment typisch sind. Es handelt sich jedoch nicht nur um die Unterschiede in der Gliederung im Rahmen einer und derselben tektonischen Zone, oft ist auch die Zahl der geotektonischen Zonen in einzelnen Segmenten verschieden. Eben dies, zusammen mit der unterschiedlichen stadialen Wanderung der Achse der Geosynklinale, ruft unterschiedliche Beziehungen der Formationen im vertikalen und horizontalen Profil hervor. Allerdings sind die früher erörterten Kriterien anspruchsvoller, einerseits mit Rücksicht auf intimere Kenntnis des geologischen Baues einzelner Segmente, andererseits mit Rücksicht auf die enge Mitarbeit der Geologen verschiedener Länder bei der Bestimmung der gemeinsamen Kennzeichen, also auch bei der Abgrenzung der gemeinsamen Formationen.

Ähnlich wie in den Westkarpaten, kann man auch im östlichsten Segment der Ostalpen einige genetische Komplexe — geotektonische Zonen — abtrennen, die durch einen besonderen Komplex der Formationen charakteristisch sind. Dies sind die südlichen Kalkalpen oder Dinariden-Zone, das Oberostalpin oder austroalpine Zone, die Zentralalpen und äußere Flysch-Zonen mit der Klippenzone und die helvetische Zone.

Die ausgeprägteste Übereinstimmung, u. zw. mit der Choč-Gemeriden-Zone, weist die austroalpine Zone auf. Sie betrifft die Formationen, aber ziemlich ähnlich ist auch die tektonische Stellung und Verbreitung des angenommenen Sedimentationsraumes. Diesen säumen nämlich in beiden Fällen von Süden die Zonen des Dinariden-Typus, von Norden die Zonen mit den Fazies des nördlicheren Typus, dessen Mesozoikum und auch seine kristalline Unterlage von einer ausgeprägteren alpinen Metamorphose ergriffen wurden.

Das Anfangs- oder untere detritische Stadium der austroalpinen Zone stellt die Schiefer-Sandstein-Formation, mit engen tektonischen und genetischen Beziehungen zu dem Liegenden, dar. Bezeichnend ist für sie die Fazies der Evaporite mit mächtigen Anhydrit- und Gips-Lagen. Auf die Übereinstimmung weist auch die Anwesenheit von mächtigen Lagen der Salzbrekzien hin, die in den Westkarpaten erst in den letzten Jahren festgestellt wurden. Ein ausgeprägter Unterschied ist jedoch der Mangel an vulkanischen Fazies, wie es die Melaphyr-Subformation der Choč-Einheit (Subzone) ist.

Ein wesentlicher Bauteil der tektonischen Einheiten der austroalpinen Zone ist die Kalkstein-Dolomit-Formation. Gleich, wie in dem westkarpatischen Teil, sind nicht nur die meisten Fazies, sondern auch ihre räumliche Verbreitung mit den Lunzer Schichten und Reiflinger Kalke im nördlichen und mit den Dachsteinkalke im südlichen Teil. Auffallendere Unterschiede bestehen jedoch in der größeren Mächtigkeit der Formation im alpinen Teil und in dem Anteil mancher Fazies; so z. B. ist die Verbreitung und Mächtigkeit der Reiflinger Kalke, der Lunzer und Reingrabener Schichten in den Alpen wesentlich größer. Es gibt jedoch manche Fazies, die in den Alpen bedeutend verbreitet (z. B. die Opponitzer Kalke), jedoch in den Westkarpaten fast unbekannt sind. Im Gegensatz hierzu ist für die Choč-Gemeriden-Zone die Schichtenfolge der Mergel und Mergelkalke des Obercampills typisch, die in den Alpen erst in der südlicheren (Dinariden-) Zone verbreitet ist. Im karpatischen Teil sind überhaupt die Einflüsse aus den benachbarten Zonen, aus der südlichen und nördlichen Zone, ausgeprägter. Die ersten äußern sich im südlichen Teil (Slovenský kras) durch häufigere vulkanogene Fazies, die zweiten im nördlichen Randteil der geotektonischen Zone (Choč-Decke) durch den reichen Anteil der anisischen dunklen Kalke und hauptsächlich durch häufige Einlagen von Keuper-Schiefern.

Auch das jüngste Entwicklungsstadium der präorokinetischen Etappe umfaßt in der austroalpinen Zone (Oberostalpin) die gleiche stratigraphische Zeitspanne und zum wesentlichen Teil dieselbe Fazies wie in der Choč-Gemeriden-Zone. Im nördlichen Teil, in den unteren Decken, besitzt sie jedoch eine Reihe von Faziestypen, die hauptsächlich für die Tatriden-Křížna-Zone typisch sind (bunte Radiolarite, Fleckenmergel usw.). Die fazielle Veränderlichkeit auf kurze Entfernung, z. B. im östlichsten Teil, im Gebiete von Alland (PLÖCHINGER 1960), erinnert stark an die Verhältnisse in der Křížna-Einheit der Kleinen Karpaten. Darin muß man die Grundlage der seit langem bekannten Parallelisierung der Frankenfesler mit der Křížna-Decke sehen. Die erhöhte fazielle Mannigfaltigkeit und der größere Anteil der jüngeren Schichten in den nördlichen Einheiten der Kalkalpen, zum Unterschied von den südlichen, zeugen vielleicht von der stadialen Verschiebung der Achse der Geosynklinale gegen Norden, in den nördlicheren Teil der geotektonischen Zone. Die gleichzeitige stadiale Wanderung der Achse hat jedoch in den Karpaten den Rahmen der Choč-Gemeriden-Zone und die Schwellen-Zone der Veporiden überschritten und ist in die zentralkarpatische Tatriden-Křížna-Zone geraten.

Die Verschiedenheit der Entwicklung der nördlichen Kalkalpen, hauptsächlich ihrer nördlicheren Einheiten in den jüngeren Entwicklungsstadien, folgt auch aus der Anwesenheit der flyschoiden Schichtenfolgen des Apt bis Cenomans. Der Typus der Fazies und die Zusammensetzung der Konglomerate erinnert stark an die Fazies des klippennahen Teiles der Zentralkarpaten (Manín-Subzone). Ihre Position ist jedoch ausgeprägt diskordant.

Zu im wesentlichen ähnlichen Schlußfolgerungen gelangen wir auch bei der Analyse der Formationen des Ungarischen Mittelgebirges. Es wird dadurch die ältere Anschauung von dem ununterbrochenen Verlauf des Sedimentationsraumes aus der ursprünglich südlich von den Zentral-

alpen ausgebreiteten Kalkalpen-Zone über das Gebiet des Ungarischen Mittelgebirges in die Choč-Gemeriden-Zone, die in letzter Zeit von KÜPPER (1960) und TOLLMANN (1959) präzisiert wurde, bestätigt. Einzelne Teile dieser Zone, wenn sie auch in jedem Entwicklungsstadium bestimmte Verschiedenheiten aufweisen, besitzen gleiche Formationen in den ersten zwei Entwicklungsstadien. Ausgeprägter unterscheiden sie sich jedoch durch die jüngeren Formationen.

Die austroalpine Zone ist größtenteils als mächtige Scherdecke entwickelt, mit im Stirnteil angehäuften Mesozoikum und mit dem südlicher ausgebreiteten Paläozoikum. Nur der kleinere, südliche Teil des Mesozoikums dieser geotektonischen Zone ist südlich von der Zone der Zentralalpen in einer mehr oder weniger autochthonen Position geblieben. In dieser Hinsicht sind die Verhältnisse analog denen in den Westkarpaten, mit dem Unterschied, daß der Umfang der Decke in den Karpaten kleiner ist, auch was das Mesozoikum und hauptsächlich den paläozoischen Komplex betrifft. Die größere tektonische Gliederung des Decken-Mesozoikums in den Alpen ist teilweise die Folge eines komplizierteren Prozesses von tektonischen Bewegungen, teilweise auch von Bewegungen, die sich schon während der paläogenen Periode abspielten.

Die zentralalpine geotektonische Zone erscheint nach dem Charakter mancher Fazies, also auch der tektonischen Formationen, als nördlicher Fazies-Typus; so vor allem die untertriadische Quarzit-Formation, jedoch auch die Formation des Kalkstein-Stadiums (Mittel- und Obertrias) und vor allem durch die Keuper-Fazies, die bloß aus dem östlichsten Teil der Umgebung des Semmering bekannt ist. Jedoch auch die übrigen Fazies, u. zw. die Schiefer an der Basis des Anis, Dolomite, Rauhwacken, Kalkbrekzien, Hornsteinkalke und Schiefer, sind im Vergleich zu den austroalpinen, ihrem Charakter nach, schon ein nördlicherer Typus (TOLLMANN 1959). Eben dieser Umstand und die analoge geographische Stellung, verleitet zum Vergleich dieser Formation mit jener der Tatriden-Křížna-Zone, die wir Dolomit-Keuper-Formation benannten. Die meisten angeführten Fazies und auch die Formation als Komplex sind jedoch ganz verschieden. Manche Fazies, u. zw. die Schichtenfolge der dunklen Schiefer, Hornsteinkalke, Rauhwacken sowie der gleiche Charakter der Metamorphose des Mesozoikums erinnern an die Veporiden-Zone der Westkarpaten. Wir haben jedoch in derselben, auf Grund des vermittelnden Charakters zwischen mittel- und obertriadischen Fazies, eine besondere Formation abgetrennt; die nördlicheren Teile haben wir der zentral-karpatischen oder Dolomit-Keuper-Formation und die südlichen Teile der Choč-Gemeriden- oder Kalkstein-Dolomit-Formation zugeordnet.

Nicht einmal die jüngeren jurassischen und unterkretazischen Glieder des zentralalpinen Mesozoikums, u. zw. die liassische dunkle Schichtenfolge der kalkigen Schiefer, die Sandstein-Quarzit-Schiefer-Schichtenfolge des Doggers und Malms, die neokome Schiefer-Sandstein-Schichtenfolge mit Brekzien (TOLLMANN 1959) oder die Formation des unmittelbar prä- orokinetischen Stadiums*), stimmen mit der Radiolarit-Sandstein-Formation der Tatriden-Choč-Zone bzw. mit irgendeiner von ihren Subformationen überein. Nach der Fazies des euxinischen Typus erinnert sie

*) Stadium des Fazies-Wechsels.

an die Veporiden-Zone, teilweise an manche vom Autor in die westslowakische Gruppe eingereihte Hüllenserien, die hauptsächlich durch die Fazies der dunklen Mergel und Spongolithe charakterisiert sind. Im Gesamtcharakter zeigt sie sich jedoch als eine für die alpine Zentralzone spezifische Formation, die in einem wesentlich weniger gegliederten Sedimentationsraum entstanden ist als die gleichzeitigen Formationen der austroalpinen Zone bzw. der westkarpatischen Tatriden-Křížna-Zone.

Alle drei angeführten tektonischen Formationen des zentralalpinen Mesozoikums unterscheiden sich grundsätzlich von den austroalpinen; sie stellen eine selbständige geotektonische Zone mit nicht nur unterschiedlicher Fazies, sondern auch mit geringer Mächtigkeit des Mesozoikums dar. Es handelt sich vielleicht um eine breite Schwellenzone, die die äußeren, teilweise schon plattformartigen Zonen von den geosynklinalen inneren alpinen Zonen trennt. In den Westkarpaten war eine analoge, durch die Vepor-Zone dargestellte Schwelle wesentlich schmaler und auch durch ihre Position, im Verhältnisse zu den äußeren Zonen, verschieden. Ihr nördlicher Rand stellt keine Verbindung zu den äußeren Zonen dar, sondern bildet den inneren Saum der nördlicheren, stark gegliederten geosynklinalen Zone, der spezifisch westkarpatischen Tatriden-Křížna-Zone. Dieselbe setzt sich in die Alpen nicht fort. Wie man sieht, ist die bloß auf die Anwendung der geometrischen Methode gestützte Parallelisierung und der Vergleich einiger gleichaltrigen Fazies mit der Křížna-Einheit, unhaltbar (TOLLMANN 1959); auch der Vergleich der südlichen zentralalpiner Einheit (Mittelostalpin) mit der Křížna-Einheit und der nördlicheren (Unterstalpin) mit den tatriden Einheiten (ANDRUSOV 1960, DEL NEGRO 1962).

Das Fehlen einer mit der Tatriden-Křížna-Zone analogen geotektonischen Zone in den Ostalpen, bedeutet eine grundsätzlich unterschiedliche, weniger ausführliche Gliederung des ostalpinen Segmentes im Vergleich zu dem westkarpatischen. In ursächlichem Zusammenhang damit stehen die Verschiedenheit in der stadialen Wanderung der Achse der Geosynklinale und auch Unterschiede in den jüngeren tektonischen Phasen in beiden Segmenten. Dies spiegelt sich dann in den Verschiedenheiten der Entwicklung während der jüngeren Entwicklungsstadien wider.

Für die zentralkarpatische (Tatriden-Křížna-) Zone sind einerseits die inneren, teilweise mit der Postflysch-Formation, und im südlichen Teil mit der paläogenen molassoiden und mit den neogenen Molasse-Formationen gefüllten Becken, andererseits elf inmitten der jüngeren Komplexe hervorragende, kristalline Kerne, besonders charakteristisch. Einen derartigen morphotektonischen Charakter weisen weder die inneren karpatischen Zonen noch die ostalpinen Zonen auf. Auch dies macht eine Besonderheit der zentralkarpatischen Zone in den Westkarpaten aus.

Die verschiedene, vor allem aus den Unterschieden in der Gliederung der Westkarpaten und Ostalpen folgende Entwicklung in jüngere Stadien, spiegelt sich auch im anderen Verhältnis der tektonischen Einheiten der inneren zu den äußeren Zonen wider. Die tektonischen Phasen der neogenen Faltungsperiode hatten keine ausgeprägtere Faltung in den inneren Zonen der Westkarpaten zur Folge; diese traten den Weg der Kratonisierung schon nach

der Beendigung der kretazischen Faltungsperiode an. Horizontale Bewegungen, wie die Verschiebung oder Unterschiebung des tatriscen Blocks gegen außen, die die Bildung — „Aufhäufung“ — einer ununterbrochenen Klippenzone verursachten, riefen keine Überschiebung der oberen Komplexe hervor. Die Stirnen der Choč-Decke erreichen nirgends die Grenze des Kontaktes mit der Klippenzone. Soweit man solche Erscheinungen anführte (z. B. bei der Klape-Klippe), zeigten die eingehenderen Untersuchungen, daß es sich um keinen Bestandteil der Choč-Decke, sondern um piennide Klippen besonderer Entwicklung handelt (MAHEL' 1961). Wesentlich anders ist die Beziehung der inneren und äußeren Zonen in den Ostalpen, wo vor allem eine zusammenhängende Klippenzone fehlt. Die Klippen verschiedener Entwicklung treten inmitten der Flyschzone in einigen kürzeren Streifen auf. Dabei sind die südlichen Teile der äußeren Zonen vom Deckenkomplex der Kalkalpen bedeckt, der auf Zehner von Kilometern gegen außen, auch während der neogenen Faltungsperiode, überschoben wurde.

Literatur

ANDRUSOV, D., 1936: Les nappes subtatriques des Carpathes occidentales. Carpatica I., Praha.

ANDRUSOV, D., 1960: Die geologische Entwicklung der Klippenzone und der Zentralen Westkarpaten. Mitt. geol. Ges. 51. Wien.

AUBOUIN, J., 1959: A propos d'un centenaire, les aventures de la notion de géosynclinal. Revue de Geogr. phys. et Geol. dynamique, ser. 2, vol. 2.

BALOGH, K., 1961: Das Mesozoikum Nordungarns. Annales instituti geol. public. Hungarici vol. XLIX, 2. Budapest.

BONDARCUK, V. G., 1962: Tektonika Karpat. Kijev.

COLOM, G., 1957: Sur le caractère de la sedimentation des Geosynclinaux mésozoïques. Soc. géol. France. Bull. sér. 6.

CORNELIUS, H. P., 1940: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. Zeitschr. Deut. geol. Ges. 92. Berlin.

DEL NEGRO, W., 1962: Neue Vorstellungen über den Bau der Ostalpen. Jahrbuch d. geol. Bundesanstalt. Wien.

KOBER, L., 1912: Der Deckenbau der östl. Nordalpen. Denkschr. Ak. Wiss. Wien, math.-natw. Kl. 88. Wien.

KOBER, L., 1930: Neue Beiträge zur Karpaten Geologie. Forsch. Fortschr. 6. Berlin.

KRAUS, E., 1951: Vergleichende Baugeschichte der Gebirge. Berlin.

KÜPPER, H., 1960: Neuere Probleme im Mesozoikum des ungarischen, slowakischen und österreichischen Raumes. Annales instituti geol. Hungarici vol. XLIX, 1. Budapest.

MAHEL', M., 1957: Die Kerngebirge, ein spezifisches Merkmal der Westkarpaten. Geologický sborník VIII., Bratislava.

MAHEL', M., 1959: Eine neue Einheit in den Westkarpaten. Geologické práce 51., Bratislava.

MAHEL', M., 1961: Tektonik der zentralen Westkarpaten. Geologické práce 60., Bratislava.

MAHEL', M., 1963: Folding Phases and Formations of the West Carpathian Mesozoic. Geologické práce. Zprávy 28.

MURATOV, M., 1960: Tectonic structures of the alpine geosynclinal area in Eastern Europe and Asia minor and the history of their development. Intern. Geol. Congress, Report of the Twenty First Session. Norden. Part. XVIII. Copenhagen.

PLÖCHINGER, B., 1960: Der Kalkalpenrand bei Alland im Schwechattal. Verhandlungen d. Geol. Bundesanstalt, 1960, 1. Wien.

SPENGLER, E., 1932: Ist „die Mittlere subtatrische Decke“ der Westkarpathen eine selbständige tektonische Einheit? Věstník SGU VIII. Praha.

SATSKY, N. S.-BOGDANOV, A. A.: O mezdunarodnoj tektoničeskoj karte Evropy, Masstab 1 : 2,500.000. Izvestija ANSSSR serija geolog., 1961, No 4.

Tectonic development of Czechoslovakia. Collected papers and the tectonic map 1 : 1,000.000. Praha, 1960.

TOLLMANN, A., 1959: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. Mitt. d. Gesell. d. Geol. u. Bergbaustudenten Bd. 10. Wien.

TRÜMPY, R., 1960: Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. Bulletin of the Geological Society of America, vol. 71.

Paleogeography and History of the Geological Development of the Amazonas Basin

By LOUIS LOCZY

(With 3 Tables)

Contents *)

	Page
Abstract	449
Introduction	451
I. Sedimentary Evolution of the Lower-, Middle- and Upper Amazonas Trough in Brazil	452
II. Sedimentary Evolution of the Upper Amazonas Subandean Zone	457
1. Territory of Acre (Brazil)	457
2. Northeastern Bolivia, Rio Beni and Caupolican Region	459
3. Eastern Peru—Montana Region	461
4. Eastern Ecuador—El Oriente	464
5. Southeastern Colombia—Putomayo and Caqueta Regions	467
III. Chronology of Geological Events and Paleogeography	469
IV. Tectonic Evolution	489
1. The Amazonas Trough in Brazil	489
2. Tectonic Events in the Subandean Amazonas Area	493
References	494

Abstract

The huge Amazonas Basin, a sparsely inhabited and badly accessible jungle area, covering approximately 2,100.000 sq. km., stirs up the common interest at the present time. The petroleum explorations become chiefly conspicuous.

The Amazonas Basin can be subdivided into two principal morpho-structural units, which differ clearly by their stratigraphical and structural conditions. There are: I—The Lower, Middle and Upper Amazonas Trough in Brazil, and II—The Subandean Zone of Upper Amazonas.

*) Note: The redaction ventures to point out, that editing the above work of Prof. Dr. L. Loczy was impeded by the fact, that the author is living for the time being in South-America, whereas printing and corrections had to be done in Europe. We therefore apologize for eventual errors still remaining in the English text and even more in the Portuguese literature titles. We trust that notwithstanding these drawbacks the presentation on the Amazonas basin will be a welcome addition to our knowledge.

The Lower, Middle and Upper Amazonas Trough in Brazil represents an extensive Graben complex, containing chiefly Paleozoic marine rocks, which separates the formerly coherent Pre-Cambrian Guyana—Brazilian Shield.

Faunal and lithologic affinities suggest that during the Silurian and Devonian Periods there existed an intermittent sea connection from the north, through the Caribbean from the East into the submerging Amazonas Trough, through the Continent south-westward to the Bolivian Subandean Geosyncline, across the Rio Beni and Madre de Dios Regions. These Early Paleozoic marine transgressions probably advanced from the South, spreading out in the Middle Amazonas Trough, taking into consideration their predominant austral faunal elements.

In the subsequent late Paleozoic era, the transgression of the Pennsylvanian sea took place from a different direction, namely from the Northwest, from the Subandean Geosyncline area, considering that in Eastern Ecuador, and in the Peruvian Contamana Region the Pennsylvanian deposits which occur are similar to those in the Middle Amazonas Trough, while in the South, in Eastern Bolivia, the Permocarboneous rocks are partly developed in a continental Gondwanic facies. The Pennsylvanian rocks of the Amazonas Trough contain boreal fauna elements.

After the Paleozoic period the sea receded and did not appear again in the Brazilian Amazonas Trough, with the exception of the Marajó Graben at the mouth of the Amazonas River, the area of which was submerged much later, since it contains 4000 *m* of thick Eocene, Oligocene and Miocene sediments, partly of marine deltaic facies.

During the Triassic and Jurassic eras the greatest part of the Middle Amazonas Trough was covered by lava flows. According to recent drilling results, the Basaltic lava flows overlie the Carboniferous Evaporites and underlie the continental Cretaceous and Tertiary rocks. The structural conditions of this area are chiefly characterized by secondary faults, trending in a SW—NE, SE—NW and N—S direction, which aided the igneous intrusions and extrusions. Compressional foldings are entirely missing.

Only continental and lacustrine Cretaceous sediments were deposited in the Brazilian part of the Amazonas Trough. The Tertiary clastic rocks are of continental origin.

During the Late Tertiary, the rivers were flowing toward the Pacific, effecting powerful erosion and depositing thick sediments in the Western part of Upper Amazonas. The former watershed was probably nearer to the Atlantic side, but at the close of the Tertiary period, during the second Andean Orogeny, due to the strong uplift of the Subandean Zone, the rivers reversed their course to the Atlantic, relinquishing the former watershed.

The Subandean Zone of Upper Amazonas represents one portion of the N—S trending Subandean Geosyncline. The primordial submergence of this Zone probably took place in the Cambrian period, because marine Ordovician rocks are also developed here.

The Subandean Trough of the Western Amazonas Area contains Ordovician, Pennsylvanian and Permian marine sediments, while the Devonian rocks are missing. This fact leads us to believe that during the Devonian formation of land took place.

In the late Triassic and early Jurassic a limited transgression of the sea took place depositing marine sediments, but later during the Middle Jurassic, the sea receded again due to a new emergence.

A general submergence of the Preandean Amazonas Zone occurred in the Lower Cretaceous era, and shallow seas intermittently flooded the whole region depositing thick marine and brackish sediments.

After the Middle Cretaceous period a general emergence began. Marine conditions still prevailed during the Upper Cretaceous and the Early Tertiary eras, however, due to the strong folding movements of the "Incan Orogeny" the sea retreated and thick brackish to fresh-water deposits filled up the basin, which gradually lost the connection with the open sea. The definitive withdrawal of the sea only occurred in the Middle Miocene period, during the paroxysm of the Andean Folding.

The whole Subandean Upper Amazonas Zone, from Colombia to Bolivia, is characterized by strong folding and minor faulting. The folding pressure was generally directed toward the East, to the Brazilian Shield. In general, eastward overthrust asymmetric folds and faults predominate. The intensity of the folding diminishes eastward.

Introduction

The sedimentary Amazonas Basin of today, represents an immense depression area, extending from the eastern flanks of the Andes to the Atlantic coast. It is limited on the North and the South sides by the crystalline zones of the Guyana and the Brazilian Shield, respectively.

In the last decade, all countries around the Amazonas Basin started extensive petroleum exploration. Recently, especially in the Brazilian, Peruvian and Ecuadorian parts of the Amazonas Basin, intensive systematic geological and geophysical investigations were carried out, which highly contributed to our knowledge of this vast territory.

Geological publications and reports available already contain very valuable scientific data. However, geological publications which treat larger geographical units, are relatively rare, and these often do not deal with the geological conditions of territories beyond the frontier of the neighboring country.

The object of the present study is to overcome this lack of information. The author has collected and critically evaluated all available geologic data of each geographical unit of the Amazonas Basin, basing his study on uniform principles which pay increased attention not only to precise facies researches and stratigraphical correlations, but also to tectonic and paleogeographic features. He also examined the major geological events, which have occurred in this huge area since the Pre-Cambrian period to the present times.

The author had opportunity to examine the original rock samples and fossils from the Amazonas Basin and from the Acre, in the Museum of the Brazilian Geological Institute (Departamento Nacional de Produção Mineral) in Rio de Janeiro. This study has been of great help in drawing conclusions concerning the history of geologic developments and paleogeography.

The Amazonas Basin can be subdivided into two morphogeological units, which are sharply distinguished by their stratigraphical and structural features. These are: I—The Lower, Middle and Upper Amazonas Trough in Brazil, and II—The Subandean Zone of Upper Amazonas.

However, the Amazonas Basin can practically be divided according to the countries lying therein. Taking into consideration various geological investigations, we can distinguish the following Amazonas Regions:

Lower, Middle and Upper Amazonas Trough in Brazil (States of Pará and Amazonas)

Upper Amazonas Area in Western Brazil (Territory of Acre and State of Amazonas)

Upper Amazonas Area in Northeastern Bolivia (Rio Beni and Caupolicán Regions)

Upper Amazonas Area in Eastern Peru (Montana Region)

Upper Amazonas Area in Eastern Ecuador (El Oriente)

Upper Amazonas Area in Southeastern Colombia (Putumayo and Caqueta Regions).

In this paper we discussed the history of the geologic development and the paleogeography in relation to the rocks of the Pre-Cambrian, Ordovician, Silurian, Devonian, Carboniferous, Permian, Triassic, Jurassic, Cretaceous, Tertiary and Quaternary ages, according to the countries lying in the Amazonas Basin, namely, Brazil, Bolivia, Peru, Ecuador and Colombia.

The author expresses his sincere appreciation to the Direction of "Petróleo Brasileiro S. A." (Petrobrás) for allowing the publication of this paper. He is indebted to Dr. Lamego A. R., former director of the Geological Division of the Departamento Nacional de Produção Mineral, for his assistance and permission to use the collections and laboratories of this Institute.

Special thanks are due to the "Geologische Bundesanstalt" for the publication of this paper.

I. Sedimentary Evolution of the Lower, Middle and Upper Amazonas Trough in Brazil

The area of the Lower Amazonas Trough covers the lower part of the present day Amazonas Valley from Monte Alegre eastward to the estuary, including the Marajó Island and the flat lowlands, drained by the lower courses of the large tributaries.

The Middle Amazonas Trough includes flat jungle territory, drained by the Amazonas River and by the lower courses of its tributaries, limited in the West by Manaus and in the East by the mouth of the Tapajós River. The Upper Amazonas Trough extends to the West of Manaus up to the Peruvian-Colombian border.

In the geological sense, the trough is limited on the North and South by the East-West trending contact lines of the Paleozoic sediments with the Pre-Cambrian crystalline complex of the Shields.

Stratigraphic Section of Lower, Middle and Upper Amazonas Trough, Brazil ¹⁾

Quaternary Alluvium Pleistocene	Recent deposits "Varzeas", Terraces, Mud, Sand, etc. "terra firme", Older Terraces. (Continental & fluvial)
Young Tertiary	Barreiras Formation, Sandstones and Argillites. In surface outcrops (Continental-fresh water) Alter do Chão Formation, Sandstone and clay (Continental-lacustrine) in wells.
Old Tertiary	Red shales in wells of Marajó Graben (Brackish-marine) Unconformity
Upper Cretaceous	Siltstones, shales, sandstones in wells of Marajó Graben (Brackish-marine) Itauajari Formation, sandstones and conglomerates, in Monte Alegre-Region (Terrestrial-fresh water) Sucunduri Formation, Sandstone, Shale and Conglomerate with some chert (Continental-fresh water) in wells. Unconformity
Jurassic & Triassic	Basic Igneous Extrusions and Intrusions, Basalt and Diabase. Lava-flows and dikes, in wells. Unconformity
Upper Carboniferous (Pennsylvanian)	Evaporite Formation (Nova Olinda Formation), Salt-anhydrite with shale and sandstone (Marine) Itaituba Formation. Fossiliferous dark limestones and shales. (Marine) Monte Alegre Formation. Sandstone with some shale and conglomerate (Deltaic-marine) Unconformity
Upper Devonian	Ereré Formation. Shales with sandstones (Marine)
Middle Devonian	Curuá Formation. Black slaty, partly bituminous shales with sandstone interbeddings (Marine)
Lower Devonian	Maecurú Formation, White fine sandstones with dark slaty shale interbeddings. Fossiliferous (Marine) Unconformity
Silurian (Gotlandian)	Trombetas Formation. Dark slaty shales with some sandstone. Fossiliferous (Marine) Unconformity
Ordovician? & Cambrian	Acari Formation. Indurated red beds and dolomites, in wells. Uatuma Formation. Compact arcose sandstone and quartzite (Basal) Unconformity
Pre-Cambrian	Basement, Metamorphic rocks, Porphyry, Granite, Gabbro, etc.

¹⁾ For more details regarding lithofacies, biofacies, thickness, unconformities, see the "Stratigraphic Correlation Chart of Amazonas Basin" (Table I).

References

The first pioneers of geological exploration of this area were: HART C. F., DERBY O. A., and SMITH H. (1871—1877), KATZER F. (1903), ALBUQUERQUE R. de (1926), MOURA PEDRO (1921—1933), CARVAIHO FRANCO P. de (1922).

The best recent summary works are: OLIVEIRA A. I. de, and LEONARDOS O. H.: *Geologia do Brasil* (1943), ODDONE D. S.: Oil prospects in Amazonas Region, Int. Geol. Congress, Alger (1953), OLIVEIRA A. I. de in JENKS' *Handbook of South American Geology* (1956), and MORAIES, G. L.: *General Geology and Oil Possibilities of the Amazonas Basin*. Fifth World Petroleum Congress, New York (1959).

The authors of the most important paleontological works are: MAURY C. JOAQUINA (1929), CLARKE JOHN M. (1895), KATZER F. (1903), DUARTE J. (1938), KEGEL W. (1951), SETEMBRINO PETRI (1950—1952), CAMARGO MENDES J. (1956—1957), LANGE F. W. (1956).

Pre-Cambrian

The basement of the Amazonas Trough is undoubtedly formed by Pre-Cambrian Crystalline rocks outcropping in the Guayana Shield on the North, and in the Brazilian Shield on the South which surround the present day Amazonas Trough. In general, very little is known about these immense areas, and the present condition of geological researches do not permit us to make any subdivisions concerning numerous intrusions of older and younger Granites, Granodiorites, Porphyries, Keratophyres, which seem to represent the Archean part, while the Phyllites, Quartzites and Slates presumably belong to the Algonkian era. In general the Metasedimentites are quite scarce. On the revised Geologic Map of the Amazonas Basin, annexed to this paper, the Late Pre-Cambrian and the Early Pre-Cambrian rocks are not divided (Table 2).

Cambrian and Ordovician ??

The Uatuma Formation (Age uncertain, possibly Ordovician), is a typical basement sediment, deposited probably during the transgression of the first sea, upon the metamorphic Precambrian rocks. It occurs not only in the area of the Amazonas Trough, but also in several places in the Central Brazilian Shield.

The Uatuma Formation is correlative with the Ordovician "Cosincho Quartzites" near Ixiamos in the Rio Beni Area (N.E. Bolivia).

The Acari Formation. Recent drillings made by Petrobrás proved the existence of these Pre-Silurian rocks, which underlie most of the central areas of the Upper Amazonas Trough. Its age is probably Ordovician.

Silurian (Gotlandian)

The Trombetas Formation, consists of elastic shallow marine deposits which transgressed on most of the Middle Amazonas Trough. It is correlative with the "Carmen Formation" of the Chiquitos Region (Bolivia) and with the Lower Silurian "Caacupe Group" of Eastern Paraguay (containing also *Climatograptus innotatus* var. *Brasiliensis* RUED.). The Silurian marine beds are also developed in the Parnaíba Basin, here, however, they have a different facies.

Devonian

The Lower Devonian Maecurú Formation lies unconformably on the Silurian. Its lithological features and fossil contents suggest shallow marine conditions with typical "Austral" character of the fossil fauna.

The Maecurú Formation is especially developed in the Middle Amazonas Trough. It is correlative with the "Caupolican Formation" in the Rio Beni Region (N.E. Bolivia), containing a similar Trilobites fauna.

The Lower Devonian "Pimenteira Formation" in the Parnaíba Basin has a different facies, containing also "Boreal" fauna elements.

The Middle Devonian petroleum bearing Curuá Formation represents neritic shallow sea deposits, containing typical "Austral" faunal elements. It is correlative with the equally Austral "Sicasica Formation" in Bolivia. The Middle Devonian "Cabeças Formation" of the Parnaíba Basin has a different biofacies, containing also "Boreal" fauna elements.

The Upper Devonian Ereré Formation of the Middle Amazonas Trough is contemporaneous with the "Longa Formation" in the Parnaíba Basin, which, however, represents a marine-glacial deposition according to KEGEL, W. (1957).

Upper Carboniferous (Pennsylvanian)

It consists of three members: The Monte Alegre Formation at the basis, the Itaituba Formation at the middle, and the Evaporite Formation (Nova Olinda Formation) at the top.

The Monte Alegre Formation represents a littoral marine deposition, which overlies transgressively the Devonian beds in the Middle Amazonas Trough.

The Itaituba Formation (limestone, shale, sediments), shows alternating shallow and not very deep marine conditions, with surrounding lowland areas. Its fauna shows distinct "Boreal" characters. The Itaituba Formation is developed in the entire area of the Upper, Middle and Lower Amazonas Trough with the exception of the Marajó Graben where it is absent.

The Evaporite Formation (Nova Olinda Formation), was first discovered in the deep well no. 1 at Nova Olinda. It consists of a

sequence of salt and anhydrite, 600 to 1300 *m* with fossiliferous shale, sandstone and limestone interbeddings.

The Evaporite Formation is developed in the Middle and Lower Amazonas Trough, where the structural conditions formed a nearly closed basin which resulted in the sedimentation of purely chemical deposits.

It is remarkable that in the Marajó Graben the Evaporite Formation is evidently absent, according to the drilling results of Petrobrás.

In the Upper Amazonas Trough, from the Purus Arch westward, the evaporites are developed as a thick Itaituba limestone sequence.

The Itaituba Formation can be correlated with the "Tarma Formation" of Eastern Peru, with the "Macuma Formation" of Eastern Ecuador, and with the "Tarija and Rio Beni Formation" in N.E. Bolivia.

The Upper Carboniferous marine beds are also developed in the Parnaíba Basin, however, the so-called "Piauí Formation" shows quite different lithological characters.

Permian

No Permian rocks are known in the Amazonas Trough in Brazil.

Triassic and Jurassic

No sedimentary rocks are known. According to the recent drilling results of Petrobrás, the greatest part of the Middle Amazonas Trough appears to be underlain by basaltic lava flows of varying thickness, which cap the Upper Carboniferous sediments and underlie the terrestrial and fresh water Cretaceous and Tertiary rocks.

Cretaceous

The Sucunduri and Itauajari Formations are terrestrial and contain fresh water deposits, which were separated from the marine Cretaceous rocks of the Subandean Upper Amazonas Region (Acre and Montana).

Tertiary

The Alter do Chão and Barreiras Formations are equally lacustrine and fluvial deposits, which cover the greatest part of the Amazonas Trough.

In the Marajó Graben, however, brackish marine Tertiary rocks were found by drilling.

II. Sedimentary Evolution of the Upper Amazonas Subandean Zone

II/1. Territory of Acre (Brazil)

This area is situated in the westernmost part of Brazil and covers the immense sedimentary region, which is drained by the Upper Juruá and Javari Rivers. It is limited in the West and the South by the Peruvian frontier. In general, the greatest part of this region is lowland, which gradually slopes downward. Only in the southwestern part of the basin, along the international boundary with Peru, rises the Serra do Divisor above the flooded plain of the tributaries of the Upper Amazonas River. Its highest peak (700 m) is in the M \hat{o} a Mountains. This last mentioned region is a part of the broad foreland, filled with Cretaceous and Tertiary sediments, which spreads between the Andean Cordilleras and the newly emerged Brazilian Shield. It is directly connected with the Contamana Region of Eastern Peru.

References

The first geological expedition in the northwestern part of the Acre Territory was carried out by the "Departamento Nacional de Produ \tilde{c} o \tilde{a} Mineral" in 1935, in which WANDERLEY A., MOURA PEDRO de, OPPENHEIM V., MIRANDA JOSE and BORGES L. X., took part. In 1956, a new paleontological expedition was carried out by the "Departamento Nacional de Produ \tilde{c} o \tilde{a} Mineral" in the Acre region, under the leadership of LIEWELLYN I. PRICE and with the collaboration of the "American Museum of Natural History of New York". Recently, the Petrobrás carried out a reconnaissance survey in Acre.

Until now the publications of the following authors have contributed to the geological knowledge of the Acre Region: WANDERLEY A., and MOURA P. de (1937, 1938 and 1939), ROXO MATHIAS G. (1937), OPPENHEIM V. (1937, 1938 and 1956), BERRY E. W. (1937), MAURY CARLOTTA J. (1937), OLIVEIRA A. I. de, and LEONARDOS H. (1943), SINGWALD J. H. (1937), and OLIVEIRA A. I. de (1956), and LIEWELLYN J. PRICE (1957).

The basement consists of Pre-Cambrian crystalline rocks, which are exposed in the Peruvian part of the Divisor Mountains.

The oldest sediments are the Upper Carboniferous (Pennsylvanian) Quartzite Sandstones with *Productus cora*. However, it is possible that one part of the Quartzites is equivalent to the Ordovician "Contaya Formation" in the Contamana Region.

The Permian, Triassic and Jurassic are absent in the Acre.

The Lower Cretaceous "M \hat{o} a Formation" (fresh water sediments rest unconformably upon the above-mentioned "Quartzitic Sandstone"). It is correlative with the "Oriente Formation" in the Contamana Region and with the "Hollin Formation" in Eastern Ecuador.

The Middle Cretaceous (Albian) "Rio Azul Formation" represents marine shallow water deposits of the transgressive sea. Its facies equivalents are the "Chonta Formation" in Eastern Peru and the "Napo Formation" in Eastern Ecuador.

Stratigraphic Section of the Upper Amazonas Region of Acre ¹⁾

Quaternary Alluvium Pleistocene	Fluvial and continental deposits Terrestrial sandstone and conglomerates
Young Tertiary Pliocene and Miocene	Barreiras Formation; Sandstone and Argillites (Continental-fresh water) Pebas Formation; Sandstones, argillites, lignites (Brackish to fresh water) Slight Unconformity
Old Tertiary Oligocene and Eocene	Rio Branco Formation; Brown sandstones and argillites Cruzeiro Red Beds; Red shales with sandstone, siltstone and limestone interbeddings (Brackish to fresh water) Unconformity
Upper Cretaceous Danian Maestrichtian Senonian	Rio Acre Formation; Argillites with evaporites (Brackish to marine) Divisor Formation; White sandstone with clay interbed (Bituminous brackish to marine)
Middle Cretaceous Coniacian Turonian Cenomanian Albian	Rio Azul Formation; Bituminous shale and limestone (Brackish to marine)
Lower Cretaceous Aptian Neocomian	Môa Formation, Môa Member; Conglomeratic sandstone Capanaua Member; Pink sandstone with conglomerate (Fresh water) Unconformity
Upper Carboniferous Pennsylvanian	Quartzitic Sandstone (Productus cora) (Neritic marine) Unconformity
Ordovician?	Quartzitic Sandstone—partly (Uncertain age determination) Unconformity
Pre-Cambrian	Crystalline Basement; Gneise, Amphibolite, Pegmatite.

¹⁾ For more details regarding lithofacies, biofacies, thickness, unconformities, see the "Stratigraphic Correlation Chart of Amazonas Basin", table I.

The probable Senonian "Divisor Formation" has a regressive shore facies. It is correlative with the "Vivian Formation" in Eastern Peru and with the "Tena Formation" in Eastern Ecuador.

The brackish marine Upper Cretaceous "Rio Acre Formation" may be correlated with the Maestrichtian "Cachyacu Formation" of Eastern Peru and probably also with the "Tena Formation" in Eastern Ecuador.

The Late Cretaceous? to Middle Tertiary "Cruzeiro Red Beds" are brackish to fresh water deposits. They can be correlated with the "Puca ¹⁾ Formation" of Eastern Peru.

The presumed Early-Miocene "Rio Branco Formation" seems to be correlative with the "Yahuarango Formation" of Eastern Peru.

The Mio-Pliocene brackish to fresh water "Pebas Formation" outcrops also in Peru between Iquitos and Tabatingo, along the Amazonas River.

The Upper Miocene to Pliocene "Barreiras Formation" is a fresh water sediment, which can be correlated with the "Ucuyali Formation" in Eastern Peru.

The Quaternary rocks contain Mammalian remains, recorded by MOURA P., WANDERLEY A., and LLEWELLYN I. PRICE.

II/2. Northeastern Bolivia, Rio Beni and Caupolican Regions

Geologically very little is known about this area of the Subandean Upper Amazonas Basin, which extends southward from the Brazilian Territory of Acre and the Territory of Guaporé. It is drained principally by the Rio Beni and the Rio Mamoré. The area is limited in the southwest by the Northeastern Bolivian Cordillera.

References

Only few authors have contributed with publications to the geological knowledge of the Rio Beni and Caupolican Regions: These are: EVANS J. W. (1903), LAKE P. (1906), WELTER (1931), SCHLAGINWEIT O. (1941), OPPENHEIM V. (1956), AHLFELD A. (1956), MAURY E. T. (1956), RÜEGG W. (1956).

In the northwest of the Bolivian Subandean Rio Beni and Caupolican Regions the oldest non-metamorphised sediments are the "Cosincho Quartzites", which contain remains of Vermetes (*Scolithus?*). They are considered of Ordovician age.

Overlying unconformably is the Lower Devonian "Caupolican Formation", which consists of black bituminous shales in the lower section, while in the upper section sandstones are also present. It is non-fossiliferous, and its facies is similar to the Devonian "Monos Shales" in southern Bolivia, which represent the chief oil-source rocks.

¹⁾ The name "Puca Formation" was, however, later substituted by "Contamana Group" which was the name proposed for this rock-sequence by the "Comission Geologica de la Montana" in 1943.

Stratigraphic Section of the Rio Beni and Caupolican Regions in N.E. Bolivia

Quaternary	Fluvial and continental deposits
Young Tertiary	Subandean Red Beds, Huachi Formation (Terrestrial)
Old Tertiary	Quendeque Clay; Red beds, clays and sandstones (Lacustrine)
Upper Cretaceous	? ? ?
Middle Cretaceous	Bala Sandstone, well bedded hard massive sandstone
Lower Cretaceous	? ? ?
Jurassic	(Absent)
Triassic	Beu Sandstone; Red Permo-Triassic sandstone with conglomerate and tillite (Continental-fluvial Gondwanic facies)
Permian	
Carboniferous	Permo-Carboniferous marine sandstones, marls and limestones with Spirifer and Productus (Marine)
Middle Devonian	Unconformity
Lower Devonian	Caupolican Formation; Bituminous shale and sandstone (Marine)
Silurian	? ? ?
Ordovician	Cosincho Quartzite
Cambrian	? ? ? Unconformity
Pre-Cambrian	Crystalline basement

The Permo-Carboniferous marine rocks, apparently rest conformably upon the Devonian "Caupolican Formation". The former consists of a sequence of marls, sandstones and limestones, occurring in the upper section. SCHLAGINWEIT described pink colored Carboniferous sandstones overlain by fossiliferous limestones containing *Productus* and *Spirifer*.

Above the marine "Caupolican Formation" follows the Permo-Triassic "Beu Sandstone" composed of massive red sandstones with conglomerate and tillite interbeddings. It is of continental fluvial facies and it is considered a "Gondwanic deposition". Its thickness is 1200 *m*.

The next overlying formation is the "Bala Sandstone" consisting of a sequence of light gray sandstone about 600 *m* thick, considered as Cretaceous.

The Tertiary "Quendeque Formation" rests directly upon the "Bala Sandstone". It consists of typical Red Beds; clays and sandstones, having an average thickness of 1200 *m* and are folded.

The youngest deposition is the "Huachi Formation" in the Subandean Tertiary Zone, which is composed of terrestrial beds. Its thickness is about 2500 *m* in some places.

II/3. Eastern Peru—Montana Region

The above named area covers the entire vast eastern subandean belt of Peru, extending east of the Andes Mountains, which is drained by the large tributaries of the Upper Amazonas River, such as Rio Marañon, Rio Huallaga, Rio Ucuyali, Rio Aguaytia, Rio Pachytéa, Rio Urubamba and Rio Madre de Dios.

Geologically this region is part of the broad foreland, which spreads between the Andean Cordilleras and the Brazilian Shield, filled chiefly with Cretaceous and Tertiary sediments.

In general, the greatest part of this area is lowland forming a vast peneplane. Only the "Cordillera Oriental of the Andes" and the subandean ranges which trend NW, namely the "Cushabatay, Contamana Mountains", the "Contaya Dome", the "Pachytéa Mountains", etc., and the so-called "Montana Region", rise above the Ucuyali Peneplane.

References

The following authors have chiefly contributed geological information about the subandean and foreland regions of Eastern Peru, which belong to the vast Upper Amazonas Basin:

STEINMANN G. (1929), SINGEWALD J. H. (1927—1928), CHASE PH. W. (1933), MORAN R. M. and FYVE D. (1933), OPPENHEIM V. (1937, 1943, 1956), GREENE R. G. (1939), THOMPSON (1943), RÜEGG W. (1947, 1948, 1952, 1956), PILSBRY H. A. (1944), NEWELL N. D., and TAFUR I. (1943—1944), KÜMMEL B. (1946, 1948), RÜEGG W. & FYVE D. (1948), HEIM A. (1947), WILLIAMS M. D. (1949), VALVERDE R. L. (1944), ROSENWEIG A. (1953), RASSMUS J. E. (1949, 1957), JENKS F. W. (1956), DUCLOZ C. & RIVERA R. (1956), and MAPA GEOLOGICO DEL PERU, SC. 1:2,000,000

Stratigraphic Section of Eastern Peru—Montana Region

Quaternary	Fluvial and continental deposits
Young Tertiary Pliocene and Miocene	Ucuyali Formation; Unconsolidated, flat-lying fresh water deposits Unconformity Contamana Group; Shale sequence with evaporites (folded) (Brackish to fresh water)
Old Tertiary Oligocene Eocene	Huchpayacu Formation; Red silty shales with siltstone (Brackish)
Upper Cretaceous Danian Maestrichtian Senonian	Cachiyacu Formation; Black shales with Ammonites & Gastropods (Brackish to marine) Vivian Formation; Crossbedded sandstone (Brackish-freshwater)
Middle Cretaceous Coniacian Turonian Cenomanian Albian	Chonta Formation; Shale, siltstone and limestone (fossiliferous) (Marine)
Lower Cretaceous Aptian Neocomian	Oriente Formation; Sandstone-sequence with shale interbeddings Huaya Member; (Marine) Agua Caliente Member; (fresh water) Paco Member; (fresh water) Esperanza Member; (fresh water) Aguanuya Member; (fresh water) Cushabatay Member; (fresh water) Unconformity
Upper Jurassic (Malm)	Sarayaquillo Formation (Continental)
Middle Jurassic Dogger	Unconformity
Lower Jurassic Lias	(Absent)
Triassic	(Absent)
Lower Permian	Blue limestone with Schwagerina (Marine)
Upper Carboniferous Pennsylvanian	Tarma Group. Fossiliferous silicious limestone with shale (Shallow marine)
Lower Carboniferous Mississippian	Disconformity (Absent)
Devonian	(Absent)
Silurian	(Absent)
Ordovician	Contaya Formation; Shale underlain by quartzite. Graptolites (Marine)
Cambrian	? ? ?
Pre-Cambrian	Crystalline basement, Gneisse

(1956), GERTH H. (1955), HOEMPLER A. L. (1953), RUTSCH R. F. (1951), KOCH E. (1959), BELLIDO E. & SIMMONS F. S. (1957).

The descriptions below are chiefly based on the publications of KÜMMEL B., RÜEGG W. and JENKS F. W.

In the Upper Amazonas Contamana Region, the Pre-Cambrian crystalline rocks of the basement are only found by drilling in Cerro Azul and Canchahuaya as well as in the Divisor Mountains, near the Brazilian frontier.

The "Contaya Formation" represents the Graptolite-facies of the Middle Ordovician, which is extensively developed in Bolivia and Peru. It is of hemipelagic facies. The lower part consisting of quartzites, is a typical basement sediment, lying upon the Pre-Cambrian gneisses.

The Silurian, Devonian and Early Devonian Mississippian strata seem to be absent.

The Upper Carboniferous (Pennsylvanian) "Tarma Group" consists of silicious limestones with limy shale interbeddings. Its fossil fauna and lithology indicate a warm, shallow sea environment. The "Tarma Group" is correlative with the "Macuma Formation" in Eastern Ecuador and with the "Itaituba Formation" in the Middle Amazonas Trough.

The Lower Permian "Schwagerina Limestones", overlying unconformably, have been found in the wells drilled in the Ganzo Azul Oilfield, and along the Pongo de Mainique (Urubamba Valley). They are shallow to hemipelagic marine deposits.

The Upper Jurassic "Sarayaquillo Formation" rests with angular unconformity upon the "Schwagerina Limestones". It consists of terrestrial Red Beds (with basic Porphyry intrusions), which were deposited during an arid climate. It is remarkable that in the Huallaga Region there are 21 salt domes established, which penetrate the Middle Jurassic strata. Possibly the age of the primary salt formation is Upper Carboniferous, or Lower Permian.

The "Sarayaquillo Formation" can be correlated with the Upper Jurassic "Chapiza Formation" in Eastern Ecuador and with the Jurassic Section of the "Giron Formation" in Colombia.

The sequence and age of the Cretaceous strata of the Peruvian Upper Amazonas area have been especially investigated by KÜMMEL B. (1948). The sea encroached and regressed in this area four times during the Cretaceous period.

The Early Cretaceous "Oriente Formation" was deposited on a peneplaned surface of folded Ordovician, Pennsylvanian, Permian and Jurassic rocks. Its deepest section is the fluvial "Cushabatay Member" with depositions of coarse sands from the Brazilian Shield. Upon this was deposited the "Aguanuya Member" consisting of shales and sandstones of the encroaching sea. Then follows the "Esperanza Member" composed of black shales with limestone interbeddings, representing the marine depositions of the transgressive sea. The subsequent "Paco Member" is the regressive shore facies of the Esperanza sea. This regression of the geosynclinal sea to the west culminated in the deposition of the fluvial "Agua Caliente Member". The highest strata of the "Oriente Formation" is the "Huaya Member" which represents the shore facies of the second

Cretaceous transgressive phase that took place in the Aptian time. The "Oriente Formation" is a facies equivalent to the "Môa Formation" in the Acre and to the "Hollin Formation" in Eastern Ecuador.

The Aptian-Turonian "Chonta Formation", consisting of fossiliferous marine shale and siltstone depositions, is equivalent to the "Rio Azul Formation" in the Acre and to the "Napo Formation" in Eastern Ecuador. The latter is considered a petroleum source-rock.

The Senonian "Vivian Formation", consisting of cross-bedded sandstones with shale interbeddings, represents a regressive sea deposit. It is correlative with the "Divisor Formation" in the Acre and with the "Tena Formation" in Eastern Ecuador.

The highest Cretaceous consists of the Maestrichtian-Senonian "Cachiyacu Formation" composed of shales, marls and siltstone with brackish marine fauna. It is correlative with the "Rio Acre Formation" in the Acre and probably with one part of the "Tena Formation" in Eastern Ecuador.

The Early Tertiary "Contamana Group", which apparently overlies the Upper Cretaceous strata conformably, represents a fresh water deposition, consisting of a thick series of red shales, with sandstone and siltstone interbeddings. It can be correlated with the "Cruzeiro Red Beds" in the Acre and the "Tiyuyacu-Chalcana Formation", as well as the "Araujano and Upper Pastaza Formation" in Eastern Ecuador. KÜMMEL B. (1948) has classified the "Contamana Group" into five formations, which are from top to bottom: the "Huchpayacu Formation" (Oligocene Eocene), "Casa Blanca Formation" (Miocene ?), "Jahuarango Formation" (Miocene ?), "Chambira Formation" (Miocene), and "Ipururo Formation" (Miocene).

Throughout Eastern Peru the folded "Contamana Group" is unconformably overlain by the flat-lying Pliocene "Ucuyali Formation" which consists of unconsolidated clays and sands. It may be compared with the "Peba Formation" of the Acre Territory.

The Quaternary is represented by fluvial and continental clastic deposits.

II/4. Eastern Ecuador—"El Oriente"

In the eastern subandean region, the so-called "El Oriente of Ecuador" extends from the Colombian frontier to the boundary with Peru, and it is limited in the east by Brazil. This area of nearly 100,000 *sq. km* is drained by the large tributaries of the Upper Amazonas River, and belongs morphologically to the Upper Amazonas Basin.

Geologically this region is the northern continuation of the Peruvian Subandean foreland, filled with Cretaceous Tertiary sediments which spread between the Cordilleras and the Brazilian Shield (The Subandean Geosyncline).

Morphologically the above-mentioned region is divided into two distinct areas: The Western Oriente, comprising the subandean zone of hills and mountains with intervening plains above 900 *m*, and the Eastern Oriente consisting of lowlands which gradually slope downward to less than 200 *m* near the eastern frontier with Peru and Brazil.

Stratigraphic Section of Eastern Ecuador—El Oriente

Quaternary	Fluvial and continental deposits, Mesa Formation
Young Tertiary	Rotuno Formation: Sandstone, clay, tuff, conglomerate (Continental)
Pliocene and	Unconformity
Miocene	Chambira & Ushpa Formations (Brackish to fresh water) Unconformity Araujuno-Curaray and Upper Pastaza Formations (Brackish to fresh water)
Old Tertiary	
Oligocene	Tiyuyacu-Chaleana Formation (in the north) (Brackish to fresh water) Cuzutea and Middle & Lower Pastaza Formations (in the south) (Brackish to fresh water) Unconformity
Upper Cretaceous	Tena Formation; Eocene-Cretaceous transition beds (Brackish to fresh water)
Danian	
Maestrichtian	Granitic and Porphyritic intrusions
Senonian	Disconformity
Middle Cretaceous	Napo Formation; Fossiliferous limestone with bituminous shale (Marine)
Coniacian	
Turonian	
Cenomanian	
Albian	
Lower Cretaceous	
Aptian	Hollin Formation; Quartzitic sandstone (Brackish to fresh water)
Neocomian	Unconformity
Upper Jurassic	
Malm	Chapiza Formation; Red sandstone with shale & evaporites (Brackish-continental)
Middle Jurassic	
Dogger	Angular Unconformity
Lower Jurassic	
Lias	Santiago Formation; limestone with shale (Radiolaria) (Marine abyssal) Unconformity
Triassic	(Absent)
Permian	(Absent)
Carboniferous	
Pennsylvanian	Macuma Formation; Silicious limestone with shale and quartzitic sandstone. (Fossiliferous) (Shallow marine) Unconformity
Mississippian	(Absent)
Devonian	(Absent)
Silurian	(Absent)
Ordovician	? Pumbuiza- and Margajites Formation; Dark slates with Lingula. Undefined age (Marine) Unconformity Crystalline basement; Granite, Gneisses

References

The first geological investigation in this area was performed by the "Leonard Exploration Company" in 1923, 1927 and 1928. However, the first extensive systematical geological survey was carried out by the "Shell Company of Ecuador Ltd.", later from 1938 to 1950 the "Esso Standard Oil Co. (Ecuador)" was active too.

The publications of the following authors have chiefly contributed to the geological knowledge of the Ecuadorian Subandean Upper Amazonas Area: WASSON THERON, and SINCLAIR J. H. (1927), COLONY R. J. and SINCLAIR J. H. (1928), THALMANN H. E. (1946), TSCHOPP H. J. (1945, 1948, 1953, 1956).

The descriptions below are chiefly based on the publications of TSCHOPP H. J.

The oldest sediments of this region are the Old Paleozoic "Pumbuiza and Margajites Formations", which consist of quartzitic sandstones and slates. They rest unconformably upon the Pre-Cambrian crystalline basement. Both are semi-metamorphic and they can hardly be correlated with any Ordovician or Devonian formation of the subandean zone.

The Upper Carboniferous (Pennsylvanian) "Macuma Formation" overlying unconformably, consists of richly fossiliferous silicious limestone alternating with black shales and quartzitic sandstones. Its lithology and fossil fauna indicate a restricted warm shallow sea with surrounding land areas of relatively low relief.

The Lower Jurassic (Liassic) "Santiago Formation" consists of silicious limestones with cherts and shales. Considering its Radiolaria contents, one may suppose that abyssal marine sedimentation took place. The "Santiago Formation" is correlative with the marine Lower Liassic Limestones of Central Peru.

The Middle to Upper Jurassic "Chapiza Formation" consists chiefly of clayey red sandstone with shale and evaporite interbeddings. Its facies is equivalent to the Jurassic section of the "Giron Formation" in Colombia and to the "Sarayaquillo Formation" in Eastern Peru.

The Lower Cretaceous "Hollin Formation", which overlies unconformably, consists of fresh water to brackish deposits, which represent the shore facies of the transgressive Cretaceous sea. It is correlative with the "Oriente Formation" in Eastern Peru, but it continues also northward into the area of Huila and Caquetá, in Colombia, where its white sandstones have been described by GROSSE E. (1935).

The overlying Middle Cretaceous marine "Napo Formation", with its limestone, sandstone and shale deposits, represents marine neritic depositions of the transgressive Albian sea, along its shelf region.

The Upper Cretaceous to Old Tertiary "Tena Formation", overlying unconformably, represents fresh water to brackish deposits with brief marine ingression at the base.

The Early Tertiary "Tiyuyacu and Chalcana Formations", as well as the "Lower Pastaza Formation" are, in general, brackish to fresh water deposits. They can be correlated with the "Gualanday Formation" of the Upper Magdalena Valley in Colombia and perhaps also with the lower section of the "Contamana Group" in Eastern Peru.

The Late Tertiary "Araujuno-Upper Pastaza and Cruraray Formations" are equally brackish to fresh water depositions, which are correlative with the "Honda Formation" of the Magdalena Valley in Colombia, and with "Chambira Formation" in Eastern Peru.

The Late Miocene to Pliocene "Chambira and Ushpa Formations" are continental and fresh water deposits, containing also pyroclastic rocks.

The Pliocene "Rotuno Formation" and the Quaternary "Mesa Formation" are likewise continental deposits.

II/5. Southeastern Colombia—Putumayo—and Caquetá Regions

The Colombian part of the subandean area of the Upper Amazonas Basin extends between the Eastern Cordillera and the Guayana Shield. It is limited in the north by the Macarena Mountains and in the south by the Ecuadorian frontier.

This pre-andean area of lowlands named the Putumayo and Caquetá basins is filled with Cretaceous and Tertiary sediments, while the equally large sedimentary Eastern Cordillera of Southeastern Colombia is composed essentially of Tertiary and Mesozoic and of some Paleozoic rocks.

References

The respective geologic literature of Eastern Colombia deals with small geographical units or with special problems. The most important general studies were written by KARSTEN (1856) and RIEDEL L. (1938). Although very intensive geological studies have been recently carried out by the geologists of various oil companies, only a few of the records have been published. The author has taken into consideration the following publications: GROSSE E. (1935), KEHER W. (1935, 1936, 1939), DICKEY P. A. (1941), OPPENHEIM V. (1940, 1943, HUBACH E. (1945), ANDERSON J. L. (1945), BRUET C. (1947), GERTH H. (1956), and OLSSON A. A. (1956).

The rocks of the Pre-Cambrian shield outcrop only in few places along the southeastern border of Colombia. In general, they are covered by continental Tertiary rocks, the "Barreiras Formation".

Ordovician Graptolite Shales and fossiliferous Devonian strata on the Macarena Range have been reported by the Shell Company geologists.

The Jurassic, Triassic and Permo Carboniferous marine deposits of the southeastern Cordillera are still little known and not yet differentiated in this part of Colombia.

The extensively developed Cretaceous strata are mostly of marine facies, in this area. The main zone of the Cretaceous depositions referred to as the Colombian Geosyncline, extended through the present Eastern Cordillera, and its eastern edge bordered the Pre-Cambrian rocks of the Guyana Shield. However, this Cretaceous Geosyncline was not everywhere a simple sedimentary trough, but in some places, in the north, it was divided into smaller basins by ridges.

**Stratigraphic Section of Southeastern Colombia—Putomayo and Caquetá
Regions**

Quaternary	Fluvial and continental deposits Mesa Formation
Young Tertiary Pliocene Miocene	San Miguel Formation: Clastic continental deposits
Old Tertiary Oligocene	La Paloma Formation: sandstone and shale Pepino and Mirador Formation: sandstone and shale with basal conglomerate (Brackish — fresh water)
Upper Cretaceous Danian Maestrichtian Senonian	Rumiyacu Formation Mocoa Formation
Middle Cretaceous Coniacian Turonian Cenomanian Albian	Caballos Formation
Lower Cretaceous Aptian Neocomian	Misahualli Formation ? Chapiza Formation Unconformity
Upper Jurassic Malm	Upper Section of Giron Group
Middle Jurassic Dogger	(Absent)
Lower Jurassic Lias	(Absent)
Triassic	Lower section of Giron Group; Siliceous limestone with tuff and chert. (Myophoria and Pseudomonotis) Marine.
Permian	Permo-Carboniferous Strata not yet differentiated. Limestone, shale, slate, sandstone. (Productus & Spirifer) Marine
Carboniferous Pennsylvanian Mississippian	(Absent)
Devonian	Sandstones, quartzites, silty shales not yet differentiated. (Brachiopoda & Bryozoa) Marine
Silurian	(Absent)
Cambrian	(Absent)
Ordovician	Graptolites Shales Unconformity
Pre-Cambrian	Crystalline basement

In the Putumayo and Caquetá Basins the "Chapiza and Misahuali Formations" represent the Lower Cretaceous Neocomian and Aptian. The "Caballos Formation", which is correlative with the "Hollin Formation" in Eastern Ecuador, represents the Middle Cretaceous Albian, while the "Mocoa Formation" (correlative with the "Napo Formation" in Eastern Ecuador) is of Middle Cretaceous Albian to Turonian age. During the great marine transgression of the Middle Cretaceous (Albian) and of the Early Upper Cretaceous (Cenomanian-Turonian and Coniacian), the Colombian trough was flooded, its waters swept south across the Napo Arch of Eastern Ecuador into Northeastern Peru.

III. Chronology of Geological Events and Paleogeography

(see table 3)

By collecting and evaluating a great amount of published and unpublished information available, the author drew conclusions concerning the geological events and also attempted to compile paleogeographic maps of the Amazonas Basin. In his study he has taken into consideration the progress of transgressions and regressions of the sea, the marine overlaps of different geological ages, the paleogeographic and facies changes, as well as the stratigraphical, structural and erosion features.

Pre-Cambrian

The Pre-Cambrian history of the Amazonas Basin area is very little known.

In the Lower and Middle Amazonas Basin, the Pre-Cambrian basement is generally formed by metamorphic rocks and porphyries, which outcrop below the Silurian "Trombetas Formation" along the northern border of the Guayana Shield and the northern border of the Brazilian Shield in the southern belt. The Gneisses, Granitic Porphyries, Granodiorites, Keratophyres are the dominant rocks, which are intensively folded.

In the Middle Pre-Cambrian period there extended probably over the greater part of the central and eastern part of the Brazilian continent an eugeosynclinal trough trending SSW—NNE. This ancient trough was filled with clastic sediments and considerable amount of volcanic material. The existence of Paraschists of undoubted sedimentary origin in the Guayana Shield, described by CHOUVERT B., permit us to suggest that these rocks are also present in the basement of the Amazonas Trough.

At the close of the Pre-Cambrian era a tecto-magmatic cycle folded, metamorphosed, and intruded the amassed formations of the ancient eugeosynclinal trough, which was finally uplifted above sea level. The whole Lower and Middle Amazonas area seems to have remained uplifted above sea level during most of the Cambrian period. Presumably, only at the close of the Cambrian or at the early Ordovician, the area was again submerged and partly invaded by the sea.

Concerning the Subandean Upper Amazonas Basin, our knowledge of the Pre-Cambrian basement rocks in the Eastern Cordillera is equally very limited.

Pre-Cambrian rocks undoubtedly occur in the East Peruvian Cordilleran trough. The widely developed non-argillaceous metasediments are probably of Pre-Cambrian age. They underlie the Graptolite-bearing Ordovician rocks.

In the Ecuadorian Cordillera it is unknown whether all or part of the metamorphic rocks belong to the Pre-Cambrian, or whether all or part of it represent a metamorphic phase of the Early Paleozoic.

In the Andean belt of Peru and Ecuador, the Pre-Cambrian Geosyncline had probably a N—S direction.

At the end of Pre-Cambrian period, the whole Amazonas Area very probably was a coherent vast continent, forming the uniform Brazilian Shield at a time when, the Guayana and Brazilian Shields were not yet separated.

Cambrian

Until now no clearly Cambrian rocks have yet been identified in the Amazonas Basin area, and in its adjacent regions.

All evidences permit us to suggest that the major part of the whole area was land during at least the Upper Cambrian and Lower Ordovician periods. At the close of Pre-Cambrian era the metamorphosed rocks were uplifted and formed the uniform Brazilian-Guayana Shield. The orogenic movements, which have caused the consolidation of the continent, took place in a Pre-Caledonian diastrophic phase, probably due to the "Penokean Orogeny".

The semimetamorphic "Uatuma Formation" and the "Cosincho Quartzites" of questionable geologic age are basement depositions, rich in terrstric material, which were described as Late-Cambrian rocks from the Guayana and Brazilian Shields and as Ordovician from the N.E. Bolivian Caupolican Region respectively.

Ordovician

The oldest fossil-bearing Paleozoic strata of the Subandean Upper Amazonas area, is the Middle Ordovician "Contaya Formation" with Graptolites, which also occur in the Contamana Region in Eastern Peru, near the Brazilian frontier.

The distribution of rocks of this age in other parts of Peru and in Colombia indicates the existence of a Lower Paleozoic Geosyncline approximately in the area of the Eastern Cordillera. The transgression of the sea probably took place from the South, because of the great extension of the Graptolite-bearing Middle Ordovician sea in Southern Peru and in Bolivia, considering that here fossiliferous older rocks, such as the Lower Ordovician and Cambrian strata, are also present.

It is assumed that the Middle Ordovician strata were also deposited in the northern part of the continuous Old-Paleozoic Seaway trending S—N, considering that in Eastern Ecuador the probably Old Paleozoic "Pumbuiza and Margajites Formations" have a connection with the Colombian Middle Ordovician trough.

The limit between the Subandean Old Paleozoic Geosyncline trending S—N and the Brazilian Shield is unknown. It is possible that the Middle Ordovician sea trending eastward reached the Purus arch, considering that recent drilling discovered a Pre-Silurian sedimentary section in the central areas of Upper Amazonas Basin. This suggests an eastern extension of the Ordovician sea.

After the Middle Ordovician period a strong diastrophism took place. During the "Old Caledonian Orogeny", the "Pumbuiza and Margajitas Formations" were intensively compressed in Eastern Ecuador. Evidence of an "Old Caledonian or Taconian Orogeny" seems to be the non-deposition of Upper Ordovician and Silurian sediments in the Peruvian and Ecuadorian Subandean Region.

Until now it was considered that Ordovician beds were not deposited in the Middle and Lower Amazonas Trough and that this area was still land. However, contrary to this opinion, several reasons connected with paleogeography, stratigraphy and paleontology lead us to believe that Ordovician strata may also have been deposited in the Amazonas Trough in Brazil.

It is also possible that the last phase of the Old Caledonian-disturbance produced the gradual submergence of the primordial Amazonas Trough.

The problem of the Ordovician beds in the Amazonas area still has to be elucidated. The fossil content and the stratigraphy of the "Trombetas Formation" need to be restudied urgently. There is reason to believe that the new surface and subsurface surveys performed by Petrobrás will soon clear the above question.

Silurian

According to our present knowledge the advance of the sea in the Lower and Middle Amazonas Trough began in the Lower Silurian period. The first fossiliferous marine sediment was the "Trombetas Formation" which rests unconformably upon the Pre-Silurian basement.

The environment was littoral to shallow marine, as proved by its sandy facies and by its fauna, consisting principally of Brachiopods and Graptolites, including *Climatograptus innovatus* var. *Brasiliensis*, RUED.

It can be presumed that the "Trombetas Formation" covered originally not only the present Lower and Middle Amazonas Valley, but also wide parts of the Guyana Shield, as, generally, only littoral shallow marine deposits appear, while shelf depositions are no longer present; an erosion must have occurred later.

In the northern outcrop belt of the trough, the „Trombetas beds“ are generally more sandy than in the southern belt, where increased black slaty shales occur, showing that the sea was much deeper southward. Undoubtedly, the fine sand material of the Trombetas rocks was transported from the Guyana Shield.

It is not yet definitely clear whether there exists a hiatus and unconformity between the Lower Silurian and the Lower Devonian strata, or whether a sedimentation more or less continuous took place at the time.

The presumed existence of an unconformity seems to be supported by the thin conglomerate bed at the top of Silurian strata in Itaituba wells, by the time break indicated by the determination of the fossil age and by the overlap of the Silurian by the Devonian from north to south.

On the other hand the high lithological similarity of the Devonian "Maecurú Formation" to the Silurian "Trombetas Formation" that made it impossible until now to locate the contact between the two formations suggests the possibility that the Upper Silurian rocks are also developed in the deepest part of the Trough. In any case, no major diastrophic events have taken place during this period.

The break in the sequence may be simply explained by non-deposition of the Upper Silurian sediments in a continuous marine environment. Especially in the case of an epicontinental sea, as the Amazonas Trough was, such a hiatus may perhaps be caused by non-sedimentation, emersion, or erosion without proceeding folding.

Further stratigraphic studies as well as collecting of fossils are still necessary in order to solve the above problem.

Based on its fauna the "Trombetas Formation" was correlated to the Lower Silurian "Medina" of North America by DERBY O. A., and with the "Lower Llandovery" of Europe by MAURY C. J.

These affinities suggest the existence of a possible connection of the Silurian sea from the north, through the Caribbean from the northeast, into the submerging Amazonas Trough, and across the middle of the continent, through Brazil, the more so, because they are indications of a probable connection between the Middle Amazonas Trough and the N.E. Bolivian Subandean Old-Paleozoic Geosyncline across the Madre de Dios and Rio Beni Regions.

In Bolivia and Paraguay the marine Silurian is well developed. The lower Silurian "Carmen Formation" of the Chiquitos Region in Northeastern Bolivia, and further southeastward the Silurian sequence in Paraguay with "Climatograptus innovatus var. Brasiliensis RUEDEMANN" may well be correlated with the "Trombetas Formation". (Recently—1955—LANGE W. F. considered the "Carmen Formation" as Upper Silurian.)

There are several other evidences, which lead us to presume that the transgression of the Silurian sea in the Amazonas Trough advanced from the South, from Paraguay, and N.E. Bolivia along the ancient epicontinental shore line formed by the Pre-Cambrian Shield of Paraguay and Mato Grosso.

In the Subandean Upper Amazonas area, in Eastern Ecuador and in Northeastern Peru no formations of definite Silurian age have been recognized.

The Silurian sea appears to have withdrawn partly or completely from the present area of the northeastern half of the Andes along the whole Cordilleran Geosyncline in Eastern Ecuador and in Northeastern Peru. During the Silurian, Devonian and Lower Carboniferous (Mississippian)

eras the major part of this region was gently uplifted and the Ordovician beds were strongly eroded. During the Permo-Carboniferous period only was the extension of this part of the Subandean Zone again invaded by the sea.

All these facts are evidence that during the Silurian, Devonian and Lower Carboniferous (Mississippian) ages the Subandean Zone was no longer a continuous sea, because land areas were established especially in the area of the Upper Amazonas, in Eastern Ecuador and in the Peruvian Contamana Region. These uplifts probably were caused by the "Young Caledonian Orogeny" and by the "Acadian Disturbance".

The occurrence of the slightly fossiliferous Silurian rocks of uncertain geologic position in the Sao Francisco Basins perhaps indicates a gulf spreading eastward of the Silurian Amazonas sea; however, a connection seems only possible via the present day Atlantic.

Devonian

In the Lower and Middle Amazonas Trough the advance of the sea which began in the early Silurian period continued in a similar way during the Lower Devonian after a short interruption in the Upper Silurian. During the whole of the Devonian period a continuous sedimentation took place.

The lower section of the Lower Devonian "Maecurú Formation" consists of fine sandstones with a few shale interbeddings at the bottom which turn into hard siltstones. The upper section of the "Maecurú Formation" is composed of silty shales, which have a gradational contact with the black bituminous shale of the Middle Devonian "Curuá Formation" (It contains petroleum).

The lithological conditions and fossil contents of the Devonian strata suggest shallow marine facies, developed along the littoral with expressive "austral" character of the fossil fauna.

According to the abundant plant remains of the "Curuá Formation", it is probable that an alternation of shallow marine and swampy sedimentation took place in the Middle Amazonas Trough.

The Devonian sea was quite extensive, especially in the Middle Amazonas Trough, probably covering also a part of the adjacent Shield areas. It is possible that the fine sands of the "Maecurú Formation" derived from the Guyana Ceará Shield. KATZER F. (1903) explains the sandy Lower Devonian rocks as debris from the surrounding Archaic Continent of Guyana and Ceará. However, the Middle Devonian sea trending eastward was already in communication with the Caribbean Sea.

In the northern area of the Amazonas Trough, the thickness of the Devonian rocks is about 300 *m*. However, much thicker Devonian sediments have been recorded in the deep wells drilled by Petrobrás along the axial line of the trough, where in some places the thickness of the Devonian strata exceeds 900 *m*.

After the deposition of the Upper Devonian "Eréré Formation" the sedimentation breaks off. At the close of the Devonian period a general

uplift was in progress practically in the major part of the whole area. This fact is responsible for the regression of the sea and for the beginning of a long period of erosion. These events coincide with the "Acadian Disturbance", which influences the whole continent.

The "Maecurú Formation" is correlated with the Lower Devonian "Helderberg and Oriskany Groups" of North America, by CLARK (1913), based on the similar Trilobites and Mollusca fauna. According to EVANS J. W. (1902) the Devonian rocks of the Caupulican Region in Bolivia are characterized by a fauna very similar to that of the Lower Devonian of the Amazonas Trough.

According to more recent publications, the fauna of the Middle Devonian "Curuá Formation" allows a correlation with the "Sicasica Formation" in Bolivia, and perhaps also with the Upper Section of the Middle Devonian of the "Cabanillas Group" near the Titicaca Lake in southeastern Peru. [See the publications of HARRISON (1943 & 1951) and of NEWELL (1949).]

STEIMANN and KOZLOWSKI correlated equally the Bolivian Devonian with the "Lower Helderberg Formation" (North America), based on the fossil fauna.

Several lithologic and faunal evidences suggest that especially the Lower Devonian Sea did not transgress from the northeast, via the Caribbean, but from the south from N.E. Bolivia, along the northeastern border of the Brazilian Shield, perhaps on the right side of Rio Mamoré, Rio Sepatini and Rio Madeira.

In the south, in Bolivia, the Devonian shows the most extensive development on the South American Continent. According to KOZLOWSKI, in some places the thickness of the Devonian rocks in Bolivia is about 5000 *m*. The extension of the Devonian sediments increases from south to north.

The widest embayment of the Devonian Sea occurs in the latitude of Sucre—Santa Cruz, where the sea spread eastward to the Pre-Cambrian Shield in Mato Grosso.

Zones of different facies can be distinguished along the southwest-northeast section, such as the richly fossiliferous littoral "Icla Foramtion" in the northeast, while in the northern Central Zone, in the Cordillera Real, flysch-like bathyal Devonian rocks are developed.

In Bolivia, in the eastern Subandean Zone occur neritic fossiliferous Devonian sandstones and shales, spreading as far as Mato Grosso and Paraguay along the ancient shore line of the Shield region.

It should be mentioned that the Devonian rocks of the Lower and Middle Amazonas Trough are mainly comparable with the neritic Devonian strata in the Chiquitos Region and perhaps also with the fossiliferous "Itacurubi Formation" in Eastern Paraguay. It must be observed that everywhere in Bolivia and in Paraguay the Devonian rocks lie equally conformably upon the Silurian strata, and that Mississippian sediments are entirely absent. Stratigraphically, the next higher sediments are the fossiliferous Permo-Carboniferous rocks, described by SCHLAGINWEIT, which are present only in the northeastern part of the Bolivian Andes including the Subandean zone near Rio Beni.

Considering the similar conditions above mentioned, it can be presumed that like the Silurian, the Devonian Sea has also advanced from the south into the Middle and Lower Amazonas Trough.

Several authors considered the marine Devonian occurrence in the Parnaíba Basin as a southeastern Devonian embayment of the Amazonas Trough. However, the Devonian rocks of the Parnaíba Basin have different lithologic and paleontologic characters than the Devonian rocks of the Middle Amazonas Trough. This fact suggests that no direct communication to the Devonian sea existed southward across the present-day Tocantín Valley.

Different affinities and paleontologic evidences, such as some boreal fauna elements, including some European forms, suggest that the encroaching of the Devonian sea into the Parnaíba Basin took place from the north, from the Caribbean, via the present-day Atlantic. Thus, during the Devonian period the Parnaíba Basin may also have had a connection with the Middle Amazonas Trough, and through it, toward the N.E. Bolivian Sub-andean Seaway, at Devonian time.

It might be mentioned that the drilling performed by Petrobrás in the Middle Amazonas Trough give evidence that during the Devonian era a marine inland sea was formed between the Gurupá and Purus Arches, which was almost closed on both east and west sides. In the deep wells of the Marajó Graben no Devonian strata were found upon the crystalline basement.

Also, according to several evidences, there was no direct sea connection between the Amazonas Trough and the Paraná Basin.

The "austral" character of the Devonian strata of the Amazonas Trough allows us to presume that the transgression of the sea did not advance from the north, from the Caribbean, but from the south. However, the place where the sea invaded is still problematic; whether the encroaching Devonian Sea advanced from the southwest via Rio Mamoré and Rio Madeira Region or from the southeast through the present-day Tocantín Valley is uncertain.

The author examined critically all available geologic data on the Paleogeography of the Devonian Sea in South America and attempted to reconstruct an up-to-date Paleogeographic Map of the Lower Devonian Sea of the South American Continent.

In contrast to the Amazonas and Parnaíba Basin, only the Lower Devonian marine rocks are present in the Paraná Basin. They belong to the same marine province as the Devonian of Argentina and South Africa and show an extremely "austral" facies. The invasion of Lower Devonian Sea into the Paraná Basin took place from the south, from Argentina and Paraguay.

According to the newest investigations a probable Lower Devonian Sea-connection existed between the Parnaíba Basin and the Paraná Basin through the Tocantín.

On the other hand, between the Parnaíba and the Corumbá Basin, there existed possibly a short-lived intermittent sea communication during the Lower Devonian. However, the Pre-Cambrian Shield barrier between Cuiabá and Asunción trending N—S separated the two basins for long periods.

In the Western Part of the Subandean Amazonas Area, e. g. in the Peruvian Montana Region and in Eastern Ecuador, the Devonian strata are absent.

The nearest Middle Devonian occurrences are found in the north, in the Cordilleras of Colombia (Floresta-Cachiri-Manaure Regions) and of Venezuela (Memboy area). Further, the Devonian strata are extensively developed in the Northern part of the Perija Range both in Colombia and in Venezuela.

In the west, the next Devonian fauna occurrence, so far, was described from the Chaupihuarunga Valley, near Huanuco in Central Peru, where the underlying strata contain Middle Ordovician Graptolites.

The formation of land caused by the withdrawal of the sea may have continued in the Montana Region from the Upper Ordovician until the Pennsylvanian period. The uplift here was probably caused by the "Taconian and the Acadian Disturbances".

The absence of known marine Mississippian strata in Southern Peru and in Northeastern Bolivia further suggests the continued uplift at the end of Middle Devonian age (Acadian Orogeny).

Lower Carboniferous (Mississippian)

The marine Lower Carboniferous (Mississippian) rocks are entirely absent in the whole Amazonas area, which was a vast "terra firme" (land), where a strong erosion took place in some places, causing a considerable denudation.

At the same time the whole Cordilleran Zone of Ecuador, Peru and Bolivia was equally land.

The nearest occurrences of marine Mississippi sediments are only known in Northern Colombia, and in the south in the Regions of San Juan and Mendoza in Argentina.

The "Poti Formation", probably of the Lower Carboniferous, found in the Parnaiba Basin, is a continental deposition.

The absence of known marine Mississippian rocks in the whole Amazonas Area as well as in the Central Cordilleras is a further evidence of the existence of a strong diastrophic movement and uplift which began at the close of the Devonian age and continued until the Middle Pennsylvanian area, creating a vast land-mass which subdivides the ancient Cordillera Geosyncline.

Upper Carboniferous (Pennsylvanian)

At the beginning of the Middle Pennsylvanian period the Amazonas Trough suffered a downwarp and was gradually invaded by the sea.

The Pennsylvanian sequence begins with the "Monte Alegre Formation", which was unconformably deposited upon the partly peneplaned surface, formed by the Devonian rocks.

The sources of the Monte Alegre Sandstones were apparently not only the surrounding Pre-Cambrian Shields, but also the peneplaned land surfaces formed by old paleozoic rocks.

The absence of marine fossils and the paucity of plant remains suggest that the "Monte Alegre Group" about 250 *m* thick, consisting principally of sandstones and also conglomerate at the base, is a typical littoral deposition, which can be interpreted as a shelf deposition of the transgressive sea, alternating with terrestrial deposits. It consists of nearly 85% of coarse clastics, with a minor percentage of silt and clay.

The Middle Pennsylvanian marine transgression is well documented by the "Itaituba Limestone Formation", which lies conformably over the "Monte Alegre Formation". These richly fossiliferous strata, about 300 *m* thick, show apparently a certain facies change from north to south, as far as the "Itaituba Formation" which consists chiefly of shale, siltstone and some limestone in the northern outcrop belt, while in the southern belt the limestone dominates. This feature may indicate that the less shallow shore of the Pennsylvanian sea extended along the southern border of the Guyana Shield.

The lithology and the fossil content of the "Itaituba Formation" indicate a restricted warm shallow sea with surrounding land areas of low relief.

PETRI (1952), based on his study of the *Fusulinas*, concluded that the age of the "Itaituba Formation" is Middle Pennsylvanian (Desmoinaian).

As the "Itaituba Formation" can be well correlated with the Middle Pennsylvanian "Tarma Group" in Eastern Peru and with the "Macuma Formation" in Eastern Ecuador, both occurring in the Upper Amazonas Area, it seems to be evident that the Pennsylvanian Sea encroached into the Amazonas Trough from the West. The absence of "austral" fauna elements in the "Itaituba Formation", suggests also a climatic change from the cold or moderate climate of the Devonian era to the warmer sea of the Carboniferous, consequently one can believe that the transgression advanced no longer from the south, but from the west or northwest. Drilling has already proved that the Pennsylvanian strata are developed in the depth of the huge Upper Amazonas Trough, which extends between the Purus Arch and the Subandean Upper Amazonas Zone.

In the Subandean Upper Amazonas Region, in the Cushabatey Mountains, the isolated occurrence of the Middle Pennsylvanian "Tarma Group" (Desmoinaian), which consists of fossiliferous marine limestone rocks about 300 *m* thick, and the still questionable "Quartzite Sandstone", with *Productus cora*, found in the M \acute{o} a Mountains in the Brazilian Acre, are the nearest known Pennsylvanian occurrences, which seem to be in direct connection with the "Itaituba Formation" of the Amazonas Trough.

According to LISSON and BOIT (1942) one isolated occurrence of fossiliferous Pennsylvanian rocks is also known farther south in the Madre de Dios Region.

In the north, in Eastern Ecuador, the "Macuma Formation" represents the Pennsylvanian rocks.

The "Tarma Group", like the "Itaituba Formation", is about 300 *m* thick, while the Eastern Ecuador "Macuma Formation" consisting of similar fossiliferous marine limestone and quartzitic sandstone, is about 1400 *m* thick.

The far-reaching lithologic and faunal affinity between the above mentioned Middle Pennsylvanian rocks suggests that large areas of the Upper Amazonas Trough, extending from the Subandean Zone toward the east, undoubtedly contain Pennsylvanian marine rocks in the subsurface.

As the deepest embayment of the Pennsylvanian sea was probably in Eastern Ecuador, it can be presumed that the encroachment of the sea spread out from the northwest into almost the whole Amazonas Trough.

In the Parnaíba Basin, the Middle Pennsylvanian rocks are represented by the "Piauí Formation", which was a marginal embayment of the Amazonas Trough. Although the "Piauí Formation" contains similar fauna to that of the "Itaituba Formation", its lithological conditions are quite different owing to the purplish siltstones, shales and sandstones which predominate.

In the Middle Amazonas Trough, the "Nova Olinda Evaporite Formation" lies conformably over the "Itaituba Formation" as evidenced by its lithological affinity and continuous transition.

The "Nova Olinda Formation" consists chiefly of evaporites (salt and anhydrite), which alternate with thin shale, siltstone and fossiliferous limestone beds. Its fauna indicates that this part of the Amazonas Trough was the site of deposition of alternative marine, brackish and continental deposits. All these facts are evidence that a dry and hot climate dominated during this period.

In the northern outcrop belt, the uppermost section of the "Nova Olinda Formation" shows an increased development of clastic rocks. This fact is confirmed by the shallow shore conditions of the northern Pennsylvanian sea, along the southern border of the Guyana Shield.

The considerable facies change of the Pennsylvanian rocks from west to east, indicates that in the Lower and Middle Amazonas Trough the late Paleozoic Disturbance must have already begun before the close of the Pennsylvanian age. Regional lands were formed in many places by the partial withdrawal of the sea, due to irregular uplift.

According to KATZER F. (1903, pp. 251—254), at the close of the Upper Carboniferous period the sea was partly swampy with narrow zones of land, alternating with relatively deep narrow sea troughs and gulfs, which were separated by low lands.

In the north and east, in Pará, there existed already a continent which closed the Pennsylvanian inland sea toward the east. The Eastern Brazilian Shield in Ceará was connected with the Guyana Shield at the mouth of the Amazonas River (Marajó Island), and along the present-day Atlantic shore. It is possible that at that time a coherent continent already closed the seaway toward the east, to the Atlantic.

In summary, it is probable that at the end of the Carboniferous era there existed an extended landmass at the eastern side of the Amazonas Trough, within the area of the modern Atlantic sea, so that the Amazonas Trough no longer formed an open channel from west to east, between the Subandean Geosyncline and the Caribbean Sea.

The "Itaituba Sea" has opened its way toward the west, to the Subandean seaway, trending N—S.

According to MORALES L. G., the "Nova Olinda Evaporite Formation" was deposited in a nearly closed basin which extended between the Purus and Gurupa Arches and was limited on both north and south sides by the Guyana and Brazilian Shields.

At the end of the Carboniferous the continued upheaval caused the recession of the shallow sea, which was followed by strong erosion. Deposition of Permian strata did not take place. Many reasons suggest that the regional uplift migrated progressively from east to west. The best evidence for this suggestion is the presence of the "Nova Olinda Evaporite Formation" in the Middle Amazonas Trough, which develops westward into marine limestone depositions.

Southward, the Pennsylvanian Amazonas Trough had an almost shallow connection through the Tocantins and Araguaia basins, possibly down to the Paraná Basin, where at that time glacial and fluvio-glacial sediments with very few local marine beds were deposited. In the Parnaíba Basin, however, from the East, the Upper Carboniferous marine "Piauí Formation" encroached from the Atlantic.

Possibly in the Subandean Upper Amazonas Trough there existed a circumstantial communication of the Pennsylvanian sea through a geosyncline trending N—S from Eastern Ecuador through the regions of Contamana, Madre de Dios and Rio Beni into N.E. Bolivia. Thence, eastward, the Upper Carboniferous marine deposits develop with continuous reduction into the continental Gondwanic "Aquidauana Formation" in Goiás, Mato Grosso, which is directly connected with the glacial "Itararé Formation" in the Paraná Basin.

It is noteworthy that according to the results of the most recent surveys, the continental "Aquidauana Formation" occurs also in the Upper Tapajós Valley. The "Parecis Sandstones", formerly considered as Cretaceous deposits, are recently recognized at least partly as Upper Carboniferous "Aquidauana Formation".

Permian

In the Amazonas Trough Permian rocks are absent. At the close of the Carboniferous period the "Appalachian Disturbance", which manifested itself at the same period in the whole northern part of the South American Continent, also occurred here causing a general uplift, a withdrawal of the sea and a subsequent strong erosion.

In the Parnaíba Basin, the sea equally withdrew at the end of the Pennsylvanian period, and the non-marine "Pedra-de-Fogo Beds" consisting of continental red shales and sandstones were deposited.

In the Subandean Upper Amazonas Basin marine Permian strata are present. In the Eastern Montana Region, in Peru, in the Ganzo Azul oilfield, thick marine Lower Permian limestone strata were discovered by drilling. The Lower Permian marine rocks described by KÜMMEL (1950), were also from the Northern Colla-Colla Region, in Peru. The wide Permian belt includes the long, narrow strip of late Paleozoic limestones, extending between the regions of the Pachytéia River and the

Pongo de Mainique. The Permian limestones generally underlie the Cretaceous strata of Agua Caliente.

In Eastern Ecuador, the upper section of the "Macuma Beds" may also represent the Lower Permian.

The Lower Permian marine limestone beds appear to have been deposited together with the Upper Carboniferous rocks in a continuous geosyncline, extending southward from Venezuela through the Eastern Andean Colombia, Ecuador and Peru to northeastern Bolivia.

However, certain divergences in the literature, concerning the definition of the Pennsylvanian and the Lower Permian strata, have to be pointed out. For instance, DUNBAR and NEWELL (1946) put the whole series of dark limestones found in the regions of the Titicaca Lake and Cochabamba, which contain *Spirifer condor* and *Productus* fauna, into the Lower Permian (Wolfcampian of U. S. America), taking into consideration their *Fusulinas*.

On the other hand, several geologists have classified the same dark limestone strata as Middle Pennsylvanian, on account of their extensive macrofauna.

The fossil contents and the stratigraphy of the Subandean Pennsylvanian and Permian is recommended for urgent revision.

At the close of the Lower Permian the beginning of a strong orogeny put an end to the transgression of the late Paleozoic sea and the whole area of the Cordilleran and Subandean Geosyncline became land.

In the whole Andean zone a general emergence, an intensive volcanic activity and a strong erosion took place during the Upper Permian era. Evidently, in the north, the former Cordilleran seaway was interrupted by land from the Middle Permian until at least the beginning of the Lower Jurassic period.

Triassic

No marine Triassic rocks are known in the whole Amazonas Basin. In the entire area uplift, formation of land, igneous activity, renewing of old faults and formation of new ones, as well as a strong erosion took place during this period.

Several morphological evidences seem to prove that during the Triassic the hydrographic gradient had an east-west inclination. Elevations caused by the late Carboniferous upheaval are to be assumed with some probability in the east, in the area of the present Atlantic. The continued emergence during the Triassic age probably contributed to the increase of a barrier which separated the Parnaiba Basin from the Amazonas Trough.

New faults and elongated fractures were possibly formed during this period due to the stress effects of the rising Guyana and Brazilian Shields. Along the elongated fault-planes and fractures generally trending SW—NE, basic igneous rocks intruded into the Paleozoic beds and later violent extrusions also took place covering the eroded and peneplained surface with lava flows.

In the Subandean Upper Amazonas Basin, the former subandean late paleozoic geosynclinal zone was equally land during the Early and Middle Triassic period. No Lower and Middle Triassic marine depositions are known in Eastern Peru, Ecuador and in Bolivia.

In the south, the nearest Upper Triassic marine rocks occur in Peru, in the Acrotambo Region, and near Huanuco, where the fossiliferous shale-limestone series of Norian and Rhaetian age occur.

In the north, the nearest Upper Triassic (Norian-Rhaetian) marine rocks are known in the Colombian Eastern Cordillera. The "Giron Formation" which has a similar development in Peru, indicates that the marine transgression advanced from the west or from the Pacific region and encroached north-eastward. Their deposits change rapidly from marine to purely continental.

In the British, Dutch and French Guyanas, as well as in Southern Venezuela, occur "Roraima Sandstones" with their associated diabasic igneous rocks (Dolerites), which are generally considered continental Triassic deposits lying unconformably over the Pre-Cambrian rocks.

Recently, ANDRADE RAMOS and OCTAVIO BARBOSA recognized the "Roraima Formation" also in Brazil, in the território do Rio Branco; however, they believe that the Lower Roraima Rocks represent the Lower Devonian, while the Upper Roraima Rocks may be Cretaceous.

In the south, in the Parnaíba Basin, the "Motuca Formation" composed of continental sandstone beds and red shales with limestone and gypsum, probably represent the Triassic (see KEGEL W. 1957). However, no definite marine Triassic rocks are known in this area until now.

Jurassic

Marine Lower Jurassic rocks and brackish to fresh water Middle and Upper Jurassic rocks are only known in the Subandean Upper Amazonas Zone, while in the Amazonas Trough in Brazil the Jurassic strata are entirely absent. Land conditions prevailed for a long time in this area similar to those of the Triassic.

The relatively simple structural conditions of the Middle and Lower Amazonas Trough, still reflect the influence of the surrounding Shield areas. During this period no folds, but only faults were formed. Due to stress effects caused by the epeirogenic movements of the Guyana and Brazilian Shields, faults were formed anew chiefly trending SSE—NNE or S—N. Diabase intrusions and Basaltic extrusions also took place as during the Triassic. It is possible that the Monte Alegre Dome was formed continuously from the Triassic to the Jurassic period.

Very strong erosion took place during the Jurassic in the whole Amazonas Trough and enormous amounts of clastics were transported westward by the ancient rivers. Based on the recognizable ancient morphological features, one can presume that the whole area was drained by a river system sloping westward, taking into consideration that the deepest embayment was on the Pacific side, where the Cordillera Geosyncline was already overflooded by the Lower Jurassic sea.

At the same time, on the Atlantic side, there still existed high mountains, which were much more elevated at the end of Paleozoic age, probably extending also into a considerable part of the area of the present-day Atlantic sea.

The Subandean Western Zone of the Upper Amazonas suffered a strong submersion in the Early Jurassic period, but during the late Jurassic period the orogenic uplift commenced.

In the northeastern zone of the Subandean seaway the Triassic denudation phase was followed by the transgression of the Lower Jurassic sea. The Liassic (Sinemurian) "Santiago Formation", which occurs in the Cutucu Mountains in Eastern Ecuador, consists of limestones with bituminous shale interbeddings, about 2000 *m* thick. According to its Ammonites facies (Arietites), it shows close affinities to the Colombian Liassic occurrences in the El Banco area, indicating that the marine transgression advanced from the north.

On the other hand, in the Contamana Region, in Eastern Peru, no marine Lower Jurassic (Liassic) sediments are known. The marine transgression, seems to have reached only as far as the Utubamba Region in North Peru.

The Middle and Upper Jurassic "Chapiza Formation" occurring in the Cutucu Mountains, in Eastern Ecuador, marks the period of a retiring sea, followed by a period of continental flysch-like sedimentation with temporary volcanic activity toward the end of the Jurassic period. The "Chapiza Formation", about 3000 *m* thick, overlies the "Santiago Formation" with angular unconformity. The latter contains evaporites (anhydrite and salt) and also pyroclastics (tuffs and tuff-breccias).

In the Contamana Region, in Eastern Peru, only the Middle to Upper Jurassic "Sarayaquillo Formation" is developed. It is a typical continental "red bed formation", consisting of crossbedded sandstones and evaporites, penetrated by basic porphyry intrusions. It is correlative with the "Chapiza Formation" of Eastern Ecuador and the Jurassic part of the "Giron Formation", of Colombia.

The "Sarayaquillo Formation" indicates that the Contamana Region represents the eastern marginal zone of the Andean Jurassic seaway, as the source of its sediments was apparently the Brazilian Shield to the east.

The question arises whether the evaporites of the "Sarayaquillo Formation" in Eastern Peru, have any genetic affinities with the Pennsylvanian "Nova Olinda evaporites" of the Amazonas Trough. In the Huallaga Region, in Eastern Peru, diapiric salt domes occur in the Jurassic "Sarayaquillo Formation". According to RASSMUSS J. and GERTH H., these salt domes are probably secondary formations, and the source of the evaporites was perhaps the underlying Pennsylvanian estuarine rocks.

During the Middle and Upper Jurassic periods, considerable orogenic movements must have been taking place in the Central Andes Region, raising a barrier which prevented the direct advance of the Upper Jurassic sea from the Pacific into the area of Eastern Ecuador and Eastern Peru. According to TSCHOPP, this barrier must have been developed along the Andean trends, as the facies zones in the subsequent Cretaceous period are distinctly caused by a north-south line.

The beginning of the "Nevada Orogeny" may also be well proved by the variety and facies change of the above mentioned Jurassic strata.

The Pre-Cretaceous substratum has been affected by Paleozoic and Jurassic folding along the north-south trends of the ancient Andes in Eastern Ecuador and in Eastern Peru, as evidenced by overlaps and angular unconformities at the base of the Pennsylvanian, of the Middle to Upper Jurassic and of the Cretaceous.

Cretaceous

The greatest part of the Amazonas Trough in Brazil was land during the Early Cretaceous period, where strong erosion, peneplanation took place continuously. Nevertheless, in the Late Cretaceous an increased continental sedimentation commenced in isolated lakes along the ancient valleys. The "Itauajari Formation" in the Monte Alegre Region, as well as the "Sucunduri Formation" encountered in deep wells, suggest fresh water conditions of sedimentation.

However, in the eastern part of the Lower Amazonas area, in the delta and mouth region of the Amazonas River, the strong submersion continued in echelon faults, trending N—S. The subsurface features of the Marajó Graben, indicated by reflexion-seismic and gravimetric surveys and by several deep exploration wells, suggest that the disintegration of the Lower Amazonas land-belt toward the Atlantic Ocean probably began some time at the end of the Late Jurassic or at the Early Cretaceous.

The Marajó Graben is filled with sediments more than 4000 *m* thick, which include Upper Cretaceous and Old Tertiary marine sediments, however, the existence of Diabase intrusions also suggests the possible presence of Jurassic rocks.

It can be presumed that the Marajó Graben, as well as other contemporaneous Graben areas along the Atlantic side, all belong to the same extensive Graben-system, which was also responsible for the formation of the present-day Atlantic embayment due to the continued submergence of the eastern part of the Brazilian Shield.

Presumably, during the late Cretaceous, the ancient watershed in the Amazonas Trough was still near the Atlantic side, close to the Gurupa Arch.

During the Cretaceous period the emerged Amazonas Trough was separated from the much deeper Maranhão-Piauí Basin by a barrier where also marine Cretaceous strata occur.

In the Subandean Upper Amazonas area, a new general advance of the sea began in the early Cretaceous period. However, the encroachment of the sea did not take place from the west, directly from the Pacific, but from the north, along the present-day Eastern Andes, from the Venezuelan and Colombian huge geosyncline, the eastern edge or shore-line of each, respectively, bordered the ancient rocks of the Guyana Shield.

The base of the transgressive Early Cretaceous sequence, is a sandstone of dune type and of partly cross bedded littoral to fluvial facies. The Neocomian to Aptian "Hollin Formation" in Eastern Ecuador, the "Cushabatay Member" of the "Oriente Formation" in Eastern Peru

and the "Capuana Strata" of the "Lower M \acute{o} a Formation" in West-Brazilian Acre, all represent the above mentioned lowest Cretaceous strata in the Subandean Amazonas Area.

They are followed by the Albian limestone and glauconite sandstones, showing chiefly marine conditions. The Albian to Coniacian "Napo Formation" in Eastern Ecuador, the Albian to Turonian "Chonta Formation" in the Acre Territory, are representative of the Albian transgression in this area.

In the Late Cretaceous period the sea began to regress, and brackish to fresh water sediments were deposited. These form the "Tena Formation" in Eastern Ecuador, the Senonian "Vivian Formation" in the Acre Territory, as well as the Maestrichtian "Cachiyacu Formation" in the Contamana Region and the probable Danian "Rio Acre Formation" in Acre.

Indeed, the Cretaceous rocks of the Subandean Western Upper Amazonas Area are closely related on account of their transgressive and regressive position on the edge of the Cretaceous Geosyncline. The sea encroached upon some places of this area three or four times.

The "Gushabatay Member", the "Hollin Sandstone" and the "M \acute{o} a Sandstone" show that the transgression of the Early Cretaceous sea began in this area with depositions of coarse sand originating from the West Brazilian Shield. These sediments were deposited over a peneplaned surface in a littoral fluvial environment.

Undoubtedly, during the antecedent late Jurassic period and the earliest Cretaceous, a strong orogenic movement took place. Due to this movement, an enormous subsequent denudation is to be assumed, because only thus one can explain how the Cretaceous "Oriente Formation" and the "M \acute{o} a Formation" could overlap rocks of different ages, such as the Jurassic and Permian, in the Pachyt \acute{e} a Region, the Ordovician "Contaya Formation" in the Contaya Region, and the Carboniferous Pennsylvanian Rocks on the M \acute{o} a Mountains in Acre.

The Aptian sea spread widely throughout the Cordilleras and reached east of the Cushabatay Mountains, depositing the "Esperanza Member" of the "Oriente Formation". A shore facies of this transgression is represented by the "Aguanuya Member" in the Cushabatay Mountains and the "Raya Member" in the Contamana Mountains. This eastward transgression of the Aptian sea may have extended into the Acre Territory through an embayment south of the Contamana and the Contaya Mountains.

In Northern Peru and Eastern Ecuador the Aptian sea deposited limestones and shales. Undoubtedly, the Eastern Geosyncline in Peru was connected with the Colombian Geosyncline through Eastern Ecuador during the Aptian and Turonian periods.

Probably in the late Aptian period the sea receded from the Contamana Region with the deposition of the upper "Raya Member" and the "Paco Member", which are followed by the deposition of the "Agua Caliente Sandstone".

The Albian sea transgressed into the Contamana Region, depositing marine shales and sandstones. A marine embayment may have existed south of the Contamana and Contaya Mountains, in Western Brazil (Terri-

tory Acre). In the north, the Albian sea spread over the area of Pongo do Manseriche and Eastern Ecuador.

At the close of the Albian period the sea regressed into the Contamana and Acre Region, depositing the "Huaya Sandstone and shale". At the same time, westward, in the axial zone of the Geosyncline, black bituminous "Carahuacra Shales" were deposited (see WEAVER 1942).

During the Aptian and Turonian ages, the sea transgressed again. The fossiliferous "Chonta Formation" consisting of calcareous siltstones and limestones, is developed along the Contamana Region, Contaya Mountains and Acre (The "Rio Azul Formation"), as well as in the Cushabatay, Pachiteia Regions and in Eastern Ecuador. (The "Napo Formation".)

The marine Coniacian spreads widely over Eastern Peru. In the Santa Clara Region it is represented by the "Chonta Formation", and it is equally developed in the Acre Territory by the upper sequence of the "Rio Azul Formation".

In Eastern Ecuador, on the contrary, the Coniacian is no longer developed, suggesting that during this period the Eastern Peruvian Geosyncline had become separated from the Colombian Geosyncline to the north.

At the close of the Coniacian the sea regressed from the Contamana Region northwest toward the Amotape Mountains, where Middle and Upper Senonian marine sediments were deposited. The receding Coniacian sea deposited the "Vivian Formation" in the Contamana Region, and the "Divisor Formation" in the West-Brazilian Acre, which may be considered a regressive littoral deposit.

In the Middle Senonian period, the sea encroached once more, spreading into the Contamana Region and into the Pachytéia and Perené Regions, depositing the "Cachiyacu Formation". In the Acre Territory occurs the Upper Cretaceous "Rio Acre Formation", which is equally a typical marine to brackish regressive sediment, correlative with the "Cachiyacu Formation". In El Oriente, in Ecuador, the lower section of the "Tena Formation" represents the regressive Upper Cretaceous.

The general emergence due to the advanced Laramic Orogeny in the Andes, caused the withdrawal of the Upper Cretaceous sea in this part of the Subandean Upper Amazonas Area.

The average thickness of the Cretaceous sequence is about 1100 *m* in Eastern Ecuador, about 2500 *m* in the Peruvian Contamana Region, and about 1350 *m* in the Acre Territory in West Brazil.

The transgression of the Lower Cretaceous sea and the advance of the Middle Cretaceous sea took place from the north, along the Preandean Geosyncline. Equally, the shortlived Middle Cretaceous retreat, and the Upper Cretaceous regression took place towards the north.

It is noteworthy that the fossil fauna of Cretaceous beds in the Subandean Geosyncline, in Colombia, Ecuador and Peru, generally show closer affinities to the European and North African fauna than to those of North America.

The Subandean Cretaceous Geosyncline was not a simple trough or embayment of sedimentation everywhere, but in some places was divided into smaller basins by ridges.

The important question of how far to the east the Cretaceous seas have spread into the cratonic part of the Upper Amazonas Basin, and where the eastern margin of the Geosyncline was, has still to be elucidated by drilling operations. It is possible that the epicontinental Cretaceous geosyncline extended also southward along the western margin of the Brazilian Shield, reaching as far as the Beni and Caupolican Region in northwestern Bolivia, where probably the light gray "Bala Sandstone" represents the Cretaceous.

Tertiary

During the Tertiary the whole Middle Amazonas, and the western part of the Lower Amazonas Trough was continuously uplifted. Only in the mouth and delta regions of the Amazonas River, in the Marajó Graben, Eocene, Oligocene and Miocene marine sediments were found in deep wells. Superficial Miocene and Pliocene marine sediments (Pirabas Formation) only occur along the Atlantic coast and in the States of Pará, Maranhão and Piauí.

The greatest part of the Amazonas Trough is covered entirely by the continental clastics of the "Barreiras Formation" which are generally horizontal or show only slight local displacements. The superficial outcrops of this formation appear to be largely from the Upper Miocene to Pliocene age. In the subsurface the Tertiary strata, found by drilling operations in the "Alter do Chão Formation" consist of coarse clastic fluvial deposits.

According to the conception of KATZER F. (1903), during the Tertiary, the rivers flowed towards the Pacific side producing a powerful erosion and depositing thick sediments in the western part of the Upper Amazonas Trough, where the "Pebas Formation" of mixed fresh water to brackish and marine facies, was deposited. As the Andes continued their ascent in the late Tertiary period, the dammed waters forced a drainage towards the Atlantic, reversing the course of the ancient Amazonas River system. However, KATZER's above conception has to be somewhat modified, considering that the former barrier, closing the exit to the Atlantic, did not exist any longer during the Tertiary period. The recent seismic and gravimetric surveys and several exploration wells have proved the existence of a submerged Graben on the Atlantic side, filled with Cretaceous, Eocene, Oligocene and Miocene brackish to marine sediments, over 4000 m thick, which indicate a very rapid sedimentation (Marajó Graben).

All these features give evidence that during the Cretaceous and Early Tertiary period a powerful erosion and drainage also took place towards the Atlantic side, taking into consideration the westward widening valley system and other morphological evidence.

Indeed, at the close of the Tertiary period, during the second Andean Orogeny due to the strong uplift of the Subandean Zone, the rivers reversed their course to the Atlantic leaving the former watershed (lying in the east) in the Amazonas Trough.

In the Subandean Upper Amazonas area a very thick, brackish to fresh water Tertiary sequence occurs over large areas.

The change from Cretaceous to Early Tertiary is marked in the Eastern Ecuadorian and Eastern Peruvian parts of the geosyncline by a distinct change from open sea environment to an estuarine and lacustrine one.

The Tertiary in Eastern Ecuador and Eastern Peru comprises a series of fine to coarse elastic sediments of brackish to fresh water facies about 4000 *m* thick. They consist chiefly of red shales with interbedded units of sandstone, siltstone and few limestones. These rocks, which have been previously referred to as "Red Beds" or "Puca Formation", and recently as "Contamana Group", persist from the Upper Magdalena Valley through the Subandean Colombia and Ecuador to the Montana Region in Eastern Peru. These "Red Beds" also occur in Western Brazil, in the Acre Territory, where they are named "Cruzeiro Red Bed Formation" by OPPENHEIM V. They are, however, apparently very thin in this region.

The above-mentioned "Red Beds" including sediments of Paleocene-Middle Miocene age, are the following:

The Eocene-Oligocene "Tiyuyacu and Chalcana Formation" in the north-eastern part of Eastern Ecuador, and the contemporaneous "Cuzutca and Lower to Middle Pastaza Formation" which overlies with slight unconformity the Upper Cretaceous to Paleocene "Tena Formation".

The Eocene-Oligocene "Huchpayacu Formation" in northeastern Peru apparently overlies conformably the Upper Cretaceous "Cachiuacu Formation", while according to OPPENHEIM V. the Early Tertiary "Cruzeiro Red Beds" in the Acre Territory rest unconformably upon the Cretaceous "Rio Acre Formation".

Towards the close of the Miocene period the whole Subandean Geosyncline was affected by strong folding, faulting and uplift. This diastrophism took place during the "Incaic Orogeny", which has affected the whole Andes and Subandean area of Colombia, Ecuador, Peru and Bolivia.

The broad folding of the Contamana Region produced high anticlinal hills, extending well into the Serra de M \acute{o} a and Serra de Divisor, in Acre (Western Brazil). The folding pressure came from the west and was directed against the Brazilian Shield.

The Late Miocene to Early Pliocene "Chambira Formation" in north-eastern Ecuador, as well as the correlative "Ucuyali Formation" in north-eastern Peru and the "Peba Formation" in the Acre Territory, the last two, both of similar late Tertiary age, overlie unconformably the older Miocene strata.

The Miocene "Incan Orogeny" was followed by the "Quichua Orogeny", which gave birth to the present structure of the Andes and of the Subandean Zone. During these orogenies, a renewed folding followed a period of extremely rapid denudation in the Subandean Amazonas area. In the Contamana Region, in some places, sediments about 5000 *m* thick must have been removed and the Ucuyali Peneplane was formed. This peneplane is overlain by the flat-lying Pliocene "Ucuyali Formation".

Equally, in the East Ecuadorian Subandean Upper Amazonas area, after the deposition of the Pliocene "Rotuno Formation", the whole region underwent rapid denudation and up to 4000 *m* of sediments were removed. Over the uneven surface, thick "Mesa fan deposits" were spread across the western half of Eastern Ecuador.

According to TSCHOPP, the assymmetric ridges of the "Yasuni-Lorocachi Trend" in the northwestern Upper Amazonas area, have not been formed by tangential folding, but rather by faults which reach the Pre-Cretaceous basement.

In the Acre Territory, the undivided Pliocene "Barreiras Formation" apparently overlies with slight unconformity the older "Pebas Formation".

Quaternary

Due to the continued Subandean upheaval, caused by the "Quichua Orogeny" of the Andes during the Pliocene and early Quaternary, the Upper Amazonas Area was uplifted and tilted gradually to the east. This feature resulted in a forced reversal of the course of the Amazonas River towards the Atlantic. The Amazonas and its tributaries have accomplished immense erosion and deposition activity during the Quaternary.

The detritus from the newly uplifted areas was spread over the whole Basin, to form the blanket of fluvial and subaerial argillites, sands, sandstones, silts, and conglomerates, which constitute the Pleistocene "terra firme" and the recent "Varzeas".

The area of the Marajó Graben and the Amazonas Delta is covered by recent formations. Most of the islands of the region of the Amazonas mouth are formed by Alluvium terraces and are subject to constant erosion. In the exploration wells of the Marajó Graben the thickness of the Quaternary rocks was about 250 *m*.

In the Upper Amazonas area, in the subandean and foreland regions of Ecuador, thick volcanic and fluvial fan deposits spread from the eastern ranges of the Andes over Oriente, covering the older formations over wide areas. These fan deposits form various terrace levels.

The various Mesa levels between 1460 *m* and 450 *m* above sea level were brought about by periodic rejuvenation and subsequent changes of the drainage. It is probable, that the periodic epeirogenic tilt of the Andes was responsible for the various Mesa levels. The average thickness of the quaternary rocks is about 100 *m* in the eastern low-lands of Eastern Ecuador.

In the south, in the foreland regions of Eastern Peru and Western Brazil (Acre), the Quaternary deposits are also well developed. They consist mostly of essentially coarsely clastic continental sediments which form fans, terraces, mesas and cuestas.

The broad alluvial plains of the meandering Amazonas tributaries are covered by flat-lying Pleistocene and Recent rocks, consisting of argillaceous, sandy and conglomeratic sediments.

IV. Tectonic Evolution of the Amazonas Basin

IV/1. The Amazonas Trough in Brazil

The fundamental elements of structural events of the Amazonas Trough were determined by DERBY O., KATZER F., SMITH H., CHANDLESS F. E., MOURA P. de, OLIVEIRA I. A. de, and recently by MORALES L. G., who summarized the results of recent geological surveys carried out by Petrobrás from 1954 to 1959.

In general, the Amazonas Trough in Brazil was regarded as an ancient "Geosyncline" of long persistence, which was first submerged after the Early Cambrian, and secondly during the Upper Carboniferous. Nevertheless, in the strict sense of the word, from the tectonic point of view, this definition has to be modified, considering that this area represents a Cratogenic Intershield Trough, the sediments of which were never affected by any compressional folding. The whole area is characterized by faultings of different geologic age.

According to the author's conception, the Lower and Middle Amazonas Trough represents an extended Graben-Complex, which separates the formerly coherent Guyana and Brazilian Shields.

Since the central part of the lowlands is covered by flat-lying Cretaceous Tertiary and Quaternary deposits, the structural interpretation of the subsurface is revealed chiefly by geophysical surveys and drilling operations. Until the end of 1959, Petrobrás drilled about 98 deep wells in the Amazonas Area, which greatly contributed to its geological knowledge.

Based on seismic refraction work and drilling results, MORALES L. G. described three regional Arches indicating ridges which possibly joined the Guyana and Brazilian Shield.

1. The Iquitos Divide in the Upper Amazonas Trough is the westernmost N—S trending arch, evidenced by seismic refraction and gravity meter surveys.

2. The Purus Arch—The existence of this barrier has been proved by drilling operations at Coari, Labrea, Três Bocas and Tapaná. No Silurian and Devonian rocks were found below the Upper Carboniferous limestones, which overlie directly the Pre-Silurian basement.

3. The Gurupa Arch is the easternmost regional barrier, which separates the Marajó Graben from the Middle Amazonas Trough. The eastern flank of this divide suffered a fault displacement of about 2000 *m*.

MORALES believed that all the three above mentioned arches had their genesis during the Lower Devonian uplift, which continued throughout the Paleozoic. He explains the formation of the Nova Olinda Evaporite sea closed on both sides to the East and West during the Upper Carboniferous by the further upsurge of the Purus and Gurupa Arches.

The existence of Fault structures was proved by surface surveys carried out in the tributary valleys on the flanks of both shields, in the north and in the south, respectively. The Paleozoic rocks have a general west-east strike and dip 1° to 3° south or southwest at the northern border of the Guyana Shield. The regional structure seems to be simpler in the northern belt than in the southern belt, where irregular strikes and frequent faults with increased dips have been observed (Tapajós Valley).

However, the relatively simple tectonic structure shows some complications in some places. Stronger disturbance of the beds could be observed especially near the SW—NE trending faults, which are often associated with Diabase intrusions and basaltic extrusions.

One of the most interesting local structures is the "Monte Alegre Dome", described first by KATZER F., which was formed due to an uplift caused by a considerable igneous intrusion and extrusion. It is a typical Pierced Fault Block structure.

The reflexion seismic surveys indicate structural heights at several places in the subsurface of the trough's interior. One of such structural features is the Fault Block Structure at Nova Olinda 9 km long, 3 km wide trending N—S (having a closure of 60 km), in which the first oil well, the No. 1 Az, was drilled in 1954.

The dominating major faults trending SW—NE have been formed repeatedly since the early Paleozoic and have been renewed during the Mesozoic and Tertiary times.

The geomorphology of the northeast-flowing rivers such as the Purus, Madeira, Tapajós, allow us to suppose that the east—west trending trough has been complicated by several of such cross faults trending SW—NE, contributing probably to the formation of fault blocks.

According to the author's conception it is quite possible that also the above-mentioned major Arches are related to fault block systems.

During the Mesozoics, the elongated and revived faults trending SW—NE and S—N have also probably created fault blocks which are often associated with diabase intrusions and basalt extrusions.

According to the older literature one can consider that there may exist three different principal fault trends in the Lower and Middle Amazonas Trough.

It is remarkable that the oldest major faults have a SW—NE trend, running parallel with the general strike direction of the Pre-Cambrian rocks of the Brazilian Shield.

The younger faults trending W—E are parallel to the axis of the present-day Amazonas Valley, while the faults trending SE—NW were probably formed during the Andean Orogeny in the Tertiary. The parallel NW—SE course of the northern tributaries of epigenetic character are indicative of the possible existence of the later fault-direction.

The easternmost part of the Lower Amazonas, the Marajó Graben, in the region of its mouth, represents a lowland belt, where the seismic and magnetic surveys have indicated the existence of a system of "Échelon-faults" generally trending in a SSW—NNE direction.

Several deep wells drilled by Petrobrás proved that the thickness of the Upper-Cretaceous and Tertiary sediments of the Marajó Graben exceed 4000 m. It is noteworthy that in the area of the Marajó Graben no Paleozoic rocks, such as Silurian, Devonian and Carboniferous sediments have been found.

The most important tectonic events of the Amazonas Trough in Brazil can be resumed as follows:

The primordial Amazonas Trough was formed at the end of the Cambrian due to a strong subsidence, which created a Rift Valley trending

SW—NE in the Pre-Cambrian Shield not yet divided. This first trough was probably running from the up-to-date NE Region of the Bolivian Rio Beni to the Atlantic side of the Amazonas Basin.

The absence of Devonian rocks in the northern part of the Upper Amazonas Trough, westward from the Purus Arch, can be explained by the epeirogenic uplift, beginning in the Devonian, caused by the "Acadian Disturbance". Later, the uplifted area became larger and larger due to the continued upheaval up to the Upper Carboniferous period (Pennsylvanian), so that at the end of Devonian land was formed by the withdrawal of the sea in the entire Amazonas Trough. The hiatus of the Lower Carboniferous Mississippian rocks is the most important evidence of this conception.

The second principal immersion of the Amazonas Trough occurred in the Upper Carboniferous along an axis line trending W—E, evidenced by the Middle Pennsylvanian marine transgression. The sea encroached from the Pacific, overflowing the major part of the Amazonas Trough to the Atlantic.

The late Paleozoic "Appalachian Disturbance" must have already begun at the close of the Middle Pennsylvanian. The thick evaporites of the "Nova Olinda Formation" suggest a quick withdrawal of the sea in the Middle Amazonas Trough. ¹⁾

The absence of Permian, Triassic and Jurassic sediments, the formation of faults trending SW—NE, associated with diabase intrusions and the basaltic lava flows, as well as the manifestation of a strong erosion, are the

¹⁾ Remark: It is still unknown whether the evaporites of Amazonas Trough form part of the normal stratigraphic sequence in the whole extension of the closed Upper Carboniferous Basin, or whether they are in some places already accumulated into masses.

Considering the enormous extension and the great thickness of the salt rocks it seems to be rather unlikely that salt domes should be totally missing in the whole Amazonas Trough.

According to the drilling results, the thickness of the evaporites show significant differences also over small distances. For instance the thickness of evaporites was found in the Wells Nova Olinda No. 1. 1213 *m*, in the Nova Olinda No. 2. 1448 *m*, in Cupari No. 1. 635 *m*, in Abacaxi No. 1. 1545 *m*.

It is well possible that the evaporites already have been mobilized beneath some places, where the pressure of overlying sediments was reduced due to erosion or to structural weakness, caused by faulting. Under such conditions, also in the Amazonas Trough salt could have been accumulated. Although piercement domes have not yet been formed, they may have given rise to buried elevated ridges along the major northeast trending post-Paleozoic faults.

The basic igneous rocks which overlie the evaporite-sequence, where extruded from similar fault systems, which resulted from tensional forces created by the uplift of the Guayana and Brazilian Shields.

The detection of probably existing salt-structures of the Amazonas Basin would be of great economic importance, not only for salt-mining, but also for petroleum-exploration.

The discovery of salt ridges or other salt structures could give new prospects to the oil-exploration. Large elevated fault-blocks could indicate, where the reservoirs of the Monte Alegre and Curua Formations might contain oil traps.

In any case, it is recommended to take into consideration the possibility of salt-structures and associated fault-block structures with view to the future petroleum prospection of Amazonas Basin.

best evidences that, due to the general emergence, the whole Amazonas Trough in Brazil became land at the close of the Carboniferous.

During the Cretaceous and Tertiary, new faults trending E—W and SE—NW originated, and old fault planes were reactivated due to the Andean Orogeny.

Conclusions regarding the Origin of the Amazonas Trough in Brazil

According to the above mentioned evidences, the present-day Amazonas Trough in Brazil was created by the formation of three different embayments of different geological age, namely:

1. Based on results of recent drilling operations performed by Petrobrás, one can assume the existence of an ancient primitiv Pre-Silurian Embayment, which extended only in the Upper Amazonas Area between the Andean Zone and the Purus Arch.

2. The presumable Early Paleozoic (Silurian & Devonian) primordial Trough trending southwest—northeast, parallel to Rio Madeira, running from the NE region of the Bolivian Rio Beni to the Atlantic side.

3. The Late Paleozoic (Pennsylvanian) embayment trending West—East, extending from the Maranhão and Andean Zone eastward into the major part of the whole Amazonas Trough, along the main axial trend of the present-day Amazonas Valley.

In the southern belt, at 58° W Longitude, the outcropping border of the Pre-Cambrian Shield begins to plunge southwestward parallel to the Valley of Rio Madeira, into the region of Rio Beni, near the Bolivian frontier; hereby, the sedimentary basin becomes assymetric, as the Pre-Cambrian border axis trending East—West runs southwestward.

However, the hypothetical Silurian-Devonian Trough appears to become narrow southwestward, and has not reached the Subandean Upper Amazonas Area to the west, considering that west of the Purus Arch the Silurian and Devonian rocks are absent, as far as Eastern Ecuador and the region of Contamana in East Peru.

According to evidences of both lithologic and biologic facies, the transgression of the typically "austral" Silurian and Devonian Sea probably advanced from the southwest, from Northeastern Bolivia, or from South-eastern Paraguay. Nevertheless, the supposed Silurian-Devonian Trough becomes much narrower in the South, because in the regions of Rio Beni and Madre de Dios, the West Brazilian Arch appears to extend also along the Eastern Cordillera, forming the eastern margin of the Subandean Geosynclinal belt. In general this West-Brazilian Arch is covered by Tertiary and also partly by Cretaceous sediments.

In the Middle Amazonas Trough the Silurian & Devonian basin becomes wider, but it extends only as far as the Gurupa Arch. It is notable that on the Atlantic side the Silurian-Devonian Trough becomes again very narrow, considering that in the Marajó Graben the deep wells drilled by Petrobrás did not find any more Silurian and Devonian rocks.

According to the discussed features the primordial Silurian-Devonian Amazonas Trough represents an elongated Rift Valley as compared to the Upper Carboniferous Amazonas Trough, which formed a wider basin.

IV/2. Tectonic events in the Subandean Amazonas Area

The long-drawn Subandean Geosyncline, which trends more or less parallel to the present-day Andes, seems to be somewhat older than the Middle and Lower Amazonas Trough, as it has been already established before the Ordovician period. The Middle Ordovician Graptolite Shales were deposited in a continuous seaway from Southern Bolivia to Northeastern Peru, and thence northward to Colombia.

The earliest orogeny belongs possibly to the Caledonian or Pre-Devonian folding period (Taconian or younger phase), which affected the Lower Paleozoic rocks of the Contaya area.

During the Silurian and Devonian periods, when the Middle Amazonas Trough was flooded by the sea, the Preandean seaway in the Upper Amazonas area was interrupted by land. The absence of known Silurian and Devonian marine rocks in the Montana Region (in Peru) and in Eastern Ecuador, suggests that a strong regional orogeny and uplift occurred here, during this period. The uplift of the Pre-Cambrian Shield in Northwestern Acre (Môa and Dividor Mts.), probably occurred simultaneously. This strong regional disturbance probably took place due to the "Acadian Orogeny".

The above-mentioned interruption of the Subandean sea due to this strong uplift during the Early Paleozoic period is also well manifested by the present morphological frame of the South American Continent, as the most prominent western part of the continent ranges in the latitude of a connecting line between the Guayaquil Gulf and the Amazonas axis.

A new submergence and transgression of the sea in this part of the Subandean sea first took place in the Middle Pennsylvanian period. The end of the Paleozoic period was marked by a strong orogeny and formation of land, as well as by a subsequent denudation during the Upper Permian and Early Triassic periods. The manifestations of this disturbance were observed especially in the Sira Mountains, and in the Region of the Rio Urubamba. It probably represents the "Young Paleozoic" or "Appalachian Revolution", most likely in the form of a block-faulting.

The Late Triassic sea extended only in the zone of the present Central Cordillera of Northern Peru.

The next new transgression in the Subandean Zone began only in the Early Jurassic period. However, in the Late Jurassic a new uplift and regression of the sea occurred again, with subsequent formation of land and a strong denudation.

There are many evidences which show that the Upper Jurassic strata were folded in the Region of the Rio Cushabatay, as the "Rayo Well No. 1", at the northern slope of the Contamana Hills showed unconformity between the Kimmeridgian-Portlandian and the Lower Cretaceous strata. The folding was probably caused due to the "Nevadian Disturbance".

In the Early Cretaceous period occurred a new strong submergence and subsequent transgression of the sea. Thick Cretaceous sediments were deposited in an epicontinental basin at the western margin of the Brazilian continent.

During the Late Cretaceous a general emergence began again, causing intense tectonic disturbance, which provoked the subsequent withdrawal of the sea.

According to STEINMANN, the "Peruvian Folding" which is well established in the Central Andes at the end of the Cretaceous period, as well as the "Incaic Paroxysm" in the Early Tertiary (equivalent to the "Laramide Revolution") were of minor importance in the Subandean Upper Amazonas Area.

It is probable that in the area which includes the Ganso Azul and Northern Sira structures, and part of the Rio Urubamba Region, there was little folding of the Paleozoic strata previous to the Pliocene orogenic movements. In general, no major displacements occurred in these regions until the late Tertiary.

In the Tertiary period a strong folding occurred and the definitive withdrawal of the inland sea took place. The eastern margin of the Cordillera was overfolded and partly overthrust toward the east, to the newly emerged Brazilian Shield, especially in the northwestern part of the Acre.

Undoubtedly, the most decisive event in the tectogenesis of Eastern Peru is the surrounding active "Andean" or "Cuechua-Folding" lasting from the early to mid-pliocene period, which contributed greatly to the present morphological framework of the Subandean Upper Amazonas area. The final stage of this orogenic movement is probably still in progress.

In the Andes, during the same time, enormous masses were mobilized due to these orogenic movements. It is apparent that sedimentary groups all together moved over a deep-seated thrust plane, and were pushed up and overthrust against the Upper Amazonas foreland; forming from west to east a series of symmetrical and partly recumbent folds. During this most recent revolution the renewed West Brazilian Shield served as a massive resisting block, which is no longer affected by the folding.

References

- AHLFELD, F.: (1946) Geologia de Bolivia (with Geol. Map). La Plata. — Univ. Nac. Mus. Rev., n. s. t. 3. Sec. Geol. No. 19, pp. 5—370.
- AHLFELD, F.: (1956) Bolivia in JENKS, F. W.'s Handbook of South American Geology. — Geol. Soc. of America. Mem. 65.
- ALBUQUERQUE, R. de: (1922) Reconhecimentos geologicos no valle do Amazonas. — Serv. Geol. Min. Bol. no. 3. pp. 1—84. With map. Rio.
- ALBUQUERQUE, R. de & DEQUECH, V.: (1946) Contribuição para a geologia do Meio Norte Piaui e Maranhao. — Congr. Panam. Eng. Minas e Geol. Rio 1950.
- ALMEIDA FERNANDO, F. M. de: (1944) O Diastrofismo Taconico no Brasil. — An. Acad. Bras. Cien. t. 16 (2), pp. 125—135. Rio.
- ALMEIDA FERNANDO, F. M. de: (1954) Geologia do Centro-Leste Mato-Grossense. — Div. Geol. Min. Bol. 50. Rio.
- AMARAL, S. E.: (1955) Sedimentologia e Geologia das Camadas perfuradas no Região da Foz do Rio Amazonas. — Univ. Sao Paulo. Fac. Filos. Bol. 192, Geol. 12, pp 1—93.

- AMARAL SERGIO, E.: (1954) Nota sobre a serie das Barreiras no Vale de Rio Tapajos. — Bol. Soc. Brasil de Geologia. Vol. 3. no. 1, pp. 29—50. Sao Paulo.
- ANDERSON, J. L.: (1945) Petroleum Geology of Colombia. — Bull. A. A. P. G. Vol. 29. n. 8. Tulsa.
- BARBOSA, O.: (1948) Contribuição a geologia da regioao Brasil-Bolivia. — Min. e Metal. T. XIII. no. 77, pp. 271—278. Sao Paulo.
- BARBOSA, O.: (1952) Comparison between the Gondwana of Brasil, Bolivia and Argentina. — Congr. Geol. Intern. Alger. Symposium sur les Series de Gondwana. pp. 313—338.
- BENAVIDES, V.: (1956) Cretaceous System of Northern Peru. — Bull. Amer. Mus. Nat. Hist. Vol. 108, Art. 4, pp. 357—493.
- BELDING, HERBERT F.: (1955) Geological Development of the Colombian Andes. — Proc. Conf. on Latin-Amer. Geol., Univ. Texas. March. 1954.
- BERRY, E. W.: (1922) Carboniferous Plants from Peru. — Amer. Journ. Sci., 5th. ser. 3, pp. 189—194.
- BERRY, E. W.: (1922) Carboniferous Plants from Peru. — John Hopk. Univ. Stud. Geol. 4, pp. 9—44. Baltimore.
- BERRY, E. W.: (1937) Late Tertiary Plants from the Territory of Acre. — The John Hopkins Univ. Stud. in Geol. No. 12, pp. 81—90. Baltimore.
- BOETTGER, O.: (1878) Die Tertiaerfauna von Pebas am oberen Merañon. — Jahrb. d. k. k. Geol. R. A., Bd. XXVIII. H. 3, pp. 485—504. Wien.
- BRANNER, J. C.: (1901) Geology of the Northeast Coast of Brasil. — Bull. Geol. Soc. of Amer. Vol. 13, pp. 41—98. Rochester.
- BRANNER, J. C.: (1919) An outline of the Geology of Brasil. — Bull. Geol. Soc. of Amer. Vol. 30, pp. 189—328 (w. Geol. Map). New York.
- BRUET, C.: (1947) L'État actuel de nos connaissances géologiques sur la Haut Amazone de l'Ecuador. — C. R. Soc. Geol. France Nr. 4.
- BUCHER, W. H.: (1952) Geologic structure and orogenic history of Venezuela. — Geol. Soc. of Amer. Mem. 49. New York.
- BULMAN, O. M. B.: (1931) South-American Graptolithes. — Arkiv f. Zool. Vol. 22. Stockholm.
- CAMPBELL, D. F. with ALMEIDA, L. & SILVA, S. do O.: (1949) Relaterio preliminar sobre a geologia da Bacia de Marãnhao. — Cons. Nac. do Petroleo. Bol. 1. Rio.
- CARVALHO, P. F. de and OLIVEIRA, A. I. de: (1924) Estudos geologicos na fronteira com o Peru. (Rio Solimões. R. Javary etc.) — Serv. Geol. Min. Bol. n. 8. Rio.
- CARVALHO, P. F. de and OLIVEIRA, A. I. de: (1926) Reconhecimentos geologicos na região entre os Rios Abacaxis e Tapajos. — Serv. Geol. Min. Bol. n. 15. Rio.
- CASTER, K. E.: (1939) A Devonian fauna from Colombia. — Bull. Amer. Pal. Vol. 24, pp. 1—128. Ithaca.
- CASTER, K. E.: (1942) The age and correlation of Colombian Devonian strata. — Proceedings. Eighth Amer. Sci. Congr. pp. 27—67.
- CASTER, K. E.: (1947) Expedicao geologica em Goias e Mato Grosso. — Min. e Met. Vol. 12, n. 69. Rio.
- CASTER, K. E.: (1952) Stratigraphic and paleontologic data relevant to problem of Afro-American ligation during Paleozoic. — Bull. Amer. Mus. Nat. Hist. Vol. 99, pp. 105—152. New York.
- CASTER, K. E. & HUGH DRESSER: (1954) Contribution to knowledge of the Brazilian Paleozoic. No. I. A. Introductory Survey of the Brazilian Carboniferous. No. I. B. Notes on some Brachiopods from the Itaituba Formation of the Tapajos River. — Bull. Amer. Paleont. Vol. 35, Nr. 149, pp. 1—84.
- CHANDLESS, W.: (1866) Notes on the River Aquiry, the principal affluent of the River Purus. — Roy. Geogr. Soc. London, Journ. v. 36, pp. 119—128 (w. map).
- CHANDLESS, W.: (1866) Ascent of the River Purus. — Roy. Geogr. Soc. London, Journ. v. 36, pp. 86—128 (w. map).
- CHANDLESS, W.: (1869) Notes of a journey up the River Jurua. — Roy. Geogr. Soc. London. Journ. v. 39, pp. 296—311 (w. map).
- CHANDLESS, W.: (1870) Notes of the Rivers Maue-assu, Abacaxis, and Cainuma, Amazonas. — Roy. Geogr. Soc. London, Journ. v. 40, pp. 419—432.
- CHASE, P. W.: (1933) The geology along the Perene and Tambo Rivers in Eastern Peru. — Journ. Geol. Vol. 41.
- CLARKE, J. M.: (1896) As Trilobitas de grez de Ereré e Maccuru. — Mus. Nac. Rio. Rev. Vol. I.

- CLARKE, J. M.: (1899) A fauna Siluriana sup. do Rio Trombetas. — Mus. Nac. do Rio, Arch. Vol. X, pp. 1—48.
- CLARKE, J. M.: (1900) The Paleozoic Faunas of Pará. Brasil. — Rio. (Separata).
- CLARKE, J. M.: (1913) Fosséis Devonianos do Parana. — Sorv. Geol. Min. Monogr. n. I, pp. 1—353 (also in English) Rio.
- CLARK, E. W.: (1957) Petroleum development in South America and Caribbean Area in 1956. — A. A. P. G. Vol. 41, No. 7, pp. 1451—1501.
- CONRAD, T. A.: (1871) Description of a new fossil shell of the Upper Amazonas. — Amer. Jour. of Conch. Vol. VI, pp. 192—198. Philadelphia.
- CONRAD, T. A.: (1874) Remarks on the Tertiary clay of the Amazonas etc. — Proc. Philad. Acad. Sci. Vol. 26.
- CONSELHO NACIONAL DO PETROLEO: (1948—1956) Relatorios de 1948 até 1953. — Rio.
- DAWSON, J. W.: (1885) Rhizocarps dos Rios Trombetas e Curua. — Canad. Record of Sci. Vol. I, pp. 19—27. Montreal. Also portug. in Rev. Engenharia Rio 1885.
- DERBY, C. A.: (1874) On the Carbonif. Brachiopoda of Jaituba, and Tapajos Rivers. — Cornell Univ. Bull. Sci. Vol. I, n. 2, pp. 1—63. Ithaca.
- DERBY, C. A.: (1875) Notice of paleozoic fossils (Explor. Lake Titicaca). — Harvard College. Mus. Comp. Zool. Bull. Vol. III, n. 13, pp. 279—286. Cambridge Mass.
- DERBY, C. A.: (1877) Contribuição para a geologia de Bairro Amazonas. — Mus. Nac. do Rio. Arch. Vol. II, pp. 77—104. Rio.
- DERBY, C. A.: (1880) Geology of the Rio S. Francisco. — Amer. Journ. Sci., 3 rd. Ser. Vol. XIX (W. N. CXIX), pp. 236. New Haven.
- DERBY, C. A.: (1894) The Amazonian Upper Carboniferous fauna. — Journ. of Geol. Vol. II, no. 5, pp. 480—501. Chicago.
- DERBY, C. A.: (1897—1898) Reconhecimento do Rio Maecuru. — Trab. rest. por HART, F. C. Mus. Paraense, Bol. t. II, n. 2, pp. 192—204. Para.
- DERBY, C. A.: (1897—1898) O Rio Trombetas. Trab. rest. por HART, F. C. — Mus. Paraense Bol. t. II, n. 3, pp. 340—343. Para.
- DICKEY, P. A.: (1941) Precretaceous sediments in Cordillere Oriental of Colombia. — A. A. P. G. Bull. Vol. 25, no. 9. Tulsa.
- DOUGLAS, J. A.: (1933) The geology of the Marcapata Valley in Eastern Peru. — Journ. of Geol. Soc. Vol. 89. London.
- DRESSER, H.: (1954) Notes on some Brachiopods from Itaituba Formation of the Tapajos River. — Bull. Amer. Paleont. Vol. 35, n. 149, pp. 15—68
- DUARTE, A. G.: (1938) Brachiopods do Rio Parauary. — Bol. Serv. Geol. Min. No. 84. Rio.
- DUCLOZ, C. & RIVERA, R.: (1956) La Formation Chonta on la Region del Rio Chauapanas Loreto. — Bol. Soc. Geol. Peru T. 30, pp. 131—140. Lima.
- DUNBAR, C. & NEWELL, NORMAN, D.: (1946) Marine early Permian of the Central Andes and its Fusuliniao faunas. — Am. Journ. Sci. V. 244, pp. 377—402 and pp. 457—491. New Haven.
- ETHERIDGE, R.: (1879) Notes on the Mollusca collected by BARRINGTON, C. BROWN, from the Tertiary deposits of Solimões and Javary Rivers. — Quart. Jour. Geol. Soc. Vol. XXXV, pp. 82—88. London.
- EWANS, J. W.: (1906) The rocks of the cataracts of the Rio Madeira and the adjoining portions of the Beni and Mamore. — Geol. Soc. London. Quart. Journ. Vol. LXII. part I, pp. 88—124.
- FISCHER, A. G.: (1956) Desarrollo Geologico dal Noroeste Peruano Durante el Mesozoico. — Bol. Soc. Geol. Peru. T. 30, pp. 177—190. Lima.
- GABB, W.: (1868) Description of fossils from the clay deposits of the Upper Amazon. — Amer. Jour. of Conch. Vol. IV, pp. 197—200. Philadelphia.
- GARDNER, JULIA: (1927) A recent collection of Late Pliocene Invertebrates from the headwaters of the Amazon. — Journ. Washington Acad. Sci. Vol. 17, pp. 505—509.
- GERTH, H.: (1932, 1935 & 1941) Geologie Südamerikas. — Bd. I, T. 1, 2, 3. Gebr. Borntraeger, Berlin.
- GERTH, H.: (1938) General outline of the geologic History of the South American Cordillera. — Bol. Geol. Min. T. II, ns. 2, 3, 4, pp. 1—10. Caracas.
- GERTH, H.: (1940) Das Paleozoicum in Südamerika. — Proc. Sixth Pac. Sci. Congr. Vol. I, pp. 335—349. San Francisco.
- GERTH, H.: (1955) Der Geologische Bau der Südamerikanischen Kordillere. — Gebr. Bornträger. pp. 1—264. Berlin.

- GERTH, H.: (1957) Die Bedeutung der alten Kerne für die geologische Struktur der Jungen Kordillere. — Geol. Rundschau. Bd. 45, H. 3. Berlin.
- GREENE, R. G.: (1939) Oil on Agua Caliente Anticline-Loreto, Peru. — A. A. P. G. Vol. 16, pp. 688—691. Tulsa.
- GREGORY, J. W.: (1930) The Geologic History of the Pacific Ocean. — Quart. Journ. Geol. Soc. Vol. 86, n. 342. London.
- GREVE, L.: (1938) Eine Molluskenfauna aus dem Neogen von Iquitos am oberen Amazonas in Peru. — Abhandl. Schweiz. Paleont. Ges. Bd. 61. Basel.
- GROSSE, E.: (1935) Acerca de la geología del Sur do Colombia. I. Huila y alto Caqueta. — Compil. estud. geol. offic. en Colombia. n. 3. Bogota.
- GUIMARAES, DJALMA: (1928) Rochas de Rio Eropocuru. — Serv. Geol. Min. Bol. no. 31. Rio.
- GUIMARAES, DJALMA: (1928) Rochas de Rio Xingu. — Serv. Geol. Min. Bol. no. 29. Rio.
- GUIMARAES, DJALMA: (1930) Provincia magmatica de Roroima. — Serv. Geol. Min. Bol. no. 45, pp. 1—57. Rio.
- GUIMARAES, DJALMA: (1951) Arqui-Brasil e sua evolução geologica. — Prod. Min. Bol. no. 88, pp. 1—314. Rio.
- GÜRICH, G.: (1912) Gryposuchus Jessei. Eine Crokodil-Art des Oberen Amazonas Gebietes. — Jahrb. d. Hamb. Wiss. Anst. Bd. XXIC, pp. 59—71. Hamburg.
- HARRINGTON, H. J.: (1950) Geologia del Paraguay Oriental. Univ. de Buenos Aires. — Fac. de Cionc. etc. Ser. E. Geologia. Tomo. I. Buenos Aires.
- HARRINGTON, H. J.: (1956) Paraguay, in JENKS W.'s Handbook of South American Geology. — Geol. Soc. of America. Mem. 65. New York.
- HARRISON, J. V.: (1951) Geologia de los Andes Orientales del Peru Central. — Bol. Soc. Geol. Peru. Vol. 21. Lima.
- HARRISON, J. V.: (1953) Some aspects of Andean Geology. — Bol. Soc. Geol. Peru. Vol. 21. Lima.
- HARTT, C. F. & RATHBUN, R.: (1871) Devonian rocks in the Amazonas Valley. — Amer. Naturalist. Vol. V, pp. 121—122. Salem.
- HARTT, C. F. & RATHBUN, R.: (1870—1871) Morgan Expedition. On the Devonian Trilobites and Mollusks of Erere. — Lyceum Nat. Hist. New York s. Annals Vol. XI.
- HARTT, C. F.: (1871) Discovery of Lower Carboniferous Fossils on the Tapajos Valley. — Amer. Naturalist. Vol. IV, pp. 694—709. Salem.
- HARTT, C. F.: (1872) On the Tertiary Basin of the Marañon. — Amer. Journ. Sci. 3-rd. Ser. Vol. IV, pp. 53—58. New Haven.
- HARTT, C. F.: (1874) Contributions to the geology and phys. geography of the Lower Amazonas. — Buffalo Soc. of Nat. Sci. Bull. Vol. I, pp. 201—235. Buffalo.
- HARTT, C. F.: (1896) A geologia de Peru. — Mus. Paraense, Bol. t. I, pp. 257—273. Peru.
- HEDBERG, H.: (1942) Mesozoic stratigraphy of northern South America. — 8th. Amer. Sci. Congr. Pr. Vol. 4, pp. 195—227.
- HEIM, A.: (1947) Croquis tectonico del Campo de Ganso Azul. Rio Pachitea. — Bol. Dir. Min. y Petrol. Vol. 26, no. 79, pp. 51—62. Lima.
- HEIM, A.: (1947) Investigaciones geologicas en el Peru. — La Sierra de Huaytapayana, Bol. Inst. Geol. Vol. 8. Lima.
- HEIM, A.: (1948) El Perfil transversal Apurimac-Urubamba. — Bol. Inst. Geol. d. Peru. Vol. 10. Lima.
- HEIM, A.: (1948) Wunderland Peru. — pp. 1—301. Edit. Hans Huber. Bern.
- HEIM, A.: (1952) The Oilfield of Ganso Azul. Peruvian Amazonas Region. — Int. Geol. Congr. in London. Part VI. London.
- HUENE, F. v.: (1944) Ein Anomodontier-Fund am Oberen Amazonas. — Neues Jahrbuch f. Min. Geol. Pal. Monatshefte. Jg. 1944. Abt. B. H. 10, pp. 260—265. Stuttgart.
- HUFF, K. E.: (1949) Sedimentos del Juras. sup. y de Cretac. Inf. en el Este de Peru. — Bol. Soc. Geol. Peru. Vol. 25. Lima.
- HUBACH, E.: (1945) La Formacion "Caqueza". Region de Caqueza. — Comp. Est. Geol. Cf. Colombia. T. 6.
- JENKS, W. F.: (1956) Peru, in JENKS F. W.'s Handbook of South American Geology. — Geol. Soc. of America, Mem. 65. New York.
- JONGMANS, W. J.: (1954) The Carboniferous flora of Peru. — British Mus. Nat. Hist. Geol. Vol. 2. no. 5, pp. 191—223. London.

- KARSTEN, H.: (1856) Über die geognostischen Verhältnisse des westlichen Columbiens, der heutigen Republiken Neu-Granada und Ecuador. — Nat. Forsch. Ges. Wien. — Republished in Spanish, Rev. de la Acad. Colomb. de Ciencias. Exactas. Fis. y Nat. Vol. 7, No. 27, pp. 361—383. 1947.
- KATZER, F.: (1897) Das Amazonas-Devon und seine Beziehungen zu den anderen Devongebieten der Erde. — K. Böhmisch. Ges. Wiss. Math. Nat. Cl. Sitzber. Jhg. II, no. XLVI, pp. 1—50. Prag.
- KATZER, F.: (1897) A fauna Devonica do Rio Maecuru e suas relações com a fauna dos outros terrenos Devonicos do globo. — Mus. Paraense. Bol. vo. II, pp. 204—246. Para.
- KATZER, F.: (1897) Über das Carbon von Itaituba am Tapajos Flusse in Brasilien. — Neues Jahrb. f. Min. Geol. Pal. Jhg. 1897. B. II, p. 218—220. Stuttgart.
- KATZER, F.: (1899) Silur in Brasilien. — Neues Jahrb. Geol. Min. Pal. Jhg. 1899. B. I, pp. 257—259. Stuttgart.
- KATZER, F.: (1903) Grundzüge der Geologie des unteren Amazonas Gebietes. — pp. 1 bis 296. Leipzig.
- KATZER, F.: (1933) Geologia do Estado do Para. — Museu Paraenses. Bol. v. IX, pp. 1—269. Belem.
- KEGEL, W.: (1951) Sobre algunos Trilobites Carboniferous de Piauí e do Amazonas. — Div. Geol. Min. Bol. No. 135, pp. 1—38. Rio.
- KEGEL, W.: (1953) Contribuição para o estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba. — Div. Geol. Min. Bol. No. 141. Rio.
- KEGEL, W.: (1954) Lamelibranquios da formação Poti (Carbonif. inf.) do Piauí. Not. Prelim. Div. Geol. Min. no. 88. Rio.
- KEGEL, W.: Dobramento na Bacia do Parnaíba. — Acad. Bras. Rio 1955.
- KEGEL, W.: (1957) Das Parnaíba Becken. — pp. 522—540. Geol. Rundschau. Bd. 45, H. 3. Stuttgart.
- KEHRER, W.: (1935) Estudios geologicos en Narino y alto Putumayo. — Bol. de Min. y Petrol. pp. 73—78. Bogota.
- KEHRER, W.: (1939) Zur Geologie der südlichen Zentral- und Ostkordillere der Republik Kolumbien. — N. Jahrb. f. Min. Geol. Pal. Rbd. 80.
- KENTS, P.: (1956) Un reconocimiento geologico de la Region del Alto Marañon. — Bol. Soc. Geol. Peru. Tomo 30. pp. 210—216. Lima.
- KNECHTEL, M., RICHARDS, E. F. & RATHBUN, M.: (1947) Mesozoic fossils of the Central Andes. — John Hopkins Univ. Stud. in Geol. Vol. 15. Baltimore.
- KÖRNER, K.: (1937) Marino (Cassianer-Raibler) Trias am Nevado de Acrotambo. — Paleontogr. Bd. 86. A.
- KOZŁOWSKI, R.: (1914) Les Brachiopodes du Carbonifère supérieure de Bolivie. — Ann. Paléont. v. 9, pp. 1—99. Paris.
- KOZŁOWSKI, R.: (1923) Faune Devonienne de Bolivie. — Ann. Paléontologique No. 12. Paris.
- KÜMMEL, B. & FUCHS, R. L.: (1933) The Triassic of South America. — Bol. Soc. Geol. Peru. Tom. 26. Lima.
- KÜMMEL, B.: (1946) Estratigrafia de la region de Sta. Clara. — Bol. Soc. Geol. Peru. T. 19. Lima.
- KÜMMEL, B.: (1948) Geol. Reconnaissance of the Contamana Region. Peru. — Bull. Amer. Petrol Geologists (AAPG). Vol. 59, pp. 1217—1266.
- KÜMMEL, B.: (1950) Stratigraphic studies in Northern Peru. — Amer. Journ. Sci. No. 248.
- LAKE, P. H.: (1906) Trilobites from Bolivia, collected by EWANS, I. W. in 1901—1902. — Quart. Journ. Geol. Soc. T. 62. London.
- LANGE, F. W.: (1955) Nota preliminar sobre a fauna do Arenito El Carmen Bolivia. — Bol. Soc. Bras. Geol. v. 4. Maio. no. 1, pp. 3—25. Sao Paulo.
- LEONARDOS, O. H.: (1940) Geologia da Bacia Tocantins. — Bol. IX. Museu Paraense.
- LLEWELLYN, IVOR PRICE: (1956) Sobre a suposta presença de um Anomodontes Triassico no Alto Rio Amazonas. — Div. Geol. Notas Prelim, No. 93. Rio.
- LEWORSSEN, A. I.: (1955) Geology and Petroleum Developments in Brasil. — Proc. Conf. on Latin-Amer. Geol. Univ. Texas, March 1954.
- LIDDLE, R. A.: (1946) The Geology of Venezuela and Trinidad (with map). — Paleont. Research Inst. Ithaca—New York.
- LISBOA, M. A.: (1914) The Permian Geology of Northern Brasil. — Amer. J. Sci. v. 4, pp. 221 and pp. 425—443. New Haven.

- LISSON, C. J. & BOIT, B.: (1942) Edad de les fossiles Peruanos y distribuicion de sus depositos. — pp. 1—320. Lima.
- MAURY, C. J.: (1925) Fosséis terciarios do Brasil com descripção de novas formas cretaceas. — Serv. Geol. Min. Brasil. Monogr. IV, pp. 390—431.
- MAURY, C. J.: (1929) Uma zona de Graptolites do Llandoverly inf. no Rio Trombetas. — Serv. Geol. Min. Monografia no. VII, p. 1—53. Rio.
- MAURY, C. J.: (1937) Argilas fossilíferas do Plioceno do Territorio do Acre. — Serv. Geol. Min. Bol. no. 77, pp. 1—29. Rio.
- MAURY, C. J.: (1937) The Tertiary Plants from the Territory of Acre. — The John Hopkins Univ. Studies in Geology. No. 12, pp. 81—90. Baltimore.
- MENDES, J. CAMARGO: (1956) Spiriferacea carboniferous do Rio Tapajos (Serie Itaituba). — Geologia no. 13. Univ. Sao Paulo.
- MENDES, J. CAMARGO: (1956) Orthotetacea e Dalmanellacea de Carbonifero Sup. do Rio Tapajos (Series Itaituba). — Bol. Soc. Geol. Vol. 5. no. 1. Sao Paulo.
- MENDES, J. CAMARGO: (1957) Rhynchonellacea, Rostrospiracea e Terebratulacea do Carbonifero do Rio Tapajos. — Bol. Soc. Bras. Geol. vol. 6. no. 1, pp. 15 bis 36. Rio.
- MENDES, J. CAMARGO: (1957) Das Karbon des Amazonas-Beckens. — Geol. Rundschau. Bd. 45, H. 3, pp. 540—547. Stuttgart.
- MEYER, H. L. F.: (1914) Carbonfauna aus Bolivia und Peru. — Neues Jahrb. f. Min. Geol. Pal. Bbd. 37, pp. 590—652.
- MORAES REGO, L. F. de: (1933) Notas geograficas e geologicas sobre o Rio Tocantins. — Museu Paraense Bol. IX.
- MORALES, L. G.: (1959) Geology & Oil Possibilities of Amazonas Basin. — Fifth World Petr. Congr.
- MORAN, R. M. & FYVE, D.: (1933) Geologia del Baje Pachitea. — Bo. Of. Dir. Min. e Indust. T. 12, no. 41, pp. 43—54. Lima.
- MOURA, PEDRO de & WANDERLEY, A.: (1933) Noroeste do Acre. — Serv. Prod. Min. Brasil. Bol. no. 26, pp. 1—176. Rio.
- MOURA, PEDRO de: (1929) Reconhecimentos geologicos no Rio Maecuru. — Serv. Geol. Min. Brasil An. de Director 1928. pp. 21—28. Rio.
- MOURA, PEDRO de: (1932) Recenhesimentos geologicos no vale de Tapajos. — Serv. Geol. Min. Bol. no. 67, pp. 1—49 (w. map). Rio.
- MOURA, PEDRO de: (1934) Guiana Brasileira. Fisiografia e geologia. — Serv. Geol. Min. Brasil Bol. 65. Rio.
- MOURA, PEDRO de: (1936) Estudos geologicos para pesquisa do petroleo no valle do Jurua. Territorio do Acre. — Min. e Metal. v. I. no. 1. Rio.
- MOURA, PEDRO de: (1938) Geologia do Baixo Amazonas. — Serv. Geol. Min. Brasil. Bol. no. 91, pp. 1—94 (with geol. map). Rio.
- NEWELL, N. D. & TAFUR, J.: (1943) Ordovicio fossilifero en la selva oriental del Peru. — Bol. Soc. Geol. Peru. vol. 14. Lima.
- NEWELL, N. D.: (1949) Geology of the Lake Titicaca Region. — Geol. Soc. of Amer. Mem. 36.
- NEWELL, N. D., CHRONIC, B. J. & ROBERTS, F.: (1949) Upper Paleozoic of Peru. — Univ. Serv. Bur. Columbia Univ. pp. 1—241. New York.
- NEWELL, N. D., CHRONIC, B. J. & ROBERTS, F.: (1943) Upper Paleozoic of Peru. — Geol. Soc. of America. Mem. no. 58, pp. 1—276. 44 tables. New York.
- ODDONE, D. S.: (1953) Oil prospects in the Amazonas Region. — Congr. Geol. Intern. C. R. Alger. 1952. Section XIV. Fasc. XVI, pp. 247—271. Alger.
- OLIVEIRA, A. I. de: (1924) Estudos sobre o valle do Amazonas. — Brasil, Com. Bras. junto a Missão of. Norte-Amer. de Estudos do Valle do Amazonas. Relatório. 476, pp. 1—236 (with maps). Rio. The 2-nd part is reproduced in Brasil. Serv. Geol. Min. pp. 341—416. Rio.
- OLIVEIRA, A. I. de & CARVALHO, P. F.: (1920) Reconhecimentos geologicos e sondagens na região do R. Abacaxis c. R. Tapajos. — Serv. Geol. Min. Bol. no. 15, pp. 1—111. Rio.
- OLIVEIRA, A. I. de: (1928) Atravez da Guayna Brasileira polo Rio Erepecuru. — Serv. Geol. Min. Bol. no. 31, pp. 1—39. Rio.
- OLIVEIRA, A. I. de: (1928) Reconhecimento geologico no Rio Xingu. — Serv. Geol. Min. Bol. no. 29, pp. 3—22. Rio.
- OLIVEIRA, A. I. de: (1929) Bacia do Rio Branco. — Serv. Geol. Min. Bol. 37, pp. 1—50. Rio.

OLIVEIRA, A. I. & LEONARDOS, O. H.: (1943) Geologia do Brasil (2 a) Edic. Serviço de Informação Agrícola. — Serv. Didática N. 2, pp. 1—813 (with geol. map). Rio.

OLIVEIRA, A. I. de: (1955) As pesquisas de petróleo na Amazonia. — Engenh. Min. e Metal. Vol. XXI, no. 124. Abril 1955, pp. 1—8 (separata). Rio.

OLIVEIRA, A. I. de: (1956) Brasil, in the JENKS W.'s Handbook of South American Geology. — Geol. Soc. of America. Mem. no. 65. New York.

OLIVEIRA, EUZÉBIO PAULO de: (1936) Um Brachiopodo carbonífero do Rio Moa. Território do Acre. — Not. Prelim. no. 6. Serv. Geol. Min. pp. 1—10. Rio.

OLSSON, A. A.: (1932) The Peruvian Miocene. — Bull. Amer. Pal. T. 19. Ithaca. America. — Proc. Eighth Amer. Sci. Congr. May 1940, pp. 401—416. Washington.

OLSSON, A. A. & PILSER, H. A.: (1949) Balanus in the Oligocene of Northern Peru and W. Ecuador. — Soc. Geol. Peru. Vol. Jubil. P. II. fasc. 16. Lima.

OPPENHEIM, V.: (1936) Geologia do noroeste do Território do Acre. — Serv. Prod. Min. Bol. n. 26. Anexo II, pp. 130—140. Rio.

OPPENHEIM, V.: (1937) Geological exploration between Upper Juruá River and Middle Ucayali River. — Bull. AAPG. Vol. 21, no. 1, pp. 97—110.

OPPENHEIM, V.: (1940) Jurassic, Cretaceous (Giron) beds in Colombia etc. — Bull. AAPG. Vol. 24, no. 9.

OPPENHEIM, V.: (1942) Rasgos geológicos de los Llanos de la Colombia Oriental. — Not. Mus. La Plata.

OPPENHEIM, V.: (1943) Geologia de la Sierra de Cutucu, frontera Peru Ecuador. — Bol. Soc. Geol. Peru. T. 14—15, pp. 104—121. Lima.

OPPENHEIM, V.: (1947) Structural evolution of the South American Andes. — Am. Jour. Sci. Vol. 245.

OPPENHEIM, V.: (1956) Geological explorations in Northeastern Bolivia. — XX. Intern. Geol. Congr. C. R. Mexico.

OPPENHEIM, V.: (1947) Geological explorations in the Upper Amazonas Basin of Peru. — XX. Intern. Geol. Congr. C. R. Mexico.

d'ORBIGNY, A.: (1834—1847) Voyage dans l'Amérique Meridionale. — Geologie. T. II. Pal. T. III. Paris.

ORTON, J.: (1876) The Andes and the Amazon, etc. — p. 645—XXII (with maps). New York. 3-rd. Ed.

ORTON, J.: (1870) On the valley of the Amazon. — Amer. Assoc. Adv. Sci. Proc. v. 18, pp. 195—199. Cambridge.

PETRI, SETEMBRINO: (1952) Fusulinidae do Carbonífero do Rio Tapajós. — Bol. Soc. Bras. Geol. vol. I, pp. 30—45. São Paulo.

PETRI, SETEMBRINO: (1954) Foraminíferos fósseis da Bacia do Marajó. — Univ. São Paulo. Fac. Filos. Ci. e Tetr. Bol. 176. Geol. 11. São Paulo.

PETRI, SETEMBRINO: (1956) Foraminíferos da Amazonia. — Bol. Soc. Bras. Geol. Vol. 5, no. 2, pp. 17—34.

PLUMMER, F. B.: (1948) Relatório de 1946 do Cons. Nac. do Petróleo. — pp. 87—134. Rio.

PRICE, LLEWELLYN P.: (1956) Expedição geológica ao Alto Rio Juruá. — Div. Geol. Min. em Relatório do Diretor pp. 125—130. Rio.

RASSMUSS, J. E.: (1949) Problemas de Petróleo del Peru. — Bol. Soc. Geol. Peru. vol. 25. Lima.

RASSMUSS, J. E.: (1951) Beiträge zur Erdölgeologie Süd-Amerikas. I. Das Ob. Amazonas Becken. — Erdoel und Kohle. No. 4. 1451.

RASSMUSS, J. E.: (1957) Zur Erdölgeologie Südamerikas, insbesondere des Pazifischen Raumes. — Geol. Rundschau. Bd. 45, H. 3, pp. 686—707. Stuttgart.

RATHBUN, H.: (1874) On the Devonian Brachiopods of Ereré. — Bull. Buff. Soc. of Nat. Sci. vol. I. pp. 236—261.

RICH, J. L.: (1945) Oil possibilities of South America in the light of regional geology. — Bull. A. A. P. G. Vol. 29, no. 5, pp. 495—563. Tulsa.

RIEDEL, L.: (1938) Amonitas de Cretáceo inf. de la Cordillera Oriental. Estudios geológicos y paleontológicos sobre la Cordillera Oriental de Columbia. — Parte I. Dept. de Min. y Petr. Bogotá. pp. 1—58.

RIVERA, R.: (1956) Reconocimiento geológico en el curso medio del Rio Huallaga. — Bol. Soc. Geol. Vol. 26. Lima.

ROXO, M. G. de OLIVEIRA: (1924) Breve notícia sobre os fósseis terciários do Alto Amazonas. — Serv. Geol. Min. Bol. no. 11, pp. 41—52. Rio.

- ROXO, M. G. de OLIVEIRA: (1929) Geologia e Paleontologia da região de Monte Alegre. — Serv. Geol. Min. Rel. An. do Diretor, pp. 9—19. Rio.
- ROXO, M. G. de OLIVEIRA: (1935) Considerações sobre a geologia e a paleontologia de Alto Amazonas. — Acad. Brasil. Sci. Ann. T. VII. no. 1. pp. 63—68. Rio.
- ROXO, M. G. de OLIVEIRA: (1937) Fosséis Pliocenos do Rio Juruá. — Serv. Geol. Min. Notas Prelimin. no. 9. Rio.
- RUEDEMANN, R.: (1922) The existence and configuration of Precambrian Continents. — New York State Museum. Bull. no. 239—240. (17 Rap. Dir. 1920—1921, pp. 65—125. Albany.)
- RUEDEMANN, R.: (1929) See: in Serv. Geol. Min. Monogr. VII. pp. 21—24. Rio.
- RÜEGG, W. & ROSENZWEIG, A.: (1949) Contrib. a la Geologia de las Formaciones modernas de Iquitos. — Vol. Jub. Soc. Geol. Peru.
- RÜEGG, W.: (1957) Nuevo hallazgo de petróleo al Este de Contamaná y condiciones petroleras en la Selva Peruana. — Bol. Univ. Ing. T. 30. Lima.
- RÜEGG, W.: (1947) Estratigrafia Comparada del Oriente Peruano. — Bol. Soc. Geol. Peru. v. 20, pp. 57—100. Lima.
- RÜEGG, W. & FYVE, D.: (1948) Some outlines on the tectonics of the Upper Amazonas embayment. — Rep. 8. Intern. Geol. Congr. C. R. P. VI, pp. 77—85. London.
- RÜEGG, W. & FYVE, D.: (1950) Algunos Aspectos sobre la Estructuración de la Cuenca del Alto Amazonas. — Bol. Inst. Sul. Am. Petr. vol. 3, no. 2.
- RÜEGG, W.: (1956) Geologia y Petroleo on la Faja Subandina Peruana. Symposium on the geol. occurrence of oil and gas. — XX. Intern. Geol. Congr. C. R. T. 4, pp. 89—139. Mexico.
- RUTSCH, R. F.: (1951) Die paleogeographische Bedeutung der Fau a von Iquitos im Oberen Amazonasbecken. — Schw. Pal. Ges. Vol. 44, No. 2. Basel.
- SCHLAGINWEIT, O.: (1941) Correlacion de las calizas de Miraflores en Bolivia con el horizonte calcareodolomítico del Norte Argentina. — La Plata. Univ. Nac. Mus. Notas. t. 6, pp. 337—354.
- SINCLAIR, J. H.: (1928) Geologia de la region oriental del Ecuador. — Univ. Central Quito. Annales. Vol. 40, no. 263, pp. 113—151. Quito.
- SINCLAIR, J. H. & WASSON, THERON: (1923) Explorations in Eastern Ecuador. — Geogr. Review., Vol. 13. April. 1923.
- SINGEWALD, J. T.: (1927) Pongo de Manseriche. — Bull. Geol. Soc. of America. Vol. 39, pp. 447—464.
- SINGEWALD, G.: (1928) Geology of the Pichis and Pachitea Rivers. Peru. — Bull. Geol. Soc. of Amer. Vol. 39, pp. 479—492.
- SINGEWALD, G.: (1937) Discussion on OPPENHEIM, V.'s publication: Geological exploration between Upper Juruá River and Ucuyali River. — A. A. P. G. Bull. Vol. 21, No. 10, pp. 1347—1351.
- SIOLI, H.: (1951) Sobre a sedimentação na varzea do baixo Amazonas. — Bol. Tecn. Inst. Agron. do Norte. no-s. 24, 45—65. Belem.
- SIOLI, H.: (1957) Sedimentation im Amazonasgebiet. — Geol. Rundschau. Bd. 45, H. 3, pp. 608—633. Stuttgart.
- SMITH, HERBERT, H.: (1879) Geology and physical geography of the Amazonas Valley. — 1. Brasil, The Amazonas and the coast. Appendix. pp. 619—635. Ch. Scribner's Sons. New York.
- SMITH, HERBERT H.: (1883) Discovery of paleozoic rocks in Western Brasil. — Amer. Nat. Vol. 17. Philadelphia.
- SMITH, HERBERT H.: (1885) Notes on the physical geography of the Amazonas Valley. — Amer. Naturalist. v. XIX, pp. 27—37. Philadelphia.
- SOMMER, F. W.: (1956) Novas especies de Tasmanites do Devonian do Para. — An. Acad. bras. de Cien. Rio.
- SOMMER, F. W.: (1956) South American Paleozoic Sporomorphae without Haemptypici structures. — Micropaleontology. Vol. 2, no. 2. IV.
- STAINFORTH, R. M. & RÜEGG, W.: (1953) Mid-Oligocene Transgression in Southern Peru. — Bull. A. A. P. G. Vol. 37, no. 3, pp. 568—569.
- STEINMANN, G. & HOEK, H.: (1912) Das Silur und Cambrium des Hochlandes von Bolivia und ihre Fauna. — N. Jahrbuch f. Min. Geol. Pal. Bbd. 34, pp. 176—253. Stuttgart.
- STEINMANN, G.: (1923) Umfang, Beziehung und Besonderheiten der Andinen Geosynclinale. — Geol. Rundschau. Bd. 14, pp. 69—82.

- STEINMANN, G.: (1929) Geologie von Peru. — Also in Spanisch. Geologia del Peru. Heidelberg.
- STERNBERG, H. C.: (1950) Vales Tectonicos na Planicie Amazonica. — Rev. Bras. de Geografia. No. 4. Ano XII, pp. 511—534. Rio.
- STILLE, H.: (1936) Entwicklung des amerikanischen Kordillerensystems in Zeit und Raum. — Sitzber. Preuß. Akad. d. Wiss. Bd. 25, pp. 134—156.
- STILLE, H.: (1940) Einführung in den Bau Amerikas. — pp. 1—717. Gebr. Bornträger. Berlin.
- STILLE, H.: (1944) Getectonische Probleme des Pazifischen Erdraumes. — Abh. Preuss. Akad. Wiss. Jg. 1944, Math-Natw. Kl. no. 11, pp. 1—20. Berlin.
- STOCKLEY, G. H.: (1955) The geology of British Guiana etc. — British Guiana Geol. Surv. Bull. 25, pp. 1—192.
- TEIXERA, A. GUERRA: (1955) Estudo Geografico do Território do Acre. — Cons. Nac. de Geografia. No. 11, pp. 1—294. Rio.
- TSCHOPP, H. J.: (1945) Bosquejos de la geología del Oriente Ecuadoriano. — Bol. I. S. A. P. vol. 1, no. 5, pp. 466—484.
- TSCHOPP, H. J.: (1948) Geologische Skizze von Ecuador. — Bull. Assoc. Suisse Geol. et Ing. du Petrole. Vol. 15, No. 48, pp. 14—45.
- TSCHOPP, H. J.: (1953) Oil explorations in the Oriente of Ecuador. — Bull. A. A. P. G. Vol. 37, No. 10, pp. 2303—2347. Tulsa.
- TSCHOPP, H. J.: (1956) Upper Amazonas Basin Geological Province. In JENKS, W. F.'s Handbook of South American Geology. — pp. 253—267. Geol. Soc. of America. Mem. 65. New York.
- VALVERDE, R. L.: (1944) La ciencia petrolera del Amazonas y su correlación estratigrafica con la formaciones petroliferas del continente Sud Americano. — Bol. Soc. Geol. Peru. Vol. 20. Lima.
- WANDERLEY, A. F. L. & MOURA, P. de: (1936) Noroeste do Acre. — Serv. Prod. Min. Bol. No. 26, pp. 1—120. Rio.
- WANDERLEY, A. F. L.: (1938) Estrutura da Serra do Divisor (Acre) e Bacia do Rio Ucuyali (Peru). (Relatorio.)
- WANDERLEY, A. F. L.: (1939) Estratigrafia do Noroeste do Acre. (Rel.)
- WASSON, THERON & SINCLAIR, J. H.: (1927) Geological Explorations East of the Andes in Ecuador. — Bull. A. A. P. G. Vol. 11, No. 12, pp. 1253—1281.
- WEEKS, L. G.: (1947) Paleogeography of South America. — Bull. of A. A. P. G. Vol. 51, pp. 1194—1241.
- WEISBORD, N. E.: (1926) Venezuelen Devonian Fossils. — Bull. Amer. Pal. Vol. II, no. 46, pp. 223—268. Ithaca.
- WILLIAMS, M. DEAN: (1949) Depositos terciarios continentales del Valle del Alto Amazonas. — Bol. Soc. Geol. Peru. Vol. 25. Lima.

Supplement to References

- CASTER, KENNETH E. & PETRI, S.: Devonian system in Goias and Mato Grosso. — Geol. Soc. of America. Vol. 58, no. 12, part 2, p. 1172. New York 1947.
- KOCH, E.: Geology of the Maquia Oilfield in E. Peru etc. — Fifth World Petroleum Congress. New York 1959.
- KÜMMEL, B.: Inferred Fazies, Oriente-Chonta Formation in Acre Region. — G. S. A. Bull. 59, No. 12, 1953.
- MAURI, E. T.: Yacimientos de Petroleo y Gas en Bolivia. — XX. Congr. Geol. Int. Mexico. 1956.
- MORALES, L. G.: General Geology and Oil Possibilities of the Amazonas Basin. — Fifth World Petroleum Congress. New York 1959.
- RÜEGG, WERNER: Geologia y petroleo en la Faja Subandina Peruana. — XX. Congr. Geol. Int. Mexico. 1956.

Stratigraphic Correlation Chart of the Amazonas Basin

based on reference data compiled by

Louis Loczy

Loczy—Table 1

Era	System	Series	Lower and Middle Amazonas Area in the States Para & Amazonas	Western Part of Upper Amazonas Territory Acre and State Amazonas	Southwestern Part of Upper Amazonas Rio Beni and Caupolicán Region in Bolivia	Western Part of Upper Amazonas Area Contamana Region in Eastern Peru	Northwestern Part of Upper Amazonas Area El Oriente in Eastern Ecuador	Northwestern Part of Upper Amazonas Putumayo and Caqueta Basin in Colombia	Series	System		
CENOZOIC	Quaternary	Alluvium	Continental & fluvial deposits. "Varzas" "Terra firme"	Fluvial and continental deposits.	Fluvial and continental deposits	Fluvial and continental deposits.	Fluvial and continental deposits.	Fluvial and continental deposits "Mesa Formation"	Recent	Quaternary		
		Neogene	Pliocene	"Barreiras Series" Sandstones and argillites along axis of Amazonas Basin (in surface outcrops) correlative with "Alter do Chao Formation" 310—350 m in borings.	"Barreiras Series" Plants and fresh-water fossils. Continental to fresh-water deposits. "Pebas Formation"	"Subandean Red Beds, Huachi Formation" terrestrial beds, 2500 m	"Ucuyali Formation" Variegated clay and unconsolidated sandstone with fresh-water molluscs and plants. Unconformity	"Rotuno Formation" 100 m Continental sandstone, clay and volcanic rocks; tuffaceous clay & conglomerate. Unconformity	"San Miguel Formation" clastic continental deposits.	Pliocene	Tertiary	
			Miocene	Sandstone, clay, siltstone and basic-conglomerate with plants. Both are fresh-water deposits. "Lower Section of Siltstones and Sandstones in the Marajo deep wells." Foraminifera. Marine-brackish	Sandstone, argillite, lignite. Brackish to fresh-water deposits with rich molluscan fauna. Slight Unconformity	"Rio Branco Formation" Brown sandstone and argillites.	"Contamana Group" 1500—3000 m Predominant shale sequence with evaporites. Brackish to fresh-water deposits, as the "Ipururo, Chambira, Yahuarango, Casa Blanca Formations"	"Chambira Formation" & "Ushpa Formation" 1500 m Northern facies—Southern facies. Both are brackish to fresh-water deposits. Unconformity	"Araujuno-Curaray- & Upper Pastaza Formations" 700 m Brackish to fresh-water deposits.	Miocene		
	Eocene	Oligocene	Lower section of siltstones and sandstones in the Marajo deep wells. Foraminifera. Marine-brackish	"Cruzeiro Red Beds" Red shales with sandstone, siltstone and limestone interbeddings. Brackish to fresh-water deposits. Unconformity	"Quendeque Clay" 1250 m exact geologic age undefined. Red beds, clay, sand, sandstones. Lacustrine facies.	"Huchpayacu Formation" 150 m (The lowest section of the Contamana Group) Red silty shale with siltstone. Brackish molluscs.	"Tena Formation" 240—800 m Eocene-Cretaceous Transition beds. Brackish to fresh-water deposits. Disconformity & Slight Erosion	"La Paloma Formation" Sandstones and shales. "Pepino and Mirador Formations" Green sandstones & shales with basal conglomerates.	Oligocene	Eocene		
		Paleocene							Paleocene			
	MESOZOIC	Upper	Danian	Probably Cretaceous shales and siltstones with Diabase-intrusions in the Marajo deep-wells. Foraminifera and Algae.	"Rio Acre Formation" Argillites with evaporites. Brackish to marine deposits	???	"Cachiyacu Formation" 150 m Black shales with Ammonites & Gastropods. Brackish-marine deposits.	"Tena Formation" 240—800 m Eocene-Cretaceous Transition beds. Brackish to fresh-water deposits. Disconformity & Slight Erosion	"Rumiyacu Formation" "Mocoa Formation"	Danian	Upper	
			Middle	Maestrichtian		"Divisor Formation" 150 m White sandstone with clay interbeddings. Bituminous brackish to marine deposits.		"Vivian Formation" 140—400 m Crossbedded sandstone. Brackish to fresh-water sediments.				Maestrichtian
				Senonian								Senonian
		Lower	Coniacian	"Sueunduri Formation" (continental) sandstone-shale, conglomerate in drillings	"Rio Azul Formation" 800 m Bituminous shale and limestone. Brackish to marine deposits.	"Bala Sandstone" 600 m Light yellow, well bedded hard massive sandstones of undefined age, probably Cretaceous ?	"Chonta Formation" 150—650 m Dark shale with siltstone and limestone. With Ammonites, Pelecypods, Echinoids, Bryozoa. Marine deposits.	"Napo Formation" 240—800 m Richly fossiliferous black limestone with bituminous shale. Foraminifera, Ammonites. Marine sediments. (Considered as oil source rocks)	"Caballos Formation"	Coniacian	Middle	
			Turonian	"Itaujari Formation" in Monte Alegre Region. (Exact geologic age undefined) Dark sandstone with conglomerate and few shales. Fresh-water to continental. Unconformity						Turonian		
Albian									Albian			
Upper		Aptian	???	"M6a Formation" Sandstone sequence "M6a Member" 300 m Crossbedded conglomeratic sandstone	???	"Oriente Formation" 400—1700 m Sandstone sequence with shale interbeddings "Huaya Member". Marine deposits	"Hollin Formation" 80—240 m Predominantly quartzitic sandstone with plants. Brackish to fresh-water deposits (Asphalt-oil seepages). Unconformity	"Misahualli Formation" Unconformity	Aptian	Lower		
		Neocomian		"Capanua Member" 100 m Pink sandstone with conglomerate. Fresh water sediments. Unconformity					Neocomian			
Middle		Malm	Hiatus	Hiatus	Hiatus	"Sarayaquillo Formation" 100 m ? Considered as Upper to Middle Jurassic continental deposits, consisting of crossbedded sandstones. Unconformity ?	"Chapiza Formation" 600—4500 m Red sandstone with pink shale and evaporite intercalations. Plants. Brackish-continental deposits. Angular Unconformity	Upper section of "Giron Group" "Chapiza Formation"	Malm	Upper		
	Dogger	Hiatus	Hiatus	Hiatus	Hiatus	"Santiago Formation" 2000 m Black marine limestone with shales, radiolarians, ammonites, Aristites. Unconformity		Dogger				
	Liass	Hiatus (Basic Igneous Rocks)	Hiatus	Hiatus	???			Liassic				
Lower	Liass	Hiatus (Basic Igneous Rocks)	Hiatus	Hiatus	"Beu Sandstone" 1200 m Red Permian sandstone with conglomerate and tillite, continental-fluvial deposits.	Hiatus	Hiatus	Lower section of "Giron Group" Siliceous limestone with tuffaceous cherts. Marine deposits with Myophoria & Pseudomonotis	Lower			
Permian	Permian	Hiatus	Hiatus	Hiatus	Gondwana-facies "Permian carboniferous marine sandstones, marls and limestones." 300 m with Spirifer and Productus (partly Pennsylvanian).	"Blue marine limestone" 480 m (Wolfcampian ?) Limestones with few shale interbeddings. Fossiliferous marine deposits. Schwagerina. In a well of Ganso Azul.	Hiatus	"Permian carboniferous beds" Not yet differentiated.	Permian			
PALEOZOIC	Upper	Pennsylvanian	"Nova Olinda Formation" 1200—1540 m Evaporites, thin limestones and black shales with Fusulines, Brachiopods, Brackish-marine facies "Itaituba Formation" 340—440 m Fossiliferous limestone with shale and sandstone interbeddings. Spirifer rockymontanus & Fusulinella silvai. Shallow marine deposits. "Monte Alegre Group" 75—110 m Crossbedded sandstone with some shale and conglomerate. Plants. Neritic-marine to continental. Unconformity	"Quartzitic Sandstone" with Productus cora ??? Neritic marine to continental deposits with Granitic intrusions. "Uncertain age determination" (In part it is possibly Ordovician, and correlative with the Quartzitic Sandstones of the lower part of "Chonta Formation") Unconformity		"Tarma Group" 350 m (Mosoian) Bluish siliceous limestone with limy shale interbeddings. Fossiliferous Bryozoa, Productus, Fusulina. Shallow marine deposits. Disconformity	"Macuma Formation" 1400 m Blue siliceous limestone alternating with black shale and quartzitic sandstone. Shallow marine deposits with Productus, Spirifer, Chonetes, Fenestella, Derbya, Fusulinella, Nummulostegina etc. Unconformity	Pennsylvanian	Upper			
		Lower	Mississippian	Hiatus	Hiatus	Hiatus	Hiatus	Hiatus		Mississippian		
				Hiatus	Hiatus	Hiatus	Hiatus	Hiatus		Hiatus		
	Middle		"Curua Series" 200—590 m Fossiliferous black slaty shale with sandstone. Plants, Trilobites Pteropods, Brachiopods, Gastropods. Shallow marine deposits.	Hiatus	Hiatus	"Caupolicán Formation". 260 m Black bituminous shale and sandstones (in upper section) marine unfossiliferous deposits	Hiatus	Hiatus	"Devonian sandstones, quartzites and silty shales in the Cordillera Oriental, with Brachiopods and Bryozoa" not yet differentiated in the South.	Middle		
		Lower		"Maccuru Series" 70—400 m White fine sandstone with black slaty shale. Brachiopods, Trilobites, Pteropods, Bryozoa. Shallow marine deposits. Disconformity	Hiatus	Hiatus	Hiatus	Hiatus	Hiatus			
				"Trombetas Series" 225—300 m Black slaty shale with fine sandstone. Graptolites, Sponges, Brachiopods. — Climacograptus innotatus var. brasiliensis. Shallow marine deposits. Unconformity	Hiatus	Hiatus	Hiatus	Hiatus	Hiatus		Hiatus	
	Lower	Ordovician	"Uatuma Series" 100 m Undefined geologic age, probably Ordovician. Compact arenaceous sandstone. Unconformity	** See above, at Pennsylvanian **	"Cosincho Quartzite" 100 m with Scolithus (probably Ordovician) Unconformity	"Contaya Formation" 150 m Argillaceous shale, underlain by massive quartzite. Marine deposits with Graptolites. Dydimograptus murchisoni. Unconformity	"Pumbaiza- and Margajites Formations" 1000 m. Undefined geologic age. Dark pyritic and graphitic shales with Lingula & Unidentified Pelecypods. Also Quartzitic sandstone intercalations. Unconformity	"Graptolites Shales" with Dydimograptus extensus. Unconformity	Ordovician			
	Cambrian	Cambrian	???	???	???	???	???	???	Cambrian			
	Pre-Cambrian	Pre-Cambrian	"Crystalline basement" Metamorphic rocks and Porphyries	"Crystalline Basement" Gneiss, Amphibolite, Pegmatite.	"Crystalline Basement"	"Crystalline Basement"	"Crystalline Basement" Granite, gneiss	"Crystalline Basement"	Pre-Cambrian			

GEOLOGICAL MAP of AMAZONAS BASIN AND SURROUNDINGS

Compiled by Louis de Loczy 1962

MOST IMPORTANT REFERENCES:

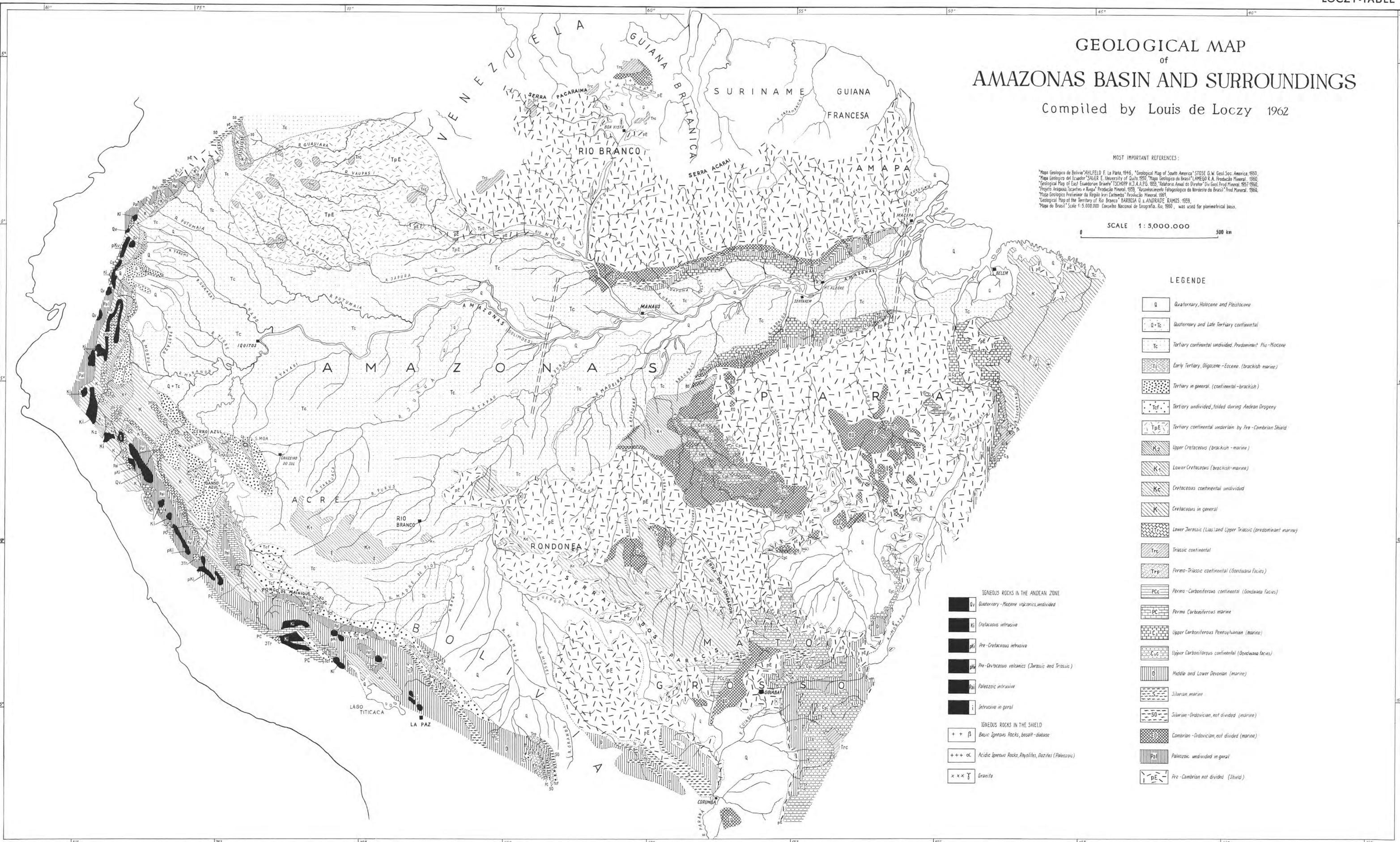
"Mapa Geológico de Bolivia" AHLFELD F. La Plata, 1946, "Geological Map of South America" STOSE G.W. Geol. Soc. America, 1950, "Mapa Geológico del Ecuador" SALER E. University of Quito, 1950, "Mapa Geológico de Brasil" LAMEGO R.A. Produção Mineral, 1960, "Geological Map of East Ecuadorian Britain" SCHOPP H.J. A.P.G. 1952, "Relatório Anual do Diretor Div. Geol. Prod. Mineral, 1957-1960, "Projeto Arapaço, Tocantins e Xingú" Produção Mineral, 1959, "Documentos Fotogeológicos da Bacia do Brasil" Prod. Mineral, 1959, "Mapa Geológico Preliminar da Região Ipiranga" Produção Mineral, 1961, "Geological Map of the Territory of Rio Branco" BARBOSA O. & ANDRADE RAMOS, 1959, "Mapa do Brasil" Scale 1:5.000.000 Conselho Nacional de Geografia, Rio, 1960, was used for planimetric basis.

SCALE 1:5,000,000 500 km

LEGENDE

- Q Quaternary, Holocene and Pleistocene
- Q+Tc Quaternary and Late Tertiary continental
- Tc Tertiary continental undivided, Predominant Plio-Miocene
- T Early Tertiary, Oligocene-Eocene (brackish marine)
- Tg Tertiary in general (continental-brackish)
- Tcf Tertiary undivided, folded during Andean Orogeny
- TpE Tertiary continental underlain by Pre-Cambrian Shield
- K2 Upper Cretaceous (brackish-marine)
- K1 Lower Cretaceous (brackish-marine)
- Kc Cretaceous continental undivided
- K Cretaceous in general
- J Lower Jurassic (Lias) and Upper Triassic (predominant marine)
- Trc Triassic continental
- Trp Permo-Triassic continental (Gondwana facies)
- PCc Permo-Carboniferous continental (Gondwana facies)
- PC Permo-Carboniferous marine
- Cc Upper Carboniferous Pennsylvanian (marine)
- C1c Upper Carboniferous continental (Gondwana facies)
- D Middle and Lower Devonian (marine)
- S Silurian, marine
- SD Silurian-Ordovician, not divided (marine)
- ED Cambrian-Ordovician, not divided (marine)
- Pa Paleozoic, undivided in general
- PE Pre-Cambrian not divided (Shield)

- IGNEOUS ROCKS IN THE ANDEAN ZONE
- Qv Quaternary-Miocene volcanics, undivided
 - K1 Cretaceous intrusive
 - pK1 Pre-Cretaceous intrusive
 - pM Pre-Ordovician volcanics (Jurassic and Triassic)
 - Pa Paleozoic intrusive
 - i Intrusive in general
- IGNEOUS ROCKS IN THE SHIELD
- + + β Basic Igneous Rocks, basalt-diorite
 - + + + α Acidic igneous Rocks, Rhyolites, Dazitites (Paleozoic)
 - x x x γ Granite



PALEOGEOGRAPHIC DEVELOPEMENT

of the

AMAZONAS BASIN SOUTH AMERICA

Compiled by L. de Loczy 1962

