

Jahrb. Geol. B. A.	Bd. 113	S. 1—72	Wien, März 1970
--------------------	---------	---------	-----------------

Geologie des Gebietes Neumarkt/Steiermark — Mühlen

von Andreas THURNER (Graz) *)

(Mit 2 Tafeln und 5 Textabbildungen)

Inhalt

Vorwort	2
A. Umgrenzung des Gebietes und morphologische Übersicht	2
B. Geologische Vorarbeiten	3
C. Geologische Übersicht	4
D. Petrographische Erläuterungen	5
I. Mesozonale kristalline Schiefer	5
II. Mesozonale-epizonale phyllitische Glimmerschiefer	7
III. Die Schichten des Paläozoikums	8
E. Geologische Beschreibung	15
I. Das Gebiet westlich der Olsa—Neumarkter Sattelfurche	16
1. Königreich	16
2. Groberberg	17
3. Die Ostabfälle des Pöllauer Rückens	21
4. Der Rainberg	24
5. Das Gebiet zwischen dem Zeuschacher Becken und der Straße nach St. Lambrecht	24
6. Das Gebiet zwischen der Straße nach St. Lambrecht und dem Lambrechter Bach	26
7. Der Ostabfall des Blasenkogels	27
8. Zusammenfassung des Gebietes Königreich—Blasenkogel Ostabfall ..	28
II. Das Gebiet östlich der Olsa—Neumarkter Sattelfurche	29
1. Die Nordabfälle des Eibl	29
2. Das Gebiet zwischen der St. Veiter Klamm—Pörschacher Talung bis zur Furche Hammerl—Tauchendorf—Fischerbach	31
3. Das Gebiet zwischen Hammerl, Fischerbach und St. Georgner Graben ..	35
4. Der Rücken zwischen Georgner und Greither Graben	39
5. Der Rücken Spielberg—Trattnerkogel	41
6. Das Kreuzeck	43
7. Der Rücken St. Marcin—Forchenstein—Furtner See	46
8. Zusammenfassung des Gebietes östlich der Olsa—Furtner See-Furche ..	47
III. Die Mondorfer Leiten	47
IV. Der Schinkenbühel	52
V. Der Jakobsberg	54
VI. Die Grebenze	55
VII. Tektonische Zusammenfassung	58
F. Die Fazies im Murauer—Neumarkter Raum	61
G. Die Lockerablagerungen	64
H. Die Ergebnisse der Aufnahme	68
Literaturverzeichnis	69

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. Andreas THURNER, Universität Graz, 8010 Graz, Sporgasse 32.

Vorwort

Im Anschluß an die Herausgabe des Kartenblattes Stadl—Murau (THURNER 1958) entschloß ich mich, das im Osten angrenzende Kartenblatt Neumarkt (Nr. 160) aufzunehmen, so daß vor allem das „Paläozoikum“, das große Teile um Neumarkt einnimmt, von einheitlichem Standpunkt erfaßt wird. Die Aufnahme wurde als auswärtiger Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt Wien in den Jahren 1960—1964 durchgeführt.

Als Kartengrundlage diente vor allem die alte österreichische Landesaufnahme 1 : 25.000 (Nr. 5153 1/3), dann die seit 1963 erschienene Karte 1 : 50.000 (Nr. 160) und für den östlichen Teil die Karten 1 : 25.000 (Nr. 160/4). Für einzelne Gebiete standen mir auch die Entwurfskarten vom Eich- und Vermessungswesen 1 : 10.000 und einzelne Luftbildaufnahmen zur Verfügung. Trotz des reichen Kartenmaterials gab es oft Schwierigkeiten, da viele Wege (meist Holzwege) eingezeichnet, aber nicht mehr erhalten waren, dagegen die neuen Güter- und Forstaufschließungswege noch nicht verzeichnet sind.

Da nur wenige geologische Vorarbeiten vorhanden waren, konnten zahlreiche neue Erkenntnisse gewonnen werden und es gestaltete sich die Aufnahme wie auf Neuland. Ich möchte damit auf keinen Fall die Arbeiten der Vorgänger (ROLLE, TOULA, GEYER) als gering schätzen; sie stellen eben den Forschungsstand von vor 70 und 100 Jahren dar.

Wertvolle Unterstützung gewährte eine Aufnahme von PLOTENY (1956), die als Dissertation an der Universität Graz erschienen ist.

Obwohl das Kartenblatt Neumarkt in 2—3 Jahren vollendet ist, halte ich es für notwendig, den paläozoischen Teil gesondert zu veröffentlichen, damit der Anschluß an Murau zustandekommt, so daß nun eine stratigraphische und tektonische Zusammenfassung möglich ist.

Es ist mir an dieser Stelle ein Herzensbedürfnis, Herrn Direktor Prof. Dr. KÜPPER für die Unterstützung herzlich Dank zu sagen. Recht herzlich danke ich Herrn Prof. Dr. KARL METZ, der es mir ermöglichte, die Instituts-einrichtungen an der Universität Graz zu benutzen und für kritische Aussprachen stets großes Interesse zeigte.

Herzlichen Dank schulde ich auch Herrn Prof. Dr. H. FLÜGEL und Herrn Chefgeologen Dr. S. PREY, die bei gemeinsamen Begehungen und Aussprachen wertvolle Anregungen gaben.

A. Umgrenzung des Gebietes und morphologische Übersicht

In der Arbeit wird vor allem das Gebiet zwischen Grebenze im W und den Seetaler Alpen im E behandelt. Die Grebenze, die teilweise auf dem Kartenblatt Murau liegt, erfährt in diesem Rahmen eine zusammenfassende Darstellung. Gegen E reicht die Aufnahme etwas über das Görtsschitztal hinaus und umfaßt noch den Jakobsberg, die Mondorfer Leiten und den Schinkenbühel, die durch Störungen von den eigentlichen Seetaler Alpen getrennt sind.

Die Südgrenze bilden die Nordabfälle des Eibl und die Südabfälle der Grebenze, die zum Teil bereits auf dem Kartenblatt Friesach (Nr. 186) liegen. Die Nordgrenze ist durch die Mur von östlich Frojach bis Scheifling gegeben.

Morphologisch erkennen wir auffallende Gegensätze. Zwischen den steil aufsteigenden Kämmen der Grebenze und den Seetaler Alpen (Zirbitz 2397 *m*) breitet sich ein hügeliges Gelände mit Rundbuckeln und Rücken aus, die Höhen bis 1200 *m*, nur ausnahmsweise bis 1466 *m* Höhe (Kreuzeck 1466 *m*) erreichen und morphologische Mannigfaltigkeit aufweisen.

Die gesamte Neumarkter Landschaft zeigt überall Spuren der pleistozänen Vereisung. Nicht nur die Rundformen weisen daraufhin, sondern auch die zahlreichen Schotter- und Sandablagerungen geben davon Zeugnis.

Die Entwässerung erfolgt im W durch die Olsa, im E durch die Görtschitz. Die Olsa sammelt die Bäche von NW vom Neumarkter Sattel (Mariahof) und von NE vom Perchauer Sattel. Die Görtschitz nimmt die Bäche von den Westabfällen der Seetaler Alpen und einige kleinere von W auf, die von Schönhof und St. Veit in der Gegend kommen.

B. Geologische Vorarbeiten

Überblickt man die geologische Darstellung dieses Gebietes auf den verschiedenen geologischen Übersichtskarten (BOUÉ 1835, HAIDINGER 1845, STUR 1871, HERITSCH 1921, VETTERS 1932, METZ 1957), so erkennt man, wie sich allmählich die Erkenntnisse erweitert haben. Anfangs sah man, anscheinend nur auf Grund von Talwanderungen, die auffallenden Schichtglieder, wie die Kalke der Grebenze und des Pleschaitz, die „Tonschiefer“ um Neumarkt und die Gneise der Seetaler Alpen.

Von ROLLE (1854) stammen wertvolle Beobachtungen, er unterscheidet bereits Chloritschiefer und graphitreiche Gesteine, er berichtet bereits von Dolomiten bei Mühlen.

STUR (1871) bringt S. 72 zwei Profile durch das Neumarkter Becken—der eine Schnitt führt von der Grebenze über Neumarkt, Greith zur Wenzelalpe, der andere vom Kalkberg über den Bischofberg nach Greith. Die „Tonschiefergruppe“ von Neumarkt wird dabei hervorgehoben.

Von Bedeutung ist die Arbeit von TOULA (1893), die von Crinoidenfunden auf der Grebenze berichtet und auf Grund von *Tatocrinus* werden die Kalke ins Devon gestellt.

Ausführlich befaßt sich GEYER (1893) mit dem Aufbau und der Lagerung. Er kommt zu dem Ergebnis, daß die Kalke der Grebenze unter den Phylliten liegen und muldenförmig mit den Kalken des Singerecks—Mühlen zu verbinden sind.

Die Arbeiten von TORNQUIST (1916, 1917, 1921) versuchen, das Gebiet Murau—Neumarkt in Decken zu gliedern, welche Anschauung sicher etwas für sich hat, doch damals viel zu wenig durch Aufnahmen begründet war.

In der Geologie von Steiermark (HERITSCH 1921) werden hauptsächlich die Aufnahmergebnisse von GEYER verwertet.

HABERFELLNER E. (1937) sieht in den Karbonatgesteinen von Mühlen fragliche Trias. R. SCHWINNER (1939, 1950) schuf den Namen der Norealinie, die mit der Görtschitztalstörung identisch ist (FRITSCH 1963).

Mit der Arbeit von PLOTENY (Dissert. 1956) tritt die Dolomit-Quarzitserie von Mühlen als fragliche Trias wieder in den Vordergrund. Sie wird von H. FLÜGEL (1960) mit der Raasbergserie verglichen und damit großtektonische Folgerungen abgeleitet.

Für TOLLMANN (1950, 1963) ist die fragliche Trias ein wichtiger Beleg für den Bestand der Gurktaler Decke. Ein Profil über den Trattnerkogel (1963, S. 50) kennzeichnet die Lagerung.

In der geologischen Übersichtskarte des Bezirkes St. Veit a. d. Glan von BECK-MANNAGETTA (1957) kommen vom Blatt Neumarkt die nach Kärnten gehörigen Gebiete zur Darstellung.

Wertvolle Beobachtungen bringen CLAR (1951) und W. FRITSCH (1963) über den Verlauf der Görtschitztalstörungen.

Von mir liegen geologische Berichte in den Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt (1960—1964) vor. Über die Geologie des Kreuzecks wurden 1958 und über die fragliche Trias von Mühlen 1964 Arbeiten veröffentlicht.

Über das Magneteisenstein-Vorkommen in der Pöllau berichten GÖTH G. (1843), CANAVAL (1930), HÖRHAGEN (1903) und REDLICH (1931) einige Tatsachen. Notizen über Magnetkies beim Bauer „Geigl“ nächst Scheifling sind im Jahrbuch der Geol. B. A. Wien 1955 S. 342 enthalten (ohne Autor).

Über Bleiglanzvorkommen bei Bayerdorf unweit Neumarkt schreibt SEELAN in den Verhandlungen der Geolog. Reichsanstalt (1869).

JANISCH (1885) bringt historische Angaben über Bad Einöd. Das österreichische Bäderbuch 1928 enthält Analysen über das Heilwasser von Bad Einöd.

ROLLE (1856 S. 43) und STUR (1864 S. 240) teilen die Ergebnisse von Bohrungen auf Kohle bei Schloß Velden und Judendorf mit.

Morphologische und glazialmorphologische Arbeiten liegen von R. MAYER (1926, 1926/27), von SÖLCH (1928), von H. SPREITZER (1953, 1959) und H. PASCHINGER (1965) vor.

C. Geologische Übersicht

Der Westrand wird durch die morphologisch auffallend hervortretenden Kalke der Grebenze gebildet. Im Osten bauen mesozonale kristalline Schiefer, hauptsächlich Injektionsglimmerschiefer, die Seetaler Alpen auf. Im S (Nordabfälle des Eibls und Südabfälle der Grebenze) kommen Granatglimmerschiefer zum Vorschein.

Die breite Senke von Neumarkt—Mühlen wird vor allem von Phylliten aufgebaut, die verschiedene Einlagerungen enthalten. Und zwar überwiegen südlich der Linie Ostabfall des Groberbergs, Schloß Lind, St. Georgen, Sattel nördlich Greith Kohlenstoffphyllite. Sie enthalten an der Basis graue bis bänderige Kalke (Typus Murauer Kalk) mit Kalkphyllit. Gegen E (östlich St. Veit—Schönhof—Weientaler) schalten sich in die schwarzen Phyllite in mehreren Streifen gelbe Kalke — Dolomite, graue Kalke, graue Dolomite und stellenweise auch Quarzite — Karbonatquarzite ein. Vereinzelt treten Lagen von Prasinit, Chlorit-Kalkschiefer und graue Quarzite auf.

Nördlich der vorher genannten Linie überwiegen grünliche bis graue Serizit-Chloritquarzphyllite, die in zahlreichen Abarten auftreten und stellenweise Arkoseschiefer führen. Vereinzelt stellen sich geringmächtige quarzitisches Lagen und kurze Kalklinsen ein. Prasinite bilden an mehreren Stellen ansehnliche Ablagerungen und besonders am Kreuzeck eine auffallend mächtige, muldenförmige Platte.

Die Schichten fallen meist 20—30° gegen N—NW, wobei jedoch oft breite, flache Faltungen in Erscheinung treten. Nur im NE auf dem Kamm übers Singereck und über Bischofsberg—Trattnerkogel treten auffallende Abweichungen mit W—SW-Fallen in Erscheinung und am Ostabfall des Blasenkogels scheint eine N—S-streichende Antiklinale auf.

D. Petrographische Erläuterungen

I. Die mesozonalen kristallinen Schiefer

Den Unterbau bilden hauptsächlich Granatglimmerschiefer, die nur schmale Einlagerungen von Quarzit, Amphibolit, Marmor und Pegmatit enthalten.

1. Die Muskowit-Biotit-Granatglimmerschiefer bauen die untersten Südabfälle der Grebenze, große Teile des Eibel-Rückens, die Südabfälle des Schneehitzers und die untersten Nordabfälle des Kreuzecks auf.

Unter dem Mikroskop: Eckig verzahnte Quarzkörner mit kleinen Einzelblättchen von Muskowit und Biotit bilden verschieden breite Linsen bis Lagen ($\frac{1}{4}$ —1 mm breit), die von Glimmerlagen begleitet werden. Es beteiligen sich vor allem Muskowit und ein wenig Biotit, vereinzelt etwas Chlorit. Manchmal treten größere Querbiotite auf. Die Granate sind 2—6 mm groß. In muskowitzreichen Typen sind sie klar rosarot (z. B. Schneehitzer, Bad Einöd — E).

Die Mengenverhältnisse Glimmer — Quarz zeigen große Schwankungen; von glimmerreichen bis zu quarzreichen kommen Übergänge vor. Am Südabfall des Schneehitzers und auch am Eibl-Nordabfall treten muskowitzreiche Typen besonders hervor.

2. Kohlenstoff-Granatglimmerschiefer sind schwarze bis dunkelgraue Gesteine. Man begegnet ihnen am Jakobsberg, auf der Mondorfer Leiten und am Ostabfall des Singerecks und des Trattnerkogels.

Unter dem Mikroskop: Grobkörnige, eckig verzahnte Quarze mit Einzelblättchen von Muskowit und Biotit bilden Linsen zwischen den Glimmermineralien, die aus Muskowit und etwas Biotit bestehen. Die Glimmer sind streifenförmig mit feinem, schwarzem Staub in s belegt (Kohlenstoff?). Die 3—8 mm großen Granate enthalten Kohlenstaub mit si. Vereinzelt treten kleine Plagioklase und Turmaline auf. Quarzitisches Typen sind selten, glimmerreiche überwiegen. Vereinzelt sind Zoisite erkennbar (Weg zum „Pleschkowitz“, 1070 m Höhe). Der Kohlenstoffgehalt ist großen Schwankungen unterworfen; es gibt Schliffe, die nur schmale Lagen von Kohlenstaub enthalten und dann wieder entsprechend breite ohne schwarzen Staub. Auch im Gesamtschichtstoß treten immer wieder Glimmerschiefer auf, die nur wenig schwarze Substanz aufweisen und die dann den Muskowit-Biotit-Granatglimmerschiefern ähneln.

Die schwarzen Glimmerschiefer am Trattnerkogel und Singereck-Ostabfall enthalten manchmal Zoisite und die lichten Glimmer sind vielfach als Serizit ausgebildet. Man erhält hier den Eindruck, daß es sich ursprünglich um Kohlenstoffphyllite handelte, die durch die Verschiebung der paläozoischen Schichten (Dolomite, Kalke, Quarzite) eine höhere Metamorphose erlitten.

3. Die Amphibolite bilden stets schmale Lagen in den Granatglimmerschiefern. Im Handstück erkennt man Granatamphibolite, Biotitamphibolite und Bänderamphibolite.

Granatamphibolite mit großen Hornblenden, Plagioklas (Albit), etwas Quarz, Granat, dann mit einzelnen Biotitblättchen mit Chlorit stehen im Fallbachgraben (1070 *m* Höhe), am Südwestabfall der Mondorfer Leiten nördlich der Wegabzweigung der Straße nach Noreia und am Südwestabfall des Jakobsberges in der Nähe von P. 1207 *m* an.

Bänderamphibolite mit Feldspat- und hornblendereichen Lagen (große Hornblenden), mit etwas Epidot und Zoisit beobachtet man am Südabfall der Mondorfer Leiten in 1260 *m* Höhe, am Südostabfall des Schinkenbühels (1340 *m* Höhe).

Amphibolite mit stengelförmigen Hornblenden, Biotit, Plagioklas, meist mit etwas Epidot und Calzit, stehen am Südabfall der Mondorfer Leiten in 1310 *m* Höhe und am Südabfall des Groberberges (Richtung Bahnübersetzung) in 980 *m* Höhe in den phyllitischen Glimmerschiefern an.

4. Die Quarzite bilden in den Granatglimmerschiefern verschieden mächtige Lagen, so am Nordabfall des Eibls, am West- und Nordostabfall der Mondorfer Leiten und am Südwestabfall des Schinkenbühels. Es handelt sich um graue bis graubräunliche, ebenflächige Quarzite mit Muskowitblättchen auf den s-Flächen, vereinzelt sind kleine Granate zu erkennen.

Unter dem Mikroskop sieht man eckig verzahnte Quarzkörner mit Einzelblättchen von Muskowit und etwas Biotit und locker verteilt opake Körner.

5. Die Marmore.

Obwohl auch die meisten Karbonatgesteine im Paläozoikum grobkörnig und daher als Marmore anzusprechen sind, gebrauche ich diesen Namen für die im mesozonalen Kristallin liegenden.

Diese Marmore bilden meist gering mächtige Lagen am Jakobsberg, Schinkenbühel und vereinzelt auf der Mondorfer Leiten. Es ist bei einigen Vorkommen nicht immer sicher, ob es sich um primäre Einlagerungen in den Granatglimmerschiefern handelt oder um Reste des Paläozoikums.

Die Marmore zeigen jedoch recht verschiedenes Aussehen. Rein weißen Marmoren begegnet man am Jakobsberg Nordwestabfall (Steinbruch) und am Schinkenbühel Südabfall meist in Verbindung mit Pegmatit. Lichtgraue, gebankte Marmore stellen sich am Schinkenbühel Südwestabfall ein. Dünnschichtige Glimmermarmore stehen am Jakobsberg Westabfall in 1290 *m* Höhe und im Fallgraben in 1100 *m* Höhe an. Dunkelgraue Glimmermarmore stecken am Weg zum „Pleschkowitz“ in 1070 *m* Höhe in Kohlenstoff-Granatglimmerschiefern. Graue Dolomitmarmore bilden Felsen am Eingang in den Fallbachgraben, im gleichen Graben in 1100 *m* und 1220 *m* Höhe (Steinbruch auf der Südseite dieses Grabens) und am Nordwestabfall des Schinkenbühels in 1300 *m* Höhe.

6. Pegmatite erscheinen nur am Schinkenbühel und am untersten Nordabfall des Kreuzecks. Das Feldspat-Quarzgefüge zeigt deutliches s, Muskowit ist häufig. Turmaline sind nur vereinzelt vorhanden. Die Plagioklasse sind Albite mit 10% An (nach PLOTENY).

7. Biotitglimmerschiefer

Auf der Höhe der Mondorfer Leiten breiten sich über den Granatglimmerschiefern auf einer kleinen Fläche schwarze bis dunkelgraue, ebenflächige Gesteine aus, die im Handstück als Kohlenstoff-Biotitglimmerschiefer anzusprechen sind.

Unter dem Mikroskop erscheinen jedoch verschiedene Typen. Am häufigsten treten südlich Gehöft „Papst“ und am Ostabfall hornblendeführende Biotitschiefer auf. Sie zeigen unter dem Mikroskop Lagen von Biotit, etwas Chlorit (Prochlorit) und Muskowit, in welchem Gefüge blaßgrüne Hornblenden (15—20%) und etwas Epidot aufscheinen. Zwischen den Glimmerlagen bemerkt man schmale Lagen-Linsen von Feldspat und Quarz mit schwarzen Staubstreifen. Kleine Granate mit si sind meist vorhanden.

Es treten jedoch auch Typen auf, die im Glimmergefüge viel Muskowit mit Kohlenstaub, etwas Biotit und Hornblende zeigen und untergeordnet (zirka 5%) Quarz und Feldspat aufweisen.

Am Südfall konnten in diesem Bereich Gesteine gefunden werden, die aus regelmäßigen Biotit- und Quarzlagen bestehen und kleine Hornblenden führen. Es handelt sich um hornblendeführende Biotitglimmerschiefer.

Im Sattel bei „Papst“ stehen an einer Stelle schwarze Phyllite an, die aus Serizit mit schwarzem Staub und etwas feinkörnigem Quarz bestehen. Ich fasse auf der Karte all diese Typen als Biotitglimmerschiefer zusammen.

Diese Gesteine bilden die Unterlage der paläozoischen Schichten (Kalke, gelber Dolomit, Porenquarzit), liegen demnach auf einem tektonischen Horizont. Es besteht daher die Vermutung, daß es sich ursprünglich um Kohlenstoffphyllite gehandelt hat, die durch die Aufschiebung der paläozoischen Serie eine höhere Metamorphose erhielten.

II. Die mesozonal-epizonalen phyllitischen Glimmerschiefer

Am Süd- und Ostabfall des Königreiches und am Südostabfall des Groberberges liegen über den typischen Muskowit-Biotit-Granatglimmerschiefern grünliche Glimmerschiefer, die vereinzelt kleine Granate führen. Sie sehen im Handstück wie Diaphorite aus.

Unter dem Mikroskop sieht man s-Lagen und zerschlissene Streifen von Muskowit-Serizit mit blaßgrünem Chlorit (= Prochlorit), die manchmal feine biotitische Streifen zeigen. Zwischen den Glimmerlagen liegen schmale Linsen von eckig verzahnten Quarzkörnern mit einzelnen Muskowit- und Serizitblättchen und einzelnen Feldspäten (Albit). Wenn Granate vorhanden sind, so sind diese hell und bis $1\frac{1}{2}$ mm groß. Opaker Staub (Graphit) ist manchmal auf den Glimmern locker verteilt. Hier und da stellen sich auch Calcitkörner ein. Vereinzelt kommen auch Typen vor, die überwiegend aus Muskowit-Serizit und etwas Chlorit bestehen. Typische diaphoritische Merkmale fehlen.

Es handelt sich demnach um Muskowit-Chlorit-Granat-Phyllite, die ich einfachheitshalber als phyllitische Glimmerschiefer bezeichne. Sie besitzen einesteiis deutliche Merkmale der Epizone (Chlorit, Serizit, feinkörnige Quarze), andernteils fallen mesozonale Mineralien, wie Muskowit, etwas Biotit, Granat und grobkörnige Quarze, auf. Man könnte diese Gesteine für Übergangstypen von den mesozonalen Muskowit-Biotit-Granatglimmerschiefern zu den epizonalen Serizit-Chloritphylliten halten (WEIDENBACH

1963; THIEDIG 1965). Als Diaphtorite kommen sie nicht in Frage, denn die hellen Granate zeigen keine Chloritisierung und die Chlorite sind nicht vom Biotit abzuleiten.

Da jedoch die Grenze zu den mesozonalen Granatglimmerschiefern auffallend scharf ist, so halte ich diese Gesteine nicht für Übergangstypen von der Meso- in die Epizone, sondern für solche mit zwei Metamorphosen. Die erste variszische Metamorphose prägte die Phyllite (Serizit-Chlorit-Quarzphyllite), die zweite Metamorphose (wahrscheinlich alpidisch) hängt mit der Verschiebung der paläozoischen Schichtstöße zusammen, die in den liegenden Phylliten eine etwas höhere Metamorphose erzeugte.

Das gesamte Paket der phyllitischen Glimmerschiefer zeigt stellenweise noch Lagen von Serizit-Chlorit-Quarzphyllit, wohl ein Beweis, daß die Metamorphose keine gleichmäßig durchgreifende war.

Ähnliche Gesteine findet man am Eibl-Nordabfall, doch in etwas anderer Stellung. Unter den paläozoischen Schichten in 1100 *m* Höhe liegen muskowitzreiche Granatglimmerschiefer mit quarzitischen Lagen. Die gleichen Typen, jedoch mit etwas mehr Biotit (Muskowit-Biotit-Granatglimmerschiefer), stehen an der Ostseite des Olsatales von der Bahnstation Bad Einöd bis östlich Kurhaus Wildbad Einöd an. Darunter liegen ab 1320 *m* Höhe grünlich phyllitische Glimmerschiefer, die denen vom Königreich Ostabfall gleichen. Sie bestehen aus Muskowit-Serizit-Chlorit- und Quarzlagen und führen vereinzelt kleine, helle Granate. Manchmal stellen sich auch Lagen von Serizit-Chlorit-Quarzphylliten ein. Die Unterlage, die bei östlich Dürnstein (Papierfabrik) zum Vorschein kommt, besteht wieder aus typischen Muskowit-Biotit-Granatglimmerschiefern.

Es liegen demnach die phyllitischen Glimmerschiefer zwischen mesozonalen Granatglimmerschiefern, und ich vermute, daß hier ebenfalls zwei Gebirgsbildungen die verschiedenen Metamorphosen erzeugten. Die variszische Gebirgsbildung prägte die Serizit-Chloritphyllite, die zweite Gebirgsbildung verursachte die Verschiebung des paläozoischen Schichtstoßes, welche den epizonalen Gesteinen die mesozonalen Merkmale aufprägte. Es würde daher hier ein paläozoischer Schichtstoß vorliegen, der teilweise (hangende Partien) durch die Verschiebung mesozonal metamorph wurde. Diese Ansicht wird dadurch erhärtet, daß im Hangenden der Granatglimmerschiefer in 1140 *m* Höhe eine Lage von Prasinit steckt.

III. Die Schichten des Paläozoikums

Obwohl das Alter dieser Schichten durch Fossilien nicht belegt ist, stelle ich sie ins Paläozoikum, weil die Kombination Bänderkalk, Kohlenstoffphyllit mit Kieselschiefer, Serizit-Chloritphyllit und Prasinit größte Ähnlichkeit aufweist mit den Schichten von Murau, wo silurverdächtige Kieselschiefer vorkommen. Zum Vergleich kann auch die Waitschacher Serie von Kärnten (WEISSENBACH 1963) herangezogen werden, wo die Conodonten für Silur-Devon sprechen.

An der Zusammensetzung beteiligen sich vom Hangenden ins Liegende folgende Schichten:

Prasinite vom Kreuzeck,

Serizit-Chloritquarzphyllite mit rostigen Lagen

(an Einlagerungen erscheinen Quarzite, Arkoseschiefer, limonitische Kalke, Prasinite, Chlorit-Kalkschiefer),

Kohlenstoffphyllite mit Einlagerungen von Quarzit, Prasinit, Chlorit-Albit-Kalkschiefer,

im östlichen Teil sind graue Kalke, gelbe Dolomite, gelbe Kalke und Karbonatquarzite enthalten,

Kalkphyllite,

Graue Kalke, Bänderkalke, Kalkschiefer, phyllitische Kalke, gelbe Kalke.

Die grauen bis bänderigen Kalke sind meist grobkörnig und treten in verschiedenen Abarten auf; graue, ebenflächige Kalke; dünngeschichtete Kalke mit serizitischem Belag, die in phyllitische Kalke übergehen; Bänderkalke usw.

Die grauen bis grauschwarzen Kalkphyllite gehen durch Zunahme der serizitischen Lagen aus den grauen Kalken hervor. Im Handstück liegen zwischen den serizitischen Lagen 2—4 mm dicke Calcitlinsen bis Lagen. Unter dem Mikroskop zeigt das serizitische Gefüge meist einen feinen Belag von Kohlenstaub in s.

Übergänge von Kalk in Kalkschiefer, Kalkphyllit sind besonders gut am Weg von „Schmery“ gegen N zu beobachten (= Westabfall des Eibl Nordabfalles).

Manchmal sind mit den Kalkphylliten auch Chlorit-Kalkphyllite verbunden, die aus Chlorit, Serizit und Kalk bestehen (z. B. Ostabfall des Groberberges).

Die Kohlenstoffphyllite (Graphitphyllite) gehen allmählich aus den Kalkphylliten hervor. Es handelt sich um schwarze bis schwarzgraue phyllitische bis ebenflächige Gesteine, die deutliche s-Flächen aufweisen.

Unter dem Mikroskop erkennt man feinschuppige Lagen von Serizit, die mit Kohlenstaub in s belegt sind. Feinkörnige Quarze sind meist in Linsen oder Lagen vorhanden (meist ohne schwarzen Staub). Abarten entstehen durch den Wechsel der Mengenverhältnisse von Serizit und Quarz. Es gibt serizitische und quarzartige Typen. Unterschiede entstehen auch in der Verteilung des kohligen Staubes. Es gibt Schiffe, die eine gleichmäßige Verteilung von Kohlenstaub zeigen, es handelt sich um quarzarme, serizitreiche Typen; dann wieder gibt es Gesteine, die den Kohlenstaub streifenweise führen und lichte Lagen enthalten. Auch in großen Aufschlüssen kann man die verschiedene Verteilung des kohligen Staubes erkennen.

Manchmal findet man Kohlenstoffphyllite, die Spuren einer etwas höheren Metamorphose zeigen; es scheinen deutliche Muskowitblättchen auf und manchmal feine biotitische Streifen (z. B. Ostabfall des Blasenkogels).

Sehr vereinzelt erscheinen Kohlenstoffgranatphyllite, die kleine (0.2—0.4 mm) getrübe Granate führen (z. B. Ostabfall vom Blasenkogel; vom Groberberg).

Die Kohlenstoffphyllite treten in großer Mächtigkeit am Ostabfall des Groberberges, am Südostabfall des Pöllauer Rückens und östlich der Olsa südlich der Linie Lind—Greith besonders hervor (z. B. St. Veiter Graben; Hammerl; Windberg).

Die Serie Bänderkalk—Kalkphyllit, Kohlenstoffphyllit stimmt mit der von Murau vollständig überein.

In den Kohlenstoffphylliten stecken nun verschiedene Einlagerungen wie Quarzite, graue Kalke, Prasinite. Im östlichen Teil („Grasser“, Schönhof, Mühlen, Kulm) erscheinen in mehrfachen Wiederholungen Schichtpakete, die aus grauen Kalken, gelben Kalken, gelben Dolomiten und Porenquarziten bestehen. Ich fasse diese Gesteine der Kürze halber als „gelbe Serie“ zusammen. Im einzelnen zeigen sich jedoch besondere Abänderungen, die bei den Profilen besprochen werden.

Die grauen Kalke sind meist deutlich gebankt und körnig entwickelt; vereinzelt treten auch dunkelgraue, besonders grobkörnige Kalke auf (z. B. Steinbruch bei der Schule in Mühlen), die meist serizitischen Belag aufweisen.

Besonders charakteristisch sind die gelben Dolomite, deren Farbe von hellgelb bis ockergelb variiert. Sie sind meist deutlich körnig; häufig erscheinen bräunliche Körner bis Lagen. Die Schichtflächen zeigen oft serizitischen Belag. Sie sind geschichtet und zerfallen kleinstückig. Manche Typen enthalten lichtgraue Quarzlagen von 5—15 mm Dicke (z. B. Weg zum „Grasser“, Nordabfall Kuketzriegel). Sehr vereinzelt stellen sich Zellenkalke ein (z. B. östlich „Grasser“), sie enthalten 2—25 mm große rundliche bis ovale Löcher, aus denen schwach gerundete, lichtgelbe Dolomitstücke herauswittern. Sie stehen meist mit gelblichen, brecciosen, kalkigen Dolomiten in Verbindung und zeigen im gelblich bräunlichen kalkigen Zement eckige Stücke von gelblichem Dolomit und von Phyllit.

Manchmal sind mit den gelben Dolomiten solche verbunden, die schlierartige bräunliche (limonitische) Bänder aufweisen, die wie eine Holzmaserung aussehen; ich bezeichne sie als Holzfaserdolomite.

In einigen Dolomitaufschlüssen sind 5—20 cm dicke kalkige Limonitlagen enthalten (z. B. am Weg zum „Grasser“; am Trattnerkogel; südlich Aich). Vereinzelt stellen sich lichtgraue, feinkörnige Dolomite und Bänderdolomite ein (z. B. östlich Schönhof; östlich Oberdorf — Steinbruch).

Mit den gelben Dolomiten sind meist gelbliche körnige Kalke verbunden, die nicht immer scharf von den Dolomiten zu trennen sind. Die Untersuchung mit Alizarin ergab, daß in den Dolomiten oft 4—10 mm breite Körnerstreifen von Kalk aufscheinen und umgekehrt in den gelben Kalken Dolomite. Sie enthalten ebenfalls limonitische Körner.

Am Kuketzriegel und am Weg von „Schmery“ (Eibl) sieht man, wie die gelben Kalke in graue übergehen und sedimentär verbunden sind.

Die Quarzite (Karbonatquarzite, Porenquarzite) sind licht gelbliche bis graue, ebenflächige Gesteine, die oft auf den Schichtflächen kleine Löcher (Poren) aufweisen. Der Hauptbestandteil ist Quarz (eckig bis buchtig verzahnt), der im Gefüge Körner von Karbonat (meist Dolomit) enthält. Der Karbonatgehalt ist jedoch schwankend (0—30%), die Schichtflächen führen oft Serizit. Es stellen sich auch braune Verwitterungsrinden ein.

Diese Quarzite sind in der gelben Serie nicht immer vorhanden, sie fehlen z. B. am Nordabfall des Eibl („Grasser“) und am Kuketzriegel.

Rauhacken konnte ich nur vereinzelt in einigen Lagen beobachten (z. B. am Trattnerkogel Südabfall und bei „Grasser“).

Die „gelbe Serie“ hat sicher eine Ähnlichkeit mit zentralalpinen mesozoischen Schichten. FLÜGEL fand eine Übereinstimmung mit der Raasbergserie. Da jedoch die Schichten der gelben Serie am Nordabfall des Eibl und Kuketzriegel in graue Kalke übergehen, sie nicht immer an der Basis des Paläozoikums auftreten, sondern in mehrfacher Wiederholung innerhalb der Kohlenstoffphyllite aufscheinen, kam ich zu dem Ergebnis, daß es sich nicht um mesozoische Einschaltungen handelt, sondern um fazielle Abänderungen innerhalb der Kalk-Kohlenstoffphyllite (TURNER 1964), wobei wahrscheinlich Verschuppungen eine Rolle spielen.

In den Kohlenstoffphylliten treten nun an einigen Stellen, so am Groberberg, in der St. Veiter Klamm und bei Rapottendorf, Prasinite auf, die sich durch die dunkelgrüne Farbe deutlich herausheben. Sie werden im Anschluß an die Serizit-Chlorit-Phyllitserie besprochen. Ebenso finden dort die Chlorit-Albit-Kalkschiefer (St. Veit i. d. G.; Obersteinerkogel; Groberberg Ostabfall, Vockenbergr, nördlich Barbaravilla) eine Besprechung.

Am Ostabfall des Groberberges stecken in den Kohlenstoffphylliten an mehreren Stellen graue Quarzite mit etwas Serizit.

Die Gruppe der Serizit-Chloritquarzphyllite bildet zusammen mit quarzitischen Arkoseschiefen und Prasiniten das höchste Schichtglied der Neumarkter Fazies. Sie bauen das Gebiet nördlich der Linie Groberberg Ostabfall, Lind-Greith auf (z. B. Groberberg, Ostabfall von Pöllau, Rainberg, Vockenbergr, Geierberg, Spielberg, Kreuzeck).

Die Serizit-Chloritquarzphyllite sind grünliche bis graue, phyllitische (linsige) bis ebenflächige Gesteine, die vielfach rostige Lagen bzw. Linsen enthalten, daher ist die Bezeichnung Serizit-Chloritquarzphyllit mit rostigen Lagen angezeigt.

Der Mineralbestand ist durch Serizit, Chlorit und Quarz gegeben, sehr oft gesellen sich Feldspat, Calcit und Limonit hinzu. Durch Veränderungen der Mengenverhältnisse, der Absatzbedingungen und auf Grund der tektonischen Durchbewegungen ergeben sich verschiedene Abarten.

Es handelt sich bei all diesen Gesteinen um ehemals tonige bis feinsandige Gesteine, die durch eine epizonale Metamorphose umgeprägt wurden.

Die häufigsten Typen zeigen unter dem Mikroskop Lagen bis stark zerrissene Streifen von Serizit und Chlorit. Zwischen diesen Glimmerlagen liegen Linsen von feinkörnigem Quarz, manchmal einige Plagioklaskörner und Einzelblättchen von Serizit und Chlorit. Limonitische Flecken oft mit Karbonat verbunden. Manchmal scheinen auch Calcitkörner auf. Akzessorisch erscheinen Titanit, Zirkon, Ilmenit, Apatit und vereinzelt Turmalin. Die Breite der Glimmerstreifen und Quarzlinen wechselt, so daß verschiedene Abänderungen der Mengenverhältnisse entstehen.

Die glimmerreichen Typen mit Serizit und Chlorit enthalten nur wenig schmale Linsen von Quarzkörnern (20—30%). Umgekehrt entstehen quarzreiche Serizit-Chloritphyllite. Im Quarzgefüge scheinen Einzelblättchen von Serizit und Chlorit auf.

Abarten bilden sich auch durch Abänderungen des Mengenverhältnisses Chlorit, Serizit. Im S, am Groberberg, überwiegt meist Chlorit (= Prochlorit) über Serizit, es entstehen Chlorit-Serizitquarzphyllite; im nördlichen Teil treten Serizit-Chloritphyllite stärker hervor.

Im Quarzgefüge fallen oft größere Feldspate (Albite) bis $\frac{1}{2}$ mm auf; sie bilden arkoseartige Lagen zwischen den Glimmerstreifen. Bei den Calzit führenden Typen überwiegt meist Chlorit über Serizit (z. B. Groberberg). Texturelle Abänderungen erzeugen lagige, lagig-bänderige und linsige Typen.

Durch geringe Änderungen im Grad der Metamorphose erscheinen Typen mit etwas Muskowit, mit biotitischen Streifen und mit größeren Quarzkörnern.

Abänderungen entstehen durch verschiedene tektonische Beanspruchung. Sehr häufig stellen sich gefaltete Typen ein, deren Glimmer postkristallin verbogen sind (Polygonalbögen!). Die Linsenbildung wird oft durch Zerschierung verursacht. Die starke Zerreißung der Glimmerminerale läßt auf postkristalline Durchbewegung schließen.

Auf der Karte wurden all die verschiedenen Typen der Serizit-Chlorit-quarzphyllitserie als eine Einheit ausgeschieden, eine kartenmäßige Ausscheidung in Serizit-Chloritquarzphyllite, Chlorit-Serizitquarzphyllite, in arkoseartige Phyllite und quarzitisches Phyllite konnte nicht durchgeführt werden.

Serizit-Chloritphyllite mit arkoseartigen Lagen treten am Podolerrücken und auf den Hügeln zwischen Furtner See und der Straße nach Mariahof stärker hervor.

Die Arkoseschiefer — quarzitisches Arkoseschiefer. Diese Gesteine bilden am Ostabfall von Pöllau mehrere ansehnliche Lagen in den Serizit-Chloritquarzphylliten, mit denen sie oft durch Übergänge verbunden sind.

Es handelt sich um ebenflächige, lichtgrunliche bis graue Gesteine, die im Querbruch oft deutliche Bänderung von dunklen Lagen aufweisen. Stellenweise scheinen limonitische Flecken auf. Die höher liegenden Partien am Pöllauer Rücken sind ebenflächig lagig; die tiefer liegenden („Tschaggobert“, „Lasser“ — „Wieser“) sind deutlich gefältelt.

Unter dem Mikroskop zeigen die lagig ungealtelten Typen 2–3 mm breite, feinkörnige Quarzlagen, die einzelne größere Plagioklase (Albit bis $\frac{1}{2}$ mm lang) und Einzelblättchen von Serizit-Chlorit enthalten. Diese Lagen werden von $\frac{1}{4}$ –1 mm breiten Glimmerlagen, die aus Serizit und Chlorit bestehen, begleitet; sie enthalten oft Calzitkorner und limonitische Flecken.

Am Steinerkogel treten auch Typen auf, die aus einem feinkörnigen Gemenge von Serizit und Quarz bestehen, in dem einzelne bis $1\frac{1}{4}$ mm lange Feldspate (Albit mit Periklin) enthalten sind. Manche Gesteine zeigen auch in den Serizit-Chloritlagen einzelne Calzitkorner.

Der Feldspatgehalt schwankt. Meist überwiegt Quarz und es treten nur wenig Feldspate auf, so daß der Name feldspatführende Serizitquarzite angebracht ist. Es gibt jedoch auch Stücke, besonders bei den gebänderten, wo bis 30% Feldspat enthalten ist. Die gefältelten Typen zeigen den gleichen Mineralbestand, nur treten meist gefältelte Serizitlagen, die oft Zerschierungen aufweisen, stärker hervor. Häufig ist etwas Chlorit vorhanden.

Die Arkoseschiefer — feldspatführende Serizitquarzite stellen ehemals feinsandige Ablagerungen innerhalb der tonigen dar, die zu Serizit-Chloritphylliten umgeprägt wurden.

Die feldspatführenden Serizitquarzite. Besonders ausgeschieden wurden feldspatführende Serizitquarzite, die von den vorherigen durch ihre weiße Farbe besonders auffallen und eine Ähnlichkeit haben mit den quarzitischen Porphyroiden (Serizitquarzite) der Stolzalpe (TURNER 1927).

Vorkommen: Westabfall des Groberberges; „Tschaggober“, nördlich verfallener Kirche am Mitterberg; östlich Gasthaus Vetterl.

Es liegt in den meisten Fällen ein feinkörniges Gefüge von Quarz vor, in dem einige große Feldspate (Albit-Periklin bis 1 mm) enthalten sind. Es wird von Serizit-Chloritlagen durchzogen.

Die Typen vom Groberberg Westabfall sind deutlich lagig und enthalten bis 0.3 mm große Albite. Die Serizit-Chloritlagen folgen meist in regelmäßigen Abständen von 0.2—0.25 mm.

Die feldspatführenden Quarzite von „Tschaggober“ bilden unmittelbar nördlich vom Gehöft eine zirka 50 m mächtige Lage. Sie enthalten verhältnismäßig breite Serizit-Chloritlagen (bis ½ m) und im Quarzgefüge nur einige Feldspate.

Die Typen nördlich der Kirche am Mitterberg zeigen im Glimmergefüge mehr Chlorit als Serizit mit etwas Epidot und Calzit. Im Quarzgefüge liegen einige bis 1½ mm lange Albite.

Unmittelbar östlich „Vetterl“ steckt in den Serizit-Chloritphylliten eine zirka 30 m mächtige Lage von reinweißem Serizitquarzit, der nur einen sehr geringen Feldspatgehalt aufweist.

Ob die Unterscheidung von den Arkoseschiefern aufrecht zu erhalten ist, da mikroskopisch eigentlich keine wesentlichen Unterschiede vorliegen, werden spätere Untersuchungen zeigen. Auf Grund der Schlibbilder handelt es sich um ehemals sandige Gesteine mit etwas toniger Beimengung.

Andere Einlagerungen in den Chlorit-Serizitphylliten. An anderen Einlagerungen sind diese Gesteine verhältnismäßig arm. Vereinzelt erscheinen Lagen von schwarzen bis dunkelgrauen Phylliten, die den Kohlenstoffphylliten ähneln; sie sind meist etwas quarzreicher und etwas ärmer an Kohlenstaub. Sie wurden im Graben westlich Baierdorf, am Geierkogel, am Südabfall des Vockenbergs und am Steig längs der Perchauer Klamm besonders ausgeschieden.

Lichtgraue Quarzite mit etwas Serizit stehen am nördlichen Teil des Rückens östlich Bahnhof Neumarkt, beim Bahneinschnitt südlich Furtner See und in der Perchauer Klamm an und im Steinbruch östlich Neumarkt.

PLOTENY bringt davon einige Dünnschliffe. Der Quarzit vom Steinbruch östlich Neumarkt zeigt feinkörnige, buchtig verzahnte Körner (0.3—0.05 mm), die leicht ins s gerichtet sind. Der Serizit bildet einzelne in s liegende Blättchen; vereinzelt ist Chlorit vorhanden. Am Rande nimmt der Quarzgehalt ab und Serizit bildet feinschuppige in s gestreckte Lagen. Die Quarzite vom Süden der Perchauer Klamm zeigen neben gut 35% Quarz auch 30% Feldspat, Serizit, etwas Chlorit. An akzessorischen Gemengteilen treten Rutil, Zirkon auf.

Die Quarzite vom Bahneinschnitt bei Baierdorf enthalten limonitische Körnerpartien nach Pyrit.

An einigen Stellen, besonders an den Südabfällen des Pöllauer Rückens, erscheinen bräunlich gelbe, grobkörnige Kalke mit Limonit. Im Graben, der westlich „Lasser“ gegen S führt, stecken über den Kohlenstoffphylliten limonitische, grobkörnige Kalke von 20 m Mächtigkeit.

Prasinite. Nach der im Symposium (1962 S. 166) gegebenen Definition versteht man unter „Prasinit“ ein Grüngestein, das aus grüner Hornblende, Biotit, Epidot und Chlorit besteht. ALKER gibt an, daß dazu noch die poikilitische Struktur gehört; falls diese fehlt, kann man nur von prasinitischen Grünschiefern sprechen.

Herr Dr. ALKER hatte die Liebenswürdigkeit, die Schliffe über die Prasinite einer Überprüfung zu unterziehen, wofür ich herzlich danke.

Die „Prasinite“ vom Neumarkter Gebiet sind dunkelgraue, deutlich körnige Gesteine, die meist schon mit freiem Auge Körnerpartien, Linsen oder Lagen von Calzit erkennen lassen; die meisten Typen brausen stellenweise mit HCl.

Im allgemeinen erscheinen unter dem Mikroskop Lagen von zerrissenem Chlorit (Prochlorit) mit Biotit (grün—braun) und blaßgrüner Hornblende. Zwischen den Glimmerlagen treten Linsen bis Lagen von feinkörnigem Feldspat (Albit bis Albitoligoklas), Calzit und Quarzkörnern auf. Poikilitische Struktur ist nicht immer vorhanden. Die Abarten sind meist durch Unterschiede in den Mengenverhältnissen gekennzeichnet.

Der Prasinit von Forchenstein, nördlich der Burg, zeigt unter dem Mikroskop breite Lagen von Prochlorit mit Einzelkörnern von Albit und Epidot. Der Chlorit ist durchschwärmt von Rutilnadeln. Zwischen den Glimmerstreifen erscheinen Linsen mit einem Körnergemenge von Albit, Calzit, Quarz und Eisenkarbonat. Hornblenden fehlen.

Im gleichen Vorkommen liegt der Steinbruch am Ostabfall von Forchenstein an der Straße nördlich Neumarkt. Der Schriff zeigt unter dem Mikroskop dichte, verfilzte Lagen von Chlorit (Prochlorit) mit Hornblenden und etwas Muskowit. Es sind nur wenig feinkörnige Plagioklase (Albit) vorhanden. Es handelt sich um stärker durchbewegte Typen als im vorherigen Schriff.

In der Gragerschlucht kommt kuppelförmig ein Prasinit zum Vorschein, der im Handstück $\frac{1}{2}$ —1 mm breite Kalklinsen aufweist. Unter dem Mikroskop besteht ein lagiger bis langlinsiger Bau. 0.2—0.25 mm breite Lagen von Chlorit, Biotit, Epidot (Hornblende fehlt!) wechseln mit $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{2}$ mm breiten Lagen von feinkörnigem Feldspat (Albit—Oligoklas), Calzit und etwas Quarz.

In der St. Veiter Klamm stecken die Prasinite in den Kohlenstoffphylliten. Die dunkelgrünen, etwas kalkigen Gesteine zeigen meist schon makroskopisch Calzit in Linsen oder Lagen. Unter dem Mikroskop erscheinen Lagen von Prochlorit, Biotit und Hornblende (blaßgrün) und Epidot. In kleinen Linsen sind feinkörnige Albite, etwas Quarz und Calzit in Körnerpartien zu erkennen.

In einem anderen Schriff der St. Veiter Klamm sind in den breiten Chloritstrahlen mit Biotit Körnerhäufchen von Epidot erkennbar.

Am Aderberg stehen an der Basis der Kalk-Dolomite grüne, körnige Prasinite an, die unter dem Mikroskop bereits aufgelockerte Lagen von Prochlorit mit Epidot, Hornblende und Leukoxen zeigen und in unregelmäßigen Linsen kleine Körner von Feldspat (Albit—Oligoklas) und Quarz. An der Basis dieser körnigen Typen stehen dünnstieferige Grüngesteine an, die im Dünnschliff überwiegend aus Chlorit, Epidot, Hornblende und etwas Biotit bestehen. Feldspat und Calzit sind nur sehr vereinzelt vorhanden.

Am Nordabfall des Groberberges stehen dunkelgrüne Prasinite an, die teilweise gefaltet sind. Sie bestehen überwiegend aus Chlorit (Prochlorit) und Biotit, dazu gesellt sich Epidot, etwas blaßgrüne Hornblende. In kurzen Linsen liegen feinkörnige Albite mit etwas Quarz, Calzit in einzelnen Körnern.

Die auskeilenden Enden der Prasinite (z. B. unmittelbar östlich Poschacher Hütte) gehen in grüne Chloritschiefer über, die unter dem Mikroskop Chlorit, etwas Biotit, Epidot und sehr vereinzelt Albit zeigen. Es handelt sich um tektonisch ausgewalzte Prasinite.

Zahlreiche Abänderungen enthalten die Prasinite vom Kreuzeck. Dunkelgrüne, dickbankige Typen stehen längs der Bahn oberhalb Teufenbach an.

Unter dem Mikroskop: Chloritlagen mit Biotit, Hornblenden, Epidot, Linsen von Albit und etwas Quarz, Calzit in einzelnen Körnerpartien. Andere Typen zeigen locker angeordnete Chlorit-Biotit-Hornblendelagen, die Einzelkörner von Albit, Epidot in Körnerhäufchen enthalten. Es gibt auch Gesteine mit $\frac{1}{2}$ —1 mm dicken Calzitlagen. Sie führen in dem Gemenge Albite und Quarzkörner. Vielfach zeigen sie große Ähnlichkeit mit den Prasiniten im Glocknergebiet (CORNELIUS-CLAR 1939).

Die Prasinite stellen metamorphe Diabastuffe dar, die in ein kalkig schlammiges Sediment eingedrungen sind (wechselnder Kalkgehalt), zum Unterschied von den Metadiabasen auf der Stolzalpe, die im tonigen Material liegen.

Chlorit-Kalk-Albitschiefer. Im Handstück zeigen diese Gesteine grünlich glimmerige s Flächen und im Querbruch grünlich glimmerige und gelblich kalkige Lagen von 5—10 mm Dicke. Sie sehen kalkreichen Prasiniten ähnlich, nur sind sie kalkreicher und die Kalklagen treten schärfer hervor.

Die wichtigsten Vorkommen: Rücken am Vockenberg, Steilaufstieg vom Pichlschloß gegen N; Steilhang bei St. Veit i. G.; Obersteinerkogel.

Die Typen von Vockenberg zeigen unter dem Mikroskop Lagen von Chlorit mit etwas Serizit und auffallend viel opaken Körnern. Im Glimmergefüge stecken rundliche Plagioklase (0.5—0.8 mm). Die Calzitlagen enthalten Einzelkörner von Albit, etwas Quarz und breite limonitische Karbonate.

Die Chlorit-Kalk-Albitschiefer vom Steilaufstieg nördlich Pichlschloß ähneln denen am Vockenberg. Die Chloritlagen enthalten opake Körner, in Calzitlagen Rundlinge von Albiten mit etwas Serizit und Chlorit.

Die Vorkommen von St. Veit i. G. (nördlich Kirche) sind auffallend stark gefaltet und kalkreich. Es erscheinen oft $\frac{1}{2}$ m breite, gelblich braune, stark verdrückte Kalklinsen mit Chlorit-Serizithäuten. Ein Dünnschliff mit schmäleren Kalklinsen zeigt stark zerrissene Strähne von Chlorit und Serizit mit opaken Körnern; kurze, dickbauchige Linsen von Calzit mit Albitkörnern und etwas Quarz. Im einzelnen ergeben sich in den Mengenverhältnissen große Unterschiede.

Ähnlich große Verschiedenheiten zeigen die Chlorit-Kalk-Albitschiefer vom Obersteinerkogel, wo oft meterdicke Kalklagen mit chloritisch-serizitischen Häuten enthalten sind. Dünnschliffe zeigen im Chlorit-Serizitgefüge stellenweise Anhäufungen von Epidot.

In diese Gesteinsgruppe gehören auch die Vorkommen vom Rundhöcker nördlich Velten (westlich St. i. Veit. G.) und vom Gamsenwinkel. Unter dem Mikroskop erkennt man zwischen zerrissenen Chlorit-(= Prochlorit)lagen mit Biotit und Serizit und opaken Körnern Linsen mit Calzit, Albit und etwas Quarz; Epidot ist meist vorhanden.

Es handelt sich um prasinitähnliche Gesteine, und ich vertrete die Ansicht, daß diabasisch tuffiges Material in tonigen Kalkschlamm eingestreut wurde und durch die variszische Metamorphose zu prasinitischem Grünschiefer (= Chlorit-Kalk-Albitschiefer) umgewandelt wurde. Ich fasse daher die Chlorit-Kalk-Albitschiefer als fazielle Abänderung der Prasinite auf.

Vergleiche mit den Gesteinen im Gurktaler Raum:

Die Arbeiten von BECK-MANNAGETTA (1952); HAYEK (1962); FRITSCH (1962—63); THIEDIG (1965) ermöglichen Vergleiche mit den Schichten des Gurktaler Raumes, die auch bereits von THIEDIG (1965) in einer Tabelle zum Ausdruck gebracht wurden; doch eine befriedigende Übereinstimmung besteht noch nicht. Die Seriengliederung von Murau-Neumarkt tritt anscheinend nicht in dieser Deutlichkeit auf. Der Vergleich wird jedoch vielfach durch verschiedene petrographische Bezeichnungen erschwert. Vergleichsbegehungen sind erforderlich.

E. Geologische Beschreibung

Außer den grundlegenden Profilen ergab sich die Notwendigkeit, auch Einzelheiten, Detailbeschreibungen, festzuhalten, die an kleinen Steinbrüchen und Wegaufschlüssen sichtbar waren; denn sie tragen vielfach zur Klärung der geologischen Zusammenhänge bei. Außerdem sind viele Aufschlüsse an den Güterwegen rasch vergänglich, so daß die Inventarisierung eine Notwendigkeit ist.

Die meisten Ortsbezeichnungen stammen von der beiliegenden Karte 1 : 25.000 (= Vergrößerung des Kartenblattes 161, 1 : 50.000), einige Ortsnamen wurden jedoch der alten (1 : 25.000) und einige Höhenpunkte der neuen Karte 1 : 25.000 (161/4) entnommen.

I. Das Gebiet westlich der Furche Olsatal, Furtner See bis Teufenbach

Hiezu gehören das „Königreich“, der Groberberg, die Ostabfälle von Pöllau mit Feuchtner-, Luger-, Steinerkogel und Hochweide, der Reinerkogel, der Geierberg-Podolerrücken und der Ostabfall des Blasenkogels. Diese Höhen zeigen morphologisch auffallend verschiedene Formen, die vielfach eiszeitliche Merkmale aufweisen. Die westlichen Steilhänge zur Grebenze heben sich deutlich von flacheren und hügeligen Formen ab. Das breite mit Schottern ausgefüllte Zeuschacher Becken aber ist besonders auffallend.

1. Das Königreich (Profil 1)

Der Ostabfall des südlichsten Teiles der Grebenze wird um 1450 *m* Höhe als „Königreich“ bezeichnet.

Die untersten Südabfälle vom Metnitztal bis 1010 *m* Höhe bestehen aus Muskowit-Biotit-Granatglimmerschiefer, der 25—30°/000—030° Fallen zeigt. Er enthält einige schmale Amphibolit- und Marmorlagen (Kartenblatt Friesach, BECK 1931).

Der Ostabfall vom Bauern „Poschacher“ (Kartenblatt Friesach) ist mit verlehmtem Schutt bedeckt, der eine ständige Rutschgefahr für die Bahn bedeutet. Am Ostabfall längs der Olsa reichen die Granatglimmerschiefer bis zur Mulde, die vom Groberbergsattel herabzieht.

Die darüberliegenden phyllitischen Glimmerschiefer-Serizit-Chloritphyllite reichen am Kamm mit 25—30°/000—040° Fallen bis 1100 *m*. Am Ostabfall längs der Olsa sind sie gegen N bis zirka 200 *m* südlich Wildbad Einöd zu verfolgen. Gute, leicht erreichbare Aufschlüsse befinden sich bei der Bahnübersetzung südlich der Bahnstation Bad Einöd.

Vielfach handelt es sich um Muskowit-Chloritquarzphyllite, kleine Granaten stellen sich vereinzelt ein; die Abtrennung von den Serizit-Chloritquarzphylliten ist im Gelände nicht immer möglich. Man erhält demnach den Eindruck, es handelt sich um Serizit-Chloritquarzphyllite, die streifenweise Merkmale der mesozonalen Metamorphose erhielten (Muskowite, kleine Biotite, Granaten).

Die nun folgenden Kalke sind an der Basis linsig zerlegt und dünn-schieferig mit Kalkphylliten verbunden, besonders an den neuen Güterwegen am Ostabfall bestehen von 1120—1170 *m* stellenweise gute Aufschlüsse. Vereinzelt liegen zwischen den phyllitischen Glimmerschiefern und den Kalken bis Kalkphylliten Linsen von Chlorit-Kalkphyllit. Die stark durchbewegte Zone zeigt meist 30°/310° Fallen. Gegen aufwärts verschwinden die Kalkphyllite und es stellen sich graue, teilweise gebänderte Kalke mit 25°/020°-Fallen ein, die mit den Murauer Kalken zu vergleichen sind. Die untersten Nordabfälle (Profil 2) zeigen 20°/220°-Fallen, so daß eine flache Mulde vorliegt. In dieser liegen am Nordabfall zwischen 1360—1380 *m* Höhe Serizit-Chloritphyllite, die sich im W verbreitern und die Nordwestabfälle zusammensetzen; sie überlagern die Kalke vom Murauer Typus.

Geht man vom Gipfel des Königreiches gegen W (Profil 3), so stellen sich nach zirka 140 m graue Dolomite, mit Beginn des Abfalles 10 m breite Karbonatquarzite und bis zum Sattel (1360 m) graue bis gelbliche Kalke mit 20—30°/210°-Fallen ein. Im Sattel stehen auf 150—200 m Breite Chlorit-Serizitquarzphyllite mit einer Lage von Metadiabas an. Sie keilen gegen S nach 200—300 m aus. Über den Phylliten folgen die Kalke der Grebenze.

Die grünlichen Phyllite bauen die Nordwestabfälle auf und reichen bis zum Pöllauergraben. Vereinzelt sind schmale Lagen von Metadiabas und von schwarzgrauem Phyllit enthalten. Sie fallen meist 30°/320°.

Im N, im Bereich des Groberbergsattels wird der Kalkschichtstoß des Königreiches durch einen NW—SE verlaufenden Bruch abgeschnitten (= Groberbergbruch); er ist gegen SE bis ins Olsatal zu verfolgen. Die Fortsetzung gegen NW ist unsicher, er ist jedoch wahrscheinlich mit der Störung westlich Feuchterkogel zu verbinden.

2. Der Groberberg (Profil 1)

Der Groberberg bildet einen NNE verlaufenden Rücken, der im S durch den Groberbergsattel und im N durch den Pöllauergraben begrenzt ist. Die Nordabfälle zeigen in 1190 m („Haag“) und in 988 m Höhe (= „Preßnagel“) deutliche Ebenheiten, von denen die letztere von Schottern bedeckt ist. Die Ostabfälle fallen steil zum Olsatal hinab, nur im nördlichen Abschnitt stellt sich um 900 m Höhe wieder eine Ebenheit mit 4—8 m hohen Rundhöckern ein.

Das Kammprofil bis in den Pöllauergraben besteht zum größten Teil aus grünlichen und grauen Serizit-Chloritquarz- bis Chlorit-Serizitquarzphylliten mit rostigen Lagen, die in den verschiedensten Abänderungen (quarzitische, arkoseartige, bänderige, linsige usw. Typen) auftreten.

Besonders die neuen Forstaufschließungswege am Nordabfall unter 1130 m Höhe gewähren einen guten Einblick in die verschiedenen Typen. So zeigt z. B. der Weg, der von der verfallenen Alm „Preßnagel“ nach W führt, in zirka 1060 m in den Serizit-Chloritquarzphylliten auffallend starke bis 15 mm dicke, rostige, kalkige Lagen; der obere Weg um 1120 m zeigt stellenweise grünliche Chlorit-Serizitquarzphyllite. Mancherorts schalten sich licht-grünliche quarzitische Typen ein, vereinzelt treten dunkelgraue Chloritphyllite mit rostigen Linsen auf. Fast alle enthalten in verschiedener Verteilung rostige Lagen.

Dieser Phyllit-Schichtstoß ist arm an Einlagerungen. Unmittelbar nördlich vom Gipfel steht eine 3—4 m mächtige kurze Kalklinse an.

Am Nordrand der Ebenheit bei 1190 m Höhe kommt ein 3 m mächtiger und 4 m langer weißer, grobkörniger Kalk zum Vorschein (30°/330°-Fallen) Am Nordabfall gegen „Preßnagel“ erscheinen in 1140 m und 1160 m Höhe Rundhöcker, die aus grobkörnigem Kalk bestehen und 30°/280° fallen. Von 1200—1280 m Höhe schalten sich Kohlenstoffphyllite ein, die mit 35°/320°-Fallen gegen NW zu verfolgen sind, gegen NE jedoch sicher nur bis 1000 m Höhe reichen. Die untersten Steilabfälle gegen N zum Pöllauer-

graben enthalten in den Serizit-Chloritquarzphylliten Lagen von Prasinit, Quarzit und Kohlenstoffphyllit, die an einem neuen Holzbringungsweg gut aufgeschlossen sind und später besprochen werden.

Im allgemeinen herrscht ziemlich gleichbleibendes $25\text{--}35^\circ/330^\circ$ -Fallen; kleine Abänderungen mit $20\text{--}40^\circ/310\text{--}330^\circ$ -Fallen stellen sich häufig ein. Die untersten Nordabfälle zeigen auffallend steiles $50\text{--}70^\circ/330^\circ$ -Fallen.

Die Westabfälle weisen einige Besonderheiten auf. Der Rundhöcker unmittelbar westlich „Haag“ (auf der Karte fälschlich mit „Grasser“ bezeichnet) besteht aus Chlorit-Serizitphyllit, der kalkige Lagen von Prasinit enthält ($30^\circ/330^\circ$ -Fallen). Ungefähr 300 *m* südlich von „Haag“ erscheinen über dem Weg 30—40 *m* breite, weiße, feldspatführende Serizitquarzite, die in Serizit-Chloritphyllite übergehen. Es folgen dann 10—15 *m* breite, rostige Kalke und Kalk-Chloritschiefer, die von kalkigen Prasiniten überlagert werden ($30^\circ/340^\circ$ -Fallen). In der Fortsetzung gegen W zeigt ein Aufschluß am Weg auf 15 *m* Länge Chlorit-Kalkschiefer, welche die Randzone der Prasinite darstellen.

Die steilen Ostabfälle zur Olsa bieten in dem Wald- und Buschgebiet stellenweise nur sehr unsichere Aufschlüsse. Sie sind stark von Blöcken überrollt, die anscheinend von Bergstürzen herrühren. Besonders zwischen Bahnhof und Bad Einöd sind die Abfälle von 850—1000 *m* Höhe mit großen Blöcken bedeckt.

Im geologischen Aufbau ergibt sich folgendes Bild. Die obersten Hänge, ungefähr bis zur Linie 1200 *m* (Südabfall) über 1070 *m* Höhe oberhalb Bad Einöd bis 900 *m* am nördlichen Ostabfall, bestehen aus Serizit-Chloritquarzphyllit mit rostigen Lagen; es herrscht meist $30^\circ/320^\circ\text{--}20^\circ/340^\circ$ -Fallen; am nördlichen Ostabfall erscheint auch $35^\circ/030^\circ$ -Fallen.

Darunter folgen Kohlenstoffphyllite, die südlich der Fallinie nach Bad Einöd nur schmale Lagen bilden, gegen N jedoch (nördlich Bad Einöd) an Mächtigkeit zunehmen und die Ostabfälle unter der Ebenheit 900 *m* aufbauen. Sie enthalten mehrere Lagen von Quarzit und Prasinit mit $30\text{--}40^\circ/330^\circ$ -Fallen.

Ohne scharfe Grenze gehen die Kohlenstoffphyllite in dunkelgraue, kalkige Phyllite über, die oberhalb Bad Einöd um 920—940 *m* Höhe drei kurze, 10—15 *m* mächtige Kalklinsen mit $30^\circ/340^\circ$ -Fallen einschließen. Gegen SW von den Kalkfelsen folgen bis 990 *m* Höhe große Blöcke von Prasinit und Chloritkalkschiefer, die mit Unterbrechungen bis zum Südabfall von 1010—920 *m* Höhe nachzuweisen sind. Nur vereinzelt stellen sich sicher anstehende Aufschlüsse mit $30^\circ/320^\circ$ -Fallen ein.

Eine genaue Ausscheidung ist in diesem kalkigen Phyllitstreifen wegen der starken Überrollung nicht möglich. Es bestehen Anhaltspunkte, daß die Kalkphyllite gegen S durch Chlorit-Kalkschiefer ersetzt werden. Das Paket der Kalkphyllite parallelisiert sich mit den Murauer Kalken bis Kalkphylliten.

Das liegende Schichtpaket besteht aus grünlichen phyllitischen Glimmerschiefern, die stellenweise kleine Granaten führen; es liegen die gleichen Typen wie am Königreich-Ostabfall vor, sie enthalten westlich der Station Wildbad Einöd Lagen von schwarzem Phyllit. Das Paket der grünlichen

phyllitischen Glimmerschiefer wird im Hangenden ungefähr durch die Linie 920 m Höhe am Südabfall bis 200 m südlich Bad Einöd begrenzt. Die phyllitischen Glimmerschiefer sind an der Westseite der Bahnübersetzung gut aufgeschlossen (30°/330°-Fallen).

Einen wertvollen Einblick in die nördlichen Ost- und Nordabfälle bis zirka 970 m Höhe gewährt ein neuer Holzbringungsweg, der 600 m nördlich Bad Einöd nach W abzweigt.

An dem nach S führenden Wegstück stehen Kohlenstoffphyllite mit 40°/300°-Fallen an, dann folgen bis zur 1. Mulde Prasinite, die von Chlorit-Serizitphylliten begleitet und durch eine zirka 20 m breite Quarzitlage abgeschlossen werden. Weiter bis zur Kehre stellen sich Kohlenstoffphyllite ein, denen weiter im N wieder die Quarzite, die Chlorit-Serizitphyllite und die Prasinite folgen, die südlich und nördlich der Mulde auf zirka 100 m Breite mit 50°/320°-Fallen aufgeschlossen sind. Es schließen sich Kohlenstoffphyllite mit Lagen von Serizit-Chloritphyllit und Quarzit an (50°/320°-Fallen).

Die breite Ebenheit in 960 m Höhe zeigt keine Aufschlüsse. Die Ostabfälle bestehen aus Kohlenstoffphylliten; erst wieder nördlich einer alten Mauer (900 m) sind längs des Weges Kohlenstoffphyllite mit grünlichen Lagen (50°/300°-Fallen) aufgeschlossen. Östlich vom Weg ragen einige Rundhöcker auf, die aus Quarzit und Prasinit bestehen (siehe Seite 133).

Knapp vor der Umbiegung gegen W zum Nordabfall stellen sich zirka 300 m breite Prasinite mit 60—70°/320°-Fallen ein. Es folgen dann bis zur Mulde Serizit-Chloritphyllite mit rostigen Lagen (60°/330°-Fallen), westlich der Mulde schließen 40 m breite Kohlenstoffphyllite, dann Serizit-Chloritphyllite an, die noch Lagen von Kohlenstoffphyllit führen. Knapp vor Ende des Weges sind auf 20 m Länge Quarzite aufgeschlossen, die von Prasiniten (150 m breit) mit 70°/320°-Fallen überlagert werden. Gegen W schließen Serizit-Chloritphyllite mit rostigen Lagen an.

Alle diese Schichten zeigen starke Spuren von Durchbewegung, wie Linsenbildung, Harnische, engständige Klüftung, stellenweise dünnschieferige Ausbildung der Prasinite. Die B-Achsen fallen mit 20° gegen 060°.

Verfolgt man den östlichen Prasinitzug hangaufwärts (Nordostabfall), so verschmälert er sich und geht in Chlorit-Kalkphyllit bis Chloritphyllit über, die am alten Weg zum „Preßnagel“ in 970 m Höhe mit 50°/310°-Fallen aufgeschlossen sind. Der westliche Prasinitzug ist hangaufwärts bis 1050 m Höhe mit 50°/310°-Fallen zu verfolgen und geht in Chlorit-Kalkschiefer über.

Einige Besonderheiten bietet die Ebenheit, die sich nördlich der alten Mauer (ehemaliger Bauernhof) um 880 m Höhe ausbreitet (Profil 4). Der steile Südabfall besteht aus Prasinit, der bis zum Talboden südlich der Mündung des Pöllauerbaches mit 50—70°/330°-Fallen reicht, hangaufwärts gegen W jedoch nicht mehr sicher zu erkennen ist. Die anschließende Kuppe gegen N weist gute Aufschlüsse von Quarzit auf, der im nördlichen Sattel von Chlorit-Serizitphylliten und Prasiniten überlagert wird (60°/330°-Fallen).

Der Schichtstoß am Groberberg mit Kalkphyllit bis Kalk, Kohlenstoffphyllit mit Quarzit- und Prasinitlagen und mit den Serizit-Chloritphylliten mit rostigen Lagen entspricht dem normalen Aufbau im Neumarkter Becken. Die phyllitischen Glimmerschiefer, die immer wieder epizonale Serizit-Chloritphyllite enthalten, sind von den mesozonalen Granatglimmerschiefern deutlich zu trennen. Die Stellung zum paläozoischen Schichtstoß ist nicht vollständig geklärt, da sie am Ostabfall des Königreiches unter den Kalken bis Kalkphylliten zu liegen kommen, während in der Murauer Gegend darunter die Granatglimmerschiefer folgen. Es handelt sich auf jeden Fall um ehemals epizonale Phyllite, die durch Verschiebungen eine Prägung in die oberste Mesozone erhalten haben.

Die phyllitischen Glimmerschiefer konnten am Südabfall der Grebenze bis zum Ingolstal verfolgt werden (BECK-MANNAGETTA 1952).

Der Groberberg wird am Ostrand längs der Olsa durch eine N—S streichende Bruchstörung abgeschnitten, die ein Absinken des westlichen Flügels bewirkte (= Olsabruch). Sie geht aus dem verschiedenen Bau der beiden Talseiten hervor. Über die Fortsetzung gegen N besteht keine Klarheit, man erhält den Eindruck, daß er ungefähr bei der Einmündung des Pöllauerbaches in die Olsa erlischt. Es besteht jedoch auch die Möglichkeit, daß er in die Ostabfälle des Groberberges hineinzieht, wo morphologisch eine Ebenheit um 900 m aufscheint und die Prasinite der untersten Steilabfälle hangaufwärts nicht zu verfolgen sind.

An der Bruchstörung tritt bei Bad Einöd ein Säuerling in 6 Quellen aus. Von N nach S bestehen die Michel-, neue Bohrquelle, die Jakobs-, Georgs-, Römer- und die Schwimmbadquelle. Der Säuerling hat eine Temperatur von 25° C. Die im Mai 1966 durchgeführte Bohrung erreichte in 52 m Tiefe den Fels (Kalkphyllit); es wurden schlecht gerundete, 3—4 dm große Stücke nebst viel kleineren Stücken bis Sand erbohrt. Das Material bestand aus Kalkphyllit, Kohlenstoffphyllit, grauem Kalk und etwas gelbem Dolomit. Die von der Kurverwaltung herausgegebene Analyse der Bundesstaatlichen Anstalt für Experimentell-Pharmakologische und Balneologische Untersuchungen zeigt folgende Werte:

Kationen	mg/kg	mval/kg	mval/%
Ammonium-Ion (NH ₄)	0.25	0.01	0.03
Kalium-Ion (K)	54.5	1.4	3.83
Natrium-Ion (Na)	135.01	5.87	16.00
Kalzium-Ion (Ca)	468.5	23.42	64.10
Magnesium-Ion (Mg)	60.92	5.01	13.75
Eisen-Ion (Fe)	2.29	0.82	2.24
Mangan-Ion (Mn)	0.6	0.02	0.05
		<hr/>	<hr/>
		36.55	100.20
Anionen			
Chlor-Ion (Cl)	88.75	2.5	6.75
Sulfat-Ion (SO ₄)	805.3	16.75	46.00
Hydrogenkarbonat-Ion (HCO ₃)	1055.3	17.3	47.35
		<hr/>	<hr/>
		36.55	100.00
Elektrolytsumme	2671.42		
m-Borsäure	12.1		
m-Kieselsäure	37.0		
	<hr/>		
gelöste feste Stoffe	2720.52		
freie Kohlensäure	1210.00		
Trockenrückstand (105°)	2346.00		

Es handelt sich demnach um einen Hydrokarbonat-Sulfat-Säuerling. Über die Herkunft des Sulfat aus Gips oder Eisenkies können keine Angaben gemacht werden.

Dieser Säuerling ist wieder ein Beweis, daß CO₂-Austritte vielfach an junge, tiefgreifende Störungen gebunden sind (z. B. Preblau, Talheim, Fentsch; THURNER 1965).

3. Die Ostabfälle des Pöllauer Rückens (Profile 5—11)

Der nach E abfallende Rücken grenzt im S an den Pöllauer Graben, im N an die Graggerschlucht. Er wird durch NNW—SSE verlaufende Einsattelungen in mehrere Teilrücken zerlegt.

An die steilen Ostabfälle der Grebenze schließen gegen E der Feuchterkogel (1316 *m*), dann der Lugerkogel (1271 *m*), der Steinerkogel (1190 *m*) und die Hochweide (1099 *m*) an. Nach einer breiten Ebenheit (1008 *m*) erfolgt der Abfall zum Talboden der Olsa. Die Einsattelungen werden durch kleine Bäche zum Pöllauer Bach entwässert, so daß der gesamte Ostabfall in NNW—SSE verlaufende Rücken zerlegt wird. Wir finden hier eine auffallend andere Formung als am Groberberg.

Die unteren Südostabfälle bestehen aus Kohlenstoffphylliten, die Einlagerungen von Quarziten enthalten. Darüber folgt ein Prasinitzug und dann verhältnismäßig mächtige Serizit-Chloritquarzphyllite mit rostigen Lagen und Einschaltungen von Arkoseschiefern, Quarziten und vereinzelt von schmalen, rostigen Kalklinsen. Die Kohlenstoffphyllite nehmen den Raum südöstlich der Linie Pöllauer Graben — 880 *m* Höhe — Schloß Lind ein. Meist liegen tief schwarze Phyllite vor, doch stellen sich immer wieder dunkelgraue quarzitische Typen ein. Es herrscht meist 40°/330°-Fallen, das gegen aufwärts in 30—40°/330°-Fallen übergeht. Die B-Achsen fallen mit 10—15° gegen 060°. Typische Kieselschiefer konnten nicht beobachtet werden; hingegen treten an mehreren Stellen graue Quarzite mit serizitischem Belag auf. So stehen am untersten Südabfall, SW der Einmündung des St. Weiter-Baches in die Olsa (westlich der Bundesstraße) auf einer Kuppe zwei Lagen von Quarzit mit 40°/340°-Fallen an, wovon der südliche bis zum Eingang in den Pöllauer Graben zu verfolgen ist (Profil 10).

Am Südostabfall der Hochweide erscheinen 30—40 *m* mächtige Quarzitlagen in 890 *m* und 950 *m* Höhe mit 40—50°/330°-Fallen. Die Abgrenzung im Streichen ist nicht immer sicher erkennbar (Profil 11).

Der 15 *m* hohe Rundhöcker mit der Bergvilla (westlich der Ruine Neu-deck) besteht aus Kohlenstoffphylliten, die auf der Südseite 40°/330° fallen. Am Ostabfall sind $\frac{1}{2}$ —1 $\frac{1}{2}$ *m* mächtige Kalklagen eingefaltet, die 80°/015° bis 60—80°/210° fallen (Profil 10).

Im Bereich des Eisenbahntunnels (Profil 12) gegen N konnte folgendes Profil aufgenommen werden: am Südportal des Tunnels stehen Kohlenstoffphyllite mit 40°/330°-Fallen an, dann folgen im Tunnel 10 *m* graue grobkörnige Kalke, 30 *m* Prasinit (55° N-Fallen); nördlich vom Tunnel schließen 30 *m* grauer Kalk und 25 *m* Prasinit an, die weiter gegen N von Kohlenstoffphyllit mit 40—50°/330°-Fallen überlagert werden. Vielfach enthalten sie meterdicke Kalklinsen. Ungefähr in der Höhe des E-Werkes stellt sich Südfallen ein, das gegen Hammerl wieder in 30°/330°-Fallen übergeht. Es liegt hier eine deutliche Faltenzone vor, die jedoch gegen W nicht mehr zu erkennen ist. Nördlich vom E-Werk steht oberhalb der Bahn ein 40 *m* mächtiger, lichtgrauer bis gelblicher Kalk an (40°/330°-Fallen). Der Prasinitzug vom Tunnel streicht gegen W, er ist am Südabfall in zirka 890 *m* und im Tal nördlich der Pöllauerbachmündung zu erkennen.

Zwischen Hammerl und Lind ragen aus der ebenen Wiese 10 Rundhöcker (3—6 *m* hoch) hervor, die aus Kohlenstoffphylliten mit $30^{\circ}/330^{\circ}$ -Fallen bestehen. Nur die Hügel unmittelbar südlich Lind weisen grünliche Phyllite auf.

Den Abschluß der Kohlenstoffphyllite bilden zirka 50 *m* mächtige Prasinite, die vom Groberberg Nordabfall (westlicher Teil des Forstaufschließungsweges) bis zum Südostabfall der Hochweide mit $30^{\circ}/330^{\circ}$ -Fallen zu verfolgen sind. Sie übersetzen den Pöllauergraben ungefähr zwischen 930—970 *m* Höhe, ziehen in die Südabfälle (1030—1000 *m*) und Südostabfälle der Hochweide (1060—1080 *m*) hinein, wo sie auskeilend enden.

Den größten Raum nimmt die Serie der Serizit-Chloritquarzphyllite mit rostigen Linsen ein, die ansehnliche Lagen von Arkoseschiefern bis Chlorit-Serizitquarzit enthalten. Abänderungen sind reichlich vorhanden. Im westlichen Abschnitt sind die grünlichen Phyllite reicher an rostigen Linsen als im E, und es überwiegen Chlorit-Serizitquarzphyllite, während gegen E die Serizit-Chloritphyllite zunehmen.

Es kommen zwei Züge von Arkoseschiefern vor. Die tiefer liegenden Bänderarkoseschiefer sind intensiv klein gefältelt; sie bilden von „Tschaggober“ gegen SW über oberhalb „Lasser“ (1066 *m*) bis „Wieser“ einen 30—40 *m* mächtigen Streifen mit $30^{\circ}/330^{\circ}$ -Fallen. Einen besonders guten Einblick gewähren die Felsen westlich „Tschaggober“ über der Straße (Profile 6, 7).

Die höher gelegenen Arkoseschiefer sind graugrün bis gelblich und ebenfächig lagig; auch graue, mehr quarzitische Typen stellen sich ein. Sie bilden am Steinerkogel vom Gehöft „Steiner“ am Südabfall an bis 1140 *m* Höhe am Nordabfall ein zirka 700 *m* breites, $30^{\circ}/330^{\circ}$ fallendes Schichtpaket und weiter nördlich noch zwei schmale Lagen.

Am Lugerkogel nehmen sie von unmittelbar südlich vom Gipfel einen zirka 250 *m* breiten Streifen ein. Am Feuchterkogel erkennt man sie südlich vom Gipfel in 300—400 *m* Breite. Die Arkoseschiefer gehen allmählich aus den Serizit-Chloritquarzphylliten hervor, so daß selten scharfe Grenzen vorliegen.

In dem Schichtstoß der grünen Phyllite und Arkoseschiefer bemerkt man gering mächtige Einlagerungen von schwarzgrauem Phyllit, Prasinit, weißem Quarzit und rostig braunen Kalken.

Schwarzgraue Phyllite in den grünlichen Phylliten streichen von Lind über die Südostabfälle der Hochweide bis zur Talfurche, die von „Tschaggober“ gegen S zieht (Profil 11).

Innerhalb der grünlichen Phyllite mit rostigen Lagen treten vereinzelt Prasinite auf. Unmittelbar westlich Mühldorf beginnt ein zirka 150 *m* breiter Prasinit mit 40° — $50^{\circ}/300^{\circ}$ -Fallen, der bis 970 *m* Höhe zu verfolgen ist. Auf der von „Tschaggober“ zur Hochweide flach ansteigenden Ebenheit weisen Lesestücke auf einen Prasinit hin. Am Südostabfall der Kirche von Pöllau steht ein 20 *m* mächtiger Prasinit mit $30^{\circ}/330^{\circ}$ -Fallen an. NW von Pöllau am Feuchterkogel begegnet man einem Prasinit in 1200 *m* Höhe mit $30^{\circ}/330^{\circ}$ -Fallen, der von Arkoseschiefern überlagert ist. Im Sattel westlich Feuchterkogel steht am Ostrand ein Prasinit mit $30^{\circ}/330^{\circ}$ -Fallen an. West-

lich vom Sattel reicht er bis 1280 *m* Höhe und fällt 30°/090°. Die verschiedene Lagerung ist durch einen über den Sattel in NW-Richtung verlaufenden Bruch bedingt.

An einigen Stellen konnten weiße Serizitquarzite bis feldspatführende Quarzite nachgewiesen werden. Bei „Tschaggober“ bilden sie eine 50 *m* breite, 20° N fallende Lage, die besonders östlich vom Gehöft gut aufgeschlossen ist (Profil 9).

Ungefähr 30—40 *m* mächtige, feldspatführende Serizitquarzite erscheinen südlich der Graggerschlucht von 990—1020 *m* Höhe (unter der verfallenen Kirche am Mitterberg) mit 10°/260°-Fallen. Die einzelnen Typen zeigen jedoch recht verschiedenen Feldspatgehalt (Profil 8).

Am Südabfall der Hochweide stecken in den Serizit-Chloritphylliten schmale, 10—15 *m* breite Linsen von weißem Serizitquarzit in 1030 *m*, 1040 *m* und 1050 *m* Höhe, wovon die oberste mit braunem limonitischem Kalk (35°/330°-Fallen) verbunden ist (Profil 9).

Die Kalke bilden stets nur gering mächtige, linsenförmige Körper und sind nur spärlich vorhanden. Am Südostabfall der Hochweide erhebt sich in 1000 *m* Höhe ein Buckel, der aus 15 *m* mächtigem, rostigem Kalk mit Serizit besteht (45°/330°-Fallen). Am Südabfall steht in 1050 *m* Höhe in Verbindung mit Quarzit ein zirka 10 *m* breiter brauner Kalk an. Im Graben zwischen Steiner- und Lugerkogel stecken zwischen 950 und 965 *m* Höhe in den Serizit-Chloritphylliten braune limonitische Kalke mit 45°/330°-Fallen. Beim Gehöft „Wieser“ zeigt ein 4—5 *m* breiter Kalk 40°/330°-Fallen.¹⁾ Der kurze Rücken nördlich „Tschaggober“ enthält in den Serizit-Chloritphylliten einen 4 *m* breiten, rostigen Kalk mit 45°/330°-Fallen. Am Nordabfall des Steinerkogels liegt in 1140 *m* Höhe über Arkoseschiefern ein 20 *m* breiter, grauer Kalk mit 40°/330°-Fallen.

Überblickt man nun die beigegebenen Profile über Feuchtn-, Luger-, Steinerkogel und Hochweide (Profile 6, 7, 8, 9), so erkennt man einen überaus gleichmäßigen Aufbau mit fast regelmäßigem N 60°E-Streichen und 30—40°/330°-Fallen. Die B-Achsen sind mit 10—15° gegen E geneigt.

Die Arkoseschiefer, die teilweise vulkanisch tuffiges Material enthalten, besagen, daß sich der vulkanische Einfluß noch bemerkbar macht.

Ob es sich bei den kurzen Linsen von Serizitquarzit und den braunen Kalken um tektonische Einschaltungen handelt oder um ursprünglich sedimentäre Bildungen in dem schlammig-sandigen Material, ist schwer zu sagen.

Unsicher ist die Bruchtektonik. Es sprechen mehrere Gründe dafür, daß längs der NWN verlaufenden Furchen zwischen den einzelnen Kogeln Brüche verlaufen. Vor allem schließen die Arkoseschieferlagen nicht zusammen. Auch die Bänderarkoseschiefer im Graben zwischen Luger- und Steinerkogel scheinen etwas verstellt. Schwierigkeiten bereitet die Fortsetzung der Brüche gegen S (= Nordabfall des Groberbergs), wo für diese keine Anhaltspunkte vorliegen.

Auch die Fortsetzung des Olsabruches (Bad Einöd gegen N) ist am Südostabfall der Hochweide in den Kohlenstoffphylliten nicht mit Sicherheit zu erkennen.

¹⁾ Auf der Karte nicht eingezeichnet.

4. Rainberg — Rainkogel (Profil 13)

Zwischen Bahnhof Neumarkt und Graslupp erhebt sich nördlich der Graggerschlucht der vom Eis gerundete Rainkogel (1040 *m*), dessen östliche Kuppe als Rainberg (971 *m*) bezeichnet wird. Der Berg besteht zum größten Teil aus Serizit-Chloritquarzphylliten mit rostigen Lagen. Am unteren Ostabfall, gegenüber vom Bahnhof in zirka 890 *m* Höhe, kommen 8 *m* mächtige, graue Quarzite mit 30°/240°-Fallen zum Vorschein, an der Straße nach Graslupp beobachtet man in 870 *m* und 885 *m* Höhe 5—10 *m* mächtige Quarzite mit 30°/240°-Fallen. Am Eingang in die Graggerschlucht steckt in den grünlichen Phylliten auf der Nordseite ein zirka 110 *m* breiter Prasinit, der etwas gegen N zu verfolgen ist und mit 25°/000—010° bis 30°/330° fällt.

Der neue Forstaufschließungsweg, der von westlich Bahnhof Neumarkt gegen Graslupp führt, zeigt Serizit-Chloritquarzphyllit mit rostigen Lagen, oft sind auch Typen mit dünnen quarzitischen, arkoseartigen Lagen enthalten (20°/200°—25°/220°-Fallen). Der Steinbruch unmittelbar südlich der Ortschaft Rain besteht aus Serizitquarzphyllit (35°/320°-Fallen). Am Westende der Ebenheit nördlich Rain (960 *m* Höhe), die mit Schottern bedeckt ist, ragt ein kleiner Rundhöcker hervor, der aus blaugrauem Kalk besteht.

Am Aufstieg vom Sattel westlich Rainberg zum Rainkogel stellen sich von 980—1040 *m* Höhe schwarze bis schwarzgraue Phyllite ein, die 20°/220°—30°/240° fallen. Sie sind auch am Südabfall westlich Rain aufgeschlossen. Die West- und Nordabfälle sind von Hangschutt (Serizit-Chloritphyllit) überdeckt.

Es herrscht in diesem Raum überwiegend 20—25° SW-Fallen. In Verbindung mit den Aufschlüssen in der Graggerschlucht ergibt sich eine flache Mulde, die gegen N in einen flachen Sattel übergeht.

5. Das Gebiet zwischen Zeutschacher Becken — Bayerdorf und der Straße nach St. Lambrecht

Das breite Becken von Zeutschach, das gegen Bayerdorf abfällt, ist mit Lockerablagerungen (Schotter — Sanden) bedeckt. Nördlich Graslupp—Bayerdorf erheben sich gegen NW verlaufende Rücken, die eiszeitliche Formen zeigen. Der westliche verläuft von Graslupp über die Weiherhüter Höhe (1028 *m*), Geierkogel (1095 *m*) bis zur W—E verlaufenden Talung nach Oberdorf und dann über den Rücken östlich vom Podolerteich (= Podolerrücken) über „Schilcher“ bis zur Straße nach St. Lambrecht. Der nächste östliche Rücken (NW—SE) beginnt an dem W—E verlaufenden Urtelgraben bei Bayerdorf und reicht über das Gehöft „Moser“ (930 *m*, Ebenheit mit Schottern), P. 958, Vockenbergr, „Dürnberger“ ebenfalls bis zur Lambrechter Straße.

Die Furchen und die Ebenheit sind mit Lockerablagerungen bedeckt, eiszeitliche Formen sind überall zu erkennen, sicher anstehende Aufschlüsse aber sind selten vorhanden.

a) Der Geierkogel-Rücken (Profil 14) beginnt nördlich Graslupp und zeigt bis zum Sattel östlich „Hollsteiner“ nur Lockerablagerungen mit auffallend viel Grobsand. Am Ostabfall liegen in 980 *m* Höhe die Quellen für die Wasserversorgung von Neumarkt, sie kommen unter dem Sandhorizont zu Tage, werden jedoch nur zum geringsten Teil ausgenützt.

Der Aufstieg zum Geierkogel zeigt Serizit-Chloritquarzphyllite mit rostigen Lagen, die $30^\circ/330^\circ$ fallen, jedoch auch $30\text{--}35^\circ/035^\circ$ -Fallen aufweisen. Ungefähr 10 m südöstlich unter dem Gipfel fallen besonders dicke kalkige, rostige Lagen auf.

Im Sattel nordöstlich von „Hollsteiner“, etwas nördlich der Hochspannungsleitung, ist eine 15 m breite, und etwas südöstlicher eine 6 m breite Linse von weißem, körnigem Kalk mit $80^\circ/310^\circ$ -Fallen bemerkenswert. Die untersten Abfälle zum Urtelbach bestehen aus Serizit-Chloritquarzphyllit mit $35^\circ/330^\circ$ -Fallen.

Unmittelbar nördlich des Geierkogels streichen Kohlenstoffphyllite in 400 m Breite mit $35^\circ/330^\circ$ -Fallen durch, die besonders längs des Muhrer Teiches gut aufgeschlossen sind. Der nördliche Teil des Rückens besteht wieder aus Serizit-Chloritquarzphylliten, die meist $35^\circ/340^\circ$ fallen. Der Abfall zum „Muhri“ ist mit Schottern bedeckt. Das Profil zeigt Abb. 14.

Der Podoler Rücken ist wieder von Serizit-Chloritquarzphylliten aufgebaut, die häufig arkoseartige bis quarzitische Lagen führen. Im südlichen Abschnitt überwiegt $30^\circ/035^\circ$, gegen N stellt sich $20\text{--}30^\circ/340^\circ$ -Fallen ein. Die Nordabfälle über „Schilcher“ zeigen nur einzelne Aufschlüsse mit $20^\circ/000\text{--}020^\circ$ -Fallen.

b) Vockenbergrück—Dürnbergrück (Profil 15)

Er beginnt im S mit dem W—E verlaufenden Urtelgraben (westlich Bayerdorf). Der 20 m hohe steilere Anstieg besteht aus Kohlenstoffphylliten, die $30\text{--}40^\circ/330^\circ$ fallen. Die breite Wiesenfläche zum „Moser“ ist mit Schottern bedeckt, aus denen in 980 m Höhe Kohlenstoffphyllite mit $20^\circ/340^\circ$ -Fallen herausragen.

Der etwas steilere Anstieg nördlich „Moser“ zeigt grünliche Chlorit-Albit-Kalkschiefer, die $30\text{--}45^\circ/250^\circ$ bis $30\text{--}40^\circ/270^\circ$ fallen. Den flachen Rücken nach Vockenbergrück bedecken Schotter, doch liegen Blöcke von Chlorit-Kalkschiefer herum. Bei der Kapelle in Vockenbergrück und bei den Rundhöckern nördlich davon kommen die gleichen Gesteine mit $20\text{--}40^\circ/270^\circ$ -Fallen zum Vorschein. Am Weg gegen N waren auf 7 m Länge weißgelbliche Kalke und Serizitphyllite mit $20^\circ/250^\circ$ -Fallen aufgeschlossen. (Der Aufschluß ist heute nicht mehr erkennbar.)

Am Ostabfall zum Bahneinschnitt kommen darunter Serizit-Chloritphyllite, Kohlenstoffphyllite, eine 100 m breite Quarzitlage und Serizit-Chloritphyllite mit $30^\circ/330^\circ$ -Fallen zum Vorschein. Die Abgrenzung der einzelnen Lagen ist wegen der starken Überrollung nicht immer sicher. ¹⁾

Die untersten Ostabfälle werden von der Bahn angeschnitten (Profil 15), so daß gute Aufschlüsse vorliegen. Von S nach N sind auf der Ostseite der Bahn grau-grünliche Serizit-Chloritquarzphyllite ($45^\circ/310^\circ$ -Fallen), dann 24 m graue, etwas rostige Quarzite mit serizitischen Lagen und weiter gegen N Kohlenstoffphyllite (bis $60^\circ/330^\circ$ -Fallen) zu erkennen. Die Quarzite auf der Westseite enthalten stellenweise Bleiglanzkörner und limonitische Flecken (SEELAND 1867). Etwas nördlicher erscheint dann noch ein zweiter stark verrosteter Quarzit mit $65^\circ/330^\circ$ -Fallen. Der Zusammenhang mit dem Quarzit östlich „Moser“ ist wahrscheinlich, doch nicht sicher erkennbar.

¹⁾ Kleines Profil bei Abb. 15.

Nördlich vom Furtner See (20 m südlich von Bahnkilometer 274.4) erscheint westlich der Bahn ein 3—4 m hoher Rundhöcker, der von E nach W graue Serizit-Chloritquarzphyllite (35°/040°-Fallen), 4 m gelblich rostigen Kalk mit serizitischen Häuten und graugrünlichen Phyllit zeigt.

Am Westabfall des Vockenbergrückens reichen die Chlorit-Albit-Kalkphyllite nur bis zum Weg, der von „Moser“ nach Vockenberg führt. Die Buckeln westlich davon mit P. 927 bestehen aus Serizit-Chloritquarzphylliten, die 30°/310° fallen.

Obwohl die Aufschlüsse sehr zu wünschen übrig lassen, besteht die Annahme, daß in der Furche zwischen „Moser“ und P. 927 ein NE—SW streichender Bruch durchsetzt, der das abweichende Fallen der Chlorit-Kalkschiefer erklärt.

Am Westabfall des Buckels (P. 927) stehen auf 20 m Breite weiße Quarzite mit 40°/315°-Fallen an. Am ansteigenden Weg vom Urteilbach gegen Vockenberg ist ein kleiner Aufschluß mit gelblichem Kalk zu erkennen.

Die Aufschlüsse an den steilen W-Abfällen von Vockenberg bis Dörfel zeigen Serizit-Chloritquarzphyllite mit 40°/210°-Fallen; bei der Wegabzweigung nach Oberdorf fallen grüne kalkige Chloritphyllite mit 30°/020°-Fallen auf.

Verfolgt man nun den Rücken von nördlich Vockenberg bis zur Straße nach St. Lambrecht, so begegnet man nur einzelnen Aufschlüssen von Serizit-Chloritquarzphylliten. Die Ebenheiten weisen einen dünnen Schotterbelag auf. Die wenigen Aufschlüsse zeigen meist 20—25°/340°-Fallen. Am Ostabfall treten nur am Weg zum „Hanslober“ und westlich vom Hof Serizit-Chloritquarzphyllite mit 20—30°/210°-Fallen auf, weiter nördlich 15—20°/340°-Fallen.

Am Westabfall nach Oberdorf (zirka 150 m südlich von Oberdorf) kommen Chloritkalkschiefer mit einer ½ m mächtigen Kalklage zum Vorschein. Westlich „Dürnberger“ fallen die grünlichen Phyllite 20°/330°. Die Abweichungen der Streichungs- und Fallrichtungen sind auf wellige Faltungen zurückzuführen.

In dem Profil über Vockenberg fallen besonders die Chlorit-Albit-Kalkschiefer mit SSW—SW-Fallen auf. Sie bilden einen flachen Sattel, der jedoch am Westrand durch einen Bruch abgeschnitten ist.

6. Das Gebiet zwischen der Straße nach St. Lambrecht und dem Lambrechter Bach.

Die breite Wiesenfläche nördlich Rußdorf über „Wohleser“ (= Winkler) bis zum Steilabfall zum Lambrechter Bach ist mit Lockerablagerungen bedeckt, die in zwei Sandgruben aufgeschlossen sind (Siehe Lockerablagerungen S. 178).

An den Abfällen zum Lambach (Bach unmittelbar westlich Lambachwirt) waren 3—4 m mächtige Lehme aufgeschlossen, die zeitweise für die Ziegelbereitung abgebaut wurden.

An den untersten Steilabfällen zum Tayagraben kommt Prasinit mit 25°/150°-Fallen zum Vorschein. Prasinite sind auch an der Straße nach Teufenbach ab 850 m Höhe aufgeschlossen.

Bei „Wohleser“ (= Winkler) ragt ein 3—4 *m* hoher Rundhöcker hervor, der aus Chlorit-Serizitquarzphyllit mit etwas Calzit aufgebaut ist und 20—25°/160° fällt.

Den westlich „Wohleser“ aufsteigenden Buckel (Karnerboden; 937 *m*) setzen Lockerablagerungen (Schotter — Sande) zusammen, die bis zum Talboden (820 *m* Höhe) reichen. Die zirka 50—70 *m* hohen Steilabfälle sind ständig der Abtragung ausgesetzt, so daß erdpyramidenartige Formen entstehen.

Auf der nächst westlichen Höhe (P. 983) zeigen die wenigen Aufschlüsse Serizit-Chloritquarzphyllit mit rostigen Lagen, die jedoch verschiedene Abänderungen aufweisen (z. B. Typen mit arkoseartigen quarzitischen Lagen; Typen mit Chloritvormacht, die prasinitisch aussehen). Es herrscht meist 15—20°/040°-Fallen.

Am Südwestabfall steckt in 950 *m* Höhe eine 2—3 *m* mächtige Linse aus lichtigem Kalk (15°/040°-Fallen). An der Straße nach St. Lambrecht erscheinen einige anstehende Aufschlüsse von Serizit-Chloritphyllit mit verschiedenen Abarten, besonders fallen östlich vom Bauernhaus nördlich der Straße dickbankige Chloritschiefer mit weißen, kalkigen Lagen auf, die als prasinitische Typen aufgefaßt werden. Es handelt sich um die gegen S auskeilenden Prasinite vom Blasenkogel. Die Streichungs- und Fallrichtungen an diesen Aufschlüssen zeigen auffallende Änderungen (20°/330°, 20—30°/140°, 20°/210°-Fallen). Sie stellen den Übergang in die N—S streichenden Schichten am Blasenkogel Ostabfall dar.

7. Der Ostabfall des Blasenkogels (Profil 16)

Obwohl der gegen NE führende Lambrechter Graben keine tektonische Störung darstellt, zeigt der Ostabfall des Blasenkogels einen anderen geologischen Aufbau.

Die grauen, bänderigen Kalke reichen vom Blasenkogel (1606 *m*) bis 1280 *m* Höhe gegen E, an der Basis der Kalke treten lichte Dolomite auf. Sie fallen 30—40° gegen W. Es folgen dann bis 1200 *m* Höhe grünliche Chlorit-Serizitphyllite mit Lagen von Chlorit-Serizit-Epidotphylliten, die in Prasinite übergehen und nicht immer scharf von den Phylliten zu trennen sind. Fältelungen sind häufig. Sie fallen mit 30—50° gegen W (270—280°). Ab 1200 *m* Höhe stellen sich schwarze bis schwarzgraue Kohlenstoffphyllite ein, die ungefähr bis 1000 *m* Höhe 30—40° gegen W bis SW fallen und dann in E—NE-Fallen übergehen. Sie bilden einen deutlichen Sattel mit NW—SE streichenden und SE fallenden B-Achsen.

Diese Phyllite enthalten beim Gehöft „Gruber“ (1050 *m*) einen zirka 10 *m* mächtigen grauen Dolomit und unmittelbar südlich „Salzlecker“ (960 *m* Höhe) einen 20 *m* breiten Quarzit mit 25°/170°-Fallen. Der folgende steilere Ostabfall besteht aus Epidot-Chloritphyllit, der in Prasinit¹⁾ übergeht und die Abfälle bis Teufenbach mit 25° E—ESE zusammensetzt. Die Prasinite kommen am Südabfall unter einer flachen Schotterbedeckung an den untersten Steilabfällen zum Lambrechter Bach wieder zum Vorschein und

¹⁾ Die Phyllite wurden auf der Karte nicht ausgeschieden.

bauen die Klamm bis Teufenbach mit 20—30° SE—S-Fallen auf. Der Steinbruch unmittelbar südlich Teufenbach (Eingang in die Klamm) zeigt 35° S-Fallen.

Die Kohlenstoffphyllite sind auf der Nordseite am Weg von Teufenbach zum „Schart-Gruber“ meist gut mit 20—40° E—NE-Fallen aufgeschlossen, sie weisen oft Fältelungen mit N—S streichender und gegen S fallender B-Achse auf. 1 km westlich Teufenbach besteht ein schon etwas verfallener Steinbruch aus grauen, tonig quarzitischen Phylliten mit 50—60° N-Fallen. Südlich „Wohlesser“ (östlich Frojach) kommen am Waldrand Splitter von lichtgrauem Dolomit zum Vorschein, deren Stellung unklar ist.

Am Südwestabfall des Blasenkogel-Rückens (Westrand des Kartenblattes) sind die Kohlenstoffphyllite bis zu den Bauern „Knöllli“, „Ofner“ mit 25°/200°-Fallen aufgeschlossen. Die Abfälle darunter sind mit Schottern — Sanden bedeckt, die sich über die Ebenheit bei „Marzleser“ — „Steinbauer“ und noch etwas weiter gegen E fortsetzen. An den Steilabfällen bei „Marzleser“ haben die Lockerablagerungen (Sand mit Kleinschotter) eine Mächtigkeit von 60—80 m, die gegen E rasch abnimmt, und es stellen sich Kornverfeinerungen ein.

Vergleicht man nun das Profil vom Blasenkogel Ostabfall mit dem Gebiet südlich vom Lambrechter Bach, so fallen bedeutende Unterschiede auf, die jedoch nicht durch eine Störung erklärt werden können. Da ein deutliches Absinken gegen SE vorhanden ist, so tauchen die Kohlenstoffphyllite gegen SE in die Tiefe. Die sattelförmig gelagerten Prasinite zeigen eine gegen S—SE absinkende B-Achse und gehen in Chlorit-Serizitphyllite, die vielfach noch Epidot und Feldspat führen, über. Südlich vom Lambrechter Bach verflacht der Sattel und leitet in eine breite Mulde mit NW-Fallen über.

Die Lagerung in dem Profil vom Blasenkogel Ostabfall ließ zuerst den Gedanken aufkommen, es läge hier unter den Murauer Kalken eine stratigraphisch tiefere Serie vor. Die Gesamtaufnahme hat jedoch gezeigt, daß die Kalke nur nördlich der Schönanger—Karchauer Störung über den Prasiniten zu liegen kommen. Im S des Neumarkter Raumes besteht jedoch die gleiche Schichtfolge wie um Murau, nämlich Murauer Kalk, Kalkphyllit, Kohlenstoffphyllit, Chlorit-Serizitquarzphyllite mit Prasinitlagen. Es kann demnach diese Lagerung nur durch eine Überschiebung erklärt werden. Ein Teil der Murauer Serie wurde auf die gleichaltrige Neumarkter Serie aufgeschoben. Diese Überschiebung umfaßt den Kalkberg und den Blasenkogel, u. zw. das Gebiet östlich der Schönanger-Karchauer Störung.

8. Zusammenfassung des Gebietes Königreich—Blasenkogel Ostabfall (Profil 17)

Überblickt man das Profil vom Groberberg gegen N, so erkennt man einen flachwellig geformten Schichtstoß von Serizit-Chloritquarzphylliten, die gegen N (Blasenkogel Ostabfall) in Prasinite übergehen.

Darunter folgen die Kohlenstoffphyllite, die im S die untersten Ostabfälle des Groberbergs und die Südostabfälle des Pöllauer Rückens bilden. Die Kohlenstoffphyllite am Blasenkogel stellen den gegen N auftauchenden Flügel einer Großmulde dar, die innerhalb sekundäre Wellungen aufweist (z. B. Eisenbahntunnel—Hammerl; Rainerkogel; Vockenbergl, Forchensteinrücken) und im N durch einen Sattel abgeschlossen wird.

Das Gebiet wird im S durch die Groberberg-Störung (NW—SE) abgeschnitten, sie setzt sich wahrscheinlich über die Sattelfurche westlich Feuchterkogel, über die Ostabfälle der Grebenze (steilere Ostabfälle) und über Schönanger fort. Zu der Verlängerung gegen NW streicht sie wahrscheinlich über Karchau-Kellergraben in die Stolzalpe (Werandgraben) hinein (= Groberberg—Schönanger-Störung).

Dieser Bruch verursachte eine Abtrennung der Kalke des Kalkberges und des Blasenkogels. In Verbindung damit erfolgte eine kurze Aufschiebung derselben auf die Neumarkter Fazies.

II. Das Gebiet östlich der Olsa

1. Die Nordabfälle des Eibl (Profile 18—23)

a) Die Nordabfälle des Eiblkammes bestehen im westlichen Teil bis 1110 *m* Höhe (= Gehöft „Plachner“) aus Granatglimmerschiefer und phyllitischen Glimmerschiefern mit quarzitischen Lagen (Profil 18).

Die liegenden Partien, die bei Dürnstein (Papierfabrik) sichtbar sind, erweisen sich als typische Muskowit-Biotit-Granatglimmerschiefer. Darüber folgen grünliche Glimmerschiefer, stellenweise mit kleinen Granaten, die als phyllitische Glimmerschiefer bezeichnet werden und vom Eiblgipfel (1450 *m*) bis zirka 1370 *m* Höhe anstehen und meist 30—40°/330° fallen. Lagenweise erscheinen in diesem Paket typische grünliche Serizit-Chloritquarzphyllite. Das Hangende bilden Muskowit-Granatglimmerschiefer, jedoch mit kleinen 2—3 *mm* großen Granaten. In diesem Paket sind quarzitische Lagen enthalten, die am Kamm („Plachner“ — Eibl) in 1130 *m* Höhe mit 25 *m* Breite, in 1160 *m* Höhe mit 30 *m* Breite und in 1180 *m* Höhe wieder mit 20 *m* Breite beobachtet wurden und gegen W zu verfolgen sind. In 1140 *m* Höhe steckt in den Glimmerschiefern ein zirka 30 *m* breiter Prasinit mit 40°/340°-Fallen.

Die Westabfälle ins Olsatal weisen die gleiche Übereinanderfolge der Glimmerschiefer auf. Die hangende Quarzitlage ist gegen W bis über südlich „Schmery“ bis ins Olsatal zu erkennen. Längs der Bahn von der Station Bad Einöd gegen N bis zum Wächterhaus 244 konnten in den Muskowit-Granatglimmerschiefern zwei Lagen von Quarzit beobachtet werden. Die Verbindung mit denen am Kamm ist nicht sicher nachzuweisen. In diesem Profil fallen besonders die steileren Lagerungen mit 50—60°/330°-Fallen auf.

Am östlichen Nordabfall kommen nur Muskowit-Biotit-Granatglimmerschiefer mit einigen schmalen Quarzitlagen (Gehöft „Staumann“) zur Geltung.

Über diesem Kristallin folgen die paläozoischen Schichten, die am westlichen (Rücken bei „Grasser“) und am östlichen Nordabfall (= Kuketzriegel) die unteren Abfälle aufbauen. Beide Vorkommen sind durch die breite, mit Schutt erfüllte Talmulde des Fellnerbaches getrennt.

Am westlichen Nordabfall beginnt die paläozoische Serie im Sattel westlich „Plachner“ (1110 *m* Höhe). Die gegen N anschließenden Buckel bestehen aus gelblichem Kalk mit Lagen von gelblichem Dolomit. Der Buckel unmittelbar westlich „Grasser“ zeigt im S graue Kalke, dann gelbe Dolomite, die am Nordabfall von grauen plattigen Kalken mit 40°/010°-Fallen überlagert werden (Profile 19, 20).

Die gelben Dolomite westlich „Grasser“ setzen sich in einem schmalen Streifen (zirka 20 m) gegen E fort. Die Fortsetzung des südlich anschließenden Profils ist durch Lockerablagerungen bedeckt.

Der Ost—West verlaufende Güterweg von 1020 m Höhe bis zum Gehöft „Grasser“ (1060 m) zeigt folgende Einzelheiten: bei der Wegbiegung gegen W stehen graue Kalke mit serizitischen Häuten an. Es folgen dann gelbe, körnige Kalke mit 50°/020°-Fallen. Bei der ersten Wegkrümmung stecken in den gelben Kalken 30—50 cm breite Lagen von kalkigem Limonit; vereinzelt stellen sich löcherige Kalke, brecciöse Kalke mit Phyllitsplittern ein. Ungefähr 60 m westlich vom Beginn der Wiese treten gelbe Dolomite stärker hervor, die jedoch noch gelbe Kalke enthalten. Die gelben Dolomite führen oft mm-dicke weiße Quarzlagen; es herrscht 40°/010°-Fallen. Unmittelbar nördlich vom Weg schließen graue, plattige Kalke an, die oft noch schmale Streifen von gelbem Kalk enthalten. An dem Wegstück, das gegen S zum „Grasser“ führt, kommen gelbe Dolomite, gelbe Kalke und graue Kalke zum Vorschein; die genaue Ausscheidung ist hier wegen der Überrollung unsicher.

Verfolgt man jedoch die gelben Dolomite und gelben Kalke vom Kamm gegen W, so stellen sich auffallende Änderungen ein (Profil 19); das liegende, zirka 200 m breite gelbe Kalk-Dolomitpaket zieht gegen W bis etwas unterhalb des Weges, der zu „Schmery“ führt. Ungefähr 80 m nördlich „Schmery“ erscheint ein intensiv durchbewegter, zirka 150 m breiter Schichtstoß von gelbem Kalk, gelbem Dolomit und grobkörnigem weißem Kalk mit 50—70° N-Fallen, der auch unter dem Weg noch teilweise zu erkennen ist, dann jedoch von Schutt überdeckt ist. Unter dem Gehöft „May“ (990 m Höhe) ist von der gelben Serie nichts mehr zu erkennen, es liegen nur mehr graue, plattige Kalke mit 30—40°/010°-Fallen vor, die in einer Breite von 350 m bis ins Olsatal zu verfolgen sind. Die „Gelbe Serie“ keilt in die grauen Kalke aus, die stellenweise noch gelbliche Streifen enthalten.

Geht man vom westlichen Teil des Rückens gegen N, so folgen über den gelben Kalken graue, die allmählich in Kalkphyllite und Kohlenstoffphyllite mit 40° N-Fallen übergehen; auch gegen W entwickeln sich aus den Kalken die Kalkphyllite und Kohlenstoffphyllite.

Am Weg nördlich „Schmery“ ist der Wechsel von Kalk und Kalkphyllit, mit 40—50° N-Fallen gut erkennbar. Unter dem Weg werden die Kalke schmaler und die dunklen Phyllite beherrschen den Westabfall.

Wenn auch die gelben Kalke und Dolomite triasverdächtig aussehen, so ergeben sich nirgends Anhaltspunkte für einen selbständigen Schichtstoß. Die gelben Karbonatgesteine sind stets mit den grauen Kalken verbunden, die wieder in Kalkphyllite übergehen. Ein Herausheben der gelben Serie als selbständige tektonische Serie ist nicht möglich, weil man damit stets auch die grauen Kalke und die Kalkphyllite mitbekommt.

Die westlichen Nordabfälle unter 1060 m Höhe bestehen nur mehr aus Kohlenstoffphylliten, die stellenweise noch kalkig sind. Nur vereinzelt erscheint über der Anderlalm noch eine schmale Kalklage. Es herrscht meist 20—40°/340°-Fallen, die unteren Abfälle zeigen 45°/330°-Fallen. Die schwarzen Phyllite reichen an den Westabfällen bis ins Olsatal und bauen auch den Rundhöcker mit der Ruine Neudeck (35°/300°-Fallen) auf.

Die östlichen Nordabfälle (= nördlich „Grasser“) bestehen noch aus grauen, bänderigen bis schieferigen Kalken, die stellenweise Lagen von Kalkphylliten enthalten. An dem N—S verlaufenden Güterweg zum „Grasser“ treten die phyllitischen Lagen um 950 *m* Höhe mit 30—40°/000—020°-Fallen deutlich hervor. In 890 *m* Höhe weisen die hangenden kalkigen Lagen einen kleinen Aufschluß von Chlorit-Kalkschiefer auf.

b) Kuketzriegel (Profile 21, 22, 23)

Östlich der mit Schutt erfüllten Mulde des Fellnerbaches erscheinen die Nordabfälle des Kuketzriegels (1225 *m*). Über den Granatglimmerschiefern, die 20°/030° fallen, folgen ab 1300 *m* Höhe Kohlenstoffphyllite (teilweise kalkig) mit 20—30°/020°-Fallen bis 1255 *m* Höhe. Sie sind gegen NW bis 980 *m* (südlich Pichlhof) mit N-Fallen zu verfolgen und enthalten eine 15—30 *m* mächtige Lage von grauen, teilweise bänderigen Kalken, so daß die Ähnlichkeit mit der Murauer Kalk-Kalkphyllitserie auffällt.

Über den Phylliten stellen sich graue, plattige Kalke ein, die den buckligen Rücken bis zum Kuketzriegel mit 20—25° N—NE-Fallen aufbauen. Die steilen Nordabfälle bestehen aus gelblichem Kalk und gelblichem Dolomit, die jedoch nur in Lesestücken aufgeschlossen sind. In 1100 *m* Höhe erscheint eine zirka 30 *m* mächtige, graue Kalklage mit 20° SSW-Fallen und dann wieder bis 1020 *m* Höhe gelber Kalk und Dolomit.

Der Güterweg von Pichlhof bis „Ehgartner“ gibt einen guten Einblick in den Wechsel von gelbem Kalk, gelbem Dolomit und grauem Kalk. Von der ersten westlichen Bachmulde gegen E begegnet man 120 *m* gelbem Dolomit, 30 *m* grauem Kalk, 30 *m* gelbem Dolomit mit 30° N-Fallen. Östlich der zweiten Mulde folgen 100 *m* graue Kalke (10°/340°- und 15°/120°-Fallen) und gelbliche, kalkige Dolomite mit weißen, kalkigen Lagen (20°/200°-Fallen). Der Steinbruch zeigt gelben Dolomit mit 1—2 *cm* dicken weißen Quarzlagen und mit Lagen von gelblichem bis grauem Kalk (20°/200°-Fallen). Weiter gegen E schließen graue Kalke an.

Einem ähnlichen Wechsel von gelben Kalken und Dolomiten mit grauen Kalken begegnet man auch am Nordwestabfall, jedoch bedeutend schlechter aufgeschlossen.

In diesem Kalk-Dolomitschichtstoß erkennt man besonders gut, daß die „gelbe Serie“ (ohne Quarzite) innerhalb der grauen Kalke aufscheint und fazielle Abänderungen derselben darstellt. Der paläozoische Schichtstoß (Kalkphyllit, Kalke, Dolomite) zeigt im allgemeinen N—NNE-Fallen, nur in der Mitte des Nordabfalles stellt sich eine flache, sattelförmige Aufwölbung ein (Profil 21).

2. Das Gebiet zwischen der St. Veiter Klamm—Pörtschacher Talung bis zur Furche Hammerl—Tauchendorf—Fischerbach (Profile 24, 25)

Dieser ungefähr 2 *km* breite Streifen zeigt große Flächen, die mit Lockermaterial (Schotter, Sand) bedeckt sind und aus denen Rundhöcker mit anstehenden Gesteinen des Untergrundes herausragen.

Der Aufbau zeigt von W nach E auffallende Verschiedenheiten. Im westlichen Teil von der Olsa bis zur Linie Schloß Velden—Tauchendorf überwiegen Kohlenstoffphyllite, im mittleren Abschnitt (bis Pörtschach-Aich) erscheinen Chlorit-Kalk-Albitschiefer, graue Kalke und Schichten der „gelben Serie“. Im W (Schneehitzer) kommen Granatglimmerschiefer, Kohlenstoffphyllite und bänderige Kalke zum Vorschein.

Eindrucksvollen Aufschlüssen begegnet man am Weg durch die St. Veiter Klamm. Von W nach E zeigen sie 180 m intensiv gefaltete Kohlenstoffphyllite mit 80° N-Fallen, 6 m Marmor, 80 m Prasinit, 6 m Marmor (60—80° N-Fallen), 100 m Prasinit (60—70° S-Fallen), 8 m Marmor, 100 m Prasinit und Kohlenstoffphyllite mit verschiedenem steilen N- und S-Fallen bis 870 m Höhe, wo dann Schotter und Sande das Grundgebirge¹⁾ überdecken. Die B-Achsen in dem steil gestellten, eng gepreßten Schichtpaket fallen bis 40° gegen W.

Die steilen Hänge gegen N bestehen aus Kohlenstoffphyllit, in dem sich Prasinit- und Marmorlagen finden. Am Steig vom Ausgang der St. Veiter Klamm gegen N (Profil 24) sehen wir folgendes Profil: 120 m Kohlenstoffphyllit, 6 m Marmor (55° N-Fallen), 40—50 m Prasinit, die den steilen, zur Bundesstraße abfallenden Felsen bilden, und Kohlenstoffphyllite, die zuerst 30—40°/340°, später 40—60° SSE fallen und gegen Hammerl wieder in nördliches Fallen übergehen. Es liegt hier die gleiche wellige Faltung wie längs der Bahn westlich der Olsa vor. Der Prasinit, stellenweise mit Chlorit-Serizitkalkphyllit verbunden, und der Marmor sind gegen E mit 70—85° N-Fallen bis in die Klamm durchzuverfolgen; darüber folgen dann Kohlenstoffphyllite¹⁾. Noch etwas östlicher, am Südabfall von P. 910 (alte Karte 1 : 25.000) kommt über den 60° SSW fallenden Kohlenstoffphylliten von 875—890 m Höhe ein dunkelgrauer, grobkörniger Kalk mit 60°/215°-Fallen zu liegen. In der westlichen Fortsetzung erscheint ein zirka 20 m mächtiger Kalk bei T von „Trobitscher“ mit 80°/010°-Fallen (Abb. 1).

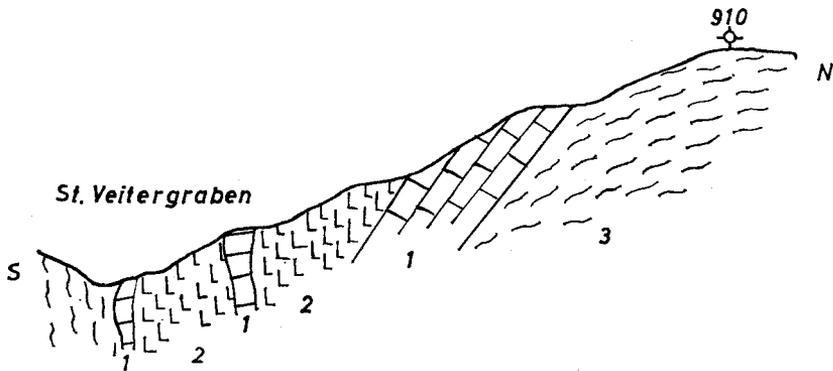


Abb. 1 1 Kalk, 2 Prasinit, 3 Kohlenstoffphyllit

Es liegt demnach nördlich der St. Veiter Klamm ein eng gepreßtes, verfaltetes Schichtpaket von Kohlenstoffphyllit, Prasinit, Chlorit-Kalkphyllit und grobkörnigem Kalk vor, das sich teilweise in etwas veränderter Zusammensetzung gegen St. Veit fortsetzt.

Die breite Ebenheit um 830 m Höhe ist mit Schottern bedeckt, die am Nordabfall gegen Hammerl eine Mächtigkeit von 8—10 m haben. Einige hervorragende Rundhöcker bestehen aus Kohlenstoffphyllit mit 60°/300°-Fallen.

¹⁾ Auf der Karte etwas vereinfacht dargestellt.

Am Weg von Schloß Velden nach N erscheint noch vor dem Aufstieg eine flache Bodenschwelle, die von S nach N aus 10 m gefältelem Chlorit-Kalk-Albitschiefer und aus 5 m braunem bis grauem Kalk mit chloritischen Häuten besteht (50° N-Fallen).

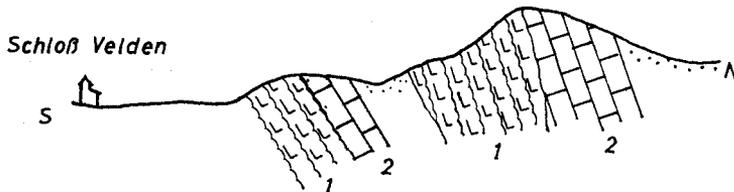


Abb. 2 1 Chlorit-Kalk-Albitschiefer, 2 Kalk

Der Anstieg zum höheren Buckel westlich vom Weg zeigt am Südabfall Chlorit-Kalk-Albitschiefer mit 35°/310°—70° N-Fallen und darüber grauen Kalk mit 50° N-Fallen (Abb. 2.).

Ich fasse die Chlorit-Kalk-Albitschiefer als fazielle Änderungen der Prasinite auf; vulkanisches Material (Albite) wurde in tonigen Kalkschlamm eingebettet. Sie streichen nach E bis etwas östlich St. Veit i. d. G. (Profil 26). Nördlich der Kirche fallen sie wild verfaultet mit 75—80°/240° und reichen nach N bis zur Ebenheit in 960 m Höhe. Der Kalkgehalt zeigt großen Wechsel, oft scheinen bis 1 m dicke Kalklinsen mit dünnen chloritisch-serizitischen Häuten auf. Am Weg gegen E sind sie bis zum ersten Haus (950 m Höhe) zu verfolgen; der Steinbruch an der Straße zeigt in den verfaulteten Chlorit-Kalk-Albitschiefern braune limonitische Kalklinsen mit 45—60°/040°-Fallen. Der zweite Steinbruch westlich vom ersten Haus besteht aus grauem, gebändertem Kalk, der 80°/010° fällt. Die rasch wechselnden, vielfach steilen Fallrichtungen weisen auf eine Pressungszone hin, die sich an die von der St. Veiter Klamm anschließt.

Über diesen grünlich kalkigen Schiefen liegen graue plattige Kalke, die die Höhe 1058 oberhalb St. Veit und die Nordabfälle der westlich gelegenen Buckel mit 40—50° N-Fallen aufbauen. Am Weg von St. Veit nach Judendorf kommen am Sattel einige Aufschlüsse zutage, die aus gelblichem, grauem, phyllitischem Kalk (15 m breit, 70°/210°-Fallen), lichtem, grobkörnigem Kalk (20 m breit) und 8 m lichtgelblichem Dolomit bestehen.

Der folgende Buckel — Obersteiner Kogel, P. 1088 (Profil 27) — besteht zum größten Teil aus Chlorit-Kalk-Albitschiefern, die jedoch am Südabfall 20—30 m mächtige Kalklagen mit chloritischen Häuten enthalten. Die wenigen meßbaren Aufschlüsse zeigen 30°/020°-Fallen.

Nach einer Einsattelung erhebt sich die Kuppe mit P. 1054. Sie wird aus grauem gebanktem Kalk aufgebaut, der 40°/030° fällt; stellenweise sind gelbliche Kalklagen enthalten. Der kleine Rundhöcker südöstlich von Tauchendorf, der aus grauem Kalk besteht, ist damit in Verbindung zu bringen.

Die niedrige Kuppe westlich „Prethaler“ zeigt gelbliche Dolomite mit 60° N-Fallen, die Lagen von Holzfaserdolomit enthalten (Profil 27).

Südöstlich von „Prethaler“ liegt eine Kuppe mit P. 1079. Von E nach W sind Serizitquarzit-Karbonatquarzit, gelbe Dolomite, gelbe dolomitische Kalke und in 1020 m Höhe graue Kalke mit $30^\circ/330^\circ$ erkennbar. Am Südostabfall stehen auf der Wiese noch Quarzite an; ein kleiner Steinbruch am Südabfall zeigt gelben Dolomit mit kalkigen Lagen ($30^\circ/330^\circ$). Ein kleiner Buckel 200 m westlich vom Steinbruch besteht aus Chlorit-Kalk-Albitschiefer.

Große Flächen südlich und südöstlich von P. 1049 sind mit Lockerablagerungen (Schottern und Sanden) bedeckt. Südöstlich von P. 1049 breitet sich in der Mulde ein Moor aus.

Erst die Buckelreihe von Pörtschach gegen NE bis zum Genswinkel zeigt wieder Aufschlüsse (Profil 28). Das Profil von S nach N weist folgende Schichten auf:

- bis 940 m graue, plattige Kalke, 30° N-Fallen mit Quarzschnüren;
- bis 1010 m Kalkchlorit-Albitschiefer; 40° N-Fallen;
- bis 1030 m gelbe Kalke mit kalkigem Dolomit, 30° N-Fallen;
- bis 1035 m kalkige Chlorit-Albitschiefer mit einer $\frac{1}{2}$ m breiten Linse von Bänderkalk, 20° N-Fallen.

Östlich vom Genswinkel erscheinen einige flache Rundhöcker, die aus grauem Kalk bestehen. Die 3—5 m hohen Buckel gegen NW bestehen aus gelbem Dolomit, gelblichen Kalken und gelblich kalkigen Dolomiten. Vereinzelt scheinen Splitter von Serizitquarzit auf (zweiter Buckel und sechster Buckel). Am Wegstück, das von der Höhe gegen N abfällt, sind gelbe Dolomite mit 1 cm bis $\frac{1}{2}$ m breiten Lagen von limonitischem Kalk mit 70° NE-Fallen aufgeschlossen. Diese Schichten sind auffallend stark durchbewegt, stark verdrückt, teilweise linsig zerlegt.

Östlich von dieser Buckelreihe ist das Gelände bis zum Schneehitzer wieder mit Lockerablagerungen belegt. Am Schneehitzer selbst kommen die tiefer liegenden Schichten zum Vorschein (Profil 29). Entsprechende Aufschlüsse findet man nur an den Süd- und Ostabfällen. Der flache Nordabfall ist mit einer dünnen Schotterhaut bedeckt. Die Südabfälle bestehen aus Granatglimmerschiefern, die stellenweise zahlreiche 1—2 mm große Granaten führen. Der Hügel mit der Ruine Althaus zeigt graue Granatglimmerschiefer. Unmittelbar nördlich vom Hof „Althaus“ scheint ein zirka 10 m breiter Amphibolit mit $70^\circ/050^\circ$ -Fallen auf. Die Glimmerschiefer fallen meist $25\text{—}30^\circ$ nach N bzw. NE.

Der Westabfall über dem Steilhang zeigt über den Granatglimmerschiefern Kohlenstoffphyllite bis kalkige Phyllite und graue bis bänderige Kalke mit $25^\circ/330^\circ$ -Fallen. Nördlich vom Gipfel ist ein kleiner Aufschluß von Quarzit erkennbar (Profil 29).

Am Ostabfall folgen über den Granatglimmerschiefern Kohlenstoffphyllite und 40 m breite Quarzite. Es schließen dann bis Aich graue, gebankte, bänderige Kalke mit $30\text{—}40^\circ/330^\circ$ -Fallen an. Am nördlichen Teil findet man Lesestücke von gelbem Dolomit (Profil 29).

In der Enge am Nordrand (Weg nach Aich) weist ein Steinbruch gute Aufschlüsse von grobkörnigem, teilweise gebändertem grauem Kalk auf, der auf der Nordseite verschiedene Abarten von dunkelgrauen-rostbraunen Typen zeigt, die 2—3 mm dicke limonitische Lagen enthalten. Die Westseite des Steinbruches zeigt eine deutliche Falte mit nach N gerichteter Stirn. Die B-Achse fällt mit 10° in Richtung 340° .

Die Kalke setzen sich dann noch bis Aich fort, wo sie mit $25^{\circ}/020^{\circ}$ -Fallen die östlichen Nordabfälle bilden und von Quarziten überlagert werden. Der kleine Rundhöcker im Talboden südlich Fischerbach besteht aus dunkelgrauen Serizitquarzphylliten, die $20^{\circ}/025^{\circ}$ fallen.

Zu diesem Abschnitt gehören auch die Aufschlüsse nördlich Aich bis zum Fischerbach, wo undeutlich aufgeschlossen gelbe Dolomite, graue Kalke und Quarzite mit 30° N-Fallen anstehen.

Überblickt man in einem W—E-Schnitt die Lagerung, so erkennt man, daß infolge des Emporsteigens der Achsen gegen E tiefere Schichten zum Vorschein kommen. Die Kalke am Ostabfall des Schneehitzers über den Granatglimmerschiefern entsprechen den Murauer Kalken. Die Mächtigkeit der darüber liegenden Kohlenstoffphyllite nimmt gegen E ab. Hingegen kommen die eingeschalteten Prasinit-Kalklagen im mittleren Abschnitt besonders zur Entwicklung. Ob in diesem Raum auch Brüche eine Rolle spielen, kann wegen der starken Schuttbedeckung nicht angegeben werden.

3. Das Gebiet zwischen Hammerl—Fischerbach und St. Georgner Bach mit Watzenbühel, Windberg, Geierkogel (Profil 30—40)

Der Hang nördlich Hammerl—Tauchendorf bis zur Straße ist zum größten Teil mit einer dünnen Schotterhaut bedeckt. An den unteren Abfällen und im tief eingeschnittenen Georgnergraben stehen Kohlenstoffphyllite mit $20—25^{\circ}/330—360^{\circ}$ -Fallen an. Die Rundhöcker in der Nähe des Gehöftes „Gruber“ zeigen ebenfalls Kohlenstoffphyllite ($15—20^{\circ}/330^{\circ}$ -Fallen), nur der Buckel unmittelbar nördlich Judendorf besteht aus Chlorit-Epidot-Phylliten, die sich gegen E bis zur Mulde westlich Schönhof fortsetzen und in Chlorit-Serizitphyllit übergehen. Sie stellen das auskeilende Ende der nördlich der Straße anstehenden Prasinite dar.

Unmittelbar östlich der kleinen Mulde (westlich Schönhof) lassen die Buckel unter der Straße gelbe Dolomite, gelbe Kalke und graue Dolomite erkennen. Über der Straße bis zum Schulhaus erscheinen gelbe Kalke und gelbe Dolomite mit 40° N-Fallen (Profil 32).

Etwas östlicher erhebt sich unter der Straße (SW von Schönhof) ein Rundhöcker, der von S nach N lichtbräunliche Kalke, 0,5 m brecciöse Dolomite, graue Bänderdolomite mit 1 dm breiten Lagen von gelbem Dolomit, bräunliche dolomitische Kalke und gelbliche Kalke mit $30—50^{\circ}/350^{\circ}$ -Fallen aufweisen. Diese geringmächtigen Schichten der „gelben Serie“ stellen das westlichste Vorkommen dar (Profil 33).

Der Steilaufstieg zum Watzenbühel (Profil 31) besteht aus Kohlenstoffphylliten ($40^{\circ}/340^{\circ}$ -Fallen), die westlich vom Schulhaus an der Straßenbiegung eine mehrere Meter mächtige Kalklinse enthalten. Auf der Höhe erscheinen Chlorit-Serizitquarzphyllite mit Epidot, die gegen W in Prasinite übergehen, die nördlich „Gruber“ einige Rundhöcker aufbauen. Im Sattel nördlich Watzenbühel tritt wieder Prasinit auf (50° N-Fallen), der gegen E in Chlorit-Serizitphyllit auskeilt.

Die Hänge bis zur Ebenheit unterm „Weitenbichl“ bestehen aus Kohlenstoffphylliten, die stellenweise etwas kalkig entwickelt sind und $30—35^{\circ}$ N bis NNE fallen. Am Abfall etwas östlich vom „Weitenbichl“ wurden bei Drainagierungsarbeiten Prasinite und gelbe Dolomite beobachtet. In 1040 m Höhe stehen graue Kalke mit $35^{\circ}/340^{\circ}$ -Fallen an (Profil 34).

Unmittelbar nördlich der Straßenabzweigung nach Oberdorf zeigt der Rundhöcker an der Süd- und Ostseite Steinbrüche. Auf der Südseite sind graue, gebänderte und gelbliche Dolomite mit 40° N-Fallen, auf der Ostseite graue, plattige Kalke mit dünnen kalkphyllitischen Lagen ($30^\circ/325^\circ$ -Fallen) aufgeschlossen. Nach einer kurzen Unterbrechung (Schutt) erscheint östlich von 970—990 *m* Höhe die Fortsetzung dieser Kalke mit $25\text{—}35^\circ/340^\circ$ -Fallen. Am Weg nördlich vom Ost-Steinbruch kommen gelbe Dolomite und graue Kalke zum Vorschein.

Die flach ansteigende Wiese zum „Weitenbichl“ zeigt einige Rundhöcker. Der unterste bei der Kapelle besteht aus gelbem Dolomit ($30^\circ/340^\circ$ -Fallen), der nördliche aus Quarzit und der dritte aus Prasinit.

Besonders bemerkenswert ist der Dolomit-Quarzitauflösung bei „Weitenbichl“ (Profil 34). Vom Gehöft gegen W sind auf zirka 5 *m* Holzfaserdolomit ($30^\circ/240^\circ$ -Fallen), 2 *m* bräunlich gelblicher Kalk, 4 *m* gelber Dolomit, 18 *m* quarzitischer Dolomit, der in dolomitischen Quarzit übergeht, aufgeschlossen. Im Steinbruch zeigt der Karbonatquarzit, der nur sehr wenig Karbonat enthält, serizitische Häute und Lagen von Holzfaserdolomit. Die glatten, glänzenden Schichtflächen des Quarzites fallen $30^\circ/290^\circ$. Östlich vom Bauernhof stehen Kohlenstoffphyllite mit einer 3 *m* mächtigen grauen Kalklage an.

Auf der Ebenheit nördlich „Weitenbichl“ ragen einige Rundhöcker hervor (Profil 35). Der südliche besteht aus Prasinit, der an der Basis Lagen von Kalk-Chloritschiefer enthält ($25^\circ/330^\circ$ -Fallen). Der nächste Buckel weist Quarzit mit $30^\circ/325^\circ$ -Fallen auf, der etwas östlicher von gelbem Dolomit überlagert wird.

Die Ostabfälle dieser Ebenheit bestehen zum größten Teil aus Kohlenstoffphylliten, die teilweise kalkig entwickelt sind. Am südlichen Ostabfall steckt in den Phylliten in 1125 *m* Höhe ein 4 *m* mächtiger Kalk ($60^\circ/340^\circ$ -Fallen), am nächst östlichen Buckel eine 3 *m* mächtige Prasinitlinse und am östlichsten Rundhöcker erscheinen Quarzite und lichter Kalk ($30^\circ/340^\circ$ -Fallen), (Profil 36).

Von der Ebenheit zeigt der Anstieg im westlichen Abschnitt kalkige Phyllite bis Kohlenstoffphyllite, in seinem östlichen Teil aber Porenquarzite, gelbliche Dolomite und wieder Quarzite mit $25^\circ/340^\circ$ -Fallen, die bis 1120 *m* Höhe reichen. Sie können als Fortsetzung der „gelben Serie“ vom „Weitenbichl“ angesehen werden. Weiter aufwärts bis zum Sattel (1180 *m* Höhe) bauen Kohlenstoffphyllite den Hang mit $35^\circ/310^\circ$ -Fallen auf. Am folgenden Anstieg kommen bis 1205 *m* Höhe Prasinite mit $25^\circ/330^\circ$ -Fallen zutage, die über P. 1211 bis zur breiten Wiesen-Ebenheit von Kohlenstoffphyllit mit $25^\circ/200^\circ$ -Fallen überlagert werden. Der Steilaufstieg zum Geierkogel (Profil 31) zeigt $50^\circ/200^\circ$ fallende Kohlenstoffphyllite, die am Gipfel eine 50 *m* mächtige Quarzitlage mit 70° S-Fallen enthalten.

Die Westabfälle des Geierkogels bestehen aus Kohlenstoffphylliten, die vielfach grau quarzitisches entwickelt sind, so daß Kohlenstoffquarzitschiefer vorliegen ($40^\circ/200^\circ$ -Fallen). Die südlichen Westabfälle haben nur wenig anstehende Aufschlüsse; westlich vom Sattel 1180 *m* kommt undeutlich aufgeschlossen ein 10 *m* mächtiger Prasinit zum Vorschein ($40^\circ/330^\circ$ -Fallen); südlich vom Bildstock (1054 *m*) ist auf 4 *m* Länge ein Prasinit

sichtbar. Westlich vom Watzenbühel bestehen mehrere Rundhöcker aus Prasiniten mit 35° N-Fallen, die bis zum Greither Bach zu verfolgen sind und gegen E (Watzenbühel) in mehreren Lagen auskeilen, wobei die Prasinite in Epidot-Chlorit-Serizitschiefer übergehen.

Von Schönhof bis zur Abzweigung nach Hitzmannsdorf ist das Gelände nördlich und besonders südlich der Straße mit Schottern — Sanden bedeckt. Der Abfall von der Straße nach Hitzmannsdorf zum südlichen Bach zeigt bis 980 *m* Höhe dunkelgraue Phyllite, dann bis zum Bach Karbonatquarzite mit 30° -Fallen. In Verbindung mit den Aufschlüssen südlich vom Bach (gelbe Dolomite) stellt sich hier wieder eine geringmächtige „gelbe Serie“ ein.

Von besonderer Bedeutung ist das Profil Mühlen—St. Helen—Hitzmannsdorf—Oberdorf—Geierkogel (Profile 37—40).

Am Weg von Mühlen nach St. Helen quert man von S bis zur Wegbiegung nach W gelbe Kalke, gelbe Dolomite mit $15\text{—}20^\circ$ N-Fallen, die beim ersten Haus quarzitische Lagen enthalten. Es folgen am Weg gegen W graue, grobkörnige Kalke ($25\text{—}30^\circ$ N-Fallen), nach 35 *m* gelbe Kalke bis kalkige Dolomite (auf 50 *m* Breite aufgeschlossen), dann bis zum Steinbruch dunkelgraue, auffallend grobkörnige Kalke (= Marmore), die $20^\circ/320^\circ\text{—}25^\circ/330^\circ$ -fallen. Darüber liegen im Steinbruch (Profil 40) gut aufgeschlossen 5—6 *m* mächtige gelbe Dolomite, die wieder von grauen, grobkörnigen Kalken überlagert werden. Dann kommen westlich vom Steinbruch unsichere Aufschlüsse; Lesestücke weisen auf grauen Kalk hin. Wo der Weg gegen N in die Einsattelung einbiegt, finden wir in einem kleinen Steinbruch 4 *m* weißen Dolomit, 2 *m* gelben Kalk und 2 *m* gelben Dolomit mit $60^\circ/240^\circ$ -Fallen. Der Aufstieg zur Kirche von St. Helen besteht aus gelbem Dolomit, der 20° N fällt. In der Furche setzt eine N—S streichende Bruchstörung ein, die eine geringfügige Absenkung des östlichen Teiles verursachte; denn etwas östlicher unter dem Schulhaus stehen graue Kalke und noch etwas südlicher gelbe Dolomite mit 55° SW-Fallen an.

Der Ostabfall des Helenkogels längs der Görtschitz zeigt von S bis zur Einmündung des Fallbaches gelbe Dolomite, dann graue Kalke (Profil 38).

Die breite Wiesenfläche von St. Helen bis Hitzmannsdorf ist mit Schottern und Sanden bedeckt, die am Ostabfall bis 10 *m* mächtig sind.

Der Steilaufstieg von Hitzmannsdorf zu P. 1100 weist gelben Dolomit mit Lagen von grauem Kalk auf. Die gelben Dolomite unmittelbar nördlich Hitzmannsdorf sind stellenweise als Holzfaserdolomite ausgebildet und fallen meist $30\text{—}40^\circ/000\text{—}040^\circ$; sie enthalten mehrere 3—4 *m* breite Lagen von grauem Kalk. Der Steilaufstieg im Walde besteht bis 1090 *m* Höhe aus gelbem Dolomit mit einer kalkigen Lage. Von 1090 *m* bis zum Beginn der Ebenheit (1100 *m*) folgen graue, plattige Kalke (40° N-Fallen).

Die schmalen Kalklagen keilen gegen W allmählich aus (am Weg nach Dörfling); die Dolomite nehmen zu und treten besonders am Weg zur Keusche von 1075—995 *m* Höhe auffallend hervor ($40^\circ/330^\circ$). Die schwarzgrauen Phyllite beginnen am Weg nach Dörfling in 1080 *m* Höhe und führen an der Basis noch schmale Kalklagen (an der Wegabzweigung östlich Dörfling) mit $55^\circ/330^\circ$ -Fallen.

Westlich der Fallinie zum Gehöft „Dörfling“ sind noch oberhalb der Keusche gelbe Dolomite bis zirka 1010 *m* Höhe zu erkennen, sonst ist alles mit Lockerablagerungen bedeckt. Nur in dem Graben, der von Kalksdorf gegen N zieht, sind von 1010 *m* bis 1050 *m* Höhe Kohlenstoffphyllite vorhanden.

Die Wiesenfläche von 1100 *m* bis zum Gehöft „Windberger“ ist mit Schotter belegt, nur in 1135 *m* Höhe erscheint ein 4 *m* breiter Aufschluß, der aus gelbem, dolomitischem Kalk mit braunen Partien besteht. ¹⁾

Über diesem Kalk-Dolomit-Schichtstoß folgen die schwarzgrauen Phyllite, die den Windberg aufbauen. In Dörfling bilden sie die Buckel östlich der Siedlung (30°/030°-Fallen). Am Südabfall ist die Grenze nirgends ersichtlich. Es liegen meist mehr quarzitische Kohlenstoffphyllite vor, die oft starke Verquarzungen aufweisen.

Von Dörfling zum Windberg fallen die dunklen Phyllite 45—50°/030°; am Nordabfall stellt sich bis 40° N-Fallen ein. Die B-Achsen fallen gegen W.

Die breite, flache Mulde zwischen Windberg und Oberdorf ist mit Schottern bedeckt. Unmittelbar östlich Oberdorf steigt der Hang steiler an und damit beginnen auch wieder die Aufschlüsse.

Der Steinbruch östlich Oberdorf (Profil 39) gewährt einen guten Einblick in den Aufbau, da durch den frischen Abbau im Jahre 1965 bessere Aufschlüsse gewonnen wurden als in den Jahren vorher. An der Basis erscheinen graue, grobkörnige, etwas bänderige Kalke, die 30—35°/360° bis 40°/340° fallen und am Ostrand zirka 5 *m* hoch sind. Darüber stehen gelblicher Dolomit mit Holzfaserdolomit und lichter, stellenweise weißer Dolomit mit serizitischen Häuten und einer ½ *m* mächtigen Bank von Quarzit an. Dieses Paket ist am Ostrand 2 *m* dick und verbreitet sich gegen W auf 5 *m* (35° N-Fallen). Es folgen dann eine 1 *m* mächtige auffallende Bank von grauem Kalk, 1 ½ *m* gelber Dolomit und bis zum oberen Steinbruchrand lichter Quarzit mit dolomitischen Streifen (20°/330°-Fallen). Oberhalb des Steinbruches sehen wir einen kleinen Rundhöcker mit gelbem Dolomit.

Die grauen Kalke der Basis sind gegen E zu verfolgen, wo sie in einem kleinen Steinbruch mit 35°/340°-Fallen aufgeschlossen sind. Weiter aufwärts schließt sich ein flach buckeliger Rücken an, an dem phyllitische Kalke (zirka 40 *m*), gelber Dolomit und Partien von Holzfaserdolomit und weiße bis lichtgraue Dolomite zu erkennen sind. Das Quarzitband vom Steinbruch wurde nicht mehr beobachtet. Zu Beginn des Steilaufstieges stellen sich graue Kalke ein, der Steilaufstieg zu P. 1200 besteht aus lichtgrauen bis gelblichen Dolomiten (45°/340°-Fallen). Am Ostabfall bei einem Bauernhaus zeigt ein kleiner Steinbruch gelbe Dolomite und Holzfaserdolomite mit 45°/340°-Fallen. Am Westabfall treten Kalklagen undeutlich hervor. Die Nordabfälle von P. 1200 weisen eine starke Überrollung mit Dolomitstücken auf.

Nördlich von P. 1200 folgt wieder eine breite, flach ansteigende Wiesenfläche, die mit Schottern bedeckt ist. Erst übern „Kulmbauer“ in 1180 *m* Höhe stellen sich anstehende Aufschlüsse ein, die aus schwarzgrauen Phylliten (= Kohlenstoffquarzphyllite) bestehen und mit 50° nach S fallen.

¹⁾ Nicht mehr aufgeschlossen.

Über den Gipfel streicht ein 50 *m* breiter, grauer Quarzit mit 70° S-Fallen durch; er ist in einigen Aufschlüssen gegen W bis 1100 *m*, gegen E jedoch nur bis 1200 *m* Höhe zu verfolgen. Die Nordabfälle werden wieder von Kohlenstoffphylliten bis grauen Serizitquarzphylliten mit 35—50°/200°-Fallen aufgebaut. Der unterste Nordabfall ab 1100 *m* Höhe besteht aus grauem, zum Teil bänderigem Kalk, der im Liegenden lichtgraue dolomitische Partien enthält. Es herrscht 25°/220°-Fallen.

In den Ostabfällen ins Görtschitztal setzen sich im allgemeinen die Schichten des vorher besprochenen Profils fort. Die Aufschlüsse sind meist schlecht (Wald- und Buschbedeckung und Überrollungen).

Von Mühlen gegen N folgen an den Ostabfällen auf zirka 1500 *m* Länge gelbe Dolomite, gelbe und graue Kalke, meist mit 30—45° N-Fallen, im Wechsel. Graue Kalke treten besonders NE von Hitzmannsdorf hervor. Es schließen dann auf zirka 500 *m* Länge Kohlenstoffphyllite an, welche die Fortsetzung jener von Windberg bilden. Weiter gegen N bis östlich „Kulmbauer“ liegen auf 1300 *m* Länge wieder Schichten der „gelben Serie“, in denen gelbe Dolomite, Holzfaserdolomite und vereinzelt auch Karbonatquarzite besonders hervortreten. Im östlichen Teil des Sattels südlich „Kulmbauer“ sind Kohlenstoffphyllite aufgeschlossen.

Die Verbindung der einzelnen Vorkommen im Streichen bereitet wegen der Schotterbedeckung gewisse Schwierigkeiten. Wenn man vom südlichen Vorkommen am Kuketzriegel ausgeht, so sind die Schichten der „gelben Serie“ mit jenen vom „Grasser“ und Schneehitzer zu verbinden. Unsicher ist die Einordnung der gelben Kalke und Dolomite nördlich Gemswinkel. Eine Fortsetzung gegen E ist in den Dolomiten nördlich Kohnkogel gegeben.

Die Schichten von Mühlen (St. Helen) hängen wahrscheinlich mit denen von Fischerbach S und mit denen P. 1049 zusammen. Das Paket bei Hitzmannsdorf reicht gegen W bis zu den Dolomiten von „Prethaler“. Die „gelbe Serie“ von Oberdorf, P. 1200 steht mit den geringmächtigen Aufschlüssen bei Schönhof in Verbindung. Die Schichten von „Weitenbichl“ ziehen gegen NE und sind am Ostabfall ins Görtschitztal zu erkennen. Es liegen demnach 6 Streifen von Schichten der „gelben Serie“ vor, die gegen W auskeilen. Dazwischen finden wir Lagen von Kohlenstoffphylliten, so nördlich „Grasser“, südwestlich Mühlen, südlich Hitzmannsdorf, am Windberg und im Sattel südlich „Kulmbauer“.

Sicher sind alle diese Schichten arg durchbewegt, stellenweise stark zerbrochen, zerrieben, doch auch wieder in regelmäßigen Bänken erhalten. Ein sicherer Beweis, daß die Schichtwiederholungen durch Verschuppungen entstanden sind, ist nicht zu erbringen.

4. Der Rücken zwischen Georgner und Greither Graben (Singereck-Rücken — Profil 41)

Er beginnt bei Hammerl und verläuft gegen NE übers Singereck (1192 *m* Höhe)—P. 1249 bis zur Furche nördlich „See“ und hebt sich morphologisch durch die SW—NE-Richtung deutlich hervor. Auch tektonisch stellen sich Änderungen ein, denn es kommt besonders im östlichen Teil NW—SE-Streichen zur Entwicklung.

Der gesamte Schichtstoß gehört noch zur Kohlenstoffphyllitserie, die jedoch auffallende Einlagerungen enthält. Er schneidet im Greither Graben von 815 *m* Höhe (nördlich Hammerl) bis zirka 900 *m* Prasinite mit 25°/030°-Fallen an. Die liegenden Prasinite keilen gegen E in Chlorit-Serizitphyllite und Kohlenstoffphyllite aus; letztere sind besonders unmittelbar nördlich Steindorf mit 30°/030°-Fallen aufgeschlossen. Die hangenden Prasinite bauen nördlich von Steindorf den steilen Anstieg bis zum Sattel westlich Rappottendorf mit 30°/030°-Fallen auf und zeigen am Nordostrand stark verschiefterte Chlorit-Serizitphyllite. Anschließend an die schwarzen quarzischen Kohlenstoffphyllite nördlich Rappottendorf folgt ein Paket kalkiger Kohlenstoffphyllite mit Lagen von kalkigen Serizit-Chloritphylliten und mit zwei 5—10 *m* mächtigen lichtgrauen Glimmerkalk-Lagen, die wellig 40—70°/010° fallen.

Nach einem Sattel (980 *m* Höhe) beginnt ein steilerer Anstieg, der folgendes Profil zeigt:

bis 1020 *m* graue, gebankte Kalke teilweise bänderig; 35°/240°-Fallen;
 von 1020—1050 *m* (Sattel westlich „Niedrig“) Kohlenstoffphyllite
 (25°/200°-Fallen);

bis 1070 *m* Prasinite;

von 1070—1110 *m* (Sattel) graue Quarzite mit serizitischen Lagen (40°/
 230°-Fallen);

von 1110—1125 *m* (= „Bauer“) Prasinite, die im Liegenden in Chlorit-
 phyllite übergehen;

von 1125—1192 *m* (Singereck) bis Sattel östlich Singereck Kohlenstoff-
 phyllite, stellenweise kalkig;

1192 *m* einschließlich flache Kuppe bis Sattel (1180 *m*) graue Kalke
 mit gelblichen Kalken mit dolomitischen Lagen (45°/250°-Fallen);

Sattel 1180—1200 *m* Kohlenstoffphyllite, stellenweise kalkig, 50—60°/
 230°-Fallen;

1200 *m* — P. 1249 graue, plattige Kalke mit 60° SW-Fallen;

1249 *m* — ebener Kamm zirka 220 *m* breite gelbe Dolomite mit einer
 kalkigen Lage.

Nach einem kurzen, zirka 20 *m* hohen Steilabfall folgen darunter die Kohlenstoff-Granatglimmerschiefer.

In diesem Profil ist eine deutliche Mulde erkennbar. Die Muldenachse liegt im Sattel NE von Rappottendorf und fällt 10—15° nach NW und kann mit der südlich Geierkogel in Verbindung gebracht werden.

Längs des Georgner Baches (NE—SW verlaufend) kann zwischen dem Schichtbestand Watzenbühel—Geierkogel und dem des Singerecks keine Bruchstörung angenommen werden, denn die Prasinite vom Watzenbühel setzen sich gegen W in die nördlich von Steindorf fort. Auch die Quarzite bei „Niedrig“ scheinen die Fortsetzung jener vom Geierkogel zu sein.

Besonders zu bemerken ist, daß im NE im Liegenden gelbe Dolomite aufscheinen, die am Geierkogel Nordabfall wahrscheinlich wegen der Schuttbedeckung nicht mehr ersichtlich sind.

Es besteht demnach mit dem Geierkogel—Profil eine gute Übereinstimmung. Die abwechselnden Streichungsrichtungen erkläre ich mir damit, daß der Schichtstoß des Singerecks sich bei der Aufschiebung dem darunter liegenden W-fallenden Kristallin anpaßte.

5. Der Rücken Spielberg (Bischofsberg)—Trattnerkogel (Profil 42)

Dieser Rücken steigt östlich Neumarkt zum Schinderberg (1098 *m*) steil an und setzt sich nach einer markanten Einsattelung über Spielberg gegen NE in flachen Kuppen bis zum Sattel nördlich Greith fort, von wo aus ein steilerer Anstieg bis zum Trattnerkogel (1284 *m*) führt.

Die untersten Steilabfälle und der flach buckelige Kamm bis fast zum Sattel nördlich Greith bestehen aus Serizit-Chloritquarzphylliten mit rostigen Lagen, die in verschiedenen Abarten auftreten. Quarzitisches, arkoseartige Serizit-Chloritphyllite, chloritreichere Typen, graue Quarzphyllite, auch geringmächtige Lagen von Kohlenstoffphyllit sind zu erkennen. Am Beginn des Anstieges, am Meraner Weg (Neumarkt), sind in einem Steinbruch 20 *m* mächtige Quarzite mit 25°/330°-Fallen aufgeschlossen. Bis zur Höhe des Schinderberges herrscht meist 40—50°/300°-Fallen, das gegen aufwärts in 30—40°/300°-Fallen übergeht. Auf der Kuppe wurde 60°/160°-Fallen gemessen. Über den Sattel östlich Schinderberg zieht eine N—S verlaufende Bruchstörung. Weiter gegen E kommen 20—30° SW—W-Fallen zur Geltung.

Knapp westlich vom Sattel nördlich Greith (östlich P. 1168) folgen Kohlenstoffphyllite mit 40—60° W-Fallen; damit kommen tiefer liegende Schichten zum Vorschein.

Der Aufstieg zum Sattel nördlich Greith (1132 *m*) bis 1160 *m* Höhe besteht aus Kohlenstoffphylliten, die dünne Lagen von grünlichem Phyllit enthalten. Mit Beginn des steileren Anstieges stellen sich Kalke, Dolomite, Quarzite mit folgendem Profil ein:

- bis P. 1208 graue, grobkörnige, plattige Kalke und gelbliche Dolomite;
- im Sattel Splitter von Kalkphylliten;
- bis 1220 *m* Höhe graue Kalke (60—70°/280°-Fallen);
- bis zum Sattel 1230 *m* dolomitische Quarzite bis Porenquarzite;
- bis knapp unterm Trattnerkogel graue Kalke;
- bis zum P. 1284 *m* (= Trattnerkogel) gelbliche bis lichte, kalkige Dolomite bis gelbe Dolomite, die eine *cm*-dicke Lage von kalkigem Limonit enthalten (40°/290°-Fallen).

Etwas nördlich erhebt sich eine zweite Kuppe. Die Lesestücke lassen auf gelben, kalkigen Dolomit schließen. Der Ostabfall der nördlichen Kuppe zeigt von oben nach unten (oft nur in Lesestücken aufgeschlossen) gelbliche Dolomite, gelbliche Kalke. Die Unterlage bilden Kohlenstoff-Granatglimmerschiefer mit 50° W-Fallen.

Von den Porenquarziten des Trattnerkogels Südostabfall (1220—1230 *m* Höhe) bringt PROTENY (1956) einen Schliff, der 50% Quarz, 35% Karbonat, 10% Serizit und 5% akzessorische Gemengteile wie Titanit, Limonit, Magnetit aufweist.

Am Ostabfall der Hauptkuppe (1284 *m*) erkennt man — meist durch Lesestücke — gelben Dolomit, Quarzit, plattige, graue Kalke und von 1260—1250 *m* Höhe Porenquarzit, der über Kohlenstoffgranatglimmerschiefern zu liegen kommt.

Am Südostabfall besteht das Profil aus gelbem Dolomit bis kalkigem Dolomit, grauem Kalk und Porenquarzit, der bis 1170 *m* Höhe zur Wiese oberhalb „Ronner“ zu verfolgen ist. Am Südabfall gibt es teilweise gute Aufschlüsse, die sich in das obige Profil einfügen.

Das Profil über Trattnerkogel unterscheidet sich von dem von TOLL-MANN (1963 S. 50) in einigen Punkten, doch besonders in der Hangformung. Ferner ist keine sichere Teilung in vier Schuppen nachweisbar; das ist Ansichtssache.

Die Nordabfälle zeigen sehr schlechte Aufschlüsse. Bis zum Gehöft „Kienberger“ reichen die Kalke und Dolomite, östlich davon folgen die Kohlenstoff-Granatglimmerschiefer. Die Abfälle bis zum Perchauer Bach sind mit Schotter belegt, nur längs der Perchauer Klamm sind Aufschlüsse vorhanden.

In dem Profil Bischofsberg—Trattnerkogel fallen neben den Abänderungen in den Streichungsrichtungen (bis N—S-Streichen) die große Mächtigkeit der Serizit-Chloritquarzphyllite und im Liegenden die gelben Dolomite, Kalke und Quarzite auf. Es liegen wahrscheinlich Verschuppungen vor, doch ist es nicht möglich, die Zahl der Schuppen sicher anzugeben.

Einige Aufschlüsse sind noch vom untersten Westabfall anzuführen. Geht man von nördlich Hammerl gegen St. Georgen aufwärts, so zeigen die steilen Abfälle zum Greither Bach Prasinite, die besonders an der Straße nach Mühlen mit 40°/030°-Fallen gut aufgeschlossen sind.

Ein kurzes Profil erscheint von St. Georgen gegen N bis P. 1002. Der erste Buckel besteht aus Quarzit (70° S-Fallen), Serizit-Chloritquarzphyllit und wieder Quarzit. Das 70° S-Fallen geht gegen N in 40°/240°- und in 50°/320°-Fallen über, so daß man einen Sattel erkennt. Nördlich des Buckels erhebt sich der Aufstieg zu P. 1002, der aus Prasinit mit 40°/200°-Fallen aufgebaut ist (Abb. 3).

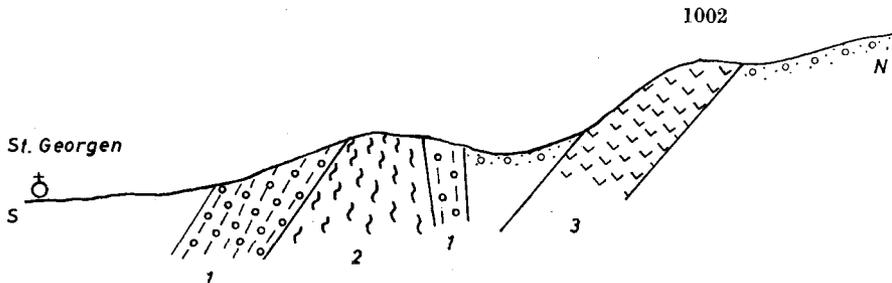


Abb. 3 1 Quarzit, 2 Serizit-Chloritphyllit, 3 Prasinit

Der flach nach Bischofsberg ansteigende Hang ist mit Schottern und Sand belegt (z. B. Sandgrube südöstlich Gehöft „Windberg“). Am Weg beim ersten Gehöft kommt ein 2 *m* breiter Aufschluß von Prasinit zutage.

Am neuen Güterweg von Neumarkt nach St. Georgen wurden von 845—860 *m* Höhe auf zirka 200 *m* Länge graue, quarzitische Phyllite und schiefrige Prasinite angeschnitten, die einen Sattel mit 30°/300°- und 50—60°/220°-Fallen zeigen. Es handelt sich wahrscheinlich um die Fortsetzung der Prasinite nördlich St. Georgen P. 1002.

Die Hänge östlich vom Schwimmbad schließen bis 930 *m* Höhe Prasinite mit 30°/50°-Fallen auf. Sie reichen gegen N fast bis zum Gehöft „Haselmaier“ und gegen S bis in das kleine Wäldchen, wo 35°/030°-Fallen herrscht.

Einige gute Aufschlüsse zeigt die Perchauer Bundesstraße (Ostseite). Unmittelbar östlich Gasthof „Kozet“ stehen Serizit-Chloritquarzphyllite mit mehreren quarzitischen Lagen an (80° S—85° N-Fallen); es folgt ein ½ *m* breiter Zerrüttungsstreifen mit dünnlinsig zerlegten Serizitquarzphylliten (80—90° N-Fallen). Weiter gegen N schließen 30 *m* schwarzgraue Phyllite und im Steinbruch Serizitquarzite mit 30°/330°-Fallen, Serizit-Chloritquarzphyllite mit einer Lage von Serizitquarzit (70° N-Fallen) an.

Von der ersten Mühle am Nordausgang der Perchauer Klamm zweigt ein Feldweg gegen S ab, der 2 *m* Chlorit-Kalkschiefer mit gelblichen Kalklinsen, 20 *m* braunen Kalk mit chloritischen Häuten, 7 *m* Chloritschiefer mit 1—5 *cm* dicken, bräunlichen Kalklinsen, 90 *cm* gelblichen Kalk mit serizitischen Lagen, 1 *m* gelblich braunen Kalk, 7 *dm* Chloritphyllit, 25 *cm* gelben Kalk mit serizitischen Häuten mit 70°/350°-Fallen zeigt. Es handelt sich zusammenfassend um ein Paket von Chlorit-Kalkschiefern.

Überblickt man die Lagerung in diesem Abschnitt, so fällt auf, daß in diesem Profil W fallende Lagen stark hervortreten und daß längs der Perchauer Klamm eine steil nach N fallende Pressungszone aufscheint. Die Mulde vom Singereck-Kamm tritt nicht mehr in Erscheinung. Die „gelbe Serie“ findet sich nochmals am Trattnerkogel.

6. Das Kreuzeck (Profil 43)

Zwischen Neumarkter und Perchauer Paßfurche erhebt sich das Kreuzeck, das mit breiten Flächen flach gegen S und W, mit steileren nach N und E abfällt. Eine Übersichtsaufnahme wurde von mir im Jahre 1959 veröffentlicht.

Der Aufbau wird durch einen muldenförmigen Schichtstoß von Prasiniten und Chlorit-Serizitphylliten beherrscht. Die dunkelgrünen Prasinite bauen hauptsächlich die Nordwest- bis Westabfälle auf, wo sie bis zum Kreuzeck in 700 *m* Mächtigkeit aufscheinen. Gegen S schalten sich grünliche bis grünlich graue Phyllite ein, die aus Tonschiefern hervorgegangen sind. Es besteht damit eine Ähnlichkeit mit den Metadiabasen auf der Stolzalpe und Frauenalpe, die ebenfalls zahlreiche Lagen von Tonschiefern enthalten.

Die Prasinite lassen sich besonders gut an der Straße vom Lambachwirt (Hexenbrücke) bis Teufenbach, an der Bahn vom Bahnwächterhaus nördlich Lambachwirt über Burg Teufenbach weiter 2.5 *km* gegen E beobachten. Gute Aufschlüsse bestehen noch bei der Ruine Stein und deren Westabfall, am Hang vom Sattel östlich Adelsberg zum „Hochecker“ und am Weg von Mariahof zum „Ofner“.

Gegen S nimmt die Mächtigkeit der Prasinite ab und die der phyllitischen Einschaltungen zu. Am Weg vom „Url am Berg“ gegen N steckt in 1140 *m* Höhe in den grünlichen Phylliten ein zirka 20 *m* breites Paket von Kohlen-

stoffphyllit mit schwarzen Kieselschiefern ($60^{\circ}/325^{\circ}$ -Fallen). Eine genaue Trennung von Prasinit und Phyllit ist nicht möglich, da eine starke Hangschuttbedeckung vorliegt. Es wurden daher beide Gesteinsarten zusammengezogen.

An den Nordwestabfällen längs der Bahn herrscht $30-40^{\circ}$ S- bis SW-Fallen; bei der Ruine Stein $15-20^{\circ}/200^{\circ}$ -Fallen; oberhalb Teufenbach 55° S-Fallen. Im Bereich Ruine Stein—Kreuzeck überwiegt $30-40^{\circ}$ S- bis SW-Fallen. Am Hang Adelsberg—,Hochecker“ treten $30-40^{\circ}$ SSW fallende Schichten stärker hervor. Die nach N fallenden Schichten kommen ungefähr südlich der Linie Adendorf—,Raschl“—,Polizek“ zur Geltung (z. B. Adendorf $30^{\circ}/050^{\circ}$; „Ofner“ $35^{\circ}/000^{\circ}$; „Raschl“ $30^{\circ}/000^{\circ}$ -Fallen; Hoferdorf Wald 1260 m Höhe $40^{\circ}/355^{\circ}$ -Fallen; „Url am Berg“ $40^{\circ}/340^{\circ}$ -Fallen).

Die Muldenachse verläuft ungefähr von „Lackner“ über „Raschl“ nach Adelsberg und fällt gegen W. Es erscheint hiemit eine deutliche Mulde mit etwas steiler einfallendem Nordschenkel.

An den Nordost-, Ost- und Südabfällen treten unter der Prasinitserie Serizit-Chloritquarzphyllite hervor, die einzelt, so am Nordostabfall zum „Dirnbacher“, schwarze Phyllite und in 1070 m Höhe 2—3 m mächtige Kalklagen enthalten. An den Nordostabfällen überwiegt $30-50^{\circ}$ S—SSE-Fallen, an den Ostabfällen $30^{\circ}/210^{\circ}$ -Fallen. Gegen Perchau und am Brunner Berg tritt $30^{\circ}/330^{\circ}$ -Fallen auf. Am Südabfall kommen die Phyllite bei „Meier im Berg“ mit $40^{\circ}/340^{\circ}$ -Fallen zum Vorschein; bei Diemersdorf herrscht $40^{\circ}/340^{\circ}$ -Fallen; etwas südlicher ragt ein Rundhöcker hervor, der aus bräunlichem Kalk mit serizitischen Häuten besteht ($30^{\circ}/340^{\circ}$ -Fallen). Die untersten steilen Südabfälle zum Pichlschloß und zur Villa „Barbara“ bestehen aus Chlorit-Albit-Kalkschiefern ($30-50^{\circ}/330^{\circ}$ -Fallen), an die gegen E Kohlenstoffphyllite, Serizit-Chloritphyllite und Quarzite einspießen. Am Steig längs der Perchauer Klamm stehen von S nach N Serizit-Chloritquarzphyllite ($80^{\circ}/210^{\circ}$ -Fallen), 50 m Kohlenstoffphyllite (70° N-Fallen), 65 m Serizit-Chloritphyllite, 25 m Quarzit, 40 m grünliche, kalkige Phyllite ($70^{\circ}/340^{\circ}$ -Fallen), 20 m Quarzit, 80 m Kohlenstoffphyllit und 30 m grünliche Phyllite ($30^{\circ}/020^{\circ}$ -Fallen) an.

Etwas westlicher zeigt die alte Bundesstraße vom Gasthof Kozet bis zur Villa „Barbara“ Serizit-Chloritphyllit ($50^{\circ}/350^{\circ}$ -Fallen), nach der Biegung bis 890 m Höhe Kohlenstoffphyllite ($50^{\circ}/350^{\circ}$ -Fallen), dann kalkige Serizit-Chloritphyllite, die gegen W in Chlorit-Kalkschiefer übergehen, und Kohlenstoffphyllite; die Quarzite sind nicht mehr vorhanden.

Da gegen W fast gleichmäßiges $30-50^{\circ}/320-330^{\circ}$ -Fallen vorliegt, in der Perchauer Klamm steiles, südliches und nördliches Fallen überwiegt, so besteht hier eine besonders durchbewegte Pressungszone.

An der Straße nach Mariahof—St. Lambrecht zeigen einige Rundhöcker gute Aufschlüsse. 200 m nördlich der Straßenabzweigung kommen im östlichen Straßenrand Prasinite mit $30^{\circ}/240^{\circ}$ -Fallen zum Vorschein; sie sind mit denen von Forchenstein zu verbinden.

Der Buckel beim ehemaligen Kinderheim besteht aus Serizit-Chloritphylliten, die Lagen von dunkelgrauem Quarzphyllit enthalten ($20^{\circ}/300^{\circ}$ -Fallen); sie sind auffallend stark linsig zerlegt und gefältelt. Das ebene Feld bis zum Gasthaus „Vetterl“ ist mit Schottern belegt. Am Buckel nördlich davon kommen wieder die grünlichen Phyllite mit $20^{\circ}/330^{\circ}$ -Fallen zum Vor-

schein. Ungefähr 300 *m* östlich „Vetter!“ in der Nähe der Villa „Sonnhof“ erscheint am Weg nach Diemersdorf ein zirka 15 *m* breiter und 50 *m* langer Aufschluß von weißem, feldspatführendem Serizitquarzit mit 70°/210°-Fallen.

Am Weg von Mariahof zum Gehöft „Ofner“ sind bis 1025 *m* Höhe Prasinite (35—40° N-Fallen) und dann auf 40 *m* Breite weiße, feldspatführende Serizitquarzite (50°/340°-Fallen) aufgeschlossen.

Südlich Adendorf erheben sich drei Rundhöcker, die von W nach E aus Prasinit (30° N-Fallen), dunkelgrauem Kohlenstoffphyllit (30°/340°-Fallen), aus Chlorit-Serizitphyllit (30°/330°-Fallen) und aus Prasinit (30°/050°-Fallen) bestehen.

Im tief eingeschnittenen Adendorfer Graben kommen an einer Stelle Serizit-Chloritphyllite mit 30° S-Fallen zum Vorschein.

Eine auffallende Besonderheit stellt sich am Adelsberg ein (Profile 44, 45). Er bildet eine isolierte Kuppe (1140 *m*), die über Prasiniten aus Quarzit, Dolomit und Kalk aufgebaut ist.

Die Unterlage ist am Südabfall aufgeschlossen. Der unterste Hang bis zur ersten Ebenheit bei 920 *m* Höhe zeigt Prasinite Kohlenstoffphyllite, und Chlorit-Serizitphyllite (40° N-Fallen), welches Schichtpaket bis zum Bahnhof zu verfolgen ist. Der neuerliche Anstieg bis zum Weg in 970 *m* Höhe besteht aus Chloritphylliten, die in plattige Prasinite übergehen und 30°/330—360° bis NNW fallen. Darüber folgt die Quarzit-Dolomit-Kalkserie die am Ostabfall durch einen neuen Forstaufschlußsweg gut sichtbar wurde.

Vom Anstieg (1010 *m*) bis 1025 *m* Höhe stehen Karbonatquarzite mit 35—40° W-Fallen an, es folgen dann lichte Dolomite mit 30—35°/270—280°-Fallen und ab 1035 *m* graue Kalke, die zu unterst Lagen von Kalkphyllit enthalten und in gebankte Kalke übergehen (30°/300°-Fallen); stellenweise stellen sich gefaltete Lagen ein. In 1040 *m* Höhe erscheint eine 15 *m* mächtige Lage von grauem Dolomit, der so wie die übrigen Schichten gegen NNE zu verfolgen ist.

Die felsigen Westabfälle zeigen das gleiche Profil, nur die Quarzite sind durch Schutt verdeckt. Von 1010—1020 *m* Höhe folgen lichtgraue Dolomite (20°/340°-Fallen), dann bis 1060 *m* graue Kalke (20°/010°-Fallen), bis 1080 *m* graue Dolomite und bis zur Kuppe 1090 *m* wieder graue, gebankte Kalke (30°/050°-Fallen), die in dieser Höhe eine 20 *m* breite Prasinitlage enthalten (in Lesestücken aufgeschlossen). Weiter aufwärts bis zum P. 1147 und am Nordostabfall stehen graue Kalke und zu unterst Dolomite an.

Die nördlichen Westabfälle geben wegen der starken Überrollung nicht immer ein klares Bild. Es liegt die Fortsetzung des Profils an den Felswänden vor, doch scheint die Mächtigkeit der Dolomite zuzunehmen. Nördlich „Krempf!“ kommen Porenquarzite, gelbe Dolomite und graue Kalke mit 20° S-Fallen zum Vorschein. Am Nordwestabfall reichen die Serizit-Chloritphyllite mit 25° SE-Fallen bis 1020 *m* Höhe, und sie werden direkt von den grauen Kalken überlagert; die Quarzite und Dolomite fehlen.

Die Schichten am Adelsberg bilden demnach eine flache Mulde, deren Achse gegen SW geneigt ist; sie sind mit denen von Mühlen zu vergleichen, doch treten sie in einer anderen tektonischen Stellung auf. Sie liegen über Prasiniten, so wie die Kalke am Blasenkogel, mit denen sie zu verbinden sind. Sie bilden daher so wie am Blasenkogel den Rest einer Schubmasse.

7. Der Rücken St. Marein—Forchenstein—östlich Furtner See

Der steile Anstieg unmittelbar nördlich St. Marein besteht aus dunkelgrünem Prasinit, der $25^{\circ}/330^{\circ}$, nah der Bahn $50^{\circ}/260^{\circ}$ fällt. Die Aufschlüsse über dem Friedhof enthalten ovale Hohlräume von 2—3 dm Länge, die wie Auskolkungen durch das Wasser aussehen. Prof. Paschinger teilte mir jedoch mit, daß es sich wahrscheinlich um Tafoni (Wabenverwitterung) handelt (Abb. 4).

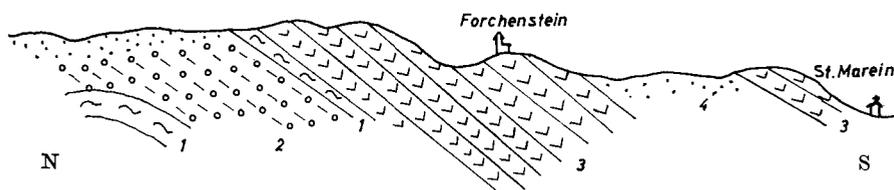


Abb. 4 1 Kohlenstoffphyllite, 2 Quarzite, 3 Prasinite, 4 Schotter

Die Ebenheit bis zur Straße Neumarkt—Bahnhof ist mit einer dünnen Schotterhaut bedeckt; an den Ostabfällen kommen Prasinite zum Vorschein. Im steileren Aufstieg zur Burg und noch etwas weiter aufwärts bis zur Ebenheit kommen wieder gut gebankte, plattige Prasinite, die $30\text{--}40^{\circ}/220^{\circ}\text{--}45^{\circ}/210^{\circ}$ bis gegen W fallen, zutage. Die Aufschlüsse reichen gegen E bis zur Straße und am Westabfall nicht ganz bis zur Bahnhofstraße.

Wo der Weg zur Schloßtaverne abzweigt, schalten sich grünliche, serizitreiche Phyllite mit $40^{\circ}/200^{\circ}$ -Fallen ein, die gegen E rasch auskeilen, gegen W jedoch bis zum nächsten Rundhöcker zu verfolgen sind ($20\text{--}25^{\circ}/220^{\circ}$ - bzw. 240° -Fallen).

Nördlich der Prasinite folgen auf 50—60 m Breite Kohlenstoffphyllite, die in Lesestücken am Westabfall zu erkennen sind.

Weiter gegen N schließen sich lichtgraue Quarzite an, die an den Westabfällen bis östlich Bayerdorf mit $30\text{--}50^{\circ}/190\text{--}200^{\circ}$ auftreten. Sie werden östlich Bayerdorf von schwarzgrauen Kohlenstoffphylliten mit $80^{\circ}/190^{\circ}$ -Fallen begrenzt.

Der Höhenrücken ist mit Schottern und Sanden bedeckt. Bei Grabungen für Leitungsmaste erkannte man die Mächtigkeit von 1—2 m.

Am Ostabfall zum Gasthof „Vetterl“ kommen einige Aufschlüsse von Serizit-Chloritphyllit mit $20^{\circ}/070^{\circ}$ -Fallen zum Vorschein.

Nördlich des Weges zum Furtner See erscheinen vier niedere NW—SE verlaufende Buckel, die durch Mulden von einander getrennt sind. Sie bestehen aus Serizit-Chloritquarzphylliten mit rostigen Lagen, die Abarten aufweisen; besonders häufig stellen sich Phyllite mit 2—5 mm dicken,

quarzitischen Lagen ein. Weiße Quarzlinsen sind häufig vorhanden. Die südlichen Aufschlüsse weisen meist $15-20^\circ$ NNE-Fallen auf, gegen N stellt sich $20-30^\circ/330^\circ$ -Fallen ein.

Überblickt man das gesamte Profil von St. Marein bis nördlich Furtner See so erscheint als Ganzes betrachtet eine flache Aufwölbung, deren Scheitel ungefähr in dem Raum P. 933 (= östlich Bayerdorf) bis Furtner See-Weg liegt.

Vergleicht man dieses Profil mit dem über Vockenberg, so bestehen trotz der Ähnlichkeit in der Lagerung (Aufwölbung) deutliche Verschiedenheiten, die sich besonders im Auftreten der Prasinite und Quarzite äußern. Es besteht daher eine große Wahrscheinlichkeit, daß längs der Furche des Urtelbaches von westlich St. Marein über Furtner See eine Bruchstörung verläuft, die jedoch nördlich der Paßhöhe (Station Mariahof) nicht mehr zu erkennen ist, denn die Prasinite am Nordabfall zwischen Ostabfall des Blasenkogels und Kreuzeck fügen sich ohne Annahme einer Störung zusammen.

8. Zusammenfassung des Gebietes östlich der Olsa—Furtner See Furche

Im S zwischen Eibl und Geierkogel erscheint eine Mulde mit kurzem Nordflügel und mit gegen W fallender B-Achse. Im liegenden Kalkpaket (= Murauer Kalk) sind gelbe Dolomite, gelbe Kalke und vereinzelt Quarzit enthalten. Im Raume St. Veiter Klamm—Hammerl treten sekundäre Falten und eine Pressungszone besonders hervor.

Am Singereck—Trattnerkogel-Rücken fallen N—S bis NW—SE-Streichungsrichtungen besonders auf. Die Fortsetzung der Mulde am Geierkogel ist am Singereck-Rücken (Rappottendorf) noch erkennbar, in welchem Profil mächtige Prasinite und Quarzite hervortreten. In beiden Rücken besteht das liegende Schichtpaket im NE aus Schichten der „gelben Serie“, die Verschuppungen aufweisen.

Am Trattnerkogel-Rücken kommen die Serizit-Chloritphyllite in großer Mächtigkeit zur Entwicklung, an die sich am Kreuzeck als höchstes Schichtpaket die Prasinitplatte anschließt.

Die Quarzit-Dolomit-Kalkserie am Adelsberg stellt den Rest einer Schubmasse dar, die mit der am Blasenkogel zu verbinden ist.

III. Die Mondorfer Leitener (Profile 46, 47, 48, 49, 50, 51, 52)

Östlich des Hörfeldes (Mühlen—Landesgrenze) erhebt sich die Mondorfer Leitener (1432 m). Sie wird im N durch den Fallgraben, im S durch den Hörbachgraben und im E durch eine tiefe N—S verlaufende Furche (= Mondorfer Leitener-Furche) begrenzt. Am Westabfall schaltet sich in 1140 m Höhe eine auffallende Ebenheit ein, die mit Schottern bedeckt ist, auf der die Siedlung Mondorf liegt.

Am Aufbau beteiligen sich zwei verschieden zusammengesetzte Schichtstöße. Den Unterbau bilden Granatglimmerschiefer, die einige Einlagerungen von Quarzit, Amphibolit und Marmor enthalten. Der Oberbau, der nur in Resten erhalten ist, besteht aus Biotit-Glimmerschiefern, grauen Kalken, gelben Dolomiten und Karbonatquarziten. Diese Schichten entsprechen jenen von Mühlen, also der „gelben Serie“.

Im Unterbau finden wir vor allem Kohlenstoff-Granatglimmerschiefer. Sie bauen die Südabfälle über Noreia bis 1280 *m* Höhe, die Westabfälle unter der Ebenheit von Mondorf (1140 *m*) und den Nordostabfall unter 1360 *m* Höhe auf. Die Nordabfälle zeigen starke Schuttbedeckung; nur einige Aufschlüsse, besonders im Fallgraben, weisen auf diese Granatglimmerschiefer hin.

Innerhalb der schwarzen Granatglimmerschiefer treten immer wieder Lagen mit weniger Kohlenstoff auf, die dann den Muskowit-Biotitgranatglimmerschiefern gleichen. Auch im Dünnschliff erscheinen immer wieder Streifen mit wenig Kohlenstoff.

Amphibolite treten nur in sehr gering mächtigen Lagen auf: am Südabfall der Mondorfer Leiten in 1260 *m* Höhe, 10 *m* breit; unmittelbar nördlich der Wegabzweigung von Noreia nach Mondorf; im Fallgraben am oberen Ende der Klamm. Es handelt sich meist um Granatamphibolite, die manchmal etwas Biotit führen.

Marmore bzw. Dolomitmarmore: am Eingang in den Fallgraben (115 *m* östlich der Straße nach Jakobsberg) steht von 1010—1050 *m* Höhe grauer, teilweise dolomitischer Marmor mit 60°/230°-Fallen an. Er zieht auskeilend über P. 1172 nach NW und zirka 120 *m* gegen SE. Er ist in einem Steinbruch aufgeschlossen und zeigt Spuren starker Durchbewegung.

Am Weg zum „Pleschkowitz“ steht in 1070 *m* ein gefältelter, dunkelgrauer bis schwarzer Glimmermarmor mit 3—4 *m* Mächtigkeit an.

Im oberen Teil des Fallgrabens (Profil 52) zirka 220 *m* östlich der Grabenkeusche, treten weißliche bis lichtgelbliche Dolomite mit einer Mächtigkeit von 20 *m* auf. Die liegenden Bänke fallen 30°/310°, gegen aufwärts stellt sich im Steinbruch 10—20° N 220° E-Fallen ein. Sie sind grabeneinwärts auf 150 *m* Länge zu verfolgen. Am Weg gegen N, am Südabfall des Zwieselrückens, schließen dünnlagig Muskowit führende Marmore mit 45—60°/340°-Fallen an, sie zeigen Verknetungen und Zerdrückungen. Wo sich der Weg gegen E dreht, folgen schwarze Granatglimmerschiefer mit 60°/020°-Fallen, dann auf 50 *m* Länge lichtgraue Marmore mit etwas Muskowit (60°/020°-Fallen), Granatglimmerschiefer, die ab 1110 *m* Höhe von Schottern überdeckt sind. Auf der Kuppe des Zwieselrückens stehen weiße Marmore mit etwas Muskowit an (35°/220°-Fallen).

Die Deutung dieses Profils ist wegen der fehlenden Aufschlüsse nicht vollständig gesichert. Es scheint, daß die lichter Dolomite Reste des höheren Stockwerkes sind und auf einen Sattel des Kristallins (Marmore und Granatglimmerschiefer) aufgeschoben wurden.

Auf der Südseite des oberen Fallgrabens wurde durch einen Steinbruch in 1230 *m* Höhe auf 40 *m* Länge grauer Dolomit mit 30°/280°-Fallen sichtbar. Er steckt in Granatglimmerschiefern, die jedoch schlecht aufgeschlossen sind.

Von besonderer Bedeutung sind die Quarzite in den Granatglimmerschiefern (Profile 50, 51). Sie bilden am Westabfall von 1340—1403 *m* Höhe eine 20—30°/040° fallende Lage, die über den Südabfall (1280—1320 *m* Höhe) mit Unterbrechungen durch Schuttbedeckung bis zum Südrand der Mondorfer Leitenfurche (P. 1248) zu verfolgen ist. Am Südabfall sind westlich „Kogler“ die Quarzite von 1260—1312 *m* Höhe mit 20°/305°-Fallen aufgeschlossen.

Diese Quarzite werden am Westabfall von lichtgelblichen Dolomiten unterlagert, so daß die Kombination Dolomit-Quarzit auf eine invers gelagerte Trias schließen läßt; doch der Quarzit kommt nur am Westabfall mit den Dolomiten in Verbindung, am Südabfall liegt er auf den Granatglimmerschiefern. Er führt Muskowit und auch vereinzelt Granaten und stellt eine typische Schichte in den Granatglimmerschiefern dar.

Die gleichen Quarzite stehen am Nordostabfall von 1330—1345 *m* und von 1350—1370 *m* Höhe mit 50° SW-Fallen an. Am Nordabfall treten stellenweise zahlreiche Lesestücke davon auf. Östlich „Pleschkowitz“ steht am Weg ein Quarzit mit 40°/020°-Fallen an.

Manchmal geht von den Quarziten eine starke Schuttüberstreuung aus, so z. B. am südlichen Teil des Westabfalles (Gehöft „Aichinger“), so daß eine Furche mitten in den Dolomiten von ihnen belegt ist. Die östlichen Südabfälle (östlich Noreia) sind von pleistozänen Schottern bedeckt, aus denen nur vereinzelt einige Aufschlüsse von Granatglimmerschiefern und an einer Stelle von Amphiboliten (östlich P. 1128 = östlich Noreia) heraussehen; es herrscht 40—50°/030°-Fallen.

Die Lagerung. Am Südabfall überwiegt in den tieferen Lagen der Granatglimmerschiefer 30—40°/010°-Fallen, gegen aufwärts stellt sich flacheres 20—30°/020—040°-Fallen ein. Am Westabfall (Weg Noreia—Mühlen) tritt 30—40°/300—330° stärker hervor, besonders an den nördlichen untersten Steilabfällen nach Mühlen kommt das westliche Fallen ausgeprägter zur Geltung. Am Weg zum „Pleschkowitz“ stellt sich flache, wellenförmige Lagerung mit südlichem Fallen ein. Die B-Achsen fallen 20° in Richtung 330° ein. Die wenigen Aufschlüsse am Nordabfall zeigen meist 40° N 20° E-Fallen. Am Nordostabfall der Mondorfer Leiten besteht ziemlich gleichmäßiges 40—50°/230°-Fallen.

Verbindet man nun alle diese Richtungen, so erscheint im E eine deutliche Mulde mit 330° streichender Achse, die gegen W absinkt. Am Westabfall tritt diese nicht mehr klar in Erscheinung. Die wenigen südlich fallenden Lagen und die flachen Wellungen sind mit der Mulde zu verbinden. Die stärker gegen W geneigten Lagen stehen mit der Aufschubung des oberen Stockwerkes (gelbe Dolomite am untersten Westabfall) im Zusammenhang.

Der Oberbau ist nur in Resten vorhanden und besteht aus Biotit-Glimmerschiefern, grauen Kalken, gelben Dolomiten und Karbonatquarziten (Profil 46—51).

Diese Schichten bilden vom Gipfel der Mondorfer Leiten (P. 1432 *m*) gegen E bis zur Sattelfurche und gegen SE die Füllmasse der vom Kristallin gebildeten Mulde. Am Westabfall treten unter den Quarziten von zirka 1320 *m* bis zur Ebenheit bei Mondorf (1140 *m*) licht-gelbliche Dolomite auf. Vom Gehöft „Pleschkowitz“ bis zum Fuß des Berges östlich Mühlen erscheinen gering mächtige Schollen von grauem Kalk und gelbem Dolomit.

Am Südabfall folgen über den Quarziten von 1320 *m* Höhe schwarze Kohlenstoff-Biotitschiefer, die auf der Kuppe 1343 mit 20°/220° fallen. Im folgenden Sattel mit zwei Bauernhäusern kommen schwarze Phyllite (tonige Kohlenstoff-Serizitphyllite) zum Vorschein. Der Aufstieg zur Mondorfer Leiten zeigt im Wiesengelände sehr schlechte Aufschlüsse; in Lesestücken finden sich Kohlenstoff-Biotitschiefer. In 1370 *m* steht ein

zirka 10 *m* mächtiger grauer Chlorit-Kalkschiefer mit 20° N fallen an; in 1390 *m* Höhe erscheint ein grobkörniger Kalk am westlichen Hang. Am Gipfel (P. 1432) enthalten die schwarzen Biotitschiefer 1—2 *mm* große Granaten. Sie reichen von der Höhe gegen W bis zum ersten Sattel, darunter folgen Muskowit-Biotit-Granatglimmerschiefer; gegen E sind sie bis nahe zum Ostabfall und gegen SE ungefähr bis zur Höhenlinie 1280 *m* zu verfolgen. Unmittelbar östlich vom Gipfel weisen Lesestücke auf Reste von gelbem Dolomit hin.

Der vom Gehöft „Kogler“ gegen N ansteigende Rücken beginnt mit Muskowit-Biotit-Granatglimmerschiefern, die 20° N fallen, und mit 4 *m* mächtigen Quarziten. Es folgen dann 20 *m* mächtige graue Kalke und bis 1260 *m* Höhe gelbe Dolomite, die 20° N—NE fallen. Reste von diesem Dolomit reichen in 1335 *m* Höhe etwas gegen W, wo sie bei einer alten Mauer (über dem Bauern im Sattel) noch aufgeschlossen sind und über den Biotitschiefern zu liegen kommen. Weiter aufwärts folgen die Kohlenstoff-Biotitschiefer, die in 1420 *m* Höhe einen 10 *m* mächtigen Kalk enthalten.

Obwohl in diesem Profil (Abb. 5) die untersten Schichten gegen N fallen, heben sich die Kalke und gelben Dolomite muldenförmig heraus, wie die Aufschlüsse von gelbem Dolomit bei der alten Mauer oberhalb des Sattels (1320 *m*) zeigen (Streichungs- und Fallrichtungen sind nicht erkennbar).

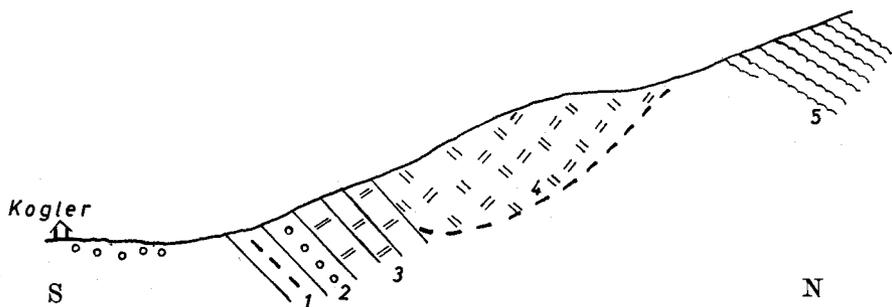


Abb. 5 1 Granatglimmerschiefer, 2 Quarzit, 3 grauer Kalk, 4 gelber Kalk, 5 Biotitschiefer

Da dieses Profil mit dem westlich anschließenden nicht übereinstimmt, besteht die berechtigte Annahme, daß dazwischen ein N—S streichender Bruch durchsetzt, der ein Absinken des östlichen Flügels zur Folge hatte.

Vom Südostabfall zur Kuppe NE hangaufwärts erscheint folgendes Profil (Abb. 48): zu unterst stehen bis 1310 *m* Höhe graue, plattige Kalke mit 50°/030°-Fallen an, sie enthalten dolomitische Lagen, die im Steinbruch beim Eingang in die Mondorfer Sattelfurche gut aufgeschlossen sind (1 *m* grauer Kalk, 3 *m* lichter Dolomit, 3 *m* grauer Kalk, 4 *m* lichter Dolomit). Es folgen darüber bis zum Sattel (1400 *m*) gelbe Dolomite, dann Karbonatquarzite und am Aufstieg zur Kuppe gelblich graue Kalke mit 30°/310°-Fallen, die am Nordostabfall noch 150 *m* gegen N reichen und mit 30°/290° fallen, so daß eine flache Mulde entsteht, die sich gegen W heraushebt. Weiter gegen NE abwärts folgen dann bis 1380 *m* Höhe Biotitschiefer, hierauf graue, grobkörnige Kalke mit 30°/310°-Fallen. Ab 1370 *m* Höhe schließen Granatglimmerschiefer mit quarzitischen Lagen an.

Zur Ergänzung des Profils wurden die Ostabfälle begangen, die jedoch wegen der starken Überrollung mit Hangschutt nicht immer ein klares Bild geben (Profil 51). In der Fallinie der Kammkuppe stehen von unten nach oben an: bis 1340 *m* Hangschutt aus grauem Kalk; bis 1360 *m* gelblicher Dolomit, bis 1380 *m* Karbonatquarzit und dann bis zur Höhe 1410 *m* graue Kalke. Diese Schichten sind ohne Komplikation mit denen vom Südostabfall zu verbinden. Die nördlichen Ostabfälle lassen die Dolomite und Quarzite nur mehr teilweise erkennen. Auf Grund der vorhandenen Aufschlüsse ergibt sich das Profil 51. Man erhält daraus den Eindruck, daß die „gelbe Serie“ auf die Granatglimmerschiefer aufgeschoben wurde, wodurch es zu einer teilweisen Zerreibung und Ausquetschung des Nordschenkels der Mulde in der „gelben Serie“ kam (Abb. 48).

Eine Besonderheit stellen ferner die gelblichen Dolomite am Westabfall dar, die unter den Muskowitquarziten zu liegen kommen. Sie beginnen am Westabfall am Beginn des Steilaufstieges über der Ebenheit in 1140 *m* Höhe und reichen bis 1360 *m* Höhe. Sie sind meist etwas lichter als die von Mühlen und enthalten stellenweise kalkige Partien. Im N (zirka 220 *m* südlich „Pleschkowitz“) werden sie durch einen W—E streichenden Bruch abgeschnitten. Eine Schrunse, die von P. 1403 steil gegen W führt, ist von oben bis zur Ebenheit bei Mondorf (1140 *m*) mit Quarzitstücken bedeckt, so daß der Dolomit in zwei Teile geschieden wird; der nördliche ist zirka 800 *m* lang, der südliche 200 *m*. Es liegen keine Anzeichen vor, daß der Dolomit unter dem Quarzitgeröllstreifen durchzieht. Die wenigen meßbaren Aufschlüsse im Dolomit zeigen 20°/070°-Fallen und eine Überlagerung durch den Quarzit.

Da jedoch der Dolomit am Südrand unregelmäßig abbricht, in der Schrunse keine Anzeichen von Dolomit vorliegen, eine Fortsetzung am Süd- und Nordabfall nicht vorhanden ist, so besteht wahrscheinlich nur eine oberflächliche randliche Einfaltung (Profil 51); denn ein kleiner Aufschluß 120 *m* südlich „Pleschkowitz“, der aus kleinstückig zerfallendem gelben Dolomit besteht und am Südrand von schwarzem, verschieferten Kalk mit 40°/330°-Fallen unterlagert wird, liegt über Granatglimmerschiefern.

Die gleiche Stellung haben Reste von gelben Dolomiten, die am steilen Westabfall südlich „Pleschkowitz“ anstehen. Sie erscheinen am Westabfall des obgenannten kleinen Steinbruches, am steilen Südabfall von der Wiese unter „Pleschkowitz“ und auf dem Kogel übern Weg mit P. 1076. Es ergibt sich dort folgendes Profil: Geht man 100 *m* südlich der Grabenkeusche den Feldweg nach S, so besteht die erste Kuppe aus Kohlenstoff-Granatglimmerschiefern, die 50°/230° fallen; die zweite Kuppe zeigt gelbe Dolomite und am unteren Teil der Südabfälle graue Kalke mit 20°/135°-Fallen. Dieser Schichtstoß wird im S durch den W—E streichenden Bruch abgeschnitten.

Unter dem Weg zum „Pleschkowitz“ (unter 1030 *m* Höhe) sind noch Lesestücke von gelbem Dolomit vorhanden, doch erscheinen bereits Stücke von Granatglimmerschiefer, so daß die Dolomite nur eine dünne, bereits stark aufgelockerte Haut bilden.

Die untersten Steilabfälle von 990 *m* Höhe bis zum Talboden, unmittelbar östlich Mühlen, bestehen wieder aus gelbem Dolomit, der am Hangfuß auf 200 *m* Länge aufgeschlossen ist. Der Steinbruch nördlich der Wegteilung zeigt gelben Dolomit, der kleinstückig zerbricht und am Süd-

rand phyllitische, graue, verschmierte Kalke mit $50^{\circ}/230^{\circ}$ -Fallen zeigt. Die darunter liegenden Glimmerschiefer haben das gleiche Fallen, das sich bis 60° versteilert. Der Südrand dieses Dolomitenstreifens schließt mit weißen, auffallend mürben Dolomiten ab, die durch den Bruch (Fortsetzung des Bruches vom oberen Dolomit) abgeschnitten sind.

Kleine Reste von gelbem Dolomit und grauem Kalk findet man noch 100 m östlich „Pleschkowitz“, wo auf 36 m Länge 20 m Dolomit, 10 m gelber Kalk und 6 m Kalkschiefer mit $80^{\circ}/050^{\circ}$ -Fallen zum Vorschein kommen. Auch nördlich vom Hof erscheinen bei der Wegkehre auf 6 m Breite weiße Dolomite mit 40° SW-Fallen.

Tektonische Zusammenfassung

Verbindet man die Schichten der „gelben Serie“ vom Westabfall mit denen vom Ostabfall, so bilden sie einschließlich der Biotitschiefer eine dünne, wellig verfaltete Haut in der Mulde der Granatglimmerschiefer. Sie zeigen Anpassungen an die Unterlage und Erscheinungen, die auf eine Aufschiebung auf das Kristallin schließen lassen. Besonders hervorzuheben ist, daß die Granatglimmerschiefer am unteren Westabfall deutliche Abweichungen im Streichen und Fallen zeigen. Es stellt sich an der Basis der Kalke und Dolomite W—NW- bis SW-Fallen ein, so daß schichtparallele Anpassungen erfolgen.

IV. Der Schinkenbühel (Profile 53—55)

Der Schinkenbühel (1588 m) ist von der Mondorfer Leiten durch eine tief eingeschnittene Furche (1248—1318 m) getrennt. Im E verursacht eine Sattelfurche die Trennung vom Zirbitzkamm. Im N begrenzt der Fallgraben, im S der Tiefenbachgraben den E—W verlaufenden Rücken.

Er besteht zum größten Teil aus Muskowit-Granatglimmerschiefern; Kohlenstoff-Granatglimmerschiefer sind nicht sicher zu erkennen. An Einlagerungen stellen sich Pegmatite, Marmore, Quarzite und Amphibolite ein.

Pegmatiten begegnet man am Südabfall, die besonders an dem neuen Güterweg von „Grain“ nach E in meterdicken Linsen aufgeschlossen sind. Am Kamm unmittelbar östlich P. 1588 zeigt ein 20 m breiter Pegmatit 35° W-Fallen. Am Nordwestabfall unmittelbar oberhalb der Mondorfer Sattelfurche durchbrechen Pegmatite einen grauen Dolomit.

Muskowitquarzite treten vom Südrand der Mondorfer Sattelfurche bis zum Gehöft „Grain“ und P. 1348 mit 20° SW-Fallen hervor. Schmale Lagen konnten oberhalb der „Schäferhube“ am neuen Weg beobachtet werden. Am Ostabfall von P. 1407 zur Mondorfer Leitenfurche bilden Quarzite von 1400—1375 m Höhe mit 30° SW-Fallen die Steilabfälle, deren Hangschutt die nördlich anschließende Mulde bis zur Mondorfer Leitenfurche bedeckt.

Amphibolite konnten nur an zwei Stellen beobachtet werden. Am Südostabfall steht in 1410 m Höhe ein 40 m mächtiger Bänderamphibolit mit $60^{\circ}/320^{\circ}$ -Fallen an. Ein 10 m mächtiger Amphibolit ist auf der Kuppe P. 1402 mit 40° SW-Fallen erkennbar.

Grau-weiße Marmore stecken am Südabfall in den Granatglimmerschiefern in 1380 m Höhe ($60^{\circ}/250^{\circ}$ -Fallen), in 1400 m (oberhalb Schäferhube)

und in 1420 *m* Höhe (30°/320°-Fallen); sie sind meist mit Pegmatit verbunden, die Mächtigkeit beträgt 10—20 *m*. Am Südostabfall begegnet man in 1440 *m* Höhe einem 4 *m* mächtigen grauen Marmor mit 60°/250°-Fallen, in 1465 *m* Höhe einem 20 *m* mächtigen lichtgrauen Marmor mit 30°/330°-Fallen und von 1490—1575 *m* Höhe einem lichtgrauen Dolomit, der gegen N bis zum Ostabfall des Schinkenbühels mit 30°/330°-Fallen zu verfolgen ist.

Ein auffallender Marmorzug erscheint nördlich P. 1410 in 1440 *m* Höhe in 50 *m* Breite mit einer Einlage von 10 *m* Glimmerschiefern mit 20°/350°-Fallen. Er ist gegen NW zu verfolgen, erscheint etwas östlich von P. 1407 in 20 *m* Mächtigkeit mit 20°/030°-Fallen und bildet die Nordabfälle von P. 1407 mit 40°/240°-Fallen, so daß eine flache Mulde zur Ausbildung kommt. Mit diesen Marmoren ist an einer Stelle am Nordabfall (Weg zu P. 1407) ein kleiner Anschluß mit gelber Rauhwaacke verbunden.

Am unteren Nordwestabfall, wo der Weg von der Mondorfer Leitenfurche gegen E umbiegt, steht von der Wegbiegung gegen W ein 4 *m* breiter Glimmermarmor, 30 *m* Granatglimmerschiefer und dann ein 90 *m* breiter, lichtgrauer Dolomit mit 30° W-Fallen an. Der Dolomit reicht am Nordwestabfall vom Weg (= 1300 *m* Höhe) bis 1340 *m* Höhe, wo er jedoch von Pegmatitlinsen durchbrochen und in mehrere Lagen aufgesplittert ist.

In diesen kristallinen Gesteinskomplexen überwiegen 30—40° W fallende Schichten. Nur am Südwestabfall stellt sich um 1420 *m* Höhe ein Sattel mit 20°/350°-Fallen ein, der in 30—40°-Südwestfallen übergeht.

An den untersten W- und SW-Abfällen blieben Schichten der „gelben Serie“ erhalten. Eine Dolomitplatte breitet sich nördlich vom Gehöft „Grain“ vom Sattel (1348 *m*) gegen N bis 1375 *m* Höhe in einer Breite von 150—200 *m* mit 20° SW-Fallen aus. Sie liegen den Granatglimmerschiefern konkordant auf. Etwas westlicher erscheint am untersten Westabfall zur Mondorfer Leitenfurche wieder ein gelber Dolomit mit 25° WSW-Fallen. Am Südwestabfall von P. 1407 tritt über Quarziten gelber Dolomit mit 30° SW-Fallen auf (Profil 55).

Da diese Dolomite mit denen von Mühlen übereinstimmen, so handelt es sich noch um Reste der „gelben Serie“. Die darunterliegenden Quarzite sind jedoch keine Porenquarzite, sondern Muskowitquarzite und gehören zu den Granatglimmerschiefern.

Überblickt man die gesamte Lagerung am Schinkenbühel, so erkennt man einen gegen W bzw. SW fallenden Schichtstoß, der jedoch im westlichen Abfall einen flachen Sattel mit NW—SE streichender Achse aufweist. Darüber liegen am Westabfall Reste der „gelben Serie“ (Profile 54, 55).

Der Schinkenbühel wird nun im W längs der Mondorfer Sattelfurche und längs des Sattels östlich durch N—S bzw. NW—SE verlaufende Brüche abgeschnitten. Diese gehören zur Görttschitztaler Störungszone.

Der Mondorfer Leitenbruch geht aus der verschiedenen Zusammensetzung beider Hangseiten und aus den verschiedenen Streichungs- und Fallrichtungen hervor. Er setzt sich gegen N wahrscheinlich in die Furche östlich Jakobsberg fort.

Der Bruch über den Sattel östlich Schinkenbühel ist vor allem durch die verschiedene Beschaffenheit der Glimmerschiefer gegeben. Im E stehen pegmatitisch injizierte Granatglimmerschiefer mit $30\text{--}40^\circ$ NE-Fallen an. Im W liegen Muskowit-Granatglimmerschiefer vor, die keine Injektionen aufweisen, sondern nur einzelne Pegmatitlinsen enthalten. Es herrscht westliches Fallen. Am untersten Südabfall der Sattelfurche, unmittelbar nördlich am Weg längs des Tiefenbaches, steht in 1380 *m* Höhe ein stark verdrückter, mylonitischer Pegmatit mit Glimmerschiefer an. Ich verbinde diesen Aufschluß mit der Bruchzone. Die Fortsetzung gegen N ist wegen der starken Schuttbedeckung nicht ersichtlich.

V. Der Jakobsberg (Profile 56, 57, 58)

Nördlich der Mondorfer Leiten zwischen dem Fallgraben und dem Waldbach erhebt sich der Jakobsberg (1442 *m*). Im E ist er durch eine Sattelfurche vom Zirbitzhang getrennt.

Der größte Teil dieses schlecht aufgeschlossenen Waldberges besteht aus Kohlenstoff-Granatglimmerschiefern, die stellenweise bis 12 *mm* große Granaten führen. Sie enthalten an mehreren Stellen geringmächtige Marmor-Einlagerungen; so begegnet man am Weg vom Bauer 1232 *m* (nördlich Jakobsberg) gegen NE einem lichten Muskowitmarmor von zirka 40 *m* Breite mit $35^\circ/310^\circ$ -Fallen in 1250 *m* Höhe; er ist gegen W bis zum Weg Egertbühel zu verfolgen; gegen E ist die Fortsetzung nicht gesichert aufgeschlossen. In 1290 *m* Höhe steht ein stark verschieferter weißer Marmor von 8 *m* Breite mit $30^\circ/020^\circ$ -Fallen an, der ebenfalls gegen W bis 1220 *m* Höhe zu verfolgen ist. In 1340 *m* Höhe weisen Lesestücke auf einen zirka 70 *m* breiten, weißen Marmor hin. Ein besonders auffallender, rein weißer Marmor baut den Steilhang nördlich Egertbühel von 1240—1190 *m* Höhe mit 70° N-Fallen auf. Er hat am untersten Rand eine Breite von 150 *m*.

Am Ostabfall des Jakobsberges weisen Lesestücke von 1390 *m* bis fast zur Sattelfurche (1380 *m* Höhe) auf das Vorhandensein eines lichtgrauen dolomitischen Marmors hin, der am Südabfall in 1420 *m* Höhe noch erkennbar ist und wahrscheinlich mit dem am Westabfall zusammenhängt.

Am Südabfall stellen sich von 1285—1300 *m* Höhe mit Unterbrechungen durch Granatglimmerschiefer lichte Kalke und gelbliche Dolomite mit $20^\circ/260^\circ$ - bis $45^\circ/220^\circ$ -Fallen ein, die den Anschein erwecken, es handelt sich noch um Reste der „gelben Serie“ (Profil 57). Diese Annahme wird noch durch die Schotterablagerung am Südabfall des Jakobsberges bestärkt, die auffallend viel Geröll aus grauem Kalk und gelbem Dolomit aufweist.

Am unteren Südwestabfall bei P. 1072 streicht der dolomitische Marmor des Fallgrabens mit $60^\circ/230^\circ$ -Fallen durch, der auch am Weg nach St. Jakob in 1030 *m* Höhe mit $50^\circ/230^\circ$ -Fallen in 20 *m* Breite aufscheint (Profil 58).

Überblickt man nun die Streichungs- und Fallrichtungen, die verhältnismäßig spärlich gemessen werden können, so begegnet man im nördlichsten Teil hauptsächlich $20\text{--}30^\circ/020^\circ$ -Fallen (z. B. am Weg von Bauer 1232 *m* nach NE); an den untersten Abfällen (Jakobsberg bzw. Egertbühel) kommt $40\text{--}50^\circ/320^\circ$ -Fallen bis westliches Fallen zur Geltung, und es stellt sich

stellenweise 60—70° NW-Fallen ein. An den Südabfällen überwiegen SW-fallende Schichten, die 20—30°/220—260°-fallen, zu unterst aber in 60—70°/230°-Fallen übergehen.

Es liegt demnach ein flacher Sattel mit NW streichender Achse vor, in dem jedoch im unteren Teil der nördlichen Westabfälle westliches Fallen hervortritt.

An den untersten Westabfällen von der Säge im Görtschitztal bis 1107 *m* Höhe (Abzweigung nach Kulm) blieben Reste von gelblichem Dolomit, gelblichem Kalk, Quarzit und Kohlenstoffphyllit erhalten.

Von der Säge bis zur Einmündung des Grabens südlich Stanglwald zeigen die Abfälle bis zirka 1110 *m* Höhe meist gelbe Dolomite, vereinzelt, so SW vom Egertbühel, sind auch graue Kalke mit 30°/330°-Fallen zu erkennen. Westlich Egertbühel kommen Splitter von Kohlenstoffphyllit mit 30—40°/330°-Fallen zum Vorschein (Profil 56).

Der Südwestabfall vom Stanglwald (P. 1146) besteht aus gelbem Dolomit, darunter folgen Kohlenstoffphyllite, die mit 60—70° W—SW-fallen und hauptsächlich am Nordwestabfall vom Talboden (1045 *m*) bis 1120 *m* Höhe aufgeschlossen sind. Weiter aufwärts stehen graue Kalke mit 50°/230°-Fallen und Granat-Glimmerschiefer an. Die Ebenheit von 1160 *m* Höhe ist mit Schottern bedeckt. Nur etwas westlicher der Wegabzweigung gegen S kommt weißer Dolomit mit 70°/200°-Fallen zum Vorschein, den ich jedoch zu den Granatglimmerschiefern stelle.

Ein etwas anderes Profil stellt sich am Westabfall nördlich des Waldbaches (P. 1157) ein. Vom NW (Talboden) gegen SE begegnet man schwarzen Kalken mit 60°/335°-Fallen, dann grauen Kalken (30°/320°-Fallen) und gelben Dolomiten; auf der Höhe sind Splitter von Quarzit ersichtlich; dann folgen graue Kalke, gelbe Dolomite und Kohlenstoffphyllite mit 40°/320°-Fallen, die über Granatglimmerschiefern zu liegen kommen.

Nördlich dieser Aufschlüsse sind die Abfälle bis ins Tal mit Schutt bedeckt, der viel Dolomit und Kalk enthält, welche die aufgearbeiteten Stücke der Unterlage darstellen. Die Aufschlüsse am Westabfall des Jakobsberges zeigen, daß die Schichten der „gelben Serie“ auch noch östlich des Görtschitztales über dem Kristallin eine dünne Haut bilden, die jedoch stellenweise bereits der Abtragung zum Opfer gefallen sind.

Durch die verschiedene Zusammensetzung östlich und westlich vom Görtschitztal tritt die Bruchstörung deutlich in Erscheinung.

Es ist ferner bemerkenswert, daß die Granatglimmerschiefer unter der „gelben Serie“ westliches Fallen aufweisen. Ich verbinde diese Stellung mit der Aufschiebung der paläozoischen Serie, wodurch schichtparallele Verschiebungen entstanden.

VI. Die Grebenze (Profile 59—64)

Der N—S verlaufende Rücken der Grebenze schließt das Neumarkter Becken im W morphologisch ab. Geologisch betrachtet liegt keine Grenze vor, sondern diese 400—600 *m* mächtige Kalkplatte gehört in den paläozoischen Schichtstoß von Murau—Neumarkt. Sie stellt innerhalb der tonig-

phyllitischen und diabasischen Gesteine (Metadiabase, Prasinite) eine besonders mächtige Riffentwicklung dar, die auf die Gebirgsbildungen anders reagierte als die dünnblättrigen, schieferigen Gesteine.

Am Aufbau der Grebenze beteiligen sich vor allem graue, gebankte Kalke, die meist deutlich körnig entwickelt sind. Weiße, dichte Kalke, die BECK-MANNAGETTA (1956) als Alabasterkalke bezeichnet, wechsellagern mit den grauen. Vereinzelt stellen sich ziegelrote, meterdicke Kalke ein (z. B. am Forstaufschließungsweg östlich Grebenzenhütte). An einigen Stellen konnten gelbliche bis lichtgraue Dolomite beobachtet werden (z. B. westlich „Walgram“ in 1200—1300 *m* Höhe, westlich Feuchterkogel in 1200—1300 *m* Höhe und westlich Königreich).

Die Basisschichten am Westabfall zeigen jedoch andere Beschaffenheit, sie sind nur an wenigen Stellen, so am neuen Güterweg von Lambrecht zur Grebenzenhütte, gut aufgeschlossen. Über Kohlenstoffphylliten, die Lagen von Kieselschiefer enthalten (40—70° E-Fallen), folgen Serizit-Chloritphyllite mit Lagen von Kohlenstoffphyllit, dann phyllitische Kalke, dunkelgraue Kalke mit Linsen von gelblichem Kalk und gebänderte Kalke (40°/030°-Fallen). Ab 1410 *m* (Weg gegen N) beginnen die grauen, plattigen bis gebankten Kalke (20°/070°-Fallen). Auch am Kreuzweg von St. Lambrecht nach Schönanger folgen über den schwarzen bis grauen Phylliten schmutziggraue bis dunkelgraue Kalke, die ab 1280 *m* Höhe in graue, gebankte Kalke übergehen. Am Kalkberg überwiegen Kalke, die denen von Murau ähneln.

Die Grebenzen-Kalke zeigen jedoch zur Unterlage eine verschiedene Stellung. Am Südabfall liegen sie den Kalken vom Murauer Typus (Bänderkalke—Kalkschiefer) auf. Am Südwestabfall zum Auerling schaltet sich unter den Kalken der Grebenze ein zirka 150—200 *m* breites Paket von Kohlenstoffphyllit, Serizit-Chloritphyllit und Metadiabas mit 30°/040°-Fallen ein, das gegen SE rasch zu Ende geht (Profil 59). Darunter folgen typische Murauer Kalke. Die gleiche Stellung zeigen die Kalke der Grebenze am Ostabfall gegen das Königreich, wo ebenfalls Serizit-Chloritphyllite mit Metadiabas aufscheinen, die von den Kalken am Königreich (Murauer Typus) unterlagert sind.

Die vorliegenden Aufnahmeergebnisse zeigen, daß die Kalke der Grebenze über den Murauer Kalken zu liegen kommen und die gleiche stratigraphische Stellung einnehmen wie die ehemals tonigen Serizit-Chloritphyllite und die vulkanischen Metadiabase und Prasinite, wobei man jedoch ein schnelleres Wachstum in den Kalken der Grebenze als in den Phylliten und Vulkaniten annehmen muß (siehe Fazies im Murauer—Neumarkter Raum S. 178).

Die Lagerung

Die Kalke der Grebenze zeigen von S nach N in der Lagerung auffallende Änderungen. In einem W—E-Schnitt vom Auerling übers Scharfe Eck zum 3. südlichen Grebenzengipfel—Feldbühel—Königreich—Olsatal besitzen sie ihre breiteste Entfaltung (Abb. 60).

Am Westabfall fallen sie 30—40° E—NE, am Scharfen Eck zeigen sie 20° N-Fallen. Am Ostabfall herrscht bis 1450 *m* Höhe 20—30° E-Fallen; dann stellt sich ab 1620 *m* Höhe W-Fallen ein (Feldbühel 20°/310°; westlich

Königreich 20—40°/300°-Fallen; Königreich 40°/020°-Fallen). Am Feldbühel konnten an einer Stelle graue Tonschiefer mit 20°N 320°E-Fallen beobachtet werden. Es liegt demnach eine breite, flache Mulde vor, die am Südfall direkt über den Murauer Kalken mit 20—30°/000—010°-Fallen folgt (Profil 60).

Am NE-Abfall des Feldbühels treten im Liegenden lichte Dolomite auf, die nicht sicher abgrenzbar sind. In 1280 *m* Höhe (östlich „Bacher“) kommen unter den Kalken Serizit-Chloritphyllite mit 40°/340°-Fallen zum Vorschein. In diesen Phylliten steckt am Weg unmittelbar westlich „Bacher“ ein 3 *m* breiter, weißer Kalk mit 50°/315°-Fallen und am Kogel östlich vom Gehöft ein bräunlich gelber Kalk (1 *m* breit) mit 50°/310°-Fallen. Es besteht in diesem Profil kein Zweifel, daß die Kalke der Grebenze über den Serizit-Chloritquarzphylliten folgen, die gegen S (westlich Königreich) auskeilen, so daß sie dann den Murauer Kalken direkt aufliegen.

Südwestlich vom Gehöft „Walgram“ und am Nordabfall des Feldbühels befinden sich an der Basis der Grebenzen-Kalke alte Stollen auf Magnetit, der zeitweise abgebaut und im nahegelegenen Hochofen (Pöllaugraben), der heute noch erhalten ist, verhüttet wurde. Die Stollen sind nicht mehr zugänglich, die Halde westlich „Walgram“ in 1300 *m* Höhe enthält noch viele Blöcke von Magnetitquarzit. Unmittelbar westlich vom Hochofen entspringt aus dem Kalke eine starke Karstquelle mit 40—50 l/sec.

Der nächste Schnitt über den Hauptgipfel der Grebenze bis zum Sattel westlich Feuchterkogel (Profil 61) weist durchwegs gegen E fallende Schichten auf. Am Gipfel herrscht 15° E-, am Ostabfall 20—30° E-Fallen. In 1260 *m* Höhe, durch eine Ebenheit gekennzeichnet, besteht der unterste Abfall zum Sattel aus Prasiniten mit 30° E-Fallen. Die östlich der Furche anstehenden Serizit-Chloritphyllite hingegen fallen 20—30°/330°. Über die Furche verläuft die Fortsetzung des Groberberg-Bruches. Der Ostschenkel der Mulde fehlt, er ist der Abtragung zum Opfer gefallen.

Der Pöllauer Rücken mit den Serizit-Chloritphylliten erscheint durch den Groberberg-Bruch als ein emporgehobenes Stück, das jedoch später durch NNW verlaufende Brüche staffelförmig nach E abgesunken ist.

Die W—E-Profile nördlich des Grebenzengipfels zeigen am Westabfall 25—30° E bis NE-Fallen, am Kamm 30—40° E bis NE-Fallen und am steilen Ostabfall 60—80° E-Fallen (Profile 62, 63). Das steile Fallen gegen E verbinde ich mit den Auswirkungen des Groberberg-Bruches, der am Westrand des Zeuschacher Beckens verläuft (durch Schutt verhüllt) und über Schönanger (= Schönangerstörung) nach E weiterstreicht. Die Kalke des Kalkberges (Profil 64) sind von denen der Grebenze durch diese Störung deutlich getrennt und zeigen auch eine andere Lagerung. Sie fallen am Südfall 20—30° SW, am Nordabfall 20—25° NE und im Steinbruch nördlich der Dynamitfabrik St. Lambrecht 20°/290°; sie bilden demnach einen flachen Sattel mit NW streichender Achse und kommen im N über Serizit-Chloritphylliten zu liegen, die mit denen vom Blasenkogel Ostabfall zusammenhängen und mit den Kalken zu verbinden sind (siehe Karte Murau 1956). Das würde jedoch bedeuten, daß die Kalke am Kalkberg zum Teil jenen von Murau entsprechen und so wie die am Blasenkogel auf die Serizitphyllite-Prasinite aufgeschoben sind.

Die Aufschiebung der Kalke am Kalkberg und Blasenkogel betrachte ich als eine Auswirkung der Schönanger-Störung, die sich wahrscheinlich gegen NW über Karchau und bis in die Südabfälle der Stolzalpe fortsetzt, so daß der Kalkberg und Teile des Murauer Paläozoikums am Blasenkogel und auf der Stolzalpe um geringe Beträge auf die Neumarkter Fazies aufgeschoben wurden.

Außer der Groberberg-Schönanger-Störung wird die Grebenze noch von mehreren E—W verlaufenden Brüchen betroffen, die ein staffelförmiges Absinken gegen N bewirkten.

Es ergibt sich demnach für die Grebenze folgendes tektonisches Gesamtbild. Die Grebenzen-Kalke bildeten ursprünglich innerhalb der Serizit-Chlorit-Metadiabas-Serie und der Serizit-Prasinit-Serie eine mächtige Riffentwicklung mit schnellerem Wachstum als die tonig-vulkanischen Gesteine.

Die variszische Gebirgsbildung bewirkte die epizonale Metamorphose und eine breite, wellige Faltung der Phyllite, welcher die Kalke in diesem Baustil nicht folgen konnten; sie lösten sich von den tonig-vulkanischen Schichten los und bildeten auf Grund der Materialunterschiede eine selbständige N—S streichende Mulde.

Der Groberberg-Schönanger-Bruch, dessen zeitliche Einordnung (ob variszisch oder alpidisch) unsicher ist, verursachte eine Abtrennung des östlichen Teiles und damit in Verbindung eine lokale Überschiebung der Kalke am Kalkberg und am Blasenkogel auf die Neumarkter Fazies. Die W—E verlaufenden Brüche können als Begleiterscheinungen des Schönanger-Bruches aufgefaßt werden.

VII. Tektonische Zusammenfassung

Im Neumarkter Raum breitet sich ein wellig gefalteter Schichtstoß aus, der abgesehen von kleineren Störungen eine stratigraphische Schichtfolge aufweist. Sie besteht aus Murauer Kalk, Kalkphyllit, Kohlenstoffphyllit mit Kalk-Dolomit-Quarzit- und Prasiniteinlagerungen, aus Serizit-Chlorit-quarzphyllit und aus Prasinit. Die Kalke der Grebenze stellen eine Riffentwicklung dar, die über den Serizit-Chloritphylliten zur Entwicklung kam, jedoch mit den Metadiabasen um Murau und den Prasiniten des Kreuzecks in die gleiche stratigraphische Stufe zu stellen sind.

Im allgemeinen zeigt die Entwicklung von Neumarkt-Mühlen eine Ähnlichkeit mit der Murauer, doch stellen sich Faziesunterschiede ein, welche die Aufstellung einer Neumarkter Fazies rechtfertigen.

Die Abtrennung einer mesozoischen Serie (gelbe Dolomite, gelbe Kalke, Quarzite) von der paläozoischen ist nicht möglich, denn die „gelbe Serie“ stellt eine Fazies innerhalb der Neumarkter dar. Sie zeigt am „Grasser“-Rücken und besonders am Kuketzriegel Übergänge in die Murauer Kalke. Sie erscheint nicht immer an der Basis, sondern in mehrfacher Wiederholung innerhalb der Kohlenstoffphyllite. — Quarzite (Karbonatquarzite) sind nicht überall vorhanden; die Lagen im Profil Mühlen-Geierkogel keilen gegen W aus. Stets ist eine Verbindung mit grauen Kalken gegeben, die mit den Murauer Kalken verglichen werden können. Die gleichen gelben Dolomite

liegen bei Oberwölz (Künstenwald) über Bänderkalken und Kalkphylliten, sie bilden am Pleschaitz und am Grebenzen Ostabfall gering mächtige Einlagerungen.

Man erhält nirgends den Eindruck, daß die „gelbe Serie“ (gelbe Dolomite, gelbe Kalke, Karbonatquarzite) eine tektonische Einheit darstellen.

Die Schichten im Neumarkter Raum weisen eine flachwellige Lagerung mit vorwiegend ENE—WSW-Streichen auf; nur im Raume Singereck—Trattnerkogel fallen N—S- bis NW—SE-Streichungsrichtungen besonders auf.

Im W der Olsa—Furtner See-Furche erscheint eine Großmulde, die im S (Königreich—Groberberg) mit Murauer Kalken und Kohlenstoffphylliten einsetzt und am Blasenkogel Ostabfall den Nordflügel bildet. Darüber liegen die Serizit-Chloritquarzphyllite mit den Einlagen von Arkoseschiefern und Prasiniten.

Innerhalb dieser Großmulde stellen sich sekundäre Wellungen ein, die besonders zwischen Eisenbahntunnel—Hammerl, am Rainberg, Vockenbergl und Blasenkogel Ostabfall hervortreten. Die B-Achsen in diesem Raum zeigen östliches Fallen.

Im E der Olsa—Furtner See-Furche liegt zwischen Eibl und Geierkogel wieder eine Großmulde mit kurzem, steilem Nordflügel vor; sie ist jedoch nicht ohne weiteres mit der im W zu verbinden. Die sekundären Falten treten nur im Raume St. Veiter Klamm—Hammerl stärker hervor. Die B-Achsen fallen gegen W.

Im Raume Singereck—Spielberg—Trattnerkogel kommen die NW—SE- bzw. N—S-Streichungsrichtungen zur Geltung. Am Singereck-Rücken liegt eine deutliche Mulde vor, die mit der vom Eibl—Geierkogel zu verbinden ist. Die B-Achsen fallen gegen NW. Am Trattnerkogel-Rücken erscheint ein auffallender nach W bis NW fallender Schichtstoß, der gegen S bis SW in flache Wellungen übergeht. Im N längs der Perchauer Klamm stellt sich eine Pressungszone ein.

Die Abweichungen im Streichen am Singereck- und Trattnerkogel-Rücken bringe ich mit den Aufschiebungen auf das Relief des Untergrundes (Granatglimmerschiefer) in Verbindung, das durch die Görtschitztaler Störung eine Verschiebung erlitten hat.

Im N schließt die Mulde des Kreuzecks (Prasinite) den Neumarkter Raum ab. Die Prasinite stellen das stratigraphisch höchste Schichtglied dar. Die B-Achse fällt flach gegen W. Die Mulde des Kreuzecks hat gegen W keine Fortsetzung, im E wird sie durch die Perchauer Störung begrenzt.

Für die tektonische Formung ist die Lage der Faltenachsen von wesentlicher Bedeutung. Wenn auch in den leicht beweglichen Phylliten zahlreiche Abweichungen auftreten, so ergeben sich doch immer wieder Hauptrichtungen, die im Raume St. Marein—Neumarkter Sattel (Bahnhof Mariahof—St. Lambrecht) eine Depressionszone erkennen lassen.

Von wesentlicher tektonischer Bedeutung sind die Bruchstörungen. Der Groberberg—Schönanger-Bruch verläuft von der Olsa bei Dürnstein gegen NW über den Groberberg-Sattel, zum Sattel westlich Feuchterkogel

bis Schönanger und setzt sich wahrscheinlich über die Karchau bis in die Stolzalpe fort. Er bewirkte eine Abtrennung des Groberbergs und des Pöllauer Rückens, des Kalkberges und des Blasenkogels. In Verbindung damit wurden die Kalke des Kalkberges, des Adelsberges und des Blasenkogels auf die Neumarkter Schichten aufgeschoben, so daß Murauer Kalke auf Serizit-Chloritphylliten bzw. Prasiniten zu liegen kommen.

Im E erscheinen die Görtschitztaler Störungen; die eine verläuft längs des Görtschitztales in NNW-Richtung über See, „Rinner“ zum Perchauer Sattel; weiter östlich streicht eine zweite Störung über die Sattelfurche östlich der Mondorfer Leiten und über die Furche östlich Jakobsberg; weiter gegen N ist sie nicht sicher nachweisbar, sie schwenkt wahrscheinlich in den Perchauer Sattel ein. Eine dritte Störungslinie zieht über den Sattel östlich Schinkenbühel gegen N.

Nach FRITSCH (1963) stellt die östliche Linie die Hauptstörung dar (östlich Schinkenbühel). Die Mondorfer Leiten- und die Görtschitztaler Störungen bewirkten geringe Absenkungen, da zu beiden Seiten Gesteine der „gelben Serie“ erhalten blieben. Alle Störungen verursachten jedoch deutliche Absenkungen gegen W.

Eine auffallende Bruchzone beherrscht das Olsatal von Dürnstein—Bad Einöd bis zur Einmündung des Pöllauer Grabens. In ihr liegt die Schwefeltherme von Bad Einöd. Der Olsabruch bewirkte ein Absinken des westlichen Teiles.

Auf Grund des geologischen Aufbaus und der Lage der B-Achse ist eine Bruchstörung von Hammerl gegen NW längs des Urteibaches, Furtner See bis zum Neumarkter Sattel anzunehmen.

Eine weitere Bruchstörung verläuft dann auch südlich Vockenberg vom Gehöft „Moser“ gegen NW bis östlich Oberdorf.

Auffallende Pressungszonen mit steil stehenden Schichten, starker Durchbewegung verlaufen W—E längs der St. Veiter Klamm bis St. Veit i. d. G. und längs der Perchauer Klamm.

Das gesamte Paläozoikum von Murau—Neumarkt weist über dem mesozonalen Kristallin Verschiebungen auf. Am Südrand der Grebenze liegen phyllitische Glimmerschiefer mit epimesozonaler Metamorphose. An der Basis der grauen Kalke am Kuketzriegel zeigen die Kohlenstoffphyllite deutlich Spuren von Durchbewegung (Phyllitisierung, kleine Granaten). Auf der Mondorfer Leiten sind die Basisschichten der paläozoischen Schichtstöße als Biotit-Glimmerschiefer mit epimesozonaler Metamorphose entwickelt, die sich jedoch deutlich von den mesozonalen Granatglimmerschiefern abheben. Es besteht im Neumarkter Raum ein Hiatus in der Metamorphose, der durch die Verschiebungen verständlich wird.

Es liegen keine Anzeichen vor, daß das mesozonale Kristallin der Seetaler Alpen und die epizonalen Schichten von Neumarkt-Mühlen eine gemeinsame variszische tektonische Umformung mitmachten. Der Baustil des Zirbitzkogel-Gebietes zeigt andere Formen wie die Schichtstöße um Neumarkt. Die Verschiebungen des Paläozoikums verursachten lediglich im Hangenden der Granatglimmerschiefer schichtparallele Anpassungen.

Es treten demnach im Neumarkter Raum folgende tektonische Erscheinungen auf:

- epizonale Metamorphose in den phyllitischen Gesteinen,
- Faltungen,
- Verschiebungen über den mesozonalen Kristallen,
- Brüche mit Verstellungen,
- Pressungszonen,
- Aufschiebung der Kalke vom Kalkberg und Blasenkogel auf die Neumarkter Schichten.

Die zeitliche Einordnung kann nur als ein Versuch gewertet werden, da sichere stratigraphische Daten fehlen. Unter der Annahme, daß ein altpaläozoischer Schichtstoß vorliegt, ergibt sich folgende Einordnung.

In der variszischen Gebirgsbildung erfolgte eine wellige Faltung in Verbindung mit einer epizonalen Metamorphose. Damit sind bereits Ablösungen über dem mesozonalen Kristallin verbunden.

Die alpidische Gebirgsbildung — wahrscheinlich die vorgosauische — bewirkte die Bruchtektonik, die Aufschiebung der Murauer Kalke auf die Neumarkter Fazies. Die variszisch angelegten B-Achsen erlitten durch die Bruchtektonik entsprechende Veränderungen. Verschiebungen des paläozoischen Schichtstoßes über dem mesozonalen Kristallin verursachten an den epizonalen Basisschichten eine mesozonale Prägung.

Ein allmählicher Übergang von mesozonalen Gesteinen in epizonale konnte im Neumarkter Raum nicht nachgewiesen werden. Es besteht ein Hiatus in der Metamorphose. Die epimesozonalen phyllitischen Glimmerschiefer wurden durch eine zweite Metamorphose geprägt.

Für die paläozoischen Schichten von Murau-Neumarkt ergeben sich geringe Vergleichsmöglichkeiten mit dem Grazer Paläozoikum (Bänderkalke, Schiefer der Passailer Mulde, Metadiabas) und mit der Grauwackenzone (Phyllite, feinschichtige Grauwackenschiefer, Kalke des Reichenstein); doch ist nirgends die charakteristische Schichtfolge: Murauer Kalk, Kalkphyllit-Chlorit-Serizitphyllit mit Metadiabasen bis Prasiniten vorhanden.

PREY (1963) vergleicht die Murauer—Neumarkter Schichtfolge mit der Schieferhülle der Hohen Tauern und denkt an mesozoisches Alter. Dieser Vergleich von Murau mit den Hohen Tauern wurde auch von GEYER (1893), WINKLER (1926), DIENER (1903) in Erwägung gezogen, sie dachten jedoch an Paläozoikum. Die Ähnlichkeiten sind auf jeden Fall zu beachten (Habachserie — FRASL 1958), ich erinnere an die Kalkphyllite, Schwarzphyllite, Prasinite und Grünschiefer-Einlagerungen. Nachdem aber genaue stratigraphische Angaben auf Grund von Fossilien fehlen, bleiben Altersbestimmungen in den Hohen Tauern und im Murauer—Neumarkter Raum eine unsichere Deutung.

F. Die Fazies im Murauer—Neumarkter Raum

Durch die Aufnahme der paläozoischen Schichten von Murau, Neumarkt und Mühlen liegt nun eine Gesamtdarstellung vor. Es hat sich vor allem gezeigt, daß trotz vieler Ähnlichkeiten zahlreiche Abweichungen — Fazies-

änderungen — in einem verhältnismäßig kleinen Raum vorhanden sind. Ich erachte es für notwendig, eine kurze Zusammenstellung zu geben.

1. Die Murauer Fazies ist durch nachstehende Schichtfolge (von oben nach unten) gegeben:

Metadiabase mit tonigen Lagen (Frauenalpe, Karchauereck, Stolzalpe);
 Serizitchloritphyllite mit Lagen von Arkoseschiefer und Metadiabaslagen;
 Kohlenstoffphyllite mit Lagen von Kieselschiefer;
 Murauer Kalke;
 Granatglimmerschiefer.

Diese Fazies beherrscht den Raum Auerling, Kuhalpe, Frauenalpe—Karchauereck—Stolzalpe.

Die Murauer Kalke gehen allmählich in Kalkphyllite über, die meist reichlich kohligem Staub enthalten und sich langsam durch das Zurücktreten von Calzit in Kohlenstoffphyllite umwandeln. Ein scharfer Schnitt besteht mit den Serizit-Chloritquarzphylliten, in denen feinkörnige Arkoseschiefer eingeschaltet sind; es handelt sich um epizonal umgewandelte Tonschiefer und Sandsteine, die etwas vulkanisches Material aufgenommen haben. Sie enthalten auch Metadiabaslagen, welche die südlichsten geringmächtigen Ausläufer der mächtigen Metadiabase auf der Frauenalpe, am Karchauereck und am Blasenkogel sind. Sie besitzen eine Mächtigkeit von 400—600 m und schließen auch zahlreiche grau-violette Lagen von Tonschiefer ein. Es handelt sich um submarine Lavaströme, die in tonigem Material zur Ablagerung kamen und gegen S an Mächtigkeit abnehmen. Auf Grund der Mächtigkeiten scheinen die Metadiabase stratigraphisch etwas höher emporzureichen als die grünlichen Phyllite.

Bei dieser Aufstellung wurden die Rauhacken und Quarzite (quarzitische Porphyroide) nicht berücksichtigt, weil sie einen tektonischen Horizont darstellen.

2. Die Metnitztal—Kramerkogel Fazies (Phyllitfazies) zeigt von oben nach unten:

Chlorit-Serizitphyllite mit Lagen von Arkoseschiefern und Metadiabasen;
 Kohlenstoffphyllite mit Kieselschieferlagen;
 Kalkphyllite mit Kalklagen;
 Granatglimmerschiefer.

Die Murauer Kalke gehen gegen W in Kalkphyllite und Kohlenstoffphyllite über. Diese Übergänge kann man am Westabfall der Stolzalpe und am Kramerkogel ¹⁾ Südostabfall gut beobachten. Der neue Güterweg von Murau gegen NW in die Südabfälle des Kramerkogels zeigt deutlich die Übergänge der Kalke in Kalkphyllite, die Kieselschieferlagen enthalten. Auch im S an den Abfällen ins Metnitztal gehen die Kalke des Auerlings gegen W in dunkle bis schwarze Phyllite über, die z. B. im Profil zur Langen Alm eine Mächtigkeit von 300—400 m umfassen.

Die darüberliegenden Serizit-Chloritphyllite enthalten Lagen von Arkoseschiefern (z. B. Prankerhöhe—Schwarmbrunn), jedoch nur mehr vereinzelt Metadiabase.

¹⁾ Eine genaue Darstellung der Geologie des Kramerkogels folgt demnächst.

Diese Fazies umfaßt die Westabfälle der Stolzalpe, den Kramerkogel und den Bereich Preining, Lange Alm, Schwarmbrunn, Prankerhöhe.

3. Die Grebenzen—Pleschaitz Fazies (Riffazies) zeigt von oben nach unten:

Kalke der Grebenze und des Pleschaitz (300—600 m mächtig);

Kohlenstoffphyllite mit Kalkphyllit und Kalklagen (meist tektonisch reduziert);

Murauer Kalk.

Am Südabfall der Grebenze und am Südwestabfall des Pleschaitz gehen die Murauer Kalke (meist Bänderkalke) allmählich in die grauen Kalke der Grebenze und des Pleschaitz über. Sie enthalten vereinzelt dolomitische Lagen.

Am Südwestabfall der Grebenze zum Auerling folgen über den Murauer Kalken des Auerlings, die stellenweise in Kalkphyllite übergehen, gering mächtige Lagen von Kohlenstoffphylliten mit Kieselschiefern und Chlorit-Serizitquarzphylliten, die gegen S auskeilen, so daß die Murauer Kalke direkt von den Kalken der Grebenze überlagert werden. Am Westabfall des Pleschaitz erscheinen unter den Kalken Kohlenstoffphyllite mit Kieselschiefer in tektonisch reduzierter Mächtigkeit. Am Ostabfall sind unter den Kalken Kalkphyllite mit Kalklagen (oft Bänderkalke, Typus Murau) aufgeschlossen, jedoch mit Spuren starker Durchbewegung. Man erhält demnach im Abschnitt der Grebenze den Eindruck, daß die mächtigen Kalke der Grebenze die Metadiabase und teilweise auch die Chlorit-Serizitquarzphyllite ersetzen; d. h. daß den submarinen vulkanischen Bildungen mit den tonig sandigen Lagen die mächtigen Kalke als Riffbildungen gegenüberstehen.

4. Die Oberwölzer Fazies besteht von oben nach unten aus:

gelbem und grauem Dolomit;

Murauer Kalk mit Kalkphyllit bis Kohlenstoffphyllit.

Sie stellt eine Randfazies dar, die besonders gut am Südwestabfall des Künstenwaldes entwickelt ist. Die Murauer Kalke, die stellenweise Kalkphyllit und Kohlenstoffphyllit enthalten, sind auffallend gering mächtig entwickelt und tektonisch reduziert. Die grauen und gelben Dolomite bilden das Hangende und kommen in der gleichen Ausbildung in dünnen Lagen am Pleschaitz vor.

5. Die Neumarkter Fazies zeigt vom Hangenden ins Liegende:

Prasinite;

Serizit-Chloritquarzphyllite mit Lagen von Arkoseschiefern, Quarzit und Prasinit;

Kohlenstoffphyllite mit Lagen von Prasinit und Quarzit; gegen E schalten sich mehrere Lagen von grauem und gelbem Kalk, gelbem Dolomit und Karbonatquarzit ein; vereinzelt erscheinen Chlorit-Kalkschiefer;

Murauer Kalk mit Lagen von Kalkphyllit und Lagen von gelbem Kalk und Dolomit.

Die grauen Kalke, gelben Kalke und Dolomite, vereinzelt auch graue Dolomite, und die Karbonatquarzite (Porenquarzite) ändern in der Mächtigkeit und in der Übereinanderfolge ab. Sie wurden bisher für Trias gehalten, ich erachte diese Schichtpakete jedoch als fazielle Abänderungen der Murauer Kalk-Phyllitserie (TURNER 1964).

Diese Fazies läßt sich mit der Murauer Fazies vergleichen.

Murauer Fazies	Neumarkter Fazies
Metadiabase mit tonigen Lagen	Prasinite (Kreuzeck)
Serizit-Chloritquarzphyllite mit Arkoseschiefer- und Metadiabaslagen	Serizit-Chloritquarzphyllite mit Arkoseschiefern und Prasiniten
Kohlenstoffphyllite	Kohlenstoffphyllite mit Prasiniten und gelben Kalken und Dolomiten
Kalkphyllit—Murauer Kalk	Murauer Kalk und Kalkphyllit

In der Tabelle 1 sind die Fazies zusammengestellt.

Kramerkogel-Fazies Phyllitfazies	Murauer Fazies	Grebenzen-Fazies Riffazies	Oberwölzer Fazies	Neumarkter Fazies
Serizit-Chlorit-Phyllite mit Lagen von Metadiabasen	Metadiabase Serizit-Chlorit-Phyllite mit Arkoseschiefern	Grebenzen-Pleschaitzkalke mit dolom. Lagen	Gelbe und graue Dolomite	Prasinite Serizit-Chlorit-Phyllite mit Arkoseschiefern
Kohlenstoff-Phyllit mit Kiesel-schiefern	Kohlenstoff-Phyllite mit Kiesel-schiefern	Kohlenstoff-Phyllit	Kohlenstoff-Kalkphyllit	Kohlenstoff, Phyllite mit der „gelben Serie“
Kalkphyllite mit kalkigen Lagen-Linsen	Kalkphyllite Murauer Kalk	Kalkphyllite Murauer Kalk	Kalkphyllite Murauer Kalk	Kalkphyllite Murauer Kalk

Tabelle 1

G. Die Lockerablagerungen

Über die rezenten Bildungen wie Schutthalden (Grebenze), Bachschutt-ablagerungen (z. B. Pöllauer Graben) und Hangschuttmassen bestehen keine Zweifel. Schwierigkeiten treten bei den pleistozänen Schotter- und Sandmassen auf, die große Teile im Neumarkter Raum bedecken. Von SPREITZER (1959) und PASCHINGER (1963) liegen wertvolle Studien vor. Für die Einzeichnung auf die Karte gab die Darstellung von PASCHINGER Anhaltspunkte, die ich durch eigene Beobachtungen ergänzte.

Längs des Lambrechter Baches zieht fast bis Teufenbach eine breite Schotterterrasse, die durch die Ebenheit Heiligenstadt bei Lambrecht und bei „Marzleser“ und bei „Wohleser“ — Rußdorf gekennzeichnet ist. Der Lambrechter Bach durchschneidet diese Schottermasse, so daß 50—80 m mächtige Lockerablagerungen sichtbar werden. Besonders auf der Südseite des Baches erscheinen steile Anrisse, die stellenweise erdpyramidenartige Formen annehmen. Die Schottergrube nördlich des Gehöftes „Wohleser“ zeigt deutliche Schichtung von grobem und feinem Material.

Im Jahre 1964 konnte man von unten nach oben folgende Lagen beobachten:

2 m Grobsand mit nußgroßen Geröllen, vereinzelt faustgroß;

40 cm Feinsand mit Kreuzschichtung;

30 cm Grobsand mit nußgroßen Geröllen.

Im Graben beim Lambachwirt kommen unter den Schottern Lehme zum Vorschein, die zeitweise für Ziegelbereitung Verwendung fanden.

Die gleichen Schotter-Sandablagerungen liegen nördlich der Station Mariahof unmittelbar westlich P. 894 vor.

Es handelt sich um fluviatile Ablagerungen, die von SW aus dem Lambrechter Becken abzuleiten sind. Sie begleiten in Terrassen nicht nur den Lambrechter Bach, sondern breiten sich östlich „Marzleser“ bis „Winkler“, Rußdorf-Bahnhof aus und gehen gegen SE in die Furtner See-Furche hinein. Die Gerölle bestehen aus Kalk, Metadiabas, Kieselschiefer, Serizit-Chloritphyllit, Arkoseschiefer und anderem; es handelt sich um Lokalmaterial, das aus dem Lambrechter Raum abzuleiten ist.

Der Rundhöcker, auf dem die Kirche Mariahof steht, macht den Eindruck einer Moräne (Aufschlüsse fehlen).

Die fluviatilen Schotter-Sandmassen stellen interglaziale Bildungen dar, die vor dem letzten Würm-Eisvorstoß auf einem stark akzentuierten Relief zur Ablagerung kamen. Der letzte Eisvorstoß bewirkte eine deutliche Ausbildung von Rundhöckern (z. B. „Karnerboden“ westlich „Wohleser“, Buckel SE Rußdorf, Höhenrücken östlich Furtner See) und hinterließ stellenweise große Blöcke, deren Herkunft nicht gesichert ist.

Einen ergiebigen Schotterlieferanten stellt das Zeutschacher Becken dar. Es bestand hier zeitweise ein See, dessen sandige Ablagerungen beim „Luger“ sichtbar waren. Im Becken selbst sind am Weg Graslupp—Ursprung faust- bis nußgroße Gerölle mit viel Grobsand aufgeschlossen. An der Zusammensetzung beteiligen sich Kalke der Grebenze, grünliche Phyllite, Arkoseschiefer und vereinzelt Prasinite. Es liegt wieder nur Lokalmaterial vor, das von der Grebenze und dem Pöllauer Rücken stammt.

Die Gerölle und Sande wurden vom Becken gegen E (Richtung Bayerdorf) und NE (Holzersee und Hanslober Teich) abgeführt. Nördlich Graslupp auf der Weiherhüter Höhe wurden 40—50 m mächtige Sande abgelagert. All die Schotter-Sandvorkommen zeigen an der Oberfläche deutliche Rundformen, so daß die Annahme wohl berechtigt ist, daß sie vom Eis überflossen wurden. Nachträglich erfolgte eine Tieferosion und die Bildung der Engtäler (z. B. Graggerschlucht).

Ähnliche Ablagerungen gehen vom Pöllauer Graben aus, der die Schotter-Sandablagerungen vom Gebiet um die Kirche von Pöllau, dann südlich bei „Bacher“, „Fuchs“ und die Schotter auf den Ebenheiten „Wiesner“, „Lasser“, „Tschaggober“ lieferte.

Fast alle Rundhöcker (Geierkogel, Vockenberg, Rainkogel, Pöllauer Rücken) zeigen stellenweise 2—4 m mächtigen aufgelockerten Hangschutt, der wohl periglazialer Entstehung ist.

Unsicher ist die Ausscheidung der Lockerablagerungen am Kreuzeck. Der gesamte Berg, besonders die Südabfälle, weisen Rundformen und Hangschutt (periglazial?) auf, so daß verhältnismäßig wenig anstehende Aufschlüsse zu finden sind. Auffallend mächtige Lockerablagerungen bedecken die Mulde südlich Ruine Stein, dann die flach abfallenden Wiesenhänge von Adelsberg bis Adendorf, wo in 970 m Höhe Kalk-Konglomerate aufgeschlossen sind. Der Hofergraben zeigt vor allem rezenten Schutt. Breite, mächtige Schotter-Sandablagerungen ziehen von Perchau über Kaibldorf gegen Diemendorf; sie führen kristallines Material, das von den Seetaler Alpen stammt. Am Nordausgang der Perchauer Klamm sehen wir in einem Aufschluß von unten nach oben

- 1.5 m Kies und Sand,
- 12 cm Gerölle,
- 1—2 m Feinsand, $\frac{1}{4}$
- 2—3 m Gerölle — faust- bis kopfgroß.

Ein mächtiger Schuttstrom breitet sich längs des Greither Baches aus. Die Schotter-Sandgruben unmittelbar südlich Bischofsberg und bei Greith weisen auf kristallines Material aus den Seetaler Alpen hin.

Auch hier handelt es sich wieder um fluviatile Ablagerungen, die nachträglich vom Eis überflossen wurden. Die Buckel östlich Greith können als Moränen gedeutet werden.

Im Neumarkter Raum (Neumarkt—Hammerl) kamen die Schuttströme vom Neumarkter Sattel, von Zeutschach, Perchau-Greith zusammen und füllten den Talboden aus. Über die Schottermächtigkeiten bei Neumarkt liegen keine Angaben vor, doch ein Brunnen bei der Molkerei in Neumarkt zeigt sicher 10 m Schotter-Sande, die reichlich Grundwasser führen.

Das südlich Hammerl aufsteigende Grundgebirge verhinderte den Abfluß nach S, so daß ein Abströmen nach SE über Tauchendorf, Fischerbach ins Hörfeld erfolgte, das mit dem Eintritt dieses Wassers eine auffallende Verbreiterung aufweist. Es entstand ein Seebecken, in dem sich mit dem Rückzug des Wassers Torfablagerungen bildeten.

Die Aufschlüsse der Schotter-Sandablagerungen in diesem SE ziehenden Streifen sind schlecht. Eine Schotter-Sandgrube bei Doblhof besteht überwiegend aus Grobsand.

Dieses ins Hörfeld fließende Wasser erhielt vom Kulm und aus dem Georgnertal Zufluß mit Lockermaterial. Die breiten Schotterfelder südlich Kulm (zirka 1140 m), nördlich Windberg (1123 m) und bei Hitzmannsdorf (1010 m) halte ich nicht für verschieden alte Terrassenschotter, sondern sie stellen eine einheitliche Überflutung dar. Es handelt sich nur um Lokalschotter, der durch Katastrophenwässer erodiert und abgelagert wurde. Alle Ablagerungen weisen Rundformen auf, so daß mit einer Eisüberdeckung gerechnet werden muß.

Die Wässer der Pörschacher Furche standen ursprünglich mit denen in der Fischerbach-Furche in Zusammenhang und sammelten sich erst später in einer selbständigen Talung, die ins Hörfeld einmündete.

Die 10—15 *m* mächtigen Schotter-Sandmassen, die am Ostausgang der St. Veiter Klamm aufgeschlossen sind, weisen neben faustgroßen Geröllen auffallend mächtige Grobsandlagerungen mit Kreuzschichtung auf. Sie bilden mit denen von Tauchendorf-Doblhof eine zusammenhängende Schotterdecke.

ROLLE (1856 S. 43) berichtet, daß bei Schloß Velden durch eine Bohrung Lignit gefunden wurde. Es wurden Lehme, Schotter, darunter in 4 Fuß Tiefe 7—8 Zoll Kohle, dann bildsamer Ton und als tiefstes bläuliche Sande von 10—12 Fuß Mächtigkeit gefunden. Weder in der nahe gelegenen Sandgrube, noch irgendwelche Spuren auf den Äckern geben heute davon Zeugnis.

STUR (1864. S. 241) beschreibt von Judendorf östlich Kulm bei „Paischy“ Tegelablagerungen, die Lignit enthalten haben.

Es ist leider nicht bekannt, ob ROLLE und STUR selbst die Bohrprobe gesehen haben oder nur mitgeteilt erhielten; denn mir selbst sind irgendwelche ähnliche tertiäre Ablagerungen unbekannt. Es liegt die Vermutung nahe, daß stark verwitterte Kohlenstoffphyllite für Kohle gehalten wurden.

Das Görtschitztal nördlich Mühlen durchschneidet die Schotterdecke von Hitzmannsdorf, Kulm und die darunter liegenden Schichten (Kalke, Dolomite). Es ist daher zum größten Teil nach der letzten Vereisung entstanden.

Die Hänge östlich vom Görtschitztal zeigen in der Zusammensetzung der Lockerablagerungen Besonderheiten. Der gegen E zur Kulmerhütte ansteigende Hang ist bis zirka 1300 *m* Höhe mit Geröllen und Blöcken bedeckt, die aus Kalk, gelbem Dolomit, Quarzit und Prasinit bestehen; auch die Schotter vom Hang nördlich Jakobsberg haben diese Zusammensetzung. Am Südabfall von Jakobsberg in zirka 1230 *m* Höhe enthält eine Schotter-Sandgrube ebenfalls viel Kalk- und Dolomitgerölle. Da am Westabfall des Jakobsberges Kalk und Dolomite anstehen und Reste davon auch am Südabfall in 1290 *m* Höhe angetroffen werden, so liegt die Vermutung nahe, daß es sich hier um Gerölle handelt, die durch Auflockerung aus einer dünnen Kalk-Dolomithaut entstanden sind, die einen Rest der Mühlener Kalk-Dolomitserie darstellt. Es liegt also kein Ferntransport von W vor, sondern Lokalschutt wurde durch glaziale Auflockerung des Untergrundes gebildet.

Ungeklärt sind noch die glazialen Erscheinungen bei Wildbad-Einöd. Nach der Enge südlich Hammerl (Durchbruch nach der letzten Würmvereisung) ist bis zur Station Wildbad-Einöd eine Verbreiterung des Talbodens bis 600 *m* vorhanden, der von sumpfiger, mooriger Beschaffenheit ist. Eine Bohrung bei Wildbad-Einöd erreichte bei 52 *m* Tiefe den Fels (Kalkphyllit); das ausgehobene Material zeigt Kalkphyllit, Kalk, vereinzelt gelben Dolomit, meist von eckiger Beschaffenheit. Der Rundhöcker südlich der Station mit dem Franzosendenkmal besteht aus Granatglimmerschiefern, die als anstehend zu betrachten sind. Die Hügel südlich der Bahnübersetzung weisen teilweise blockartiges Lockermaterial auf mit phyllitischem Glimmerschiefer. Der Hügel neben der Straße bei der Papierfabrik Dürnstein zeigt Granatglimmerschiefer. Sicheres Moränenmaterial habe ich nicht gefunden.

Die Ostabfälle des Groberberges, besonders südlich Wildbad-Einöd, zeigen große Blöcke (3—5 *m*) von Prasinit, die an Bergsturzmaterial erinnern.

Ich vermute daher, daß die Bildung dieses Beckens mit der Vergletscherung nicht viel zu tun hat, sondern die Formung weitgehend durch den Olsabruch bedingt ist. Es entstand eine tiefe Wanne, die durch das Schottermaterial des Pöllauer Baches und durch Bergsturzmassen zugeschüttet wurde. Die letzte Würmvereisung hat nur geringe Spuren hinterlassen.

Überblickt man daher die pleistozänen Ablagerungen, so erkennt man vor allem fluviatile Bildungen. Da sie stellenweise in großer Mächtigkeit alte Kerben ausfüllen (besonders längs des Lambrechter Tales), ist ihnen bereits eine starke Erosion vorhergegangen, die ein akzentuiertes Relief geschaffen hat. Vor der Zuschüttung ist noch eine Vereisung anzunehmen, welche Geschiebelehme hinterlassen hat (SPRETZER 1953; St. Lambrecht; Lambach).

Nach der Zuschüttung mit Lockermaterial erfolgte nochmals eine Eisüberdeckung (Würm), welche die Rundung der Buckel und eine lockere Blocküberstreuung bewirkte. Nach dieser Vereisung setzte eine neuerliche Tiefenerosion ein, welche die Schottermassen anschnitt und das heutige Talsystem erzeugte.

Auf der Karte wurde keine genaue Ausscheidung der verschiedenen Lockerablagerungen vorgenommen. Die Abtrennung der rezenten Ablagerungen konnte nur teilweise verzeichnet werden; eine genaue Abtrennung von den anschließenden pleistozänen Schottern und Sanden ist selten möglich. Die pleistozänen Sedimente wurden zusammengefaßt, obwohl eine Trennung nach dem petrographischen Bestand und nach Korngrößen (Schotter-Sand-Blöcke) angezeigt wäre. Sicher erkennbare Moränen wurden eingezeichnet (teilweise nach PASCHINGER). Höhere Terrassensedimente wurden nur dort vermerkt, wo sie besonders auffallen und die Abgrenzung von den pleistozänen Ablagerungen möglich war (z. B. Nordabfälle vom Groberberg bei „Poschacher“; Sattel bei Schönanger).

Die Untersuchungen der Lockerablagerungen werden fortgesetzt.

H. Die Ergebnisse der Aufnahme

1. Der Schichtbestand

Am Aufbau dieses Gebietes beteiligen sich mesozonale kristalline Schiefer, vor allem Granatglimmerschiefer mit unbedeutenden Einlagerungen von Quarziten, Amphiboliten, Pegmatiten und Marmoren.

Den größten Raum nehmen paläozoische Schichten ein. Sie bestehen aus Murauer Kalken, Kalkphyllit, Kohlenstoffphyllit, Serizit-Chloritphyllit, Prasinit und Kalken der Grebenze.

Die Kohlenstoffphyllite enthalten im westlichen Teil (Groberberg, Pöllauer Rücken) Einlagerungen von Prasinit und Quarzit, im östlichen Abschnitt gegen Mühlen stellen sich mehrere Lagen von Kalk, gelbem Dolomit, gelbem Kalk und Quarzit ein, die als fazielle Abänderungen aufgefaßt werden.

Die Serizit-Chloritphyllite mit rostigen Lagen treten in verschiedenen Abänderungen auf und enthalten Lagen von Arkoseschiefern, Quarzit und von Prasinit.

2. Lagerung

a) Die paläozoischen Schichten weisen breitwellige Faltungen auf, wobei eine Großmulde westlich und östlich der Olsa deutlich hervortritt. Es überwiegt WSW—ENE-Streichen, nur im Raum Singereck—Trattnerkogel scheinen gegen W fallende Schichten auf und am Blasenkogel Ostabfall tritt eine N—S streichende Antiklinale hervor.

b) Die paläozoischen Schichten zeigen über dem mesozonalen Kristallin Kennzeichen von Verschiebungen (phyllitische Glimmerschiefer).

c) Wegen der starken Bedeckung mit pleistozänen Ablagerungen können nur deutlich erkennbare Brüche hervorgehoben werden; Groberberg—Schönangerbruch; Görschitztaler Störungen; Olsabruch bei Wildbad Einöd; Vockenbergr; Schinderriegel; Mondorfer Leiten (Kogler).

d) Die B-Achsen sind meist zur Talung Olsa—Neumarkter Sattel geneigt, so daß eine Depressionszone vorliegt.

e) Längs der St. Veiter und Perchauer Klamm stellen sich Pressungszonen ein.

f) Der Kalk-Dolomit-Schichtstoß vom Adelsberg stellt eine auf Prasiniten aufgeschobene Schubmasse (Deckscholle) dar, die mit den Kalken des Blasenkogels zu verbinden ist. Diese Aufschiebung wurde durch den Schönangerbruch bewirkt.

g) Die variszische Gebirgsbildung bewirkte die epizonale Metamorphose der paläozoischen Schichten, die Faltung und vielleicht auch lokale Verschiebungen über dem mesozonalen Kristallin. Alpidische Gebirgsbildungen verursachten die Bruchtektonik, die Verstellung der B-Achsen zur Depressionszone, die Verschiebungen über dem mesozonalen Kristallin und damit eine lokale Prägung in epimesozonale Schichten (phyllitische Glimmerschiefer) und die Aufschiebung der Adelsberg Deckscholle.

Es besteht zwischen mesozonalen und epizonalen Schichten ein Hiatus in der Metamorphose.

3. Die morphologische Umformung erfolgte weitgehend durch die pleistozäne Vereisung. Die breitflächigen Lockerablagerungen weisen meist auf fluviatile Entstehung hin, die in einem akzentuierten Relief zur Ablagerung kamen und hauptsächlich aus Material der nächsten Umgebung bestehen. Die Schlußzeit (Würm) verursachte die Rundformen und eine lockere Überstreuerung mit Blöcken. Den Abschluß bildet eine Erosionsphase, durch welche die Lockerablagerungen zu dem heutigen, tief eingeschnittenen Talsystem ausgeräumt wurden.

Literaturverzeichnis

- AIGNER, A.: Die Mineralschätze der Steiermark. — Wien 1907.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Übersicht über die östlichen Gurktaler Alpen. — Jb. Geol. B. A., 102, 313—352, Wien 1959.
- : Aufnahmebericht im Bezirk St. Veit a. d. Glan. — Verh. Geol. B. A., Wien 1956, 57, 58.
- : Exkursion Neumarkt—Mühlen—Gurktal—Villach. — Mitt. d. Geol. Ges., 57, S. 292—309, Wien 1957.
- BOUE, A.: Aperçu sur la constitution géol. des Provinces Illyriennes. — Mem. Soc. géol. France, Paris 1835, S. 31.

- CANAVAL, R.: Bemerkungen über einige kleine Eisensteinvorkommen der Ostalpen. — *Mont. Rundsch.*, Wien, 21—27 u. 53—63, 1930.
- CLAR, E.: Über die Görtschitztaler Störungzone (Noreja-Linie) bei Hüttenberg. — *Der Karinthin F.* 15, S. 65—71, Klagenfurt 1951.
- : Metamorphoses Paläozoikum im Raum von Hüttenberg. — *Der Karinthin F.* 22, S. 225—230, Klagenfurt 1953.
- CLAR, E., FRITSCH, W., MEIXNER, H., PILGER, A., SCHÖNENBERG, R.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen Kristallin (Kärnten), VI. — *Carinthia II*, 73: 23—51, Klagenfurt 1963.
- CORNELIUS, H. P. und CLAR, E.: Geologie des Glocknergebietes. — *Abh. d. Geol. B. A.*, 1. Teil; 25: 1—305, Wien 1939.
- DIENER, C.: Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. — Verlag Tempsky, Wien 1903.
- FRITSCH, W.: Zur Nomenklatur der Görtschitztaler Störungzone. — *Carinthia II*, 73: 52—57, Klagenfurt 1963.
- : Von der „Anchi“ zur Katazone im kristallinen Grundgebirge Kärntens. — *Geol. Rundsch.*, 51: 202—210, Stuttgart, 1962.
- FRITSCH, W., MEIXNER, H., PILGER, A., SCHÖNENBERG, R.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen Kristallins (Kärnten), I. — *Carinthia II*, 70: S. 7—28, Klagenfurt 1960.
- FLÜGEL, H.: Die tektonische Stellung des Altkristallins östlich der Hohen Tauern. — *N. Jb. f. Geol. u. Paläont., Mh.*, S. 202—220, 1960.
- : Das Paläozoikum Österreichs. — *Mitt. d. Geol. Ges.*, 56, S. 401—443, Wien 1963.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. — *Jb. d. Geol. B. A.*, Wien 101. Bd., 1958, S. 323—472.
- GEYER, G.: Bericht über die geologische Aufnahme im Gebiet der kristallinen Schiefer von Judenburg—Neumarkt. — *Verh. Geol. R. A.*, Wien 1890, S. 199—205.
- : Über die Stellung der paläozoischen Kalke der Grebenze zu den Grünschiefern und Phylliten von Neumarkt und St. Lambrecht. — *Verh. Geol. R. A.*, S. 406—415, Wien 1893.
- GOETH, G.: Das Herzogtum Steiermark. — Graz 1943, S. 572.
- GRANIGG, B.: Die Bodenschätze Österreichs und ihre wirtschaftliche Bedeutung. — Springer, Wien 1947.
- HABERFELLNER, E.: Das Alter der Vererzung des Hüttenberger Erzberges. — *Anz. d. Ak. d. W., math.-naturw. Kl.*, Wien 70, 1933, S. 61—63.
- : Tektonik und Vererzungsphasen am Hüttenberger Erzberg. — *Z. Dt. Geol. Ges.*, 87; S. 62; 1935.
- : Das Paläozoikum von Althofen am Krappfeld in Kärnten. — *Z. f. Min. etc. Abt. B.*, S. 395—408, 1936.
- HAYEK, H.: Die geologischen Verhältnisse des Gebietes Feistritz-Pulst im Glantal. — *Mitt. d. Geol. Ges.*, 55, 1-39, Wien 1962.
- HERITSCH, F.: Die Geologie der Steiermark. — *Nat. Wiss. Ver. f. Steierm.*, 1921.
- : Zur Geologie der Schieferserie der Neumarkter Mulde in Steiermark. — *Cb. f. Min. Geol. u. Paläon.* 1923, S. 684—688.
- HÖRHAGEN: Der Eisensteinbergbau Pöllau. — *Öst. Z. f. Berg- u. Hüttenwesen*, 1903, S. 337—352.
- JANISCH, J. H.: Topographisch-Stat. Lexikon der Steiermark, Graz, Leykam 1885.
- KAMP, H. und WEISSENBACH, N.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen Kristallins. — *Carinthia II*, 71, S. 5—40, Klagenfurt 1961.
- MAYER, R.: Die Talbildung der Neumarkter Paßlandschaft und die Entstehung des Murtales. — *Mitt. d. Nat. Ver. f. Steierm.*, 57, S. 55—156, Graz 1926.
- METZ, K.: Zur Frage voralpidischer Bauelemente in den Alpen. — *Geol. Rundsch.*, Stuttgart 40, S. 261—275, 1952.

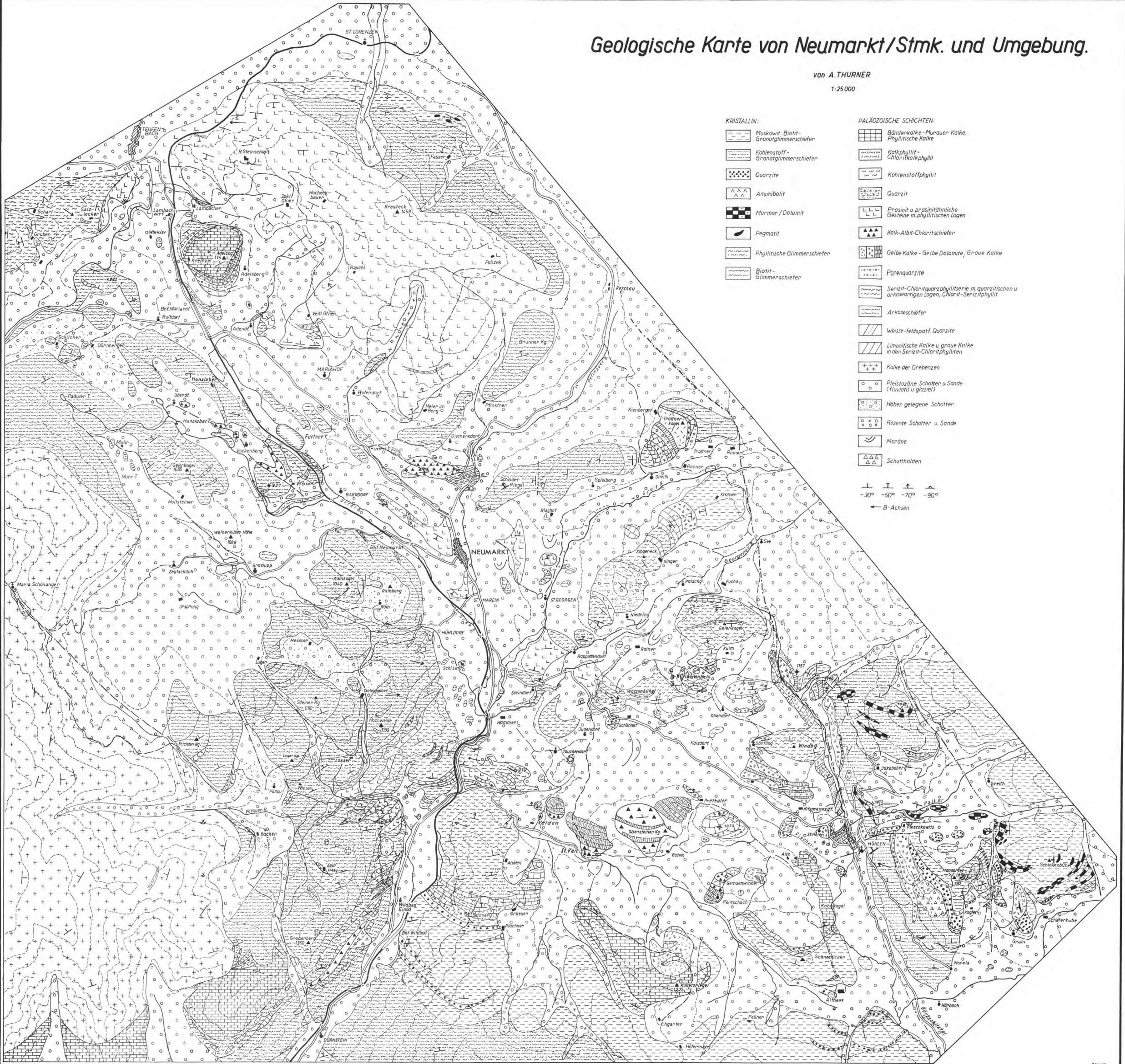
- : Zur Kenntnis der Granatglimmerschiefer der Niederen Tauern. — Tschermaks Min.-petr. Mitt., IV. Festband f. B. Sander, 1954, S. 370—381.
- : Gedanken zu baugeschichtlichen Fragen der steirisch-kärntnerischen Zentralalpen. — Mitt. d. Geol. Ges., 50, S. 201—250, Wien 1957.
- : Das ostalpine Kristallin der Niederen Tauern im Bauplan der Nordostalpen. — Geol. Rundsch., Stuttgart 52, S. 201—226, 1962.
- : Das ostalpine Kristallin im Bauplan der östlichen Zentralalpen. — Sitz. B. d. Ak. d. W., math.-naturw. Kl., Wien, 174. Bd., S. 229—278, Wien 1965.
- MORLOT: Erläuterungen zur geologisch bearbeiteten VIII. Sektion des Generalquartiermeisterstabes von Steiermark, 1948.
- ÖSTERREICHISCHES BÄDERBUCH: Staatsdruckerei Wien, 1928.
- PASCHINGER, H.: Glazialmorphologische Studie in der Neumarkter Paßlandschaft. — Mitt. d. Nat. Ver. f. Steierm., 93, S. 63—72, Graz 1963.
- PLOTENY, P.: Geologie des Gebietes zwischen Neumarkt und Zirbitzkogel. — Diss. Univ. Graz, Juni 1956.
- : Zentralalpines Mesozoikum bei Neumarkt in Steiermark. — Karinthin 1957, Folge 34/35, S. 206—208.
- PREY, S.: Notizen zum Problem des zentralalpines Mesozoikums. — Verh. Geol. B. A., Wien 1963, S. 61—68.
- REDLICH, K. A.: Die Geologie der innerösterreichischen Eisenerzlagerstätten. — Springer, Wien 1931, S. 165.
- RIEHL-HERWIRSCH, G.: Die postvariscische Transgressionsserie im Bergland östlich Magdalensberg, Kärnten. — Mitt. d. Ges. d. Geol. u. Bergbaust., 14./15. Bd., 1963/64, S. 229—266.
- ROLLE, F.: Ergebnisse der geognostischen Untersuchung des südwestlichen Teiles von Obersteiermark. — Jb. Geol. R. A., Wien 1854, S. 323—369.
- SCHWINNER, R.: Die Zentralalpen. — In Schaffer: Geologie von Österreich, 1951.
- SEELAND: Der Bleiglanzfundort von Baierdorf unweit Neumarkt in Steiermark. — Verh. Geol. R. A., Wien 1867, S. 351—352.
- SPREITZER, H.: Eiszeitstände und glaziale Ablagerungsformen im Bereich des eiszeitlichen Murgletschers. — Geol. Bav. 1953, S. 65—73.
- : Die Eiszeitstände des Metnitztales. — Carinthia II., 1953, S. 36—56. Paschinger Festschrift.
- : Der eiszeitliche Murgletscher in Steiermark und Kärnten. — Geogr. Jber. aus Österr., 1960, 28. Bd., S. 1—50.
- : Größenwerte der Ausmaße der glazialen Tiefenerosion. — Mitt. d. Nat. Ver. f. Steierm., 93, S. 112—119, 1963.
- STUR, D.: Die neogenen Ablagerungen der Mur und Mürz in der Obersteiermark. — Jb. Geol. R. A., 1864, S. 218—252.
- : Geologie der Steiermark. — Graz 1871, S. 73—84.
- THIEDIG, F.: Der südliche Rahmen des Saualpen Kristallin in Kärnten. — Mitt. d. Ges. Geol. u. Bergbaust. 16, S. 5—70, Wien 1965.
- TURNER, A.: Geologie der Stolzalpe bei Murau. — Mitt. d. Nat. Wiss. Ver. f. Steierm., 1929. 64/65; 101—134.
- : Neue Profile aus der Bergwelt um Murau (Karchauereck—Blasenkogel). — Verh. Geol. B. A., Wien 1930, 214—221.
- : Geologische Karte von Stadl—Murau. — Geol. B. A., Wien 1957.
- : Erläuterungen zur geologischen Karte von Stadl—Murau. — Geol. B. A., Wien 1958.
- : Die tektonische Gliederung im Gebiet des oberen Murtales. — Mitt. d. Geol. Ges., Wien 1957, 50; 315—325.
- : Die Geologie des Pleschaitz bei Murau. — Mitt. d. Mus. f. Bergbau, Geologie u. Technik am Joanneum, Graz 1959.

- : Die Geologie des Gebietes zwischen Neumarkter und Perchauer Sattel. — Sitz. Ber. d. Österr. Ak. d. W. math.-naturw. Kl., 168. Bd., 1. Heft, 1959, S. 7—25.
- : Die Gurktaler Decke. — N. Jb. Paläont. Mh., 1960, S. 481—490, Stuttgart 1960.
- : Das Phyllitgebiet südlich Murau. — Verh. Geol. B. A., Wien 1961, 134—155.
- : Die fragliche Trias um Mühlen bei Neumarkt/Steierm. — Mitt. d. Geol. Ges., 56, Wien 1963, 515—538.
- : Exkursionsführer Murau—Gurktal. — Mitt. d. Geol. Ges., 57, Wien 1964, 292—330.
- : Aufnahmeberichte 1959, 1960, 1961, 1962, 1963. — Verh. Geol. B. A., Wien.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. — Deuticke Verlag 1963.
- TORNQUIST, A.: Die Deckentektonik der Murauer und Metnitzer Alpen. — N. Jb. f. Geol. Paläont., B. 39, S. 143—198, 1916.
- : Die westliche Fortsetzung des Murauer Deckensystems und ihr Verhältnis zum Paaler Karbon. — Sitz. Ber. d. Ak. d. W., math.-naturw. Kl., 126 Bd., Wien 1917, 155—176.
- TOULA: Die Kalke der Grebenze westlich des Neumarkter Sattels. — N. Jb. f. Min. Geol. u. Pal., 1893/II, S. 169—173.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Geologische Probleme in den Hohen Tauern. 1. Teil. — Jb. Geol. B. A., 1924, Wien, S. 245—322.

Geologische Karte von Neumarkt/Stmk. und Umgebung.

von A. THURNER

1:25 000



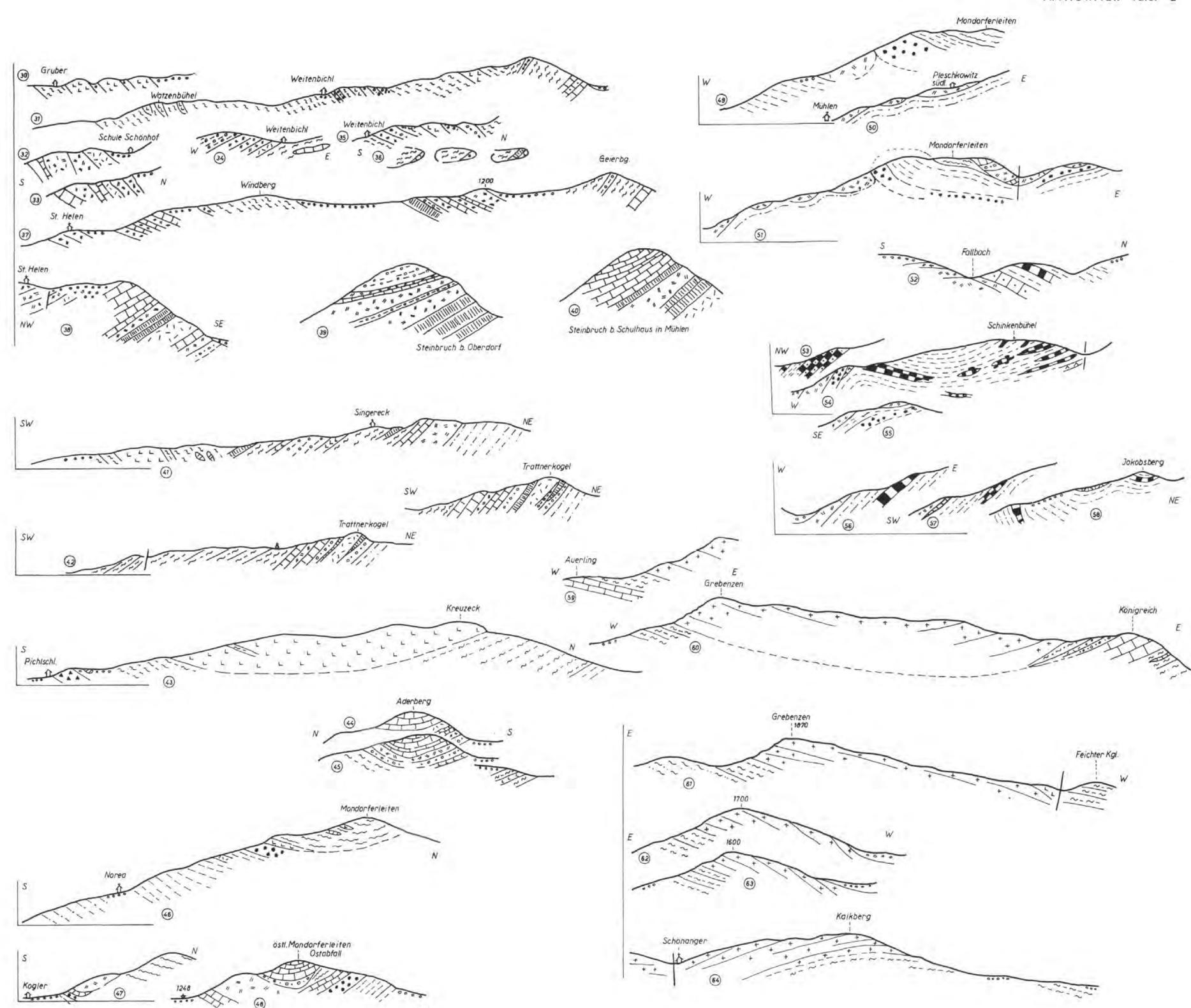
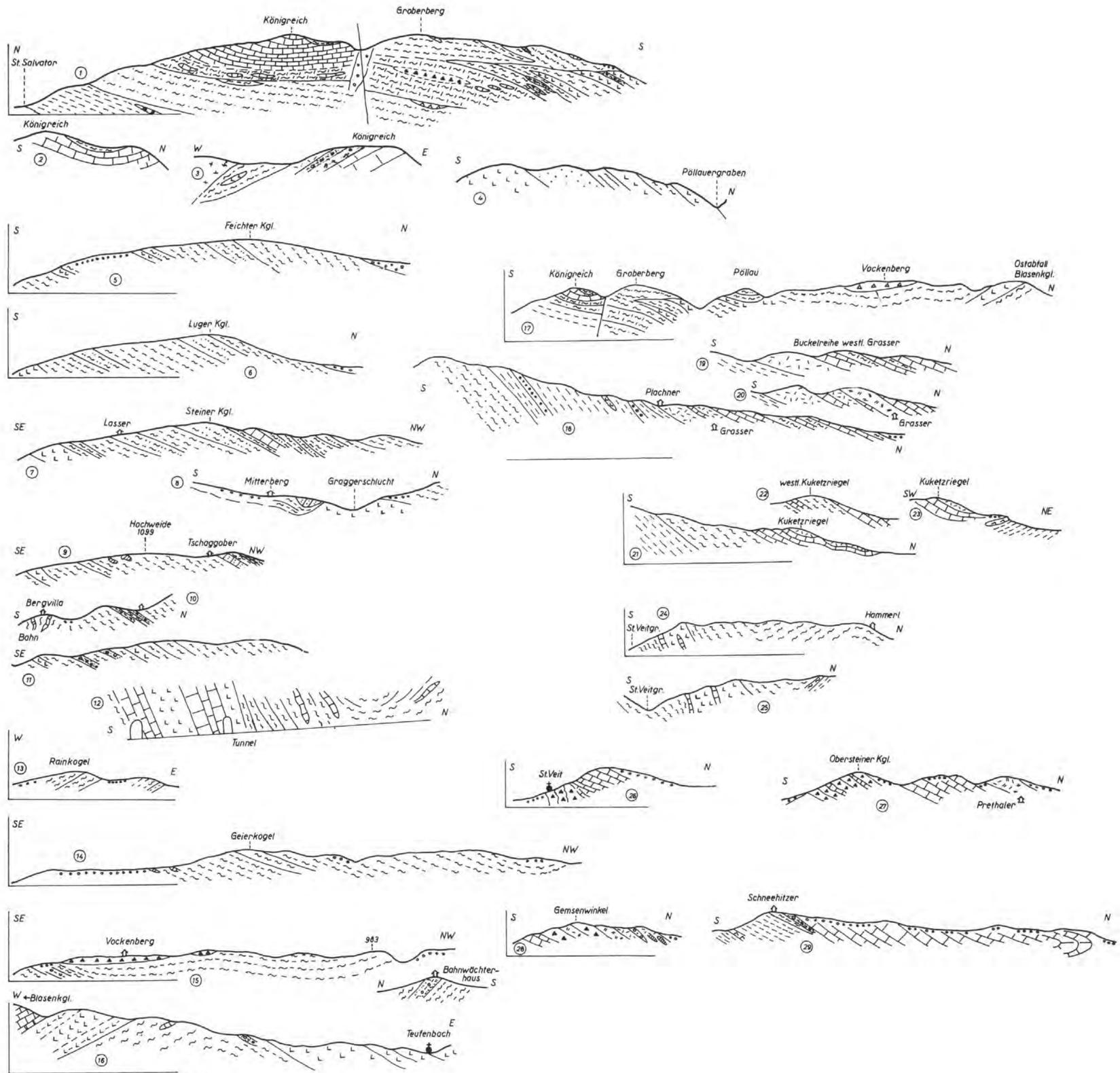
KRISTALLIN:

- Muskowit-Biotit-Granatglimmerschiefer
- Kohlenstoff-Granatglimmerschiefer
- Quarzite
- Amphibolit
- Marmor/Dolomit
- Pegmatit
- Phyllitische Glimmerschiefer
- Biotit-Glimmerschiefer

PALÄOZOISCHE SCHICHTEN:

- Bändenkalke-Murauer Kalke, Phyllitische Kalke
- Kalkphyllit-Chloritkalkphyllit
- Kohlenstoffphyllit
- Quarzit
- Prasinit u. prasinitähnliche Gesteine m. phyllitischen Lagen
- Kalk-Albit-Chloritschiefer
- Gelbe Kalke - Gelbe Dolomite, Graue Kalke
- Panenquarzite
- Senzitz-Chloritquarzphyllitserie m. quarzartigen u. arkoseartigen Lagen, Chlorit-Senzitzphyllit
- Arkoseschiefer
- Weiße-feldspatf. Quarzite
- Limonitische Kalke u. graue Kalke in den Senzitz-Chloritphylliten
- Kalke der Grebenzen
- Pleistozäne Schotter u. Sande (fluviatil u. glazial)
- Höher gelegene Schotter
- Rezente Schotter u. Sande
- Moräne
- Schutthalde

-30°
 -50°
 -70°
 -90°
 ← B-Achsen



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

Zur Typisierung der Sieveringer Schichten im Flysch des Wienerwaldes

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

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

Inhalt

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

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

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

Zusammenfassung

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

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

Summary

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

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

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

Résumé

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

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

Vorwort

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

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

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

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

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

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

Einleitung und Problemstellung

A. PAPP

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

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

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

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

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

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

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

Beschreibung des Profils mit Berücksichtigung der Strömungsmarken und ihre Interpretation.

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

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

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

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

Begriffsbestimmung

W. GRÜN

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

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

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

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

Liefergebiet: Gemeinsame Bezeichnung für Abtragungsraum und Bereitstellungsraum.

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

Topographische Vermessung des Profils

R. MAURER

Beilage 1, Tabelle 1

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

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

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

Tabelle 1

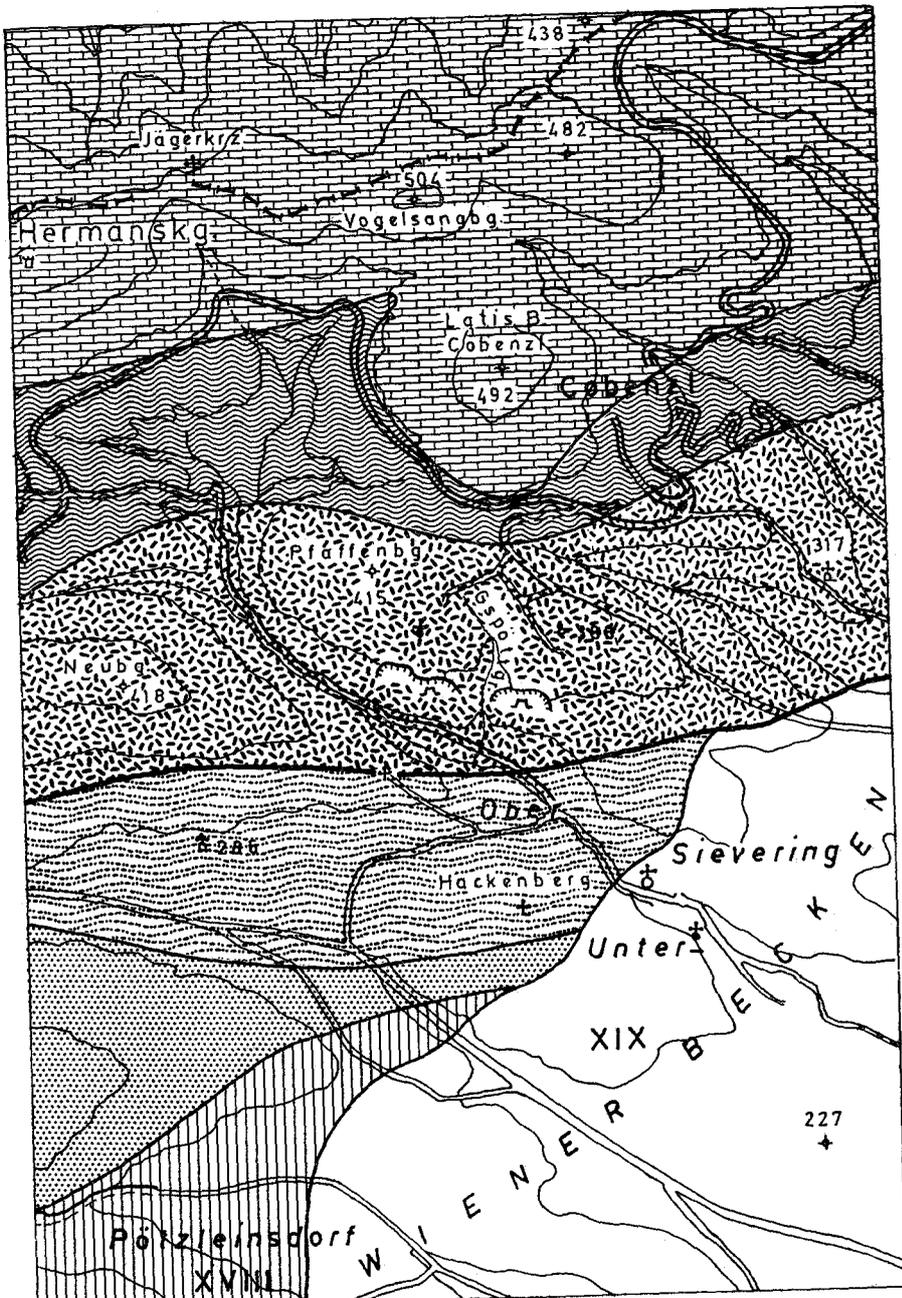
eingebunden wurde. Da keine Fernpunkte zur Verfügung standen, mußten die Anfangs- und Abschlußrichtung auf den nächsten Polygonpunkt genommen werden. Die Seitenlängen schwankten je nach der Steilheit des Geländes zwischen 32 und 100 m. Zur Messung wurde ein Kern-Instrument mit optischer Distanzmessung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

Beschreibung des Profils

W. GRÜN

Beilage 2 und 3

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



- | | | | | | |
|---|------------------------|---|-----------------------|---|--------------------|
|  | KAHLENBERGER SCHICHTEN |  | SIEVERINGER SCHICHTEN |  | LAABER SCHICHTEN? |
|  | "GABLITZER" SCHICHTEN |  | HAUPTKLIPPEN-ZONE |  | "KAHLENBERGER" SCH |

Abb. 1

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

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

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

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

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

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

Strömungsmarken und ihre Interpretation

W. GRÜN

Beilage 4

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

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

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

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

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

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

Die Nannoflora des Steinbruches Sieving

G. LAUER

Abb. 2, Tafel 1—3, Tabelle 2, 3

Allgemeines

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

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

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

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

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

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

Angewendete Arbeitsmethoden

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

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

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

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

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

Zur Systematik und Nomenklatur

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

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

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

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

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

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

Zur stratigraphischen Stellung

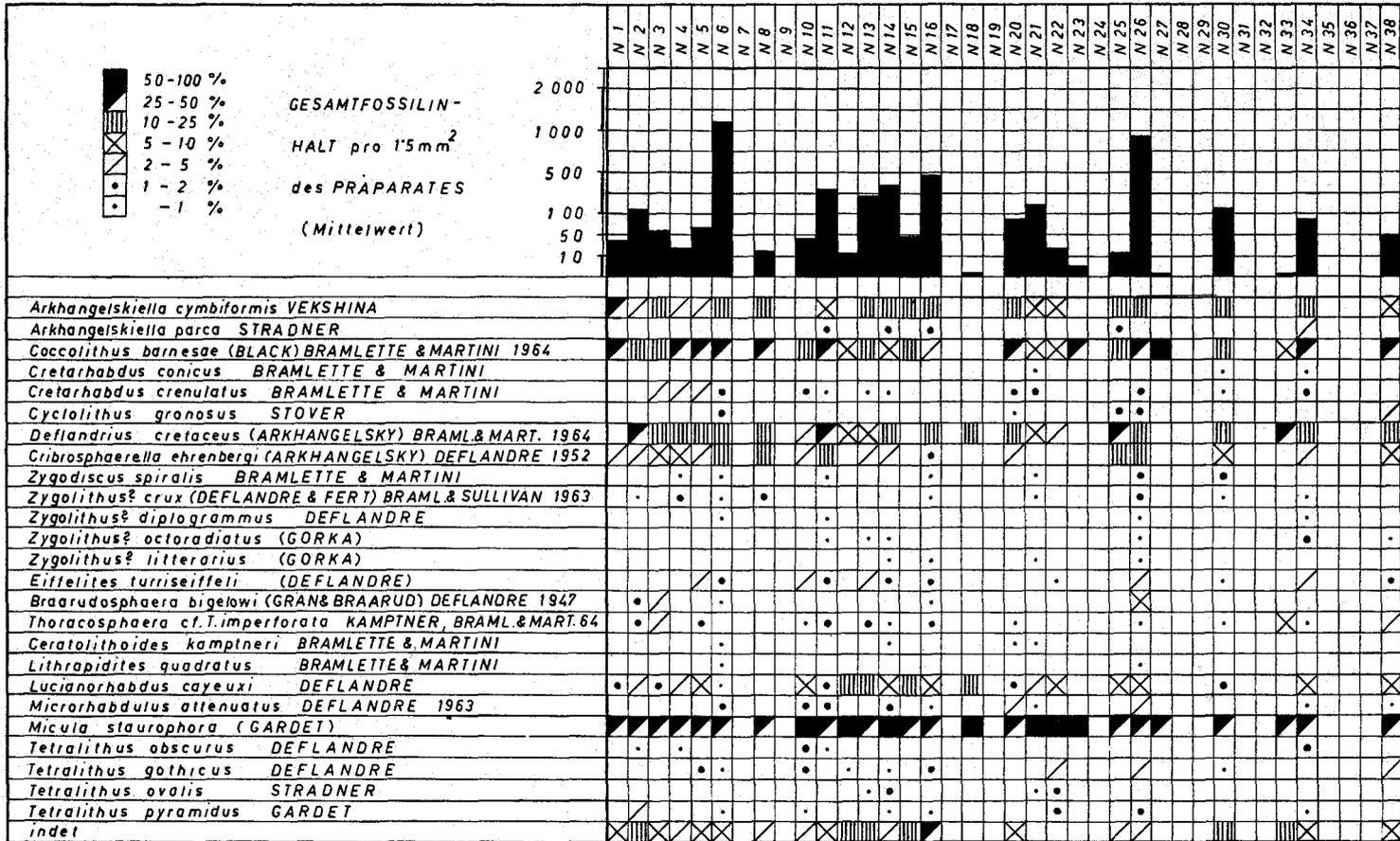
In der beigegebenen Tabelle ist die stratigraphische Verbreitung der festgestellten Formtypen dargestellt, soweit sie sich aus der bisherigen Literatur ergibt. Gesicherte Synonymien wurden dabei ebenso berücksichtigt, wie die Tatsache, daß es sich um Formtypen handelt. Der Artbegriff wurde so weit erfaßt,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

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

Tabelle 2

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

2



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

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

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

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

Vergleiche zu anderen Untersuchungsergebnissen

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

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

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

Tabelle 3

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

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

Literatur

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

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

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

Kleinforminiferen

Agglutinierende Foraminiferen

W. GRÜN

Beilage 5, Tafel 4, 5

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

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

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

Charakteristik der bestimmten Arten

Überfamilie: ASTRORHIZIDEA

Familie: SACCAMMINIDAE

Subfamilie: Psammosphaerinae

Gattung: *Psammosphaera* SCHULZE 1875

Psammosphaera fusca SCHULZE 1875

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

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

Subfamilie: Saccammininae

Gattung: *Saccamina* M. SARS 1869

Saccamina placenta (GRZYBOWSKI) 1898

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

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

Familie: MONOTHALAMIA

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

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

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

Psammosiphonella cylindrica (GLAESSNER) 1937

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

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

Psammosiphonella annulata (ANDREAE) 1892

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

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

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

Gattung: *Rhizammina* BRADY 1879

Rhizammina indivisa BRADY 1884

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

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

Gattung: *Dendrophrya* WRIGHT 1861

Dendrophrya excelsa GRZYBOWSKI 1898

(Taf. 4, Fig. 1—4)

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

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

Familie: REOPHACIDAE

Gattung: *Kalamopsis* DE FOLIN 1883

Kalamopsis grzybowskii (DYLAZANKA) 1923

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

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

Gattung: *Reophax* MONTFORT 1808

Reophax splendidus GRZYBOWSKI 1898

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

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

Reophax duplex GRZYBOWSKI 1896

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

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

Reophax pilulifer BRADY 1884

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

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

Reophax elongatus GRZYBOWSKI 1898

(Taf. 4, Fig. 5—8)

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

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

Reophax subnodulosus GRZYBOWSKI 1898

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

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

Reophax minutus TAPPAN 1940

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

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

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

Gattung: *Hormosina* BRADY 1879

Hormosina ovulum (GRZYBOWSKI) 1896

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

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

Hormosina excelsa (DYLAZANKA) 1923

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

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

Familie: AMMODISCIDAE

Subfamilie: Ammodiscinae

Gattung: *Ammodiscus* REUSS 1862

Ammodiscus siliceus (TERQUEM) 1862

(Taf. 4, Fig. 9, 10)

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

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

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

Ammodiscus tenuissimus (GÜMBEL) 1862

(Taf. 4, Fig. 11, 12)

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

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

Ammodiscus infimus BORNEMANN 1874

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

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

Gattung: *Glomospira* RZEHAK 1888

Glomospira charoides (JONES & PARKER) 1860

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

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

Glomospira gordialis (JONES & PARKER) 1860

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

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

Glomospira irregularis (GRZYBOWSKI) 1898

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

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

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

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

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

Gattung: *Glomospirella* PLUMMER 1945

Glomospirella gaultina (BERTHELIN) 1880

(Taf. 5, Fig. 1—3)

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

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

Subfamilie: Rzehakininae

Gattung: *Rzehakina* CUSHMAN 1927

Rzehakina inclusa (GRZYBOWSKI) 1901

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

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

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

Rzehakina epigona (RZEHAK) 1895

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

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

Rzehakina complanata (GRZYBOWSKI) 1901

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

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

Überfamilie: LITUOLIDEA

Familie: LITUOLIDAE

Gattung: *Trochamminoides* CUSHMAN 1910

Trochamminoides contortus (GRZYBOWSKI) 1898

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

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

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

Trochamminoides variolarius (GRZYBOWSKI) 1898

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

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

Trochamminoides irregularis (WHITE) 1928

(Taf. 5, Fig. 4, 5)

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

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

Trochamminoides elegans (RZEHAK) 1887

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

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

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

Trochamminoides trifolius (EGGER) 1899

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

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

Trochamminoides folius (GRZYBOWSKI) 1898

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

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

Gattung: *Haplophragmoides* CUSHMAN 1910

Haplophragmoides walteri (GRZYBOWSKI) 1898

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

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

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

Gattung: *Recurvoides* EARLAND 1934

Recurvoides deflexiformis (NOTH) 1912

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

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

Recurvoides gerochi PFLAUMANN 1964

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

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

Familie: TROCHAMMINIDAE

Gattung: *Trochammina* PARKER & JONES 1859

Trochammina globigeriniformis (PARKER & JONES) 1865

(Taf. 5, Fig. 6)

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

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

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

Familie: VERNEUILINIDAE

Subfamilie: Valvulininae

Gattung: *Plectina* MARSSON 1878

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

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

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

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

Plectina cf. coniformis (GRZYBOWSKI) 1898, GEROCH 1960

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

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

Valvulinidae sp. indet. GEROCH 1960

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

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

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

Gattung: *Matanzia* PALMER 1936

Matanzia mariae (VASICEK) 1947

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

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

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

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

Die planktonischen Foraminiferenfaunen des Steinbruches Sievering

M. STURM

Tafel 6—8

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

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

Deutung der Faunen:

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

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

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

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

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

Systematische Beschreibung

Familie: GLOBOTRUNCANIDAE BROTZEN 1942

Gattung: *Globotruncana* CUSHMAN 1927

Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN 1936

Taf. 6, Fig. 1 a—c

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

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

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

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

Globotruncana lapparenti bulloides VÖGLER 1941

Taf. 6, Fig. 2a—c

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

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

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

Globotruncana fornicata PLUMMER 1931

Taf. 6, Fig. 4a—c

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

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

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

Globotruncana arca (CUSHMAN) 1926

Taf. 6, Fig. 3 a—c

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

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

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

Globotruncana obliqua HERM 1965

Taf. 7, Fig. 1 a—d

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

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

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

Globotruncana contusa cf. *scutilla* GANDOLFI 1955

Taf. 7, Fig. 3 a—c

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

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

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

Globotruncana rosetta (CARSEY) 1926

Taf. 7, Fig. 2a—c

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

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

Glt. rosetta wird aus dem Campan und Maastricht beschrieben.

Globotruncana stuarti (DE LAPPARENT) 1918

Taf. 8, Fig. 1a—c

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

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

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

Familie: HETEROHELICIDAE CUSHMAN 1927

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

Taf. 8, Fig. 3a—c

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

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

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

Pseudotextularia elegans (RZEHAK) 1891

Taf. 8, Fig. 2a—b

- 1891 *Cuneolina elegans* — RZEHAK, Ann. k. k. naturhist. Mus., 6, S. 2, 4 (nach ELLIS & MESSINA).
- 1936 *Pseudotextularia elegans* (RZEHAK) — GLAESSNER, Probl. Paleont., 1, S. 99, Taf. 1, Fig. 1, 2.
- 1962 *Pseudotextularia elegans* (RZEHAK) — PESSAGNO, Micropaleont., 8 (3) S. 356, Taf. 1, Fig. 7, 9.
- 1965 *Heterohelix elegans* (RZEHAK) — HINTE, Kon. Ned. Akad. Wet. Proc. Ser. B., 63 (1) S. 24, Taf. 1, Fig. 4.
- 1966 *Pseudotextularia elegans* (RZEHAK) — WILLE-JANOSCHEK, Jb. Geol. B. A., 109, S. 120, Taf. 8, Fig. 10.
- 1966 *Pseudotextularia elegans* (RZEHAK) — SALAJ & SAMUEL, Geol. Ust. Dion. Stura, S. 232, Tab. 37, Fig. 11.

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

Ps. elegans wird aus dem Campan und Maastricht beschrieben.

Literatur

* Literatur über planktonische Foraminiferen

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

- * BARR, F. T., 1962: Upper Cretaceous planktonic foraminifera from the Isle of Wight, England. — *Paleont.*, 4, (4), S. 552—580, 5 Abb., 4 Taf., London.
- * BERGGREN, W. A., 1962: Some planktonic foraminifera from the Maestrichtian and type Danian stages of Southern Sweden. — *Acta Univ. Stockh. Contr. Geol.*, 9, S. 1—106, 14 Abb., 14 Taf., Stockholm.
- BERTHELIN, M., 1880: Mémoire sur les Foraminifères fossiles de l'étage Albien de Montcley (Doubs.). — *Mém. Soc. Géol. France, Ser. 3, 1, No. 5, S. 1—84, Taf. 1—4, 5 Tab.*, Paris.
- * BOLLI, H., 1957: The genera Praeglobotruncana, Rotalipora, Globotruncana and Abathomphalus in the Upper Cretaceous of Trinidad, B. W. I. — *U. S. Nat. Mus. Bull.*, 215, S. 51—60, 1 Abb., 3 Taf., Washington.
- BORNEMANN, L. G., 1874: Ueber die Foraminiferengattung Involutina. — *Ztschr. Dt. Geol. Ges.*, 26, S. 702—740, Taf. 18, 19, Berlin.
- BRADY, H. B., 1879: Notes on some of the reticularian Rhizopoda of the "Challenger" Expedition. — *Quart. Journ. Micr. Sci.*, n. S., 19, S. 39, London.
(Aus ELLIS & MESSINA, 43.)
- , 1884: Report on the Foraminifera dredged by H. M. S. Challenger during the years 1873—1876. — 814 Seiten, 115 Taf., 4 Tab., 2 Karten, 22 Textfig., diverse Verlage in Edinburgh, Dublin und London.
- * BRÖNNIMANN, P., 1952: Globigerinidae from the Upper Cretaceous (Cenomanian — Maestrichtian) of Trinidad, B. W. I. — *Bull. Amer. Paleont.*, 34, S. 5—70, 30 Abb., 4 Taf., Ithaca/N. Y.
- * BRÖNNIMANN, P. & BROWN, N. K., 1955: Taxonomy of the Globotruncanidae. — *Ecl. Geol. Helv.*, 48, (2), S. 503—561, 24 Abb., 5 Taf., Basel.
- * BROTZEN, F., 1936: Foraminiferen aus dem untersten Senon von Eriksdal in Schonen. — *Sverig. geol. Unders. Ser. C, 396, Arsb. 30, (3), S. 1—206, 69 Abb., 14 Taf.*, Stockholm.
- * CORMINBOEUF, P., 1961 a: Tests isolés de Globotruncana mayaroensis BOLLI, Rugoglobigerina, Trinitella et Heterohelicidae dans le Maestrichtien des Alpes. — *Ecl. Geol. Helv.*, 54 (1), S. 107—122, 1 Abb., 2 Taf., Basel.
- * —, 1961 b: Association de Belemnitella et de Globotruncanidae dans le Campanien supérieur des Alpes (Préalpes externes fribourgeoises). — *Ecl. Geol. Helv.*, 54 (2), S. 491—498, 1 Abb., 2 Taf., Basel.
- CUSHMAN, J. A., 1910: A Monograph of the Foraminifera of the North Pacific Ocean. Part I.: Astrorhizidae and Lituolidae. *U. S. Nat. Mus. Bull.*, 71, S. 1—134 + XIV Seiten, Textfig. 1—203, Washington.
- , 1911: A Monograph of the Foraminifera of the North Pacific Ocean. Part II.: Textulariidae. — *U. S. Nat. Mus. Bull.*, 71, XIII und 108 Seiten, 156 Textabb., Washington.
- , 1927: An outline of a re-classification of the Foraminifera. — *Contr. Cushman Lab. Foramin. Res.*, 3, S. 23, (Aus ELLIS & MESSINA, 55).
- , 1927: Some Foraminifera from the Cretaceous of Canada. — *Roy. Soc. Canada, Trans. 1927, ser. 3, 21 (2), S. 127—134, 1 Taf.*, Ottawa.
- , 1937: A Monograph of the Foraminiferal Family Valvulinidae. — *Cush. Lab. Foramin. Res., Spec. Publ.*, 8, XIII + 210 Seiten, Taf. 1—24, 7 Textabb., Sharon/Mass.
- , 1946: Upper Cretaceous Foraminifera of the Gulf Coastal Region of the United States and Adjacent Areas. — *U. S. geol. Surv. Prof. Pap.*, 206, S. 1—241, Taf. 1—66, Washington.
- * DALBIEZ, F., 1955: The genus Globotruncana in Tunisia. — *Micropaleont.*, 1, S. 161—171, 10 Abb., 2 Tab., New York.
- DYLAZANKA, M., 1923: Warstwy Inoceramowe z lomu w Szymbarku kolo Gorlic. — *Rocz. Polsk. Tow. Geol. Krakow*, 1, S. 36—80, 1 Taf., Krakow.
- EARLAND, A., 1934: Foraminifera; Part III — The Falklands sector of the Antarctic (excluding South Georgia). — In: "Discovery" Repts., issued by the "Discovery" Committee Colonial Office. Cambridge University Press, 10, S. 91, Cambridge 1935. (Aus ELLIS & MESSINA, 47.)

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

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

- PARKER, W. K. & JONES, T. R., 1865: On some Foraminifera from the North Atlantic and Arctic Oceans, including Davis Straits and Baffin's Bay. — *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 155 (1), S. 325—441, Taf. 12—19, Tab. 1—12, London.
- PFLAUMANN, U., 1964: Geologisch-mikropaläontologische Untersuchungen in der Flysch-Oberkreide zwischen Wertach und Chiemsee in Bayern. — Inauguraldissertation Univ. München, 180 Seiten, 14 Taf., 8 Textabb., München.
- PLUMMER, H. J., 1945: Smaller foraminifera in the Marble Falls, Smithwick, and lower Strawn strata around the Llano uplift in Texas. — *Texas Univ. (Bur. Econ. Geol.) Publ.*, 4401 (1944), S. 233, Austin/Tex. 1945 (Aus ELLIS & MESSINA, 22).
- POKORNY, V., 1950: On the Microfauna of the Eocene Green Clay of Nikolčice (Moravia, Czechoslovakia). — *Bull. Inter. Acad. tchèque Sci.*, 50 (15), S. 1—16, 1 Taf., 17 Textabb., Praha.
- 1953: The Microstratigraphical Position of the Hespice Gravels in the Eocene of the Zdánice Series (with a Description of the Foraminifera in the Neighbouring Clays). — *Bull. Inter. Acad. tchèque Sci.*, 52, S. 371—405, 1 Taf., 18 Textabb., Praha 1951.
- , 1958: Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie. Band 1. — 582 Seiten, 549 Textfig., VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin.
- , 1960: Microstratigraphie et Biofaciès du flysch carpatique de la Moravie Méridionale (Tchécoslovaquie). — *Rev. Inst. Franc. Petr.*, 15 (7—8), . 1099—1141, 18 Taf., 2 Textfig., Paris.
- REUSS, A. E., 1862: Entwurf einer systematischen Zusammenstellung der Foraminiferen. — *Sitzber. Akad. Wiss., math.-naturw. Cl.*, 44 (1861), S. 365, Wien 1862. (Aus ELLIS & MESSINA, 1).
- RZEHA, A., 1887: Die Foraminiferen des grünen Oligocänthones von Nikoltzschitz in Mähren. — *Vh. k. k. Geol. Reichsanst.*, 1887, S. 87—88, Wien.
- , 1895: Ueber einige merkwürdige Foraminiferen aus dem österreichischen Tertiär. — *Ann. k. k. Nat. Hist. Hofmus.*, 10, S. 213—230, Taf. 6, 7, Wien.
- * SALAJ, J. & SAMUEL, P., 1966: Foraminifera der Westkarpaten-Kreide. — *Geol. Ustav. Dion. Stura*, S. 1—291, 18 Abb., 6 Beil., 33 Tab., 48 Taf., Bratislava.
- SARS, M., 1869: Fortsatte Bemaerkninger over det dyriske Livs Udbredning i Havets Dybder. — *Vidensk.-Selsk. Forhandling*, S. 246, Christiania. (Aus ELLIS & MESSINA.).
- * SCHEIBNEROVA, V., 1961: Microfauna of the Middle and Upper Cretaceous of the Klippen Belt of West Carpathians in Slovakia. — *Acta Geol. Geogr. Univ. Com.*, 5, S. 5—108, 14 Taf., Bratislava.
- SCHULZE, F. E., 1875: Zoologische Ergebnisse der Nordseefahrt vom 21. Juli bis 9. September 1872; I — Rhizopoden. — *Comm. Wiss. Unters. Dt. Meere Kiel, Jahresber.*, Jg. 2—3, S. 113, Berlin. (Aus ELLIS & MESSINA, 44).
- * SIGAL, J., 1952: Aperçu stratigraphique sur la micropaléontologie du Crétacé. — *Int. Geol. Congr.*, 19th. Sess., Algerie 1952, Monogr. Reg. Ser. 1 (26) S. 1—47, 46 Abb., 1 Taf., Alger.
- * STURM, M., 1968: Die Geologie der Flyschzone im Westen von Nußdorf/Attersee, O.Oe. — *Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien*, S. 1—302, 9 Abb., 11 Taf., 8 Beil., Wien.
- * —, 1969: Zonation of Upper Cretaceous by means of planktonic Foraminifera, Attersee, Upper Austria. — *Roc. Pol. Tow. Geol.*, 39 (1—3), Krakow.
- TAKAYANAGI, Y., 1960: Cretaceous Foraminifera from Hokkaido, Japan. — *Rep. Science Report Tohoku Univ.*, Sendai, Japan, Ser. II, 32, S. 3—154, Taf. 1—12, 22 Textfig., Sendai, Japan.
- TAPPAN, H., 1940: Foraminifera from the Grayson Formation of Northern Texas. — *J. Paleontol.*, 14, S. 93—126, Taf. 14—19, Tulsa/Oklah.
- , 1957: New Cretaceous Index Foraminifera from Northern Alaska. — *U. S. Nat. Mus. Bull.*, 215, S. 201—222, Taf. 65—71, Washington.
- TERQUEM, M., 1862: Recherches sur les Foraminifères de l'Étage moyen et de l'Étage inférieur du Lias. — *Mém. Acad. imp. Metz*, 1862, S. 415—466, Taf. 5, 6, Metz.

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

Großforaminiferen

A. PAPP

Tafel 9

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

- Orbitoides apiculata tenuistriata* DOUVILLE
Orbitoides jaegeri PAPP & KÜPPER
Orbitoides media ssp.
Lepidorbitoides socialis ssp.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Lebensspuren und Marken

A. PAPP

Tafel 10 und 11

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

Chondrites STERNBERG 1833

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

Helminthoidea SCHAFHAUTL 1851

Taf. 10, Fig. 1

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

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

Scolicia de QUATREFAGES 1849

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

Spirodesmos ANDREE 1920

Taf. 10, Fig. 2, 3

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

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

Phycosiphon FISCHER — OOSTER 1858

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

Flute cast und Skip cast

Taf. 11, Fig. 1, 2

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

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

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

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

Literatur

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

Die Petrographie der Sandsteine

W. SCHNABEL

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

Einleitung

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

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

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

Bisherige Untersuchungen im Wienerwaldflysch

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

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

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

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

Probenentnahme

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

Modalbestand

I. Methodik

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

- a) Quarze: verschiedene Typen in Anlehnung an P. D. KRYNINE (1948):
 Typ I: Einzelquarze mit glatter bis schwach undulöser Auslöschung, selten Einschlüsse von Zirkon und Rutil (gewöhnliche Quarze).

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

2. Chemische Analysen der salzsäurelöslichen Anteile

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

Tabelle 4: Integrationsanalysen der Sandsteine

Tabelle 4 a: Prozentverhältnis mit Grundmasse

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

Tabelle 4 b: Prozentverhältnis ohne Grundmasse

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

* = Feinkonglomerat.

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

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

*) „Kalkmangel“

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

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

3. Differenzthermoanalysen (DTA)

Beilage 6

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

Es stellte sich heraus, daß für eine DTA-Durchschnittsanalyse Flyschsandsteine schlecht geeignet sind. Beim Vergleich der DTA-Kurven mit anderen Untersuchungsergebnissen zeigt sich, daß Quarz und Kalk verläßlich nachzuweisen sind. Die Grundlinienverschiebung ab etwa 450° deutet verläßlich hohen Glimmergehalt an, zumindest stimmen in diesen Proben auch die Ergebnisse der Integrationsanalysen damit überein (z. B. H 27, H 54). Besonders die Intensität der endothermen Reaktion des CaCO₃-Gehaltes bei etwa 900° zeigt gute Übereinstimmung mit den unabhängig davon vorgenommenen CaCO₃-Gehalten (vgl. Tab. 5 und die Lage der Proben im Diagramm Sand — Ton — Karbonat in Abb. 3).

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

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

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

¹⁾ 100% = 15 Mikrovolt.

²⁾ 100% = 350 Mikrovolt.

× = Vorhanden.

4. Ergebnisse

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

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

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

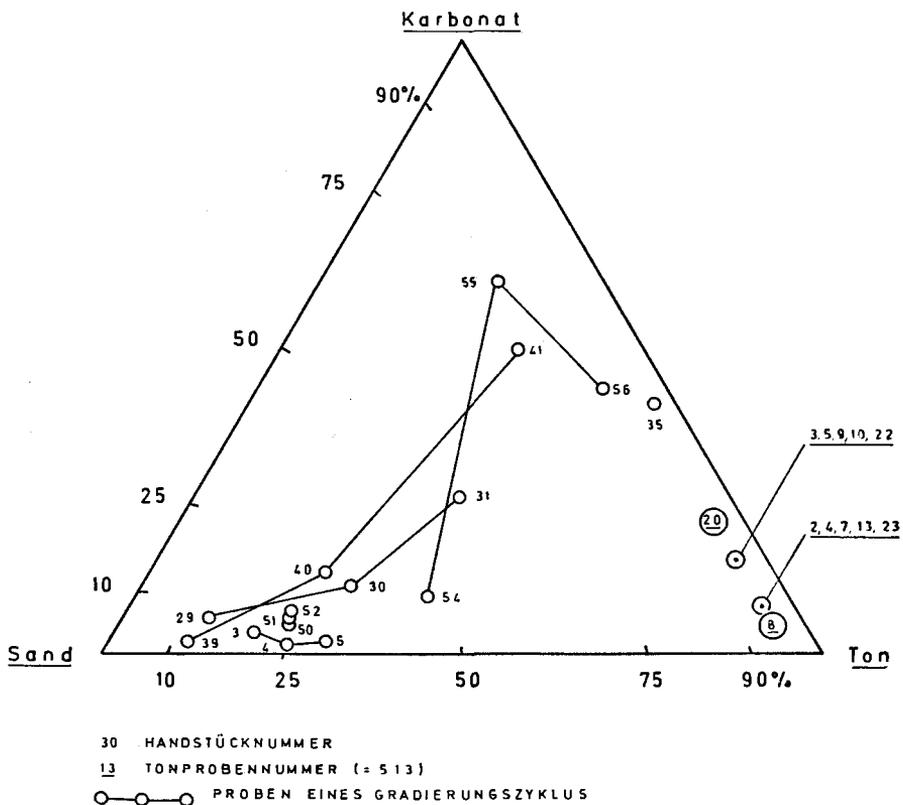


Abb. 3: Die Lage der Sandsteine und Mergel im Diagramm Sand — Ton — Karbonat

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

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

Schwermineralanalysen

(Beilage 7)

1. Aufbereitung der Fraktion und Wahl der Fraktionsbreite

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

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

2. Auszählung und Berechnung der Schwerminerale

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

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

- d) Glaukonit (Gl), erscheint gradiert innerhalb der Sandsteinbänke und dürfte, wie schon NIEDERMAYR (1966, S. 117) erwähnt, aus diesem Grunde nicht authigen sein,
- e) Baryt (Ba),
- f) Granat (Gr), meist farblos, selten rosa, öfters kantengerundete Rhombendodekaeder. Extrem große, rosa Individuen in den Proben H 11, 12, 19, 20, 46, 57,
- g) Zirkon (Zi), gerundet und ungerundet, stellenweise deutlicher Zonarbau und Einschlüsse,
- h) Turmalin (Tu), Bruchstücke, keine Nadeln, braune, grüne, blaue Farbtöne, selten farblos,
- i) Rutil (Ru),
- k) Apatit (Ap),
- l) weiters sehr selten:
- | | |
|------------------|------------------|
| Zoisit (Zo), | Disthen (Di), |
| Epidot (Ep), | Anatas (An), |
| Cromit (Cr), | Sillimanit (Si), |
| Staurolith (St), | Titanit (Ti), |
| Monazit (Mo), | Hornblende (Hb). |

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

3. Die Schwerminerale in Abhängigkeit von der Vertikal-sortierung

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

a) GZ 16:

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

b) GZ 190:

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

c) GZ 216:

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

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

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

d) GZ 224:

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

e) GZ 227:

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

f) GZ 238:

Deutlicher Korngrößenabnahme entspricht deutliche Gr-Abnahme.

g) GZ 239:

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

h) GZ 276:

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

i) GZ 238:

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Beilage 8, Abb. 4

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

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

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

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

DIE SM-SPEKTREN IN ABHÄNGIGKEIT VON DER SCHÜTTUNGSRICHTUNG

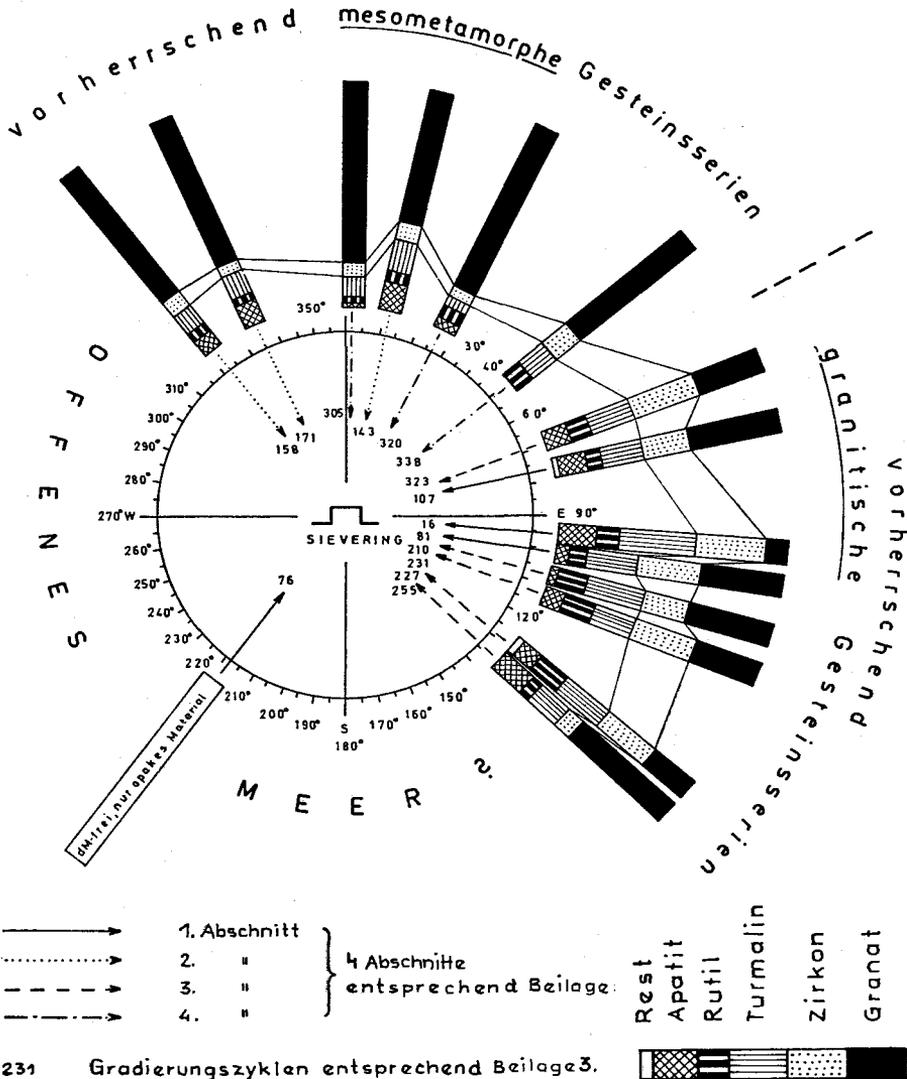
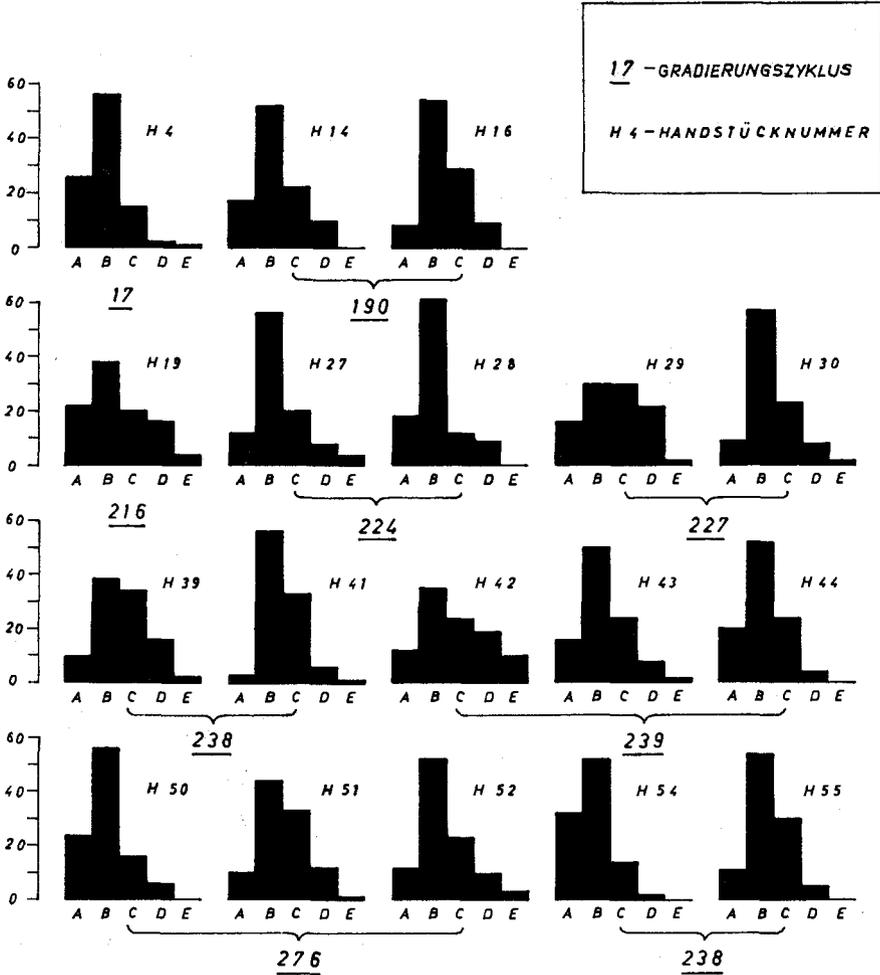


Abb. 4

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



RUNDUNGSGRAD E

Nach RUSSEL TAYLOR PETTIJOHN



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

Rundung

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

Von den 18 untersuchten Proben wurden je etwa 200 Körner statistisch ausgesucht und abgeschätzt, die Ergebnisse sind in Abb. 5 dargestellt. Wie daraus ersichtlich, ist in allen Schliffen der Rundungsgrad B (subangular nach RUSSEL-TAILOR, schlecht gerundet nach SCHNEIDERHÖHN 1954 oder subangular nach MÜLLER 1964) dominierend. Die Prozentsätze der Grade C und D reichen nur im grobkörnigen Liegenden mancher Gradierungszyklen an B heran (z. B. GZ 227, 238, 239, in denen gradierte Bänke in verschiedenen Niveaus gesondert untersucht wurden), wodurch eine Beobachtung erhärtet wird, die für den Flysch des Wienerwaldes erstmals NIEDER-MAYR 1966 (S. 118, Abb. 6) machte, daß nämlich größere Körner bedeutend besser gerundet sind als kleinere. Es ist dies sicher u. a. eine Folge davon, daß die auf Grund des höheren Gewichtes verursachte größere Reibung bei größeren Körnern vollkommener Rundung bewirkt. In zwei weiteren Messungen soll diese Tatsache noch besser veranschaulicht werden (vorgenommen an H 42 des GZ 239). Es wurden die Rundungsgrade der Korngrößen $> 0,2 \text{ mm}$ und $> 0,5 \text{ mm}$ Dm gesondert betrachtet, wobei sich die in Abb. 6 dargestellten Diagramme ergaben. Bei den Größen $> 0,2 \text{ mm}$ ist der vorherrschende Rundungsgrad C (subrounded, mittelmäßig gerundet, angerundet, entsprechend den oben genannten Autoren), bei $> 0,5 \text{ mm}$ Dm D

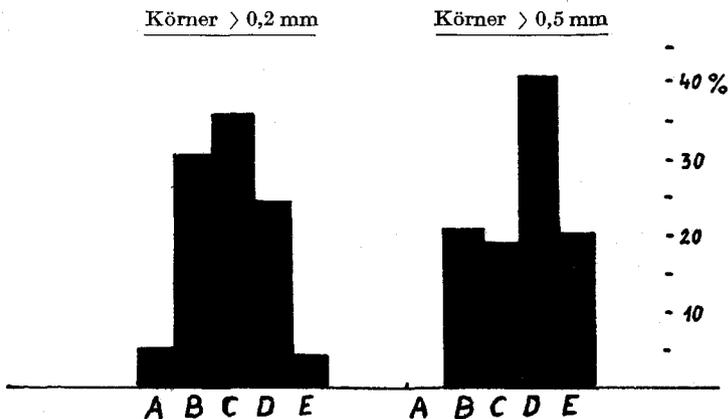


Abb. 6

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

Korngrößen und ihre Interpretation

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

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

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

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

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

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

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

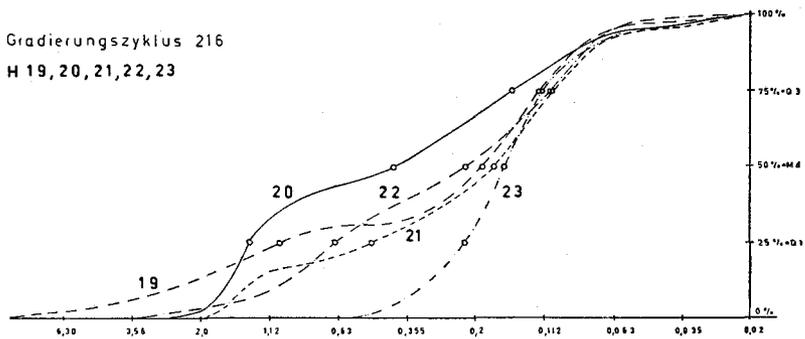
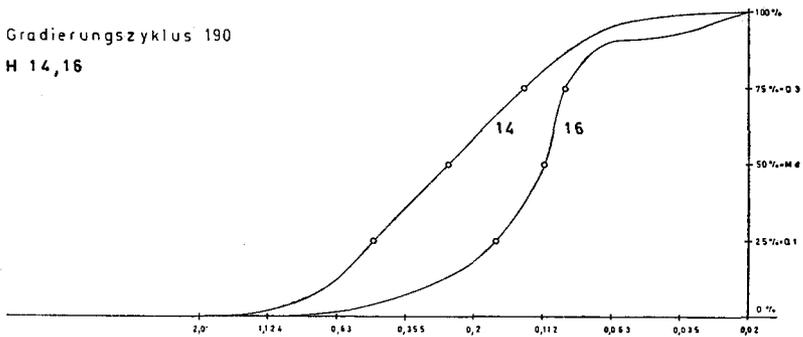
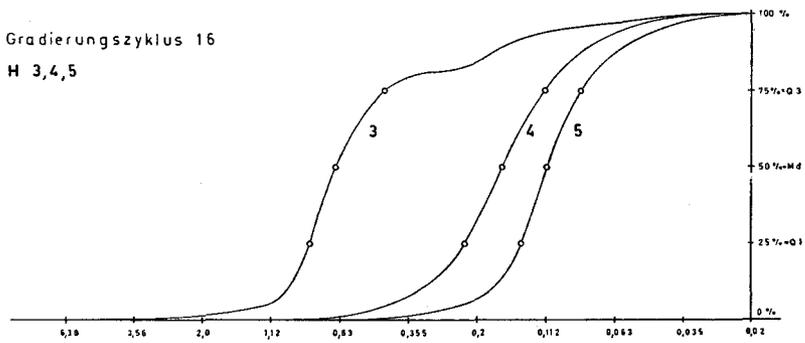


Abb. 7

a) GZ 16:

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

b) GZ 190:

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

c) GZ 216:

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

d) GZ 223:

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

e) GZ 224:

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

f) GZ 227:

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

etwa 2 m nimmt die Korngröße ab, im kreuzgeschichteten Teil bleibt, bei weiterer Verbesserung von S_0 , das Maximum der Korngrößenverteilung bei etwa 0.1 mm gleich (H 31, 32, 33). Der Gradierungseffekt hört auf, der Sortierungseffekt bleibt. Wie in dieser Bank wurde auch in anderen Zyklen die Beobachtung gemacht, daß Kreuzschichtung nur im Hangenden, feinkörnigen Bereich auftritt.

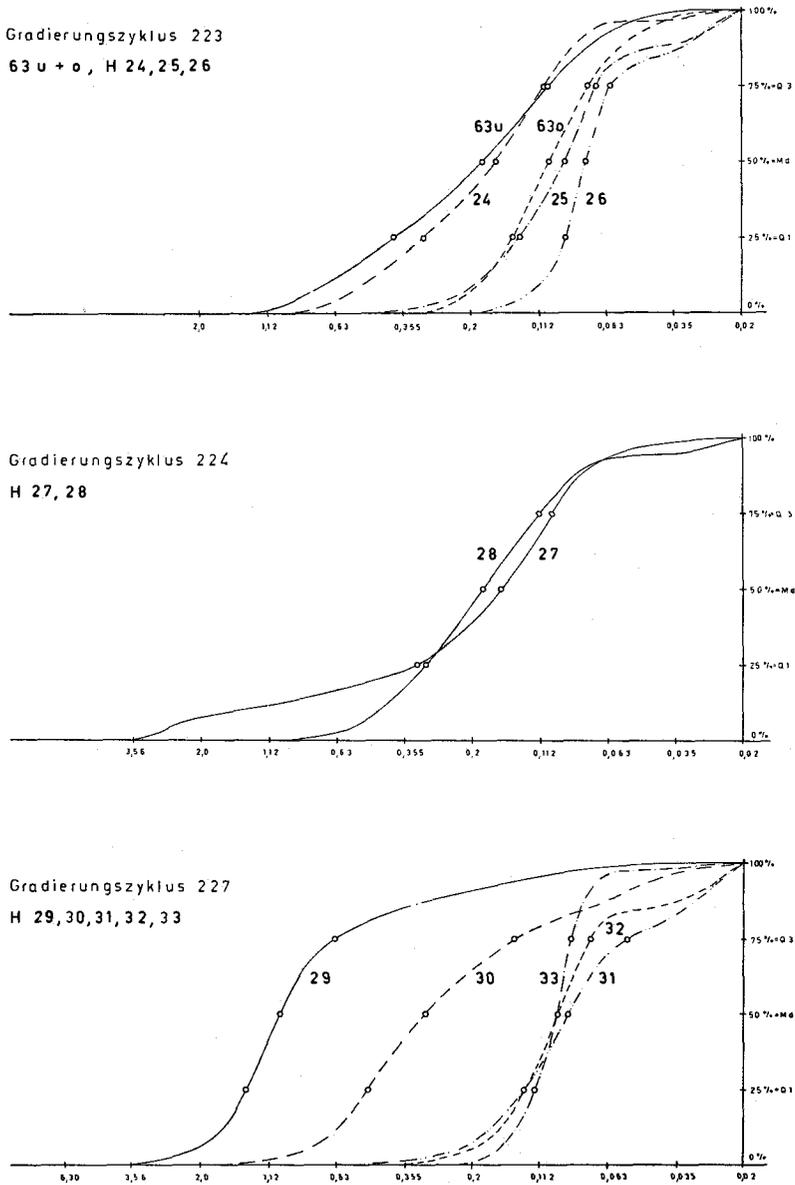


Abb. 8

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

G. Z.	Handstück	Q ₁	Md	Q ₃	So n. TRASK	Sy	Sortierungsgrad n. FÜCHTBAUER
338	54	0.135	0.105	0.086	1.25	1.05	gut
	52	0.240	0.150	0.108	1.49	1.15	mittelmäßig
276	51	0.280	0.150	0.098	1.69	1.22	mittelmäßig
	50	0.215	0.130	0.090	1.55	1.44	mittelmäßig
293	44	0.114	0.100	0.077	1.22	0.88	sehr gut
	43	0.870	0.470	0.250	1.87	0.99	schlecht
238	42	8.600	4.100	1.420	2.46	0.73	sehr schlecht
	40	0.174	0.103	0.074	1.53	1.21	mittelmäßig
227	39	1.380	0.940	0.630	1.48	0.98	mittelmäßig
	33	0.117	0.096	0.086	1.17	1.09	sehr gut
224	32	0.128	0.096	0.073	1.33	1.01	gut
	31	0.128	0.088	0.053	1.56	0.88	mittelmäßig
223	30	0.480	0.295	0.139	1.86	0.77	schlecht
	29	1.360	1.020	0.640	1.46	0.84	mittelmäßig
222	28	0.295	0.183	0.113	1.62	0.995	schlecht
	27	0.320	0.158	0.101	1.78	1.30	schlecht
221	26	0.088	0.075	0.060	1.22	0.94	sehr gut
	25	0.132	0.090	0.069	1.39	1.12	gut
220	24	0.300	0.160	0.105	1.69	1.23	mittelmäßig
	63 o*)	0.140	0.102	0.070	1.41	0.98	mittelmäßig
219	63 u*)	0.370	0.180	0.100	1.92	1.14	schlecht
	23	0.220	0.155	0.112	1.40	1.03	gut
218	22	0.650	0.215	0.105	2.49	1.48	sehr schlecht
	21	0.475	0.170	0.103	2.15	1.70	sehr schlecht
217	20	1.330	0.400	0.145	3.03	1.21	sehr schlecht
	19	1.020	0.190	0.115	2.98	3.25	sehr schlecht
216	16	0.165	0.110	0.093	1.33	1.27	gut
	14	0.460	0.250	0.130	1.88	0.96	schlecht
215	5	0.138	0.110	0.083	1.29	0.95	gut
	4	0.220	0.160	0.112	1.40	0.96	gut
214	3	0.810	0.650	0.430	1.37	0.82	gut

*) Proben von G. NIEDERMAYR 1966.

g) GZ 238:

Die 2 Kornsummenkurven zeigen die deutliche Korngrößenabnahme gegen oben.

h) GZ 239:

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

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

k) GZ 338:

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

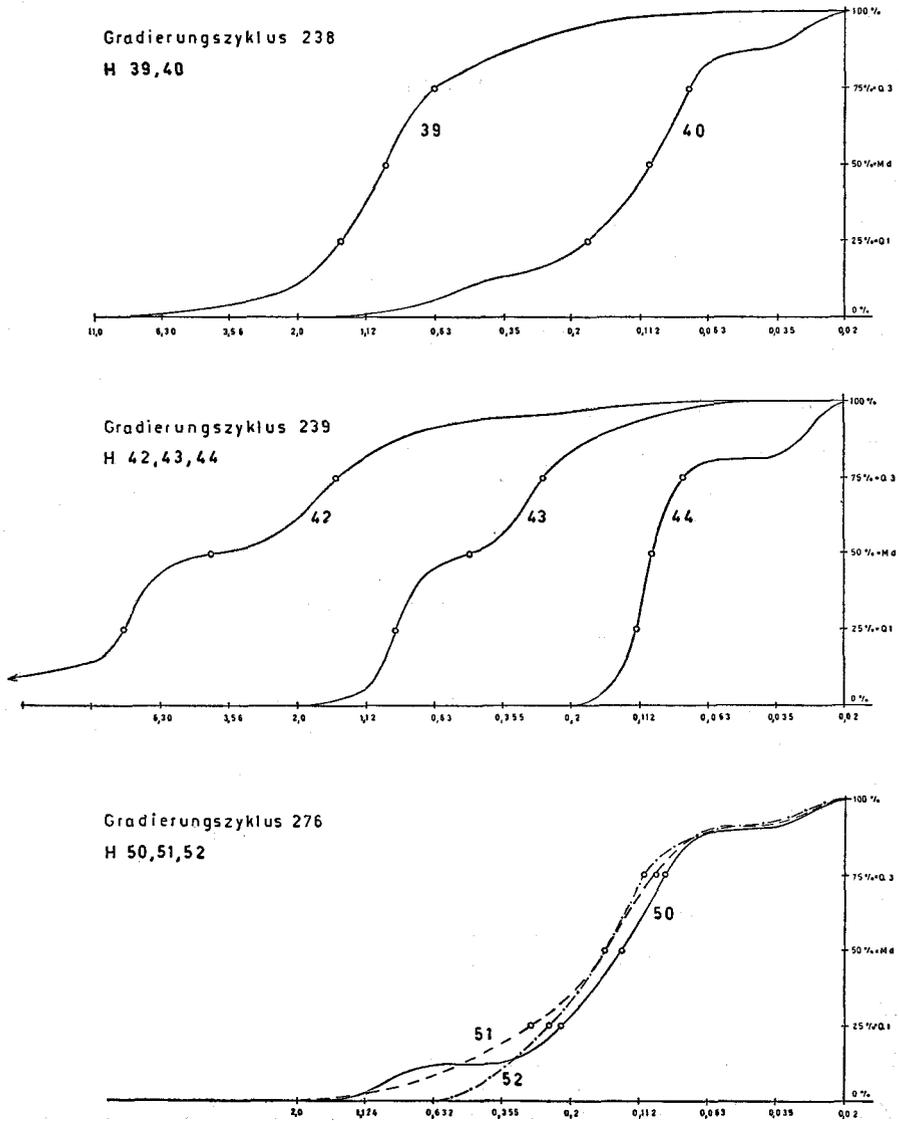


Abb. 9

Gradierungszyklus 338

H 54

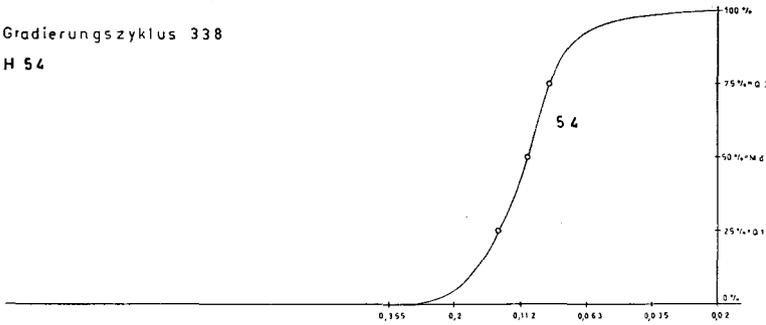


Abb. 10

Literatur

- BIRKENMAYER, K. (1959): Classification of bedding in Flysch and similar graded deposits. — Stud. Geol. Pol. *III*, S. 81—133.
- BOUMA, A. H. (1962): Sedimentology of some Flysch Deposits. — 168 S., Elsevier Publ. Comp., Amsterdam-New York.
- DUFF, P. McL. D., HALLAM, A. & WALTON, E. K. (1967): Cyclic Sedimentation. — Developments in sedimentology 10, 280 S., Elsevier Publ. Comp., Amsterdam — London — New York.
- FOLK, R. L. (1954): The Distinction between Grain Size and Mineral Composition in Sedimentary Rock Nomenclature. — J. Geol., *62*, S. 344—360.
- FÜCHTBAUER, H. (1959): Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. — Erdöl u. Kohle, *12*, S. 605—613.
- GOTTSCHLING, P. (1965): Zur Geologie der Hauptklippenzone und der Laaber Teildecke im Bereich der Glashütte bis Bernreith (Niederösterreich). — Mitt. Geol. Ges. Wien, *58*, S. 23—86.
- GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H. & VETTERS, H. (1952): Geologische Karte der Umgebung von Wien 1 : 75.000. — Geol. B. A., Wien.
- GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H., LICHTENBERGER, E. & ROSENBERG, G. (1954): Erläuterungen der Geologischen Karte der Umgebung von Wien 1 : 75.000. — Geol. B. A., Wien.
- GÖTZINGER, G. & EXNER, Ch. (1953): Kristallingerölle und Scherlinge des Wienerwald-flysches und der Molasse südlich der Donau. — Skizzen zum Antlitz der Erde (Kober Festschr.), S. 81—106, Verlag Brüder Hollinek, Wien.
- GRILL, R. (1962): Beobachtungen an Großaufschlüssen im Flysch des Wienerwaldes. — Vh. Geol. B. A., Wien, S. 249—258.
- GRÜN, W., LAUER, G., NIEDERMAYR, G. & SCHNABEL, W. (1964): Die Kreide-Tertiär-Grenze im Wienerwaldflysch bei Hochstraß (Niederösterreich). — Vh. Geol. B. A., Wien, S. 226—283.
- HOFMANN, F. (1957): Untersuchungen in der subalpinen und mittelländischen Molasse der Ostschweiz. — Ecol. Geol. Helv. *50*, S. 289—322.
- KRYNINE, P. D. (1948): The megascopic study and field classification of sedimentary rocks. — Min. Ind. Exp. Station, Techn. Paper 130.
- KUENEN, Ph. H. (1953): Significant Features of Graded Bedding. — Bull. Amer. Ass. Petr. Geol. *37*, S. 1044—1066.
- KUENEN, Ph. H. & MIGLIORINI, C. I. (1950): Turbidity Current as a Cause of Graded Bedding. — J. Geol. *58*, S. 91—127.
- KÜPPER, H., PREY, S., PAPP, A., STRADNER, H., KOLLMANN, K., GOHRBANDT, G., WIESENEDER, H. & WOLETZ, G. (1962). — Beobachtungen im Flysch von Istrien. — Vh. Geol. B. A., Wien, S. 163—245.

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

Geröllanalyse der Liegendpartie des Gradierungszyklus Nr. 239

P. FAUPL

Tafel 13

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

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

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

Folgende Gesteine sind als häufigste Komponenten zu nennen:

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

Als klastische Einzelmineral Körner treten auf:

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

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

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

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

Kristalline Komponenten

1. Epimetamorphe Schiefer

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

Phyllite bis Quarzphyllite

Unter dem Mikroskop: Hauptgemengteile: Quarz, Muskovit; untergeordnet Chlorit, ± Klinozoisit, ± graphitisches Pigment und Erz.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Ebenfalls zu den epimetamorphen Schieferbruchstücken ist ein Grünschiefergeröll zu rechnen.

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

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

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

Tonschiefer

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

2. Quarzite

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

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

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

Die Quarzite und Metaquarzite sind den epimetamorphen Schieferbruchstücken zuzuordnen.

3. Bruchstücke granitischer Gesteine

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

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

Mafite: Biotit, zurücktretend Chlorit.

Akzessorisch Zirkon, Apatit und Erz.

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

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

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

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

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

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

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

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

4. Klastische Einzelmineralkörner

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

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

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

5. Mesozonalmetamorphes Kristallin

Granatglimmerschiefer

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

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

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

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

Marmorbruchstücke (1.52 Vol.-% des Gesamtgesteins)

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

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

Der Anteil von mesozonalmetamorphem Kristallin am Gesamtgestein beträgt ohne Marmor 0·06 Vol.-%; unter Hinzufügung der Marmore 1·58 Vol.-%.

Der nichtkristalline, karbonatische Anteil an den Komponenten macht 17·45 Vol.-% des Gesamtgesteins aus. Es sind darunter die verschiedensten Typen von Kalksteinen, Kieselkalken und Hornsteinen sowie Fossilreste anzutreffen. Die Kalke und Fossilreste machen 12·45 Vol.-% des Gesamtgesteins aus, die Kieselgesteine 5%. In der Rekonstruktion der Lage der distributiven Provinz kommt ihnen eine eminente stratigraphische und faziologische Bedeutung zu.

Karbonatgesteine mit Fossilführung

A. PAPP

Tafel 14 und 15

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

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

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

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

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

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

Schlußfolgerungen aus der Geröllanalyse

P. FAUPL

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

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

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

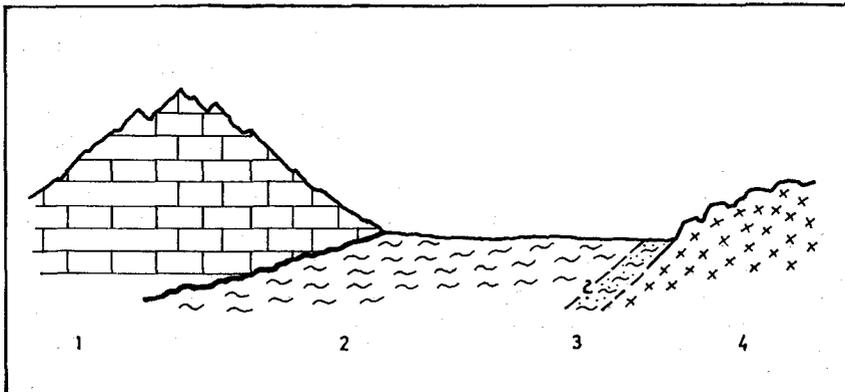


Abb. 11: Schematischer Schnitt durch den Abtragungsraum, wobei die einzelnen Gesteinsserien in möglichst einfache Beziehungen zueinander gesetzt wurden. 1. Mesozoikum, 2. Epimetamorphe Serie, 3. Mesometamorphe Serie, 4. Granitkörper.

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

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

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

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

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

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

Literatur

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

Zusammenfassung und Interpretation der Ergebnisse

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

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

1. Nannoflora.

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

2. Kleinforaminiferen.

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

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

3. Großforaminiferen.

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

4. Lebensspuren.

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

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

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

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

Lithologische Studien gaben weitere Informationen über die Sedimentationsbedingungen flyschoider Serien.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

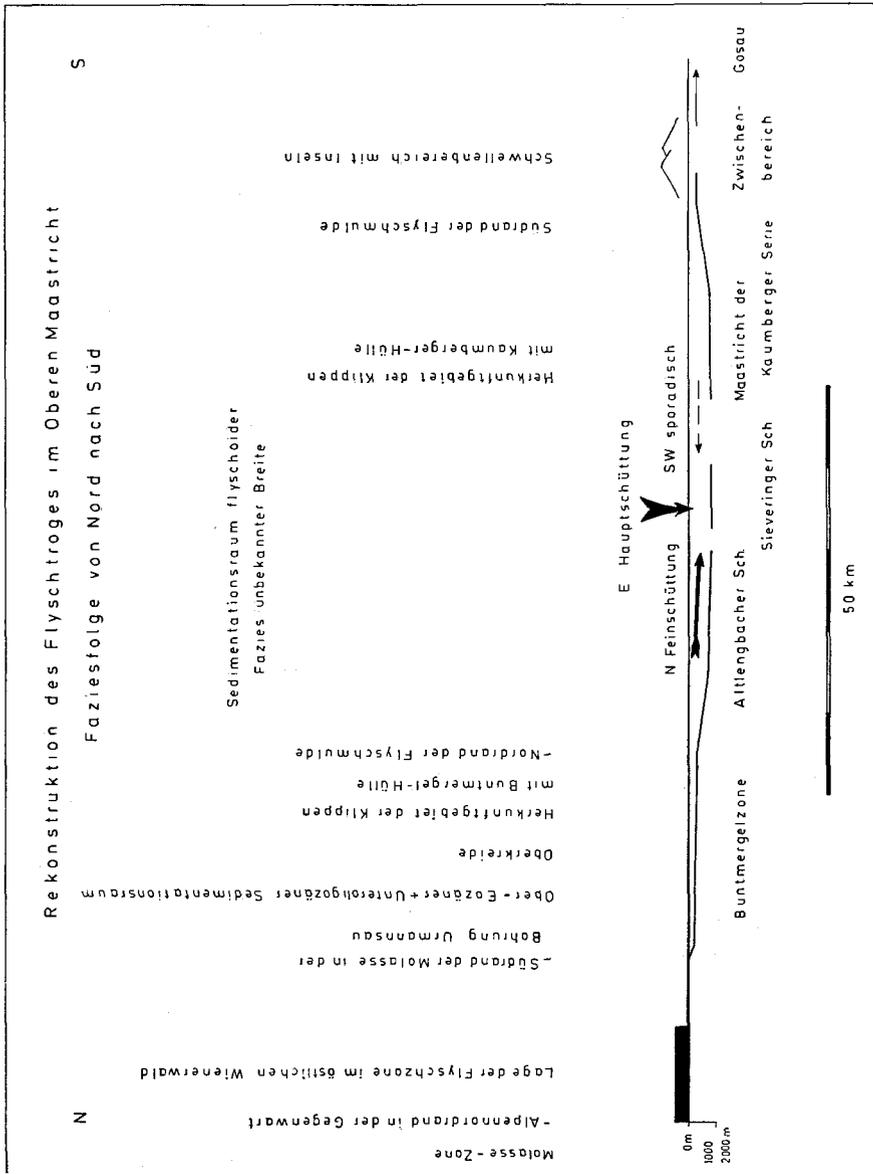


Abb. 12

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

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

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

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

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

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

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

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

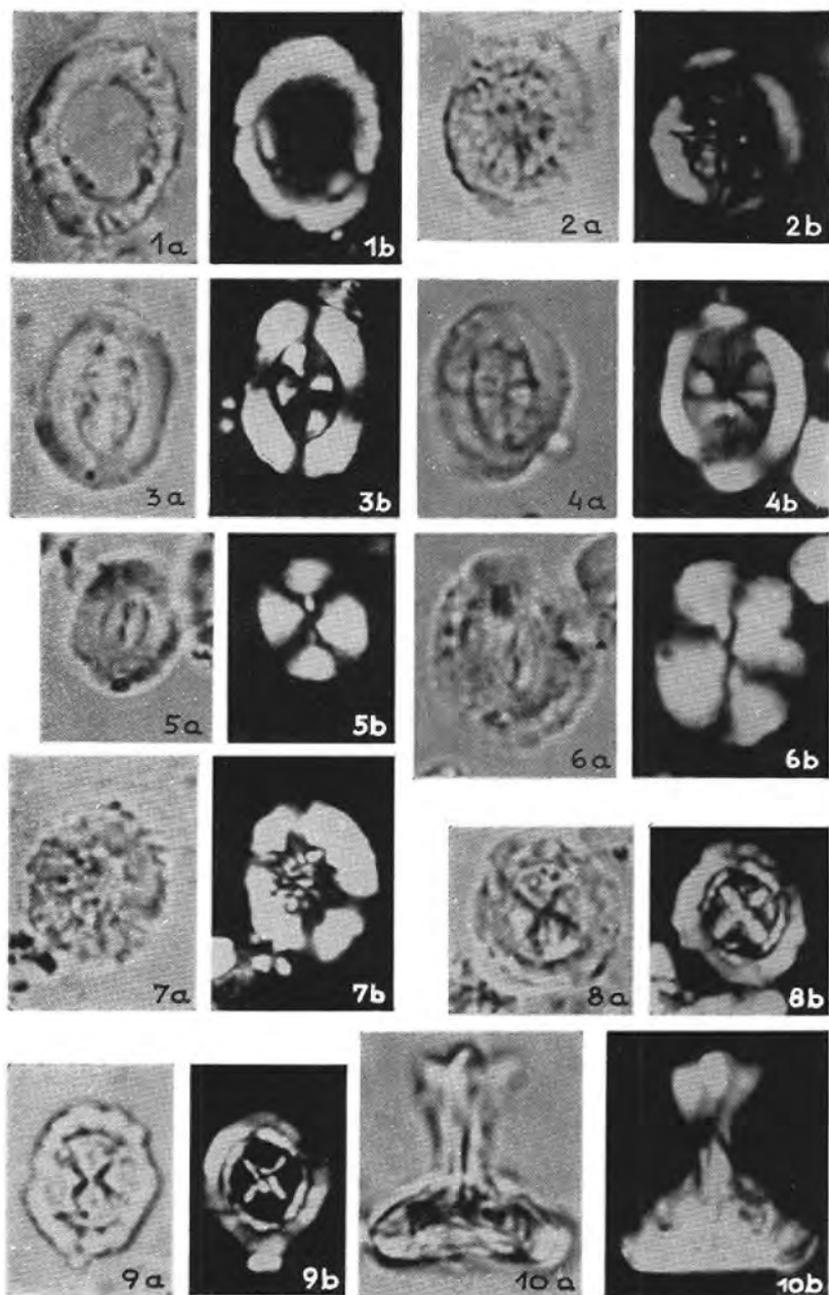
Ein wesentlicher Fortschritt wurde jedoch durch die Erkenntnis gebracht, daß die Sievinger Schichten in größeren Tiefen zur Sedimentation gelangten und die ältere Bezeichnung „Seichtwasserkreide“ für die Sievinger Schichten unzutreffend ist.

Tafel 1:

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

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

Tafel 1

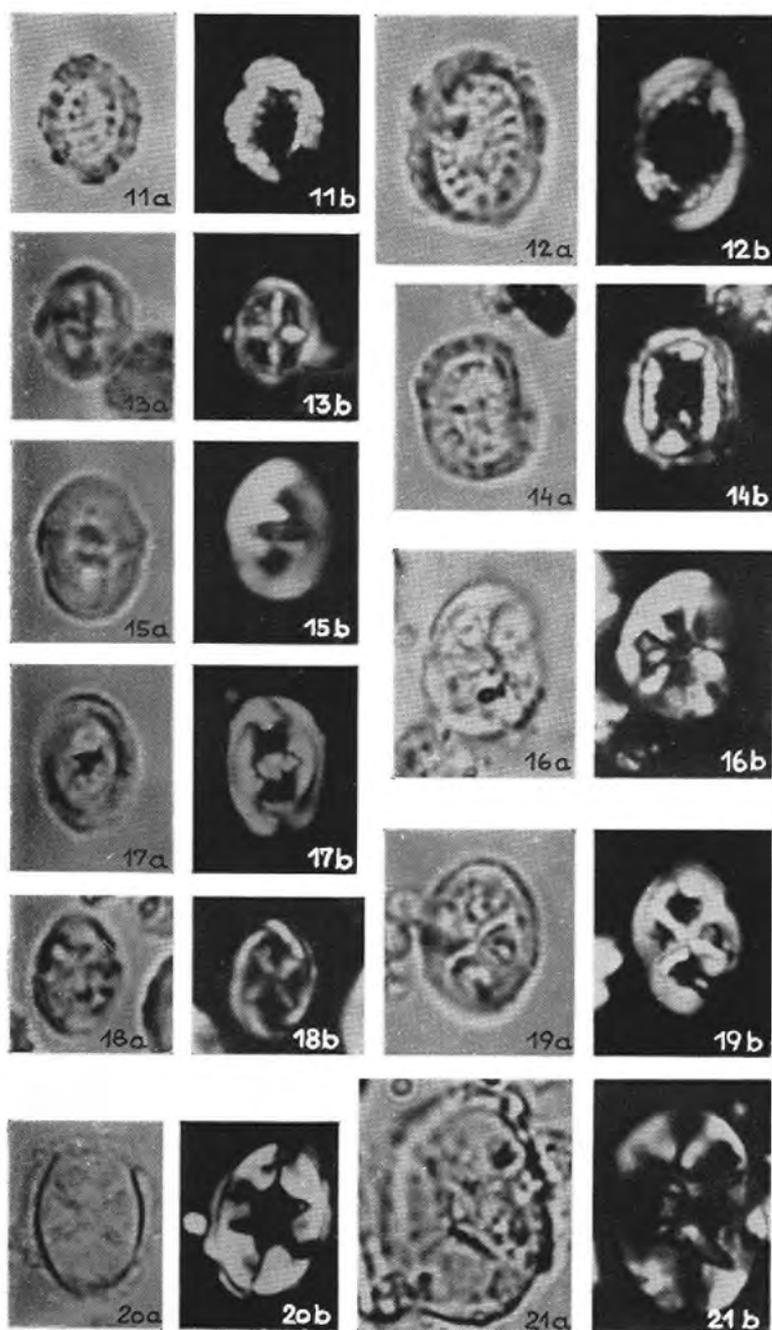


Tafel 2:

a bedeutet jeweils: Mikroaufnahme bei normalem Licht

b bedeutet jeweils: Mikroaufnahme zwischen gekreuzten Nicols

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

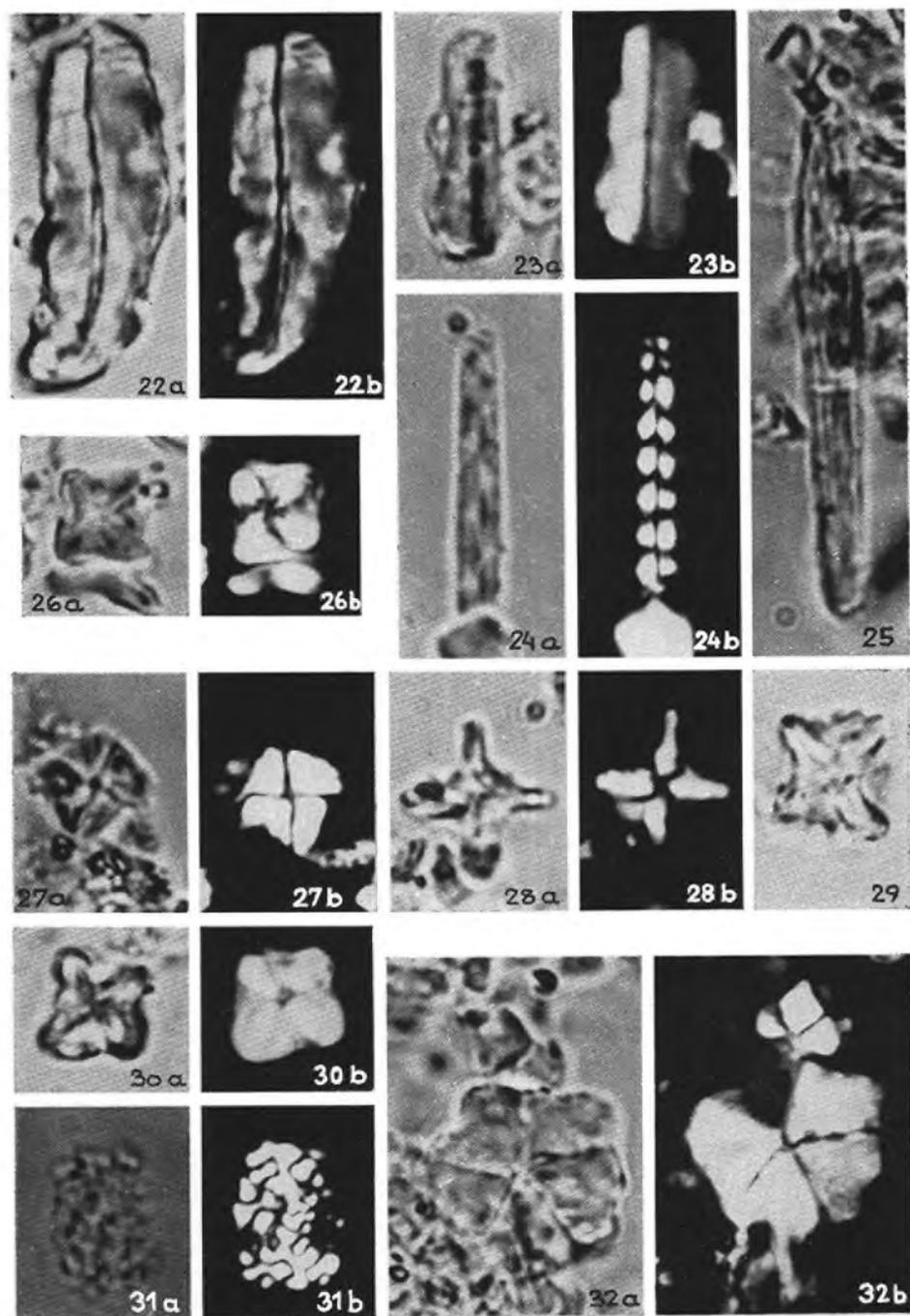


10μ

Tafel 3:

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

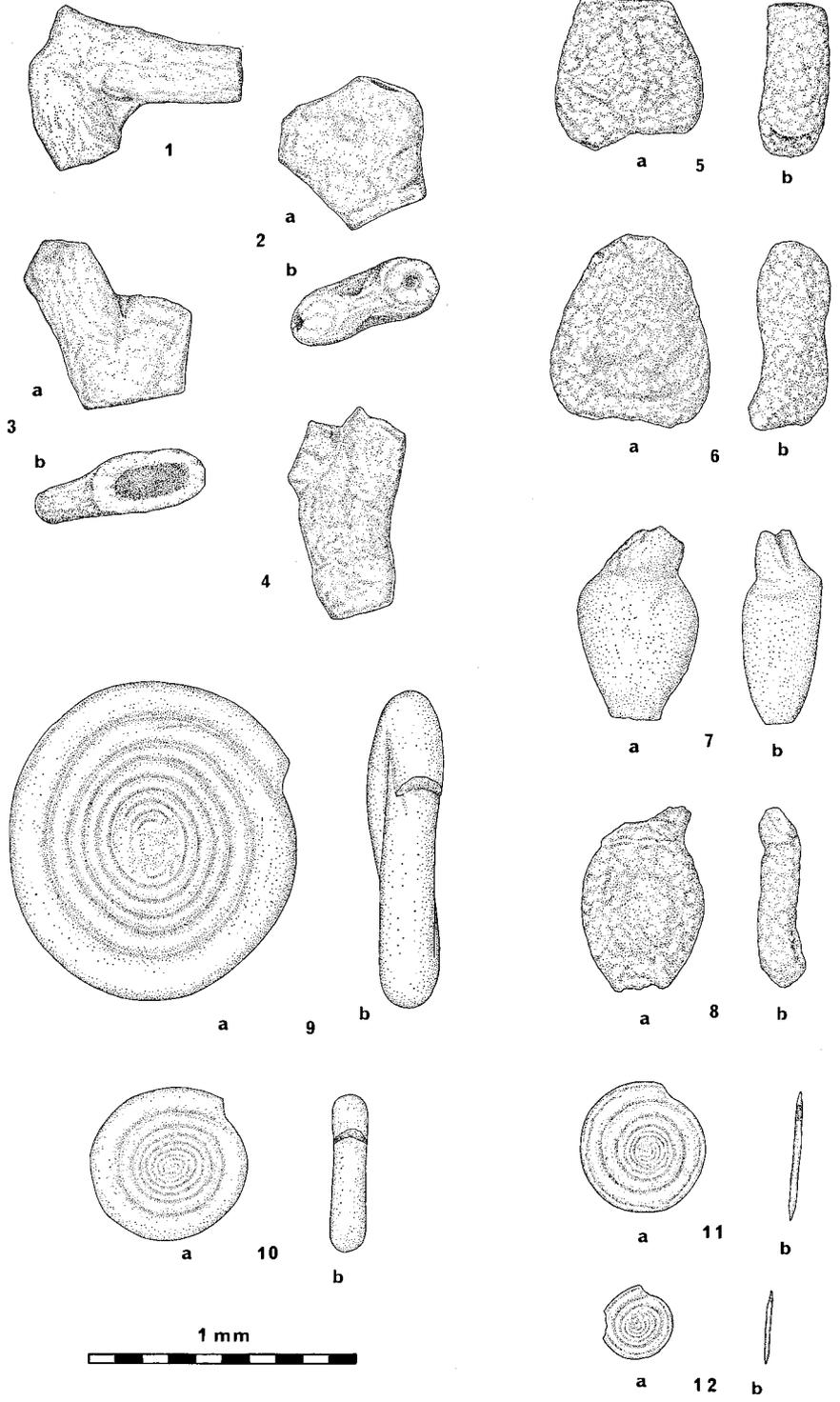
- Fig. 22: *Lucianorhabdus cayeuxi* DEFLANDRE 251/N 26
Fig. 23: *Lucianorhabdus cayeuxi* DEFLANDRE 251/N 6
Fig. 24: *Microrhabdulus attenuatus* DEFLANDRE 1963 251/N 26
Fig. 25: *Microrhabdulus attenuatus* DEFLANDRE 1963 251/N 26
Fig. 26: *Micula staurophora* (GARDET) 251/N 6
Fig. 27: *Tetralithus ovalis*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



Tafel 4:

Seite

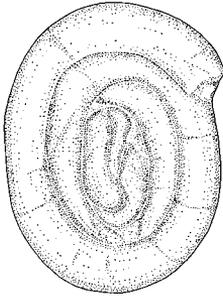
Fig. 1—4: <i>Dendrophrya excelsa</i> GRZYBOWSKI; Probe S 1	95
Fig. 5—8: <i>Reophax elongatus</i> GRZYBOWSKI; Probe S 2	97
Fig. 9, 10: <i>Ammodiscus siliceus</i> (TERQUEM); Probe S 8	98
Fig. 11, 12: <i>Ammodiscus tenuissimus</i> (GÜMBEL); Probe S 20	99



Tafel 5:

Seite

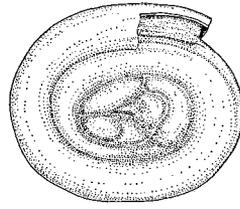
Fig. 1—3:	<i>Glomospirella gaultina</i> (BERTHELIN); Probe S 19	111
Fig. 4, 5:	<i>Trochamminoides irregularis</i> (WHITE); Probe S 15	103
Fig. 6:	<i>Trochammina globigeriniformis</i> (PARKER & JONES); Probe S 22	105



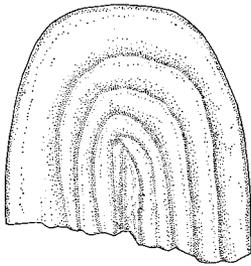
1 a



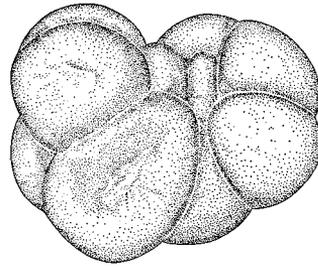
1 b



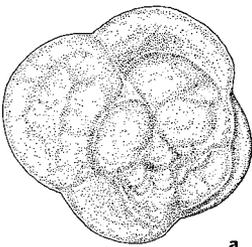
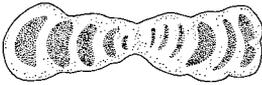
2



3

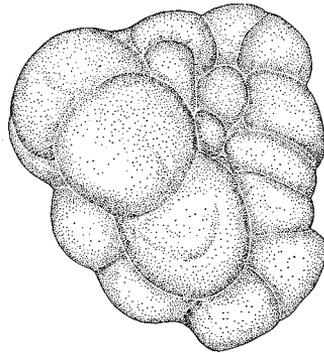


4

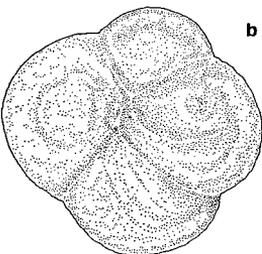


a

6



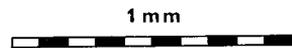
5



b



c



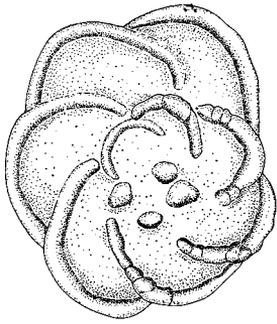
1 mm

Tafel 6:

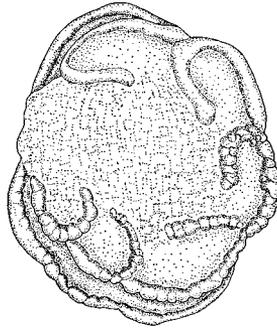
Vergrößerung: 90 ×

Seite

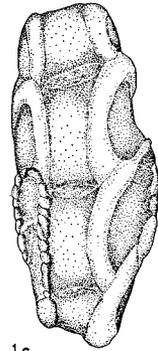
Fig. 1 a—c: <i>Globotruncana lapparenti lapparenti</i> BROTZEN; Probe S 15.....	109
Fig. 2 a—c: <i>Globotruncana lapparenti bulloides</i> VOGLER; Probe S 15.....	110
Fig. 3 a—c: <i>Globotruncana arca</i> (CUSHMAN); Probe S 21	111
Fig. 4 a—c: <i>Globotruncana fornicata</i> (PLUMMER); Probe S 6.....	110



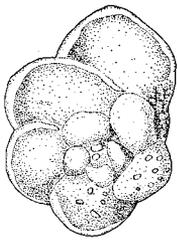
1a



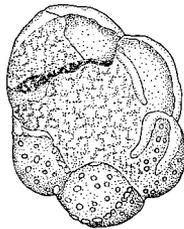
1b



1c



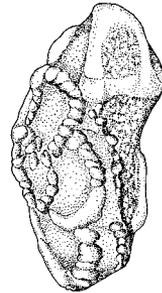
2a



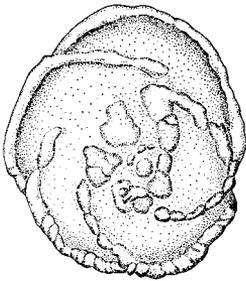
2b



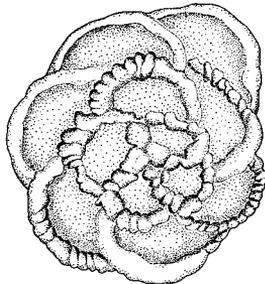
2c



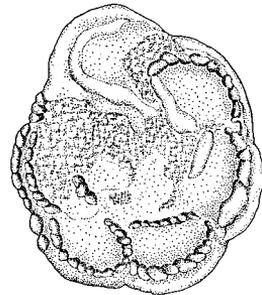
3c



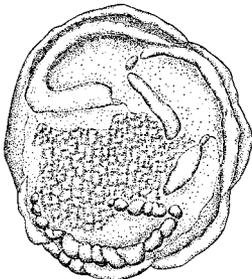
4a



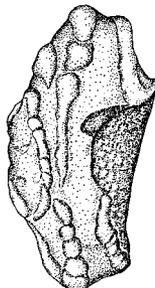
3a



3b



4b



4c

0.5 mm

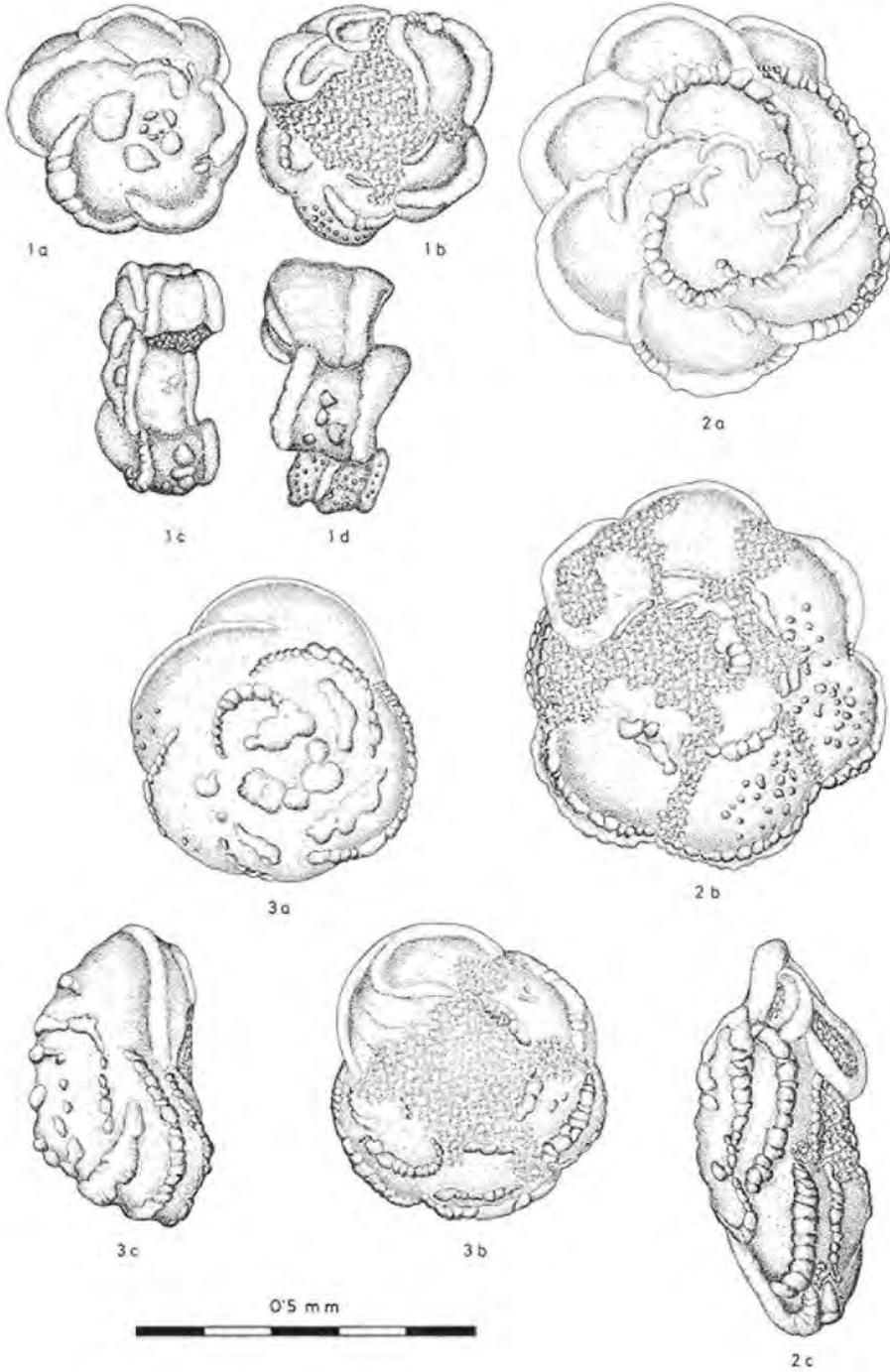


Tafel 7:

Vergrößerung: 90 ×

Seite

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



Tafel 8:

Vergrößerung: 90×

Seite

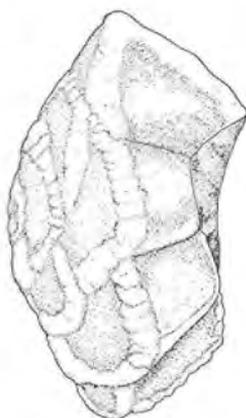
Fig. 1 a—c: <i>Globotruncana stuarti</i> (DE LAPPARENT); Probe S 21	112
Fig. 2 a—b: <i>Pseudotextularia elegans</i> (RZEHAKE); Probe S 8	113
Fig. 3 a—c: <i>Pseudotextularia acervulinoides</i> (EGGER); Probe S 8	113



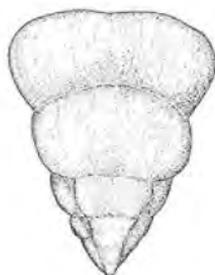
1a



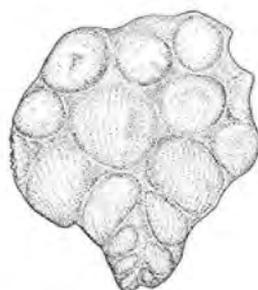
1b



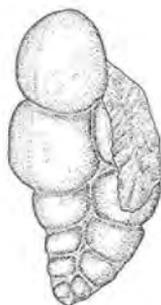
1c



2a



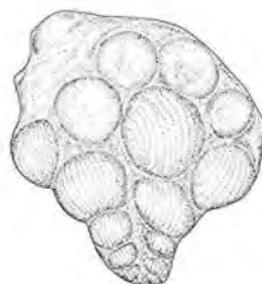
3a



2b



3c



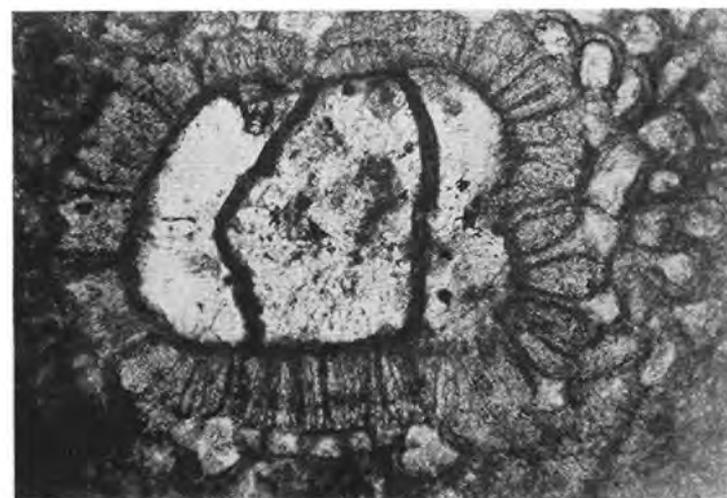
3b

0.5 mm



Tafel 9:

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



Tafel 10:

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



1



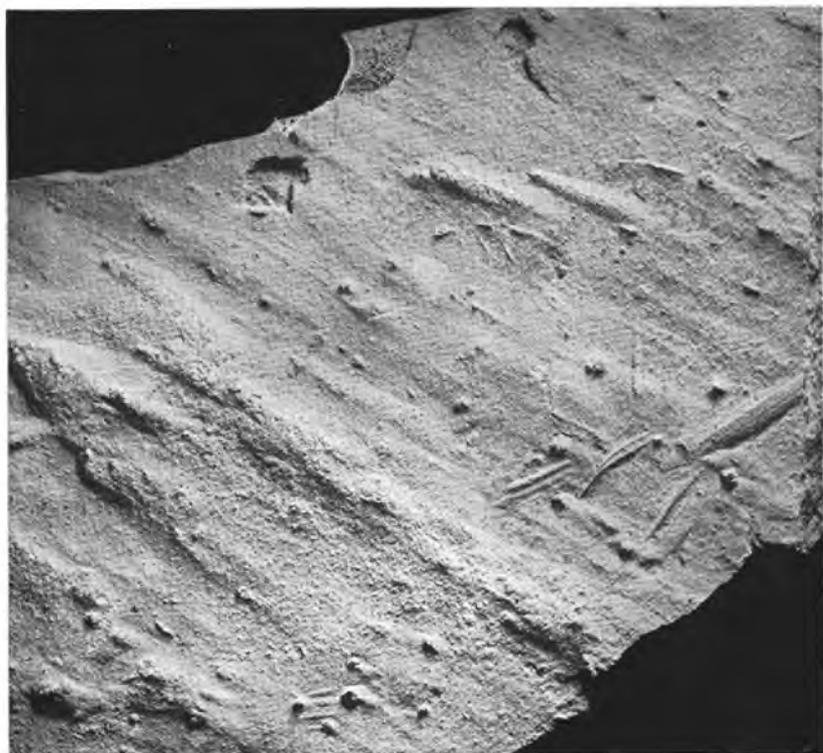
2



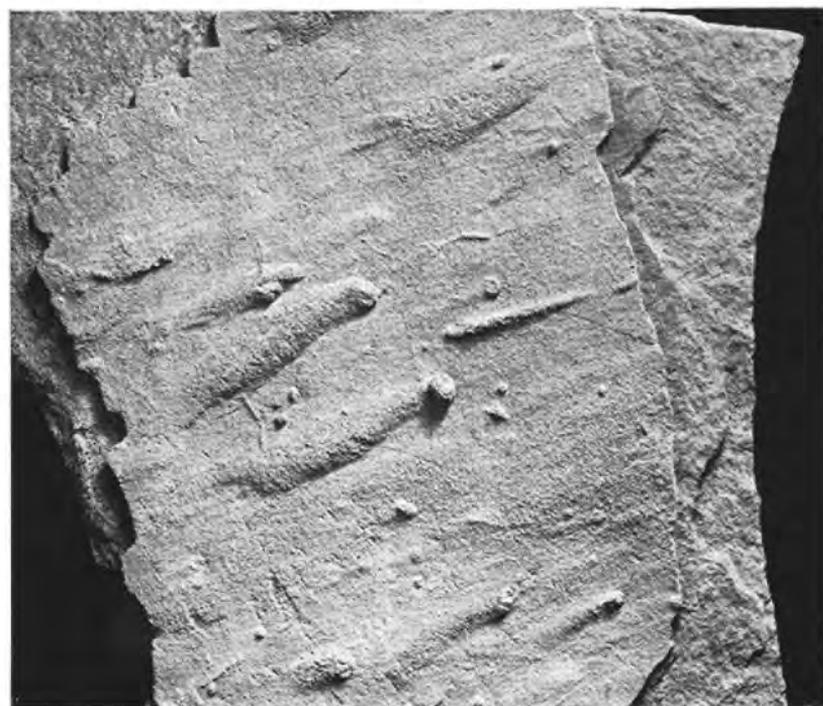
3

Tafel 11:

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



1



2

Tafel 12:

Gradierungszyklus 227

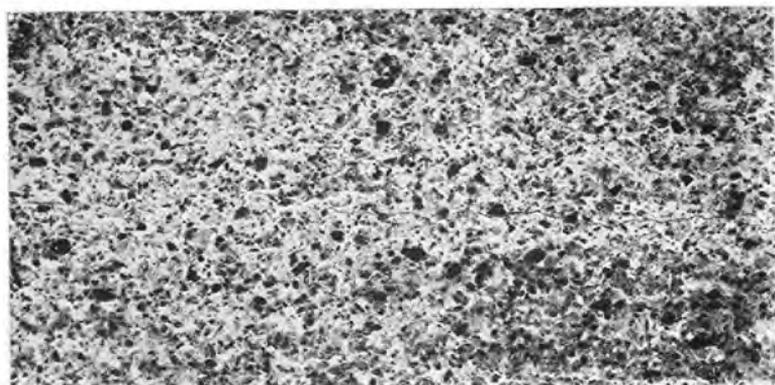
3 Schliffe aus verschiedenen Niveaus einer 3·40 *m* mächtigen Bank. Deutlich ist die Korngrößenabnahme, die Zunahme des Bindemittels gegen oben sowie der gute Rundungsgrad der großen Komponenten an der Basis zu erkennen. (Vergrößerung 8-fach, Negativbilder).

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

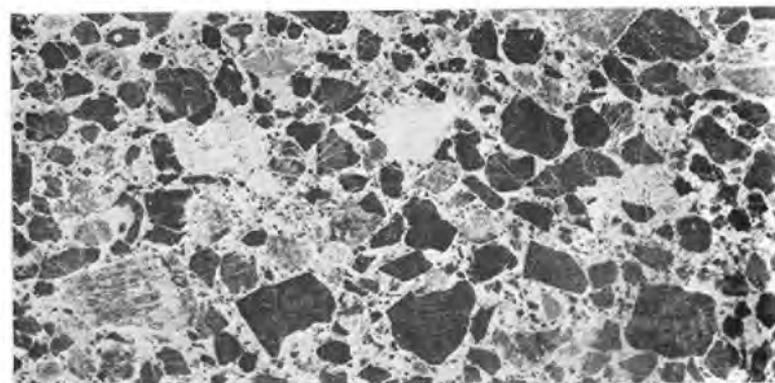
Fig. 2: H 30, Ausschnitt 1·25 *m* über der Basis (Rundungsgrade siehe Abb. 5).

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

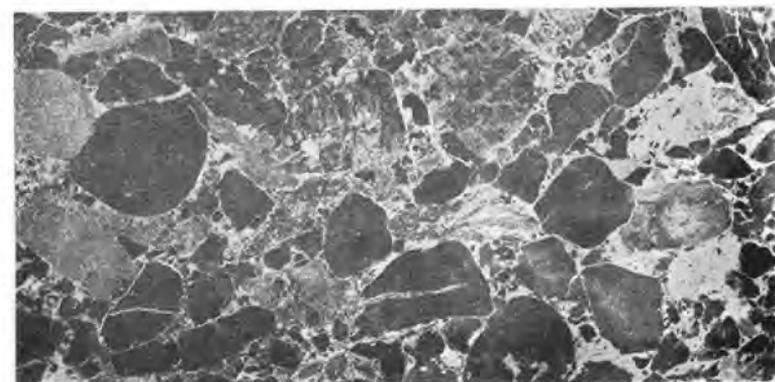
Summenkurven siehe Abb. 8.



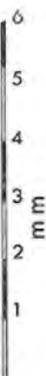
1



2



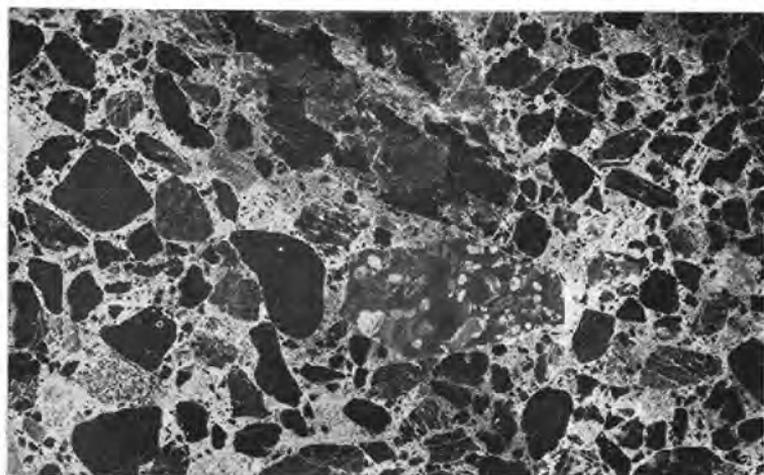
3



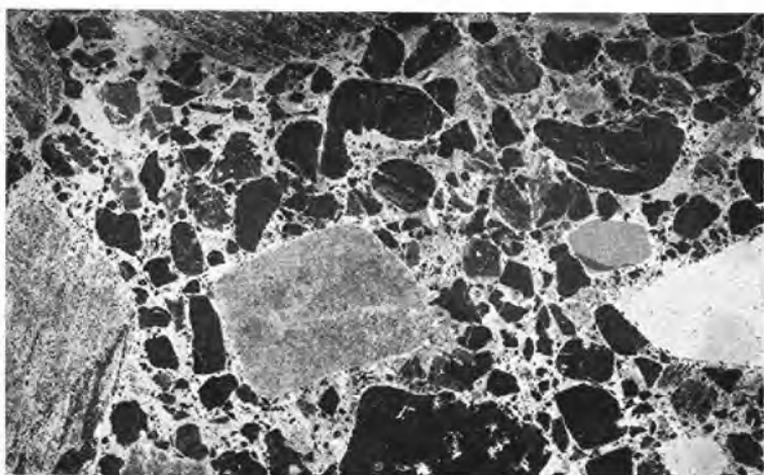
Tafel 13:

Konglomeratische Lage der Liegendpartie von GZ. 239 (Negativbild, daher erscheinen die völlig durchsichtigen Komponenten schwarz, 4,5-fache Vergrößerung). Große Komponenten weisen eine bessere Zurundung auf als die kleineren. Sievering, Gspöttgraben, H 42.

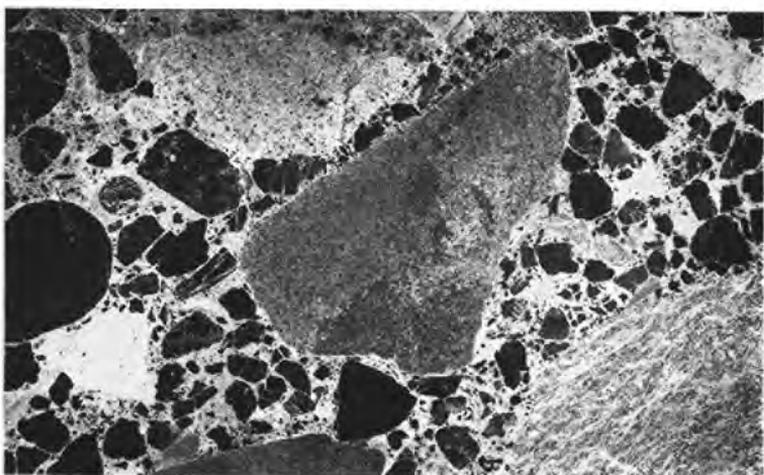
- Fig. 1: Fossilführender Jura-Kalk (Bildmitte). Granitgeröll (Oberer Bildrand).
Fig. 2: Phyllitgeröll (oberer und linker Bildrand). Hornsteingeröll (Bildmitte — hellgrau). Quarzit (unterer Bildrand — schwarz). Dichter fossilführender Kalk (rechter Bildrand — weiß).
Fig. 3: Kieselkalkgeröll (Bildmitte). Intraklast (Bild oben). Graphitphyllit (Bild rechts unten), weiße Züge entsprechen der graphitischen Substanz.



1



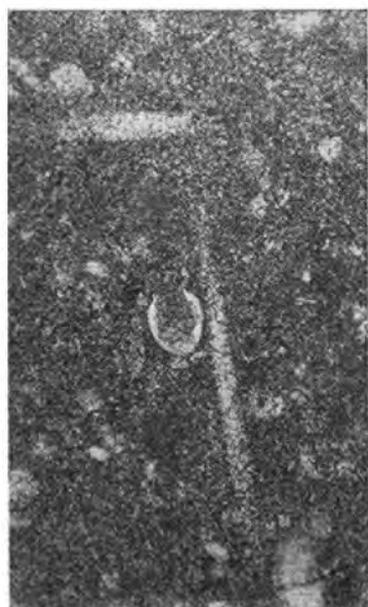
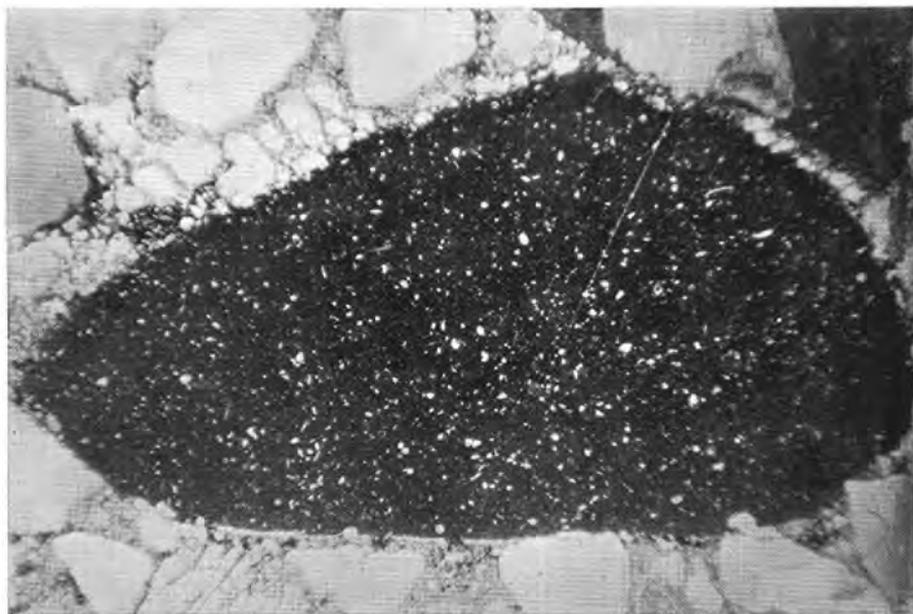
2



3

Tafel 14:

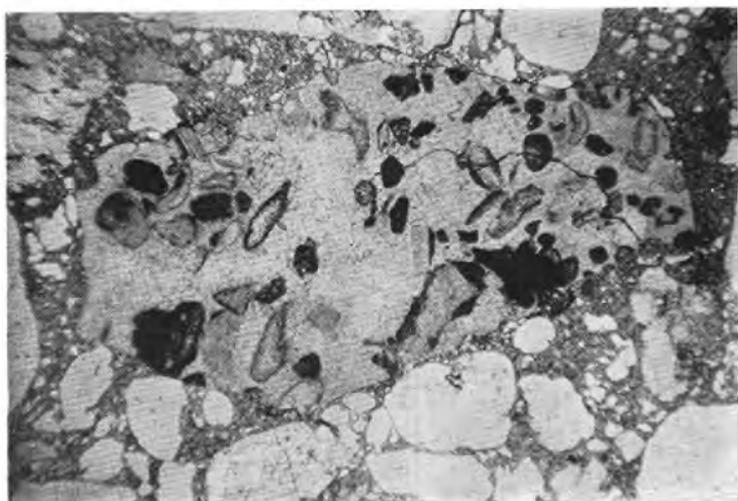
- Fig. 1: Gerölle eines gut gerundeten Jurakalkes mit Calpionellen und Radiolarien. Sievering, Gspöttgraben, H 42.
- Fig. 2: Ausschnitt aus Fig. 1 mit *Calpionella alpina* LORENZ aus dem Oberen Jura, umgelagert in den Flysch.
- Fig. 3: *Lepidorbitoides socialis* ssp. Waagrechter Schnitt durch die Embryonalkammern.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



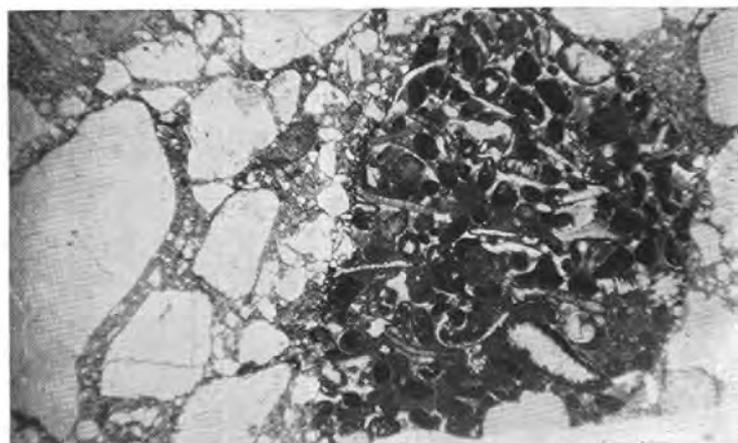
Tafel 15:

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

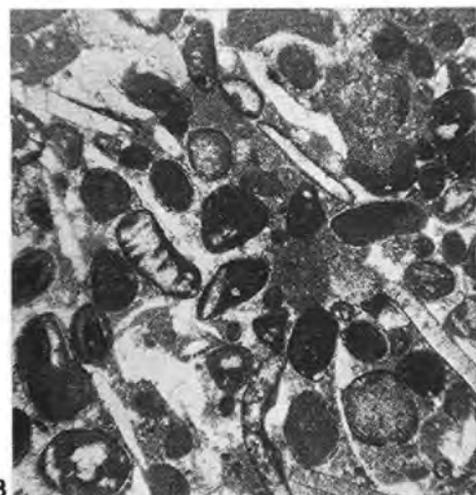
Fig. 3 u. 4: Ausschnitt aus Fig. 2, Fazies mit Trocholinen.



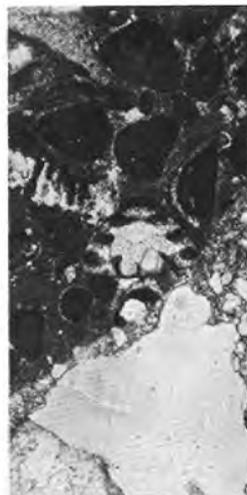
1



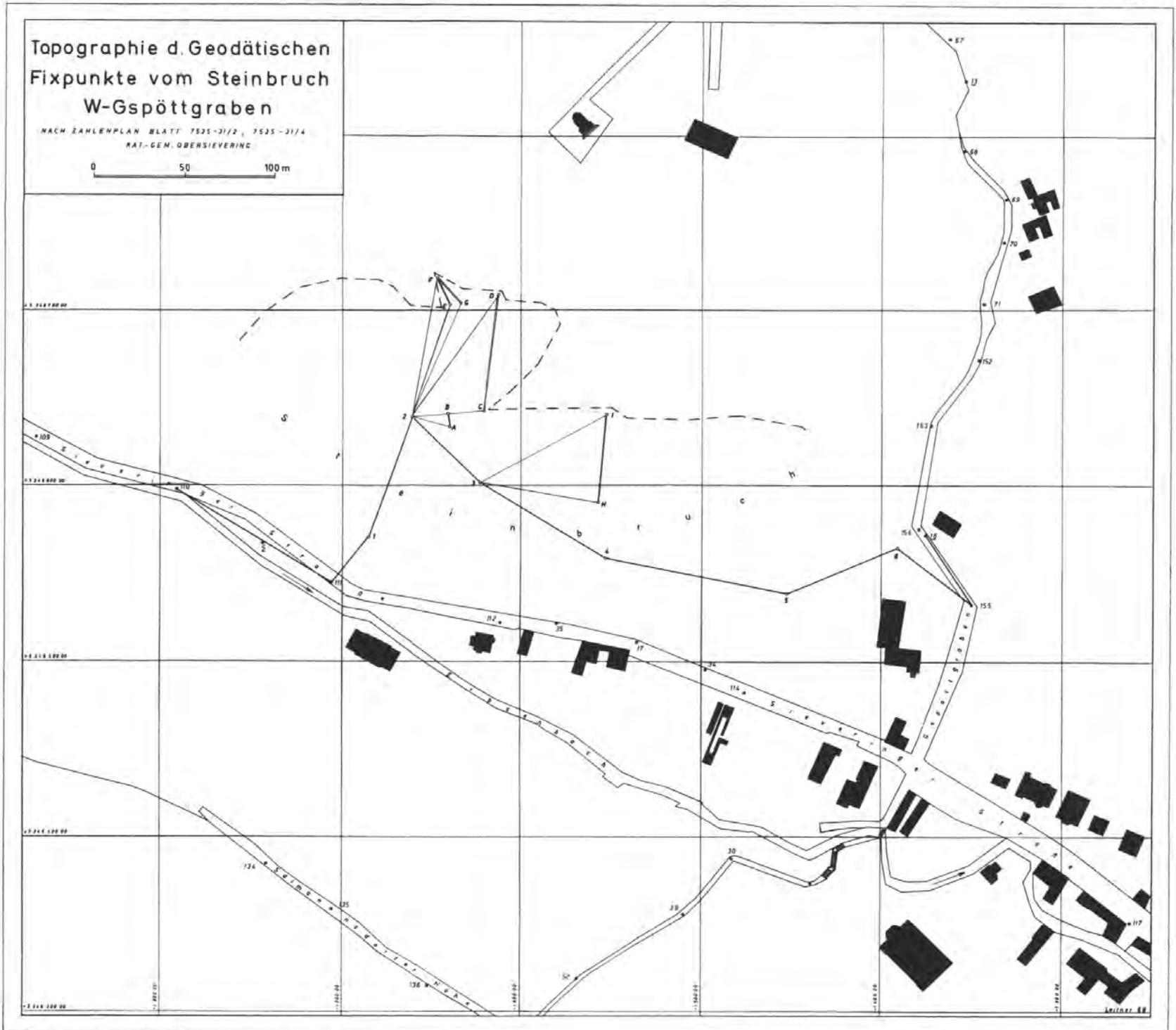
2



3



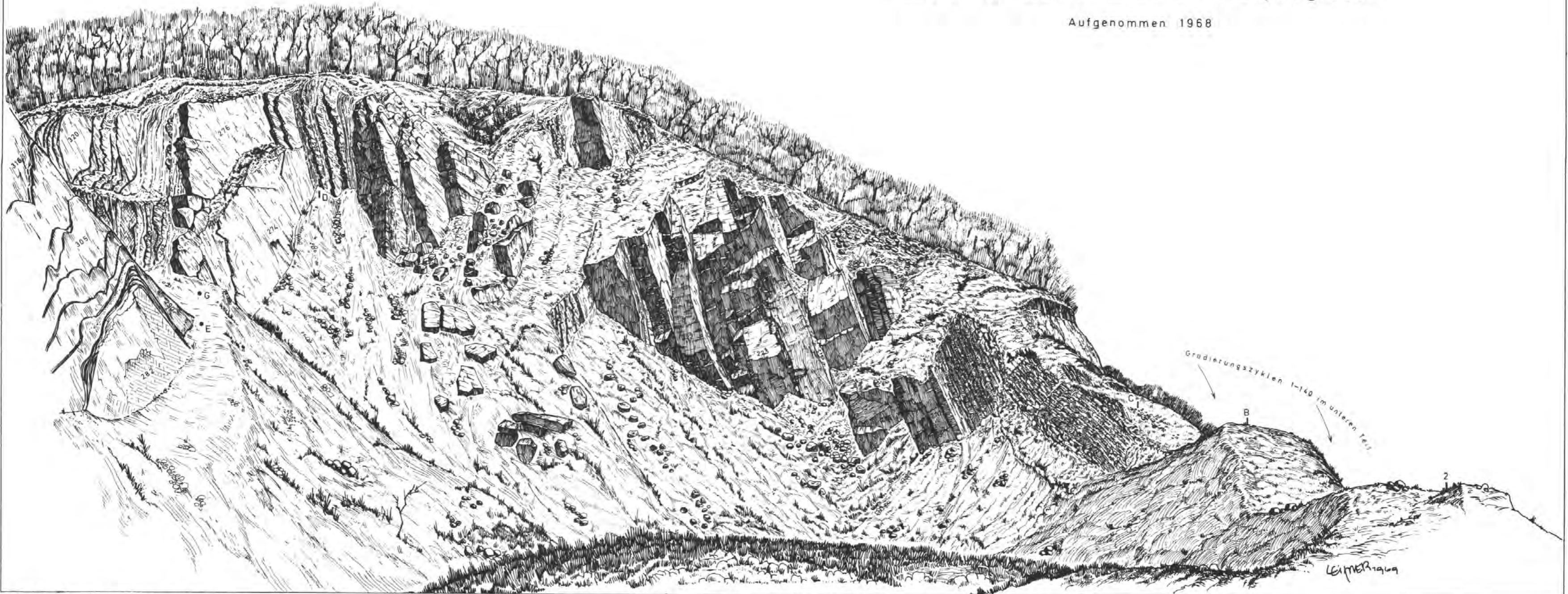
4



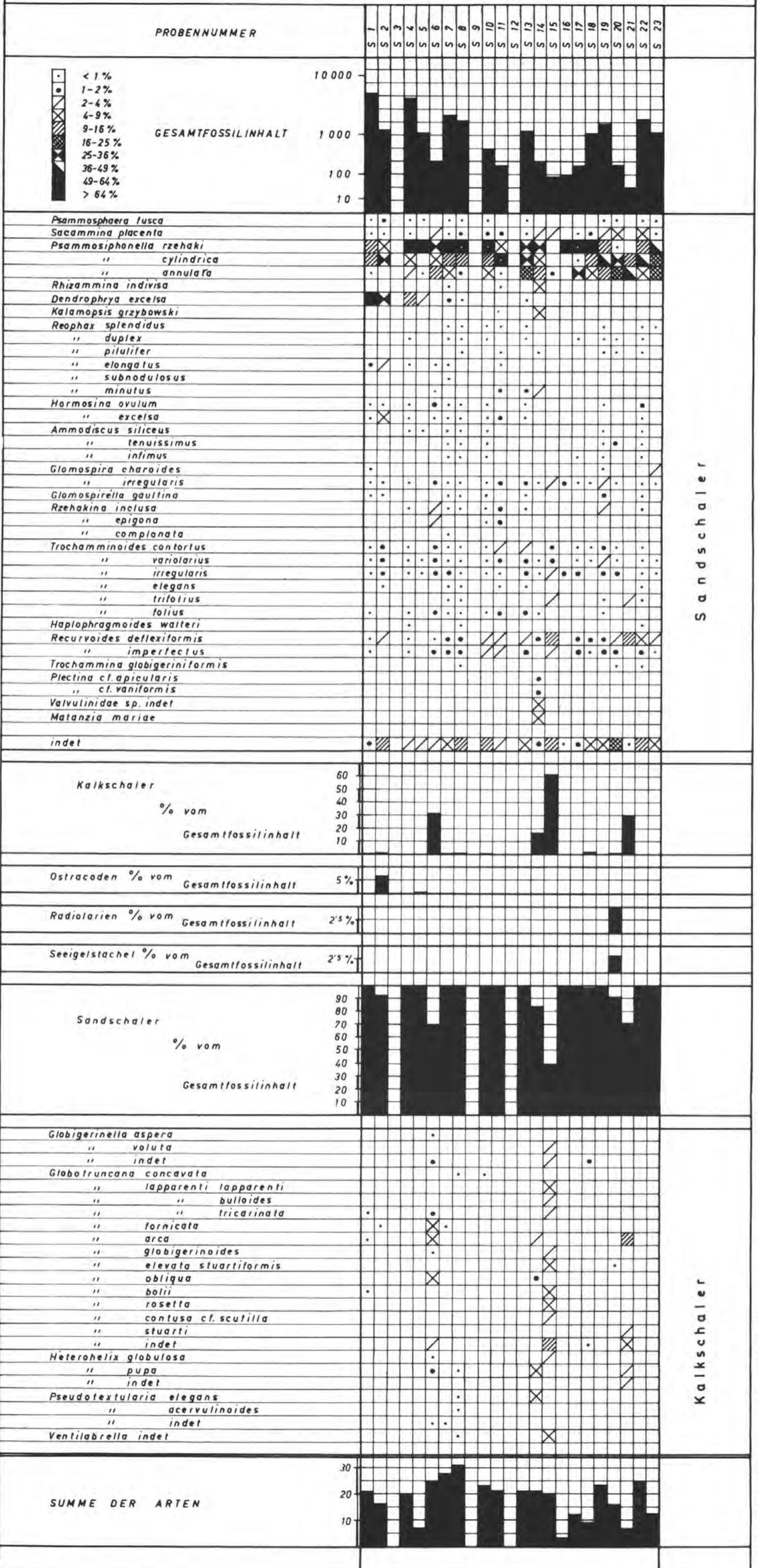
N

Oberer Teil des Steinbruches W-Gspöttgraben

Aufgenommen 1968

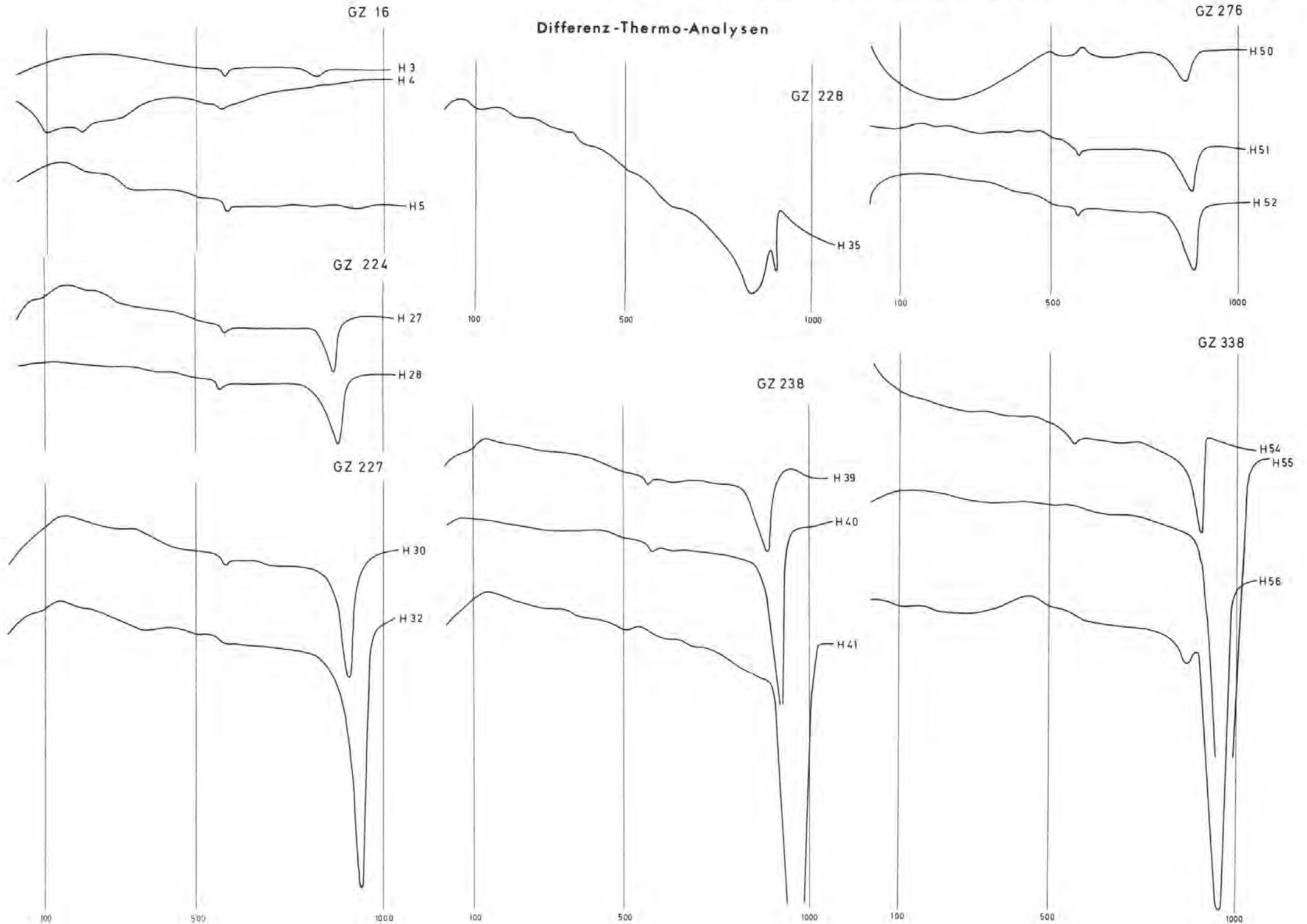


PROZENTUELLE VERTEILUNG DER FORAMINIFERENARTEN

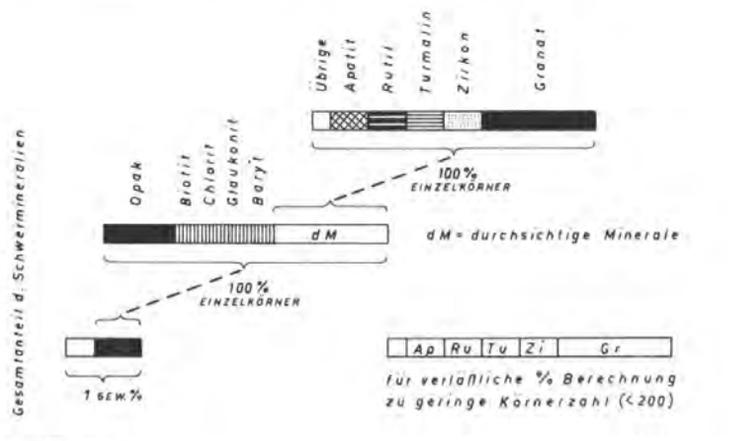


Sandschaler

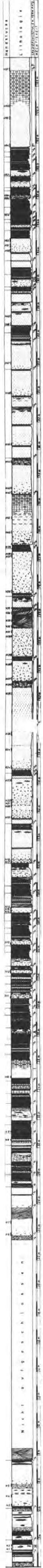
Kalkschaler



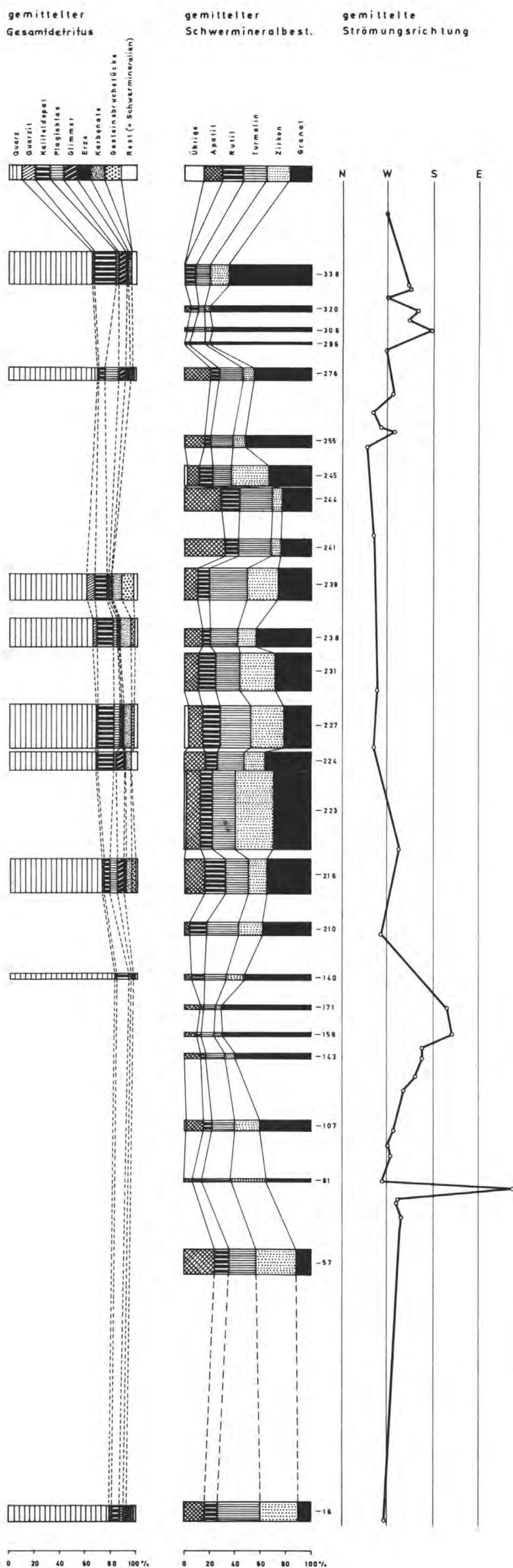
VERTEILUNG der SCHWERMINERALIEN



Sample No.	Opak	dM	Legend
H 57	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 56	[Bar]	[Bar]	Ru Tu Zi Gr
H 55	[Bar]	[Bar]	Ap Ru Tu Zi Gr
H 54	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 53	[Bar]	[Bar]	[Legend]
66 o	[Bar]	[Bar]	[Legend]
66 u	[Bar]	[Bar]	[Legend]
65 u	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 52	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 51	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 50	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 49	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 48	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 47	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 46	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 45	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 44	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 43	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 42	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 41	[Bar]	[Bar]	Ap Ru Tu Zi Gr
H 40	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 39	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 38	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 37	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 36	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 34	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 33	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 32	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 31	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 30	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 29	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 28	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 27	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 26	[Bar]	[Bar]	Ap Ru Tu Zi Gr
H 25	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 24	[Bar]	[Bar]	[Legend]
63 o	[Bar]	[Bar]	[Legend]
63 u	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 23	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 22	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 21	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 20	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 19	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 18	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 17	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 16	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 15	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 14	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 13	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 12	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 11	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 10	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 9	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 8	[Bar]	[Bar]	Ap Tu Zi Gr
H 7	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 6	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 5	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 4	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 3	[Bar]	[Bar]	[Legend]
H 2	[Bar]	Op Bi, Cl, Gl, Ba dM	Ap Ru Tu Zi Gr
H 1	[Bar]	[Bar]	Ap Ru Tu Zi Gr



Leicht- und Schwermineralien in Abhängigkeit zur Strömungsrichtung



4. Abschnitt

3. Abschnitt

2. Abschnitt

1. Abschnitt

Die Kalkalpenfront Mödlingtal — Dornbach (NÖ.)

Von Georg ROSENBERG †

mit 2 Tafeln

Inhalt

	Seite
Zusammenfassung	161
Einleitung	162
Zur Schichtkunde	163
Tektonik	178
Karte	Tafel 1
Profile	Tafel 2

Zusammenfassung

Nach Abschluß der Neukartierungen im Höllensteinzug (1967 a) wurde ein nächster Schritt, über das Mödlingtal bis zum Dornbach unternommen.

Die geringen Ausmaße wichtiger Einzelheiten auf gedrängtem Raum geboten Darstellung in 1:5000, die hiemit zur Vorlage gelangt.

Von der Lunzer Decke dieses Abschnitts scheint nur der allerdings gliederungsmäßig ausschlaggebende große nördliche Anteil auf. Noch aus dem Bereich östlich des Mödlingtales wurde, im Anschluß an die Karte von 1967 a, Tafel 1, ein Nordstreifen der Frankenfesler Decke an der Flyschgrenze neu dargestellt und der für die gesamte Situation wichtige Rohrkogel in diesem Rahmen noch einmal gebracht.

Wie der Titel besagt, beinhaltet die Arbeit keine Spezialaufnahme des Sulzer Flysch- und Klippengebietes; dieser Bereich weist lediglich Hinweise auf.

Einleitung

Vom vielbegangenen Höllensteinzug westwärts bis gegen Alland ist von der Kalkalpenfront seit SPITZ, 1910, 1919, und SOLOMONICA, 1934, nichts Neues bekannt.

Im dargestellten Gebiet überlappen einander teilweise die SPITZ-Karten beider Jahrgänge, wie stets unentbehrliche Grundlagen jeder Weiterarbeit in ihrem Bereiche. Deckentheoretische Anhalte erscheinen erst in heutiger Sicht deutbar.

SOLOMONICA beschränkte die Frankenfesler Decke wie an der Langenbergbucht, wenn auch unter lokalem Zweifel, auf den im Raum Mödlingtal—Dornbach doch so stark verschmälerten Kieselkalk-Bereich, der südlich anschließende sollte der Lunzer Decke zufallen. Das hat sich, wie im Osten drüben (1961, 1967 a), als unhaltbar erwiesen. Der von ihm erzielte bedeutende stratigraphische Fortschritt in der Oberkreide-Situation (Cenoman, Oberkreideblockbreccien) vermittelt jedoch im kartenmäßigen Niederschlag das unrichtige Bild, als reichte kalkalpine Oberkreide über beide Decken gar in den Klippen-Bereich hinaus; was selbst hinter SPITZ zurücksteht, wo sich die spätere Buntmergel-Klippenhülle schon deutlich abhebt.

Von beiden Autoren besitzen wir, verstreut, eine Anzahl wertvollster Notizen zu diesem Front-Abschnitt und zur Sulzer Klippen-Frage, zu dieser, gleichfalls da und dort, auch bei G. GÖTZINGER (1951 und 1954).

Ein Ansatz zur Grenzziehung Lunzer/Frankenfesler Decke auf der „Karte der Umgebung von Wien“ (1952) zwischen dem Weinberg und seinen nördlichen Vorlagen, viel weiter südlich also als bei SOLOMONICA, erwies sich ebenfalls als ungangbar (1968 c).

Bei ROSENBERG, 1955, S. 204, findet sich ein Hinweis auf regionale Zusammengehörigkeit der Cenoman-Vorkommen vom Rohrkogel, Weinberg und der Festleiten, die sämtlich der Lunzer Decke angehören (Cenoman in „Lunzer Fazies“).

Der dargestellte Raum östlich vom Mödlingtal deckt sich mit der 1967 a, 1968 c und 1969 verarbeiteten Aufnahmsübung von MATURA, 1962. Seine Auffassung von der Stellung des Rohrkogels hat sich im wesentlichen bewährt.

Eine größere Anzahl wichtiger Fossilfunde im Gebiet verdanken wir der Sammlertätigkeit von C. A. BOBIES um 1930; SOLOMONICA bestimmte. Leider sind die Fundortsangaben meist viel zu allgemein gehalten. Es gelang aber in allen Fällen zumindest die Gesteinszüge, aus denen diese Objekte gestammt haben müssen, im Fortschritt der Aufnahme zu ermitteln; Einzelheiten in der Stratigraphie.

Zur vorliegenden Arbeit existieren zwei ausführliche Aufnahmsberichte, über 1966—1967 in Lit. 1968 c, über 1967—1968 in Lit. 1969.

Dank schuldig ist der Verfasser B. PLÖCHINGER für Erlaubnis zur Einsichtnahme in seine unpublizierten Manuskripttafeln um Sittendorf, zur Einarbeitung seiner Mikro-Ergebnisse, sowie für Führungen bei Exkur-

sionen in anschließende Gebiete, R. OBERHAUSER und G. WESSELY für mikropaläontologische Befunde, ferner H. KOLLMANN für laufende Information über den Stand der Kreide-Gliederung in schichtkundlicher und paläontologischer Sicht.

Zur Schichtkunde

Den diesbezüglichen Hinweisen in 1967 a, S. 112, sind 1967 a selbst, 1968 c und 1969 anzufügen, sowie auf SPITZ 1919 besonders aufmerksam zu machen.

Als Karn, Oberkarn, Tuval, Opponitzer Schichten wurden nach Bestand, Fossilspuren, beim Hauptzug auch auf Grund seiner Lagerung, der „Rhät“-Streifen der SPITZ-Karten von Kote 479 (O Festleiten)—Mödlingtal, samt dem, l. c., auf der Kuppe verzeichneten „Hauptdolomit“ und ein kleiner Anteil vom, l. c., im S nahebei eingetragenen „Neokom“, ferner einiges Stückwerk im Oberkreideblockbreccien-Bereich des Südwestkammes der Festleiten eingetragen (1968 c und 1969). Weit aus vorherrschend ist eine dickplattige, dunkelgraue weißgeäderte Allerweltstypen (SPITZ „Rhät“), auf den Kuppen von 479 jedoch in charakteristischer Opponitzer Variationsbreite, lokal mit dünnschichtigen „Opponitzer Platten“ wechsellagernd, inmitten der Graufazies gelb-rotbunter, in bunte Rauhacken übergewandener Opponitzer Kalk, am Südfuß eine der „mild“-tonigen Varianten (Verwechslung mit „Neokom“, SPITZ); viel Feinoolith-„Pseudoolith“. Als leitend angesehen werden Schnitte einer grobschaligen Muschel mit keulenförmig verdickter Schloßregion vom Typus *Schafhaeutlia mellingi*. Keinerlei Spur einer rhätischen Lumachelle.

Schon SPITZ (1910, S. 406) sind „die vielen Zellenkalke im Rhät (!) südöstlich der Festleiten“ aufgefallen, die sichtlich mit dem großen Opponitzer Komplex in engstem Kontakt stehenden Rauhacken in O um Kote 479, unter der Hauptdolomit-Platte der Höhe SO 445, dem „Vorberg des Weinbergs“ (wie SOLOMONICA sie nennt) hervorkommend. In dieser Position handelt es sich also um den höheren der beiden oberkarnischen gipslagunären Horizonte, den um die Karn/Nor-Grenze, die Opponitzer Hangendrauhacke (TOLLMANN). Die Ybbsitzer Rauhacke (TRAUTH) ist in diesem Lunzer Decken-Bereich nicht zu erwarten.

Nor ist im Gebiete durch das Hauptstufen-Leitfossil *Worthenia contabulata* Costa aus dem Hauptdolomit vom Rohrkogel direkt belegt (MATURA, 1962, ROSENBERG, 1965 und 1967 a); beigesetztes Signum „W“ auf Karte und Profil 1.

Im neu dargestellten Frankenfesler Bereich östlich vom Mödlingtal, an Kote 494 (OSO Sulz), liegt eine Stelle mit „Buntem Keuper“ im Hauptdolomit (MATURA, 1962, ROSENBERG, 1969); Signatur „BK“. An der Straßenkehre zur Forstwegkreuzung SW unter dem an der Kuppe liegenden Hauptdolomit-Steinbruch und am unteren Forstweg, gleich darunter, findet sich dunkelrot-brauner, feinkörniger, Muskowit führender kalkiger Sandstein, an der unteren Stelle auch eine grünlich-graue Glaukonit führende Varietät. Die Verbandsverhältnisse sind keineswegs klar

(Abbauschutt!), die angefallenen Stücke müssen einer schwächtigen Lage im Hauptdolomit entstammen.

Das Rhät, lokal auch leitend fossilbelegt, weist, bei generell herrschender Grau-Kalk-Fazies, im Frankenfesler Bereich örtlich typische Frankenfesler Züge auf. Lunzer Decke: Thecosmilien-reiche Riff-Struktur mit förmlicher „Cipitblock“-Aufarbeitung in Gosau, dabei auch eine, wie es scheint mehrfach resedimentierte *Thamnasteria*-Platte, ist am vom Weg Hubertushof—Dornbach zum Wege-Kreuz SSW Kote 445 führenden Abschneider erschlossen. Im Bereich der Gosau-Blockbreccien und Konglomerate am Südwestkamm der Festleiten, woraus eine *Rhätina gregaria* auf vermutlich dritter Lagerstätte (über Cenoman in Gosau!), gibt es auch fleckenhaft hervortretende Rhät-Stellen. An einer etwas ausgedehnteren, in NW an diesem Rücken, etwa 200 m SW der Gipfelkote 516, fand sich eine dünne reiche Lumachelle von *Taeniodon praecursor* Schlönb., das für die „Schwäbische Fazies“, für Unterrhät also, charakteristisch ist und an einem dünnplattig geschichteten Ausbiß, NW des Gehöftes N über dem Fratzenbergerfeld, N von „Fr“ der Beschriftung, sehr zahlreich *Dimyopsis intusstriata* (Emmr.), was schon für das höhere, das „karpatische“ Niveau spricht (1969). Frankenfesler Decke: Der für Frankenfesler Fazies des Kalkalpen-Nordostsporns absolut typische sekundäre Fazieswechsel Rhät-Kieselkalk ist am Grenzbereich Rhät der Randantikline/Kieselkalk-Vorzone im nördlichen Waldstück von Im Reutel, WSW unterhalb der Kapelle Fratzenberg, ungewöhnlich gut zu beobachten. Beleg, Rhätkalk mit Lumachelle im Stadium der Einkieselung. In den Bereich der vorliegenden Darstellung fällt ferner das ebenfalls vor allem für den Frankenfesler Sedimentationsraum typische, bereits 1967 a, S. 113 und 114, ausführlich behandelte Vorkommen von Schattwalder Schichten an der dem unteren Sulzberg-W-Hang entlangziehenden Forststraße, O Kote 494 (über dem Fahrweg derzeit dort ein Jägerstand). Auf Darstellung und Diskussion l. c. wird verwiesen. Der Schichtverband mit Kalksbürger Schichten ist evident, es handelt sich diesfalls um das Glied eines echten „Infralias“.

Diese ungebrochene Sedimentation an der Rhät/Lias-Wende, die im Kieselkalk-Bereich nur verschleiert erscheint, ist ebenfalls für Frankenfesler Fazies charakteristisch.

Der Lias der Lunzer Decke ist transgressiv. Die im benachbarten Höllensteinzug auf Hauptdolomit greifende Lias-Crinoidenkalk-Entwicklung weist im Kartengebiet zwar auch den roten und den als für Lunz(-Sulzbacher)Bereich bezeichnend angesehenen weißen Hierlatzkalk auf, jedoch nur in der Zone der Gosau-Blockbreccien und Konglomerate auf der Festleiten, wo primärer Verband zumindest nicht zu beobachten ist (1968 c und 1969); Fossilien von dort, zusammengestellt bei SOLOMONICA, 1934, S. 43, Einstufung, höherer Unterlias. Im Frankenfesler Bereich der Karte ist der Lias weithin in der gängigen Wechselbeziehung wie Folge von Kieselkalk und Liasfleckenmergeln (Allgäu-Schichten) entwickelt, Kalksbürger Schichten sind nur lokal zu erspüren. Ferner gibt es zwei eng begrenzte, aber bemerkenswerte Vorkommen von Adneter Schichten, im weiteren Sinne. Deren Auftreten im Fazies-Umschlag eines Franken-

felser Fazies-Bereiches ist mit dem Stichwort „Obere Kälberhalt (bei Kaltenleutgeben)“ aus dem Wiener Nahbereich geläufig. Zudem hat das weitaus bedeutendste der beiden Vorkommen die gleiche tektonische Position wie das bekannte Kaltenleutgebener.

Aus dem nordgrenzständigen Liasfleckenmergel-Zug östlich des Mödlingtals ist (von schon etwas außerhalb der Karte) NW Kote 513, Oberes Sinémurien, Lotharingien, hohes α 3— β , nachgewiesen (SOLOMONICA). In den Liasfleckenmergel-Bestand des Frankenfesler Innenstrangs östlich vom Tal, an den unteren Südwesthang von Kote 491, muß, soweit rekonstruierbar, das zweifellos um vieles zu nördlich postierte Signum „* 5“ der Spitz-Karte von 1910 für einen (von SOLOMONICA umdatierten) Nachweis von Mittellias, Pliensbachien, verlegt werden (das hanghöhere der beiden Fossilzeichen auf vorliegender Darstellung), darunter, am Fuß dieses Hanges, muß die Stelle der Unterlias-„Arietenlias“-Funde SOLOMONICAS im gleichen Zuge gelegen gewesen sein (Fossilzeichen tiefer).

Da Südwärts-Fallen besteht, ist schon mit der Anordnung dieser Punkte eine aufrechte nach innen geneigte Schichtfolge angedeutet.

Im Bereich gegen den lokal darüber folgenden Oberlias in Rot-Fazies zu schließt die Grau-Fazies mit dickplattigem, stein- bis grünlichgrauem, nur kleine Fukoiden-artige Stellen aufweisendem, also schon so gut wie fleckenfreiem mergeligem Kalk an, einer Art von „Fleckenlosem Liaskalk“ (FABRICIUS) im Übergangsbereich zum Roten Bankkalk. Nicht näher zu lokalisieren sind die (nach SOLOMONICA) für oberes Lotharingien sprechenden Funde BOBIES' in Liasfleckenmergel-Bestand westlich vom Mödlingtal, nordseits der Festleiten; die spezifisch zu bestimmen gewesene Form gehört dem obersten Lotharingien, β 3, an.

Im Ganzen entspricht die Liasfleckenmergel-Entwicklung des Gebietes mit Unterlias ab Top α 2, sowie Mittellias, den Älteren Allgäu-Schichten (JAKOBSHAGEN).

Wenngleich im Aufschluß stark verstellt, folgen an Kote 491 über ihnen, zur Hauptmasse zu, die erwähnten Adneter Schichten s. l., eine Art Roter Bankkalk (FABRICIUS) des Oberlias. Das Vorkommen, eine hochaufragende Felsgruppe mit großer Schutthalde, S an Kote 491, NW Kote 496, am rechten Hang des zwischen beiden Höhen eingeschnittenen Grabens, einiges oberhalb der Wendung des Waldweges aus dem Einschnitt gegen die Kuppe 491 hinauf, hat schon SPRITZ kartiert (1910, „bunter Jurakalk ...“), aber erst BOBIES glückten an ihm Funde (unter anderem Wertvollem ein Fischwirbel), die SOLOMONICA bestimmte und, mit einigem Vorbehalt, schon richtig, als sehr wahrscheinlich auf Oberlias deutend erachtete. MATURA berichtete von zwei Sichelrippern, von den zahlreichen schlanken Belemniten und einem Aptychus. Vermutung auf Malm kann nur auf einen höchsten Anteil der Gruppe zutreffen.

Im Schnittbereich Grau-/Rot-Fazies tritt bräunlicher bis braungrauer, splittiger Hornsteinkalk, vermutlich Liashornsteinkalk und scheinbar in dessen Liegendem, etwas dunkelroter Crinoidenkalk auf; Hierlatzkalk,

s. I., in einer Frankenfeser Serie wäre nicht so absonderlich, doch kann auch stratigraphisch Höheres mitmischen.

Das große Lager der Rot-Fazies steht stark quer zum Streichen der Zone (Fallzeichen!), doch durchaus normal in der Schichtfolge einer nach innen aufsteigenden (Rhät-)Jura-Neokom-Staffel des Frankenfeser Innenstrangs an der Lunzer Decke. Daher entspricht seine Position genau der der bekannten Adneter Lage auf der Oberen Kälberhalt bei Kaltenleutgeben.

Die Fossilien (mit Ausnahme des *Aptychus*) stammen mit ziemlicher Sicherheit aus dem in mächtigen Bänken anstehenden, dunkel-ziegelroten, Crinoiden-Spreu führenden und vielfach förmliche kleine Belemniten-, „Schlachtfelder“ aufweisenden Kalk des zentralen Baues.

An eigenen Aufsammlungen gesellen sich zu den älteren, *Hildoceras* cfr. *bifrons* (Bruguère) var. *quadrata* Prinz, *Heterophylloceras* cfr. *heterophyllum* (Sow.), cfr. *Rhabdobelus exilis* (d'Orbigny) und ein juveniles *Phylloceras*.

Die stark verquetschten Windungs-Teilstücke des *Hildoceras*, scheinbar bestimmungsuntauglich, weisen zufällig unverkennbar gerade die Merkmale eines echt-„*bifrons*“ der in neuerer Zeit (1958) aufgestellten engen Fassung dieser Art, zuzüglich ihrer Varietät „*quadrata*“ auf; „cfr.“ steht also nur der Unvollkommenheit des Materials halber. *Hildoceras bifrons* der *Bifrons*-Zone ist für die mediterrane Jura-Spezialzone des *Mercaticeras mercati*, oberstes Unteres Toarcien, $\varepsilon 3$, leitend. *Heterophylloceras heterophyllum*, von welcher Form ein großes Windungsbruchstück mit Loben vorliegt, wird aus dem Oberen Pliensbachien, Domarien, δ , aus dem Toarcien und dem unteren Dogger, dem Unteren Aalénien, $\alpha 1$, angegeben, speziell aber auch im mittleren Unteren Toarcien, $\varepsilon 2$, also knapp unter $\varepsilon 3$, aufgeführt. Die Angabe SOLOMONICAS über das *Phylloceras* der BOBIES-Suite, „*Phylloceras* a. d. Gr. des *Phyll. Capitanei* CAT. ex aff. *Nilssoni* HÉB.“ ist insofern verwertbar, als diesen Formen zwar entgegengesetzte Reichweiten ab $\varepsilon 3$ zugeschrieben werden, jedoch gemeinsames Vorkommen gerade in $\varepsilon 3$ notiert wird. Was die Bestimmung des Belemniten, eines der zahlreichen schlanken Rostren, anbelangt, so kommt eine andere Art als der dünne stabförmige *Rhabdobelua exilis* des höheren Toarcien, ab Grenze ε/φ ,-Unteren Aalénien, $\alpha 1$, nicht in Betracht; das rangiert einigermassen exzentrisch, aber nicht ungünstig.

Im Ganzen liegt das führende Niveau der Einstufung Oberlias im obersten Unteren Toarcien, $\varepsilon 3$, in der *Mercati*-Zone des mediterranen Jura, andere Hinweise, auch auf Oberes Toarcien, φ , sind schwächer, ein Anteil an tiefstem Dogger in solcher Fazies ist unwahrscheinlich.

Ein weiteres, zwar winziges, aber wegen seiner Lage bemerkenswertes Vorkommen von Jura-Rotkalk, mit Crinoiden, vielen Belemniten, *Lima* sp. und *Pecten* sp., fand sich in der Frankenfeser („Kieselkalk“-)Vorzone, nur etwa 50 m südlich der Kalkalpen/Flysch-Klippenzonen-Grenze, NNW Kote 494, im Wald, SSW von „W.“ von „W. H. z. Alpe“, das den dort hinziehenden randlichen Liasfleckenmergel-Zug gegen sein Westende zu nordseitig flankiert. Vermutlich handelt es sich auch bei diesem (auf der Karte stark übertriebenen) Ausbiß um Oberlias.

Im Profil unter Kote 491 ist an höherem Jura als der Rotkalk-Oberlias kaum mehr etwas zu sichern. Gegen dessen Hangendteil zu schien er lichter, licht-graurötlich, zu werden, doch ist das kein dort lokalisiertes Kriterium.

In den Dogger, das Callovien, zu stellen, ist am ehesten doch ein aus stratigraphisch höherer Lage stammender, licht-fleischroter feinkörniger Crinoidenkalk, der, weil mit keinerlei typischen Malmkalken vergesellschaftet, wohl Vilser Kalk der Frankenfesler Fazies sein dürfte. Die Vilserkalk-Signierung der Crinoidenkalk-Vorkommen am ONO-Rückfallskegel des Rohrkogels und im Bereich der Cenoman-Breccie nord am Vogelgraben wurde von der Darstellung in 1967 a, Tafel 1, übernommen; Begründung, l. c., S. 115 und 116.

Ein nahe zu Dogger/Malm-Grenze zu stehender Jurahornsteinkalk scheint, lokal, inmitten des nordöstlich Fratzenbergerfeld hinziehenden Neokom-Vorkommens aufzubrechen.

Malm, hohes Tithon, an der Neokom-Grenze, könnte im Profil unter Kote 491 noch in den schon am nördlichen Grabenhang aus sicher stratigraphisch Hangendem der vorgeschilderten Jura-Serie herabkommenden typischen Aptychenschichten, in „Biancone“-Fazies also, vertreten sein, da helle Malmkalke und insbesondere auch der sonst im Höllensteinzug allenthalben mit dem Neokom gehende Tithonfaserkalk fehlen. An der gegenüberliegenden Grabenseite streichen die Schrambach-Neokomptychenschichten des Höhenzuges 496 durch.

Westlich vom Mödlingtal flankieren einzelne, doch tektonisch bedeutungsvolle Linsen von Malmkalken beidseitig den Neokom-Zug des Frankenfesler Innenstrangs. Ein kleines Stück nordseitiger Flankenlage wurde inmitten des abfallenden Wiesengeländes SW unter dem Sattel zwischen der Festleiten und dem Fratzenberg entdeckt (Karte). Die zwei weiteren waren schon SPRITZ bekannt (1910, „bunter Jurakalk ...“). Von seiner außergewöhnlichen Beobachtungsgabe zeugt die Entdeckung des im schmalen Wiesenstreifen SW/SSW unter Kote 482 Fratzenberg verborgenen, ebenfalls außenständigen Vorkommens von licht-braun-graue etwas „konglomeratisch“-brecciösem Malmkalks, der damit schon an den Konradshaimerkonglomeratisch-brecciösen Malmkalk des Kimmeridge-Tithon, vor allem des höheren Kimmeridge (s. str.)-Unter-Tithon, der Klippen anklingt. Das andere bereits von SPRITZ kartierte derartige Vorkommen, eine stärkere Lage lichtbraunen dickbankigen Malmkalks, SW unter Kote 438 ober Bachacker, liegt innen vom Neokom, an der Grenze gegen die Lunzer Decke. Aus deren Oberkreideseerien-Bestand am Südwestkamm der Festleiten blicken ebenfalls mehrere Stücke von Malmkalk.

Aus dem Neokom, den Schrambach-Neokomptychenschichten, die das Gebiet doch weithin durchziehen, sind nichtsdestoweniger, nebst Aptychen incertae sedis, aus dem Zuge über Kote 496 (O Mödlingtal) (SOLOMONICA) und dem Flecken nordöstlich Fratzenbergerfeld (W des Tales), nur die wertvollen, jedoch auch nicht näher zu lokalisierenden Funde BOBIES' (W des Tales) auf der Festleiten, die ebenfalls SOLOMONICA bestimmt und als wohl für Hauterive leitend befunden hat, anzuführen.

Merkwürdig berührt, daß letzterer, 1934, S. 56, berichtet, es habe sich an diesem Fundpunkt um (Neokom-)Mergel gehandelt, die „direkt“ auf Liasmergel folgten, ja, l. c., S. 101, daß es auf der Festleiten zahlreiche Partien von Fleckenmergeln gäbe, die vom Neokom bis in den Lias „hinabreichten“. Die Neuaufnahme aber zeigt, daß der Lias-Zug nordseits unter der Festleiten und der Neokom-Zug über die Festleiten getrennt verlaufen (Karte). So muß man annehmen, daß diese Sonderung vordem nicht erfaßt worden ist. Auch ist an eine einfache stratigraphische Folge Fleckenmergel des tieferen Lias—Neokom-Aptychenschichten nicht ernstlich zu denken.

Im Neokom der Lunzer Decke nordöstlich Frätzenbergerfeld tritt längs des im Wald S unter Kote 479 verlaufenden Karrenweges, zu Seiten des vorerwähnten Jurahornsteinkalk-Aufbruchs, konglomeratisch-brecciöse Bildung auf. In und randlich von diesem Zuge finden sich geringfügige Vorkommen von Sandsteinen.

Die Mittlere Kreide, höhere Unterkreide—tiefe Oberkreide, ist ein fesselndes Kapitel der Stratigraphie dieses kleinen Gebietes. Wieder hat man, wie im westlichen Höllensteinzug (1967 a), zwischen den Ausbildungen in der Frankenfesler und in der Lunzer Decke zu unterscheiden.

Für die diesem Komplex angehörigen Glieder des Frankenfesler Arealis der vorliegenden Karte gelangen erstmalig im „Wiener Nah-Bereich“ die neuen Begriffe Tannheimer Schichten (ZACHER, 1966) und Losensteiner Schichten (H. KOLLMANN, 1968 a) zur Anwendung.

Unterstes Gault, Ober-Apt, Gargasien, konnte im Frankenfesler Innenstrang westlich des Dornbachs nachgewiesen werden. Westlich der Straße Dornbach—Sulz, WNW Bachacker Kote 394 (N der Abzweigung zum Lindenhof), stehen über einer zutiefst liegenden Staffel WNW-fallender Neokomaptychenschichten dieser Zone in den zwei nördlichen der drei kleinen Gruben W neben der Straße (die südlichste und die linke obere Ecke der nächsten, noch im Neokom, dort Schicht-Übergang) und weiterhin in schmalem Saume unmittelbar am westlichen Straßenrand, gleichsinnig streichende und fallende, grünlich-graue, lichtgelblich anwitternde blätterige Mergelschiefer an, die an der letztgenannten Stelle, Punkt „P 4“ der Karte, laut Mikrobericht I/1968 von R. OBERHAUSER, *Globigerinelloides algeriana* Cushman u. Ten Dam (nicht selten), *Gavelinella* sp. (selten), weitere Globigeriniden (nicht selten), *Spiroplectinata* sp. (1 Bruchstück), Nodosariiden usw. geliefert haben. Diskussion: „*Globigerinelloides algeriana* gilt als Leitfossil für Apt. Die bereits relativ progressive *Spiroplectinata* schließt Unter-Apt aus, sodaß wohl Ober-Apt (Gargasien) vorliegen dürfte. Bisher kenne ich *Globigerinelloides algeriana* aus dem Acanticus-Steinbruch nahe Gießhübl und aus der Langbath-Zone in Oberösterreich. Auch Dr. Wessely berichtete mir einmal von einem Fund bei Wien.“

Es handelt sich um ein Element unterster Tannheimer Schichten (ZACHER).

Darüber liegt Sandstein der tieferen Mittleren Kreide.

Höheres Gault, Alb, ist nicht so scharf zu erfassen. Ihm zugeteilt wird zunächst das zwecks Verständigung auch hier noch so genannte (und kartierte) „Schwarze Alb“ der Frankenfesler Fazies. Wegen seiner ebenfalls noch pelitischen Ausbildung und lithologischen Gleichart mit Leymeriellen führenden Schichten der Ternberger Decke bei Weyer ist (vorläufig) Einstufung in das Untere Alb zu veranschlagen. Alle Vorkommen gehören ebenfalls dem Frankenfesler Innenstrang an und stehen sichtlich in Konnex mit dem Neokom und dem höheren Alb—unteren Cenoman dieser Zone.

Das bedeutendste ist ein während der Arbeiten am Neubau der Straßenbrücke über den Mödlingbach, S Sulz, SW Kote 496, unmittelbar N-seits der Notbrücke zum Vorschein gekommenes und tief aufgeschlossen gewesenes Paket von steil NW-fallenden, düster-grauen, milden plattigen Kalktonschiefeln, mit Limonitputzen und Wurmgingen, Punkt „P 1“ der Karte, die laut Mikrobericht I/1967 von R. OBERHAUSER, nur *Gyroïdinoïdes* sp. (?), „selten“, geliefert haben. Diskussion: „Nicht sicher einstuftbar, jedoch kaum älter als höhere Unterkreide?“. Heute ist davon nichts mehr zu sehen. NO oberhalb der Brücke schwenkt der Mödlingbach deutlich ins Streichen dieses leicht aufblätternbaren Tonschieferstoßes ein und tritt am Prallhang SO unterhalb wieder aus. Bei einer neuen Siedlung NO „P 1“ war gleiches Material im Aushub, WSW unter Kote 496, im Waldtälchen, schien sich eine weitere Fortsetzung anzudeuten. Dieser Strich von „Schwarzem Alb“ liegt, an der Außenflanke des großen Neokom-Zuges der Frankenfesler Innenzone, ihm jedoch am Fuß der Höhe 496 nicht direkt an. Es scheinen sich dort, am Fahrweg O der Siedlung, noch Mergel der höheren Unterkreide zwischenzuschalten. Vermutlich geht da eine komplettere Serie von Tannheimer Schichten durch. Noch ein solches, an der Innenflanke des Neokom-Zuges gelegenes Vorkommen, ein winziger Durchstich von sandigen, kalkfreien Kohleschmitzchen führenden Tonschiefern, fand sich am OSO-Fuß des Höhenzuges 496.

Alle diese Bildungen sind Elemente tieferer mittlerer Tannheimer Schichten (ZACHER).

Dem oberen Gault, Mittleren und Oberen Alb—unteren Cenoman, sind die vor allem auch aus dem Höllensteinzug sattsam bekannten eiförmigen Sandsteine und lokal erspürbaren groben Quarz-„Exotika“-Konglomerate der Frankenfesler Decke zuzuordnen, die teils in langen Zügen im Verband ihrer Innenzone, teils mehr oder weniger absolut „randständig“, als „Randcenoman“ in der „Kieselkalk“-Vorzone auftreten.

Diese, im Umschlag von der pelitischen Fazies der Tannheimer Schichten zur psammitisch-psephitischen des höheren Alb—unteren Cenoman, im mittleren Alb einsetzende klastische Schüttung gehört den Losensteiner Schichten (H. KOLLMANN) an.

Scharf randständig ist der nordfrontale lange Zug im Grenzbogen gegen die Sulzer Klippenzone NNW Kote 482 Fratzenberg-NNW/SW um Im Reutel.

Das verstreute Auftreten der sonstigen Vorkommen von Losensteiner Schichten in der „Kieselkalk“-Vorzone ist tektonische Zerstückelung, wohl auch an Klemmlagen.

Im großen Losensteiner Schichten-Zug der Frankenfesler Innenzone westlich des Mödlingtals tritt örtlich gröber-klastische Ausbildung, das für Frankenfesler Fazies bezeichnende Quarz-, „Exotika“-Konglomerat des Komplexes auf, SO Kote 438, N „le“ von „Festleithen“, mittelgrob und in der charakteristischen weiten Packung der Körner, nach Art der „Rosinenmergel“, SW Kote 438, in ONO unter dem Fratzenberg, Engpackung grober Quarzgerölle, der verbreitete Typus der Serie.

Das in vorliegender Darstellung neuerlich mitaufscheinende, hinsichtlich seiner deckentheoretischen Stellung in 1967 a diskutierte Orbitolinen-Alb-Cenoman im untersten Hangstück der Kote 496, NNW am Vogelgraben, an der Innenflanke des Neokoms der Höhe, wird, laut im Aufnahmebericht 1968 c gegebener Begründung, dem Frankenfesler Innenstrang angegliedert.

Mit den Losensteiner Schichten endet die Sedimentation in der Frankenfesler Decke.

In der Lunzer Decke des Gebietes gibt es Cenoman in so gut wie zur Gänze völlig anders gearteter, auch sonst für Lunzer Decken-Bereich typischer „Lunzer“ Fazies dieser Stufe, Gosau-Obercampan-Maastricht und Paleozän.

Das Cenoman des Lunzer Areals der Karte ist die westliche Fortsetzung des (Sparbach-)Sittendorfer „Orbitolinen-Cenomans“ von Kalkfeld-Hochfeld (1967 a).

Es empfiehlt sich, diese altbekannte reich gegliederte Serie von Sparbach—Sittendorf, der, wie H. KOLLMANN, 1968 b, S. 19 und 20, andeutet, die Itruvienkalke von Kaltenleutgeben—Sittendorf, des obersten Cenoman-Unterturon, aufzustocken sind, einmal als „Sparbacher Schichten“ zu kodifizieren; der nötigen Spezialbearbeitung nicht vorgreifend, wird hier noch davon abgesehen.

Der auch im Gebiete anzutreffenden, bisher ohne weiteres als für Cenoman leitend angesehenen *Orbitolina „concava“*, die derzeit, nach HOFKER jun., 1963, unter *Orbitolina lenticularis* (Blumenbach) zu fallen hat und überdies für einen revisionsbedürftigen Formenkreis steht, ist dieser strikte Leitwert zwar abzuspochen, doch ist der Komplex im Kartenbereich mehrfach durch Mikrobestand so ausreichend als Cenoman ausgewiesen, daß an dieser Einstufung keinerlei Zweifel besteht.

Von den solcherart einigermaßen kontrovers gewordenen Orbitolinen der strandnahen, sandigen basalen Feinbreccien des Lunzer Bereiches der Karte, zu welchem nunmehr mit Sicherheit auch die 1955, 1967 a und 1968 c diskutierte gleichartige Lage am Fuß des Rohrkogels Kote 515, WNW Hubertushof, zu stellen ist, also abgesehen, ergab sich, auf Grund von Bestimmungen durch R. OBERHAUSER, die im folgenden gruppierte Ausbeute aus pelitischer Fazies.

Punkt „P 2“ der Karte: Dunkle Mergelschiefer (aus denen die Probe), neben Bänkechen eines äußerst zähen, kleinblockig zerfallenden, grau-blauen kieseligen Kalkes, direkt am W-seitigen Ufersaum des Mödlingbachs, NO unter der Höhe OSO Kote 445. Mikrobericht I/1967: *Pseudo-*

valvulineria cf. *trochoidea* (Gand.) (1 x), Schwammnadel (1 x). Diskussion: „Da nur eine einzige Foraminifere vorliegt, ist eine Einstufung nicht vertretbar. Wenn der Geländebefund für Gault paßt, ergibt sich eine Bestätigung?“. Das ist zunächst nicht viel, doch vermag man sich, wenngleich absolute Identifizierung der beiden Entnahmestellen nicht möglich ist, auf die jedenfalls aus dem nächsten Umkreis von „P 2“ stammende Probe B. PLÖCHINGERS, „127“, zu stützen, die, laut Mikrobericht IX/1963, *Rotalipora appenninica* (Renz), „etc.“ führte und als Cenoman deklariert wurde. „P 2“ liegt nun wohl im Streichen sicherer Cenoman-Lagen, doch ist auf Grund der Gesteinsvergesellschaftung dieser Lokalität tatsächlich „Gault“ als Aufbruch tieferen Bereiches nicht auszuschließen.

Punkt „P 3“ der Karte: Dunkel-ockergelbbraune feinst geschieferte Mergelschiefer (kalkhaltige Tonschiefer), am westseitigen Rand des Waldweges OSO unter der Höhe OSO Kote 445, im N-Stück seiner W-gerichteten Beuge, über gelb-buntscheckiger, grob-„polygener“ Cenoman-Basalbreccie im Taleinschnitt, gleich dahinter, ist sicher mit der Entnahmestelle der Probe B. PLÖCHINGERS „139“ identisch. „P 3“ ergab, laut Mikrobericht I/1967, *Rotalipora* ex gr. *appenninica* (Renz) (häufig), *Planomalina burxtorfi* (Gandolfi) (selten), Epistominen, Lenticulinen und große Dendrophryen. Diskussion: „reiche Fauna des Cenoman, welche in der Zusammensetzung ganz dem Cenoman der kalkalpinen Basis entspricht“. „139“ führte, laut Mikrobericht IX/1963, Globotruncanen, Einstufung, ebenfalls Cenoman.

Punkt „P 1“ der Karte: Faziesgleiche Entnahmestelle, Probe „126“ B. PLÖCHINGERS, von der N-seitigen Böschung des NW-Astes vom Karrenwege um den Südfuß des Weinberges, SSW seines Kotenpunktes 481, die, laut Mikrobericht IX/1963, *Rotalipora* ex gr. *appenninica* (Renz) (1 x), Epistominen und Lenticulinen aufwies; Einstufung, ebenfalls Cenoman.

Vornehmlich in dieser pelitischen, wie auch in fein-psammitischer Fazies greift das Lunzer Cenoman aus seiner großflächigen Verbreitung in der Gießhübler Mulde der Lunzer Decke, verkleidend, weit auf das Areal der vereinigten Teufelstein-Höllensteinantiklinale, unterfährt westlich des Mödlingtals den Lunzer nordfrontalen Gosau-Wulst, in welchem Cenoman-Breccien nur mehr auf sekundärer Lagerstätte vorkommen, und reicht beidseits der Mödling-Furche streckenweise bis an den Grenzausstrich gegen die Frankenfelder Decke.

Als eines dieser nordwärts weitausgreifenden Stücke muß, wie 1968 c angepeilt, nun auch die, bis an den Ostrand des „Rohrkogel-Keils“ der Lunzer Decke reichende große Cenoman-Zunge an Rohrkogel Kote 515 -SSO-ONO betrachtet werden, der als basale Lage die vorstehend eingeordnete Orbitolinen-Feinbreccie des Rohrkogel-Südfußes ohne weiteres anschließbar ist. Da der Bereich beider Stücke also der Lunzer Decke angehört, mußte seine Signatur (gegen 1967 a, Tafel 1) gewechselt werden.

Südseits, in der Dornbach-Niederung, konnte das Cenoman der „Gießhübler Mulde“, über das nordwestliche Ortsgebiet von Dornbach (wo es ansteht!), bis auf die ostseitigen Gründe des Katzgraben- und des Kuppelhalterfeldes verfolgt werden.

Als Gosau, Obercampan-Maastricht, werden die neuentdeckten groben Klastika-Vorkommen, geringerer Erstreckung, über dem rechten Ufer des Mödlingbachs, am Fuß der Höhe OSO Kote 445, SSO Hubertushof, das ebenfalls im Zuge der Aufnahme erfaßte, tektonisch bedeutsame Reststück konglomeratischen Übergriffs am vom Weg Hubertushof—Dornbach zum Wegekreuz SSW Kote 445 führenden Abschneider und die riesige Blockbreccien- und Konglomerate-Zone der Festleiten-Bachacker aufgefaßt. Letztere ist im Weiterstrich über den Dornbach gegen Südwesten noch am Katzgrabenfeld, inmitten des großen Schuttschleier-Fächers der Dornbach-Niederung zu spüren.

Das kleine Vorkommen SSO Kote 445, über Rhät und einigermaßen fraglichem Klauskalk, entspricht dem gängigen Standard der in Rotschlick liegenden Rundlinge der höheren Gosau.

Die Klastika längsüber dem Mödlingbach sind faziell überaus eigenartig. Das basale Stück, ein monomiktetes bankig geschichtetes Riesenkonglomerat fugenparallel eingeregelter, plattiger einförmig grauer Obernor-Rhät-Elemente, in steiler Winkeldiskordanz über Rhät des Grundbaues hängend und durch zum belegten Cenoman der Umgebung stark quergestellte Lage als auch von diesem scheidbar ausgewiesen, wird weiterhin auf längerer Erstreckung und hochauf von einer sehr grob werdenden, fast ganz aus Hauptdolomit-Stücken bestehenden, zähen scharfkantigen Breccie, die sich durch Führung von Jura-Komponenten eindeutig als zur Serie gehörig erweist, überlagert.

Anders als diese lokalen Sonderheiten stellt die große Klastika-Zone „Festleiten“ einen in der Lunzer Decke beidseits des Mödlingtals weithin verbreiteten Fazies-Typus ausgesprochen transgressiven Charakters dar. Es braucht nur an die Lunzer Decken-Front am Höppelberg über Wildegg (1967 a) erinnert und auf die 1969 vergleichsweise angezogene der südlichen Lunzer Decke angehörige Gosau des nahen Großen Buchkogels, W Sittendorf (PLÖCHINGER), verwiesen zu werden. Eine gewisse Eigenständigkeit unserer „Festleiten-Zone“ manifestiert sich im reichlichen Auftreten der gelb-bunten polygenen Scheckbreccie, örtlich auf kantengerundeten Brocken sichtlich korrodierte Knötchen, cfr. „*Orbitolina lenticularis*“, aufweisend, der Lunzer-faziellen Cenoman-Basalbreccie, auf sekundärer Lagerstätte, am Südwestkamm der Festleiten selbst. Dem Zerfall der Blockbreccien und Konglomerate entstammen ferner Rauhacken, aus grundnahe Opponitzer Bestand in die Gosau gelangt, oder erst aus dem Verbruch eben jener cenomanen Gelb-Scheckbreccien, Stückwerk von Rhät — so fand sich *Rhätina gregaria* auf sekundärer, wenn nicht, über Cenoman in Gosau, auf tertiärer Lagerstätte — wie überhaupt die Klastikum-Grundmasse aus viel aufgearbeitetem Rhät-Sediment besteht, roter, sowie der als für Lunz(-Sulzbacher)Bereich charakteristisch angesehene „weiße“ Hierlatzkalk, Jurahornsteinkalk und Malmkalk.

Die groben Klastika von über dem Mödlingbach und der Festleiten-Dornbachtal als Gosau zu führen, beruht, wie an Höppelberg (1967 a), darauf, daß derartige Gebilde in den „Sparbacher Schichten“ von Sparbach—Sittendorf des Cenoman, vor allem auch basal, nicht

auftreten, auch nicht in deren westlicher Fortsetzung gegen Dornbach zu, und auf dem naheliegenden Vergleich mit den Blockbreccien und Konglomeraten des Maastricht bei Gießhübl (SPITZ, PLÖCHINGER), woraus sich weiters, in Ansehung der verbreiteten Transgression an der Wende Campan/Maastricht, die enger gefaßte Angabe Obercampan-Maastricht ergibt. Schließlich wird neuerlich auf die nahe sichere Gosau der im wesentlichen gleichartigen Blockbreccien-Zone des Großen Buchkogels bei Sittendorf (PLÖCHINGER) verwiesen.

An der Festleiten wurde daher die Grobklastika-Zone ausgezeichnet wie die an Höpplberg, 1967 a, Tafel 1.

Paleozän wurde in diesem Gebiete nachgewiesen: An der südwestlichen Böschung der Straße Dornbach—Sulz, etwas SO der zum Lindenhof führenden Abzweigung, S von „B“ von „Bachacker“, sind in einer Umgebung verrutschter Sandsteinplatten, einwandfrei anstehend, rote Tone (Fraktion a) und, mit ihnen wechsellagernd, lichtgelbgraue Mergelschiefer (Fraktion b) auf kurzer Erstreckung angeschnitten, Punkt „5 a, b“ der Karte. Die Stelle wurde, gelegentlich einer gemeinsamen Exkursion, von G. WESSELY beprobt und wieder freundlicherweise mikroskopiert. Fraktion a, die roten Tone, lieferten *Globorotalia* sp. (1 x), *Psammosiphonella* sp. (nicht selten), *Bathysiphon* sp. (nicht selten), *Ammodiscus tenuissimus* (Gümbel) (selten), *Ammodiscus siliceus* (Terqu.) (selten), *Glomospira gordialis* (Jones u. Parker) (selten), *Nodellum velascoense* (Cushm.) (selten), *Hormosina ovulum* (Grzybowski) (selten), *Trochamminoides irregularis* (White) (nicht selten), *Recurvoidea* sp. (häufig), *Haplophragmoides* sp. (selten), 1 Zähnchen, sowie *Globotruncana stuarti* (Lapp.) (sehr selten), *Globotruncana* ex gr. *contusa* (Cushm.) (sehr selten), *Heterohelix globulosa* (Ehrenb.) (sehr selten), *Globorotalis* sp. (sehr selten). Diskussion: Paleozän, die letztgenannten vier Formen, aus Maastricht umgelagert. Nach WESSELY dürfte es sich um nordwärts übergreifendes Paleozän handeln, wofür auch seine Position spricht.

Die Stelle liegt nämlich schon sehr nahe vom im Nordwesten, über die Abzweigungsstelle der Nebenstraße zum Lindenhof, streichenden Neokom des innersten Saumes der Frankenfesler Decke, noch im Strich außenrandnaher Lunzer Oberkreide, so daß gerade auch dieses Vorkommen eine relativ präzise Interpolierung des Grenzausstrichs Lunzer/Frankenfesler Decke zum westlichen Kartenrand hin ermöglicht.

Neogen, „Torton“, Badenien-Badener Serie (s. 1.) sind die der „Torton“-basalen fluviatilen Schotterserie (BOBIES) angehörigen Reststücke des Schuttschleier-Fächers der Dornbach-Niederung im nordwestlichen Eck der Gaadener Senke (im weiteren Sinne).

Die 1969 ausführlich begründete Reduktion eingeschotterter Areal-Einzeichnung nordost vom Dornbach, entgegen SPITZ 1910 und 1919, hat, grob, bereits BOBIES (1928, Karte) vorgenommen. In das dort N von Dornbach noch aufscheinende isolierte Schotterserien-Stück fällt etwa der bereits im vorzitierten Aufnahmebericht angegebene, einzige am linken Dornbach-Ufer beobachtete und auf vorliegender Darstellung bei und NW von „r“ von „Dornbach“ (Ortsbezeichnung) eingetragene Schuttschleier-Rest.

Im schmalen schlecht aufgeschlossenen Streifen am rechten Dornbach-Ufer, zwischen dem Bach und der Straße Dornbach—Sulz, von Bachacker abwärts bis unter den Höfen bei Kote 393, ist Schotterstreu anzudeuten, fleckenhaft auch Durchstechen von der Festleiten her weiterstreichender Oberkreide-Elemente.

Katzgraben- und Kuppelhalterfeld, WNW/W von Dornbach, fallen nur ostanteilig in den Kartenbereich (die Beschriftungen wurden ostwärts versetzt). Auf den zur Darstellung gelangten östlichen Anteil des Katzgrabenfeldes ragt, von etwa W/WNW her, der große Schutt-schleier-Fächer des Hetzenberg-Gebietes herein (der Hetzenberg Kote 494, W außerhalb der Karte). Zumindest im dargestellten Bereich, wie auch unmittelbar westlich von ihm, ist der Tiefgang der Schuttlage offenbar nur äußerst geringfügig. Das erweist sich schon am Auftauchen der vorstehend beschriebenen Paleozän-Lage, an der Straßenböschung S von „B“ von „Bachacker“, nur knapp unter der Streu-Oberfläche, vor allem aber auch am Durchstechen sichtlich unter der Haut gegen Südwesten weiterstreichender kalkalpiner Elemente. So hat das innerste Frankenfelder Neokom unmittelbar S der Abzweigung zum Lindenhof zwar noch deutlich Streu, aber auf der südwestlichen Fortsetzung gerade dieses Zuges, gegen den Hetzenberg zu (nicht mehr auf der Karte), läßt sie merkwürdigerweise bald so gut wie völlig aus und im Gebiete war, so ungefähr noch inmitten verschotterter Fläche, N von „Ka“ von „Katzgraben“, eine durchstechende Fortsetzung der Festleiten-Bachacker-Klastika-Zone anzudeuten. Etwas weiter im Südosten sodann, geht etwa über „zgr“ von „Katzgraben“, in NO—SW, deutlich ein Streifen mit Hauptdolomit-Lesesteinen durch, offensichtlich Andeutung der streichenden Fortsetzung des nordseitig gegenüberliegenden Hauptdolomits vom Südwest-Fuß der Festleiten, am und über dem südöstlichen Gehöft bei Bachacker.

Die Schotterhaut führt im Gebiet fast ausschließlich größere, meist plattige, kantenbestoßene bis kantengerundete typische Sandsteine aus dem Laaber Komplex der Flyschzone (SPITZ, BOBIES), „Plattelschotter“ in einem weiteren Sinne. Es fand sich auch ein Geröll vom groben Quarz-„Exotika“-Konglomerat der Losensteiner Schichten aus der Frankenfelder Decke.

Südöstlich der Hauptdolomit-Zone querüber Katzgrabenfeld setzt die Beschotterung abrupt aus — nur mehr SW unter Kote 393 war noch ein Fleck anzudeuten — die gelben Cenoman-Mergel, vom NO-gegenüberliegenden Cenoman-Bereich auf Fratzenbergerfeld-West herstreichend, setzen an breiter Front ein und beherrschen das Bild am offenen Terrain bis Dornbach-Ort bei Kote 393. An der gegenüberliegenden Seite der Dornbacher Straße, am kleinen Steil-Buckel NW der einzelstehenden Villa S von „h“ von „Dornbach“ (Bachbeschriftung) wurde ein Cenoman-Vorkommen ermittelt. Die Grenzziehungen der Cenoman-Areale beidseits vom Dornbach koordinieren. NO-seits der Ortsstraße, bei den nordwestlichen Höfen von Dornbach, am Riedel bei „D“ von „Dornbach“ (Ortsbezeichnung), und im untersten Katzgraben, S von „or“ der vorgenannten Beschriftung, stehen ebenfalls die Cenoman-Mergel an.

Dieses Stück vermittelt zum östlichen Kuppelhalterfeld herüber, wo, von über der Terrassen-Andeutung S Kote 393 bis an das südwestliche Karten-Eck, nur Cenoman auszuscheiden war. Die randliche Approbation dieser Eintragung, eine Stelle mit anstehenden Cenoman-Mergeln, an der hohen westseitigen Böschung der Straße Dornbach—Grub, SW von Dornbach, liegt schon außerhalb der Karte.

Ein ausgedehnteres terrassenförmiges Vorkommen von Kalktuff fand sich östlich vom Mödlingtal, im Quelltrichter des langen Grabens NO Kote 491, unterhalb der O der Kote gegen NO abgehenden Forststraße, westlich vom Tal, ein kleines, beim Quell-Austritt an der Kalkalpen/Sulzer Klippenzone-Grenze, WNW unter Kote 438. Ferner ragt beim Hubertushof ein unterstes Stück der großen 1967 a beschriebenen und, l. c., Tafel 1, dargestellten Kalktuff-Zunge Rohrberg—Hubertushof noch auf das vorliegende Blatt herein.

Eine spezielle Stratigraphie des auf ihm verzeichneten Anteils der Sulzer Klippenzone war nicht geplant; sie muß, wie die des kleinen Areals aus der Laaber Teildecke im nordwestlichen Karten-Eck, einer auch räumlich vollständigeren zeitgemäßen Neubearbeitung vorbehalten bleiben. Immerhin ergaben sich im Klippen-Bereich doch einige Hinweise, die für künftige Arbeit von Nutzen sein könnten. Um nicht ständig zwischen den ausführlich dargelegten Ergebnissen im kalkalpinen Bereich und den bescheidenen Angaben aus dem vorgelagerten Raum changieren zu müssen, scheint beider Stratigraphie getrennt auf.

Das tiefste Schichtglied des Klippenkerns ist, was bisher gar nicht als auffällig vermerkt wurde, entgegen sonstiger (obertägiger) Erfahrung in Klippen-Bereichen, Hauptdolomit (wohingegen gerade Rhät bisher nicht nachgewiesen ist). Das „klassische“ Vorkommen (SPITZ, SOLOMONICA) liegt WSW unter der Stelle, wo, wie altbekannt, der Klippenkern, WSW der (südlichen) Kote 455, N von „R“ von „Reutel“ (bei Kote 438 beider SPITZ-Karten) die Straße Dornbach—Sulz (dermalen gut aufgeschlossen) quert, knapp N vom dort zum Lindenhof abführenden Steig, kurz bevor dieser den Steg über den Dornbach erreicht. Ein längerer Strich mit Hauptdolomit (Lesesteinen), so ziemlich gleicher Streichrichtung, zwischen Buntmergeln im W und Lias (?)-Neokom im O, ist im offenen Terrain S von „S“ von „Sulz“, ONO der (südlichen) Kote 455 zu spüren. In beiden Fällen handelt es sich einwandfrei um die gleiche charakteristische Ausbildung als kleinstückige monomikte Dolomit-Breccie, die SPITZ vom damals allein bekannt gewesenen erstangeführten Punkt, wo die Dolomit-Klötze rauhwackenartig anwittern, 1910 als „dolomitische Rauhwacke; Trias?“, 1919 als „kalkig-dolomitische sehr brekziöse (tektonische) Rauhwacke“ beschreibt. SOLOMONICA bemerkt dazu, diese „Dolomite seien wohl keine Rauchwacken, sondern sedimentären Ursprungs“. Abgesehen davon, daß gerade Rauhwacken auch sehr wohl primär sedimentären Ursprungs sein können, ist zunächst festzustellen, daß es sich da sicher nicht um (tektonisch überarbeitete) gipslagunäre Rauhwacken handelt, ob aber, was bei dieser Position naheliegt, um Hauptdolomit-Mylonit, oder um eine kleinstückige sedimentäre Breccie, ist nicht ohne weiteres zu sagen; letzterer Deutung erwüchse zusätzlich die Frage nach der Herkunft einer

solchen gleichförmig gekörnten Schüttung über größere Erstreckung hin. An einem jüngst entdeckten weiteren Vorkommen von Hauptdolomit gleicher Position in streichender Fortsetzung, in der Lindenhofener Klippe (wovon später einmal), ist dessen Zerstückelung an tektonischer Lineatur evident.

Das nächstjüngere Element des Klippenkerns, „die Sulzer Klippe“ im gängigen Sinne, meist als Neokom verzeichnet (SPITZ, 1910 und 1919, G. GÖTZINGER, 1952), dazwischen jedoch auch als Liasfleckenmergel (SOLOMONICA, 1934), ist damit und in natura ein Kompositum, sozusagen, über weite Strecken ungelöster Stratigraphie.

An der Querung über die Straße Sulz—Dornbach stehen in deren O-seitiger Böschung sichere Neokomptychenschichten, flach SSO-fallend, an. Diese Lagerung als auf reguläres Einfallen unter die nahe Kalkalpen-Front weisend zu deuten, dürfte aber Täuschung sein. Unter dem Neokom stehen nämlich feinblättrige lichte Mergelschiefer an, vermutlich G. GÖTZINGERS „graue Neokomschiefer“ von da (1951), die weder in das Neokom, noch in das stratigraphisch Liegende von Aptychenschichten gehören, sondern als Apt, speziell Gargas(-Alb) zu deuten sind. Die Kern-Serie dürfte also dort verkehrt liegen. Neben der W-seitigen gegenüberliegenden Böschung stehen direkt unter dem weiterstreichenden Neokom, stratigraphisch also wieder über ihm, mittelsteil gleichfalls SSO-geneigte, dünnplattig geschichtete, im Querbruch ganz lichte, sandige Kalkschiefer an, höheres „sandiges“ Neokom. Alles andere dort an der Straße ist „Hülle“.

Im weiten übrigen dargestellten Bereich der Klippenzone wurde, wo Lese-Material und Terrain-Konfiguration das nur einigermaßen zuließen, die Kern-Lage als „? Lias und Neokom“ in der Neokom-Übersignatur der Zone roh zu lokalisieren versucht, wobei, eben lokal, Deckungen mit den bisherigen „durchgezogenen“ Darstellungen herauskamen. Eine Verbindung der scheinbar etwas ausgedehnteren Vorkommen im Winkelstück der Sulzer Ortsstraße, S von „lz i. W.“ von „Sulz i. W.“, beim Süd-Ende des Parks der Heilanstalt zu, zum Vorkommen an der Querungsstelle über die Dornbacher Straße war jedoch keineswegs auszumachen.

SOLOMONICAS Verdacht auf Beteiligung von Lias am Kern-Stück ist gerechtfertigt. Seinem etwas obskuren Beweisstück von Kote 504 (nicht „405“, O Sulz (außerhalb vorliegender Karte) gesellt sich ein zwar auch nicht wesentlich besseres, aber immerhin weiteres, aus dem Zug beim Süd-Ende des Parks der Heilanstalt zu (Fossilzeichen!), zwei Cephalopoden-Spuren auf einem Lesestein, eine von einem juvenilen Exemplar ohne Aussage, die andere, soviel von Berippung zu sehen, kaum auf eine Neokom-Form beziehbar, viel eher eben auf eine des Lias deutend. Auch der Kern-Strich WSW unter dem Friedhof von Sulz scheint eher Lias als Neokom zu führen.

Im Bereich des auf vorliegende Karte entfallenden Anteils an der sogenannten Klippen-Hülle wurde die Buntmergelserie („Pseudobuntmergelhülle“, TOLLMANN) erstmalig als solche erkannt, konnte jedoch auch nur

in Übersignatur strichweise angerissen werden. Die roten Schiefertone der Serie sind natürlich schon den Vorgängern aufgefallen und wurden als „Inoceramenmergel“ einer „Gosau der Klippenzone“ (SPITZ, 1910 und 1919, SOLOMONICA, 1934), schließlich als Gault (G. GÖTZINGER, 1951) zu deuten versucht. Ihr Verbreitungsgebiet westlich vom Mödlingtal ist bisher immer noch am besten mit der Ausscheidung in der die roten Schiefer mitumfassenden Sammelsignatur „fi“ der SPITZ-Karte von 1910 erfaßt. Insbesondere die nördliche Grenze der Klippen-Region mit ihren Buntmergeln, beim O-weisenden Winkelstück der Straße Sulz—Dornbach, hat sich als trefflich angedeutet erwiesen. Das schon von SOLOMONICA bemerkte Ausgreifen der Buntmergel vom Kalkalpenrand längs des westlichen Winkelstücks der Straße, W Kote 464, gegen Norden zu, hat sich bestätigt. Rote Schiefer stechen noch knapp W am Straßenknicke NNW Kote 464 heraus, die kleine Erhöhung N von ihm, auf der jetzt ein Gehöft steht, gehört schon dem Laaber Komplex an.

Die schon zu SPITZ' Zeiten als Mistablagerstätte benützte Grube NW Kote 464 (sicherlich eine ehemalige Steingewinnung), gegenwärtig völlig verschüttet, samt dem Buckel NO an ihr, wurde auf Grund der Literatur-Angaben (SPITZ, SOLOMONICA, „Gosau“) mit Übersignatur „? Cenoman der Klippenzone“ eingetragen. Eine in Laaber Bereich tektonisch isolierte (? Deck-)Scholle (SOLOMONICA, Karte) kann dort nicht bestehen.

Im flächenhaft die Buntmergel-Ausstriche überwiegenden Anteil des dargestellten Areals der „Hülle“ scheinen, soviel überhaupt zu sehen gewesen, feinkörnige gelbe Mürbsandsteine verbreitet zu sein; jedenfalls keine Laaber Schichten (G. GÖTZINGER, 1951 und 1952, Karte).

Völlig offen ist die aktuelle Frage, ob der psammitische „Hüll“-Bereich einen ihm fremden (tektonisch zurückgebliebenen) Flysch der Flysch-Decken (PREY, SCHNABEL) führt und ob nach deren Abtrennung flyschartiges Hüllgestein verbleibt (KRÖLL und WESSELY, 1967 b, S. 348). Primäre Verflössung sandiger Lagen mit den Buntmergeln ist nicht auszuschließen.

Lokalen Einblick auch in die „Hülle“ vermitteln die Aufschlüsse um das bereits behandelte Klippen-Kern-Stück an der Straße Sulz—Dornbach und WSW unter ihr. Hauptdolomit und Neokom-Apt stecken dort in beidseitig breithin aufgeschlossenen „Hüll“-Elementen. Ein dunkelbleigrauer, feinstkörniger, kieselig gebundener, auch Kalk führender Sandstein, sichtlich G. GÖTZINGERS „typischer rissiger kieseliger Kalksandstein ... wohl Gault“, von da (1951), bildet nordseitig unter dem Kern, von der Straße abwärts, den mächtigen, die durchziehende „Klippe“ augenfällig modellierenden Steilhang zum Dornbach hinab und liegt südseitig über dem Kern dessen Hauptdolomit-Breccie an. Unter der nordseitigen Lage dieses „schwarzen“ Sandsteins, scheinbar irgendwie mit ihm in Verband, primär-stratigraphisch, oder tektonisch verknetet, stehen an der Straße dünnstieferige, scharfkantig-blattelig brechende, düstergraue, feinsten Muskowit-Flimmer führende kalkfreie Kieseltonschiefer an. SPITZ berichtet (1919) von Sandsteinbänken an der Südseite der Klippe, „deren Schichtflächen mit schwarz glänzenden Schiefen überzogen sind“, ja „mit solchen auch abwechseln“; wohl aus dem Gegenstück zum nordseitigen Vorkommen. Auf dieses folgt an der Straße einiger Mürbsand-

stein. Das Ganze ist beidseitig, auf weit bedeutendere Längenerstreckungen, von ebenfalls quer zum Streichen angeschnittenen, in steilem Stand meterbreit rot und grau gebänderten Buntmergeln umgeben, deren südseitiger Stoß die Kalkalpenfront eindeutig unterfährt.

Mangels irgendeines Einklangs mit eigener Sicht und schwerwiegender Widersprüche in den Darstellungen bei SPITZ, 1919, wie zwischen diesen und der von G. GÖTZINGER, 1952, wurde keine der beiden verschieden postierten Eintragungen westlicher Fortsetzungs-Stücke des Kern-Bestandes, knapp W jenseits des Dornbachs, übernommen, die „Gosau“ um die Klippe, der Darstellung von SPITZ, l. c., da sicher keine Gosau, auch keine „Deckscholle“ (SOLOMONICA), gestrichen.

Der Bereich der Laaber Schichten des Kartengebietes ist gegen die Sulzer Klippenzone langhin eindeutig abgrenzbar. Die dichten, kieseligen glasharten Laaber Sandsteine bilden den steilen Abfall vom südweisenden Winkelstück der Straße Sulz—Dornbach und W der (nördlichen) Kote 455 zur Dornbach-Niederung darunter, der Dornbach ist sichtlich in die Mergel des Komplexes eingeschnitten.

Tektonik

Die Sonderheiten in Schichtumfang und Ausbildung der drei im Kartengebiet aufscheinenden großtektonischen Einheiten, Laaber Teildecke, (Sulzer-)Klippenzone und Kalkalpen, sind Standard. Die deckenfazialen Verhältnisse in der Frankenfesler und in der Lunzer Decke, im besonderen im benachbarten Höllensteinzug sind weitgehend gleich, nur in nomineller Hinsicht jetzt schärfer ausdrückbar. Tannheimer und Losensteiner Schichten des Apt-Alb-Unter-Cenoman sind für die Frankenfesler, das „Sparbacher Schichten“ genannte Cenoman der Lunzer Decke für die Lunzer Fazies charakteristisch. Im Frankenfesler Bereich der Karte ist ferner noch das Auftreten von Buntem Keuper, Schattwalder Schichten und von Lias auch in Adneter Fazies hervorzuheben. Gosau gibt es nur in der Lunzer Decke.

Zweierlei Leitmotive bestimmen den Bau der Kalkalpen des Gebietes, der frontal gerichtete Vorstoß der Lunzer Decke längs des Westrahmens der Langenbergbucht, der zur Wiedereinstellung der Lunzer Decken-Front mitsamt dem Frankenfesler Rückland in das „Allgemeine Streichen“ führt, sowie ein Vorgreifen des Frankenfesler Bereiches östlich vom Mödlingtal bewirkt (SPITZ), und, schon von SOLOMONICA erkannt, das axiale Abtauchen des randkalkalpinen Decken-Gebäudes in Richtung Südwesten, was die bedeutende oberflächenhafte Ausdehnung des Jungschichten-Bestandes vornehmlich im Südwest-Sektor des dargestellten Raumes bedingt; übrigens auch für die spätere Anlage des gegen Nordwesten rückgreifenden Einzugsgebietes der Gaadener Senke (im weiteren Sinne) bestimmend war.

Mit dem Vorgreifen der Frankenfesler Decke östlich vom Mödlingtal verläuft, wie schon die SPITZ-Karte von 1910 (übertrieben) zeigt, dort die Kalkalpen/Flysch-Klippenzonen-Grenze um einiges weiter auswärts als jenseits des Tales; die Sprungweite im Talgrund beträgt etwa 250 m.

„Dem Tale des Mödlingbaches folgt eine Querverschiebung ...“, so SPITZ, 1910, von SOLOMONICA, zu Unrecht, negiert, trifft grob die nicht so einfache Situation.

Der frontale Vorstoß der Lunzer Decke erfolgt nämlich zur Hauptmasse wohl längs einer in nur einem Teilstück des Mödlingtals, von O Kote 406, Lutzfeld, bis S Hubertushof, Kote 388, verlaufenden Schiene, aber an der Westseite des Tales, so daß ein westseitiges Vorspringen des Kalkalpen-Außenrandes zu erwarten wäre, wo indessen nur Verschmälerungen im vorgelagerten Frankenfeser Bereich aufscheinen. Mit der west vom Mödlingtal lagernden Hauptmasse der Lunzer Decke jedoch, wie 1968 c ausführlich begründet, in untrennbarem Verband, entragt ihr östlich vom Tal der mächtige „Grundkörper“ des NNO—ONO vorgestoßenen „Rohrkogel-Keils“, p. p. „Rohrkogeleinheit“ (MATURA, 1962), der Rohrkogel-Hauptstock Kote 515, und dessen auftreibender Einschub ist es, der das Vorspringen des Frankenfeser Nordstreifens an der Ostseite des Tales verursacht. Die Aufkeilung wirkt sich bis in den durch den Einschnitt des hinteren Vogelgrabens akzentuierten Knickungswinkel der Frankenfeser Stränge von der Querstellung im Osten zum „Allgemeinen Streichen“ im Norden, bis zur Zerreißung des Inneren, aus (1968 c und 1969). Auch staucht die Einschubmasse das auf der Ostkuppe des Rohrkogels angrenzende Stück des Westrahmens der Langenbergbucht zur Vollsyncline. Die tiefe Lage des Rohrkogel-Keils gegenüber der Frankenfeser Decke am Sulzberg kann durch eine gewisse gegen den Nordost-Sektor gerichtete, schon SPITZ, 1910, dargestellte, Stirn-Position erklärt werden, die mit der Aufkeilungs- und Aufkrepplungs-Funktion übereinstimmt. Die auch den Rohrkogel-Keil der Lunzer Decke ostseitig führende Schiene springt S Hubertushof Kote 388 aus dem Mödlingtal in Richtung N/NW zum unteren Vogelgraben.

Vom Sprung-Eck das Haupttal aufwärts, bis ein wenig in die Weitung zur Sulzer Niederung, verläuft keinerlei Störung (1968 c); diese Strecke ist erosiver Durchbruch. Erst mit einer leichten Nord-Versetzung des Liasfleckenmergel-Zuges Kote 491 (Mödlingtal-)Fratzenberg ost vom Tal beginnt der an dieser Seite stärkere Vorschub der Frankenfeser Decke wirksam zu werden.

Der interne Faltenbau der kalkalpinen Decken des Gebietes, von SPITZ und SOLOMONICA bereits verschiedentlich diskutiert, ist, was schon im östlich angrenzenden der Fall gewesen (1967 a), nicht mehr so einfach deutbar wie im zentralen Höllensteinzug. Das liegt an den ausgreifenden Verstellungen um die Langenbergbucht und auch am Fehlen jeglicher distinkter Fortsetzung der ja schon östlich vom Wildegger Tal gegen W aushebenden Flösselmulde der Lunzer Decke (l. c.), so daß Höllenstein- und Teufelsteinantiklinale verschwimmen.

Die „Kieselkalk“-Vorzone der Frankenfeser Decke läßt östlich vom Mödlingbach noch verhältnismäßig breit aus, westseits ist sie, wohl tektonisch, stark verschmälert. Demgemäß sind dem Ost-Stück die typischen Erscheinungen dieser „tektonischen Mega-Breccie“ (H. KÜPPER, 1954) besser anzukennen. So die kräftig entwickelte kalkalpine „Front-Welle“, mit den charakteristischen Liasfleckenmergel-Bestückungen größeren

Ausmaßes, einigem „Rand“-„Cenoman“ (Losensteiner Schichten), Rhät und dem allgegenwärtigen Kieselkalk; in dem so manches an sekundärfaziell verborgenem Rhät und Lias stecken muß. Im Mosaik dieser Zone, NO Kote 494, dessen südrandständige Keile von Obertrias vielleicht vertragene Stücke aus der innen folgenden Randantikline sind, spiegelt sich Kampf zwischen der Querstruktur des Westrahmens der Langenbergbucht mit der Wiedereindrehung in das generelle Streichen und auch noch Zersplitterung durch den Rohrkogel-Keil. Das West-Stück der Vorzone stößt im Bogen der Kalkalpenfront S Kote 455-NW Im Reutel langhin mit effektiv randständigem „Rand“-„Cenoman“ (Losensteiner Schichten) an die (Pseudo-)Buntmergelserie der Sulzer Klippenzone.

Das nächstinnere Frankenfelder Element, die Randantikline, ist östlich vom Mödlingtal arg verzerrt und zerstückelt, zum Tal hin gänzlich unterdrückt, westwärts, wieder aufgetaucht, langhin gut kennbar. Vom Ost-Stück gehören der Hauptdolomit und das Rhät mit den Schattwalder Schichten am unteren westlichen Sulzberg-Hang, O über dem innersten Vogelgraben, noch dem Westrahmen der Langenbergbucht an. Über diesem innersten Graben-Lauf unter dem Einfluß des Rohrkogel-Keils schwach abgeknickt, zieht der zentrale Hauptdolomit der Antiklinale, mit nur bis gegen WNW eingedrehtem Gesamt-Verlauf, zu schmalem Dach geklappt über Kote 494 und spitzt NNW bei N unter Kote 491 gänzlich aus, so daß gegen W weiterhin, zum Mödlingtal hinab, Frankenfelder Vorzone und Innenglieder im Ausstrich verschmelzen. Die innseitige Flanke, vom Hauptdolomit zum Innenstrang, an den Höhen 494—491, ist stark verengt und querschnittartig eingestellt. Ein geschlossener äußerer Gegenflügel ist auch nicht mehr zu erkennen. Ihm gehören jedenfalls das Rhät NO unter Kote 491 und der große Liasfleckenmergel-Zug N—ONO von Kote 494 an. Das weit geschlossenere West-Stück, über Kote 438—Fratzenberg Kote 482—O bis S Im Reutel, hat schon SPRTZ, 1910 und 1919, als Randantikline profiliert. SOLOMONICAS Auffassung als Sattel, eventuell gar Deckscholle der Lunzer Decke, scheidet aus. Die am Fratzenberg steil auswärts einschließende Lamelle, bei Im Reutel auch um die Senkrechte auspendelnd, ist nur ein Stumpf aus dem Hauptdolomit des Antiklinal-Kerns süd- und dem Rhät des Nordschenkels nordwärts. Von O her tauchen auf Kote 438 zuerst nur das Rhät, der liegende Hauptdolomit erst am Fratzenberg, ONO unter der Gipfelkote 482, auf. Über Kote 438 steht das Rhät südwärts mit dem Lias der Innenzone in stratigraphischem Kontakt, westlich weiterhin grenzt letzterer direkt an den Hauptdolomit. Südflankenständiges Rhät bleibt unterdrückt. Gegen den Dornbach zu verschmälert sich dieses Element neuerlich.

Die Frankenfelder Innenzone, die „Liesingmulde“ SPRTZ', ist beiderseits vom Mödlingtal wesentlich besser, breiter ausladend und beständiger, entwickelt, wengleich eigentlicher Mulden-Bau, wie ja auch im Höllensteinzug, teils gar nicht mehr besteht, oder nur streckenweise durchschimmert. Stücke aus dem Westflügel der sich im Bereich Sulzberg—Rohrkogel-Ostkuppe abzeichnenden Großmulde im Frankenfelder Westrahmen der Langenbergbucht (1967 a) und aus dessen innerstem

Neokom-Zug reichen vom inneren Vogelgraben im N bis SO Hubertushof noch in vorliegende Darstellung hinein. Diesen Streifen mit im Blickfeld über den engeren Wirkungskreis um die Haupt-Stoßrichtung des Rohrkogel-Keils, ist die seinem Vordringen adäquate Aufkeilung des Frankenfelder Innenstrangs, bis zur Zerreißung des Innersten, überschaubar. So endet der obangeführte Neokom-Zug, in S—N heranstreichend, am S-Abfall der Rohrkogel-Ostkuppe blind als Stumpf und setzt erst jenseits des Vogelgrabens in NNO unter Kote 496 an breitem Querschnitt zum Weiterstreichen gegen WSW wieder an. Die reich gegliederte Innenmulde Sulzberg—Rohrkogel-Ostkuppe erscheint an der Tiefenlinie des höheren Vogelgrabens en bloc im Streichen verstellt und in einem, dem Schnitt am Neokom gleichlaufenden, queren Schlitz unter Kote 494, auf Rhät und Liasfleckenmergel reduziert. An in auffallender Verlängerung dieser Schnitt- und Schlitz-Region gegen NW zu liegendem breitem Strich zwischen den Höhen 491 und 494 erscheinen sodann auch die Fleckenmergel gegen WSW zu eingeschwenkt. Von der gesamten Querstruktur in Nordost an den Höhen 491 und 496 an zieht die Innenzone in bedeutender Breite zum Mödlingtal hinab. Wie gezeigt, ist der Bestand in diesem Stück relativ „komplett“. Im tieferen Anteil herrscht südwärtsiges Fallen, der große Neokom-Stoß über den Steil-Kamm 496 steht zur Hauptsache senkrecht. Der Mittelkreide-Zug an seiner Südflanke, NNW am Vogelgraben, ist unter gegebener Begründung, wie gesagt, der Innenzone anzuschließen. Sie überschreitet das Mödlingtal, am N-Saum, jenseits, etwas S-versetzt, jedoch in annähernd gleich großer Breite, die sich erst gegen die Sattelregion zwischen dem Fratzenberg Kote 482 und dem WNW-Kamm der Festleiten zu vermindert. In NNO unter der Festleiten ist die Verkleidung durch Losensteiner Schichten am ausgedehntesten; darunter könnte sich höherer Jura verbergen. Querstaffelung im riesigen Neokom-Stoß der Festleiten weist auf Hineinziehen unter die Front der Lunzer Decke. Um Kote 516, die Gipfelpartie, interferiert diese quere Lineatur mit Anzeichen einer Muldenbildung vor dem Deckengrenz-Ausstrich. Daß SW unter Kote 438, ober Bachacker, ein Stück von Malmkalk auch an der Innenseite des Neokoms auftritt, deutet ebenfalls auf Muldenlage. Zu schiefer Muldenbildung oder Schuppung des innersten Bestandes steigert sich das Gebiet westlich des Dornbachs, von WSW unter Kote 438 (Bachacker) zur Straße Dornbach—Sulz hinauf, N der Abzweigung zum Lindenhof.

Mit dem verkehrten, auswärts fallenden Stoß, Malmkalk unter Neokom, WSW am Steil-Kopf 438 und dem Auswärtsfallen der Mulde oder Schuppen an der Dornbacher Straße, knapp am Grenzausstrich gegen die Lunzer Decke, stellt sich die altbekannte, im benachbarten Höllensteinzug allenthalben verbreitete, gegen innen gerichtete Rücküberkippung der inneren Frankenfelder Decke wieder ein.

Die Gliederung der Lunzer Decke des Gebietes steht, wie bereits im Teilbereich O/SO Wildegg—Mödlingbach (1967 a), nicht mehr vor dem klassischen Faltenbild des Höllensteinzuges von Kaltenleutgeben—Gießhübl, das man weiter westlich immer wieder gesucht hat. Da die Decke im großen und ganzen eine mehr einheitliche gegen Südwesten abtauchende Tafel, mit dem Rohrkogel-Keil als nordöstliche Spitze, bildet,

ist in diesem Abschnitt so viel von der Verkleidung mit bis an den Deckengrenz-Ausstrich zu stehen gekommenen Jungschichten erhalten geblieben, daß damit die Analyse des Baues zusätzlich erschwert wird. All das hat im wesentlichen, wie gesagt, schon SOLOMONICA erkannt.

Der Weinberg Kote 481 ist allerdings nicht die Fortsetzung des Alleeberges im Osten, der der Frankenfelder Randantikline angehört (1967 a), sondern die, mit dem Vorstoß der Lunzer Decke westlich des Mödlingtals, nordversetzte Teufelsteinantiklinale des Bereiches Hegenberg-(Wildegger Tal-)Kote 451—Mödlingtal, O Lutzfeld (l. c., Karte) und gehört daher, wie schon SPITZ, 1910, richtig sah, der Teufelsteinantiklinale an. Ein Stück aus dem weitgespannten Faltenwurf der südlichen Region dieses Elementes, entragt er einer von Süd und Ost her weitumgreifenden, in West quer anliegenden Hülle von „Sparbacher Schichten“. Die Zange im Osten reicht aus der Gießhübler Mulde am Lutzfeld Kote 406 herauf, das Hüllen-Stück im Westen, vom großen Verkleidungs-Bereich Fratzenbergerfeld heran.

Die vor allem Neokom, sowie etwas Gosau führende Senke zwischen dem Weinberg Kote 481 und den Höhen N/NW von ihm, Kuppe OSO Kote 445, der „Vorberg des Weinbergs“ (SOLOMONICA)-Sattel 445-Kote 479, möchte man als Wiedereintritt der Flösselmulde in den Bau auffassen, die östlich vom Mödlingtal, bzw. von Wildegger, an Höppelberg-S gegen Westen zu aushebt (1967 a); dann fiele der gesamte Lunzer Raum auswärts von ihr der Höllensteinantikline zu. Dieser einfachen Lösung stehen jedoch nicht zu übersehende Einwände entgegen. Zu den schon 1968 c erhobenen, daß die Senke ostseits vom nordweisenden Ausleger der Gießhübler Mulde gekreuzt werde und die transgressive Tendenz ihres Neokoms für den Nordrand der Gießhübler Mulde charakteristisch sei, kommt, was schwerer wiegt, die raumgeometrische Erwägung, daß ein Wiedereintreten des gegen Westen zu aushebenden Stranges in die sich gerade gegen Westen zu senkende Lunzer Tafel unseres Gebietes zwar nicht geradezu unmöglich, aber schwer vorstellbar ist. Gleichstellung der Syncline mit der Flösselmulde scheidet daher als Ordnungsfaktor aus.

Im weiten Rund gegen die Deckenfront zu deuten Stirnung vor dem Grenz-Ausstrich beiderseits des Mödlingtals und der so gut wie am gesamten Nordsaum bestehende Anschub an das Neokom der innersten Frankenfelder Decke, in Ansehung der Verhältnisse im benachbarten Höllensteinzug, auf die Höllensteinantikline. Das gilt insbesondere für den am nordöstlichen Front-Eck in NNW/ONO an Teilstücken der Frankenfelder Innenzone abstoßenden Rohrkogel-Keil, den Rohrkogel-Hauptstock Kote 515, der daher nicht zur Teufelsteinantiklinale, wie SPITZ hatte, sondern, mit SOLOMONICA, zur Höllensteinantikline zu stellen ist. Die, was SOLOMONICA ebenfalls bereits bekannt war, mit dem Rohrkogel verbundene Platte jenseits des Mödlingtals, Höhe OSO Kote 445, der „Vorberg des Weinbergs“, — Sattel 445 — Kote 479, ist, trotz ihres noch weitgespannten Baues, als südseitiger Aufschwung der Höllensteinantikline, aus der Syncline zum Weinberg, aufzufassen. Weiter im Westen verhüllen die „Sparbacher Schichten“ im mittleren Abschnitt auch die Fortsetzungen des Synklinoriums und des Aufschwungs nördlich von

ihm, doch scheint es, über Brücken-Stücke hinweg, daß die gegen Südwesten, zum Dornbach hinabziehenden Obertrias-Züge auch der inneren Höllesteinantikline angehören. Daß die abschnittsweise bis an die Lunzer Front reichende Verkleidung mit „Sparbacher Schichten“ noch auf den Ablagerungsraum Gießhübler Mulde-Teufelsteinantiklinale deutet (1968 c), aus dem sie allerdings stammt, ist nicht aufrechtzuerhalten, weil sie eher infolge des Absinkens der Lunzer Schichtplatte bestehen bleiben konnte. Inwieweit das hingegen für deren deckenfrontalen Gosau-Wulst gilt, wie ein solcher am Höppelberg im westlichen Höllesteinzug in sicherem Areal aus der vereinigten Höllestein-Teufelsteinantiklinale ebenfalls die Lunzer Front begleitet (1967 a), bleibe dahingestellt.

Im Gebiete liegt der immerhin gewissermaßen intermediären Stellung der Höllesteinantikline und ihrem engeren Verband mit der Teufelsteinantiklinale eine Situation zugrunde, die es gestattet, beide Areale getrennt zu erfassen, ohne daß diesen Begriffen hier noch ihre gesonderte Falten-gewandung interpretiert werden könnte.

Die Erfassung von Lunzer Beständen jenseits des Dornbachs, auf Katzgraben- und Kuppelhalterfeld, ermöglicht die Feststellung, daß die Lunzer Decke, vom Raum Festleiten—Bachacker und Fratzenbergerfeld her, unter der nordwestlichen Gaadener Senke in Richtung Südwesten weiterstreicht.

Der Deckengrenz-Ausstrich Lunzer/Frankenfelder Decke knüpft ostwärts an das auf vorliegender Darstellung neuerlich gebrachte, westlichste, im untersten Teil des zur Straße Sittendorf—Sulz, O gegenüber Lutzfeld Kote 406, abfallenden Grabens endende Stück des Grenzzuges Wildegg—Mödlingtal (1967 a) an. Dort liegt der Knick in die Schiene der großen Querstruktur zwischen dem Frankenfelder Westrahmen der Langenbergbucht im Osten und der an ihm vorgestoßenen Lunzer Decke im Westen. Von der Knickstelle an, ein Stück in SO—NW, ist tatsächlich das Mödlingtal Schnitt zur deckentrennenden Baufuge, bis S Hubertushof, wo ihr Ausstrich in Richtung N aus dem Tal an die Ostseite des Rohrkogel-Keils, den Rohrkogel-Hauptstock Kote 515, springt, dort an ihm in N/NNW weiterzieht und schließlich zum unteren Vogelgraben, N unter Punkt 515, geht. Dort wiederum liegt der Knick zum ins „Allgemeine Streichen“, gegen Westsüdwesten gewendeten Grenz-Ausstrich.

Im Querschlag sind Blattverschiebungs- und Deckengrenz-Ausstrich eins, wie an der großen Lagerramstörung bei Kaltenleutgeben (1961 und 1965), nur der Bewegungssinn ist seitenverkehrt, an jener, W-seits Süd-, hier, W-seits Nord-Versetzung.

Die doppelte Wendung der Grenzfuge, von Westen gegen Norden und wieder gegen Westen, ist im Grunde nichts anderes, als der großzügigste Haken jener „Tektonischen Vergitterung“, die aus dem östlich anschließenden Gebiet Sulzberg—Alleeberg, 1967 a, beschrieben worden ist.

Von der Knickstelle im Vogelgraben an bis W Bachacker Kote 394 zur westlichen Kartengrenze verläuft der Grenz-Ausstrich im generellen Streichen zwischen der wieder nordwärts gerichteten Lunzer Front und

der wieder westwärts ziehenden Frankenfelder Innenzone. Das außenfrontale Element der Lunzer Decke, die Höllensteinantikline, stirnt, wie gesagt, zu beiden Seiten des Mödlingtals, im Osten am Rohrkogel-Hauptstock Kote 515, dem Rohrkogel-Keil, im Westen, in dessen streichender Fortsetzung, NNO unter Kote 479, auf Festleiten—Bachacker weiters, trägt sie frontal die Jungschichten-Haut der Decke, wie wenn diese, keine unbekannte Erscheinung, gerade ihre jüngsten Glieder vor sich hergeschoben hätte. In der Frankenfelder Innenzone steigt, von den nicht regelmäßig postierten Tannheimer- und Losensteiner Schichten abgesehen, die Schichtfolge von Osten her bis Kote 438, N „ha“ von „Bachacker“, wie im Höllenstein-Gebiet um Kaltenleutgeben (1965), einwärts, dem Abstoß zu, auf. Vor allem durch die Konstanz ihrer innengrenzständigen, für diesen Bereich stets leitenden Neokom-Staffel hebt sich die Zone von den wechselnden Beständen der anstoßenden Höllensteinantikline ab. Östlich vom Mödlingtal ist vom Knick der Grenzstufe N unter Punkt 515, Rohrkogel, im Vogelgraben, dieser, bis zu seiner Mündung in das Haupttal, Schnittführer zwischen dem Hauptdolomit-(Rhät) des Lunzer Rohrkogel-Keils, in SSO, und der zur Fuge hin aufsteigenden, also gegenläufigen Folge Jura-Neokom am westgerichteten Hang der Koten 491—496, in NNW. Noch unmittelbar westlich davon, über dem Mödlingbach, stehen Opponitzer Schichten der Lunzer Stirn und das innerste Frankenfelder Neokom einander in geringer Entfernung gegenüber. Weiterhin muß der Grenzausstrich über die Festleiten an Kote 516, bis Bachacker Kote 394, zwischen das innerste Frankenfelder Neokom und die Lunzer-frontalen Oberkreide-Bestände, streckenweise gar die cenomanen „Sparbacher Schichten“, wie auch die Gosau-Klastika-Bereiche gelegt werden.

„Überraschend, um wieviel die Blockbreccien und das Neokom von Festleiten“ die Schichtfolge „des Fratzenberges überragen“ fand SOLOMONICA und war mit „vielleicht daß hier ein Sprung oder eine Schubfläche durchgeht“ der Lösung bereits ganz nahe; nur Neokom und Oberkreide konnte er nicht trennen.

Es können jedoch die Lappen des Lunzer Cenoman-Teppichs, die an das Frankenfelder Neokom heranreichen, nicht einfach dessen stratigraphisch Hangendes sein, weil beide Straten völlig verschiedene Positionen einnehmen. Die Neokomptychenschichten sind Top-Glied einer geschichteten stratigraphischen Folge, die „Sparbacher Schichten“ transgressiver Mantel über dem Grundfalten-Bau. Die klastische Gosau wiederum müßte auch das Neokom ergriffen haben, wenn sie nicht entfernt von ihm gebildet worden wäre. Daß dem Abstoß Neokom/Oberkreide kein Verband interpretiert werden darf, zeigt die bereits erwähnte, SW unter Kote 438, ober Bachacker, an der inneren, der Grenzstufe zugewendeten Seite des Neokoms aufsteigende Frankenfelder Malmkalk-Lage, die, als dessen stratigraphisch Liegendes, pars pro toto, einer Verbindung mit benachbarter Oberkreide entgegensteht.

Von nördlich Bachacker Kote 394 an, zum westlichen Kartenrand hin, hält sich der Grenzausstrich, auch morphologisch, an den inneren Rand der vorstehend beschriebenen Mulde oder Schuppen-Bildung im grenz-

ständigen Frankenfesler Unter- und Mittelkreide-Bereich WSW jenseits des Dornbachs; dort überhöht das innerste Frankenfesler Neokom deutlich die Bachacker-Niederung von Kote 394, wo bereits das Problem Flysch-Schutt aus der Gaadener Senke spielt. So auch, doch schon eindeutig, in SW jenseits der Straße Dornbach—Sulz und der zum Lindenhof führenden Abzweigung, wo jedoch das Paleozän der frontalen Lunzer Decke, S von „B“ von „Bachacker“, und das an der Abzweigungsstelle über die beiden Straßengabeln gehende innerste Frankenfesler Neokom einander auf nur etwa 100 m Entfernung gegenüberstehen, womit der Durchzug des Grenzausstrichs gleich SO der Gabelung zum westlichen Kartenrand gegeben ist.

In einem weiteren Rahmen gesehen, ist die, vielleicht verschuppte Mulden-Bildung an der der Lunzer Decke zugewendeten Seite der westlichen Frankenfesler Innenzone des Gebietes Kernstück einer Synkline, aus deren gesamtem Bestand, nichts anderes als Wendung und Ansatz zum inneren Gegenflügel der „Liesingmulde“ SPITZ, der ansonsten an der Überschiebung durch die Lunzer Decke gekappt oder unterdrückt sein mag.

Mit diesem Muldenkern-Stück kommt, wie schon vorstehend präzisiert, die für den Nordostsporn der Kalkalpen bei Wien so charakteristische, gegen innen gerichtete Rücküberkipfung, hier nur als Überschlagung der inneren Frankenfesler gegen die Lunzer Decke zu faßbar, zur Geltung.

Die Deckengrenz-Fuge dürfte in der Querstruktur und im größten Teil ihres Längsverlaufs um überwiegende Steilstellung pendeln. Ob sie die im westlichsten Abschnitt auf Seiten der Frankenfesler Decke allein ersichtliche Rücküberkipfung mitzieht, diese also dort über die Lunzer Decke zu liegen kommt, ist zwar nicht sicher, in Ansehung der Verhältnisse im benachbarten Höllenstein-Gebiet aber wahrscheinlich.

Der Grenz-Ausstrich Kalkalpen/Flysch- und Klippenzone konnte im Maßstab der vorliegenden Darstellung im einzelnen wesentlich schärfer gefaßt werden als auf den vorangegangenen. Östlich vom Mödlingtal hatte ihn bereits SOLOMONICA, gegen SPITZ, um einiges gegen innen verlegt, was 1969, mit ausführlicher Begründung, schon bestätigt wurde.

Demnach verläuft er von Osten, vom südlichen Kamm der Sulzer Höhe bei Kote 513 her, zunächst westseits unter dieser, quert die bei „z. A“ von „W. H. z. Alpe“ liegende Siedlung und zieht sodann im Einschnitt des unbenannten Gerinnes, das bei Kote 415, Sulz, in den Mödlingbach mündet, zum Haupttal hinab. Dort springt er südwärts, in die Mödling-Niederung, dem ostseitigen Vorstoß der Kalkalpen entlang, und aus ihr westwärts in die flache Senke, die jenseits in Richtung auf die (südliche) Kote 455 zieht. Im Abschnitt westlich des Mödlingtals—Dornbach, l. c., ebenfalls ausführlich behandelt, geht der große Schnitt zunächst westwärts durch diese Senke, tritt aus ihr am vorgenannten Punkt südseits vorbei heraus, biegt N von Im Reutel gegen Südwesten ab und geht W davon über die Straße Dornbach—Sulz, sowie den Dornbach, zum westlichen Kartenrand hin.

Die Grenz-Fuge dürfte beiderseits vom Mödlingtal zumindest sehr steil stehen, im westlichsten Abschnitt, NW bis W unter Im Reutel, muß sie, da sich die Buntmergel dort sichtlich weit unter den Kalkalpen-Körper hin erstrecken, flach gegen innen fallen; die Schubfläche dürfte da die Buntmergel-Packung langhin schneiden.

Von der Intern-Tektonik der Sulzer Klippenzone war in diesem Abschnitt, wovon schon vorstehend berichtet, einiges faßbar. SOLOMONICAS Zweifel, ob die Klippe (selbst) wirklich nordwärts einfallt, war berechtigt, denn der Klippen-Kern fällt ja flach bis mittelsteil gegen Südsüdosten, dürfte aber, wie gesagt, verkehrt liegen. Das Nordwärts-Fallen der dem Kern südseitig unmittelbar anliegenden Hüll-Partie ist allen Autoren zu bestätigen. Es dürfte nicht nur, wie SOLOMONICA vermutete, die Hülle spezial gefaltet, sondern Kern und Hülle mögen, unter der Überschiebung durch die frontalen Kalkalpen, bis zu Überschlagungen eben, geschoppt worden sein. Daß die Sulzer Klippen Durchspießungen durch die Laaber Schichten bilden, (G. GÖTZINGER, 1951 und Karte 1952) ist, zumindest im Bereich der vorliegenden Darstellung, unrichtig.

Der auf ihr erscheinende kleine Ausschnitt aus der rückseitigen Laaber Teildecke liegt auswärts vom Klippen-Bereich und ist, wie gesagt, von ihm langhin eindeutig abgrenzbar. Das die Straße Sulz—Dornbach querende Kern-Stück der Klippe kommt dem Laaber Komplex beim Dornbach unten nur sehr nahe, oder schmiegt sich ihm an. Kern, Hülle und Laaber Schichten streichen dort gleichsinnig, so als bestünde Gleichschichtung eines Nebeneinander. Nördlich davon, längs des westlichen Winkelstücks der Straße Sulz—Dornbach, hat man an und westlich unter ihr morphologisch absolut den Eindruck, daß dort der Laaber Komplex unter den Buntmergeln der Klippenhülle liegt. Das stimmte mit dem Bericht G. GÖTZINGERS von einer Antiklinale der Laaber Schichten „W Sulz im Dornbacher Graben“ (1951) überein, die sich nicht über die an der Straße oberhalb anstehende Buntmergel-Klippenhülle spannen kann. Aber schon NW/N vom Straßenknick an der (nördlichen) Kote 455 überhöhen im Terrain Laaber Schichten den angrenzenden Klippen-Bereich.

Da aus dem engen Blickwinkel dieses Karten-Ausschnittes keinerlei Schluß auf das tektonische Verhältnis des Klippen-Körpers zur höchsten Flysch-Teildecke zu ziehen ist, erscheint ihre Grenzlinie mit beidseitiger Zähnelung.

Nördlich des ostgerichteten Winkelstücks der Straße Sulz—Dornbach verschwimmt die Abgrenzung, doch deckt sich die Grenzlegung gerade dort mit der von SPITZ, 1910. Längs des westgerichteten ist die Grenze bis an den W der (südlichen) Kote 455 zum Dornbach hinunter ziehenden Graben eindeutig gegeben. Weiters muß der Schnitt nords-seits am Klippen-„Wulst“ in die Dornbach-Niederung hinabschwenken, doch war Zug in der Grabentiefe des vorangeführten Seitenastes nicht zu vertreten. Der Verlauf am Dornbach unten sodann, oberhalb vom Steg des Pfades zum Lindenhof, ist zwischen dem Aufschwung zur Klippe am linken und sicheren Laaber Schiefen am rechten Ufer leidlich gut gegeben. Das restierende Grenzstück zum westlichen Kartenrand wurde,

da die Sandsteine am westwärts des Dornbachs wiederaufsteigenden Lindenhofer Pfad als noch zum Laaber Flysch gehörig aufgefaßt erscheinen, südseits von diesem Wegstück gegen Südwesten gezogen.

Die Oberflächengestaltung des Gebietes widerspiegelt seinen Bau. Im Norden die breit ausladende Sulzer Klippenzone, in der die weichen Buntmergel und die Mürb sandsteine die schwächtigen Kern-Stücke bei weitem an flächenhafter Ausdehnung überwiegen und förmlich verschlucken. Die Kalkalpenfront schwingt sich über diese Landschaft der „Sulz“ in Wellen verschiedener Höhen und alternierender Innen-Strukturen auf. Deutlich abgesetzt und aufgebäumt erscheint der „Rohrkogel-Keil“ im Landschaftsbild. Das Abfallen der kalkalpinen Tafel gegen Südwesten, der Gaadener Senke zu, bietet an der Rückseite der Front das auch in den Kalk-Voralpen ganz ungewohnte Bild einer weit offenen leicht terrassierten Rumpflandschaft, die sanft gewellte Dornbacher Niederung, in der formgebendes Fortstreichen der kalkalpinen Körper nicht zum Ausdruck kommt.

Literatur

- 1910, SPITZ, A.: Der Höllensteinzug bei Wien. — Mtlg. Geol. Ges. Wien, III. Bd., Wien, 1910. S. 351.
- 1919, SPITZ, A.: Die nördlichen Kalkketten zwischen Mödling- und Triestingbach. — Mtlg. Geol. Ges. Wien, XII. Jahrg., Wien, 1919, S. 1.
- 1928, BOBIES, C. A.: Das Gaadener Becken (Ein Beitrag zur jüngsten Geschichte des Kalkalpenrandes bei Wien). — Mtlg. Geol. Ges. Wien, Bd. XIX, 1926, Wien, 1928, S. 41.
- 1931, SOLOMONICA, P.: Zur tektonischen Stellung der Kieselkalkzone zwischen Wien und Altenmarkt a. d. Triesting. — Ak. d. Wiss., math.-natw. Kl. Akad. Anz., Nr. 16, Wien, 1931.
- 1934, SOLOMONICA, P.: Zur Geologie der sogenannten Kieselkalkzone am Kalkalpenrande bei Wien und der angrenzenden Gebiete. — Mtlg. Geol. Ges. Wien, XXVII. Jahrg. (Bd.), Wien, 1934, S. 1.
- 1951, GÖTZINGER, G.: Bericht (1949) über Aufnahmen in Flysch und Molasse auf den Blättern Baden—Neulengbach und Tulln. — Verh. Geol. B. A., Wien, 1950—1951, Jahrg. 1950—1951, Wien, 1951, S. 62.
- 1952, GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H. und VETTERS, H.: Geologische Karte der Umgebung von Wien. — Geol. B. A., Wien, 1952.
- 1954, GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H., LICHTENBERGER, E. und ROSENBERG, G.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien, Geol. B. A., Wien, 1954.
- 1955, ROSENBERG, G.: Einige Ergebnisse aus Begehungen in den Nördlichen Kalkalpen. A. Kalkalpen-Nordostsporn bei Kaltenleutgeben (N.-Ö.) und am Mödlingbach zwischen Sulz und Sittendorf (N.-Ö.). — Verh. Geol. B. A., Wien, 1955, S. 197.
- 1961, ROSENBERG, G.: Die Bucht der Langenberge zwischen Kaltenleutgeben und Sulz (NÖ.). Ein Beispiel kalkalpiner Baues am Flyschrande. — Jahrb. Geol. B. A., Wien, 1961, S. 443.
- 1962, MATURA, A.: Der Kalkalpennordrand bei Sulz im Wienerwald zwischen Mödlingbach und Sulzer Höhe—Sulzberg—Rotes Kreuz—Alleeburg. — Phil. Fak. Univ., Wien, 1962.
- 1965, ROSENBERG, G.: Kammerstein (Ruine)—Bierhäuselberg (NÖ.). — Verh. Geol. B. A., Wien, 1965, S. 9.
- 1966, ZACHER, W.: Die kalkalpiner Kreide-Ablagerungen in der Umgebung des Tannheimer Tales (Nordtirol). — Mtlg. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 6. Bd., München, 1966, S. 213.

- 1967, ROSENBERG, G.: Der westliche Höllensteinzug am Mödlingbach (NÖ.). — *Jahrb. Geol. B. A., Wien*, 1967, S. 109.
- 1967, KRÖLL, A. und WESSELY, G.: Neue Erkenntnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Urmannsau I. — *Erdöl-Erdgas-Zeitschr.*, 83. Jahrg., 1967, Heft 10, Wien—Hamburg, 1967, S. 342.
- 1968, KOLLMANN, H. A.: Zur Gliederung der Kreideablagerungen der Weyerer Bögen (O.-Ö.). — *Verh. Geol. B. A., Wien*, 1968, S. 126.
- 1968, KOLLMANN, H. A.: Itruvien (Itieriidae, Gastropoda) aus dem Wiener Raum. — *Mitg. Geol. Ges. Wien*, 60. Bd. 1967, Wien, 1968, S. 13.
- 1968, ROSENBERG, G.: Bericht 1966—1967 über die Aufnahme in der weiteren Umgebung Wiens. Kalkalpen im Bereiche Mödlingbach—Dornbach auf Blatt Kaltenleutgeben und Baden 58/3 u. 4, Ausschnitt auf 1:5000 vergrößert. — *Verh. Geol. B. A., Wien*, 1968.
- 1969, ROSENBERG, G.: Bericht 1967—1968 über die Aufnahme in der weiteren Umgebung Wiens. Kalkalpen im Bereiche Mödlingbach—Dornbach auf Blatt Kaltenleutgeben und Baden 58/3 u. 4, Ausschnitt auf 1:5000 vergrößert. — *Verh. Geol. B. A., Wien*, 1969.

Belegmaterial aus dem dargestellten Gebiete befindet sich in der Geol.-Pal. Abteilung des Naturhistorischen Museums, Wien.

Erläuterungen zu Tafel 1

Die Frankenfesler und die Lunzer Decke sowie Ausschnitte aus der Sulzer Klippenzone und der Laaber Teildecke im Raum Mödlingtal—Dornbach (NÖ.).

Gerüst: Ausschnitt aus Blatt Kaltenleutgeben und Baden 58/3 und 4 von der Geologischen Bundesanstalt, auf 1:5000 vergrößert und vom Autor ergänzt.

Auf den Grundlagen und unter Benützung der Darstellungen von SPITZ (1910 und 1919), BOBLES (1928), SOLOMONICA (1934), G. GÖTZINGER (1951 und 1952) und MATURA (1962), im Anschluß an die „Karte des westlichen Höllensteinzuges am Mödlingbach“ (1967 a, Tafel 1), in 1:5000 neu aufgenommen.

Nachträgliche Bemerkungen zu letzterer:

Im rechten oberen Eck ist an wichtiger Stelle, W von „Jakobs Q.“, im lichtbraunen Grenzstreifen die schwarze Flecken-Signatur für (Frankenfesler) Cenoman ausgeblieben.

Ferner fehlen Kotenzeichen und Höhenangabe 580 im nordweisenden Hauptdolomit-Stück darunter, 2 cm NNW Kote 594, Speckkammerl (in den Texten erwähnt!).



LEGENDE :

	Opponitzer Schichten		Sandsteine und Mergelschiefer der Laaber Schichten (Serie)
	Rauhwacken		Schuttschleier u. fächer der Dornbach-Niederung, Torton, Badenien, Badener Serie s.l.
	Hauptdolomit		Kalktuff
	Bunte Keuper-Lage im Hauptdolomit auf 494		Kantiger Hauptdolomit-Schutt
	Rhät		Ränder angedeuteter Terrassen
	Rhät-Schattwälder Schichten		Alluvionen und rezenter Schutt
	Kieselkalk		Fossilien
	Kalksburger Schichten		Fundort der <i>Worthenia contabulata</i>
	Allgäuschichten, Liasfleckenmergel und Kalk	P₁	Eigene Mikroprobenentnahmestellen
	Hierlatzkalk und ? Vilser Kalk	P₄	
	Lias-Cephalopodenkalk in Roffazies, Adnetter Kalk s.l.	P_{5g}	
	Jurahornsteinkalk	P₂	Mikroprobenentnahmestellen gemeinsam mit B. Plöchingen
	Malmkalk Plassenkalk s.l.	P₃	
	Schrambach-Neokomptychenschichten	P₁	Mikroprobenentnahmestelle B. Plöchingen
	Neokom konglomeratisch-brecciöse Ausbildung	Störungen	
	Sandsteinlagen im Neokom		Grenzausstrich Sulzer Klippenzone - Laaber Teildecke
	Apt (Gargas)-Mergelschiefer, Alb-Kalktonschiefer, Schwarzes Alb, TANNHEIMER SCHICHTEN		Deckengrenzausstriche der nördliche: Kalkalpen gegen Flysch- und Klippenzone der südliche: Lunzer Decke gegen Frankfurter Decke
	Mittel- und Ober-Alb - Unter-Cenoman Sandsteine und Konglomerate, LOSENSTEINER SCHICHTEN		Querverschiebungen im Mödlingtal
	Cenoman Basalbreccien		Querstörung S Festeiten vermutet
	Cenoman Mergelschiefer und Sandsteine	Fallzeichen	
	Gosau Ober-Campan-Maastricht Konglomerate und Breccien		saiger
	Paleozän-Tone und Mergelschiefer		steil
	Flysch- und Klippenzone i. A. Mürsandsteine der Klippenhülle		mittelsteil
	Hauptdolomit-Breccie des Klippen-Kerns		flach
	?Lias und Neokom des Klippen-Kerns		schwebend
	Polygener Sandstein ?Cenoman der Klippenzone		
	Buntmergel der 'Klippenhülle' bzw. 'Pseudo-Buntmergelserie'		

PROFILE ZUR GEOLOGISCHEN KARTE DER KALKALPENFRONT MÖDLINGTAL DORNBACH (NÖ) von G. ROSENBERG, 1970

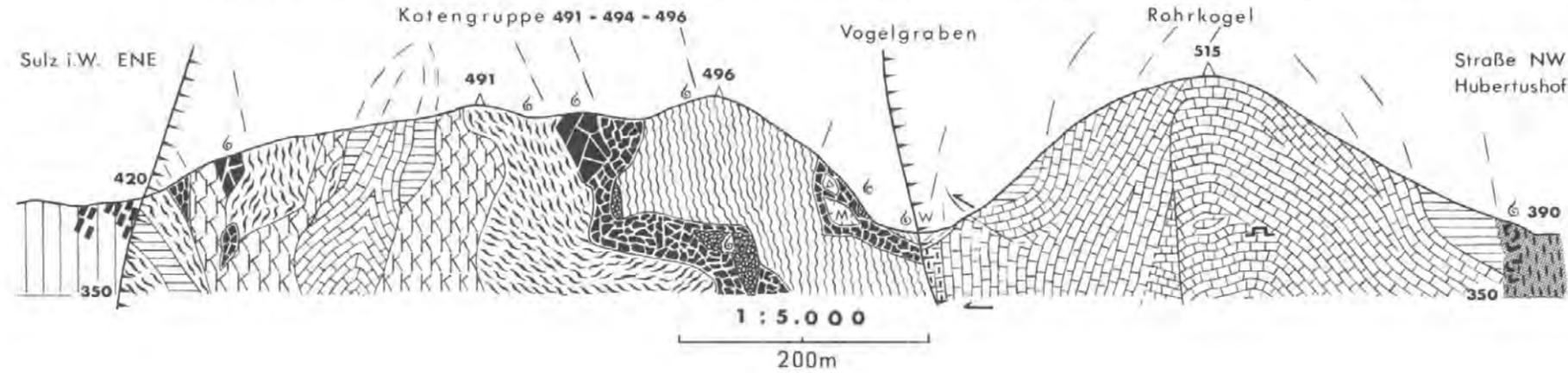
Profil 1

SAMMELPROFIL durch den Ostteil des in der Karte auf Tafel 1 dargestellten Gebietes in Richtung NNW-SSE über Sulz i.W.-ENE - Kote 491 - Kote 496 - Vogelgraben - Rohrkogel Kote 515 - Hubertushof-NW. Profillänge in der Geraden gemessen, etwas über 1,1 km, keine Überhöhung.

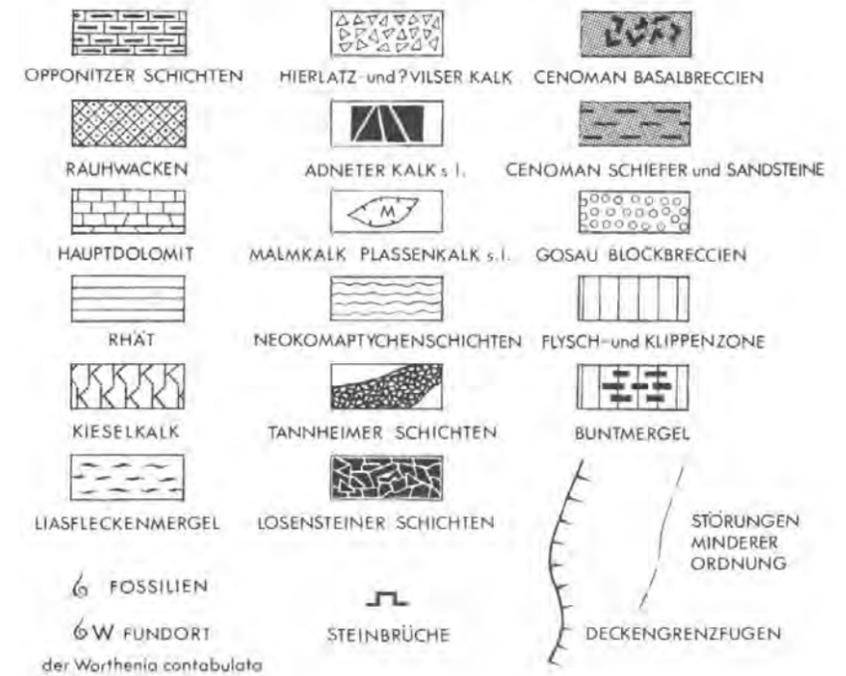
NNW

SSE

SULZER KLIPPENZONE FRANKENFELSER DECKE LUNZENER DECKE →
FRONTSCHUPPEN RANDANTICLINE INNENSTRANG HÖLLENSTEIN-TEUFELSTEINANTIKLINALE (ROHRKOGEL - KEIL)



LEGENDE:



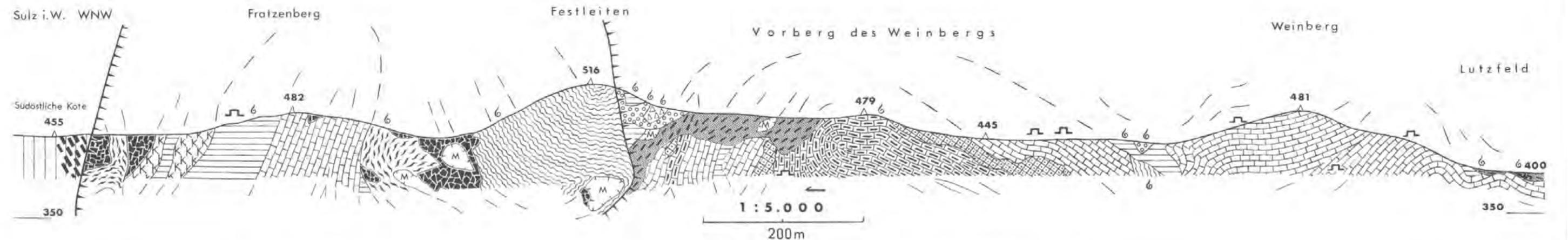
Profil 2

SAMMELPROFIL durch den Westteil des in der Karte auf Tafel 1 dargestellten Gebietes in Richtung NNW-SSE über Sulz i.W. - WNW - südöstliche Kote 455 - Fratzenberg Kote 482 - Festleiten Kote 516 - Kote 479 - Kote 445 - Weinberg Kote 481 - Lutzfeld. Profillänge in der Geraden gemessen, etwas über 1,8 km, keine Überhöhung.

NNW

SSE

SULZER KLIPPENZONE FRANKENFELSER DECKE LUNZENER DECKE →
FRONTSCHUPPEN RANDANTIKLINE INNENSTRANG HÖLLENSTEINANTIKLINALE - TEUFELSTEINANTIKLINALE GIESSHÜBLER MULDE



Jahrb. Geol. B. A.	Bd. 113	S. 189—245	Wien, November 1970
--------------------	---------	------------	---------------------

Zur Fazies und Tektonik des Nordstammes der Ostkarawanken von der Petzen bis zum Obir

Von FRANZ K. BAUER

mit 11 Abbildungen und 2 Tafeln

Inhalt

	Seite
Vorwort	190
Zusammenfassung	190
Abstract	191
I. Werfener Schichten (Skyth)	192
II. Serie des Alpenen Muschelkalkes (Anis)	192
1. Luscha Alm	192
2. Profil Riepl — Straße Globasnitz	195
3. Profil der Scholle NW Riepl	196
4. Goreca	197
5. Der Muschelkalk östlich Eisenkappel	197
6. Der Muschelkalk westlich Eisenkappel	198
7. Zur Grenze Muschelkalk — Wettersteinkalk	199
8. Zusammenfassung	199
III. Wettersteinkalk (Ladin)	200
1. Riffschutt-Fazies	200
2. Lagunenfazies	204
a) Wettersteindolomit beim Gasthaus Rastotschnik	204
b) Die gebankte Kalkfazies des mittleren Wettersteinkalkes	205
c) Zur Algenkalk-Fazies	205
d) Der hangende Wettersteinkalk	208
3. Fazies und Vererzung	215
4. Die Bergbaugebiete	218
5. Zur Dolomitisierung des Wettersteinkalkes	218
6. Zusammenfassung	219
IV. Partnach Schichten (Ladin)	219
V. Raibler Schichten (Karn)	221
VI. Hauptdolomit (Nor)	223
VII. Zur Frage des Dachsteinkalkes	225

	Seite
VIII. Rhät.....	226
IX. Jura — Neokom.....	227
X. Gosau	228
XI. Tertiär	228
XII. Quartär	229
XIII. Der tektonische Bau	231
1. Faziesverteilung und Tektonik	231
2. Streichen und Fallen, Lage der B-Achsen, Störungen	232
3. Zum Bau des Nordstammes	234
a) Der Bau der Petzen	234
b) Das Gebiet der Topitza	236
c) Das Gebiet zwischen Oistra und Obir.....	237
d) Hoch und Kl. Obir	239
4. Die Basisschollen am Nordrand	240
5. Zur Karawankenüberschiebung und zum Alter der Bewegungen	241
Literatur	243

Vorwort

Die Kartierungsarbeiten wurden in den Jahren 1965—1969 durchgeführt. Die Direktion der Bleiberger Bergwerks-Union, Klagenfurt, unterstützte diese Arbeiten, wofür an dieser Stelle der beste Dank ausgesprochen werden soll. Besonderer Dank gilt Herrn Dozent Dr. L. KOSTELKA für zahlreiche gemeinsame Diskussionen und Geländebegehungen. Bestens gedankt soll auch Herrn Dr. W. RESCH, Geologisches Institut der Universität Innsbruck, für Fossilbestimmungen und gemeinsame Exkursionen werden. Fräulein I. DRAXLER, Geolog. B. A. Wien, untersuchte in dankenswerter Weise Sporen aus tertiären Tonen des Lobnig Grabens und des Vellachtales.

Zusammenfassung

Die Schichtfolge beginnt mit den Werfener Schichten, die meist stark tektonisch reduziert sind. Der Muschelkalk zeigt eine reiche fazielle Differenzierung, die auf primäre engräumige Unterschiede im Ablagerungsraum zurückzuführen sind. An mehreren Stellen beginnt im oberen Muschelkalk das Riffwachstum in Form von Riffknospen. Der Wettersteinkalk läßt sich faziiell in Riffschutt-Fazies und Lagunenfazies gliedern. Die Riffzone ist besonders mächtig südlich der Petzen und des Obirs entwickelt, während die mächtigen gebankten Kalke des Petzenkammes und des Hoch und Kl. Obirs zur Lagunenfazies gehören. Zwischen Petzen und Obir ist der Wettersteinkalk geringmächtiger. Auch gibt es Unterschiede in der Fazies. Die zur Beckenfazies gehörenden Partnach-Schichten sind nur noch teilweise vorhanden. Die Raibler Schichten sind meist nur in Teilprofilen erhalten und bilden vielfach tektonisch wirksame Bewegungshorizonte. Im Hauptdolomit ist eine Dreigliederung zu erkennen. Das Rhät ist nur am Jegart und im Vellachtal mächtig entwickelt. Jura und Neokom kommen in Form von kleineren Schollen am Karawanken-Nord-

rand vor. Beim Tertiär ist zwischen dem Tertiär am Nordrand und dem innerhalb der Karawanken im Lobnig Graben gelegenen zu unterscheiden. Die Aufschlüsse im Quartär bei Miklauzhof ließen keine tektonische Verstellung der Schotter erkennen; die steile Stellung wird auf eine normale Anlagerung im randglazialen Bereich zurückgeführt.

Tektonisch ist das Gebiet in vier Baueinheiten zu gliedern. Während die Petzen aus mehreren größeren und kleineren Blöcken Wettersteinkalk besteht, ist das Gebiet der Topitza durch eine Schuppen- und Gleitschollentektonik charakterisiert. Das Gebiet zwischen Oistra und Obir zeigt einen regelmäßigeren Bau, in dem Mulden- und Sattelstrukturen zu erkennen sind, die durch die jüngere Bruchtektonik stark überformt wurden. Hoch und Kl. Obir bilden eine Antiklinale, die etwa im Scheitel auseinander gebrochen ist.

Sehr häufig sind Überkipnungen nach Norden zu beobachten, in denen ein für die Ostkarawanken wichtiges Bauprinzip zu liegen scheint. In diesen Bau sind auch die am Nordrand liegenden Basisschollen mit Rhät, Jura und Neokom (Sockeldecke nach STINI, 1936) einzubeziehen und daher als überkippte und abgeglittene Schollen aufzufassen, die noch von älteren Gesteinen, häufig vom Wettersteinkalk, überschoben wurden.

Abstract

The sequence of the strata starts with the Werfener Schichten which are frequently reduced by tectonic movements. The Alpine Muschelkalk is showing a great differentiation in the facies and in the uppermost part one can find reef growth at several places. The Wettersteinkalk represents a reef komplex. There is to distinguish between the reef area in the south of the Petzen and the Obir and the back reef facies in the north. The reef and back reef sediments show great thickness in the area of the Petzen and the Obir whereas the thickness between Petzen and Obir is much less. The Partnach Schichten are belonging to the sediments of the fore reef basin which are preserved only at a few points. The Raibler Schichten have great importance as sliding planes. The ultra back reef facies of the Hauptdolomit can be divided in a lower, middle and upper part. The Rhätian and Jurassic rocks occur in some slices at the northern border of the Karawanken. There is to distinguish between the Tertiary of the Karawanken foreland and the Tertiary within the Karawanken in the Lobnig Graben. In the Quaternary outcrops at Miklauzhof no tilted strata can be found, their steep dipping is due to periglacial deposition.

There are four tectonic units. The area of the Petzen consists of Wettersteinkalk which is broken into several blocks. The area of the Topitza shows a gravitational gliding of Wettersteinkalk and imbricate structures, the western part between Oistra and Obir more regular tectonic structures. Hoch and Kl. Obir are build up by a great anticline.

At many places one can observe overturned series of strata. The dislodged slices at the northern border of the Karawanken (Sockeldecke after STINI, 1936) are explained as overturned and down gliding rocks which have been overthrust by Triassic rocks, mainly by Wettersteinkalk.

I. Werfener Schichten (Skyth)

Als Werfener Schichten wurden auf der geologischen Karte die über dem Paläozoikum liegenden roten Gesteinsserien zusammengefaßt, welche nach oben durch die dunklen Kalke des Muschelkalkes begrenzt sind. Die Basis bilden rote Konglomerate und Sandsteine, die infolge der unsicheren Altersbegrenzung nach unten besser als Permoskyth-Sandstein (RIEHL-HERWIRSCH 1963—1964) zu bezeichnen sind. In dieser Transgressionsserie überwiegen Quarzgerölle, Kristallin- und paläozoische Gerölle treten dagegen zurück. Auch sandig-glimmerreiche Schiefer gehören in diese Serie. Über dieser Basisserie folgen als Werfener Schichten i. e. S. zu bezeichnende Gesteine, die wahrscheinlich dem oberen Skyth zuzuordnen sind. Diese höhere Gesteinsgruppe besteht aus rötlichen, grau bis grünen Schiefen, sandig-glimmerigen Mergeln, glimmerreichen, braun anwitternden Sandsteinen, braunen sandigen Kalken und Rauhwacken.

Die höheren Teile der Werfener Schichten sind östlich des Schaida Sattels gut aufgeschlossen. Man findet dort graubraune, glimmerige Mergel mit Pflanzenabdrücken und eine engrhythmische Wechsellagerung von festen glimmerreichen Sandsteinbänken mit roten Schiefen und sandigen Mergeln. Diese Abfolge wird von Quarzkonglomeraten unterlagert.

Da die Werfener Schichten in der großen Störungslinie zum Paläozoikum liegen, sind sie tektonisch stark reduziert und treten nur in einzelnen kleineren Linsen auf.

II. Serie des Alpen Muschelkalkes (Anis)

Der Muschelkalk stellt eine Serie von zahlreichen, verschieden ausgebildeten Faziestypen dar. Man kann kein Normalprofil aufstellen, sondern nur einzelne Profile nebeneinanderstellen und vergleichen. Es gibt Faziesdifferenzierungen lateral wie vertikal (siehe Abb. 1).

1. Luscha Alm

Östlich der Grenze liegt auf jugoslawischem Gebiet die Blei-Zink-Vererzung der Topla (I. STRUCL 1965). Vererzt ist hier ein dunkler Dolomit, der sehr reich ist an sedimentären Gefügemerkmalen. Dieser zum unteren Teil des Muschelkalkes gehörende Dolomit liegt etwa $2\frac{1}{2}$ km östlich der Staatsgrenze und läßt sich nicht auf österreichisches Gebiet verfolgen. Auf der Luscha Alm stehen einander auf engem Raum zwei sehr gegensätzliche Profile des tieferen Muschelkalkes gegenüber. Etwas östlich der Alm beginnt das Profil mit schlecht gebankten Kalken mit sehr ausgeprägten Stylolithen. Darüber folgt ein 12—15 cm mächtiger Horizont, der sehr reich ist an Crinoidenstielgliedern. Eine Mergellage darüber ist zirka 3 cm mächtig. Über dieser bauen sich 1—5 cm dickgebankte, leicht verfaltete Kalke mit unregelmäßig-knolligen Schichtoberflächen auf. In tieferen Teilen zeigen die Kalke eine leichte Dolomitisierung, die sich nach oben verliert. Die untersten Lagen enthalten als Komponenten Crinoiden-Detritus. Dieses Gestein ist als Bio-areno-siltit zu bezeichnen

und besteht zu zirka 40% aus Biogenen arenitischer Korngröße, zu zirka 60% aus einer leicht dolomitisierten siltitischen Matrix. Aus dem Verhältnis Komponenten Matrix ergibt sich für dieses Gestein ein mittlerer Energie-Index, der Ablagerungsbedingungen in einem zeitweise stärker bewegten Wasser anzeigt. Der Energie-Index wird nach oben kleiner und es entwickeln sich siltitische bis arenitische Kalke, in denen der Anteil an Komponenten sehr gering ist. Die Kalke sind schwach bituminös und von Calcitadern durchzogen. Eine Feinschichtung ist schwach durch sehr feine schwarze, stärker bituminöse Lagen angedeutet.

Nur einige 100 m weiter westlich findet man an einer neu angelegten Forststraße eine rhythmische Wechselfolge von Kalken, Dolomitlagen, Rauhdecken und einem Dolomit-Sandstein. Bei den Kalken sind drei Faziestypen zu unterscheiden: Feinkörnige Kalke, Calcisiltite, wenig gebankt, mit seltenen Komponenten, häufig mit Styolithen.

Den zweiten Typ bilden Arenite, die zum Großteil aus Rundkörperchen bestehen. Die Rundkörperchen verwittern vielfach rötlichgelb, sie sind oval bis rundlich, haben einen \varnothing von 0.5 bis 1 mm und zeigen keine Internstruktur. Sie sind als Kotpillen zu deuten. Neben diesen kommen Ooide vor, die mengenmäßig jedoch zurücktreten und einen konzentrisch-schaligen Aufbau haben. Der \varnothing beträgt 0.5—1 mm. Der relativ große Kern wird meist von Kotpillen gebildet, um die sich durch chemische Anlagerung nur wenige konzentrische Schalen legen (Einfachoid, vgl. MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHECK 1969). Die Komponenten zeigen eine leichte Gradierung. Aus dem hohen Gehalt an Komponenten ergibt sich ein hoher Energie-Index. Die Matrix besteht aus Spatit, was bedeutet, daß die feinkörnige Grundmasse ausgewaschen wurde. Das Gestein kann als Rundkörperchen-Spatit bezeichnet werden.

Den dritten Faziestyp stellen „Wurstl“-Kalke dar. Diese sind siltitische, gebankte Kalke, deren charakteristisches Merkmal die „Wurstln“ sind, d. h. röhrenförmige Gebilde von einem \varnothing bis zu 1 cm, die wirt übereinander liegen. Ein im Detail im polierten Anschliff untersuchter Wurstl-Kalk war ein Calcisiltit. Es ließen sich deutlich zwei verschiedene Korngrößen unterscheiden, eine feinsiltitische (0.004—0.016 mm) und eine grobsiltitische (0.031—0.063 mm). Feinsiltitische Körner bilden häufig runde bis ovale Linsen ($\varnothing = 0.1$ mm) oder umgeben ringartig einen grobsiltitischen Kern. Der Kalk ist nicht umkristallisiert und die Korngrenzen scharf. Schon am Handstück fallen gelbe Punkte auf, die sich u. d. M. als Dolomitsprossungen erwiesen, die häufig von einem Ring Calcitkörnchen feinsiltitischer Größe umgeben werden. Gelegentlich waren auch Rhomboeder erkennbar. Quarzkörner, teilweise idiomorph, sind recht häufig. An Erz kommen einzelne Pyrit- und Limonitkörnchen vor. Das intergranulare Porenvolumen ist von einer schwarzen, bituminösen Substanz ausgefüllt, welche die dunkle Färbung des Gesteins bewirkt.

Diese Wechselfolge ist vergleichbar der von M. SARNTHEIN (1965) von der Nord-Kette bei Innsbruck beschriebenen unteren Serie des Alpenen Muschelkalkes. In dem Profil bei der Luscha Alm kommen zusätzlich noch graue, sandige Dolomitlagen vor. Der Dolomit wird teilweise von dünnen Calcitadern durchzogen, die infolge der leichten Verwitterbarkeit

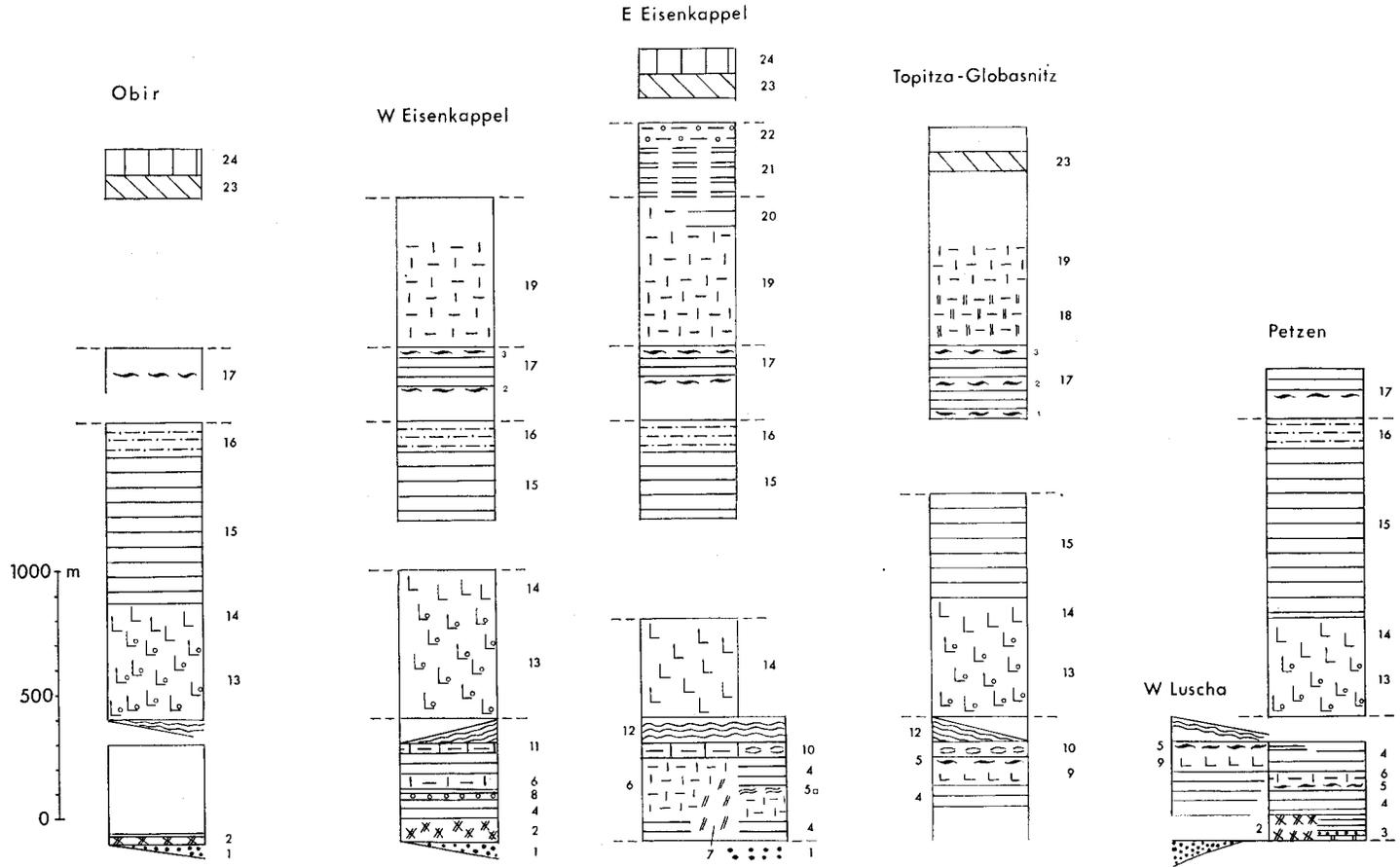


Abb. 1: 1 = Werfener Schichten, 2 = Unterer Muschelkalk (M): Wurstkalkfolge, 3 = Unterer M: Dünnbankige Kalke mit Crinoidenhorizont, 4 = Kalke des M, 5 = Mergel des M, 5 a = Mergel des M mit Onkolithen, 6 = Dolomit des M, 7 = Rauhwacken des M, 8 = Crinoidenhorizont des M, 9 = Riffgesteine des M, 10 = Knollenkalke des M mit Tuffen, 11 = Kieselkalke des M, 12 = Partnach-Schichten, 13 = Wettersteinkalk (WK): Riffschutt-Fazies (Dolomit), 14 = WK: Riffschutt-Fazies (Kalk), 15 = WK: Lagunenfazies, 16 = WK: Lagunenfazies des hangenden WK, 17 = Raibler Schichten (1., 2., 3. Schiefer), 18 = Unterer Hauptdolomit (*mm*-Rhythmite), 19 = Mittlerer Hauptdolomit, 20 = Plattenkalke des oberen Hauptdolomites, 21 = Rhät-Plattenkalke, 22 = Fossilführendes Rhät, 23 = Jura, 24 = Neokom.

des Dolomites zellig hervortreten. Es entsteht dadurch ein rauhwackenartiges Aussehen. Rauhwacken entstehen auch durch Verwitterung aus rötlichen Breccien. Die leicht abgerundeten Komponenten der Breccie sind graue dolomitische Kalke mit einem \varnothing von zirka $\frac{1}{2}$ bis 2 cm. Die Grundmasse wird von einem roten karbonatisch-sandigen Bindemittel gebildet. In diese Gesteinsgruppe gehören auch rote Kalke, die ebenfalls zellig verwittern können. Als letztes Gestein dieser Abfolge ist ein Doloarenit anzuführen, der zur Gänze aus kleinen Dolomitrhomboiderchen besteht. Die hier beschriebenen Gesteine gehören zu einem Profil, das sich mit gewissen Abwandlungen in einem bestimmten Rhythmus mehrfach wiederholt. Es wurden z. B. elf Lagen von rötlichgelben Rauhwacken mit Mächtigkeiten von 1 bis mehreren Metern gezählt. In der Zahl der Rhythmen scheint eine gewisse Ähnlichkeit zu sein mit den von M. SARNTHEIN (1965) beschriebenen 10—12 Zyklen der Wurstl-Kalk-Wechselfolge.

Über dieser Serie des unteren Muschelkalkes folgen als nächster Faziestyp dunkle gebankte, vorwiegend siltitische Kalke. Sie sind arm an Komponenten, leicht bituminös und haben als weiteres Merkmal einen oft recht beträchtlichen Gehalt an Quarz. Stylolithen und Calcitadern sind häufig. Ein deutlicher Fazieswechsel vollzieht sich zu den folgenden braunen, teilweise plattig verfestigten Mergeln. Diese enthalten Lagen von einem dunklen, feingeschichteten Hornstein. Der Hornstein enthält reichlich Pyrit, der geopetal angelagert ist, d. h. die größeren Pyritkristalle befinden sich unten, nach oben klingt die Pyriteinlagerung allmählich aus. Die Pyrite liegen meist in idiomorpher Form vor, sind aber teilweise oder zur Gänze limonitisiert. Die darüber folgenden Dolomite von grauer Farbe zeigen keine sedimentären Gefüge. Das Hangendste in diesem Profil bilden wieder dunkle siltitische bis arenitische Kalke mit unregelmäßiger Bankung. Etwas westlich des Petzenweges (K 1413) besteht der hangendste Muschelkalk aus zirka 1 cm dick gebankten siltitischen Kalken mit Feinschichtung, welche auf feine bituminöse Lagen zurückzuführen ist. Ein wesentliches mikrofazielles Merkmal dieses Gesteins ist die Dolomitisierung. In einer calcisiltitischen Matrix sprossen Dolomitrhomboiderchen mit einem \varnothing von 0.01 bis 0.05 mm. Die Cacisiltit-Matrix wurde von den Dolomitkriställchen verdrängt. Dieser Faziestyp enthält reichlich Quarz und an Erz etwas Pyrit und Limonit.

2. Profil Riepl—Straße nach Globasnitz

Das Profil im Bereich Riepl zeigt ein deutliches Vorherrschen des Dolomites. Es beginnt mit dunklen siltitischen Kalken, die den unteren Teil des Muschelkalkes bilden, der obere wird von Dolomiten vertreten, der bei Riepl direkt an den Wettersteinkalk grenzt. Man kann zwei Dolomitarten unterscheiden, einen dunklen, z. T. feingeschichteten und einen grauen Dolomit ohne erkennbare Schichtung.

Von besonderem Interesse ist der obere Teil des Muschelkalkes im Bereich der Straße nach Globasnitz, etwa zwischen den Höhenmetern 1250—1300 m, wo er felsbildend hervortritt. Mehrere Faziestypen sind hier zu unterscheiden. Vor allem fallen hellgraue, massige Kalke mit riffbildenden Biogenen auf. Es fanden sich besonders segmentierte Kalk-

schwämme, die eine Riffablagerung vermuten lassen. Neben den Schwämmen kommt das z. B. von E. Ott (1967) als wichtiger Riffbildner im Wettersteinkalk beschriebene Riff-Fossil *Tubiphytes obscurus* vor, das aus lappig verzweigten Ästchen oder unregelmäßigen, milchig-weißen Flecken besteht. Auch das Vorhandensein von Kalken mit groben arenitischen bis ruditischen Komponenten und Kleinhöhlenbildungen (Großoolith-Gefüge) sprechen für eine Riffschutt-Fazies. Zu dieser gehören auch dunkelgraue Kalke mit bis $1\frac{1}{2}$ cm großen ehemaligen Hohlräumen, die mit einem gelblichen Kalkschlamm ausgefüllt sind.

Nördlich dieser Gesteine folgen gebankte Kalke mit s-parallelen Hornsteinlagen und dunkelbraune, plattig verfestigte Kalkmergel. Da das Gebiet stark bewaldet ist, ist eine genauere Erfassung des Profils nicht möglich. Doch weisen diese Gesteine wie auch Kalke mit deutlichen Gradierungen im *dm*-Bereich auf eine Beckenfazies hin.

Zu einem dritten Faziestyp sind feingeschichtete und gebänderte Kalke siltitischer Korngröße zu rechnen. Die Bänderung kommt durch eine Wechsellagerung von graubräunlichen, 1 mm bis $\frac{1}{2}$ cm mächtigen Kalklagen mit ähnlich mächtigen dunklen, bituminösen Lagen zustande. Ein besonderes Kennzeichen dieses Faziestyps ist die Dolomitisierung, von der in erster Linie die dunklen Lagen, die zum Großteil aus kleinen Dolomitrhomboederchen bestehen, erfaßt wurden. Es liegt hier eine an s-Flächen gebundene Dolomitisierung vor, die als frühdiagenetisch aufzufassen ist. Es ist anzunehmen, daß die dunklen Lagen auf Algenmatten zurückgehen und auch die Dolomitisierung damit in Zusammenhang zu bringen ist. In den hellen Lagen ist die Dolomitisierung geringer und in anderer Art gegeben. Der Dolomit bildet rundliche, im \varnothing bis 0.2 mm große Areale. Es ist möglich, daß hier zwei Generationen von Dolomit vorliegen. Da dieser Faziestyp als Stromatolith aufzufassen ist, ergibt sich eine im obersten Muschelkalk einsetzende Differenzierung des Ablagerungsraumes in Becken, Bereich des Riffwachstums und Lagune.

3. Profil der Scholle NW Riepl

Das Profil beginnt mit dunklen siltitisch-arenitischen Kalken. Über diesen folgen graue massige Kalke, Arenite und Rudite, mit einem Kleinhöhlengefüge, die auch hier auf eine Riffschutt-Fazies schließen lassen. Eindeutige riffbildende Biogene wurden keine gefunden. Diese wird überlagert von Mergeln, mergelig-kieseligen Kalken, die zahlreiche knollige und laibartige Konkretionen enthalten. In diesem Schichtglied wurde auch ein Nautilus gefunden, der von R. SIEBER (1958) als *Germanonautilus cf. tintorettii* bestimmt wurde und oberes Anis anzeigt. Darüber setzen als hangendster Teil in diesem Profil Knollenkalke mit Tufflagen ein. Es handelt sich vorwiegend um graue, teilweise auch grünliche und rote gebankte Kalke mit meist siltitischer Korngröße. Es sind allmähliche Übergänge zwischen den verschiedenen gefärbten Kalken zu beobachten. Dieser Faziestyp besitzt eine bankinterne wie bankexterne, knollig-wulstige Ausbildung der s-Flächen, wobei der \varnothing der Knollen mehrere Zentimeter (bis zirka 5 cm) beträgt. Die Knollen sind häufig von roten oder grünen bis grauen Mergellagen oder dünnen Tonhäuten überzogen.

Diese Kalke enthalten eine Reihe von grünen Tufflagen, die aber wegen der starken Zerteilung und Abgleitung der Schichten profilmäßig nicht erfaßbar sind. Die Untersuchung eines Dünnschliffes zeigte Ähnlichkeit mit dem von B. PLÖCHINGER & H. WIESENER (1965) untersuchten Tuff. Die Feldspäte bilden Einsprenglinge, welche sehr stark getrübt und nur selten deutlich idiomorph ausgebildet sind. Die Grundmasse tritt mengenmäßig am stärksten hervor und zeigt eine chalcedonartige Struktur und Serizitschüppchen. Biotite sind sehr selten, während Apatit häufig vorkommt. Auch einzelne Quarzkörner sind vorhanden. Das reichlich auftretende Erz wurde im Auflichtmikroskop untersucht und als Perowskit bestimmt. Dieses Mineral ist auch von L. KOSTELKA & W. SIEGL (1967) beschrieben worden und zeigt gelegentlich sechseckige Querschnitte. Bei gekreuzten Nikols entstehen braune bis dunkelrote Innenreflexe, das Reflexionsvermögen ist ähnlich dem des Magnetites. Auf Grund eines beginnenden Zerfalles bilden sich schmale Säume, in denen L. KOSTELKA & W. SIEGL (1967) auch Innenkristalle (Zirkon) erkennen konnten. In einem Dünnschliff war auch eine gut erhaltene, fast achsial geschnittene Foraminifere enthalten, die von R. OBERHAUSER als *Pseudoglandulina* sp. bestimmt wurde. Damit ist ein Nachweis für die marine Ablagerung des Tuffes unter Temperaturbedingungen erbracht, welche den Calcit der Foraminiferenschale nicht beeinträchtigt haben.

4. Goreca

An der stark bewaldeten Erhebung der Goreca fallen besonders die steil nach Norden abfallenden Felsen auf, die im bearbeiteten Gebiet den dritten Bereich einer Riffschutt-Fazies im oberen Muschelkalk darstellen. Sie hat hier die größte Mächtigkeit. Der Riffschutt mit riffbildenden Biogenen und Hohlraumgefügen, die in der Beckenfazies vorkommenden grobgradierten Gefüge und Stromatolithe sprechen auch hier für das Einsetzen einer Differenzierung des Ablagerungsraumes, wie sie für den Wettersteinkalk bezeichnend ist. Das Riffwachstum beginnt im Ober-Anis an einzelnen Stellen in Form von Riffknospen und setzt sich erst mit Beginn des Ladin bzw. des Wettersteinkalkes voll durch. Außer Kalkschwämmen und *Tubiphytes obscurus* wurden hier auch Korallen gefunden.

5. Der Muschelkalk östlich Eisenkappel

Der Muschelkalk östlich Eisenkappel stellt eine Serie von verschiedenen Faziestypen dar. Das Profil bei Eisenkappel beginnt an der Straße nach Lobnig mit einer kleinen Kalkscholle. Die Kalke sind im unteren Teil weniger bituminös und von grauer Farbe, sie sind Siltite bis Arenite und enthalten etwas Quarz. Vielfach zeigen sie Stylolithen, wobei außer Horizontal- auch Vertikalstylolithen zu beobachten sind. Nach oben werden die Kalke stärker bituminös und in der Farbe dunkler. Die s-Flächen haben schwarz glänzende bituminöse Belege. Die Kalke sind als Calcisiltite zu beschreiben, die reichlich Quarz führen. Sie gehen nach oben in mergelige Kalke und dunkle dolomitische Mergel über. Diese Mergel sind ähnlich den Partnach-Mergeln, doch ist zu unterscheiden zwischen den zum anisischen Profil gehörenden Mergeln, wie in diesem Fall, und einer echten Partnach-Fazies.

Eine ganz andere Fazies bilden die im Profil folgenden grauen Dolomite mit Zerfall in einen feinkörnigen Gesteinsgrus. Es besteht keine scharfe Grenze zwischen diesen Dolomiten und den hangenden dunklen, sehr festen Dolomiten mit Bankung und Feinschichtung. Aus diesen Dolomiten entwickeln sich beim Berghof Brunner bankige Kalke, die den hangendsten Teil in diesem Profil bilden. In diesen Kalken wurden auch Abdrücke von Pflanzen gefunden.

Das Hangendste etwas östlich Brunner ist als eigener Faziestyp hervorzuheben. Es sind etwa 1—2 cm dünngebankte, leicht kieselige Kalke, auf deren angewitterten s-Flächen sehr zahlreich Schwammnadeln liegen. Ähnliche Gesteine sind auch südlich Teutschmann in einem kleinen aufgelassenen Steinbruch zu finden.

An der Lobnig-Straße ist zu sehen, daß Kalke und Dolomite dieses Profils gegen Osten durch Rauhwacken vertreten werden. An zahlreichen Handstücken ist eine Wechsellagerung von $\frac{1}{2}$ bis 1 cm mächtigen grauen Kalklagen und rostig braun anwitternden, sandigen Mergellagen zu beobachten. Das Gestein ist von Calcitadern durchzogen, die infolge der größeren Härte herauswittern, wodurch ein zelliges, rauhwackenartiges Aussehen entsteht.

Ein für den Muschelkalk seltener Faziestyp sind Onkolithe, die von hellbraunen Mergeln begleitet werden, welche SW des Preverniksattels anstehen. Es sind Onkolithe mit Spatit als Matrix und Onkoide-führende Kalke mit siltitischer Matrix zu unterscheiden. Im letzten Fall haben die Onkoide einen \varnothing von 1 bis 2 mm, nur wenige erreichen einen \varnothing von $\frac{1}{2}$ bis 1 cm. Umkrustet sind meist Echinodermenreste, in einigen Fällen auch kleine Gastropoden- und Muschelschälchen. Die Form und Größe der Onkoide richtet sich stark nach der Art des Kernes. An Echinodermenresten sind Crinoidenstiellglieder und Seeigelstacheln zu unterscheiden. Dieses Gestein ist in der Fazies ähnlich den bekannten Raibler Onkolithen. Doch diese Gesteine liegen ganz im Verband mit Kalken des Muschelkalkes. Auch aus dem Fund von *Aulacothyris* aff. *angusta*, bestimmt von W. RESCH, von R. ROSENBERG (1959) in der Triastabelle der Ostalpen für Pelson angeführt, ergibt sich Anis als wahrscheinlich.

Beim Neubau einer Straße bei Pustotnik (Lobnig Graben) wurden graue und rötliche Knollenkalke mit grünen Tufflagen aufgeschlossen. Diese Fazies entspricht ganz der NW Riepl beschriebenen. Die Tuffe sind von hellgrüner Farbe und bilden teils wenig feste, tonige Lagen, teils ein festes Gestein, von dem ein Dünnschliff untersucht wurde. Die Feldspäte sind weniger getrübt als die NW Riepl, sie sind vielfach idiomorph und in ihren Umrissen deutlicher erkennbar. Sie liegen in einer serizitischen, chalcodonartigen Grundmasse. Neben den Feldspäten treten eine Reihe von Biotiten einsprenglingsartig hervor. Apatit und Erz sind häufig, das Erz wurde wieder als Perowskit bestimmt.

6. Der Muschelkalk westlich Eisenkappel

Eine Straße bei Leinschitsch schließt das Profil vom tieferen bis zum hangenden Muschelkalk gut auf. Der untere Teil besteht aus einer ähnlichen rhythmischen Abfolge, wie sie bei der Luscha Alm vorkommt. Sie

besteht aus einer Wechsellagerung von Wurstkalken, Areniten, die rötlich-gelb anwitternde Rundkörperchen und Ooide enthalten, und bankigen Kalken mit reichlich Styolithen. Die Arenite gehen aus den Wurstkalken hervor bzw. sind durch Suturen mit diesen verbunden. Über dieser Serie folgen gebankte Kalke, die in zirka 2—5 cm dünngebankte Kalke übergehen. Ein aus Crinoidenstielgliedern bestehender Horizont ist etwa 30 cm mächtig und nimmt eine mittlere Lage in diesem Profil ein. Darüber liegen Hornstein führende Kalke. Ein dunkelgrauer Dolomit gehört bereits zum höheren Teil des Profils, der nach oben in Kalke übergeht. Der hangendste Teil besteht aus geschichteten Kieselkalken mit einer Wechsellagerung von mehr kalkigen und mehr kieseligen Lagen. Auch Spuren von grünem Tuff, der kennzeichnend für den obersten Muschelkalk ist, wurden hier gefunden.

Südlich des Obirs fehlt der Muschelkalk größtenteils, bedingt durch die große tektonische Störung. Das Vorkommen von Wurstkalken spricht für Profilreste aus dem unteren Teil des Muschelkalkes.

7. Zur Grenze Muschelkalk — Wettersteinkalk

Die Grenze ist in den Karawanken ganz ähnlich zu ziehen wie in den Nördlichen Kalkalpen bei Innsbruck (M. SARNTHEIN, 1965). Die Knollenkalke bilden auch hier eine charakteristische Fazies und die mit ihnen vorkommenden Tufflagen sind gleicherweise als lithostratigraphische Leithorizonte aufzufassen. Der Wettersteinkalk setzt darüber mit einer sehr mächtigen Riffschutt-Fazies ein. Östlich Eisenkappel folgen darüber auch Partnach-Mergel.

Die Knollenkalke nördlich Pustotnik enthalten in den obersten Metern auch einige geringmächtige Lagen von den dunklen Partnach-Mergeln. Daher kann man von einem vertikalen Verzahnen von diesen zwei Faziesarten sprechen. Über der obersten Kalkbank folgen einförmige dunkle, dolomitische Mergel der Partnach-Fazies.

An der Straße vom Berghof Brunner nach Osten sind ebenfalls bankige Knollenkalke aufgeschlossen, die hier aber keine Tufflagen enthalten. Darüber folgen die massigen Wettersteinkalke in Riffschutt-Fazies, die Kalkfelsen bei Eisenkappel bildend.

Der oberste Muschelkalk ist nicht immer in der Knollenkalk-Fazies ausgebildet und die fazielle Erfassung der Grenze zum Wettersteinkalk nicht überall in derselben Weise möglich. Doch das Einsetzen der Wettersteinkalk-Riffschutt-Fazies ist immer sehr markant.

8. Zusammenfassung

Ein allgemeines Merkmal des Alpen Muschelkalkes ist die starke vertikale wie laterale Faziesänderung. Die Vielfalt der Faziesausbildungen ist auf eine primäre Differenzierung des anisichen Ablagerungsraumes zurückzuführen. Es ist für das ganze Anis ein Meeresboden mit relativ engräumig sich veränderndem Relief anzunehmen. Dieses Relief bestand teilweise auch noch im unteren Ladin. Hinweise dafür geben die isoliert sedimentär auf Muschelkalk aufliegenden Schollen von Wettersteinkalk

und Partnach-Mergeln östlich Eisenkappel. Es gibt drei Vorkommen von Partnach-Mergeln, die eine Beckenfazies bilden, während der Wettersteinkalk eine Lagunenfazies darstellt. Man hat auf engem Raum zwei verschiedene Faziesbereiche, die mit Hilfe eines bestehenden Reliefs zu erklären sind.

Als die wichtigsten Leithorizonte sind die Wurstlalkserie für den unteren, die Knollenkalke mit den Tufflagen und die Riffschutt-Fazies für den obersten Muschelkalk anzugeben.

Die Mächtigkeit des Muschelkalkes beträgt zirka 400 m, doch sind die Mächtigkeiten nicht immer konstant, was jedoch auch tektonisch bedingt ist.

III. Wettersteinkalk (Ladin)

Der Wettersteinkalk ist der Hauptfelsbildner des Karawanken-Nordstammes. Die maximalen Mächtigkeiten betragen etwa 1200—1500 m. Lithologisch lassen sich Kalke und Dolomite unterscheiden. Eine Gliederung in Faziesbereiche, die auch auf der Karte darstellbar sind, hat deshalb Wert, da damit wichtige paläogeographische Aussagen gemacht werden können. Auf der geologischen Karte wurden an Faziesbereichen unterschieden:

- a) Die Bereiche der Riffschutt-Fazies, untergliedert in Kalke und Dolomite,
- b) die Bereiche der Lagunenfazies,
- c) die Bereiche der Beckenfazies.

Diese Faziesbereiche sind dem schon mehrfach dargestellten Bild des Wettersteinkalkes als Riffkomplex mit weiter Rifflagune und dem eigentlichen Riffareal (Bioherm) mit Riffkern und Riffschutt, dem das Becken vorgelagert ist, zuzuordnen.

1. Riffschutt-Fazies

Schon im Landschaftsbild fällt ein ungebant-massiger im Gegensatz zu einem sehr gut gebantkten Wettersteinkalk auf. Diese ungebantkten Kalke werden unter der Faziesbezeichnung Riffschutt-Fazies zusammengefaßt. Zu dieser gehören auch die mächtigen Dolomite, die vorwiegend auf der Südseite auftreten. Die Riffschutt-Fazies besteht im wesentlichen aus Detritus, der bei der Riffzerstörung entsteht. Die wichtigen Riffbildner sind Schwämme und Korallen. Ein bedeutender Riffbildner ist auch *Tubiphytes obscurus* (E. OTT, 1967), dessen systematische Stellung noch nicht ganz geklärt ist. *Tubiphytes* ist häufig zu finden und ist gekennzeichnet durch lappig-flammenartig verzweigte, bis 0.5 cm lange Ästchen von milchig-weißer Farbe. Riffkerne mit noch in Wachstumsstellung befindlichen riffbildenden Biogenen sind nur mehr selten zu finden. NW Ober Ebriach wurde z. B. ein Riffstock mit Schwämmen gefunden. Mit den Schwämmen kommen hier auch Kalkalgen vor. Die Kalke der Riffschutt-Fazies sind in der Farbe meist dunkler als die der Lagunenfazies. Kennzeichnend sind Komponenten arenitischer bis ruditischer Korngröße. Vielfach sind die Kalke auch feinarenitisch bis siltitisch. Biodetritus stellt

einen wichtigen Anteil dar. Die verschieden großen Hohlräume zwischen den Komponenten wurden durch chemische Internanlagerung mit Calcit ausgefüllt. Es entstehen auf diese Weise die Großoolithe, die zu den auffallendsten Merkmalen der Riffschutt-Fazies gehören und Kennzeichen der Riffkerne sind. Die Hohlräume sind von verschiedener Größe.

Bei der Riffschutt-Fazies ist die des Vor- und Achterriffes zu unterscheiden. Die des Vorriffes erstreckt sich in Richtung Partnachbecken, das dem Wettersteinkalk-Riffkomplex im Süden vorgelagert war, während die des Achterriffes mit den Kalken der Lagune verzahnt. Die lagunen-seitig gelegene Riffschutt-Fazies wird durch den Einschnitt des Freibachtales gut aufgeschlossen. Man findet hier häufig Bankung und Schichtung mit geringmächtigen bituminöseren Lagen. Im Vorriffbereich hingegen ist die Sortierung der Komponenten weniger gut und eine Schichtung wurde seltener beobachtet.

Wie die Faziesverteilung zeigt, liegt der Riffschutt als Kalk oder als Dolomit vor. Die Dolomite zeigen infolge der starken diagentischen Umwandlung, zu der auch die Dolomitisierung gehört, nur selten das für die Riffschutt-Fazies kennzeichnende Gefüge. Gelegentlich findet man im Dolomit Riffschutt der Riffbildner. Häufig sind unregelmäßige dunkle Flecken, die gegen den hellen Dolomit unscharf begrenzt sind. Die Dolomite gehen allmählich in die Kalke über. Auf der Westseite des Obirs (am Steig vom Freibacher Stausee zur Jagdhütte Abtei) waren solche Übergänge vom Dolomit in dolomitische Kalke und Kalke mit beginnender Bankung zu beobachten. In einer Höhe von zirka 1370 m traten in gut gebankten Kalken die ersten Kalkalgen (Diploporen) auf. Einige Meter darüber folgten die ersten Stromatolithe, die als Einsetzen der Lagunenfazies zu werten sind.

Dolomite haben größere Mächtigkeit südlich der Petzen und südlich der Topitza. Sie fehlen im Gebiet der Rieplfelsen, der Oistra und bei Eisenkappel. Sie werden wieder mächtig westlich Eisenkappel und bauen die Südhänge des Jovan Berges und des Hoch Obirs auf. Die Dolomite sind auch an der Westseite des Obirs mächtig und reichen mit reduzierter Mächtigkeit auch an die Nordseite des Kl. Obirs und an die NW-Seite des Altberges.

Die Mächtigkeiten der Riffschutt-Fazies sind nicht gleich, sie erreichen das Maximum im Gebiet der Petzen und des Obirs. Es ist außerdem kein gleichmäßiges Durchziehen der Riffzone zu erkennen. Eine atollartige Faziesverteilung ist am besten am Obir gegeben mit der im Süden, Osten und Norden um den Gipfelbereich herumziehenden Riffzone.

Es ist z. T. sicher auf die intensive Tektonik zurückzuführen, daß Riffgesteine teilweise fehlen. Dies gilt besonders für den Nordrand, wo die Störung infolge der Überschiebung besonders groß ist. Östlich des Jelen Rückens an der NW-Seite der Petzen wurden an einer neu angelegten Forststraße hellgraue bis weiße dolomitische Kalke ohne erkennbare Gefügemerkmale aufgeschlossen, die einen tiefen Anteil des Wettersteinkalkes darstellen und wahrscheinlich einen Übergangsbereich zwischen den Kalken der Riffschutt-Fazies und denen der Lagunenfazies bilden.



Abb. 2: Stromatolith, Wettersteinkalk; *mm*-Rhythmik, sehr feine Wechsellagerung von Kalk und Dolomit (Algenmatten); Dolomit weiß, Kalk grau.
Fundort: Petzen N-Seite. Vergrößerung vierfach.



Abb. 3: Stromatolith, Wettersteinkalk; *mm*-rhythmische Wechsellagerung von dolomitischen Feinschichten (Algenmatten) und aufgearbeitetem Stromatolithmaterial;
Dolomit weiß, Kalk grau.

Fundort: Petzen N-Seite. Vergrößerung vierfach.

2. Lagunenfazies

Unter Lagune ist der durch das Riff vom offenen Meer (Becken) abgetrennte, relativ flache Ablagerungsraum zu verstehen, dessen Sedimente in einem bestimmten Sedimentationsrhythmus entstanden sind. Lateral wie vertikal lassen sich Faziesänderungen erkennen, die durch verschiedene faziesprägende Faktoren, wie wechselnde Strömungsintensität, Wassertiefe, Salinität oder periodische Meeresspiegelschwankungen, verursacht werden. Als typisches Gestein der Lagunenfazies sind die Stromatolithe zu betrachten, die nach B. W. LOGAN (1964) als organo-sedimentäre Gesteine zu definieren sind, welche aus Algenmatten, die feine Sedimentteilchen binden, entstehen. Zur Lagunenfazies gehören die markant gebankten Kalke mit dolomitischen Zwischenschichten, die in den Karawanken eine Reihe von Berggipfeln aufbauen. Sehr im Gegensatz zu dieser vorwiegend kalkig ausgebildeten Fazies steht die zur Gänze als Dolomit vorliegende Lagunenfazies in der Scholle Wettersteindolomit im Leppen Graben.

a) Wettersteindolomit beim Gasthaus Rastotschnik (Leppen Graben):

Er ist von hellgrauer Farbe und zeigt eine nur mehr undeutlich erkennbare Bankung. Dieser Dolomit enthält 20 Tufflagen, die an der Straße östlich Rastotschnik gut aufgeschlossen sind. Die Tufflagen folgen in Abständen von zirka 0,5—2 m und bis zu 25 m übereinander. Sie liegen parallel zur Bankung und sind mehrere Millimeter bis zirka 15 cm mächtig. Die Tuffe bilden ein hellgrünes, toniges Gestein, dessen Tuffnatur durch L. KOSTELKA & W. SIEGL (1967) nachgewiesen wurde. Vier ähnliche Tufflagen wurden auch im tiefen Wettersteinkalk an der Straße südlich Globasnitz gefunden. Im Bereich der Tuffe ist der Dolomit häufig grün gefärbt. Ein Dünnschliff davon zeigte, daß der Dolomit stark umkristallisiert ist und daher als Dolosparit zu bezeichnen ist. In den Intergranularen liegt eine feine, nicht näher aufzulösende hellgrüne Substanz.

Mehrfach kommen Stromatolithlagen mit einem typischen Gefüge vor. Dieser Faziestyp wurde von A. G. FISCHER (1964) als Loferit bezeichnet. R. L. FOLK (1962) verwendete dafür den Begriff Dismikrit, der sich auch bei E. FLÜGEL & M. KIRCHMAYR (1963) und bei K. GERMANN (1966) findet. Das wesentliche Merkmal an diesem Faziestyp ist das Hohlraumgefüge, das von G. E. TEBBUTT et al. (1965) als laminares Fenstergefüge (LF-Gefüge) beschrieben wurde. Dieses Gestein ist aus Algenmatten hervorgegangen. Die Hohlräume werden auf ein Trockenfallen des Sedimentes und Schrumpfung infolge Austrocknen zurückgeführt. Die ausspatisierten Kleinhöhlen können unregelmäßig verteilt sein (LF-Gefüge, Typ B) oder parallel ss liegen (LF-Gefüge, Typ A). Die Hohlräume zeigen häufig eine Internsedimentation, sog. Sandfang. Sie sind etwa zur Hälfte mit einem dunklen Kalkschlamm ausgefüllt, das Restvolumen ist ausspatisiert. Dadurch entstehen fossile Wasserwaagen, die ein eindeutiges Oben und Unten während der Sedimentation erkennen lassen.

Es gibt in diesem Profil einen zirka 30 cm mächtigen Horizont mit sehr ausgeprägtem LF-Gefüge, Typ A. Schon am Handstück sind die Geopetalgefüge gut erkennbar, die vielfach eine leichte Verstellung erfahren haben.

Die Hohlräume sind bei einer Höhe von 1 bis 2 *mm* bis zu mehreren Zentimetern lang. Aus diesem Gefüge läßt sich einwandfrei eine inverse Lagerung dieses Dolomites ablesen. Die Tuffe sind teilweise an die Stromatolithe gebunden, letztere haben dadurch eine grünliche Farbe erhalten. Die mit den Tuffen verbundenen Stromatolithe haben meist das LF-Gefüge, Typ B. In diesen Kleinhöhlen bildete sich auch Pyrit, u. zw. immer in einem bestimmten Niveau. Kurz vor dem Ende der Intersedimentation wurde unter kurzfristig auftretenden reduzierenden Bedingungen Schwefelkies gebildet.

Diese Dolomite wurden in einem Flachmeer in der Art einer Lagune abgelagert. Sowohl aus den Stromatolithen als auch aus den Tufflagen ergibt sich ein bestimmter Sedimentationsrhythmus. Die Tuffeinstreuungen erfolgten z. T. gleichzeitig mit der Bildung der Algenmatten.

b) Die gebankte Kalkfazies des mittleren Wettersteinkalkes

Diese hat die größte Mächtigkeit auf der Petzen und am Obir und geht auf der Südseite dieser Berge in zirka 1500—1800 *m* SH innerhalb eines begrenzten Bereiches aus der Riffschutt-Fazies hervor. Diese Kalke kommen noch in geringerer Mächtigkeit auf der Oistra, an der Nordseite des Sittersdorfer Berges und im Bereich Kunet Graben—Altberg vor. Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke liegt häufig etwas unter 1 *m*, teilweise auch darüber.

Der Hauptteil der Kalke besteht aus Calcisiltiten, die eine feinkörnige, kaum umkristallisierte oder dolomitisierte Kalkfazies darstellen. Die Zahl der Resedimente ist gering und der Energie-Index daher niedrig. Daraus ergeben sich Sedimentationsbedingungen in einem ruhigen, kaum durchströmten Ablagerungsraum. Es fällt auf, daß man in diesen Kalken keinerlei Feinschichtung findet. Nach Beobachtungen von H. E. REINECK (1963) kann die wühlende Tätigkeit von Tieren besonders im ruhigen Wasser auf meerische Ablagerungen völlig entschichtend wirken. In ähnlicher Weise läßt sich auch für diese Kalkfazies eine sekundäre Entschichtung annehmen. Dafür sprechen eine Reihe von Ungleichförmigkeiten im Sediment. Bei mikroskopischer Untersuchung lassen sich im Sediment homogene, gleichförmig aus Calcisiltit bestehende Bereiche unterscheiden, die in solche übergehen, die stark von kleinen unregelmäßigen Hohlräumen durchsetzt sind. Die mit Spatit gefüllten Hohlräume sind im Gegensatz zu den LF-Gefügen gegen das Sediment unscharf begrenzt.

Aus den Calcisiltiten entwickeln sich sehr häufig Arenite, die zeigen, daß der Ablagerungsraum periodisch stärker durchströmt war. Die arenitischen Resedimente sind Aufarbeitungsprodukte des feinkörnigen Sedimentes.

c) Zur Algenkalk-Fazies

Den Calcisiltiten sind feinschichtig-dolomitische Kalke (Camgite nach SANDER, 1936) eingeschaltet. Die Feinschichtung kommt durch eine feinrhythmische Wechsellagerung von Kalk und Dolomit (Abb. 2) zustande. Es ist eine wichtige Beobachtung (GERMANN, 1967), daß die Dolomitisierung im Wettersteinkalk vielfach an organische Strukturen, besonders an Algenmatten, gebunden ist. Die Feinschichtung wie die Dolomitisierung ist auf eine Feinrhythmik zurückzuführen, die durch eine abwechselnde

Bildung von Algenlagen und Kalksediment bestimmt wird. Meist sind die Algenlagen wellig verbogen und zerfallen zu einem feinen Siltit, so daß das primäre Algengefüge verlorenght.

Unter den Algenkalken gibt es verschiedene ineinander übergehende Typen. Die feinschichtigen Algenlagen sind teilweise aufgearbeitet und es entstehen dolomitische Krusten und Umkrustungen. Zerstörte dolomitische Algenlagen mit anhaftenden Sedimentteilchen bilden Resedimente mit feinkavernösem Aussehen, das besonders bei Färbung und Ätzung deutlich hervortritt. Häufig sind Kalkresedimente von dolomitischen Algenkrusten umgeben. Anschliffe zeigen oft eine Wechselagerung von leicht verstellten und wenig zerstörten Algenlagen und dolomitischen Resedimenten arenitischer bis ruditischer Korngröße (Abb. 3). Dieser Faziestyp kann durch Zunahme der Aufarbeitungsintensität in eine Algen-Resediment-Fazies übergehen. Es entstehen Algen-doloarenobis Algen-dolorudo-spatite. Die Komponenten sind schlecht gerundet bis kantig und haben einen \varnothing bis zu $\frac{1}{2}$ cm. In einigen der Resedimente waren eine Reihe von dünnen, leicht gekrümmten, weiß-gelblichen Fäden zu beobachten. Es ist anzunehmen, daß diese Algenfilamente Reste der ursprünglichen Algenstruktur darstellen.

Von einzelnen feinen Algenlagen und deren Aufarbeitungsprodukten gibt es Übergänge zu Stromatolithen mit der kennzeichnenden Kräusel-schichtung. Die Gefüge wurden von B. W. LOGAN et al. (1964) nach beschreibend-geometrischen Gesichtspunkten erfaßt. Häufig zu finden sind die LLH-Formen mit lateral eng- bis weitständig aufeinanderfolgenden, halbkugelartigen Kuppeln (Krautkopf-Lamellen-Gefüge nach SANDER, 1936) (Abb. 4).

Onkolithe bzw. SS-Formen nach B. W. LOGAN et al. wurden keine gefunden. Doch Oolithe mit Überleitungen zu Pisolithen sind häufig. Als Ooide werden Gefügekörner mit einem durch anorganische Anlagerung entstandenen konzentrisch-schaligen Aufbau bezeichnet, die einen \varnothing bis zu 2 mm haben. Psoide sind ähnlicher Entstehung, haben aber einen \varnothing , der nach eigenen Beobachtungen bis zu 1—2 cm betragen kann. Dieser Faziestyp ist z. B. westlich des Rischberges bei der Jagdhütte (K 1513), in dem allerdings schlecht aufgeschlossenen Waldgebiet häufig zu finden. Auch im Gebiet des Obirs wurden immer wieder Pisolithe gefunden. Abb. 5 soll einen Eindruck von diesem Gestein vermitteln. Da man keine Trennungslinie zwischen Ooiden und Psoiden ziehen kann und letztere auch vorherrschen, soll hier nur von Psoiden gesprochen werden.

Sie liegen in verschiedener Ausbildung vor. Es sind solche mit und ohne Kern zu unterscheiden. Die Größe ist von dem zentralen Kern abhängig. Die Kerne können von einfachen und mehreren Komponenten oder auch von synsedimentär verbackenen Kornaggregaten gebildet werden. Der größte \varnothing eines Kernes betrug 0.7 mm, der aus arenitischen Komponenten und Spatit als Matrix bestand. Die Kerne sind von milchig-weißer Farbe und stark dolomitisiert. Sie sind als Aufarbeitungsprodukte von Stromatolithen aufzufassen.

Die Hülle besteht aus konzentrischen Ringen, welche die Umrisse des Kernes vielfach genau nachbilden. Sie enthalten einzelne feine dolomitische



Abb. 4: Stromatolith, Wettersteinkalk; LLH-Gefüge, von einem ss-parallel liegendem Hohlraum (sheet crack) durchschnitten, darüber und darunter ein laminares Fenstergefüge Typ B (unregelmäßig verteilte Hohlräume, LF — B); Dolomit weiß, Kalk grau.
Fundort: Obir SE-Seite. Vergrößerung vierfach.

Ringe, die wahrscheinlich auf feine Algenkrusten zurückgehen. Der Großteil der Hülle aber zeigt keine biogene Anlagerung, die für die Onkoide charakteristisch ist. Die PISOIDE sind in der Form rundlich bis oval oder länglich gestreckt und immer etwas unregelmäßig. Manche sind asymmetrisch gebaut und zeigen eine verschiedene Dicke der Hülle. Häufig sind Fragmente von PISOIDEN. Die Matrix ist SPATIT.

PISOLITHE sind gute Faziesanzeiger und erlauben einen Schluß auf einen seichten, stark durchströmten Ablagerungsraum.

Die Stromatolithe mit LF-Gefüge sind im mächtigen mittleren Teil des Wettersteinkalkes ebenfalls häufig. In einem Stollen nördlich des Kolscha Berghauses (SH 1100 m) ist ein 30 cm mächtiger Horizont mit ausgeprägtem LF-Gefüge aufgeschlossen. An einer Reihe von anderen Stellen findet man ähnliche, etwa 5—15 cm mächtige Lagen.

Kalkalgen, mit denen sich E. OTT (1967) beschäftigt hat, die bei diesen Arbeiten aber nicht bestimmt wurden, waren an vielen Stellen zu finden, z. B. in der Nähe des Gipfelkreuzes der Petzen oder auf dem Weg von der Obir-Hütte zum Wildensteiner Wasserfall. Am besten zu sehen sind Kalkalgen (Diploporen) an der Straße südlich Globasnitz (zirka 800 m SH), wo sie Teile einer über einige Meterzehner anhaltenden rhythmischen Wechselfolge von Kalken und Stromatolithen sind. Die Kalkalgen bilden eine Reihe von 1 bis 2 dm mächtigen Bänken, die sich aus Stromatolithen entwickeln und nach oben wieder von diesen abgelöst werden. Die Stromatolithe stehen in sedimentärer Wechselbeziehung mit Kalken. In diesem Profil liegt ein Teilbereich des unteren Wettersteinkalkes mit einer eigenen zyklischen Abfolge vor, in die auch vier Tufflagen einbezogen sind. Die Tuffe, von L. KOSTELKA & W. SIEGL (1966) untersucht, sind tonig ausgebildet und von hellgrüner Farbe.

d) Der hangende Wettersteinkalk

Der hangende Wettersteinkalk als der Träger der Vererzung ist durch einen eigenen Sedimentationsrhythmus gekennzeichnet. Es gibt für ihn Leitschichten, die sog. „milchigen Bänke“ und die schwarzen Breccien.

1. Die aus Bleiberg bekannten milchigen Bänke sind mikrofazial gesehen Stromatolithe mit verschiedenen Gefügen, unter den die LF-Gefüge am häufigsten sind. Die s-parallel liegenden Spatitareale beim Typ A zeigen in den untersuchten Anschliffen eine Dicke von 0.4 cm bis zu Bruchteilen eines Millimeters. Man kann hier verschiedene Stadien bzw. Grade des s-parallelen Aufblätterns eines Sedimentes sehen (Abb. 6). Häufig sind feine ausspatitierte Risse senkrecht s, an denen kleine para-diagenetische Verstellungen und Setzungen oft nur um mm-Beträge vor sich gegangen sind. Es kommt auch zu einem breccienartigen Zerbrechen einzelner Lagen in Komponenten arenitischer bis ruditischer Korngröße mit Spatit als Matrix. Bei dem LF-Gefüge Typ B haben die unregelmäßig verteilten Hohlräume unregelmäßige Form und sind scharf begrenzt. G. E. TEBUTT et al. (1965) unterschieden hier zwei Untertypen, die sehr häufig zu finden sind. Während Typ B-I aus Siltit mit geringem Detritusgehalt besteht, ist der andere (Typ B-II) hochdetritisch. Zwischen beiden Untertypen gibt es Übergänge.

Ein Anschliff bestand in der unteren Hälfte aus einem invers gradierten Gefüge mit einem mehrfachen Wechsel von feineren zu größeren Komponenten. Aus der spatitischen Matrix ergibt sich ein hoher Energie-Index bzw. eine starke Wasserbewegung. Nach oben gehen ruditische Komponenten ohne scharfe Grenze in einen Stromatolith mit LF-Gefüge Typ B-I über. Einige Hohlräume zeigen fossile Wasserwaagen, aus denen die inverse Gradierung einwandfrei hervorgeht (Abb. 7). Für diese Stromatolith-Fazies scheinen sedimentologische Änderungen innerhalb eines relativ kurzen Zeitraumes sehr bezeichnend zu sein. Schon innerhalb von *mm*- bis *cm*-Bereichen gibt es Unterschiede.

Bei den LF-Gefügen sind solche mit und ohne fossile Wasserwaagen zu unterscheiden.

In einem anderen Stromatolith-Typ sind Kornaggregate symsedimentär verbacken und es bilden sich Klümpchen oder Algenlumps (Abb. 8). Diese zeigen unregelmäßige Umriss und unregelmäßige Internstruktur. Die Klümpchen lassen sich vielfach in größere und kleinere Komponenten, die zu Aggregaten verbunden sind auflösen. In einer größeren Komponente war eine spiralenartige Internstruktur zu erkennen.

Pisolithe, wie sie bereits aus dem mittleren Wettersteinkalk beschrieben wurden, kommen in gleicher Weise auch im hangenden vor. Im vererzten Wettersteinkalk auf der SE-Seite des Obirs wurden auch Onkoide gefunden. Die Onkoide sind einige Millimeter bis über 1 *cm* groß und haben runde bis ovale Gestalt oder sind länglich gestreckt. Vielfach haben sie keine Kerne. In einigen befindet sich im Zentrum eine dunkler gefärbte Komponente, die als Resediment zu deuten ist, welche umkrustet wurde. Es gibt keine deutliche Grenze zwischen Kern und Hülle. Das Gefüge eines Anschliffes ergab deutlich, daß dieses Gestein in einem stärker bewegten Wasser entstanden ist, da die Zahl der Resedimente sehr groß ist und die Matrix aus Spatit besteht. Dies spricht für einen höheren Energie-Index. Außerdem kommen länglich gestreckte mit Calcit ausgefüllte Hohlräume vor. Das Gestein ist als Aren- bis Rudospatit mit Onkoiden zu beschreiben.

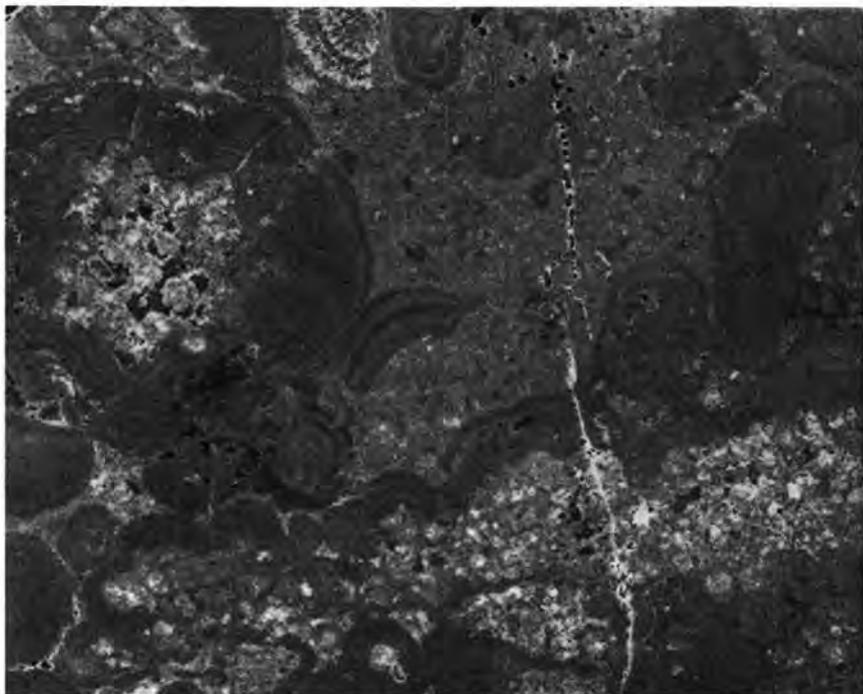
Allgemein kann man bei den Algensedimenten zwischen Algen-Bioolithiten mit einer Lamellierung, die auf autochthones Algenwachstum zurückgeht und nicht lamellierten unterscheiden, die sich durch Zerstörung von ersteren ableiten (K. H. WOLF, 1965). Zur ersten Gruppe gehören Stromatolithe mit LLH, SH und SS-Gefügen, zur zweiten jene mit LF-Gefügen. Im hangenden Wettersteinkalk treten beide auf. Doch die als

Abb. 5 (oben): Pisolith, Wettersteinkalk; Pisolithe in verschiedener Größe und Form; teils in fein aufgearbeiteter Grundmasse, teils starke Aufarbeitung mit algenumkrusteten Komponenten in spatitischer Matrix. Biogen: Alge.

Fundort: Petzen, NW Rischberg. Vergrößerung vierfach.

Abb. 6 (unten): Stromatolith, Wettersteinkalk, mit laminalem Fenstergefüge Typ A (LF — A); die ss-parallel liegenden Hohlräume werden auf ein Trockenfallen zurückgeführt; Risse senkrecht ss, an denen auch kleine Verstellungen im *mm*-Bereich erfolgten; Dolomit weiß, Calcit schwarz.

Fundort: Petzen, Kolscha Berghaus. Vergrößerung vierfach.



Text zur Abb. 5 und 6 siehe Seite 209.

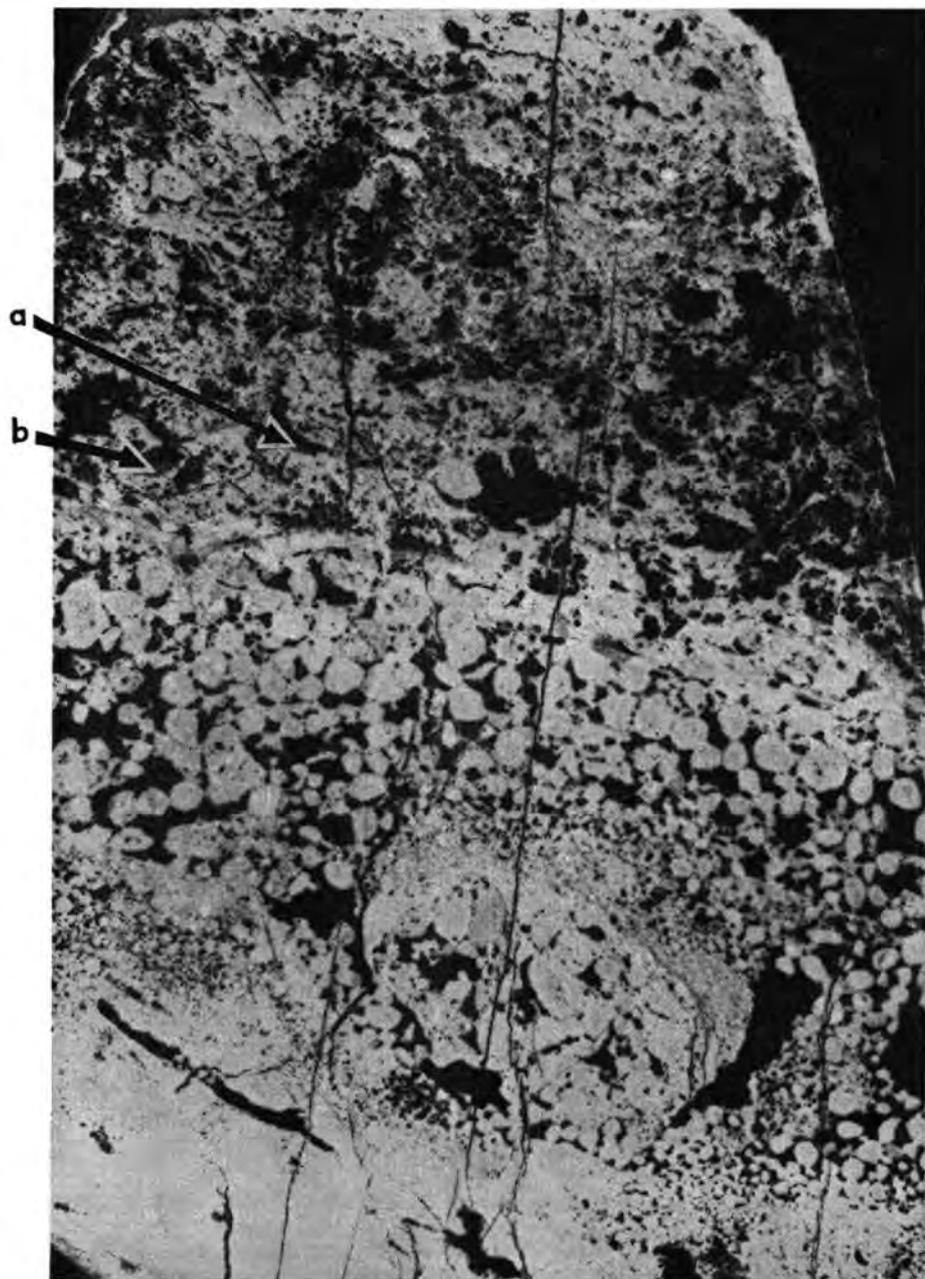


Abb. 7: Stromatolith, Wettersteinkalk; unterer Teil mit inverser Gradierung des aufgearbeiteten Algensedimentes, Übergang nach oben in Stromatolith mit laminarem Fenstergefüge Typ B; fossile Wasserwaagen (siehe Pfeile); Dolomit weiß, Calcit schwarz.
Fundort: Petzen, Kolscha Berghaus. Vergrößerung vierfach.

„milchige“ Bänke bekannten Stromatolithen weisen meist das LF-Gefüge auf.

In vielen Fällen wurde das Algensediment zur Gänze aufgearbeitet und es entstanden Arenite und Rudite. Vielfach ist bei diesen eine schwache Gradierung gegeben. Die Komponenten mit einem \varnothing von mehreren Millimetern bis etwa 1 cm sind meist gut gerundet. Häufig kommen auch Feinbreccien mit eckigen Komponenten ruditischer Korngröße vor.

Ein wesentliches Merkmal der Stromatolithen ist die frühdiagenetische Dolomitierung, die A. G. FISCHER vom Dachsteinkalk anschaulich beschrieben hat und im Wettersteinkalk ganz ähnlich ist. Die Spatitareale bei den LF-Gefügen sind frei von Dolomit oder enthalten nur geringfügige Dolomitsprossungen, während das Algensediment völlig dolomitisiert wurde. Es ergibt sich daraus, daß die Dolomitierung bereits vor der Spatisation erfolgt ist.

2. Das andere hangenden Wettersteinkalk anzeigende Gestein sind die schwarzen Breccien, die z. B. in einem Stollen beim Kolscha Berghaus anstehen oder als Gerölle beim Bergbaurevier Rischberg zu finden sind. Sie sind auch Leitschichten im vererzten Wettersteinkalk des Obirs.

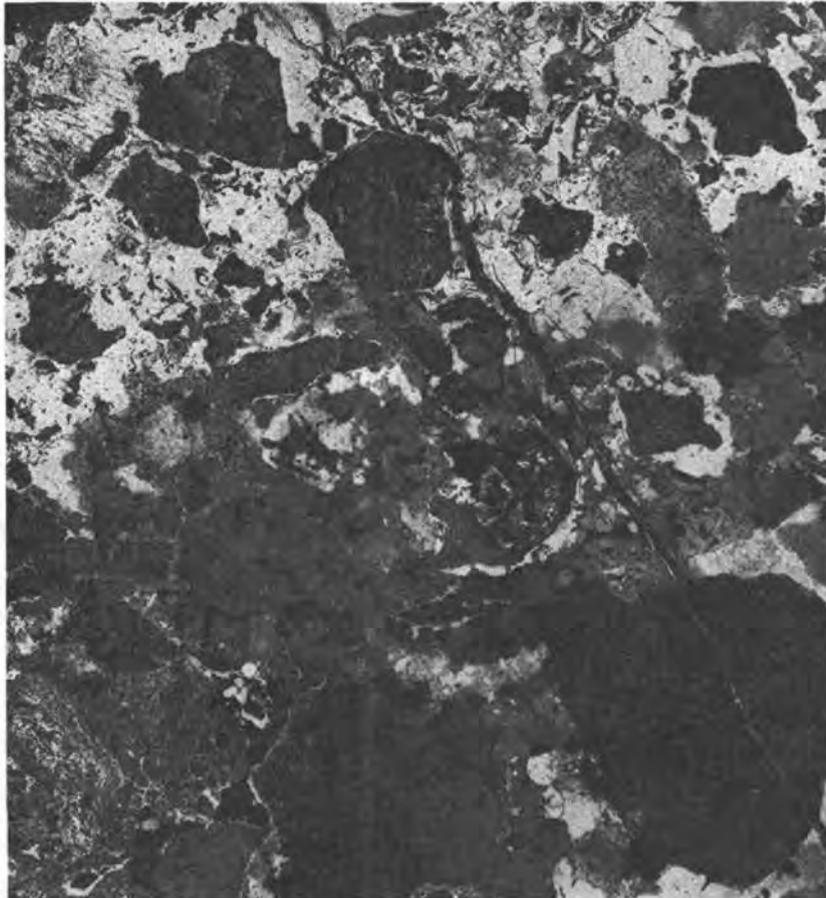
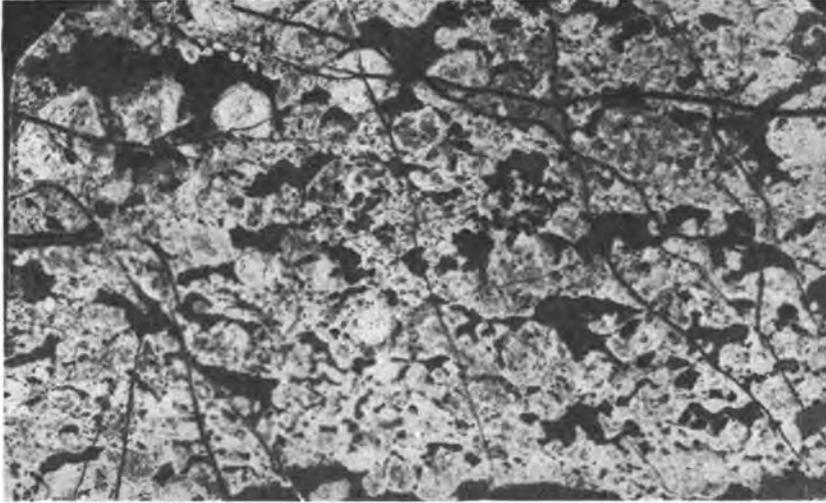
Die 10–15 cm mächtige Breccie in dem Stollen beim Kolscha Berghaus beginnt mit Arenospatit, dessen Komponenten gut gerundet sind. Darüber folgt eine mm-dünne Tonlage, über dieser die eigentliche Breccie, die als Rudospatit zu definieren ist. Sie besteht aus Komponenten mit einem \varnothing meist kleiner als 0.5 cm, der \varnothing einer einzelnen Komponente betrug 1.2 cm. Die besonderen Merkmale der Komponenten sind Rundungsgrad, unterschiedliche Dunkelfärbung und meist ein ausgeprägtes Interngefüge. Rundungsgrad und Sphärizität sind im allgemeinen gering. Die Werte nach dem Schaubild von KRUMBEIN & SLOSS (1956) betragen 0.1–0.5/0.7. Die Komponenten einer Grobbreccie vom Rischberg mit einem \varnothing der Komponenten von 1 bis 2 cm zeigten eine etwas bessere Rundung, die Werte betragen hier 0.3/0.3–0.9. Mit der Färbung hat sich EPPENSTEINER (1963–1964) eingehend auseinander gesetzt. Man findet Komponenten von hellgelber, bräunlicher bis schwarzer Farbe, zwischen den einzelnen Farben gibt es alle Übergänge. Auch innerhalb einer Komponente gibt es verschiedene ineinander übergehende Schattierungen. Das Interngefüge ist sehr mannigfaltig und komplex. Vielfach sind die größeren Komponenten aus einer Anzahl kleinerer (Resedimenten, Rundkörperchen) aufgebaut. Feinschichtung ist häufig, auch Komponenten mit LF-Gefüge kommen vor. Die Dolomitierung liefert eine weitere Charakterisierung. Die Komponenten vom Kolscha Berghaus zeigen gelbe dolomitische Um-

Abb. 8: Stromatolith, Wettersteinkalk; Algenlumps, synsedimentär verbackene Kornaggregate, die von Algenmatten herzuleiten sind; laminares Fenstergefüge; Dolomit weiß, Calcit schwarz.

Fundort: Petzen, Kolscha Berghaus. Vergrößerung vierfach.

Abb. 9: Schwarze Breccie, Wettersteinkalk; große dunkle, z. T. dolomitisierte Komponenten, feine teilweise aufgearbeitete dolomitisierte Matrix (weiß).

Fundort: Petzen, Rischberg. Vergrößerung vierfach.



Text zur Abb. 8 und 9 siehe Seite 212.

krustungen, die mit scharfer Grenze am Außenrand der Komponente ansetzen und nach außen fransenartig angelöst sind. Diese gelblichen Krusten verbinden oft mehrere Komponenten und es entstehen zusammenhängende Aggregate. Auch die Komponenten können dolomitisiert sein. Auffallend bei der Breccie vom Kolscha Berghaus sind zahlreiche fossile Wasserwaagen.

Bei der Breccie vom Rischberg liegen die Komponenten in einer tonigen, grünlichen oder gelblich-braunen Grundmasse, die z. T. stark dolomitisiert ist (Abb. 9). Die Grundmasse ist jedoch nicht gleichmäßig ausgebildet, sondern mehr oder weniger in sich aufgearbeitet. Es sind homogenere Bereiche und Bereiche mit stärkerer Auflösung in arenitische Komponenten mit spatitischer Matrix zu unterscheiden. Zum allgemeinen Bild der Breccie kommen noch bis $\frac{1}{2}$ cm große mit weißem Calcit gefüllte Hohlräume. Geopetalgefüge wurden hier keine gefunden.

3. Die Fazies des hangenden Wettersteinkalkes ist nicht immer gleichmäßig ausgebildet, es gibt Unterschiede in der Mächtigkeit wie in Einzelheiten der Fazies. Im bearbeiteten Gebiet lassen sich drei Faziesbereiche unterscheiden, zu deren ersten die eben beschriebene gehört, die auf der Petzen Nordseite, am Rischberg und am SE-Abhang des Obirs entwickelt ist. Der zweite Bereich umfaßt das Gebiet der Nordseite des Sittersdorfer Berges. Östlich Micheutz ist diese eigene Fazies, die im wesentlichen eine Dolomitfazies ist, an einer neuen Straße gut aufgeschlossen. Der hangende Wettersteinkalk ist hier zirka 60 m mächtig, während er normal, z. B. auf der Petzen, etwa doppelt so mächtig ist. Die Bergkuppe östlich Micheutz (K 1027) besteht aus dickbankigen Kalken, die noch zum mittleren Wettersteinkalk zu rechnen sind. Darüber setzt morphologisch gut erkennbar die Dolomitfazies ein, die Blei-Zink-Erze führt. In höheren Teilen dieses Profils geht der Dolomit in mehrere Meter mächtige Kalke über, die Stromatolithe mit LF-Gefüge enthalten. Die hangenden acht Meter bestehen wieder aus Dolomit, der von den Raibler Schichten überlagert wird. Der Dolomit ist teilweise stark umkristallisiert. Man findet in ihm keine Gefüge, die auf Stromatolithe hinweisen würden, wie sie im Dolomit bei Rastotschnik vorkommen. Es läßt sich in diesem Faziesbereich kein mehrfacher Sedimentationsrhythmus mit Stromatolithen und schwarzen Breccien feststellen.

Der dritte Faziesbereich liegt auf der Obir-Ostseite und ist durch das häufige Auftreten von Megalodonten charakterisiert. Es fällt in diesem Bereich besonders die große Ähnlichkeit oder fast Gleichheit mit den von A. G. FISCHER (1964) aus dem Dachsteinkalk beschriebenen Zyklen auf. Daß es sich in diesem Fall um Wettersteinkalk handelt ergibt sich aus den Funden von Kalkalgen. Nach E. ORT (1967) ist *Poikoloporella duplicata* die wichtige leitende Kalkalge im oberen Wettersteinkalk, als deren Begleiter auch Megalodonten erwähnt werden.

An den Straßen bei der Grafensteiner Alm und an der vom Kunet Graben (K 1107) nach ESE führenden Straße, die zu der nördlich des Repnik Grabens liegenden Kalkscholle führt, lassen sich viele Beobachtungen zur zyklischen Sedimentation machen. Den Hauptbestandteil bilden die Megalodonten-führenden Kalke, die Calcisiltite bis Calciaarenite

sind. Nach A. G. FISCHER sind diese im Dachsteinkalk in einer nur einige Meter tiefen Lagune entstanden.

Diese Kalke gehen häufig in Stromatolithe mit LLH-Gefüge über mit einer besonders bei Anwitterung sehr klar hervortretenden Feinschichtung. Sedimentologisch sind die LLH-Gefüge mit den LF-Gefügen eng verbunden. Ein Anschliff eines Handstückes (siehe Abb. 4) beginnt unten mit einem LF-Gefüge, aus dem sich das LLH-Gefüge mit wellen- und kuppelartiger Struktur, die 3 cm umfaßt, entwickelt. Dieses Gefüge ist durch eine s-parallel liegende Calcit-Hohlraumausfüllung (sheet crack nach A. G. FISCHER) durchschnitten. Es setzt erneut ein LF-Gefüge ein (1—2 cm), über dem feinschichtige dolomitische und kalkige Lagen folgen (1 cm) und erneut ein LF-Gefüge.

In enger Verbindung mit den Stromatolithen, besonders mit dem LF-Gefüge, stehen schwarze Breccien, die aus diesen hervorgehen bzw. durch eine Suture mit diesen verbunden sind. Die Mächtigkeiten der Breccien betragen 1 cm bis über 1 dm. Auch mm-dünne bituminöse Lagen, die Pyrit führen, wurden beobachtet.

Zu dieser zyklischen Abfolge gehören auch grünlich bis hellbraun gefärbte, kalkig-mergelige Lagen. Die genauere Untersuchung ergab einen brecciösen Charakter dieses Gesteins, das als Dolo-areno-siltit zu bezeichnen ist. Die Komponenten leiten sich wahrscheinlich von Stromatolithen ab, da sie völlig dolomitisiert sind. Die kalkig-mergelige Matrix ist hellgrün gefärbt. Auch feingeschichtete Mergellagen sind zu beobachten. Diese Gesteine zeigen einen kurzzeitig stärker tonig beeinflussten Sedimentationsabschnitt an.

Das Vorkommen von Schollenresedimenten, die eine Größe von Zentimetern bis über 1 dm erreichen, sprechen für sehr starke Wasserbewegung, wobei man an Sturmfluten denken könnte.

Ein auffallendes Merkmal dieser Fazies sind Hohlräume, die Ähnlichkeit mit den Großoolithen in der Riffschutt-Fazies haben. Es gibt mit Calcit gefüllte Hohlräume, die s-parallel liegen, bis zu mehreren Dezimeter lang sind und einige Millimeter bis über 1 cm dick sind. Andere verlaufen senkrecht zu ss. Häufig sind Millimeter bis mehrere Zentimeter große Hohlräume, die unregelmäßig verteilt liegen. Diese Hohlraumgefüge sind im Prinzip mit den LF-Gefügen Typ A und B gleichzusetzen, es liegt hier nur eine andere Größenordnung vor. Diese Gefüge sind in gleicher Weise durch Trockenfallen des Sedimentes und Schrumpfung zu erklären. Es wird hier der Deutung A. G. FISCHERS gefolgt.

3. Fazies und Vererzung

Der hangende Wettersteinkalk zeigt das Bild eines eng-rhythmischen Fazieswechsels. In einem 60 m langen Stollen beim Kolscha Berghaus waren eine Breccie und zwölf Stromatolithlagen mit Mächtigkeiten von 5 bis 20 cm, ein Horizont war 35 cm, ein anderer 1 m mächtig, zu beobachten. Die Abstände, mit denen diese Lagen übereinander folgen, betragen 0,5—11 m. Es liegt ein bestimmter mehrfach sich wiederholender Sedimentationszyklus vor, wie ihn z. B. auch A. G. FISCHER (1964) oder

L. F. LAPORTE et al. (1967) beschrieben haben. Beide Autoren führen diese Rhythmik auf periodische Meeresspiegelschwankungen zurück, welche in gleicher Weise für den Wettersteinkalk anzunehmen sind. Diese Schwankungen kann man mit synsedimentären Bewegungen in der Lagune erklären.

Es sind mehrere Faziestypen zu unterscheiden, denen ein bestimmter Ablagerungsraum zukommt. Die Kalke zwischen den Stromatolithen bzw. den schwarzen Breccien sind Calcisiltite bis -arenite, die faziiell vergleichbar sind den gebankten Kalken des mittleren Wettersteinkalkes. Es ist mit A. G. FISCHER anzunehmen, daß die normale Sedimentation in einem lagunären Flachmeer vor sich ging, zu der die Calcisiltite gehören, welche durch Meeresspiegelschwankungen unterbrochen wurde. Das Wattsediment-Stadium war, wie sich aus den geringen Mächtigkeiten der Stromatolith-Fazies ergibt, von relativ kurzer Dauer. Mit dem Trockenfallen des Algensedimentes wird das Ende eines Zyklus erreicht. Besonders in dieser Zeit des Grodenstadiums erfolgt die Zerstörung des primären sedimentären Gefüges. Gerade in dieser Zone sind nach B. W. LOGAN et al. (1964) häufig Breccien und Konglomerate zu finden. A. G. FISCHER nimmt für den Dachsteinkalk eine Amplitude der Meeresspiegelschwankungen von einigen Metern bis etwa 10—15 m an. Im hangenden Wettersteinkalk ist wahrscheinlich mit ähnlichen Beträgen zu rechnen.

Auch die schwarzen Breccien sind in das Schema der zyklischen Sedimentation einzubeziehen und in eine enge genetische Beziehung zu den Stromatolithen zu bringen. Es ist anzunehmen, daß sich ein dunkler, etwas bituminöser Kalkschlamm in einem stagnierenden Seichtwasser sehr nahe der Wasseroberfläche gebildet hat. Diese primär nur geringmächtige Schicht wurde zur Gänze aufgearbeitet und die eckigen Komponenten resedimentiert. Vielfach wurde beobachtet, daß die Breccien unmittelbar an Stromatolithe mit LF-Gefüge grenzen. Die Mergellagen zeigen einen stärker terrigenen Einfluß in der Sedimentation an. Diese Mergel mit dolomitischem Karbonatanteil treten vielfach als Grundmasse der Breccien auf. Es erscheint nicht notwendig, für die Deutung der schwarzen Breccien submarine Beben anzunehmen, wie sie vielfach postuliert wurden. Dagegen ist anzuführen, daß die Breccien nur geringmächtige Horizonte bilden und sehr gleichmäßig über eine große Erstreckung (Bleiberg—Kreuth bis zum Ursulaberg) auftreten. Sie kehren nur in einem bestimmten Sedimentationsrhythmus regelmäßig wieder.

Eine Reihe von Gefügen, wie sie z. B. W. EPPENSTEINER (1963—1964) oder O. SCHULZ (1968) beschrieben haben, lassen sich vom Gesichtspunkt einer Ablagerung in einem Wattenmeer anders deuten. Es sind im Wattbereich eine Reihe von Faktoren zu berücksichtigen, die Einfluß auf die Sedimentation haben. Zu diesen gehören nach B. W. LOGAN et al. (1964) periodisches Überfluten und Austrocknen, aperiodische Sturmfluten, Zeiten des Trockenliegens während Niedrigwassers, intensive Aufarbeitung bei Sturmfluten, biologische Aktivität und Begrabungen bei plötzlicher Sedimentschüttung.

Die zahlreichen Risse im Sediment und die von O. SCHULZ (1968) beschriebenen steilwandigen Trichter, welche geopetale Füllungen zeigen,

können auf Trockenrisse zurückgeführt werden. Andererseits gibt es häufig schüssel- und wannenförmige Vertiefungen, die auf eine Gezeitenerosion hinweisen und als Art Priele zu deuten sind. Ähnliche Erosionsformen gibt es auch im Hauptdolomit (W.-U. MÜLLER-JUNGBLUTH, 1968).

In die Betrachtungen der Fazies ist auch die Vererzung mit einzu-beziehen, welche, ausgehend vom Grundgedanken der synsedimentären Entstehung, ein wesentliches und vor allem wirtschaftlich bedeutendes Merkmal der Fazies darstellt. H. J. SCHNEIDER (1964) beschrieb ein all-gemeingültiges Faziesschema vom Wettersteinkalk, in das die Vererzung einbezogen wurde, das auch hier als Grundlage dient. Vor allem O. SCHULZ (1968) stellte das raumrhythmische Auftreten der flächengebundenen Erz-lager anschaulich dar. Die Erzlösungen sind in einem bestimmten Rhythmus, der mit der zyklischen Sedimentation parallel geht, in den Ablagerungs-raum gelangt. Für jene Erzlager, die in einer engen Beziehung zu Stromato-lithen oder schwarzen Breccien stehen, ergibt sich als Bildungsraum ein zeitlich begrenztes Watt-Stadium. O. SCHULZ (1968, S. 267—271) be-schreibt ausführlich eine 1 m mächtige Zwischenschicht mit Feinschich-tung, die wie die Dolomitisierung auf Algenlagen zurückzuführen ist, weiters Erscheinungen der subaquatischen Gleitung und Vererzungs-spuren. Die Beziehung der Vererzung auf eine Wattsediment-Fazies wird hier sehr deutlich.

Es wäre denkbar, daß das Erz an der Wende Algenmatten-Fazies, welche in einem seichten, sauerstoffreichen Ablagerungsraum (Hochwatt) entstand, Kalkschlamm-Fazies (in einem etwas tieferen Milieu gebildet) ausgetrieben wurde.

Es sei noch kurz Stellung genommen zur Herkunft der extrusiv-hydro-thermal gedeuteten Erzlösungen. Neben der schichtgebundenen Vererzung gibt es in den Bergbaugebieten der südlichen Kalkalpen auch diskordante Gänge. H. RAINER (1957) wie O. M. FRIEDRICH (1964) vermuteten in diesen Gängen die Zufuhrwege der Lösungen. Auch O. SCHULZ (1968) diskutiert diese Möglichkeit. Die Gänge beschränken sich jedoch auf den obersten Wettersteinkalk und reichen nicht in tiefere Niveaus hinab. Wei-ters konnten die grünen Mergel bisher nicht eindeutig als Tuffe belegt werden, so daß ein submariner Vulkanismus in der Lagune nicht nach-weisbar ist. Schließlich besteht der Wettersteinkalk-Riffkomplex aus einer großen, festen Masse und die Sedimentmächtigkeit betrug vor der Zufuhr der Erzlösungen z. T. bereits mehr als 1000 m. Es ist daher schwer, in diesem festen Massiv mit submarinem Vulkanismus und mit submarinen Beben zu rechnen.

Die vererzten Gänge, welche O. SCHULZ (1966) als syndiagenetische Bildungen nachwies, erinnern an die von A. G. FISCHER (1964) vom Dach-steinkalk beschriebenen „Neptunian dikes“. Diese Gänge haben eine Breite von mehreren Zentimetern bis über 1 m und sind einige Meter bis Zehnermeter tief. Für deren submarin-synsedimentäre Entstehung sprechen oft gehäuft vorkommende Brachiopoden, die sich in den Spalten z. T. noch in Wachstumsstellung befinden oder am Boden der Spalten be-graben wurden. A. G. FISCHER überlegt drei Erklärungsmöglichkeiten: Tektonische Klüftbildungen, Trockenrisse großen Ausmaßes und Lösungen

entlang von Klüften während der Regressionsphasen. Ähnliche Spalten wurden auch von F. FABRICIUS (1962), H. JURGAN (1969) und W. SCHLAGER (1969) beschrieben. Bei der Größe der Spalten im Wettersteinkalk wie in den Kalken der Ober Trias (Dachsteinkalk, Hallstätterkalk) scheint es wahrscheinlich, ähnlich wie O. SCHULZ (1966), L. KOSTELKA & O. SCHULZ (1969) oder W. SCHLAGER (1969) annehmen, in diesen synsedimentäre Spaltenbildungen zu sehen, die durch tektonische Zerrungen verursacht wurden. Diese submarin entstandenen Spalten haben aber nichts mit den Aufstiegswegen der Lösungen zu tun.

Über das Woher der Erzlösungen gibt es verschiedene Hypothesen, auf eine soll kurz eingegangen werden. H. HOLLER (1936, S. 77—80) wies auf die Anordnung der Lagerstätten entlang der alpin-dinarischen Linie hin und vermutete in dieser die Aufstiegswege der Lösungen. Diese Argumente der großen Ost—West-Erstreckung der Erze etwa parallel zu diesem Lineament scheinen sehr stichhältig zu sein. Diese Störung hat aber kein junges (tertiäres) Alter, wie H. HOLLER damals annahm, sondern bestand wahrscheinlich schon seit dem Jungpaläozoikum. Eine Beziehung der Erzlösungen auf die alpin-dinarische Linie wäre denkbar.

4. Die Bergbaugebiete

In den Ost-Karawanken gibt es im hangenden Wettersteinkalk eine Reihe von Blei-Zink-Vorkommen. Das östlichste Bergbaurevier liegt an der Ostseite der Petzen in der Nähe des Rischberges. Die Vererzung liegt in einer von Störungen begrenzten kleineren Scholle. Das zweite Revier, an der Nordseite der Petzen gelegen, zieht von der Traventa über Kolscha Berghaus bis zum „Spitz“ an der Petzenstraße. Das dritte wesentliche Bergbaugebiet bildet der Obir mit den Revieren Fladung, Unter- und Ober Schäßfler Alpe, Grafensteiner Alm, See Alpe und Hoch Obir.

5. Zur Dolomitisierung des Wettersteinkalkes

Es ist zwischen dem Dolomit der Lagunen- und der Riffschutt-Fazies zu unterscheiden. Durch Beobachtungen an rezenten Sedimenten ist die frühdiagenetische Dolomitbildung im Gezeitenbereich oberhalb der mittleren Hochwasserlinie weitgehend gesichert. Die Dolomitisierung erfolgt durch kapillare Konzentration, bei der sich Porenwasser nach oben bewegt und an der Sedimentoberfläche verdunstet. Die Beziehung zwischen Dolomitisierung und Algenmatten ist auch im Wettersteinkalk ähnlich wie im Dachsteinkalk (A. G. FISCHER) eine auffallende Erscheinung. Allgemein werden flächengebundene Dolomite auch als s-Dolomite bezeichnet (CHILINGAR-BISSELL-FAIRBRIDGE (1967, S. 273).

Nördlich des Sittersdorfer Berges hat der Dolomit des hangenden Wettersteinkalkes größere Mächtigkeit und es ist keine direkte Beziehung zu Algenmatten erkennbar. Daß auch dieser Dolomit frühdiagenetisch entstand, ergibt sich aus den mehrere Meter mächtigen eingeschalteten Kalken, vor deren Sedimentation die Dolomitisierung bereits abgeschlossen war. Da Dolomite in einem stärker als normal konzentrierten Meerwasser gebildet werden, würde eine Wechselfolge von Dolomit und Kalk einer wechselnden Konzentration des Meerwassers entsprechen (H. E. USDOWSKI,

1967). Als Ursache ist eine periodische Abschnürung eines Flachmeeres anzunehmen. Diese ungeschichteten Dolomite können durch Rückfluß konzentrierter Solen erklärt werden. Man stellt sich vor (S. K. DEFAYES et al., 1965), daß eine Sole in einer abgeschlossenen Lagune etwas oberhalb der mittleren Hochwasserlinie entsteht, wo die Konzentration durch periodisches Überfluten und Verdunsten vor sich geht. Die so entstandene dichte Sole sinkt ab und fließt in tiefere Teile der Lagune, wo sie in das weiche Sediment eindringt und die Umwandlung in Dolomit bewirkt. Dadurch gehen Schichtung und Bankung verloren und die Grenze nach unten zum Kalk ist unscharf. Diese Beobachtungen sind östlich Mecheutz gut zu machen. Es scheint, daß das Gefüge bei Dolomitierung durch kapillare Konzentration besser konserviert wird als bei Rückfluß.

Im östlichen Leppen Graben liegt eine isolierte Scholle Wettersteindolomit in Lagunenfazies vor, für die ebenfalls eine frühdiagenetische Dolomitierung anzunehmen ist. Man könnte hier an ein Zusammenwirken von kapillarer Konzentration und Rückfluß denken.

Die Dolomitierung der Riffe stellt man sich so vor, daß konzentrierte Solen aus der Lagune auch in Riffbereiche eindringen und dort die Dolomitierung bewirken. In den Ost-Karawanken fällt die nur sehr regionale Dolomitierung der Riffgesteine auf.

6. Zusammenfassung

Man kommt aufgrund der Faziesuntersuchung im Wettersteinkalk auf zwei verschiedene Sedimentationsrhythmen. Der tiefere bis mittlere Wettersteinkalk ist durch dickgebankte Calcsiltite bis -arenite gekennzeichnet, in die wesentlich seltener als im hangenden Wettersteinkalk Stromatolithe mit LLH-, SH- und LF-Gefügen eingeschaltet sind. Die Stadien der Sedimentation im Flachmeerbereich scheinen hier länger gedauert zu haben, man findet z. B. auf dem Kamm der Petzen keine Stromatolithe, die Wassertiefen waren z. T. größer, bzw. unterschiedlicher (siehe Pisolithe), der Rhythmus weiter gespannt. Im hangenden Wettersteinkalk setzt ein auffallend anderer, engerer Sedimentationsrhythmus ein. Diese aus periodischen Meeresspiegelschwankungen resultierende Fazies kommt allgemein gesehen häufig vor und ist insofern im hangenden Wettersteinkalk kein Sonderfall, das besondere Merkmal der Fazies ist nur die Vererzung.

Es gibt wahrscheinlich primäre Unterschiede in der Mächtigkeit. Während der Wettersteinkalk auf der Petzen und am Obir eine maximale Mächtigkeit von 1200 bis 1500 m hat, war sie in dem Gebiet dazwischen etwa ein Viertel bis ein Drittel geringer. Die Schätzung der Mächtigkeit wird aber durch die komplizierte Tektonik sehr erschwert.

IV. Partnach-Schichten (Ladin)

Paläogeographisch gesehen war dem Wettersteinkalk-Riffkomplex nördlich wie südlich ein tieferer Ablagerungsraum, das Becken, vorgelagert. Das Sediment dieses Beckens sind die Partnach-Schichten, die gegenüber dem Wettersteinkalk relativ geringmächtig sind (siehe M. SARNTHEIN,

1967). Die Partnach-Schichten bestehen im bearbeiteten Gebiet zum Großteil aus dunklen dolomitischen Mergeln.

Südlich der Petzen, wo die südliche Riffzone des Wettersteinkalkes sehr mächtig ist, fehlt die Beckenfazies. Dies ist tektonisch bedingt, da die Grenze zum Muschelkalk sehr stark bewegt wurde, wie aus der Einschuppung von Raibler Schichten nördlich der Luscha Alm hervorgeht.

Partnach-Schichten sind östlich und westlich Riepl aufgeschlossen, wo sie direkt an den Wettersteinkalk grenzen. Es handelt sich um einförmige, dunkle dolomitische Mergel, häufig mit stahlblauen Anlauffarben. Sie zerfallen leicht feinblättrig bis bröckelig-stengelig. Örtlich haben sie auch größere Festigkeit und zeigen bei dem kompakteren Aussehen auch Feinschichtung. Leider enthalten diese Mergel weder Mikro- noch Makrofossilien, die eine stratigraphische Zuordnung ermöglichen würden. W. RIESCH fand nur schlechterhaltene rotalide Foraminiferen, die keine Alterseinstufung erlauben.

Weiter nach Westen fehlen die Partnach-Schichten und treten erst wieder bei Eisenkappel auf. Dort grenzen sie allerdings nicht direkt an den Wettersteinkalk, sondern liegen dem Muschelkalk auf. Ein langgestreckter Zug von Partnach-Schichten quert etwas nördlich Eisenkappel das Vellachtal und ist von hier aus in E- bis NE-Richtung etwa $3\frac{1}{2}$ km zu verfolgen, ähnlich weit auch nach WNW. Dieser Streifen ist sehr schmal, was auf eine intensive Einengung zurückzuführen ist. In den dunklen Mergeln findet man an der Straße westlich Brunner Fossilgrus und Muschelschälchen (? *Daonella*; Bruchstücke). Auch eine Kalkbank mit Onkolithen steht hier an.

In einer von CH. EXNER beim Schwimmbad oberhalb Brunner aufgesammelten Mergelprobe wurde eine Mikrofauna (Ostracoden, Foraminiferen) gefunden (W. FUCHS, 1967), doch war keine eindeutige Einstufung möglich. Es wurde eine Einstufung ? Karn — Oberes Ladin gegeben.

Bei diesen Vorkommen von Partnach-Schichten folgen über den Mergeln als hangendster Teil fossilführende Mergelkalke. Man findet sie oberhalb Pustotnik, bei Suchar und am Waldweg östlich Teutschmann. Beim letzten Vorkommen stellen sie wahrscheinlich den Muldenkern der eingepreßten Partnachmulde dar. Die Mergelkalke enthalten an Fossilien Brachiopoden (Rhynchonellen, Terebrateln), Daonellen und Echinodermenreste (Crinoidenstielglieder, Echinidenstacheln). Das auffallendste Merkmal ist die onkolithische Ausbildung. Die Onkoide haben einen \varnothing bis zirka 2 mm und bestehen bei runder bis ovaler Gestalt aus zahlreichen konzentrischen Schalen. Wird ein Schälchen umkrustet, ist die Form länglich gestreckt. Im Anschliff sind häufig Filamente und Schnitte von Brachiopoden zu sehen. Bei einer Brachiopodenschale war die Füllung mit arenitischen Komponenten zu beobachten. Die Onkoide sind ziemlich verlässliche Anzeiger für Ablagerung in geringer Wassertiefe und bei stärkerer Wasserbewegung.

Da die Partnach-Mergelfazies in eine ausgesprochene Flachwasserfazies übergeht, erhebt sich die Frage nach der Tiefe des Partnach-Beckens. Es ist wahrscheinlich mit unterschiedlichen Tiefen zu rechnen. Bei den auf

Muschelkalk aufliegenden Mergeln mit den Onkolitheinschaltungen ist eine relativ geringe Tiefe anzunehmen, so daß bei Meeresspiegelschwankungen ein Übergang in eine Flachwasserfazies möglich wird. Bei direkt an den Wettersteinkalk grenzenden Mergeln, in denen Onkolithe fehlen, kann mit einer größeren Tiefe, wie sie z. B. M. SARNTHEIN (1967) darstellt, gerechnet werden.

Südlich des Obirs gibt es vier kleinere Vorkommen von Partnach Mergeln, die infolge der großen tektonischen Störung nur geringe Mächtigkeit haben.

V. Raibler Schichten (Karn)

Da die Grenze zu den Raibler Schichten meist stark gestört ist, sind die Profile nur mehr selten zur Gänze erhalten. Man findet daher vielfach nur Profilfragmente, deren Stellung im Gesamtprofil oft schwer zu erkennen ist.

Beim Kolscha Berghaus ist vermutlich der unterste Teil des Profils noch vorhanden und der normal-stratigraphische Kontakt zum vererzten Wettersteinkalk erhalten, obwohl die Raibler Schichten nach Norden überkippt sind. Das Profil beginnt im N mit einem grauen, feingeschichteten Dolomit, darüber folgen graue siltitische, gebankte Kalke. Der Schiefer beim Kolscha Berghaus ist als der erste Raibler Schiefer anzusehen. Nach Osten bilden die Raibler Schichten nur mehr ein schmales Band, sie sind aber mit Hilfe der Onkolithe gut zu verfolgen. Sie keilen beim „Spitz“ an der Petzenstraße aus und treten bei der „Mulitränke“ der Petzenstraße nochmals mit einem kleinen Vorkommen von Schiefern auf.

Südlich des Muschenik gibt es einen zweiten schmalen Schieferzug. Östlich an der Straße ist ein Teilprofil aufgeschlossen, das aus einem stark mylonitischen Dolomit, darüber dünnbankigen Kalken und einem Schiefer, dessen Stellung nicht sicher ist, besteht.

Ein kleineres sehr hoch gelegenes Vorkommen befindet sich bei der verfallenen Bleiburger Hütte auf der Petzen. Es kann hier kein Profil angegeben werden.

Südlich Globasnitz an der östlich des Baches führenden Straße ist ein vollständiges Profil aufgeschlossen, das im Hauptdolomit liegt. Es hat die relativ geringe Mächtigkeit von zirka 110 m und liegt wahrscheinlich normal. Die Schichten fallen nach Süden ein. Der tiefste erste Schiefer ist zirka 7 m mächtig und besteht aus braungrauen, dünngeschichteten Mergeln, die stark tektonisch durchbewegt sind. Eine von W. RESCH untersuchte Schlemmprobe ergab wenige, nicht bestimmbare Foraminiferen, kleine Muscheln, viele glattschalige Ostracoden und einige Fischzähnen. (Einige weitere Schlemmproben von hier und mehreren anderen Triasaufschlüssen sind zur Zeit noch in Bearbeitung durch W. RESCH.) Der Schiefer enthält auch dolomitische Karbonatlagen und eine Lumachelle. Über dem Schiefer folgen zirka 75 m mächtige Kalke, die in tieferen Teilen Calcisiltite sind mit einer mehrere Zentimeter bis dm-mächtigen Bankung. Im oberen Teil werden die Kalke stärker dolomitisch und enthalten gestreckte

Linsen von einem hellgelblich bis weißen Dolomit. Auch kommen zwei bis 30 cm mächtige feingeschichtete Lagen von einem dolomitischen Mergelkalk vor. Der mittlere Schiefer ist 4-5 m mächtig. Er besteht aus graubraunen bis grünlichen, feingeschichteten Mergeln, die tektonisch durchbewegt sind und feine Fältelungen zeigen. Über dem Schiefer liegt ein 3 m mächtiger hellgrauer Kalk, der ähnlich dem Wettersteinkalk ist. Es folgt der dritte Schiefer, der zirka 20 m mächtig ist. Er ist sehr kompakt und besteht aus Mergeln mit zahlreichen Dolomit- bis dolomitischen Kalklagen. Sandsteine treten dagegen sehr zurück.

Ein längerer Streifen von Raibler Schichten befindet sich nördlich Riepl, der in das Gebiet nördlich Topitza zieht. Ein ebenfalls zur Gänze erhaltenes Profil liegt NW Riepl, das in einem Graben gut aufgeschlossen ist. Die Raibler Schichten liegen im Norden auf Hauptdolomit auf und fallen im Süden unter Wettersteinkalk ein. Es ergibt sich aus der Profilabfolge der Schluß, daß dieses Raibler-Profil invers liegt. Dafür ist auch anzuführen, daß der erste Schiefer meist stark tonig ist, während der dritte mit dem Groboolith wesentlich kompaktere Ausbildung zeigt. Dieser sehr tonige Schiefer liegt im Profil oben. Unter diesem vermutlich ersten, nur schlecht aufgeschlossenen Schiefer liegen zirka 100—120 m mächtige gebankte Kalke und im Liegenden dieser Dolomite. Die Kalke sind Calcisiltite und gehen nach unten in graue ungeschichtete Dolomite über. Zwischen dem Dolomit und dem mittleren Schiefer liegen 10—15 m mächtige gebankte Kalke mit Onkoiden. Diese Onkolithe enthalten reichlich Echinodermerreste. Der mittlere Schiefer, 10—15 m mächtig, besteht aus graubraunen kalkreichen Mergeln, schwarzgrauen kalkarmen Tonschiefern und sandig-glimmerigen Mergeln mit Abdrücken von Muschelschälchen. Das Profil zwischen dem zweiten und dritten Schiefer wird von zirka 120 m mächtigen Kalken und Dolomiten gebildet. Man hat eine Profilabfolge von Kalken, Dolomiten und wieder Kalken. Zum dritten Schiefer gehören harte feste Mergel bis Kalkmergel mit Gehalt an Pyrit. Man findet in ihnen Wurmgänge, Muschelschälchen und allgemein Fossildestritus. Auch der vielfach beschriebene Groboolith mit Echinodermerresten spricht für den dritten Schiefer. Das Profil hat eine Mächtigkeit von zirka 300 bis 350 m.

An dem vom Kuret Graben zu Setz führenden Straße ist der mittlere Teil des Raibler Profils aufgeschlossen. Das Profil beginnt unten an der Straße mit einem hellen wettersteinkalkähnlichen Kalk, der von Kalken mit Onkolithen überlagert wird. Es folgt ein aus festen grauen Mergeln bestehender Schiefer, der 10—15 m mächtig ist und als zweiter Schiefer angesehen wurde. Grund für diese Einstufung ist das Vorkommen einer zirka 15 cm mächtigen Fossilbank mit Steinkernen von *Cornucardia hornigii* (BITTNER) bestimmt von G. TICHY, Geol. Paläont. Institut der Universität Salzburg. Nach freundlicher Mitteilung von Herrn G. TICHY wurde dieses Fossil bisher nicht in Österreich gefunden. O. KRAUS (1969) führt diese Fossilage als charakteristischen Horizont im Liegenden des zweiten Schiefers an, die z. B. aus Jugoslawien bekannt ist.

Überlagert wird die Fossilbank von fossilführenden Onkolithbänken. Über dem zweiten Schiefer folgen im Profil Kalke mit einer 1 m mächtigen

Onkolithbank, ein einige Meter mächtiger Dolomit und eine Serie von Plattenkalken mit einer Einlagerung von knolligen Kalken, die von grauen Schiefen begleitet werden. Diese Kalke enthalten zahlreiche Lagen von Areniten mit Rundkörperchen als Hauptkomponenten. Die Rundkörperchen, wahrscheinlich Kotpillen, zeigen eine lagige Anordnung und eine leichte Gradierung. Diese Karbonatserie ist zirka 60—70 m mächtig. Im hangenden dieser Kalke zieht eine Störung durch, wie sich aus dem Fehlen des dritten Schiefers ergibt. Die Kalke werden vom Hauptdolomit überlagert.

Im äußeren Kunit Graben ist ein zirka 1 m mächtiger in Kalken liegender Schiefer aufgeschlossen, bei dem es sich wahrscheinlich um die Wiederholung des zweiten Schiefers handelt.

Dieses Profil ist dem Teilprofil bei der Grafensteiner Alm ähnlich, wo eine Karbonatserie mit Kalken und Dolomiten aufgeschlossen ist. Funde von Lumachellen mit Megalodonten (R. STEBER, 1968) lassen auf die gleiche Stellung wie bei Setz schließen. Unterlagert sind die Kalke von Onkolithbänken, die zum zweiten Schiefer zu stellen sind.

Das Profil im Repnik Graben, das bei O. KRAUS (1969) beschrieben ist, umfaßt den Bereich vom zweiten bis zum dritten Schiefer. Der von W. RESCH untersuchte zweite Schiefer enthielt an Mikrofossilien kleine Muscheln und Gastropoden, Ophiurenreste, glattschalige Ostracoden, Fischzähne, selten Foraminiferen. Es folgen Karbonatgesteine (Kalke, Mergelkalke, dolomitische Kalke), die vom dritten Schiefer mit dem Grob-oolith, der an der Straße gut aufgeschlossen ist, überlagert werden. In diesem Schiefer sind häufig Makrofossilien (Muschelschälchen) und auch Mikrofossilien (Ostracoden, Ophiurenreste, Foraminiferen) zu finden. Die Grenze zum überlagernden Hauptdolomit ist gestört.

Der im Vellachtal nördlich Eisenkappel aufgeschlossene Schiefer wurde von O. KRAUS (1969) dem zweiten Schiefer zugeordnet.

Die Raibler Schichten im Bereich des Potschula Sattels—See Alpe haben infolge der flachen Lagerung große flächenhafte Verbreitung. Doch kann man infolge der schlechten Aufschlußverhältnisse keine genaueren Angaben über Detailprofile machen. Das am höchsten gelegene Vorkommen von Raibler Schichten befindet sich südlich des Hoch Obir-Gipfels auf 2050 m SH, wo bereits 1884 von K. A. PENECKE (Verh. G. B. A. Wien 1884) Fossilien gefunden und bestimmt wurden.

VI. Hauptdolomit (Nor)

Als Ablagerungsraum für den Hauptdolomit ist eine Art Lagune anzunehmen und die Fazies nach A. G. FISCHER (1964) als Ultra-Backriff-Fazies zu bezeichnen. Der Dolomit wurde wahrscheinlich ursprünglich als Kalkschlamm sedimentiert und im wesentlichen fröhdiagenetisch dolomitisiert. Die Stromatolithe mit den verschiedenen Gefügetypen sind auch hier wichtige Faziesanzeiger, die verlässliche Hinweise auf die Art des Ablagerungsraumes geben. Es gibt im Hauptdolomit einen der Lagunenfazies des Wettersteinkalkes oder des Dachsteinkalkes ähnlichen

Sedimentationsrhythmus, der ebenfalls auf periodische Meeresspiegelschwankungen zurückzuführen ist.

W.-U. MÜLLER-JUNGBLUTH (1968) kam bei der Bearbeitung des Hauptdolomites in den Lechtaler Alpen zu einer grundlegenden Gliederung. Er unterschied einen unteren, mittleren, bituminösen und oberen Hauptdolomit. Diese Gliederung läßt sich auch im bearbeiteten Gebiet gut anwenden und man kommt zu einer flächenhaften Verteilung einzelner Faziesbereiche.

Für den unteren Hauptdolomit sind stärker bituminöse, bräunlich gefärbte und feingeschichtete Dolomite kennzeichnend. Die Lamellierung wird durch feine bituminöse Filme deutlich, die meist in Abständen von mehreren Millimetern übereinander folgen. Die bituminösen Lagen sind als organische Reste bzw. als ehemalige Algenlagen zu deuten. Die einzelnen Feinschichten zeigen eine schwache Kräuselung, die für Stromatolithe sehr kennzeichnend ist. Die Feinschichtung geht nicht allein auf die Bitumenfilme zurück, sondern auch auf Lagen von Rundkörperchen, die als Kotpillen zu deuten sind. In diese *mm*-Rhythmite sind häufig dünnbankige, infolge des hohen Bitumengehaltes schwarz gefärbte, feinkörnige Dolomite eingeschaltet. Diese Art der Fazies wurde von L. F. LAPORTE (1967) als Supra-tidal-Fazies beschrieben und die Wechsellagerung von Kotpillenlagen und feinkörnigen Dolomitlagen auf periodische Überflutungen des über dem Gezeitenniveau liegenden Ablagerungsraumes zurückgeführt. Einen ähnlichen Ablagerungsraum für den unteren Hauptdolomit nimmt auch W.-U. MÜLLER-JUNGBLUTH (1968) an. Dieser untere Hauptdolomit hat sein Verbreitungsgebiet nördlich und nordöstlich der Topitza und geht südlich Metnik in den mittleren Teil über.

Dieselbe Fazies findet man auch in dem über den Raibler Schichten liegenden Hauptdolomit nördlich des Jovan Berges und im Kunet Graben bei Setz. Die Dolomite haben hier einen geringeren Bitumengehalt und sind daher in der Farbe heller. Die *mm*-Rhythmik mit der feinen Kräusel-schichtung ist über größere Mächtigkeit konstant. Die Dolomite haben eine deutliche Bankung mit einer Dicke der Bänke von 5 bis 10 *cm*.

Das Zurücktreten des Bitumengehaltes wie der Lamellierung und der Feinschichtung sind für die Abgrenzung des unteren vom mittleren Hauptdolomit wesentlich. Diese Grenze geht auf eine Änderung des Sedimentationsraumes zurück. W.-U. MÜLLER-JUNGBLUTH beschreibt als Übergangsbereich eine Wattsediment-Fazies, während der eigentliche mittlere Hauptdolomit mit einer Megalodonten führenden Flachmeer-Fazies einsetzt. Das Einsetzen einer anderen Fazies ist nördlich Topitza, bei Metnik, deutlich zu beobachten. Diese hellere Dolomit-Fazies hat bei Metnik nur geringe Verbreitung, Megalodonten wurden keine gefunden.

Die Kartierung ergab, daß der Hauptdolomit im ganzen Bereich der Petzen fehlt. Er bildet nördlich der Topitza eine Scholle, die gegenüber der von der Oistra nach Westen gegen das Vellachtal ausgedehnten Scholle nach Norden verschoben erscheint. In dieser größeren westlichen Scholle, die über das Vellachtal nach W bis zur Ostseite von Hoch und Kl. Obir zu verfolgen ist, wurde kein stärker bituminöser, laminiertes Dolomit ge-

funden. Die tiefsten Teile des Hauptdolomites sind im Bereich des Preverniksattels oder im Vellachtal bei Eisenkappel zu suchen. Man findet dort Dolomite, die im frischen Bruch wie in der Anwitterung graue bis hellgraue Farbe zeigen. Obwohl in der ganzen Scholle die Aufschlußbedingungen oft ungünstig sind, findet man immer wieder Stromatolithe. Nordöstlich der Oistra wird ein größeres Areal von gebankten Dolomiten mit Kräuselschichtung aufgebaut. Die Kräuselung mit kleinen kuppelartigen Erhebungen weist auf Stromatolithe mit LLH-Gefüge hin. Diese Wattsediment-Fazies geht aus einer Flachmeer-Fazies ohne erkennbare Schichtung oder Bankung hervor und geht nach oben wieder in eine solche über.

Der obere Hauptdolomit ist gut im Sucha Bach südlich Altendorf aufgeschlossen und ist durch eine Wechsellagerung von Dolomit und Plattenkalcken charakterisiert. Das Profil beginnt im Norden mit hellgrauen Dolomiten, in denen keine sedimentären Gefüge sichtbar sind. Der Dolomit ist stark verwittert und zerfällt zu einem eckigen Feinschutt. Es folgen Plattenkalke mit einer Mächtigkeit von zirka 120 m, im Profil auf diese wieder Dolomite mit Stromatolithlagen und Lagen mit einem geschichteten dunkleren Dolomit. Auch sogenannte Messerstiche wurden hier beobachtet. In diesem Profil kommen noch weitere vier Einschaltungen von Plattenkalcken mit Mächtigkeiten von 10 bis 20 m vor.

Man findet diese Entwicklung des oberen Hauptdolomites nur im Bereich des Sucha Baches, nach Westen gegen das Vellachtal fehlen Plattenkalke.

VII. Zur Frage des Dachsteinkalkes

Auf der geologischen Karte der Ostkarawanken wurden von TELLER (1895) Kalke kartiert und auch in den Erläuterungen beschrieben (1896), welche „im Hangenden der Cardita Schichten lagern oder wenigstens eine diesem Niveau entsprechende Position einnehmen.“ Zum Dachsteinkalk wurden Kalke am Nordfuß der Petzen, der Oistra, des Sittersdorfer Berges, des Altenberges und des Kleinen und Hoch Obirs gestellt. In vielen Fällen kann man Dachsteinkalk aufgrund von Fossilfunden (z. B. Kalkalgen) oder auch Vererzungsspuren ausschließen. Megalodonten kommen, wie bereits beschrieben wurde, auch im hangenden Wettersteinkalk vor, die TELLER für Dachsteinkalk anführte. O. KRAUS & E. OTT (1968) untersuchten am Dobratsch die Riff-Fauna und kamen zu dem Schluß, daß auch dort kein Dachsteinkalk vorliegt. Auch Vergleiche der Fazies der von TELLER kartierten Dachsteinkalke und Wettersteinkalke zeigen, daß nur ein Kalktyp vorhanden ist. Weiters ist anzuführen, daß die norische Stufe als Hauptdolomit ausgebildet ist und bisher kein lateraler Faziesübergang in eine Dachsteinkalk-Fazies festgestellt wurde. Schließlich beobachtet man häufig, daß die Raibler Schichten eine wichtige tektonische Stellung haben. Aus den Profilen geht die Stellung der Raibler Schichten deutlich hervor. Es gibt im kartierten Gebiet keine Stelle, wo Kalke stratigraphisch über den Raibler Schichten folgen würden, wie dies TELLER annahm.

VIII. Rhät

Rhätische Gesteine kommen in größerer Verbreitung und Mächtigkeit am Jegart Kogel vor. Sie sind gegen Westen am Nordrand des Sittersdorfer Berges nicht aufgeschlossen, erst wieder im Vellachtal südlich Miklauzhof. Die Rhätkalke und deren Tektonik sind durch den Einschnitt der Vellach besonders schön zu studieren. Man kann einen unteren und oberen Teil unterscheiden. Der untere Teil besteht aus dunklen, teilweise stärker bituminösen Kalken, die auch Hornstein führen. Es gibt gebankte und feingeschichtete Kalke, welche in einer bestimmten rhythmischen Wechsellagerung übereinander folgen. Die gebankten Kalke sind einige Zentimeter bis Dezimeter mächtig und zeigen innerhalb einer Bank kein Schichtungsgefüge. Diese Kalke sind feinkörnige Siltite und wechsellagern mit mehrere Zentimeter bis 2—3 dm mächtigen mm-Rhythmiten. Diese bestehen aus in Abständen von kleiner als 1 mm bis 1—2 mm übereinander folgenden feinen bituminösen Filmen und feinsiltitischen dunkelgrauen bis bräunlichen Kalklagen. Die einzelnen Feinschichten sind plan oder nur ganz leicht gekrümmt. Diese Wechsellagerung, der ein bestimmter enger Sedimentationsrhythmus zugrunde zu legen ist, bleibt über größere Mächtigkeit konstant. In diesen Kalken wurde auch eine zirka 10 cm mächtige dunkle Mergellage beobachtet. Fossilien wurden in diesen Gesteinen noch keine gefunden. Eine genauere Einstufung ist daher nicht möglich und eine zumindest teilweise Zugehörigkeit zum Hauptdolomit denkbar.

Wie aus dem Profil (Abb. 10) hervorgeht, werden die Kalke im Norden durch eine Störung begrenzt. Es liegt hier auch ein heller Dolomit, der ganz intensiv mylonitisiert wurde. Nach Norden folgt der obere fossilführende Teil des Rhät. Bereits J. STINI (1938) untersuchte das Rhät und beschrieb von einem von Miklauzhof nach Rechberg führenden Sträßchen Fossilien (Terebrateln, *Avicula contorta*). Fossilien sind auch in den Gesteinen oberhalb der Vellachtal-Straße zu finden. Sehr häufig sind Terebrateln, besonders *Rhaetina gregaria*, bestimmt von W. RESCH, welche gehäuft in bräunlichen Mergeln bis Mergelkalken vorkommen. Die am weitesten im Norden liegenden Kalke führen auch ästige Korallen, wahrscheinlich *Thecosmilia*.

Dieses fossilführende Rhät wird von gebankten siltitischen bis arenitischen Kalken, Mergelkalken und Mergeln aufgebaut. Auch eine oolithisch ausgebildete Kalkbank wurde beobachtet, die aus Ooiden (\varnothing zirka 0.5 mm) und Rundkörperchen, welche ohne erkennbare Internstruktur und vermutlich Kotpillen sind, besteht. Die Matrix ist Spatit.

Der Jegart Kogel, auf dem die Aufschlußverhältnisse sehr ungünstig sind, wird im wesentlichen von Plattenkalken aufgebaut, in denen keine Fossilien gefunden wurden. Das Rhät konnte jedoch am Nordfuß, südlich Schemun durch Fossilfunde nachgewiesen werden, wo R. SIEBER (1968) u. a. *Avicula contorta* bestimmte. Das Rhät dürfte hier ähnlich aufgebaut sein wie im Vellachtal und aus einem fossilleren unteren und einem fossilführenden oberen Teil zusammengesetzt sein.

Am Aufbau der NW von Rechberg und an der Nordseite des Kl. Obir liegenden Schollen ist wahrscheinlich auch Rhät beteiligt, doch ist ein ge-

naueres Auskartieren von Rhät-Jura-Neokom-Gesteinen infolge der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht möglich. Östlich Unterort kommt ein grauer Dolomit vor, so daß auch mit Resten von Hauptdolomit zu rechnen ist.

IX. Jura und Neokom

Am Nordfuß der Ost-Karawanken gibt es eine Reihe von größeren und kleineren Schollen von Jura, die tektonisch stark überformt sind. Zwischen der Staatsgrenze im Osten und dem Vellachtal wurden fünf kleinere Schollen aufgefunden, eine südlich Globasnitz, vier südlich Altdorf. Juragesteine kommen auch westlich Rechberg vor und sind vom Wildensteiner Wasserfall bis zum Stausee zu verfolgen. Es ist sicher tektonisch bedingt, daß Teile des Jura-Neokom-Profiles fehlen.

Den Hauptanteil am Aufbau des Jura bilden rote, leicht kenntliche Kalke, die häufig Crinoiden führen. In der etwas größeren Scholle im Sucha Bach südlich Altdorf kommen neben den roten Crinoidenkalken auch grau-grünliche und dunkle biogenreiche Kalke vor. Es gibt auch feinkörnige Kalke mit großem Reichtum an Filamenten. Ein Dünnschliff von einem Crinoidenkalk zeigte an Foraminiferen cf. *Vidalina*, cf. *Gubkinella* und Nodosariiden, bestimmt von R. OBERHAUSER. Weiters wurden Ostracoden und Echinodermereste beobachtet. Die Fossilien erlauben keine bestimmte stratigraphische Einstufung, doch ist ein mittleres Jura-niveau wahrscheinlich.

Ein von H. HOLZER (H. HOLZER, 1967) bei dem Bildstock 567 m an der Straße nördlich Rechberg aufgesammlter roter Flaserkalk wurde von R. OBERHAUSER untersucht. Ein Dünnschliff enthielt neben Aptychenschnitten *Lombardia* ex. gr. *arachnoidea* (Brönniman). Die Schnittbilder von *Lombardia* gelten als typisch für Malm. Diese Aufschlüsse sind heute leider nicht mehr vorhanden.

Beim Wildensteiner Wasserfall werden rötlich-weiße und rote Jura-Kalke felsbildend. Auch am Aufbau der weiter westlich liegenden Schollen ist Jura maßgebend beteiligt.

Mikropaläontologisch nachgewiesen wurde Neokom durch R. OBERHAUSER und H. HOLZER (H. HOLZER, 1967) NW Unterort (Rücken 549) und SW des Wildensteiner Wasserfalles, wo an einer Forststraße das Gestein gut aufgeschlossen ist. Das Neokom besteht aus feinkörnigen hellgrauen Kalken mit dunkleren unregelmäßig verteilten Flecken. Die Kalke führen häufig dunkle Hornsteinlagen und enthalten mergelig-schiefrige Zwischenlagen. Von R. SIEBER (1965) wurden in diesen Aufschlüssen Aptychen gefunden und bestimmt.

Hellgraue bis rötliche Kalke mit Aptychen sind als kleine Scholle dem Rhät des Vellachtales eingeschaltet (Abb. 10). Gute Aufschlüsse von Neokomgesteinen findet man südlich Lesjak in dem von K 884 zu K 1002 ziehenden Graben.

X. Gosau

Auf der Westseite der Gornja liegen Blöcke eines sehr festen Konglomerates, das aus verschiedenen gefärbten Komponenten besteht. Es kommen hellgrau, dunkel und rot gefärbte Kalkkomponenten vor. Es ist anzunehmen, daß sowohl Trias- als auch Jura-Gesteine aufgearbeitet sind. Im Bindemittel wurden keine Mikrofossilien gefunden, so daß eine Alterseinstufung nicht möglich war. Die Altersstellung Gosau ist daher nicht nachgewiesen, jedoch hier für wahrscheinlich gehalten.

XI. Tertiär

Ein schmaler Streifen von Tertiär bildet den Außenrand der Karawanken. Es biegt östlich der Petzen buchtartig weit nach Süden bis südlich des Rischberges zurück, wo es aus Breccien und Konglomeraten zusammengesetzt ist, in denen Trias-, Jura- und Kreide-Gesteine aufgearbeitet sind.

Es sei hier nur kurz auf das Tertiär im Vellachtal hingewiesen, das wie das Quartär bei Miklauzhof bei den Straßenarbeiten des Jahres 1967 sehr gut aufgeschlossen war. Es wurde auf eine Erstreckung von zirka 150 m angeschnitten (Abb. 10) und bestand aus einer Wechselfolge von festen Quarzkonglomeratbänken und weniger verfestigten quarz-glimmer-reichen Sandsteinen mit Kreuz- und Schrägschichtung. In dieser Konglomerat-Sandsteinfolge waren auch mehrere Tonlagen, von denen eine etwas Braunkohle führte, eingeschaltet.

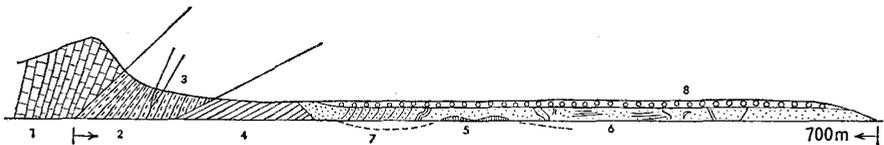


Abb. 10: Vellachtalstraße bei Miklauzhof. 1 = Rhät-Plattenkalke, 2 = Rhät: Fossilführende Mergel und Kalke, 3 = Aptychenschichten, 4 = Tertiäre Konglomerate und Sandsteine, 5 = Würm-Grundmoräne, 6 = Postglaziale Schotter, 7 = Steil stehende postglaziale Schotter, 8 = Grobblockiger Vellachtalschutt.
(Überhöht gezeichnet)

Dieses Tertiär ist dem innerhalb der Karawanken gelegenen Tertiär im Lobnig Graben bei Topitschnig und am Prevernik Sattel gegenüberzustellen. Dieses bei Topitschnig besteht aus Konglomeraten und Sandsteinen. Quarzgerölle bilden einen Hauptanteil, doch sind auch verschiedene Kristallingerölle, Gerölle aus dem Paläozoikum, den Werfener Schichten, dem Muschelkalk und Wettersteinkalk häufig. Eine genauere Geröllanalyse bringt CH. EXNER (1961). Östlich Topitschnig ist in einem zirka 90 m langen Stollen, der NW—SE verläuft, die Wechsellagerung von festen Konglomeratbänken und geschichteten Sandsteinen von geringerer Festigkeit gut beobachtbar. Im südlichen Teil der Topitschnig Mulde kommen Karbonatkonglomerate und Karbonatsandsteine vor. Es ist hier eine ganz andere Schüttung erfolgt als im Bereich der Quarzkonglomerate.

Das Tertiär des Prevernik Sattels, das wegen der Kohlenvorkommen bekannt ist, hat einen wesentlich anderen Aufbau. Die Kohle kommt zusammen mit grauen glimmerhaltigen Tonen vor, die eine kleinwüchsige Gastropodenfauna führt. Aus dieser Fauna geht hervor, daß es sich um eine Brackwasserfazies handelt.

Einige Tonproben vom Tertiär des Vellachtales und des Prevernik Sattels wurden von Fräulein I. DRAXLER, Geol. B. A. Wien, auf Sporen untersucht. Es wurde eine artenreiche Mikroflora gefunden, die in beiden Tertiärvorkommen gleich war und daher auch gleiche Altersstellung für beide Vorkommen ergab. Ein ähnliches Pollenspektrum fand W. KLAUS (1956) in Tonproben der Rosenbacher Schichten, für die als Alter Unter-Sarmat erkannt wurde. Infolge des Vorkommens von *Sporites speciosus* und *Lygodioisporites solidus* und des Fehlens von *Sciadopytis*pollen sind die Proben als gleich alt mit den Rosenbacher Schichten anzusehen.

XII. Quartär

Die Verhältnisse des Quartärs im Vellachtal südlich Miklauzhof gehen aus Abb. 10 hervor. Dieses Quartär wurde bereits von F. HERITSCH (1906) beschrieben und später auch von J. STINI (1943) und R. SRBIK (1941) bearbeitet. Bei den Arbeiten zum Straßenbau der Vellachtal-Straße (1967) wurden die quartären Schotter wie die liegende Moräne bestens aufgeschlossen, so daß ergänzende Beobachtungen zu machen waren. Die Stellung der Moräne war bisher nicht ganz klar. Während F. HERITSCH die Moräne für älter als die zu Nagelfluh verkitteten Schotter hielt, kam SRBIK zu der gegenteiligen Auffassung. Nach SRBIK entstand die Nagelfluh in der Rib-Eiszeit und in dem nachfolgenden Interglazial, der grobblockige Vellachschutt und die Moräne in der Würm-Eiszeit.

Aus den neuen Aufschlüssen ergab sich eine von R. SRBIK abweichende Meinung. Es war deutlich zu sehen, daß die Grundmoräne mit ausgeprägtem Erosionsrelief an der Basis liegt. Diese wird für Würm-Moräne gehalten. Darüber liegen die mehrere Meter mächtigen Nagelfluh-Schotter, welchen aufgrund der Lage über der Moräne ein postglaziales Alter zuzuschreiben ist, deren interessantes Merkmal die steile Stellung im südlichen Teil ist. Die Flächen der Schichtung sind nicht ebenflächig, sondern sie liegen unten etwas flacher und biegen steiler, leicht gekrümmt nach oben und fallen mit 60—70° nach Süden ein. An einer Stelle zeigten die Schotter eine eigenartig S-förmig gekrümmte Lagerung (siehe Abb. 10). Etwas nördlicher gegen Miklauzhof sind die Schotter meist flach gelagert. Sie sind im wesentlichen aus Karbonatgeröllen aufgebaut und enthalten vielfach gröbere und feinere Sandeinlagerungen.

Die steil stehenden Schotter wurden bereits von F. HERITSCH (1906) gesehen und von ihm wie auch später von J. STINI (1934) und R. SRBIK (1941) als tektonisch verstellt gedeutet. Nach R. SRBIK fand die Verstellung frühestens während des letzten Interglazials statt. Auch F. HERITSCH & KÜHN, O. (1951) nahmen eine tektonische Verstellung der Schotter an, welche nach dieser Darstellung durch eine knapp nach der

Würmeiszeit erfolgte Nordbewegung der Karawanken bewirkt worden wäre.

Der Meinung einer tektonischen Aufrichtung der postglazialen Schotter kann nicht beigestimmt werden. Die Schotter stehen nur in einem kleinen Teilbereich steil und nicht wie im von HERITSCHE & KÜHN gezeichneten Profil im ganzen Bereich des Quartärs. Sie liegen auch waagrecht oder zeigen keine deutliche Schichtung. Gerade die häufig waagrecht liegenden Schotter zeigen, daß die Lagerung aller Schotter einer primären Anlagerung entspricht. Da zwischen diesen und den steil stehenden Schottern keine Trennungslinie, sondern ein normaler Verband besteht und die ganzen Schotter als Ablagerungseinheit anzusehen sind, fallen die Argumente für eine tektonische Verstellung weg. Die Karawanken gelten zwar als relativ junges Gebirge, doch ein so junges, postglaziales Vorrücken, das die Schotter, welche außerdem keinerlei tektonische Beanspruchung aufweisen, derart steil aufgerichtet hätte, ist nicht anzunehmen. Die Ablagerung der Schotter ging wahrscheinlich unter besonderen randglazialen Bedingungen vor sich und die eigenartigen Lagerungen sind daher auf den Einfluß des sich zurückziehenden Gletschers zurückzuführen.

Die vielfach beschriebenen z. T. hochgelegenen Breccien kommen im kartierten Gebiet an mehreren Stellen vor: Nördlich Eisenkappel, westlich des Freibachtales und SW des Wildensteiner Wasserfalles, wo sie am mächtigsten sind. Die Konglomerate nördlich des Rischberges sehen etwas anders aus und sind wahrscheinlich auch im Alter und in der Entstehung nicht mit den Breccien vergleichbar.

Die Breccien bestehen aus Gesteinskomponenten, die keine große Verfrachtung erfahren haben. Sie stammen in der Regel vom Wettersteinkalk, der in der Nähe der Breccien ansteht. Die Größe der Komponenten ist sehr verschieden. Es kommen auch größere Blöcke von Wettersteinkalk mit einem \varnothing von mehr als $\frac{1}{2} m$ vor. Die Komponenten sind sehr stark verfestigt. Die Verfestigung erfolgte durch Kalksinter, der von abfließenden Wässern herzuleiten ist. Die Breccien zeigen eine lagenweise Einschaltung von feinerem Material, wodurch eine deutliche Bankung zustande kommt. Das Alter der Breccien ist unsicher, doch neigt man dazu, sie in das Mindel-Riß-Interglazial zu stellen.

Wesentlich für die Deutung der Entstehung der Breccien ist deren hangparallele Lage. Man kann daraus schließen, daß diese auch parallel zum Hang abgelagert wurden und keine quartärtektonische Verstellung erfahren haben (F. KAHLER, 1955). Die Breccien werden hier einfach als alter, stark verfestigter, hangparallel abgelagerter Gehängeschutt gedeutet, wobei abwechselnd gröberes und feineres Material aus der nahen höheren Umgebung geschüttet wurde.

Ähnliche Breccien gibt es auch in den Nördlichen Kalkalpen, mit denen ein direkter Vergleich möglich ist. Z. B. wird die Ramsauer Breccie (O. GANNIS, F. KÜMEL & E. SPENGLER, 1954) als fossile Schutthalde gedeutet. Der Einfallswinkel der gebankten Breccie von 30° entspricht ganz dem in den Ost-Karawanken beobachteten.

XIII. Der tektonische Bau

1. Faziesverteilung und Tektonik

Die über ein größeres Areal ausgedehnten Faziesanalysen ergeben ein flächenhaftes Bild der Faziesverteilung, welches die Grundlage bildet für paläogeographische Aussagen. Da der Wettersteinkalk der Hauptfelsbildner in den Karawanken ist, wird der Bau weitgehend durch ihn geprägt. Daher erscheint die Kenntnis der Faziesverteilung wie der Faziesdifferenzierungen des Wettersteinkalkes sehr wesentlich. Man hat vom Wettersteinkalk die Vorstellung eines Atolls mit der zentralen Lagune und den randlichen eigentlichen Riffbildungen, den Biohermen. Sowohl im Bereich der Lagune wie der Bioherme gibt es eine Reihe von Differenzierungen, unter denen besonders Mächtigkeitsunterschiede bei der späteren Tektonik sich auswirkten. Die einzelnen Profile zeigen größere Unterschiede im Aufbau und sind keineswegs einheitlich, wie auch die Ablagerungsräume nicht einheitlich waren. In der Petzen haben Riff- und Lagunenfazies große Mächtigkeit, ähnlich am Hoch und Kl. Obir, entsprechend der der Wettersteinkalk große massive Blöcke bildet. Zwischen Petzen und Obir sind die Mächtigkeiten geringer, was sicher zu dem eigenen Bau beigetragen hat. Doch auch innerhalb dieses Raumes ergaben sich aus der Fazies Unterschiede im Ablagerungsraum wie in der Tektonik.

Neben Differenzierungen der Geosynklinale waren für den Gesamtbau sicher auch nicht überall gleichmäßig horizontal wie vertikal wirkende tektonische Kräfte maßgebend. Eine wichtige Rolle bei der Tektonik spielten auch die starren Riffränder der großen Wettersteinkalk-Schüssel, die eine wichtige Inhomogenitätsgrenze zu den Partnach-Schichten darstellen. Gerade diese Ränder sind Schwächezonen, wo tektonische Kräfte wirksam sind. Es ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, wie E. OTT (1967) ausführt, daß der hangende Wettersteinkalk fast nirgends mehr als Riff-Fazies erhalten ist. An den Stirnzonen der Karawanken, wo das Vorland überschoben wurde, ist die nördliche Riffzone weitgehend der Tektonik zum Opfer gefallen. Am Nordrand des Kl. Obirs ist sie z. B. teilweise erhalten.

Paläogeographische Aussagen sind mit Deutungen behaftet. Aus der atollartigen Grundvorstellung vom Wettersteinkalk ergibt sich für das Ladin des Nordstammes ein Riffkomplex, dem nördlich und südlich ein Becken vorgelagert war. Diesem steht der Riffkomplex des Schlern-dolomites im Südstamm gegenüber, wo auf einer gemeinsamen Exkursion mit W. RESCH am Nordsaum die Riffschutt-Fazies gefunden wurde. Dieser Riffkomplex war möglicherweise über ein gemeinsames Becken während des Ladins mit dem des Nordstammes verbunden.

Welche Rolle die sog. alpin-dinarische Linie während der Trias spielte, ist noch sehr ungewiß. R. W. van BEMMELEN (1969) nimmt an dieser Linie größere Lateralverschiebungen besonders während des Perm an. Wenn auch die Störung zwischen Nord- und Südstamm sehr groß ist und eventuell auch Verstellungen vertikaler wie lateraler Art stattfanden, so wird doch angenommen, daß die Koschuta-Trias bzw. deren Ablagerungsraum immer südlich lag und die Nordstamm-Trias nördlich

anschloß. Diese Gedanken der Beziehung der Wettersteinkalk-Atolle auf gemeinsame Becken findet man auch bei M. SARNTHEIN (1967) und O. KRAUS & E. OTT (1968), allerdings nur innerhalb des Bildungsraumes von nordalpiner Trias.

Von der Faziesverschiedenheit zwischen Nord- und Südostamm sagte H. P. CORNELIUS (1949), daß die faziellen Unterschiede in der Trias nicht größer sind, als anderswo innerhalb der Südalpen.

Die ganzen tektonischen Komplikationen, die mit der Anlage der alpin-dinarischen Linie verbunden sind, würden also in eine E—W-streichende Zone der Partnach-Mergel-Entwicklung und damit in einen Bereich relativ geringer Sedimentmächtigkeit fallen. Gerade diese Zonen sind vorgebildete Schwächezonen und prädestiniert für tektonische Bewegungen.

2. Streichen und Fallen, Lage der B-Achsen, Störungen

Das Streichen im Gebiet der Petzen ist durchschnittlich NW—SE. Es gibt eine größere Streuung, die von NNW—SSE (z. B. auf der Petzen bei der Bleiburger Hütte) bis etwa E—W reicht. In den Gebieten westlich der Petzen ist das Streichen grundsätzlich gleich. Von dieser Streichungsrichtung gibt es in kleineren und größeren Teilbereichen auftretende Abweichungen. Der Hauptdolomit südlich Globasnitz hat ein Streichen von WSW—ENE, das eine geringe Diskordanz zum allgemeinen Streichen darstellt. Ähnliche Diskordanzen gibt es auch im Hauptdolomit westlich

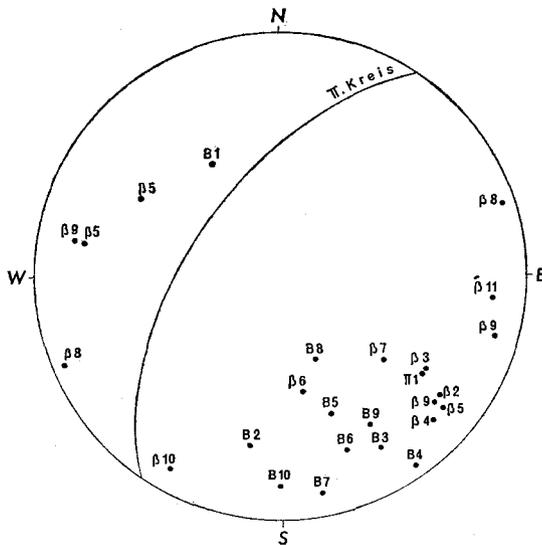


Abb. 11: Diagramm aus einer Reihe von β -Diagrammen zusammengestellt. π 1 mit π -Kreis: Aus einem Sammeldiagramm — Petzen; β 2: Petzen — Stiege, Wettersteinkalk; β 3: Petzen — Kolscha Berghaus, Raibler Schichten; β 4: Petzen — Feuersberger Spitz, Wettersteinkalk; β 5: Petzen — Luscha Alm, Muschelkalk; β 6: Petzen — Globasnitz Süd, Raibler Schichten; β 7: Sucha Bach, Jura; β 8: Hoch, Kl. Obir, Wettersteinkalk; β 9: W Schaida Sattel, Muschelkalk; β 10: Wildensteiner Wasserfall, Neokom; β 11: E Micheutz, Raibler Schichten; B 1—B 8: B-Achsen, Rhät im Vellachtal.

der Oistra. Diese können überleiten zu Streichungsrichtungen, die NE—SW verlaufen. Solche Querstrukturen findet man in den tektonisch wirksamen Raibler Schichten südlich Globasnitz und östlich des Muschenik. Größere Bereiche mit einem Querstreichen gibt es westlich der Vellach im Gebiet des Berghauses Fladung bis zum Hoch Obir, die von H. HOLZER (1962) bereits beschrieben wurden, wo Wettersteinkalk, Raibler Schichten und Hauptdolomit NE—SW streichen. Solche Querstrukturen scheinen mit ein Charakteristikum der Tektonik des Nordstammes der Karawanken zu sein.

In den starren Bänken des Wettersteinkalkes sind keine direkten B-Achsen zu messen, doch helfen β -Diagramme, um Aussagen über deren Lage zu machen (Abb. 11). Eine Reihe von im Bereich der Petzen gemachten Diagrammen ergab einheitlich 15—30° nach SE eintauchende Achsen. Im Muschelkalk südlich der Petzen war die Achsenrichtung WNW—ESE, das Eintauchen teils flach WNW, teils ESE. Das diskordante Streichen der Raibler Schichten südlich Globasnitz ließ auch eine etwas andere Achsenlage erwarten. Es ergab sich hier eine Achse, welche mit 50° nach Süden einschiebt. In lokal begrenzten Gebieten ist mit Achsenverstellungen und Achsenverbiegungen zu rechnen. Im Jura südlich Altdorf ist ein schöner Sattel erhalten, dessen Achse mit 40° nach SE gerichtet ist. Südlich des Jegart Kg. bildet der Wettersteinkalk, überlagert von Raibler Schichten und Hauptdolomit, eine Antiklinale. Die Messungen in den Raibler Schichten ergaben eine Achse, die flach mit 10—15° nach ESE einschiebt. Das Rhät des Vellachtales ist in zahlreiche sehr enggepreßte Falten gelegt, deren Achsen gut meßbar sind. Die Achsenrichtung verschiebt sich hier etwas gegen SSE. Neben flachliegenden Achsen gibt es auch steil gestellte, welche nach SSE oder auch nach NW gerichtet sind. Es ist z. B. an der Straße ein Sattel aufgeschlossen mit einer mit 45° nach NW eintauchenden Achse, während die Achse einer anderen Falte mit 60° nach SSE einschiebt. Häufig liegen die Achsen flach und sind etwa 10—20° nach NE oder SE geneigt.

Aus im Durchschnitt E—W-streichenden Schichtflächen wurde für das Gewölbe des Hoch—Kl. Obirs eine flache in WSW—ENE-Richtung liegende Achse ermittelt. Im Muschelkalk östlich des Schaida Sattels fallen die Achsen nach SE ein. Eine flach nach SW eintauchende Achse wurde in den NE—SW-streichenden Neokongesteinen beim Wildensteiner Wasserfall gefunden. In den Raibler Schichten und im Hauptdolomit südlich des Potschula Sattels, wo ein NE—SW-Streichen gegeben ist, konnte keine genaue Achsenlage ermittelt werden. Doch entsprechend dem Umbiegen des Streichens aus der WNW—ESE-Richtung östlich des Potschula Sattels in die NE—SW-Richtung südlich davon dürften auch die Achsen verstellt worden sein und etwa in der Streichrichtung liegen.

Allgemein ist zur Achsenrichtung zu sagen, daß die Haupttrichtung NW—SE beträgt und das Eintauchen meist nach SE, seltener nach NW gerichtet ist. Daraus ergibt sich, daß die Achsen mit spitzem Winkel an der Störung zum Paläozoikum abschneiden.

Unter den Störungslinien, die nicht der Überschiebungstektonik angehören, fallen jene mit NE-Richtung auf, welche mit den NW-streichenden

ein konjugiertes Scherflächenpaar bilden. Sie stehen wie die N—S oder E—W-streichenden sehr steil. Die Groß- und Kleinklüfte sind auf einen großtektonischen Verformungsakt zurückzuführen, der im wesentlichen durch eine N—S-Einspannung charakterisiert war und auch zu Blattverschiebungen geführt hat. Die tektonische Linie Oistra—Homarow Berg ist als Blattverschiebung zu deuten, an welcher der Hauptdolomit S des Homarow Berges gegenüber dem N der Oistra um zirka 4 km nach NE verschoben wurde. Auch an anderen Störungslinien haben wahrscheinlich ähnliche Bewegungen, z. T. nur mit geringen Verschiebungsbeträgen, stattgefunden.

Das Auftreten dieses Störungsrasters ist weiters nicht verwunderlich, da er sowohl in den Alpen (z. B. R. GOSPODARIC, 1968) wie auch in außer-alpinen Gebieten (z. B. O. SCHERMANN, 1965) ein deutlich hervortretendes Merkmal ist.

Die E—W-streichenden Störungen (z. B. westlich der Vellach) und z. T. auch N—S-streichende gehen auf eine jüngere Tektonik zurück, die mit den noch sehr intensiven nach-untersarmatischen Bewegungen zusammenhängen könnten.

3. Zum Bau des Nordstammes

Aus der geologischen Karte ist deutlich die Gliederung des Nordstammes von der Petzen bis zum Obir in vier tektonische Baueinheiten zu ersehen. Die erste Baueinheit bildet die Petzen, welche im wesentlichen aus mehreren Blöcken Wettersteinkalk besteht, die zweite umfaßt das Gebiet der Topitza, wo der geologische Bau durch Schuppen- und Gleitschollentektonik gekennzeichnet ist, die dritte Baueinheit liegt zwischen Oistra und Obir, wo ein regelmäßigerer Bau gegeben ist. Die vierte Einheit bilden Hoch und Kl. Obir, die ähnlich der Petzen von mächtigem Wettersteinkalk aufgebaut wird. Eine ähnliche Gliederung des Nordstammes in mehrere Gebirgsschollen findet man auch bei F. KAHLER (1953).

Die Geologie des Ferlacher Horns ist durch die Bearbeitung von S. PREY (S. PREY & F. KAHLER, 1958) bekannt. Es ergeben sich interessante Vergleiche mit dem Bau des Petzen—Obir-Gebietes. Es fällt z. B. auf, daß die großen Störungen S des Ferlacher Horns mit den grabenbruchartigen Einsenkungen von Hauptdolomit und Raibler Schichten weiter im Westen nicht vorkommen.

a) Der Bau der Petzen

Der Bau der Petzen wird ganz vom Wettersteinkalk bzw. den als Bewegungshorizont wichtigen Raibler Schichten bestimmt. Schon morphologisch fallen mehrere nach Norden abfallende Rücken auf und bereits die Abgrenzung Schutt gegen Anstehendes ergibt eine erste Gliederung des Baues. Im Osten wird das Massiv der Petzen von einer großen Störung, dem Petzenverwerfer (I. STRUCL, 1965), begrenzt. Die Grenze ist morphologisch durch den Einschnitt des Rischberg Baches deutlich gegeben. Es sind hier zwei etwa N—S verlaufende Störungen zu unterscheiden, die eine kleine Scholle Wettersteinkalk mit Raibler Schichten begrenzen. Die westliche Begrenzung der Petzen liegt etwas östlich des Globasnitz Baches.

Der Hauptkamm der Petzen besteht aus einer großen Scholle Wettersteinkalk, zu der Kordesch Kogel, Hochpetzen und Feuersberger Spitze gehören. Kleinere Blöcke bauen Stroppitz Berg, den Spitz, Muschenik und Dickenberg auf. Der Bau der Petzen geht aus den Profilen 1 und 2 hervor. Die Grenze zum Paläozoikum ist immer stark gestört. Häufig ist ein Einfallen des Muschelkalkes nach Süden unter Paläozoikum zu beobachten. Doch ist der Grad dieser Störung nicht immer gleich, wie aus dem Vorhandensein oder Fehlen der Werfener Schichten hervorgeht.

Die Grenze Muschelkalk—Wettersteindolomit zeigt eine starke Störung. NE der Luscha Alm ist an dieser Grenze eine kleinere Scholle Wettersteinkalk mit Raibler Schichten eingeschuppt. Der Muschelkalk wurde außerdem nach Norden überkippt und liegt auf dem Wettersteindolomit. In den Profilen folgt die große Scholle des Wettersteinkalkes, der im Kammbereich mittelsteil ($40\text{--}50^\circ$) und weiter nördlicher beim Kolscha Berghaus steil 70° nach Norden fällt. Die normal in das Hangende des Wettersteinkalkes gehörenden Raibler Schichten sind nach Norden überkippt und fallen unter die vererzten Kalke ein.

Man kann den Bau der Petzen als große Wettersteinkalk-Mulde deuten, die stark gestört und nach Norden überkippt wurde. Der große Südflügel, den Hauptkamm aufbauend, wurde stark herausgehoben. Die Raibler Schichten, die den Muldenkern bilden, stellen einen wichtigen Bewegungshorizont dar. Der Nordflügel spaltete sich ab und wurde zur Basisscholle, auf welche die große Südscholle des Südflügels aufgeschoben ist.

Diese Aufschiebungsfläche ist eine in sich differenzierte Bewegungsfläche. Im Bereich des Kolscha Berghauses haben die Raibler Schichten größere Mächtigkeit und trotz der Aufschubung ist der stratigraphische Zusammenhang mit dem hangenden Wettersteinkalk gegeben. Dieser ist etwas westlicher nicht mehr vorhanden, wie die Aufschlüsse an der neuen Straße auf die Wackendorfer Alm zeigten. Die Raibler Schichten fehlen völlig und die Grenze wurde stark bewegt, so daß wahrscheinlich auch Teile des obersten Wettersteinkalkes fehlen. Östlich des Kolscha Berghauses haben die Raibler Schichten nur geringe Mächtigkeit und werden schließlich ganz ausgequetscht. Die Petzenstraße quert diese tektonische Grenze, deren Verlauf durch ein kleines Vorkommen von Raibler Schiefer bei der Mulitränke markiert wird. Weiter nach Osten gegen den Rischberg Bach ist sie nicht mehr feststellbar, da große Schuttmengen die Hänge bedecken. Man hat südlich des Stroppitz Berges den Eindruck, daß hier oberste Teile des Wettersteinkalkes überkippt und nach Norden hinabgebrochen sind.

Auch im Bereich der Petzenstraße sind wahrscheinlich Teile des hangenden Wettersteinkalkes hinabgebrochen, wie sich aus verfestigten Schuttresten an der Petzenstraße ergibt.

Die kleinere Basisscholle ist in sich weiter zu Teilschollen zerbrochen und mit Raibler Schichten verschuppt. Östlich des Muschenik an der von der Kehre 2 der Petzenstraße nach Westen führenden Straße (Stütze 9 des Sesselliftes) ist das gleiche Bild wie beim Kolscha Berghaus zu beobachten: Dickbankiger Wettersteinkalk fällt 60° N, die Raibler Schichten sind überkippt und fallen mit $25\text{--}30^\circ$ nach Süden unter die

Kalke ein. Etwas weiter westlich der Stütze ist die Auflagerung eines stark mylonitisierten Raibler Dolomites auf die tiefere Muschenikscholle aufgeschlossen. Die Grenzfläche streicht 50° W und fällt mit $25\text{--}30^\circ$ Süd. Die gebankten Kalke des Muschenik fallen ebenfalls nach Süden ein, wie alle s-Flächen der Basisschollen. Während der Dickenberg aus einer Scholle besteht, spaltet sich diese weiter östlich in zwei Teilschollen bzw. Schuppen auf, wobei Raibler Schichten als Bewegungshorizonte dienen. Der Nordfuß der Petzen zeigt somit einen Schollen- und Schuppenbau.

Auf der Petzen-Nordseite, z. B. auf der Petzenstraße oder auch auf der Straße Wackendorf—Wackendorfer Alm, ist häufig eine intensive Zertrümmerung des Wettersteinkalkes zu sehen. Dies ist wohl auf die große Auswirkung der Tektonik in der Stirnregion zurückzuführen.

b) Das Gebiet der Topitza

Das Gebiet der Topitza zwischen Oistra und Petzen zeigt eine ganz andere Art der Tektonik. Schon aus dem Kartenbild ist die große Zahl von Schollen und tektonischen Grenzlinien zu ersehen. Das wesentliche Merkmal des Baues nördlich der Topitza ist die Zerteilung des Wettersteinkalkes in eine Reihe von Gleitschollen, welche auf dem Hauptdolomit liegen (siehe Profil 3). Diese Tektonik ist so zu verstehen, daß Wettersteinkalk nach Norden auf Raibler Schichten überkippte und mit diesen als Gleithorizont auf Hauptdolomit abgeglitten ist. SE Metnik liegt auch eine Scholle von Raibler Kalken auf dem Hauptdolomit. Aus dem Verlauf der Grenzlinie Wettersteinkalk—Hauptdolomit bzw. deren Verschnitt mit dem Gelände ergibt sich die Lage der Gleitfläche. Sie ist flach nach Norden geneigt.

In diese Gleittektonik sind auch die im Vorland liegenden Schollen bei Globasnitz, St. Stefan, St. Michael, Hemma Berg usw. einzubeziehen. Diese Schollen ragen klippenartig aus dem Quartär heraus und bestehen aus Wettersteinkalk, der vollkommen zertrümmert ist und eine Art Großbreccie oder -konglomerat darstellt. Die Schollen lassen sich vom Vorland bis zum Fuß der Berge und weiter die Hänge hinauf verfolgen. Östlich des Homarow Berges durchschneidet der Globasnitz Bach eine Scholle, die keine so starke Zertrümmerung des Kalkes zeigt. Die Zertrümmerung ist umso stärker, je weiter die Schollen abgeglitten sind. Auf der Topitza liegen die tiefsten Teile des Wettersteinkalkes, weiter nach Norden gegen den Homarow Berg kommt man in immer hangendere Kalke und es sind die obersten Teile, die am weitesten nach Norden abgeglitten sind.

Im Bereich nördlich Riepl ist der Bau durch eine überkippte Schichtfolge gekennzeichnet. Die invers liegenden Raibler Schichten fallen nach Süden ein, sie liegen diskordant dem Hauptdolomit auf und werden vom Wettersteinkalk der Rieplfelsen überlagert. Etwas weiter westlich liegt über den Raibler Schichten eine kleinere Schuppe Muschelkalk. Dieser bildet auch östlich der Oistra eine Scholle, welche im Norden und Süden an Wettersteinkalk grenzt. Diese Schollen kann man als antiklinalen Aufbruch von Muschelkalk deuten, der jedoch stark zerstört wurde und von dem nur zwei Schollen erhalten geblieben sind.

Der südlichste Teil dieser Baueinheit wird von drei Schollen aufgebaut, die aus Wettersteindolomit, Wettersteinkalk und Muschelkalk bestehen. Auffallend ist das um mehr als 1000 *m* weite fast rechtwinkelige Zurückspringen der Südgrenze in der Goreca-Muschelkalk-Scholle. Der Wettersteindolomit liegt invers und trägt oben aufliegend noch Reste von Werfener Schichten. Diese Scholle grenzt im Norden wie im Westen tektonisch an Wettersteinkalk. Die tektonische Grenze wird durch eingeklemmtes Tertiär sehr verdeutlicht. Etwa 500 *m* NE Topitschnig schließt der schon erwähnte Stollen tertiäre Konglomerate und Sandsteine auf. Die ersten 15 *m* des Stollens führen durch den Wettersteindolomit, der mit ausgesprochen tektonischer Grenze, die etwa E—W streicht und mit 50° Nord fällt, gegen das Tertiär stößt. Die Konglomerate sind im Grenzbereich stark tektonisch beansprucht und der Dolomit mylonitisiert. Das Tertiär ist zwischen dem Dolomit und den nördlichen Kalkfelsen eingeklemmt. Auch zwischen dem westlich angrenzenden Wettersteinkalk und dem Dolomit läßt sich Tertiär verfolgen, das auch hier in ähnlicher Weise eingeklemmt wurde.

Diese tektonische Baueinheit wird im Westen durch die große Wettersteinkalkscholle der Oistra bzw. einer markanten NE—SW verlaufenden Störungslinie begrenzt.

Die Oistrascholle bildet einen starren Block zwischen zwei verschieden gebauten Gebieten. Die Scholle hat eine eigene Interntektonik, wie die Raibler Schichten südlich der Oistra zeigen, die keine normalstratigraphische Lage haben. Sie fallen flach nach Norden ein und trennen die höhere Gipfelscholle von der tieferen Scholle. Ein etwas unterhalb der Raibler Schichten angesetzter Stollen von zirka 130 *m* Länge schloß keine Raibler Schichten auf, woraus eine sehr flache Auflage abzuleiten ist. Die tiefere Scholle ist weitgehend in sich zerbrochen und man findet daher im Gelände auf dem nach Süden abfallenden stark bewaldeten Rücken nur mehr grobes Blockwerk. Auch der oben erwähnte Stollen zeigte dieses Zerbrechen und Zerfallen des Kalkes sehr deutlich, so daß kaum noch eine Bankung oder Schichtflächen erkennbar sind.

Die Oistrascholle grenzt im Westen an den Hauptdolomit und ist diesem aufgeschoben.

c) Das Gebiet zwischen Oistra und Obir

Das Gebiet zwischen Oistra und Obir zeigt einen regelmäßigeren Bau, den die Profile 4—7 erläutern sollen.

Das Gebiet östlich der Vellach: Bei Eisenkappel fällt der Muschelkalk mit zirka 60° nach Süden unter Paläozoikum ein. Dieser hat etwas östlich Eisenkappel eine Breite von zirka 1 *km*, welche auf eine interne Verfaltung zurückzuführen ist. Gute Anhaltspunkte für einen Falten- und Muldenbau geben die Partnach-Schichten, welche Muldenstrukturen bilden. Die deutlichste Mulde ist von Eisenkappel nach NE zu verfolgen, die sehr eng gepreßt ist (Profil 5). An der Straße westlich Berghof Brunner steht die Grenzfläche Partnach-Schichten—Muschelkalk sehr steil, in deren Bereich die Gesteine sehr stark beansprucht sind, bei Brunner ist der Muschelkalk auf Partnach-Schichten überkippt. Der Muschelkalk nördlich der Mulde fällt steil Süd, er wurde also stark an den Wettersteinkalk angepreßt.

Die im Vellachtal nördlich Eisenkappel anstehenden Raibler Schichten fallen steil Nord, ähnlich die Grenze zum Wettersteinkalk. Diese Grenze ist eine große Störungslinie, an der wahrscheinlich der zweite Raibler Schiefer an tieferen Wettersteinkalk grenzt. Es fehlen ein Großteil der Raibler Schichten und höherer Wettersteinkalk. Es ist daher hier ein größerer Bruch anzunehmen. Es fällt auf, daß im östlichen Teil der Wettersteinkalkscholle bei Eisenkappel die Grenzfläche zum Hauptdolomit weit nach Norden vorspringt. Der Wettersteinkalk wurde weit nach Norden über Raibler Schichten auf Hauptdolomit aufgeschoben. Diese Tektonik läßt sich als Überkippung von Wettersteinkalk auf Raibler Schichten mit Aufschiebung auf Hauptdolomit deuten. Eine ähnliche Tektonik findet man auch nördlich Riepl.

Das Tertiär des Preveniksattels liegt auf Hauptdolomit auf und fällt, wie aus Berichten aus dem Lagerstättenarchiv der Geologischen Bundesanstalt hervorgeht, nach Westen unter den Wettersteinkalk ein. Man hat hier eine ganz ähnliche Situation wie beim Tertiär bei Topitschnig, das in gleicher Weise eingeklemmt ist.

Der Hauptdolomit bildet eine Mulde, deren Südrand aber sehr stark gestört ist. Auch im Inneren dieser Mulde gibt es Störungen, wie die Raibler Schichten zeigen, die von unten heraufgeschuppt wurden. Nördlich des Sittersdorfer Berges grenzt der Hauptdolomit an hangenden Wettersteinkalk. Die Raibler Schichten fehlen großteils. Im Vergleich zur Süd-Grenze des Hauptdolomites ist die Nord-Grenze weniger gestört. Wie Profil 4 zeigt, bildet der Wettersteinkalk südlich des Jegat Kg. mit Raibler Schichten und Hauptdolomit eine Antiklinale.

Das Gebiet westlich der Vellach: Zwischen der Ost- und Westseite des Vellachtales gibt es zwar Unterscheide im Bau, doch folgt die Vellach keiner Störungslinie. Die Gesteinszüge, wie Partnach Schichten und Wettersteinkalk N Eisenkappel, der Hauptdolomit und der Wettersteinkalk bei Rechberg streichen ohne merkliche Störung über das Tal.

Neu gegenüber der Ostseite ist das Auftreten von Wettersteindolomit über dem Muschelkalk westlich Eisenkappel. Die Partnach Schichten liegen hier zwischen dem Wettersteindolomit im Süden und dem Wettersteinkalk der Trobewände im Norden. Die Partnach Schichten streichen außerdem östlich Eisenkappel ENE, westlich WNW, so daß hier ein Knick gegeben ist. Die große Südrandstörung dürfte sich auch noch sehr auf die südlichen Teile des Nordstammes ausgewirkt haben, wodurch in diesen Bereichen der Bau noch komplizierter geworden ist.

Die Scholle der Trobewände ist durch eine Störung vom Wettersteinkalk bzw. -dolomit des Jovan Berges getrennt. Nördlich von den Trobewänden folgt die von Osten her über die Vellach streichende Hauptdolomitmulde, deren Ränder stark gestört sind. Im Zentrum dieser Mulde kommen im nördlichen Bereich des Repnik Grabens Raibler Schichten und Wettersteinkalk antiklinal hervor, wobei Wettersteinkalk wieder fensterartig unter den Raibler Schichten hervorkommt. Der Kontakt zwischen diesen Gesteinskomplexen ist gestört, wie das unvollständig erhaltene Raibler-Profil im Bereich des Repnik Grabens zeigt. Das Ein-

fallen ist allgemein flach. Die Raibler Schichten tauchen achsial nach Osten unter den Hauptdolomit ab.

Es gibt in diesem Bereich einen noch gut erkennbaren Sattel- und Muldenbau, der durch die spätere Tektonik stark überformt wurde. Vor allem sind es Brüche, die den ursprünglichen Bau sehr zerstören. Nördlich und südlich des Hauptdolomites treten stark gestörte Raibler Schichten auf oder fehlen gänzlich. Diese Bruchlinien an den Muldenrändern ziehen weiter nach Westen und trennen Hoch und Kl. Obir.

Der Wettersteinkalk des Kuret Grabens bildet wieder eine Antiklinale, die gegen Osten abtaucht.

Eine eigene kleinere tektonische Scholle bilden Wettersteinkalk, Raibler Schichten und Hauptdolomit westlich Rechberg—Setz. Sie grenzt im Westen tektonisch an den Wettersteinkalk des nach Osten abfallenden Rückens des Altberges. Auch östlich Rechberg gibt es zwei kleinere Schollen Wettersteinkalk mit Resten von Raibler Schichten. Das Zerbrechen in kleinere Schollen nahe der Nordrand-Überschiebung ist hier groß.

Der Wettersteinkalk des Kuret Grabens und des Altberges mit den bei der Grafensteiner Alm aufliegenden Raibler Schichten bilden eine wenig gestörte Scholle. Sie ist im Westen durch den Einschnitt des Wildensteiner Baches, der einer Störung folgt, begrenzt.

d) Hoch und Kl. Obir

Hoch und Kl. Obir sind, was die Mächtigkeit des Wettersteinkalkes betrifft, ein Gegenstück zur Petzen, doch der Bau ist anders. Ist die Petzen im Prinzip eine große, stark gestörte Mulde, so bilden Hoch und Kl. Obir eine große Antiklinale, wie Profil 8 zeigen soll. Während die Schichten am Kl. Obir flach nach Norden einfallen, fallen sie am Hoch Obir flach nach Süden bis Südosten ein. Zwischen den beiden Bergen zieht eine Störung durch. Der Bau wird als große Aufwölbung gedeutet, welche etwa im Scheitel so auseinandergebrochen ist, daß der hangende, die Vererzung tragende Wettersteinkalk auf der SE-Seite des Obirs zu liegen kam.

Im Gebiet des Obirs liegen die Raibler Schichten auf sehr unterschiedlichen Höhen. Am höchsten liegen sie auf der Südseite des Obirs (2050 *m*), im Einschnitt zwischen Hoch und Kl. Obir liegen sie 1680 *m* hoch, östlich des Obirs noch tiefer. Dies ist nur durch verschiedene vertikale Verstellungen zu erklären. Während einzelne Schollen horstartig herausgehoben wurden, sind andere grabenbruchartig abgesenkt. Die Hauptdolomitmulde östlich des Obirs mit den darunter liegenden Raibler Schichten und dem Wettersteinkalk bilden einen derartigen Einbruch. Auch die Raibler Schichten mit einer kleinen Scholle Wettersteinkalk nördlich des Hoch Obirs gehören zu diesem Einbruch, sind aber nicht so tief abgesenkt.

Während der Kl. Obir eine in sich wenig gestörte Scholle bildet, ist die Hoch Obir-Scholle von im Gelände gut erkennbaren Störungen durchzogen. Diese sind deutlich am ostabfallenden Rücken des Obirs zu erkennen, wo Reste von Raibler Schiefen an Störungen eingeklemmt sind.

Am besten ist südlich des Hoch Obirs (K 2044) eine etwa saiger bis steil südfallende Bruchfläche aufgeschlossen, welche die Gipfelscholle mit mittleren Wettersteinkalk von dem hangenden vererzten Wettersteinkalk abtrennt.

Mit der Heraushebung kam es zu Schollenverstellungen. Eine derartige Verstellung hat die Gipfelscholle erfahren, wo das Streichen NW—SE verläuft, im Gegensatz zu dem sonst vorherrschenden NNE—SSW Streichen. Es ist auch der ganze Block des Hoch Obirs gegenüber dem Kl. Obir verstellt, denn am Kl. Obir findet man nur etwa E—W-Streichen.

Die komplizierteste Tektonik gibt es auf der SE-Seite des Hoch Obirs, die der südliche Teil des Profils 7 veranschaulichen soll. Der hangende Wettersteinkalk wird östlich der See Alpe von Raibler Schichten überlagert. Beim Berghaus Fladung sind Raibler Schichten an einer NNE—SSW-Störung in den Wettersteinkalk eingesenkt, während weiter östlich von Brüchen begrenzter Wettersteinkalk unter den Raibler Schichten hervorkommt. Die Raibler Schichten werden vom Hauptdolomit überlagert. Alle diese Kontakte sind stark gestört. Der Hauptdolomit fällt nach SE unter den Wettersteinkalk des Jovan Berges ein. Der komplizierte Bau ergibt sich wahrscheinlich aus dem NW-Aufschub der Jovanberg-Scholle auf den Hauptdolomit und die Raibler Schichten.

4. Die Basisschollen am Nordrand und allgemein zum Bau des Nordstammes

Am Nordrand der Karawanken gibt es eine Reihe von Basisschollen, welche aus jüngeren Gesteinen, Neokom, Jura und Rhät, bestehen und von Triasgesteinen überschoben wurden. Im bearbeiteten Gebiet gehören die kleinen Juravorkommen südlich Globasnitz und südlich Altendorf, das Rhät am Jegart und im Vellachtal sowie die Schollen W Rechberg und N des Obirs zu diesen Basisschollen. Es erhebt sich die Frage, ob hier eine eigene Basiseinheit bzw. Sockeldecke nach J. STINI (1937) vorliegt oder ob es sich um abgeglittene, von der Trias noch überfahrene Schollen handelt. Um diese Frage zu entscheiden, sind Beobachtungen am gesamten Karawanken-Nordrand notwendig und der Aufbau der einzelnen Basisschollen zu studieren. Einen wichtigen Hinweis auf gravitatives Abgleiten bildet das Vorhandensein von Gleitschollen im Gebiet der Topitza und bei Globasnitz. Westlich Rechberg liegen kleinere Schollen von Jura-Neokom-Gesteinen nördlich der Karawankenüberschiebung. Wahrscheinlich sind diese Schollen nicht mehr in die Überschiebung einbezogen, sondern bereits im Vorland liegende Gleitschollen, ähnlich denen bei Globasnitz.

Das Rhät ist im Vellachtal deutlich vom Wettersteinkalk überschoben, während es weiter östlich am Jegart noch auf Hauptdolomit aufliegt. Man kann nicht sagen, daß das Rhät in dem einen Fall zur tieferen, im anderen zur höheren Einheit gehören würde. Diese Beobachtungen sind mit der Vorstellung einer eigenen Basiseinheit nicht in Einklang zu bringen.

Wenn auch der Nordstamm der Karawanken in verschiedene Baueinheiten gegliedert werden kann und es viele Differenzierungen im Bau gibt, so treten doch gewisse allgemeine tektonische Merkmale auf. Im

ganzen Arbeitsgebiet wurden wiederholt Überkipnungen beobachtet. Der Muschelkalk fällt vielfach nach Süden ein. Ob auch die Grenzfläche zum Paläozoikum steil Süd fällt, ist nicht eindeutig zu erkennen. Wahrscheinlich hat sie eine sehr steile Stellung.

Der Muschelkalk ist z. B. nördlich Leinschitsch auf Wettersteindolomit überkippt, bei Brunner auf Partnach-Schichten, NW der Luscha Alm auf Wettersteindolomit. Auf der Nordseite der Petzen sind Raibler Schichten nach Norden überkippt und fallen unter steil N-fallenden Wettersteinkalk ein. Nördlich Riepl liegt eine inverse Folge von Raibler Schichten auf Hauptdolomit auf. Es scheint verschiedene Grade der Überkipnung zu geben. Nördlich der Topitza ist Wettersteinkalk weit über die Raibler Schichten gekippt und abgeglitten. Auch eine kleinere Scholle von Raibler Schichten ist hier auf Hauptdolomit liegend erhalten geblieben.

Man kann in diesen Beobachtungen ein wichtiges Bauprinzip sehen und dieses auch auf die Basisschollen am Karawanken-Nordrand anwenden. Nach diesen Beobachtungen sind die jüngeren Gesteine des Rhät, Jura und Neokom, welche ursprünglich die oberste Auflagerung gebildet haben, nach Norden überkippt worden, so daß inverse Folgen entstanden oder als Gleitschollen abgeglitten und von Triasgesteinen, meist vom Wettersteinkalk, überschoben worden.

Der Internbau der Schollen ist charakterisiert durch Falten- und Schuppentektonik. Besonders im Vellachtal ist eine sehr intensive Verfaltung zu sehen. In den Rhät-Gesteinen liegt auch eine Schuppe von Aptychenschichten. In den Schollen nördlich des Obirs sind keine Faltenstrukturen zu beobachten, hier dürfte Schuppung vorherrschen.

Die Überschiebung Wettersteinkalk auf Jura-Neokom-Gesteine ist südlich Lesjak (W des Wildensteiner Wasserfalles) in dem von K 884 zu K 1002 ziehenden Graben sehr gut aufgeschlossen. Die Überschiebungsfläche fällt etwa 35—40° nach Süden ein.

5. Zur Karawankenüberschiebung und zum Alter der Bewegungen

Die Überschiebungsfläche liegt verschieden hoch. Am Petzen-Nordrand liegt sie teils etwas über, teils unter 800 m und sinkt südlich Globasnitz auf zirka 650 m ab. Sie steigt gegen Westen (nördlich des Homarow Berges) wieder an und springt sodann weit nach Süden zurück, wo man nördlich der Oistra an der Straße auf zirka 1100 m Höhe einen schönen Tertiäraufschluß findet. Die Überschiebung liegt hier etwas höher als 1100 m. Von dieser Stelle ist die Auflagerung der Kalkscholle NW der Topitza auf tertiäre Konglomerate, die rotbräunlich anwittern und sich von den grauen Kalken gut abheben, deutlich zu sehen. Die Überschiebungsfläche fällt flach nach Süden ein. Gegen Westen ist wieder ein Absinken der Überschiebungsfläche zu erkennen, die im Vellachtal im Niveau der Vellach liegt.

Die Karawankenüberschiebung liegt auf jugoslawischem Gebiet östlich der Petzen etwas südlich des Rischberges. An einer großen Störung, dem Petzenverwerfer (J. STRUCL, 1965), wird das Massiv der Petzen um zirka

4 km nach Norden verworfen. Die Scholle der Gornja ist eine isolierte, auf Tertiär liegende kleinere Gleitscholle. Verbindet man die Tertiäraufschlüsse vom Rischberg mit dem auf 1100 m nördlich der Oistra gelegenen Aufschluß, so ergibt sich aus dieser Verbindungslinie eine Überschiebungslinie von mehreren Kilometern. Nach HERITSCH & KÜHN (1951) ist auf Grund von Bohrungen die Trias des Homarow Berges südlich Globasnitz 1700 m weit überschoben worden. Die Verbindungslinie vom Tertiär nördlich der Oistra zum Tertiär im Vellachtal ergibt eine wesentlich geringere Überschiebungsweite.

Auf der Nordseite des Obirs ist einerseits die Überschiebung der Rhät-Jura-Neokom-Gesteine, andererseits die des Tertiärs zu beachten. Die Überschiebung des Tertiärs war während der Straßenarbeiten im Vellachtal (Abb. 10) gut aufgeschlossen. An der NW-Seite des Obirs liegt die Höhe der Überschiebung auf Tertiär etwa bei 800 m SH, während sie beim Wildensteiner Wasserfall etwa bei 600 m SH liegt. Die Höhe der Überschiebungsfäche Wettersteinkalk auf Jura-Neokom liegt beim Wildensteiner Wasserfall bei zirka 740 m, sie steigt nach Westen auf etwa 1300 m an und sinkt zum Freibachtal wieder ab. Aus dem Verlauf dieser Überschiebungslinie ergibt sich deutlich eine mittelsteil nach Süden einfallende Fläche.

Den besten Anhaltspunkt für eine altersmäßige Gliederung der Bewegungen liefert das Tertiär des Nordrandes wie das vom Prevernik Sattel. Dieses als U-Sarmat eingestufte Tertiär wurde überschoben und östlich Eisenkappel gehoben und eingeklemmt. Aus dem Tertiär ergeben sich wesentliche nach-untersarmatische Bewegungen, die in horizontale Überschiebungs- und vertikale Hebungs- bzw. Absenkungskomponenten zu gliedern sind. Durch diese jungtertiäre Tektonik sind wahrscheinlich die vielen Brüche, die grabenbruchartigen Einsenkungen und die horstartigen Heraushebungen bewirkt worden. Auch die Gleittektonik ist in die Zeit Sarmat bis Ende Tertiär zu stellen. Es ist anzunehmen, daß es in Zusammenhang mit diesen Bewegungen auch zu Dehnungserscheinungen gekommen ist, wie sie R. W. VAN BEMMELEN (1969) annimmt, welche die Absenkungen von Schollen besser erklären als starke Einengungen.

Anhaltspunkte für jungtertiäre Hebungen liefern auch konglomeratartig verfestigte Tertiärgerölle, die man auf dem Plateau der Petzen findet, welche bereits von E. v. MOJSISOVIC (1870) gefunden und beschrieben wurden.

Diese junge Tektonik überprägte sehr intensiv einen älteren vorsarmatischen Bau mit Sattel- und Muldenstrukturen, wie aus den noch vorhandenen Sätteln und Mulden hervorgeht. Eine Rekonstruktion des älteren Baugeschehens wird dadurch sehr erschwert.

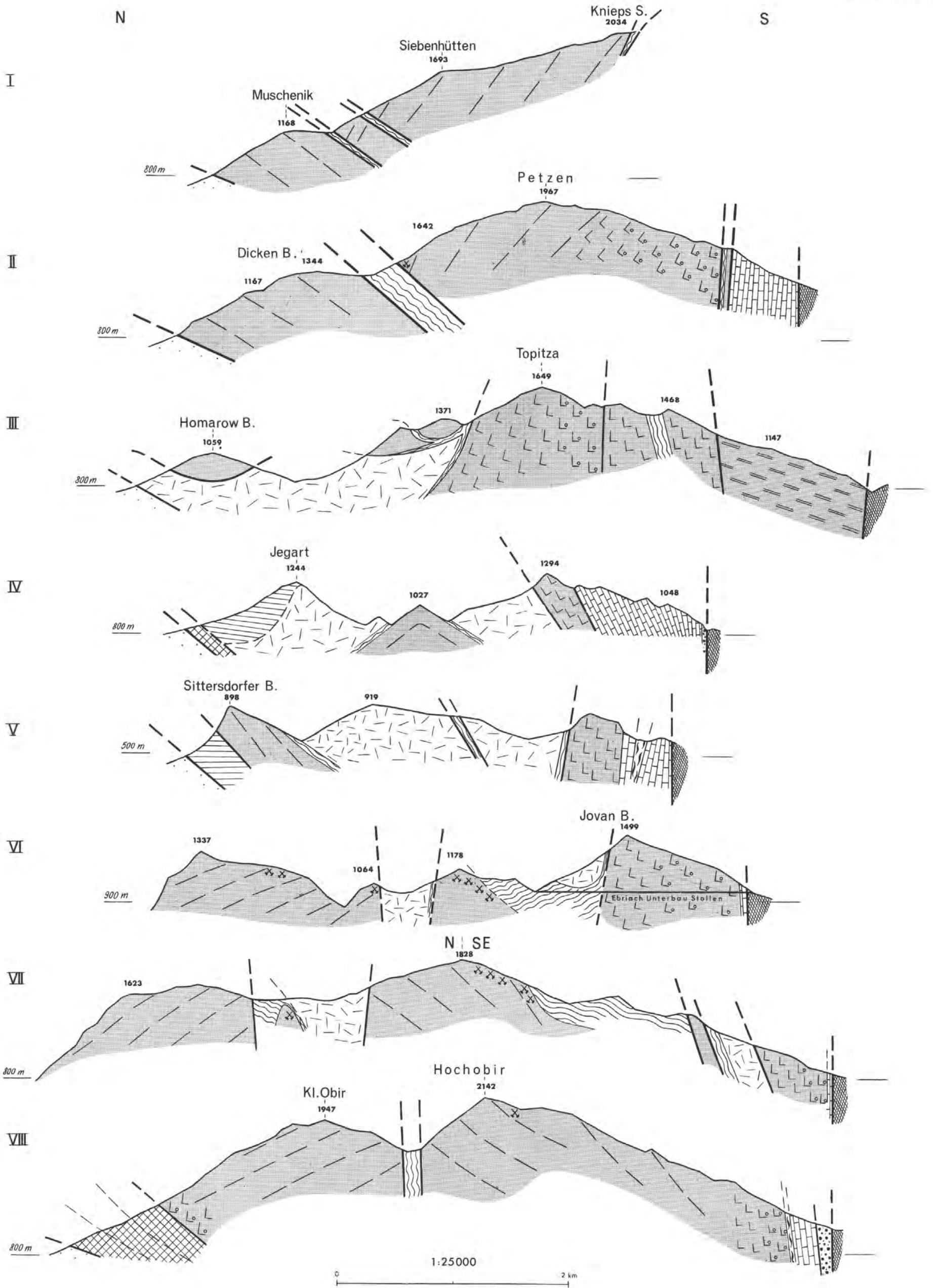
Eine eigene quartäre Tektonik wird in den Karawanken für unwahrscheinlich gehalten. Die jungquartären Schotter im Vellachtal haben keine tektonische Verstellung erfahren. Die für junge Hebungen angeführten Breccien werden als Hangbreccien angesehen, deren Alter nicht gesichert ist, die aber mit einer quartären Tektonik nicht in Zusammenhang gebracht werden.

Literatur

- BEMMELEN, R. W. van: Großtektonische Probleme der östlichen Südalpen. — Karawankensymposium, Laibach 1969.
- CHILINGAR, G. V., BISSELL, H. J., FAIRBRIDGES, R. W.: Carbonate Rocks. — Developments in Sedimentology, 9 A und 9 B, Elsevier Vlg. Amsterdam, 1967.
- CORNELIUS, H. P.: Gibt es eine „alpin-dinarische Grenze?“ — Mitt. Geol. Ges., Bd. 36—38, Wien 1949.
- DEFREYES, K. S., LUCIA, F. J. & WEYL, P. K.: Dolomitisation of recent and plioleistocene sediments by marine evaporite waters on Bonair, Netherland Antilles. — In: Pray, L. C. & Murray, R. C. (editors): Dolomitization and limestone diagenesis. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. No. 13, 1965.
- EPPENSTEINER, W.: Die schwarzen Breccien der Bleiberger Fazies. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 14.—15. Bd., Wien 1963—1964.
- EXNER, CH.: Aufnahmen 1960 im Gebiet von Eisenkappel, östlich der Vellach. — Verh. Geol. B. A., 1961.
- FABRICIUS, F.: Faziesentwicklung an der Trias/Jura-Wende in den mittleren Nördlichen Kalkalpen. — Z. deutsch. Geol. Ges., 113, Hannover 1962.
- FISCHER, A. G.: The Lofer Cyclothemes of the Alpine Triassic. — Kansas Geol. Survey Bull. 169, 1964.
- FRIEDRICH, O. M.: Zur Genesis der Blei- und Zinklagerstätten in den Ostalpen. — N. Jb. Mineralogie, Mh., Heft 2, Stuttgart 1964.
- FUCHS, W.: Über Ursprung und Phylogenie der Trias-„Globigerinen“ und die Bedeutung dieses Formenkreises für das echte Plankton. — Verh. Geol. B. A., Wien 1967.
- GANNIS, O. & KÜMMEL, F. & SPENGLER, E.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe. — Wiss. Alpenvereins., 15, Innsbruck 1954.
- GERMANN, K.: Ablauf und Ausmaß diagentischer Veränderungen im Wettersteinkalk (alpine Mitteltrias). — Diss. München 1966.
- GOSPODARIC, R.: Probleme der Bruchtektonik der NW-Dinariden. — Geol. Rdsch., 59, Stuttgart 1969.
- HERITSCH, F.: Glaziale Studien im Vellachtal. — Mitt. Geograph., Ges. Wien, Heft 8 und 9, 1906.
- HERITSCH, F. & KÜHN, O.: Die Südalpen. — In: F. X. Schaffer: Geologie von Österreich. — Deuticke Wien, 1951.
- HOLLER, H.: Die Tektonik der Bleiberger Lagerstätte. — Carinthia II, Sonderheft 7, Klagenfurt 1936.
- HOLLER, H.: Die Stratigraphie der karnischen und norischen Stufe in den östlichen Gailtaler Alpen. — Berg- u. Hüttenm. Mh., 96, Wien 1951.
- HOLLER, H.: Zur Stratigraphie des Ladins im östlichen Drauzug und in den Nordkarawanken. — Carinthia II, 70, Heft 2, Klagenfurt 1960.
- HOLZER, H.: Berichte über geologische Aufnahmen im Gebiet Eisenkappel. — Verh. Geol. B. A., Wien 1962—1967.
- JURGAN, H.: Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Kalkalpen. — Geol. Rdsch., 53, Stuttgart 1969.
- KAHLER, F.: Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. — Carinthia II, Sonderheft 16, Klagenfurt 1953.
- KAHLER, F.: Spuren auffallend junger Gebirgsbewegungen in den Karawanken. — Geol. Rdsch., 43, 1, Stuttgart 1955.
- KLAUS, W.: Mikrosporienhorizonte in Süd- und Ostkärnten. — Verh. Geol. B. A., Wien 1956.
- KOSTELKA, L.: Eine genetische Gliederung der Blei-Zink-Vererzungen südlich der Drau. — Carinthia II, 155, 75 Jg., Klagenfurt 1955.
- KOSTELKA, L. & SIEGL, W.: Der triadische Geosynklinalvulkanismus und die Blei-Zink-Vererzung in den Drau-Kalkalpen. — Atti del Simposium Internazionale sui giacimenti minerari delle Alpi. Saturina, Trento 1966.

- KOSTELKA, L. & SCHULZ, O.: Die Tektonik des Blei-Zinkerzrevieres Rubland. — Berg- u. Hüttenmänn. Mh., 114, 12, Wien 1969.
- KRAUS, O. & OTT, O.: Eine ladinische Riff-Fauna im Dobratsch-Gipfelkalk (Kärnten, Österreich) und Bemerkungen zum Faziesvergleich von Nordalpen und Drauzug. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 8, München 1968.
- KRAUS, O.: Die Raibler Schichten des Drauzuges (Südliche Kalkalpen). Lithofazielle, sedimentpetrographische und paläogeographische Untersuchungen. — Jb. Geol. B. A., Wien 1969.
- KRUMBEIN, W. C. & SLOSS, L. L.: Stratigraphy and Sedimentation. — 2. ed., Freeman, San Francisco Calif., 1963.
- LAPORTE, L. F.: Carbonate Deposition near Mean Sea-level and Resultant Facies Mosaic: Manlius Formation (Lower Devonian) of N. Y. State. — Am. Ass. Petrol. Geologists, Bull. 51, 1, 1967.
- LEIGHTON, M. W. & PENDEXTER, CH.: Carbonate Rock Types. — Am. Ass. Petrol. Geologists, Memoir 1, 1967.
- LOGAN, B. W., REZAK, R. & GINSBURG, R. N.: Classification and Environmental Significance of Algal Stromatolites. — J. Geol. 72, 1, 1964.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W.-U.: Sedimentary Petrologic Investigation of the Upper Triassic „Hauptdolomit“ of the Lechtaler Alps, Tyrol, Austria. — In: Carbonate Sedimentology in Central Europe. Edited by G. Müller & Friedman, G. M., Springer Verlag 1968.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W.-U. & TOSCHEK, P. H.: Karbonatsedimentologische Arbeitsgrundlagen. — Veröffentl. d. Universität Innsbruck, 8, Alpenkundl. Studien, Innsbruck 1969.
- MOJSISOVICS E. v.: Über das Vorkommen der sogenannten Augensteine in den Südalpen. — Verh. d. Geol. R. A., Wien 1870.
- OTT, E.: Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus der alpinen Mitteltrias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk. — Bayer. Akad. d. Wiss. mathemat. nat. Klasse, Abh., neue Folge, Heft 131, München 1967.
- PLÖCHINGER, B. & WIESENEDER, H.: Ein Biotitandesit-Tuff im Reiflinger Kalk des Schwarzkogels bei St. Gallen im Ennstal, OÖ. — Verh. Geol. B. A. 1965.
- PREY, S. & KAHLER, F.: Beiträge zu einem Karawankenprofil. — Mitt. Geol. Ges., 50. Bd., Wien 1958.
- RAINER, H.: Diskussionsbemerkungen zum Thema „Entstehung von Blei-Zink-Erzlagerstätten in Karbonatgesteinen. — Berg- u. Hüttenm. Mh., 9, Wien 1957.
- REINECK, H. E.: Sedimentgefüge im Bereich der südlichen Nordsee. — Abh. senckenb. naturf. Ges., 505, Frankfurt 1963.
- RIEHL-HERWIRSCH, G.: Die postvariszische Transsionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg (Umgebung des Christophberges) Kärnten-Österreich. — Mitt. Ges. f. Geol. u. Bergbaustud., 14.—15. Bd., Wien 1963—1964.
- ROSENBERG, G.: Geleitworte zu den Tabellen der Nord- und Südalpinen Trias der Ostalpen. — Jb. Geol. B. A., Wien 1959.
- SANDER, B.: Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge (Rhythmische Kalke und Dolomite aus der Trias). — Tscherm. Min. Petr. Mitt. 48, Leipzig 1936.
- SARNTHEIN, M.: Sedimentologische Profilvereihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck, Austria. — Verh. Geol. B. A., Wien 1965.
- SARNTHEIN, M.: Sedimentologische Profilvereihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck, Austria. 1. Fortsetzung. — Ber. Nat.-Med. Ver. 54, Innsbruck 1966.
- SARNTHEIN, M.: Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck, Austria. — Geol. Rundschau 56, Stuttgart 1967.
- SCHERMANN, O.: Über Horizontalverschiebungen am Ostrand der Böhmisches Masse. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 16. Bd., Wien 1966.
- SCHLAGER, W.: Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in den triadischen Hallstätterkalken der Ostalpen. — Geol. Rdsch., 59, Stuttgart 1969.

- SCHULZ, O.: Die diskordanten Erzgänge vom „Typus Bleiberg“ syndiagenetische Bildungen. — *Atti del Simposium Internazionale sui giacimenti minerali delle Alpi. Saturina, Trento 1966.*
- SCHULZ, O.: Die synsedimentäre Mineralparagenese im oberen Wettersteinkalk der Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg—Kreuth (Kärnten). — *Tscherm. Min. Petr. Mitt., 3. Folge, Bd. XII, Heft 2—3, Wien 1968.*
- SIEBER, R.: Bericht 1964 über paläontologisch-stratigraphische Untersuchungen zu geologischen Arbeiten in Nordtirol und Kärnten. — *Verh. Geol. B. A., Wien 1965.*
- SIEBER, R.: Bericht 1966 über paläontologisch-stratigraphische Arbeiten im südöstlichen Kärnten. — *Verh. Geol. B. A., Wien 1967.*
- SIEBER, R.: Bericht 1967 über paläontologisch-stratigraphische Arbeiten in Kärnten. — *Verh. Geol. B. A., Wien 1968.*
- SCHNEIDER, H. J.: Facies differentiation and controlling factors for the depositional lead-zinc concentration in the Ladinian geosyncline of the eastern Alps. — *Developments in Sedimentology, Vol. 2, Elsevier Publ. Comp., Amsterdam 1964.*
- SRBIK, R. v.: Glazialgeologie der Kärntner Karawanken. — *N. Jb. f. Min. etc., Sonderb. 3, Stuttgart 1941.*
- STINI, J.: Deckenbau und Ost—West-Schub im Obirgebirge. — *Akad. Anz. Nr. 25 vom 16. 12. 1937, Wien 1937.*
- STINI, J.: Zur Geologie der Umgebung von Miklauzhof (Jauntal). — *Carinthia II, 128. Jg., Klagenfurt 1938.*
- STRUCL, I.: Geologische Charakteristik der Lagerstätte von Mezica und Umgebung. — *In: 300 Let Meziski Rudniki, Mezica 1965.*
- TEBBUTT, G. E., CONLEY, C. D. & BOYD, D. W.: Lithogenesis of a Distinct Carbonate Rock Fabric. — *Wyoming Geol. Survey, Contrib. Geol. 4, No. 1, 1965.*
- TELLER, F.: Erläuterungen zur geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karawanken und Julischen Alpen. — *K. K. Geol. R. A., Wien 1896.*
- TOSCHEK, P.: Sedimentological Investigation of the Ladinian „Wettersteinkalk“ of the „Kaiser Gebirge“ (Austria). — *In: Carbonate Sedimentology in Central Europe. Edited by G. Müller & Friedman, G. M., Springer Verlag. 1968.*
- USDOWSKI, H.-E.: Die Genese von Dolomit in Sedimenten. — *Mineralogie und Petrographie in Einzeldarstellungen. Springer Verlag 1967.*
- WILSON, R. C. L.: Particle nomenclature in carbonate sediments. — *N. Jb. f. Geol. u. Pal., Mh., Stuttgart 1967/1968.*
- WOLF, K. H.: Gradational Sedimentary Products of Calcareous Algae. — *Sedimentology, 5, Elsevier Amsterdam 1965.*



- Tertiär
- Jura, Neokom
- Rhät
- Hauptdolomit
- Raibler Schichten

WETTERSTEINKALK

- Riffschutt - Fazies : Dolomit
- Riffschutt - Fazies : Kalk
- Lagunenfazies mit Schichtflächen
- Lagunenfazies : Dolomit mit Tufflagen
- Hangender vererzter Wettersteinkalk

- Partnach Schichten
- Muschelkalk
- Werfener Schichten
- Paläozoikum

Zur Petrographie, Stratigraphie und Tektonik des Gebietes Chah Shirin — Sahal im Norden der Großen Salzwüste (Iran)

Von Otto THIELE

mit 2 Tafeln und 5 Abbildungen

Published by permission of the Geological Survey of Iran; the author alone
is responsible for the contents of this paper.

Inhalt	Seite
Abstract	247
Vorwort	248
Einleitung	249
I. Gesteinsbeschreibung	250
1. Metamorphe Gesteine	250
a) Die Metamorphite von Chah Shirin—Reshm	250
b) Die Metamorphite nördlich von Sahal	254
2. Unmetamorphes Paläozoikum und tieferes Mesozoikum	255
a) Die Abfolgen nördlich von Chah Shirin	255
b) Jurassische Gesteine bei Sahal	258
3. Mittel- bis Oberkreide und Tertiär	259
a) Die Überlagerung der Metamorphite von Chah Shirin—Reshm	259
b) Junge vulkanogene Gesteine	260
II. Tektonik	261
1. Der hochmetamorphe Komplex nördlich von Sahal	261
2. Die Metamorphite von Chah Shirin—Reshm	261
3. Das unmetamorphe Paläozoikum und ältere Mesozoikum	262
4. Mittel- bis Oberkreide und Tertiär	263
5. Das Metamorphosealter der epizonalen Komplexe	263
Literaturverzeichnis	265

Abstract

The metamorphic rocks of the studied areas can be divided into two rock units. First, there are high grade metamorphic rocks which are exposed in Sahal area. They are formed under conditions of amphibolite facies and seem to be Pre-Cambrian in age. Secondly, low grade meta-

morphic rocks are exposed in the areas Chah Shirin—Reshm and Sahal; they are formed under conditions of greenschist facies and are (at least partly) of Palaeozoic age as it is proved by a relic of a coral.

The metamorphic rocks of the area Chah Shirin—Reshm are unconformably overlain by Middle to Upper Cretaceous limestones and marls and in turn by Early Tertiary volcanic and sedimentary rocks. But, a few kilometres farther north-west (N of Chah Shirin) non-metamorphic rock series of Devonian, Permian, and Mesozoic age appear. In Sahal area the metamorphic rocks are disconformably overlain by anchi- to non-metamorphic shales and slates which are taken for Liassic. The structural features of the metamorphic complexes differ strikingly from those of the area's non-metamorphic formations. Thus, the studied metamorphic complexes of the areas north of the Great Salt Desert can be related to the pre-alpine basement.

Vorwort

Während der zweijährigen Tätigkeit als U. N. Field Geologist beim Geological Survey of Iran führte der Autor im März und April 1964 zusammen mit Ing. M. ALAVI (G.S.I.) und Mr. BAHBAMI (Volunt. of Plan Org.) Übersichtskartierungen in den nördlichen Randgebirgen der Großen Salzwüste durch. Die Kartierungen wurden mit Hilfe von Luftbildern (Maßstab zirka 1 : 60.000) ausgeführt, der Karten-Rohentwurf des Autors vom Drafting Department des G.S.I. entzerrt und auf den Maßstab 1 : 100.000 reduziert. Die geologisch-petrographische Auswertung und Ausarbeitung der Feldbeobachtungen war infolge wichtigerer Arbeiten des Autors in der kurzen, ihm in Teheran zur Verfügung stehenden Zeit nicht mehr möglich. Die nun von Wien aus erfolgte Niederschrift der wichtigsten Untersuchungsergebnisse, die sich auf seinerzeitige Arbeitsnotizen des Autors stützt, sei als Ergänzung der in Teheran beim G.S.I. verbliebenen Karten-Rohentwürfe gedacht, damit diese bei späteren zusammenfassenden Darstellungen Verwendung finden können.

Die wesentlichsten geologischen Grundzüge des bereisten Gebietes waren bereits durch Routenaufnahmen von K. T. GOLDSCHMIDT, vor allem aber durch Kartierungsarbeiten von H. HUBER & J. STÖCKLIN (unveröffentl. Reports, I.O.C.) bekannt, sie bildeten die Grundlage für die Darstellung dieses Bereiches auf der Geologischen Karte von Iran (N.I.O.C., 1959). Auf diese Kenntnisse konnte bei vorliegender Arbeit aufgebaut werden.

Dem Geological Survey Institute bzw. dem Geological Survey of Iran sowie ihrer leitenden Herren, Project Manager D. A. Andrews und Director Eng. N. Khadem, die diese Arbeit ermöglichten, gebührt mein aufrichtiger Dank. Herzlich danken möchte ich vor allem noch den Chefgeologen Dr. J. STÖCKLIN (Teheran) und Dr. A. RUTTNER (Wien, seinerzeit Teheran) für viele wertvolle Anregungen und Diskussionen, Universitätsprofessor Dr. H. FLÜGEL (Graz) für die Untersuchung und Bestimmung zahlreicher Fossilien sowie meinen iranischen Kollegen Ing. Alavi und Mr. Bahrami für ihre Mitarbeit und Bergkameradschaft.

Einleitung

Das hier beschriebene Gebiet liegt östlich von Teheran zwischen den Damghaner Bergen und dem tertiär- und quartärerfüllten Becken der Großen Salzwüste (Dasht-e-Kavir). Es kann von Teheran aus mit geländegängigen Fahrzeugen (Lastwagen oder allradgetriebenen PKWs) über Semnan nach Chah Shirin oder von Damghan über Torud (Turud) oder aber bei einiger Ortskenntnis auf einem Fahrweg von Shahrud nach Sahal erreicht werden (Fig. 1). Letztere Route sowie die Verbindung zwischen Sahal und Torud wird jedoch nur selten befahren, und das Auffinden und Verfolgen dieses Weges bereitet oft Schwierigkeiten. Bei Chah Shirin (zu deutsch: süßer Brunnen) steht dem Reisenden ein Wasserloch mit einem freien, unbefestigten Lagerplatz, der fallweise auch von Kamelkarawanen benützt wird, zur Verfügung. Reshm (Rashm) besitzt eine recht gute, süße, ergiebige Quelle und eine freundliche Bevölkerung, die einem gerne einen Lagerplatz in deren Nähe überläßt. Im Gebiete von Sahal muß man sich mit einer kleinen, schon ziemlich salzigen, sonst aber recht sauberen Quelle oberhalb des Dorfes zufriedengeben. Beim Lagern an dieser Stelle möge man darauf bedacht sein, daß in dem umliegenden Buschwerk auch kreichendes Wüstengetier verborgen sein kann, wähle also einen gut übersichtlichen Platz. Mit Proviant und Treibstoff versorgt man sich bereits vor Verlassen von Semnan, Damghan oder Shahrud, notfalls helfen die Kaufleute in Torud.

Wie auf der Geologischen Karte von Iran (N.I.O.C., 1959) ersichtlich, werden die Damghaner Berge in der Hauptsache von unmetamorphen, aber kräftig alpidisch gefalteten Serien paläozoischen bis tertiären Alters

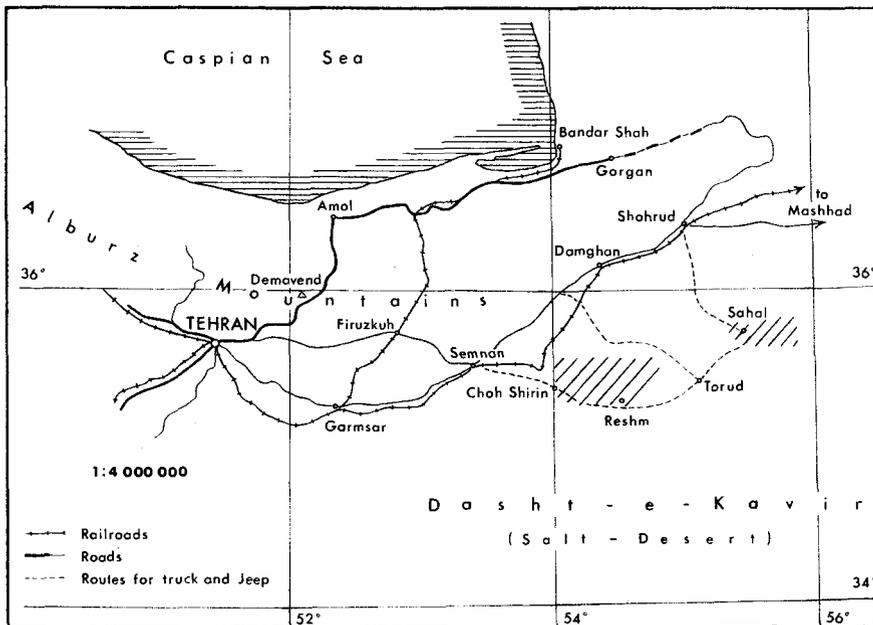


Fig. 1, verkleinert auf den Maßstab (ca) 1:5,370.000

aufgebaut. Das Generalstreichen der Faltenzüge verläuft WSW—ENE; sie können noch zum System des Elburz Gebirges gerechnet werden. Der Bereich der Großen Salzwüste hingegen gehört schon Zentral-Iran i. e. S. an. Die tertiären Formationen dieses Ablagerungsraumes sind mäßig stark gefaltet, das Streichen der Mulden- und Sattelachsen verläuft ebenfalls bevorzugt in der oben angegebenen Richtung. Die metamorphen Komplexe, die in den nördlichen Randgebirgen der Salzwüste südlich der Damghaner Berge auftauchen, zeigen hingegen vom alpidischen Generalstreichen abweichende, WNW—ESE bis N—S verlaufende Streichrichtungen ihrer Gesteinszüge. Diskordant überlagert werden die Metamorphite von mittelkretazischen Kalken („Orbitolinenkalk“) und in der Folge von eozänen Sedimenten und intermediären bis basischen Ergußgesteinen und Agglomeraten.

Das Metamorphosealter der Metamorphite wurde, wie das der meisten metamorphen Komplexe Zentral-Irans, für spät-jurassisch bis pre-mittelkretazisch gehalten (A. GANSSER, 1955). Da diese Auffassung schon in anderen Gebieten Zentral-Irans (i. w. S.) angezweifelt wurde (R. HUCKRIEDE, M. KÜRSTEN & H. VENZLAFF, 1962, O. THIELE, 1965, O. THIELE et al., 1968) war die Frage nach dem Alter dieser Metamorphite sowie das Problem der eigenartigen Strukturdiskordanzen zwischen den metamorphen und unmetamorphen Serien besonders interessant geworden.

I. Gesteinsbeschreibung

1. Metamorphe Gesteine

a) Die Metamorphite von Chah Shirin—Reshm

Im Abschnitt Chah Shirin bis Reshm werden die zentralen Teile der Gebirgsgruppe, die die Große Salzwüste gegen Norden zu begrenzt, von epizonal metamorphen Gesteinen aufgebaut. Unter ihnen sind es vor allem mächtige Marmor Massen, welche morphologisch stark hervortreten und die höchsten Gebirgsstöcke und Käme bilden.

Es handelt sich zum größten Teil um Kalkmarmore, meist hellgrau bis bläulichgrau und feinkristallin bis zuckerkörnig. Nordwestlich von Reshm findet man in diesen des öfteren kleine Taschen oder Linsen von hämatitischem Erz, mitunter auch Hornsteinknollen. Ungefähr 8 km nördlich von Reshm wurden im gleichen Marmortyp von unserem Mitarbeiter M. ALAVI leidlich gut erhaltene Korallenrelikte gefunden. Herr Prof. H. FLÜGEL, der freundlicherweise ihre Untersuchung übernahm, teilte dazu brieflich mit, daß sich infolge ihres Metamorphosegrades keine genaue Bestimmung durchführen ließe, doch spreche ihre Struktur eindeutig für altpaläozoische, am wahrscheinlichsten unter- bis mitteldevonische, allenfalls auch silurische Formen. Ein jüngerer Alter als Mitteldevon wäre mit einiger Sicherheit auszuschließen.

Örtlich, wie etwa im Bereiche nordwestlich von Reshm (vgl. Profil 1 und 2), gehen die Kalkmarmore in bräunlich anwitternde Dolomitmarmore über, es dürfte sich dabei aber eher um sekundäre Dolomitisation handeln.

Größere, eigenständige Dolomitmassen sind selten, das bedeutendste Vorkommen dieser Art liegt am Eingange des Qual'eh Gorge, westlich von Reshm.

Neben den Marmoren setzen sich die Metamorphite dieser Gegend in der Hauptsache aus Quarz-Serizitschiefern bis Quarziten, Albit-Serizitschiefern bis Albitgneisen sowie Kalkphylliten und Phylliten zusammen. Untergeordnet finden sich Einschaltungen von Albit-Chloritschiefern und Albit-Aktinolithschiefern. Nur im Mittelteil des Verbreitungsgebietes der Metamorphite werden Grünschiefer und Epidotamphibolite häufig; hier treten auch zusätzlich einige größere und zahlreiche kleine und kleinste Stöcke von Serpentin auf, begleitet von Albit-Hornblendefels, Hornblende-Epidotfels und ähnlichen Kontakt- und Reaktionsbildungen.

Eine ursprüngliche stratigraphische Abfolge der metamorphen Serien läßt sich infolge der intensiven und komplizierten Verfaltung, der sie unterworfen waren, zur Zeit noch nicht entziffern. — Die Metamorphose scheint von „einheitlichem Guß“ zu sein. Ihr Grad bewegt sich zur Hauptsache im Bereiche der Grünschieferfazies. Sie scheint von Osten (Reshm) gegen den Mittelteil hin etwas an Intensität zuzunehmen. Im Mittelbereich, der durch das Auftreten der Serpentine und Grüngesteine gekennzeichnet ist, erreicht sie etwa die Epidot-Amphibolitfazies. Weiter gegen Westen hin nimmt der Metamorphosegrad aber eher wieder ab.

Die Metamorphose trägt, von lokalen Kontakterscheinungen in den Höfen der Ultrabasite abgesehen, durchwegs den Charakter einer regionalen Dynamometamorphose. Zahlreiche Gesteinsproben zeigen Spuren von synkinematischer Kristallisation. Weiters ist in verschiedenen Gesteinstypen eine lebhafte Albit-Blastese bemerkenswert. Dies weist darauf hin, daß die Metamorphose vielfach von einer Natrium-Immigration begleitet war.

Als konkrete Beispiele für die Gesteinsvergesellschaftung und die Ausbildung der Metamorphite seien im folgenden einige Detailprofile aus diesem metamorphen Komplex dargestellt sowie die Dünnschliff-Kurzbeschreibungen einiger seiner Gesteins-Haupttypen beigelegt.

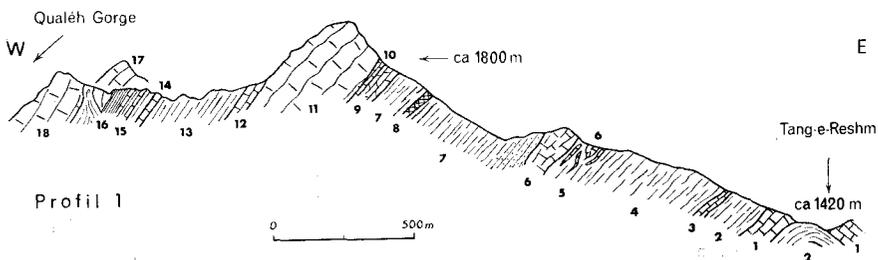


Fig. 2

Profil Nr. 1: Von Tang-e-Reshm (bei zirka 1420 m) gegen West:

1. Dunkler Kalkmarmor, mehr oder minder geschiefert.
2. Grünlichgraue Phyllite.
3. Dunkel blaugrauer kristalliner Kalk, stark geschiefert, mit Lagen oder Linsen von Hornstein.

4. Quarz-Serizitschiefer und Phyllite mit vereinzelt Einlagerungen von Chlorit- und Aktinolith-Albitschiefer (Dünnschliff 23 a).
5. Desgleichen, mit häufigen Einlagerungen von Kalkphylliten und Glimmermarmoren.
6. Dunkler Kalkmarmor, erheblich zerschert, mit kieseligen Partien.
7. Quarz-Serizit-Chloritschiefer mit Übergängen zu Serizit-Chloritquarziten und Serizit-Chloritphylliten.
8. Schwächige Lagen von Prasiniten und Epidotamphiboliten.
9. Kalkige Quarz-Serizitschiefer (Karbonat sekundär eingewandert?).
10. Bändermarmor — wahrscheinlich tektonische Fazies von (11).
11. Hell blaugrauer Kalkmarmor, teils massig, teils gebändert oder schlierig, mit Anteilen von dunklem kieseligem Kalkmarmor.
12. Schieferiger Kalkmarmor.
13. Grünlichgraue Phyllite, intensiv verfältelt.
14. Dunkel blaugrauer Marmor, zerklüftet und zerschert.
15. Phyllite, mit kalkigen Lagen und kleinen Marmorlinsen.
16. Phyllite und quarzitisches Schiefer, stark verschiefert.
17. Kalkmarmor, schlierig dunkel und hell blaugrau, mit größeren unregelmäßigen Partien von dunkelgrauem Dolomit.
18. Kalkmarmor, wie oben, aber kaum dolomitisch.

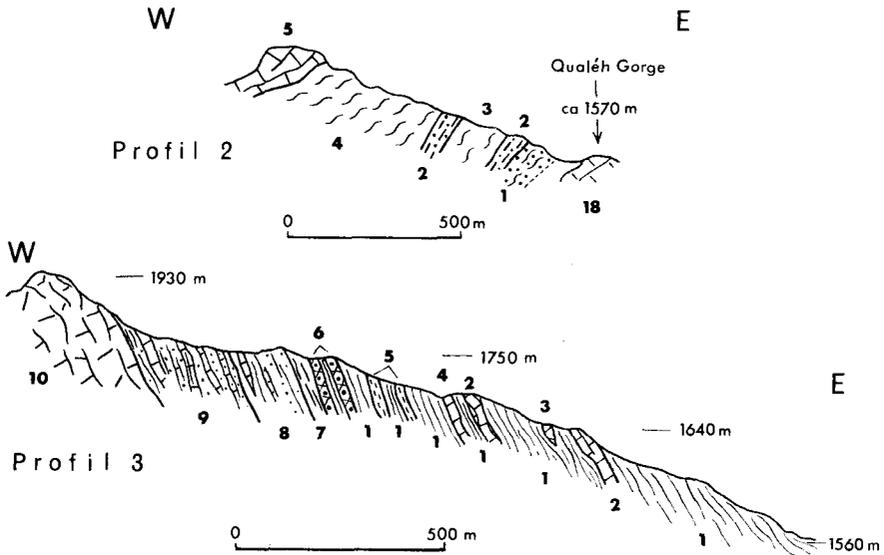


Fig. 3

Profil Nr. 2: Vom Qual'eh Gorge (bei zirka 1570 m) gegen West:

18. Streichende Fortsetzung des Kalkmarmors (18) vom Profil 1.
1. Schieferiger Glimmermarmor, stark verfältelt, mit Zwischenlagen von Quarziten und Serizitquarziten.
2. Gebänderter Quarzit, lagenweise dunkelgrün, hellgrün und weißlich, stark verfältelt.
3. Lebhaftige Wechsellagerung von mehr oder minder kalkigen Chloritschiefern und Phylliten, grünen Kalkschiefern und hellen Marmorlagen; intensiv verfältelt.
4. Phyllite, Quarz-Serizit- und Quarz-Albit-Serizitschiefer mit Zwischenlagen und Linsen von Dolomitmarmor, Kalkphylliten und Kalkmarmoren, letztere stellenweise mit Hornsteinlagen.
5. Hellgrauer Kalkmarmor, meist flaserig.

Profil Nr. 3: Vom Talgrund westlich des Qual'eh Gorge gegen West:

1. Grünliche Albitgneise, Serizit-Albitquarzite und Quarz-Albit-Serizitschiefer.
2. Heller gebänderter Kalkmarmor.
3. Dunkler Dolomitmarmor.
4. Bläulicher gebänderter Kalkmarmor.
5. Heller Quarzit mit gut ausgeprägter B-Lineation (120/37).
6. Chloritschiefer bis Chloritfels mit Albit-Porphyroblasten (Dünnschliffe Nr. 26).
7. Chlorit-Serizitphyllite, gute B-Tektonite ($b = 160/35$).
8. Serizitquarzite bis Phyllite mit schwächtigen Einlagerungen von Kalkphylliten und Marmor.
9. Wechsellagerung von Serizitquarziten und Albitgneisen mit Phylliten und Marmoren, letztere z. T. brecciös.
10. Hellgrauer Kalkmarmor, größtenteils brecciös.

Dünnschliffbeschreibungen:

Probe 4 b, zirka 2 km ESE Chah Shirin:

Quarzit; feinkörnig, mäßig geschiefert, ziemlich kataklastisch: Weitaus überwiegender Gemensteil ist Quarz (über 90%) in kleinen, xenomorphen, verzahnten Körnern mit undulöser Auslöschung. Dazu kommen ein wenig Albit, winzige Schüppchen von Serizit und Chlorit, verhältnismäßig reichlich Opaque (winzige Körnchen und Staub) sowie vereinzelt Titanit, Turmalin und Zirkon.

Probe 4 c, zirka 2 km ESE Chah Shirin:

Albitphyllit; feinkörnig: Hauptgemengteile sind etwa zu gleichen Teilen Albit und Serizit. Der Albit bildet kleine, xenoblastische, selten verzwilligte, augenförmige Körner und ist reich an Einschlüssen von Quarz, Opaquen und Serizit. Der Serizit tritt in Form kleiner, schlecht gestalteter, recht gut parallel orientierter Schüppchen auf. Dazu kommen ein wenig Quarz, Opaque (Körnchen und Staub) sowie Chlorit, Turmalin, Epidot, Titanit und vereinzelt große Xenoblasten eines Karbonats.

Probe 30, zirka 25 km NW von Reshm:

Phyllit, feinkörnig, granoblastisch, geschiefert: Hauptgemengteile sind Quarz (zirka 55%), Albit (zirka 25%), Serizit und Stilpnomelan? (zirka 15%). Der Quarz bildet kleine, pflasterartige Körner mit undulöser Auslöschung, der Albit ist ebenfalls feinkörnig, granoblastisch und kaum verzwilligt, die Glimmer bilden kleine lamminierte Schuppen. Akzessorisch treten Chlorit, Opaque, Titanit, Rutil, Turmalin und Apatit auf.

Probe 26 a, zirka 12 km NW von Reshm:

Karbonatischer Albit-Chloritschiefer, fein- bis mittelkörnig, schiefbrig, syn- bis postkinematische Kristallisation: Hauptgemengteile sind Albit (zirka 40%), Chlorit (zirka 35%), Calzit (zirka 17%), hinzutreten geringe Mengen von Muskowit, Epidot-Klinozoisit und Titanit. Der Albit bildet kleine Xenoblasten, kaum verzwilligt und mit kleinen Einschlüssen. Der Chlorit (offenbar Pennin) ist feinschuppig und filzig verwachsen mit Epidot-Klinozoisit und Titanit. Der Calzit ist lagenweise angereichert, mittelkörnig und reich an Einschlüssen. Der Hellglimmer schließlich bildet kleine, aber gut gestaltete Schuppen.

Probe 24, zirka 9.5 km NW von Reshm:

Karbonatischer Albit-Chloritschiefer; fein- bis mittelkörnig, schiefbrig: Sehr feinkörnige chloritreiche Streifen wechseln mit mittelkörnigen albit- und karbonatreichen Lagen. Hauptgemengteile sind Albit (zirka 45%), Chlorit (zirka 33%) und Karbonat (zirka 19%). Der Albit ist teils fein-, teils mittelkörnig, granoblastisch, nach dem Albitgesetz polysynthetisch verzwilligt, mit reichlichen, z. T. nach den Spaltflächen eingewachsenen Einschlüssen von Serizit, Klinozoisit, selten auch Chlorit. Der Chlorit (offenbar Klinochlor) bildet meist ein mikrokristallines filziges Gemenge mit Titanit, Epidot-Klinozoisit und Opaquen. Das Karbonat bildet mittelgroße Xenoblasten mit reichlich Einschlüssen.

Probe 26 b, zirka 12 km NW von Reshm:

Albit-Chloritschiefer; fein- bis mittelkörnig, porphyroblastisch, syn- bis postkinematisch kristallisiert: Die Porphyroblasten bestehen aus Albitrundlingen bis zirka 2 mm Größe mit sehr feinkörnigen Einschlüssen von Epidot-Klinozoisit, Titanit, Serizit und Chlorit. Das Interngefüge ist unverlegt ($S_1 = S_e$). In der Grundmasse herrscht der Chlorit (Pennin) vor, daneben finden sich kleiner granoblastischer Albit, Quarz (?), Epidot-Klinozoisit, Titanit, Serizit und Opaque.

Probe 25 a, zirka 10 km WNW von Reshm:

Albitgneis, feinkörnig, granoblastisch, mäßig schieferig. Hauptgemengteile sind Albit (zirka 50%), Quarz (zirka 35%) und Serizit (zirka 10%). Der Albit ist feinkörnig, granoblastisch, kaum verzwilligt und enthält Einschlüsse von Quarz, Serizit und „Staub“. Der Quarz ist feinkörnig, granoblastisch; der Serizit kleinschuppig und mehr oder minder parallel orientiert. Akzessorisch finden sich Chlorit, Calzit, Opaque, Titanit, Zirkon und Stilpnomelan (?).

Probe 25 b, wie oben:

Albitgneis, feinkörnig, granoblastisch, gut geschiefert. Der Albit (zirka 60%) ist xenoblastisch, einschlußreich, mit unverlegtem Si. Der ebenfalls xenoblastische Quarz (zirka 25%) ist nur lagenweise häufig. Der Serizit (zirka 10%) bildet kleine, zerschlossene, gut parallel orientierte Schuppen. Daneben findet sich Chlorit (zirka 3%), Titanit (zirka 2%), z. T. in idiomorphen Kristallen, sowie Klinozoisit, Opaque und Zirkon.

Probe 23 b, zirka 7.5 km NW von Reshm:

Kalkphyllit, übergehend in Epidot-Aktinolithschiefer: Feinkörnig, schieferig. 1. eine albitreiche Lage mit xenoblastischem, kaum verzwilligtem Albit (zirka 75%), reich an Einschlüssen von Aktinolith, Karbonat, Epidot-Klinozoisit und „Staub“; daneben Calzit (zirka 1%) in unregelmäßigen Formen, teils mit Erz vergesellschaftet, teils reliktsch zwischen Feinporphyroblasten von Aktinolith und Epidotmineralen. 2. eine epidotreiche Lage mit klein-körnigem Epidot (zirka 60%), kleinen Nadeln von farblosem bis blaß grünlichem Aktinolith (zirka 20%) und kleinen Xenoblasten von Albit (zirka 15%). Akzessorisch findet sich etwas xenomorpher Titanit.

Probe 27 b, zirka 25 km NW bis WNW von Reshm:

Albit-Aktinolithschiefer, sehr feinkörnig, granoblastisch, schieferig. Hauptgemengteile sind Albit und aktinolithische Hornblende, daneben finden sich in schlecht gestalteten Aggregaten verhältnismäßig häufig Titanit, reichlich Opaque (Magnetit?) sowie Chlorit, Serizit und Epidot-Klinozoisit. Die Hornblende bildet schmale Prismen und Nadeln und zeigt Pleochroismus von Blaßgrün über Gelblichgrün zu Bläulichgrün. Der Albit überwächst holoblastisch die anderen Gemengteile.

Probe 31 b, zirka 25 km NW von Reshm, Randzone eines Serpentinits:

Albit-Epidot-Hornblendefels, fein- bis mittelkörnig, diablastisch, massig. Gemenge von porphyroblastischem, einschlußreichem Albit, blaß grünlichem Aktinolith, Epidot-Klinozoisit und Relikten von grünlicher bis blaß brauner Hornblende und Pyroxen (?). Untergeordnet Titanit, Serizit, Chlorit und Opaque.

b) Die Metamorphite nördlich von Sahal

Auf einer kurzen Erkundungsreise wurden auch Teile der metamorphen Komplexe in den Randgebirgen der Großen Salzwüste zwischen Turud und Biardjomand studiert.

Nördlich und nordöstlich von Sahal treten epizonal metamorphe Serien auf, die in ihrem Metamorphosegrad und in ihrer Ausbildung jenen von Chah Shirin—Reshm sehr ähneln. Es sind dies Quarz-Serizitschiefer, Serizit-Chloritschiefer, Quarzite, Phyllite, Kalkphyllite und gebänderte blaugraue Kalkmarmore sowie riesige Linsen von braun anwitterndem Dolomit(marmor).

Diese epizonal metamorphen Gesteine ummanteln offenbar einen tieferen Komplex stärker metamorpher Gesteine, der sich gegen Norden zu anschließt. Hier treten verschiedene Typen von Paragneisen, Zweiglimmergneise und Hornblendegneise, Zweiglimmerschiefer, Granatglimmerschiefer, Amphibolite und Granat-? Pyroxengneise auf, also eine Gesteinsgesellschaft, die alle typischen Merkmale der Amphibolitfazies aufweist. In diesen mesozonal metamorphen Gesteinen kommen auch, besonders im südlichen Randbereich dieses Komplexes, Augengneise mit *cm*-großen Kalifeldspaten sowie Aplitoide und Pegmatoide vor. Letztere Gesteine und unter ihnen besonders die Augengneise, deren Biotit stark vergrünt und z. T. in Chlorit umgewandelt ist, zeigen aber deutliche Spuren einer retrograden epizonalen Metamorphose (Diaphthorese).

Die beiden in ihrem Metamorphosegrad deutlich verschiedenen Komplexe sind allem Anschein nach Produkte zweier verschiedener tektonischer Phasen oder Zyklen. Die Augengneise und anderen Abkömmlinge saurer Intrusiva nehmen dabei eine gewisse Zwischenstellung ein. Bei ihnen läßt sich vorerst nicht entscheiden, ob sie dem mesozonalen Komplex angehören und nur zufolge ihrer Randlage retrograd überprägt wurden oder aber jüngere Intrusivgesteine sind, die lediglich von der späteren epizonalen Metamorphose erfaßt wurden. (Auf dem geologischen Kärtchen [Tafel 2] wurden die Augengneise mit dem mesozonal metamorphen Komplex zusammengefaßt.)

2. Unmetamorphes Paläozoikum und tieferes Mesozoikum

a) Die Abfolgen nördlich von Chah Shirin

Im nordwestlichsten Teil des untersuchten Gebietes tritt, leider nirgends mit den Metamorphiten im direkten Kontakt, fossilführendes Paläozoikum auf. Als stratigraphisch tiefstes Schichtglied konnte hier Mittel- bis Oberdevon gefunden werden. Es sind dies dunkle, blaugraue bis blauschwarze Kalke, stellenweise reich an Brachiopoden, Crinoiden, Korallen, Trilobiten und Tentaculiten. Diese Kalke werden von weißlichen bis grauen Quarziten, gelblich-bräunlich anwitternden grauen Dolomiten, stellenweise auch rauh-wackeartigem gelbem Dolomit und vergrüntem Extrusiven begleitet. Die relative Altersstellung zu diesen Schichtgliedern ist jedoch noch offen. (Bahram Limestone [?] und Padeha Formation [??] RUTNERS, RUTNER et al. 1968 und 1969.)

Als nächstjüngere Formation ist das Perm fossilbelegt. Es sind dies wieder dunkle, blaugraue Kalke, reich an Korallen, Bryozoen sowie Brachiopoden- und Gastropodenresten. Dolomitische Kalke und Dolomite, die sie im Liegenden begleiten, könnten eventuell ebenfalls bereits dem Perm angehören. Ob karbone Schichtglieder vorhanden sind, ob das Karbon teilweise oder ganz fehlt, ist offen.

Über den permischen Kalken folgen nach einigen Metern rötlichen Sandsteinen und Tonschiefern, die eventuell Äquivalente der untertriadischen Sorkh Shales (J. STÖCKLIN et al., 1965 b) sein könnten, über 100 m mächtige, ziemlich einheitliche, gebankte hellgraue Dolomite, die die Trias vertreten dürften und zur Shotori Formation (J. STÖCKLIN et al., 1965 b) gestellt werden könnten. Darauf folgen einige 100 m graue, z. T. etwas

mergelige Tonschiefer mit zwischengeschalteten Sandsteinbänken, eine Schichtgruppe, die aufgrund ihrer Lithologie als Shemshak Formation (J. STÖCKLIN et al., 1965 a, R. ASSERETO, 1966) angesprochen werden kann.

Infolge der Kürze der zur Verfügung stehenden Zeit konnten diese bestimmt untersuchenswerten Schichtfolgen leider nicht mit der nötigen Genauigkeit studiert werden. Die im folgenden wiedergegebenen Beobachtungsdaten mögen Anstoß zu weiterer Bearbeitung sein.

Fossilreiche devonische Kalke stehen etwa 1 km nördlich des nordwestlichsten, bereits isoliert in der „Dasht“ stehenden Marmorberges (N Chah Shirin) am Fuße des sich gegen Norden aus dem Schutt erhebenden Gebirges an. Es sind dies, wie schon gesagt, dunkelblaugraue bis schwarzblaue, meist gut geschichtete Kalke, die reichlich Brachiopoden, Crinoiden, Korallen, Trilobiten und Tentakuliten führen. Vorläufig wurden nur die kleinwüchsigen Formen von

Tentaculites sp.

als Nachweis für Mittel- bis Oberdevon herangezogen. Diese Kalke können am ehesten mit dem Bahram Limestone (A. RUTTNER et al., 1969) gleichgestellt werden. Nach freundlicher mündlicher Mitteilung von A. RUTTNER wäre das hiesige Auftreten von Bahramkalken insofern von Bedeutung, als dies das westlichste bisher bekannte Vorkommen dieser ostpersischen Faziesentwicklung darstellen würde.

Die steil gegen SSE einfallenden dunklen Kalke werden gegen NNW von einigen Meterzehnern weißen bis hellgrauen, festen, feinkörnigen Quarzsandstein unterlagert, dieser wieder, nach einer schwächtigen konglomeratischen „Basislage“ mit kleinen, gut gerundeten Quarzgeröllen, von grauem, gelbbraun anwitterndem Dolomit. — Ob es sich dabei um eine aufrechte oder aber eine verkehrte Schichtfolge handelt, möchte ich nicht entscheiden. Nach einem freundlichen Hinweis von A. RUTTNER würde die Gesteinsbeschreibung jedoch auf die (unterdevonische) Padeha Formation (A. RUTTNER et al., 1968) zutreffen.

Wenn man weiter gegen Norden vordringt, trifft man auf ähnliche dunkelblaue Kalke, jedoch mit anderem Fossilinhalt: Bryozoen, Durchschnitte bauchiger Gastropoden und Korallen, unter denen H. FLÜGEL

Lonsdaleastrea ?

bestimmte, machen ein permisches Alter wahrscheinlich.

Nach Querung einer stark zerrütteten Zone, in welcher (tektonische ??) Breccien von dunkelblauem Kalk mit rotstichigem Bindemittel besonders auffallen, gelangt man weiter im Norden in einen Bereich dunkler, schmutzig-grauer Tonschiefer mit Einlagerungen von Bänken dunkel grünlichgrauen Sandsteins. Diese Gesteinsgesellschaft läßt sich aufgrund der Lithologie mit einiger Sicherheit als unterjurassische Shemshak Formation ansprechen, und es fanden sich auch bald innerhalb dunkler, etwas mergeliger Tonschiefer Ammonitenfragmente, die offenbar von Spaltrippern herrühren.

Von der Shemshak Formation ausgehend läßt sich nun gegen Osten zu ein inverses und offenbar tektonisch stark reduziertes Profil studieren:

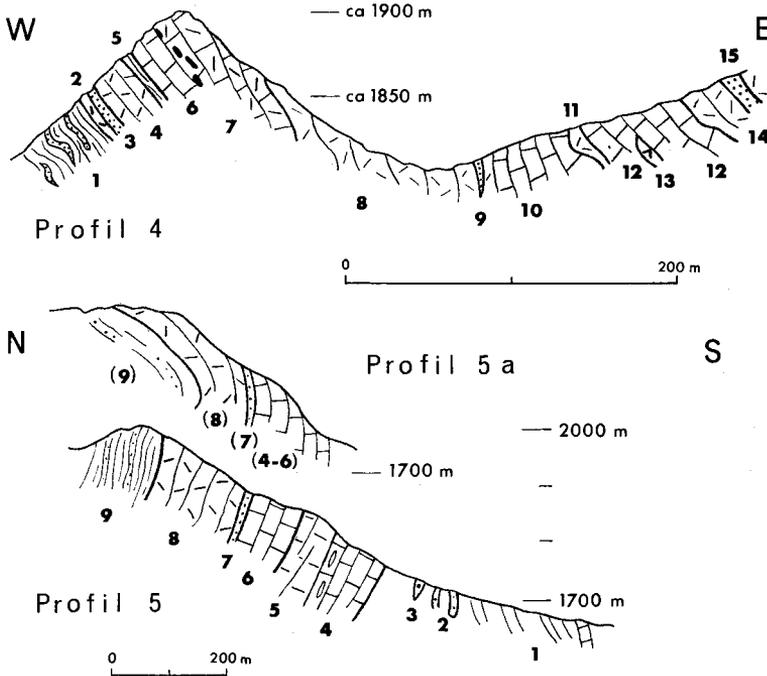


Fig. 4

Profil Nr. 4: Durch die Westflanke der überkippten Serie im nordwestlichsten Kartenblattabschnitt:

1. Tonschiefer, schmutziggrau, z. T. etwas mergelig, mit bankigen Einlagerungen von grünlichgrauem feinkörnigem Sandstein. Einfallen: 085/45.
2. Zirka 4 m Dolomit, grau, gelb anwitternd.
3. Zirka 4 m Quarzsandstein, weiß, feinkörnig, schichtig, dicht.
4. Zirka 15 m Dolomit, hellgrau, gelb anwitternd, gebankt. Einfallen: 075/45.
5. Zirka 5 m Sandsteine und Tonschiefer, bräunlich und rötlich.
6. Zirka 16 m Kalk, blaugrau, gebankt, mit Anschnitten von Gastropoden und Korallen, darunter
Iranophyllum cf. *reticulatum* (mittleres bis oberes Perm, Bestimmung H. FLÜGEL) übergehend in:
7. Zirka 15 m dolomitischer Kalk und Dolomit, dunkelgrau, braun anwitternd, massig. Kieselige Partien („Chertlinsen“) im Grenzbereich zwischen (6) und (7).
8. Dolomit, wie oben, jedoch jetzt gebankt. Die Mächtigkeit dieses Schichtgliedes ist schwer abzuschätzen, da es mit mittelsteilem bis steilem Ostfallen den ostschauenden Hang hinabzieht.
9. Schmächtige Einschaltung von schmutziggrauem Quarzit.
10. Kalk, dunkelblau, mit Calzitadern durchsetzt. In einem Rollstück davon *Tentaculites* sp. (Mittel- bis Oberdevon)
11. Dolomit, gelb, z. T. rauhweckig.
12. Kalk, dunkel graublau, schlecht geschichtet.
13. Diabas in (12).
14. Dolomit, dunkelgrau, braun anwitternd, schlecht gebankt bis massig.
15. Einschaltung von rötlichem Sandstein in (14).

Ein weiteres Profil durch die paläozoisch-mesozoische Schichtfolge wurde einige Kilometer weiter östlich begangen.

Profil Nr. 5: Durch die „Wurzelzone“ der überkippten Serie:

1. Gelbgraue Kalke mit reichlich organogenen Strukturen (Austern- und Pecten-schalen, Korallen, Foraminiferen) und Wechsellagerung von grauen und rötlichen Sandsteinen und graugrünen, \pm sandigen Tonschiefern [Tertiär, z. T. (?) Oberkreide?].
2. Dunkle Kalke, grau-schwarz gebändert oder massig (Paläozoikum?).
3. Kleiner Stock eines grünen Effusivs.
4. Kalk, blaugrau, gebankt, mit Bryozoen, Korallen und horizontweise angereicherten Chertlinsen. (Höchstwahrscheinlich Perm.)

Fenestella sp.

Michelinia sp.

Chusenophyllum brevisseptatum (Bestimmung: H. FLÜGEL)

übergehend in:

5. Kalk, braungrau, massig. (Perm?)
6. Kalk, braungrau, gebankt. (Perm?)
7. Graue Quarzsandsteine und rote Schiefer (Untertrias?, Sorkh Shales?)
8. Dolomit, mittelgrau, gelbbraun anwitternd, gebankt oder gebändert. (Trias?, Shotori Formation?)
9. Schmutziggraue bis dunkelgraue Tonschiefer mit Zwischenlagen von grünlichgrauen Sandsteinen (Shemshak Formation).

b) Jurassische (?) Gesteine bei Sahal

In der Umgebung von Sahal werden die Metamorphite gegen Süden von einer Serie dunkelgrauer, z. T. etwas mergeliger Tonschiefer mit lokalen Einlagerungen von grünlichgrauen Sandsteinbänken überlagert. An einigen Stellen finden sich rundliche oder ausgelängte braun anwitternde Konkretionen innerhalb der Tonschiefer. Nahe der „Kalateh“ ostnord-östlich Sahal befinden sich an der Basis der dunklen Tonschiefer konglomeratische Lagen (Quarzerölle von etwa *cm*-Größe in Tonschiefer-Bindemittel). Es dürfte sich dabei aber nur um eine lokale Entwicklung handeln.

Obwohl keine Fossilspuren gefunden wurden, kann diese Serie aufgrund ihrer Lithologie als Shemshak Formation, also als liassisch angesehen werden.

Die Hauptmasse der Tonschiefer-Sandstein-Serie ist unmetamorph bis „anchimetamorph“. Sie hat wohl einen erheblichen Grad an Durchbewegung, z. T. richtiggehende Verschieferung erlitten, doch kam es dabei zu keiner nennenswerten Umkristallisation oder Mineralneubildung innerhalb des Gesteins. Nur an ihrer Basis, an ihrem Kontakt mit den Metamorphiten werden die Tonschiefer selbst schwach metamorphosiert und lokal zu richtiggehenden Phylliten umgewandelt, dies jedoch nur im Bereich von wenigen Metern bis Meterzehnern. Die tektonischen Bewegungen, die zu dieser lokalen Metamorphose geführt haben, bewirkten offenbar auch eine Gleichschichtung der randlichen Anteile des metamorphen Komplexes mit den liassischen (?) „slates“, denn es konnten keine Winkeldiskordanzen zwischen den Metamorphiten und den liassischen (?) Sedimenten gefunden werden.

Bei Sahal und bei Ab-e-Shur tritt innerhalb der liassischen (?) Tonschiefer hellblauer bis bläulichgrauer Kalk auf. Er ist in sich stark ver-

faltet und ziemlich stark kristallin. Es könnte sich eventuell um einen jurassischen Kalk, etwa Doggerkalk, handeln, andererseits aber auch um eine Aufschuppung des vorjurassischen Untergrundes.

3. Mittel- bis Oberkreide und Tertiär

a) Die Überlagerung der Metamorphite von Chah Shirin—Reshm

Die Metamorphite von Chah Shirin—Reshm werden z. T. von Mittel- bis Oberkreide, z. T. direkt von Tertiär überlagert. Dem Studium dieser jüngeren Formationen konnte nur geringe Zeit gewidmet werden und es muß diesbezüglich auf den unveröffentlichten Rapport von H. HUBER und J. STÖCKLIN (1956) verwiesen werden.

Bei Chah Shirin transgrediert über den Metamorphiten, wie schon HUBER & STÖCKLIN und vor ihnen K. T. GOLDSCHMIDT (I. O. C., GR. 74) berichteten, etwa 100—160 m Orbitolinenkalk mit einigen Mergel- und Sandsteineinschaltungen in seinen tieferen Partien und einem basalen Quarzkonglomerat. Über dem Orbitolinenkalk folgen grüne, z. T. tuffige Tonschiefer, nach HUBER & STÖCKLIN bereits Eozän.

Ähnliche Verhältnisse liegen ost-südöstlich von Chah Shirin vor, wo folgendes Profil aufgenommen wurde (9,5—10 km ESE Chah Shirin):

1. Phyllite, Quarzite und Serizitschiefer, diskordant überlagert von
2. zirka 20 m Konglomerat, vorherrschend gut gerundete weiße Quarzgerölle.
3. 5—10 m gelber gebankter Kalk, mit Sand- und Feinkiesführung.
4. 50—100 m gelber, z. T. feinsandiger Kalk, mit Orbitolinen und anderen Foraminiferen und Muschelschalen.
5. 30—50 m graubrauner Mergel, gut geschichtet.
6. 5—8 m Mergel, von überlagerndem Andesit gefrittet.
7. Andesit, mit einigen Mergellagen im Liegenden.

Möglicherweise gehören auch in diesem Profil die den Orbitolinenkalk überlagernden Mergel bereits dem Eozän an.

Viel komplizierter werden die Verhältnisse östlich und nordöstlich von Reshm. Sicher ist jedenfalls, daß hier weite Gebiete nicht, wie von HUBER & STÖCKLIN und auf der Geological Map of Iran (N. I. O. C., 1959) verzeichnet, von Metamorphiten aufgebaut werden, sondern von jüngeren Sedimenten größtenteils oberkretazischen, z. T. wahrscheinlich auch tertiären Alters. Diese sind eng durchsetzt von größeren und kleineren Stöcken, Gängen und Gangschwärmen tertiärer Extrusiva und Hypabyssite. Dabei sind in den Sedimentgesteinen natürlich gewisse Kontaktwirkungen festzustellen, doch ist diese Kontaktmetamorphose meist recht schwach und nur von lokaler Natur.

Vorherrschende Gesteine sind graue und gelblichgraue, z. T. massige Kalke und ebenfalls oft recht mächtig werdende dunkelgraue Tonmergel bis Mergelschiefer. Die Kalke sind stellenweise recht fossilreich. So lassen sich z. B. in der Umgebung der Khanejar Mine reiche Kollektionen von Korallen, Bivalven und Gastropoden, unter anderen Cycloliten und Hypurititen, sammeln. In den Mergelschiefern dagegen finden sich oft Gryphäen-ähnliche Bivalven. Wo die kretazischen Sedimente den Metamorphiten

auflagern sind meist Sandkalke mit mehr oder minder mächtigen konglomeratischen Basisbildungen entwickelt. Dann werden erst weiter im Osten und Norden in höherer stratigraphischer Position sandige und konglomeratische Bildungen häufiger. Diese gehören (z. T. ?) sicher schon dem Tertiär an, da sich bereits (z. T.) tertiäre Effusiva als Komponenten in ihnen finden lassen.

Gegen Süden und Norden wurde aufgrund lithologischer Merkmale versucht, die oberkretazischen Anteile von den tertiären abzutrennen, gegen Osten zu, wo die Durchtrümerung durch die tertiären Andesite, Dioritporphyrite usw. an Intensität immer mehr zunimmt, wurde diese Trennung fallengelassen.

b) Junge vulkanogene Gesteine

Tertiäre, vorwiegend wohl eozäne Effusivgesteine und ihre Begleiter (Agglomerate, Hypabyssite) nehmen einen großen Raum des bereisten Gebietes ein. Eine auch nur einigermaßen befriedigende Bearbeitung der vulkanogenen Gesteine konnte nicht durchgeführt werden. Zahlreiche Testproben, von denen Dünnschliffe angefertigt wurden, zeigten folgende allgemeine Charakteristika: Es handelt sich durchwegs um vollkristalline, meist porphyrisch struierte Gesteine, mitunter mit deutlichem Fluidalgefüge. Die Größe der Grundmasseminerale und der Einsprenglinge sowie das Größenverhältnis beider zueinander variiert in sehr weiten Grenzen. Der weitaus überwiegende Gemengteil sowohl unter den Einsprenglingen als auch — soweit auflösbar — in der Grundmasse ist der Plagioklas. Dazu kommen als Einsprenglinge Pyroxene, meist zusammen mit Hornblende, oft auch Biotit, seltener Olivin. Die Pyroxene sind — soweit erkennbar — monoklin, am ehesten wohl Pigeonit. Orthopyroxen konnte keiner erkannt werden, doch finden sich in zahlreichen, insbesondere basischeren Typen, häufig unbestimmbare, meist durch Opake stark geschwärzte Formrelikte mafischer Gemengteile, sodaß das ursprüngliche Vorhandensein von Orthopyroxen in Betracht gezogen werden kann. In den selteneren saureren Typen treten neben Plagioklas, Hornblende und Biotit auch geringe oder mäßige Mengen von Quarz als Einsprengling auf. Kali(Natron)-feldspat konnte nirgends sicher nachgewiesen werden, doch ist sein Auftreten, vor allem in der Grundmasse, durchaus für möglich zu halten. Verschiedentliche, z. T. sicher deutere Umwandlungserscheinungen erschweren die Gesteinsbestimmung erheblich.

Nach den Stichprobenuntersuchungen besteht also die schon bisher verwendete Feldbezeichnung „andesitische Vulkanite“ durchaus zu Recht. Auch die Hypabyssite gehören großteils der dioritischen Gesteinsfamilie an, zumeist können sie als Dioritporphyrite bezeichnet werden. Als eine Abweichung davon seien aber Lesesteinfunde westlich des auf Tafel I dargestellten Kartenabschnittes erwähnt: etwa nördlich des halben Weges zwischen Reshm und Torud treten innerhalb der Andesite helle (?) Gangformen auf, die neben fein bis mittelkörnigen Plagioklas und reichlich Quarz erbsengroße Flecken (Korngruppen und „Mikrosonnen“) von schwarzem Turmalin führen.

Als eine andere Besonderheit wurden in derselben Gegend einige *dm*-große Schiefergneiseinschlüsse im Andesit gefunden. Bei diesen Gneis-

einschließen handelt es sich um Biotit-Sillimanitgneise mit reichlich Spinell (Hercynit) und mitunter auch Korund. Sie sind Zeugen dafür, daß die Andesite bei ihrem Aufdringen katazonal geprägte Metamorphite durchschlagen haben.

II. Tektonik

1. Der hochmetamorphe Komplex nördlich von Sahal

Das älteste Bauelement des untersuchten Gebietes ist zweifellos der Komplex hochmetamorpher Gesteine nördlich von Sahal. Er ist unter Bedingungen der Amphibolitfazies metamorphosiert und nach einem komplizierten, heute steilachsig erscheinenden Faltenbau verformt worden. Diese beiden Merkmale heben ihn deutlich von den südlich anschließenden epizonal metamorphen Serien ab und es ist daher anzunehmen, daß er im Vergleich zu letzteren einer älteren tektonischen Phase, höchstwahrscheinlich einem älteren tektonischen Zyklus seine Entstehung verdankt. Ein präkambrisches Alter ist für diesen Komplex am wahrscheinlichsten.

2. Die Metamorphite von Chah Shirin—Reshm

Auch für die Metamorphite im Bereich von Chah Shirin—Reshm kann keine detaillierte tektonische Analyse gegeben werden, da weder die stratigraphische Gliederung noch die relative Altersfolge der einzelnen Schichtglieder bekannt ist. Wir müssen uns daher wie bei voriger Einheit auf allgemeine Angaben beschränken.

Die Gesteine sind unter Bedingungen der Grünschieferfazies bis maximal Epidotamphibolitfazies metamorphosiert worden. Damit in Zusammenhang steht eine (recht intensive) Verfallung und Verformung, vorherrschend nach SE—NW bis SSE—NNW verlaufenden Achsen. Die Metamorphose hat diese Verformung z. T. überdauert (Albitholoblasten mit unverlegtem Si). Der Grad der Metamorphose scheint von Osten (nördliche Umgebung von Reshm) gegen den Mittelabschnitt der Metamorphite leicht zuzunehmen. Überdies ist zu bemerken, daß die Faltenachsen und B-Lineationen im Ostabschnitt nur schwache bis mäßige Neigungswinkel haben, gegen Westen, gegen den Mittelabschnitt zu, aber deutlich steiler werden. Sechzig-, siebziggrädiges Achsengefälle ist dort keine Seltenheit. Dies könnte dahin gedeutet werden, daß wir von Osten (N Reshm) gegen den Mittelabschnitt hin in tiefere tektonische Niveaus gelangen. Die Steilachsen können aber natürlich auch andere Ursachen haben, z. B. die einer späteren Verstellung.

Die Altersfrage der Metamorphite wird später noch eingehender diskutiert, doch soll vorerst festgehalten werden, daß der Komplex von Chah Shirin—Reshm zumindest z. T. metamorphes Altpaläozoikum darstellt. Der Korallenfund nördlich von Reshm ist dafür ein wichtiges Beweisstück. Er stammt aus anstehendem Fels, aus den Randpartien der großen Kalkmarmorasse von Reshm, einem sehr prominenten Schichtglied der Metamorphite, das ohne die geringste Metamorphose- oder Strukturdiskrepanz in die über- und unterlagernden epizonal metamorphen Serien eingeschaltet ist.

Die epizonal metamorphen Serien von Sahal entsprechen dem Komplex Chah Shirin—Reshm in Bezug auf Verformungstypus, Art und Grad der Metamorphose und Achsenplan. Die Lineationen und Faltenachsen verlaufen, soweit beobachtet, in Richtung SE—NW bis ESE—WNW, fügen sich also ohne Diskrepanz zu denen von Chah Shirin—Reshm (siehe Diagramm 1). Es ist also anzunehmen, daß sie gleiches Bildungsalter haben.

3. Das unmetamorphe Paläozoikum und ältere Mesozoikum

Die Mittel- bis Oberdevon, (Karbon??), Perm, Trias und Lias umfassenden Schichtfolgen, die etwa 1 *km* nördlich des letzten Ausläufers der Metamorphite entfernt nördlich von Chah Shirin auftreten, zeigen keine Spuren einer Regionalmetamorphose und besitzen einen völlig andersgearteten tektonischen Baustil als die Metamorphite.

Am Fuße des gegen Norden aufsteigenden Gebirges, also dort, wo auf der Karte die tektonische Mischserie eingezeichnet ist, sind die Aufschlüsse zu unzusammenhängend und unübersichtlich, als daß bei einer schnellen Erkundungstour eine tektonische Analyse gegeben werden könnte. Nördlich anschließend jedoch hebt sich das Paläozoikum als markanter, generell WSW—ENE streichender Zug steil aus dem niedrigeren Vorland heraus. Zuerst steil nordfallend, saiger stehend bis steil südfallend, überkippt das Paläozoikum gegen Norden zu immer mehr und entwickelt sich schließlich zusammen mit den triadischen Dolomiten zu einem großen verkehrt liegenden Schichtstoß, der die gegen Norden anschließende liassische Shemshak Formation auf eine Weite von zirka 2 *km* in Richtung NNW überfährt. Die verhältnismäßig plastische, größtenteils aus Tonschiefern aufgebaute Shemshak Formation wird dabei kräftig nach überwiegend WSW—ENE verlaufenden Achsen verfalltet.

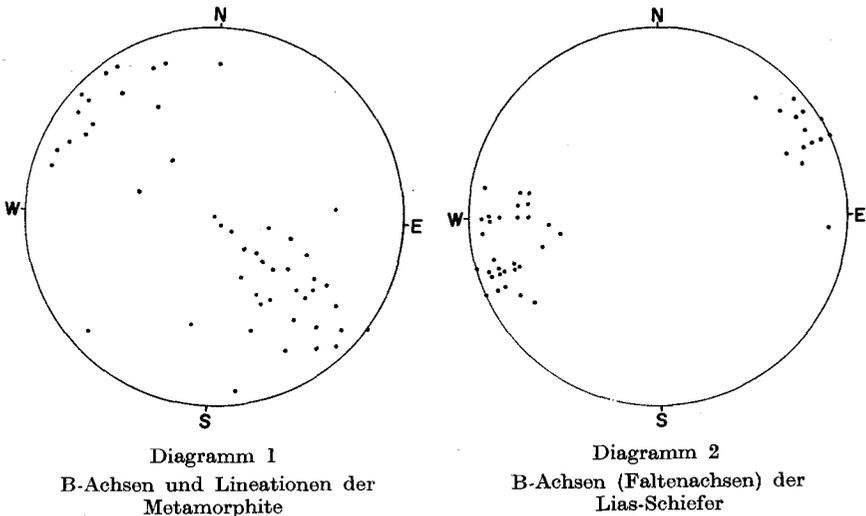


Fig. 5

Richtungsmäßig ganz analoge Faltenachsen und B-Lineationen sind auch den zum Lias gerechneten Tonschiefern und Slaten von Sahal aufgeprägt (vgl. Diagramm 2).

4. Mittel- bis Oberkreide und Tertiär

Mittel- und Oberkreide transgrediert an vielen Stellen über dem Kristallin. Sie ist also sicherlich nach einer einschneidenden Erosionsphase abgelagert worden. Zusammen mit dem überlagernden Tertiär ist sie noch mäßig stark verfaltet sowie durch Bruchtektonik gestört worden. Die Intensität der Tektonik, die die höhere Kreide und das Tertiär erfaßt hat, erreichte aber allem Anschein nach nicht jenen Grad an Durchbewegung wie bei den älteren Schichtfolgen einschließlich des Juras¹⁾.

Eine gewisse Ausnahme stellt dabei jene, z. T. leider von Schuttflächen verdeckte Zone dar, die sich zwischen die Metamorphite von Chah Shirin und dem unmetamorphen Paläo- und Mesozoikum im Nordwesten einschaltet. Hier dürfte eine sehr junge Störungszone erster Ordnung durchlaufen; eine Störungszone, die möglicherweise auch Wrench-Fault-Charakter haben könnte, wie es z. B. an ähnlichen Störungen im Raume Ozbak-Kuh—Shirgesht bekannt ist (A. RUTTNER et al., 1968).

5. Zum Metamorphosealter der epizonalen Komplexe

Von den früheren Bearbeitern dieses Gebietes wurde, ähnlich wie für die meisten Metamorphite in Zentraliran (A. GANSSER, 1955), ein spät jurassisches bis pre-mittelkretazisches Prägungsalter der metamorphen Komplexe angenommen. Daß unsere Neuuntersuchung dieser Deutung widerspricht, wurde bereits mitgeteilt (O. THIELE, 1965 und 1967). Unsere Argumente seien noch einmal herausgestellt:

1. Die Achsenpläne in den jurassischen Sedimenten einerseits und den metamorphen Serien andererseits zeigen eine markante Strukturdiskordanz; dies sowohl im Gebiet von Chah Shirin als auch bei Sahal²⁾. Die Faltenachsen und Lineationen der liassischen Sedimente verlaufen konform mit dem alpidischen Generalstreichen, die Achsen der Metamorphite nahezu senkrecht darauf. Da dieselbe Erscheinung in zwei, über 70 km voneinander entfernten Gebieten auftritt, kann eine lokale Ursache hierfür ausgeschlossen werden.

2. Die epizonal metamorphen Serien werden bei Sahal unter lokaler Entwicklung von Basalkonglomeraten von unmetamorphem bis anchi-metamorphem Lias²⁾ überlagert. Das Auftreten schwacher Metamorphose in den Basisschichten der liassischen Shemshak Formation verringert

¹⁾ Ob dies auf eine prae-mittelkretazische Faltungsphase (vgl. A. GANSSER, 1955) oder auf die verschiedene tektonische Position, also auf die mehr südliche Lage der transgredierenden jüngeren Sedimente, oder aber, was am wahrscheinlichsten ist, auf beide Faktoren zurückzuführen ist, müßte erst weiter untersucht werden.

²⁾ Die Einstufung der Tonschiefer-Sandsteinformation von Sahal als Shemshak Formation (= Lias) erfolgte, wie schon betont, nur nach lithologischem Befund. Die darauf aufgebauten Folgerungen gelten also vorbehaltlich der Richtigkeit dieser Einstufung. Eine Verwechslungsmöglichkeit bestünde jedoch fast nur mit der jung-paläozoischen Sardar Formation. In diesem Falle wäre dann ein triadisches Metamorphosealter der epizonalen Metamorphite von vornherein auszuschließen.

die Bedeutung der Liastransgression nicht, sondern weist nur darauf hin, daß der Grenzbereich zwischen den zwei mechanisch ungleichen Serien im Laufe der alpidischen Orogenese einer erhöhten tektonischen Beanspruchung unterworfen war.

Der epizonale Komplex von Sahal und der ihm metamorphose- und baustilmäßig analoge von Chah Shirin—Reshm kann demnach als vorliassisch eingestuft werden.

Ein weiterer und sehr wichtiger Anhaltspunkt wurde mit dem Korallenfund nördlich von Reshm gewonnen. Er belegt Altpaläozoikum (Silur oder Devon) innerhalb der Metamorphite, schließt also ein präkambrisches Alter des Komplexes aus und engt das Metamorphosealter auf die Zeitspanne zwischen Silur und Lias ein.

Die epizonalen Metamorphite von Chah Shirin—Reshm und Sahal könnten also dem kaledonischen oder dem variszischen Orogenzyklus, oder aber einer triassischen, prä-rhätischen orogenetischen Phase zugeschrieben werden. — Die Bedeutung triassischer, prä-rhätischer orogenetischer Bewegungen für weite Teile Zentral- und Ostirans hat jüngst erst J. STÖCKLIN (1968) herausgestrichen. Spuren einer variszischen Orogenese fand der Verfasser und seine Mitarbeiter im nördlichen Zagros (THIELE, 1965, 1967, 1968). Ihre regionale Bedeutung wird jedoch zur Zeit noch bestritten (J. STÖCKLIN, 1968). Die neuen Bearbeitungen paläozoischer Schichtfolgen im Elburs und in Ostiran durch Geologen des Geological Survey of Iran sowie der Züricher und Mailänder Schulen lieferten nämlich Gründe, in diesen Bereichen variszische (herzynische) Orogenstrukturen zu bezweifeln. Lediglich epirogenetische Bewegungen werden für diese Zeit angenommen (J. STÖCKLIN, 1968). Auch die Existenz einer kaledonischen Orogenese wird heute für Persien immer mehr angezweifelt. Früher galten unter anderem die Gorgan-Phyllite als Zeugen einer kaledonischen Gebirgsbildung (A. GANSSER, 1955, J. STÖCKLIN, 1960). Heute werden sie allerdings als Präkambrium aufgefaßt (J. STÖCKLIN, 1968).

Die Metamorphite von Chah Shirin—Reshm und ihre Analoga von Sahal könnten am ehesten als kaledonische Bildung gedeutet werden, da in ihrer unmittelbaren Nachbarschaft unmetamorphes Paläozoikum zumindest bis Oberdevon hinab auftritt. Zu großes Gewicht sollte man jedoch diesem Argument nicht beimessen, da zwischen den Metamorphiten und dem unmetamorphem Paläozoikum eine jüngere Störungszone durchlaufen dürfte, die eventuell früher weiter entferntes nahe aneinandergebracht haben könnte. Eine wesentliche Stütze für obige Deutung ist hingegen, daß unsere Metamorphite eine gewisse Äquivalenz zu den Gorgan-Schiefen zeigen, die einen ähnlichen Gesteinsbestand, den gleichen Metamorphosegrad und — zumindest in ihren westlichsten Ausläufern — ebenfalls NW-Achsen besitzen. Und die Gorgan-Schiefer werden — nach J. STÖCKLIN, 1960 — diskordant von Devonsandsteinen überlagert.

Zusammenfassend kann also gesagt werden, daß die Metamorphite von Chah Shirin—Reshm und ihre Äquivalente bei Sahal am wahrscheinlichsten während des kaledonischen Orogenzyklusses geprägt worden sind, ein variszisches oder triassisches Bildungsalter aber nicht ganz aus-

zuschließen ist. Teile der Metamorphite um Sahal sind einer älteren, höchstwahrscheinlich präkambrischen Orogenese zuzuschreiben. Es kann als gesichert angenommen werden, daß diese metamorphen Komplexe im Norden der Großen Salzwüste nicht, wie früher angenommen, früh-alpinen Faltungsphasen ihre Entstehung verdanken, sondern prä-alpine Strukturrelikte aus dem Untergrund der alpinen Gebirge Irans darstellen.

Nachtrag: Nach Fertigstellung des Manuskripts erreicht mich eine sehr wichtige Arbeit zu demselben Themenkreis: M. DAVOUDZADEH, K. SEYED-EMAMI und M. AMIDI (1969) konnten in den Nachlak Bergen bei Anarak (Zentral-Iran) aufgearbeitetes Material von den um Anarak auftretenden regionalmetamorphen Gesteinen in Geröllhorizonten paläontologisch datierbarer triassischer Schichtfolgen finden. Damit haben sie in eleganter Weise auch für das Anaraker Gebiet, von dem ja die Idee von einer weitreichenden (früh-)alpidischen Regionalmetamorphose in Zentral-Iran (BAIER, GANSSER) ihren Ausgang nahm, das vor-alpidische Alter der Regionalmetamorphose nachgewiesen.

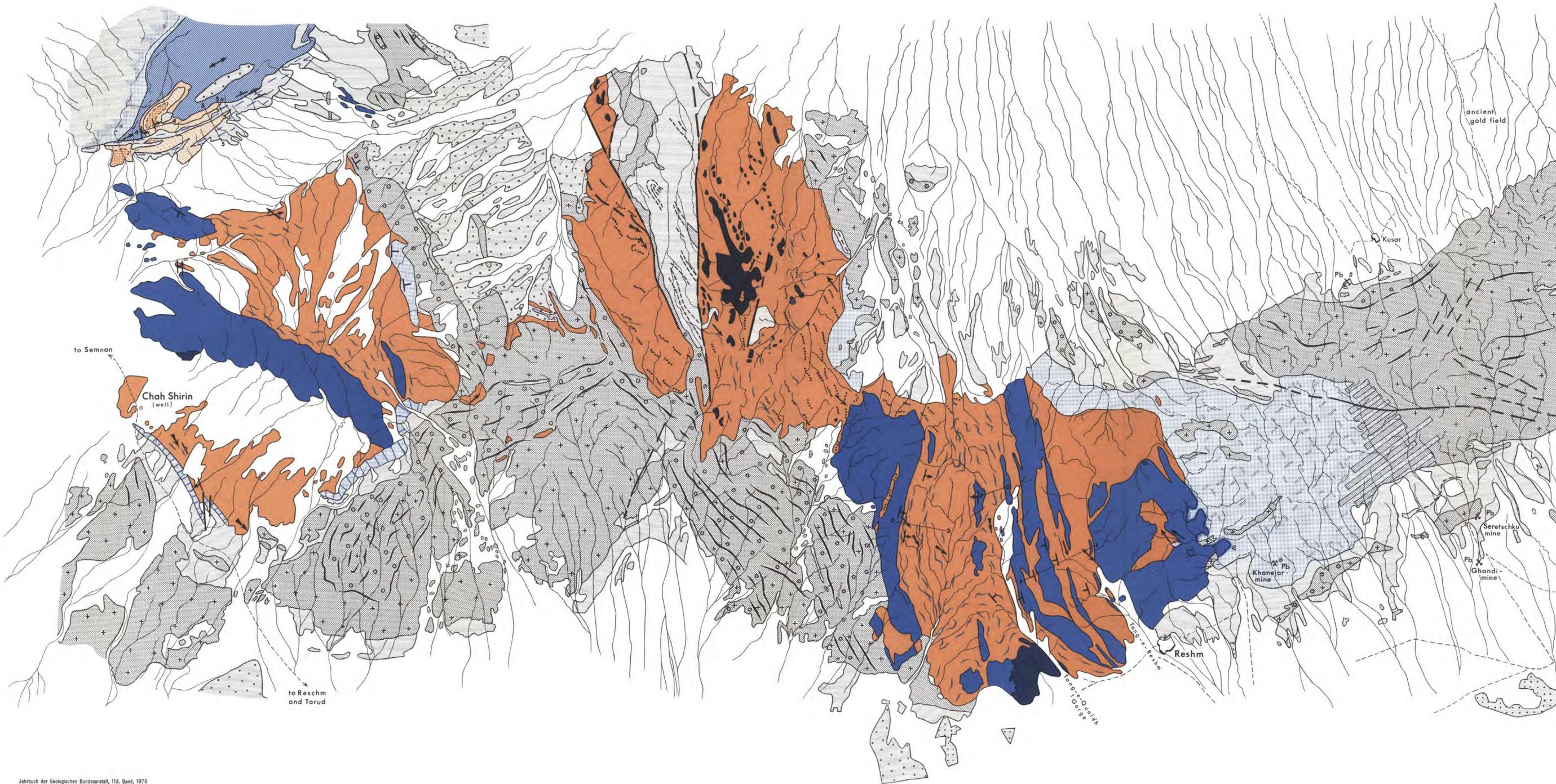
Literaturhinweise

- ASSERETO, R. (1966): The Jurassic Shemshak Formation in Central Elburz (Iran). — Riv. Ital. Paleont. Strat., V. 72, No. 4, p. 1133—1182, Milano.
- BAIER, E. (1940): Das iranische Binnenland östlich des Beckens von Nain-Jezd. — N. Jb. Min., Beilg. Bd. 83/1940, Stuttgart.
- DAVOUDZADEH, M., K. SEYED-EMAMI, and M. AMIDI (1969): Preliminary note on a newly discovered Triassic section northeast of Anarak (Central Iran), with some remarks on the age of the Metamorphism in the Anarak Region. — Geol. Surv. Iran, Note No. 51, 1969, 27 P, Teheran.
- GANSSER, A. (1955): New aspects of the geology in Central Iran. — Proc. 4th world Petrol. Congr., Sect. I/A/5, pap. 2., Rome, p. 279—300.
- HUBER, H., and J. STÖCKLIN (1956): Geological Report on the Torud — Molleman area. — N. I. O. C., G. R. 153, 1956 (unveröffentlicht), Teheran.
- HUCKRIEDE, R., M. KÜRSTEN & H. VENZLAFF (1962): Zur Geologie des Gebietes zwischen Kerman und Sagand (Iran). — Beih. Geol. Jb., 51 (Hannover) 197 p.
- NATIONAL IRANIAN OIL COMPANY (N. I. O. C.): Geological Map of Iran, 1 : 2,500,000. — Teheran, 1959.
- RUTTNER, A., M. NABAVI, and J. HADJAN (1968): Geology of the Shirgesht area (Tabas area, East Iran). — Geol. Surv. Iran Rep. No. 4, 1968 (Teheran) 133 p.
- RUTTNER, A., M. H. NABAVI and M. ALAVI (1969): Geology of the Ozbak-Kuh Mountains (Tabbas area, East Iran). — Geol. Surv. Iran, Rep. No. 5 (in preparation).
- STÖCKLIN, J. (1960): Ein Querschnitt durch den Ost-Elburz. — *Ecol. geol. Helv.*, Vol. 52, No. 2, p. 681—694, Basel.
- STÖCKLIN, J. (1968): Structural history and tectonics of Iran, a review. — *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.* Vol. 52, No. 7, July, 1968, p. 1229—1258, Tulsa.
- STÖCKLIN, J., M. NABAVI, and M. SAMIMI (1965 a): Geology and mineral resources of the Soltanieh mountains (Northwest Iran). — *Geol. Surv. Iran Rep.* No. 2., 1965, 44 p.
- STÖCKLIN, J., J. EFTEKHAR-NEZHAD, and A. HUSHMAND-ZADEH (1965 b): Geology of the Shatory range (Tabas area, East Iran). — *Geol. Surv. Iran Rep.* No. 3., 1965, 69 p.
- THIELE, O. (1965): Zum Alter der Metamorphose in Zentral-Iran. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 58. Bd., 1965 (1966), p. 87—101, Wien.
- THIELE, O. (1967): Bemerkungen zur tektonischen Karte von Iran. — *Verh. Geol. B. A.*, 1967, p. 128—135, Wien.
- THIELE, O. et al. (1968): Explanatory text of the Golpaygan Quadrangle Map 1 : 250,000. — *Geol. Surv. Iran*, 1968, *Geol. Quadr. No. E 7*, 24 p, Teheran.

GEOLOGISCHE KARTE DES GEBIETES CHAH SHIRIN-RESHM (IRAN) neu aufgenommen von O. THIELE und M. ALAVI (1964) unter Benützung einer unveröffentlichten Karte von H. HUBER und J. STÖCKLIN (1956)

GEOLOGICAL MAP OF THE AREA CHAH SHIRIN-RESHM (IRAN) mapped by O. THIELE and M. ALAVI (1964) by use of an unpublished map of H. HUBER and J. STÖCKLIN (1956)

0 1:100.000 10 km



LEGENDE INDEX

- Pliozän (Konglomerate)
Pliocene (Conglomerates)
- Oligozän und Miozän
Oligocene and Miocene
- Eozäne Sedimente (strichliert: Einschaltungen von Tuffiten und Effusiven)
Eocene sedimentary rocks (dashes: intercalations of tuffitic and volcanic rocks)
- Andesitische Effusiva (Altertiär)
Andesitic volcanic rocks (Early Tertiary)
- Agglomerate obiger Effusiva
Pyroclastic rocks and agglomerates
- Gänge und Gangschwärme von Andesiten und Dioritporphyriten (schematisiert)
Sills, dikes and dike swarms of andesitic and diorite-porphyrific rocks (schematized)
- Tektonische Mischserie (Kreide, Eozän, Grünschiefer, mögliche Einschaltungen von Paläozoikum)
Mixed series (Cretaceous, Eocene, metabasic, and possibly Paleozoic rocks)
- Oberkreide (Kalk und Mergel) stellenweise mit möglichen Anteilen von Altertiär
Upper Cretaceous (limestones and marls) may include Early Tertiary locally
- „Mittelkreide“ (Orbitolinenkalk)
Middle Cretaceous („Orbitolina Limestone“)
- Tieferer Jura (Shemshak Formation)
Lower Jurassic (Shemshak Formation)
- Trias (?) (Shatori Formation und Sorkh-shales ?)
Triassic (?) (Shatori Formation and Sorkh-shales ?)
- Perm (dunkle, fossilreiche Kalke) einschließlich undiffer. Paläozoikum
Permian (dark fossiliferous limestones) including undiff. Paleozoic formations
- Devon (Bahram-Kalk und Padeha Formation ?)
Devonian (Bahram Limestone and Padeha Formation ?)
- Serpentine
Serpentinites
- Kalkmarmor, z.T. = dolomitisch
Limestone marbles, partly dolomitic
- Dolomitmarmor
Dolomite marble
- Quarzite, Serizitschiefer, Phyllite und Kalkphyllite
Quartzites, sericitic shists, phyllites and calcareous phyllites
- Häufige Einschaltungen von Marmorlagen
Intercalations of marbles frequent
- Einschaltungen von Grünschiefern und Epidotamphiboliten
Intercalations of greenschists and epidote amphibolites

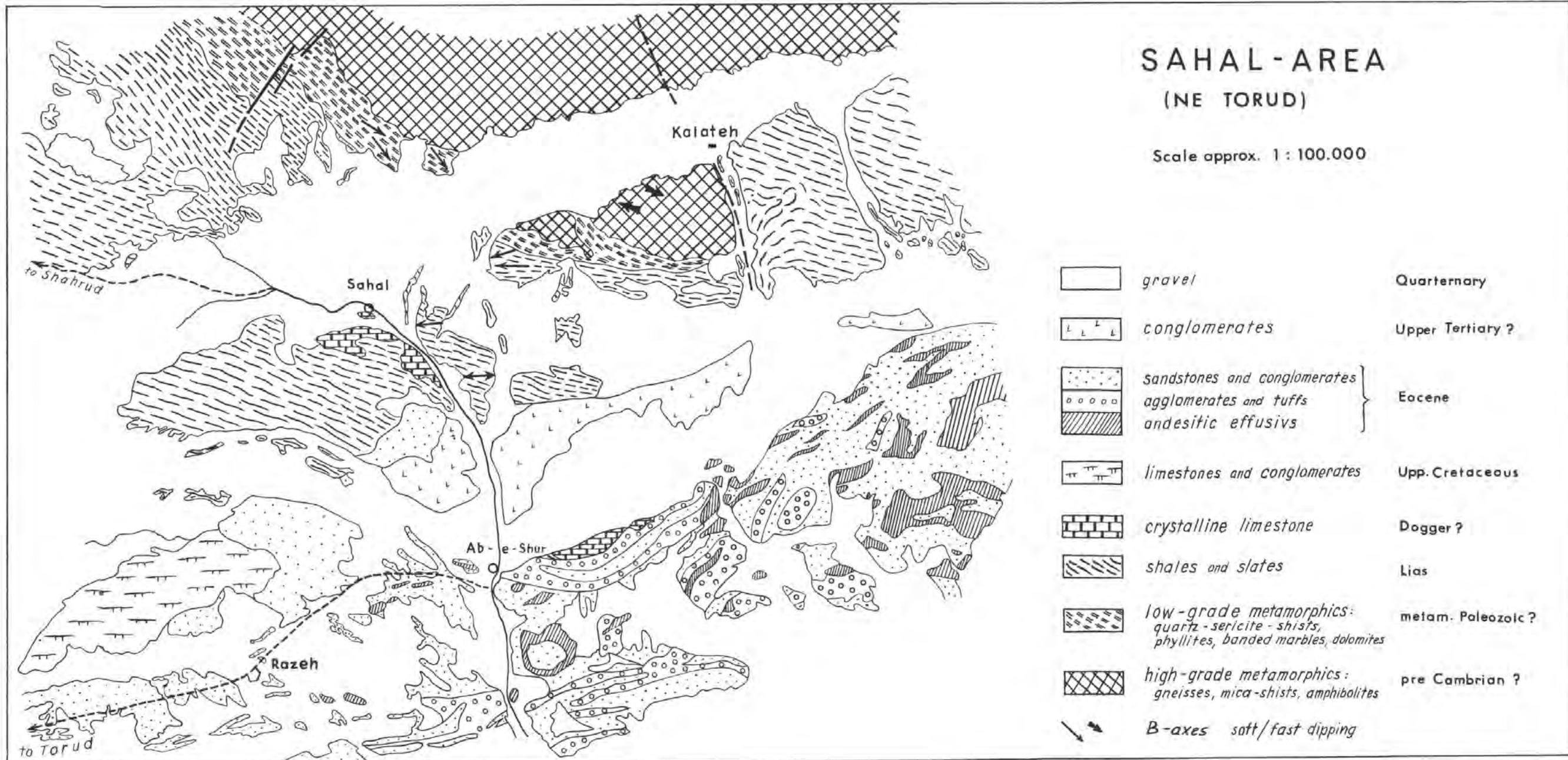
EINFALLEN / DIPS :

- flach
gentle
- mittel
medium
- steil
steep
- saiger
vertical

B-ACHSEN / B-AXES

- schwebend horizontal
horizontal
- flach
gentle
- mittelsteil
medium-steep

4 — 4 Profile



Die paläozoischen Korallenfaunen Ost-Irans

1. Rugose Korallen der Niur-Formation (Silur)

Von H. W. FLÜGEL & H. SALEH¹⁾

Mit 5 Textabbildungen und 4 Tafeln

Inhalt	Seite
Summary	267
Zusammenfassung	267
Einleitung	268
Beschreibung der Fauna	268
Stratigraphische Einstufung	295
Fundpunkte	297
Literatur	300

Summary

The type-section and the reference-section of the Niur-Formation of East-Iran (Ozbakuh area and Shirgesht area) can be subdivided on account of their rugose coral faunas in a lower "faunal-zone" with *Streptelasma*, *Grewingkia*, *Schlotheimophyllum*, *Tenuiphyllum* and *Paliphyllum* and an upper "faunal-zone" with *Microconoplasma*, *Cystiphyllum* (*Holmophyllum*), *Gyalophyllum* (*Gyalophyllum*), *Gyalophyllum* (*Coronoruga*), *Loyolophyllum*, *Strombodes* (*Kyphophyllum*), *Spongophylloides* (*Spongophylloides*), *Phaulactis* and *Holacanthia* (Textfig. 5). The age of the first "zone" is probably Llandovery, the age of the upper "zone" Ludlovian or Lochkovian.

Most of the coral species of the Niur-Formation are new forms and therefore of little value for zoogeographical investigations.

Zusammenfassung

Auf Grund der Rugosen-Fauna des Type- und des Reference-section der Niur-Formation Ost-Irans sowie einiger anderer Rugosenfunde aus dieser Formation aus den Gebieten Ozbakuh und Shirgesht kann diese Formation in zwei „Faunenzonen“ gegliedert werden. Die tiefere ist

¹⁾ Anschrift der Verfasser: Univ.-Prof. Dr. H. W. FLÜGEL, Abt. f. Paläont. & Hist. Geol., Univ. Graz, Austria. — Dr. H. SALEH, Directorate of Geological Research, Damascus, Fardossstr. 64, Syria.

durch das Auftreten von *Streptelasma*, *Tenuiphyllum*, *Paliphyllum* etc., die höhere durch cystiphyllide Rugosa, *Spongophylloides* etc. charakterisiert. Ihre Verteilung geht aus Abb. 5 hervor. Die Rugosengenera erlauben im Verein mit einigen Altershinweisen, die durch andere Tiergruppen (Stromatoporen, Conodonten, Brachiopoden) gewonnen wurden, eine Einstufung der unteren „Zone“ in das Llandovery, der oberen „Zone“ in den Bereich Ludlovium bis Lochkovium.

Da es sich fast durchwegs um neue Arten handelt, können keine zoogeographischen Aussagen gemacht werden.

Einleitung

1962 konnte H. FLÜGEL die ersten Rugosa aus dem Silur Ost-Irans beschreiben. Die Fundschichten wurden 1968 von A. RUTTNER et al. als Niur-Formation bezeichnet. Aus diesen Schichten konnte zwischen 1963 und 1965 von Dir. Dr. A. RUTTNER, Geol. Bundesanstalt Wien, im Zuge von Kartierungen für das Geological Survey of Iran weiteres Material aufgesammelt werden. Dazu kamen eigene (H. W. FLÜGEL) Aufsammlungen, die dank einer vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung Österreichs finanzierten und vom Geological Survey of Iran (Dir. Dr. N. KHADEM) in dankenswerter Weise ermöglichten und unterstützten Exkursion 1966 durchgeführt werden konnten.

Ein großer Teil dieser Materialien stammt aus zwei Typus-Profilen der Niur-Formation, die im Detail von A. RUTTNER et al. 1968 aufgenommen worden waren. Dadurch bot sich die Möglichkeit die Frage der Verwendung der Rugosa zur biostratigraphischen Gliederung der Niur-Formation zu prüfen. Über das Ergebnis dieser Untersuchung liegt bereits ein kurzer Vorbericht vor (H. SALEH 1969).

Über Lage und Geologie der Fundräume unterrichten die Arbeiten von A. RUTTNER, M. H. NABAZI & J. HAJIAN 1968 und A. RUTTNER (im Druck).

Das gesamte Material wurde in der Typensammlung der Abt. f. Paläontologie & Hist. Geologie der Universität Graz unter den Typen-Nummern UGP. 2626—2679 hinterlegt.

Beschreibung der Fauna

Die im folgenden beschriebenen Rugosa wurden 1969 erstmals in einer ungedruckten Arbeit von H. SALEH dargestellt. Unter Revision einzelner Teile wurde diese Arbeit von H. W. FLÜGEL für den Druck eingerichtet. Um die Verantwortung für die einzelnen Stellen zu kennzeichnen, wird der jeweilige Autor durch die Beifügung von (H. F.) bzw. (H. S.) angegeben.

Die im folgenden verwendeten Abkürzungen sind:

∅	= Durchmesser	D:ment	= Dissepiment
QS	= Querschliff	P:ment	= Praesepiment
LS	= Längsschliff	HS	= Hauptseptum
T:arium	= Tabularium	S. 1. O.	= Septen 1. Ordnung (Großsepten)
D:arium	= Dissepimentarium	S. 2. O.	= Septen 2. Ordnung (Kleinsepten)

Da die derzeitige Großsystematik der Rugosa sehr unbefriedigend und künstlich ist, werden im folgenden die Familien in alphabetischer Folge besprochen.

Ord. Rugosa EDWARDS & HAIME 1850

Fam. Cystiphyllidae EDWARDS & HAIME 1850

Subfam. Cystiphyllinae EDWARDS & HAIME 1850

Diagnose: Solitäre oder koloniebildende Rugosa mit blasig aufgelöstem Basalapparat und fehlendem oder in Form von Septaldornen ausgebildetem Septalapparat.

Verbreitung: Weltweit vom Mittel-Ordovicium bis in das Unter-Devon.

Cystilasma ZAPRUDSKAJA & IVANOVSKY 1942 (H. S.)

1962 *Cystilasma* ZAPRUDSKAJA & IVANOVSKY, S. 51

Typus-Art: *Cystilasma sibiricum* ZAPRUDSKAJA & IVANOVSKY 1962 aus dem Silur der Sibirischen Tafel.

Diagnose: Cystiphyllinae mit im Reifestadium reduziertem bzw. völlig fehlendem Septalapparat, blasig aufgelösten Tabulae und mehrreihigem D:arium.

Verbreitung: Bisher wurde diese Gattung aus dem Silur der Sibirischen Tafel und von Japan bekannt.

Cystilasma cf. *porfirievi* ZAPRUDSKAJA & IVANOVSKY 1962 (H. S.)

Taf. 1, Fig. 7; Taf. 2, Fig. 7

cf. 1962 *Cystilasma porfirievi* ZAPRUDSKAJA & IVANOVSKY, S. 52, Taf. 2, Fig. 2.

Material: Aus dem Raum ENE Kalshaneh stammt ein Handstück mit mehreren Coralliten. UGP. 2626 (64/AR/52/10).

Beschreibung: Die trochoiden Coralliten haben einen \varnothing von 6 bis 8 mm. Die Epithek zeigt eine sehr feine Querberippung. Der Basalapparat besteht aus wenigen Reihen (meist 2—4) länglich-konvexer, steilstehender Blasen im D:arium und blasig entwickelten Tabulae. Auf den Blasen des D:ariums können in den älteren Wachstumsstadien vereinzelt kurze Septaldorne sitzen, im Kelchbereich fehlen sie dagegen nahezu.

Bemerkungen: Die vorliegende Form unterscheidet sich von *C. porfirievi* durch ihre geringere Größe bei größeren D:amenten deutlich.

Cystiphyllum LONSDALE 1839 (H. S.)

Diagnose: Solitäre Cystiphyllinae mit mehr oder weniger gut entwickeltem Septalapparat aus Septaldornen.

Bemerkungen: H. FLÜGEL 1962 gliederte *Cystiphyllum* in die beiden Subgenera *Cystiphyllum* (*Cystiphyllum*) (incl. *Hedstroemophyllum*) und *Cystiphyllum* (*Holmophyllum*), wobei er sich auf die Ausbildung des T:ariums stützte. Er vereinigte dabei *Hedstroemophyllum* mit *C. (Cystiphyllum)*. Dem einen von uns erscheint es jedoch zweckmäßiger, WANG 1950

zu folgen und auch *Hedstroemophyllum* als Subgenus von *Cystiphyllum* aufzufassen, da die langen Septaldorne ein deutliches Unterscheidungsmerkmal bilden.

Cystiphyllum (Cystiphyllum) LONSDALE 1839 (H. S.)

1839 *Cystiphyllum* LONSDALE, S. 691

1962 *Cystiphyllum (Cystiphyllum)*; FLÜGEL, S. 296 (partim).

Typus-Art: *Cystiphyllum siluriense* LONSDALE 1839 aus dem Wenlockium von England.

Diagnose: Subgenus von *Cystiphyllum* mit fehlendem T:arium und kurzen Septaldornen.

Verbreitung: Bisher aus dem Silur von Europa, Asien und Australien beschrieben.

Cystiphyllum (Cystiphyllum) sp. (H. S.)

Material: Aus dem Raum ENE Kalshaneh liegen 5 Exemplare mit den Nr. UGP. 2627—2631 (64/AR/52/11, 12, 13, 15, 16) vor.

Beschreibung: Die Coralliten werden bis zu 35 mm lang und haben einen \varnothing von 15 bis 30 mm. Der Kelch ist trichterförmig. Die Septaldorne sind sehr kurz und nur wenig entwickelt. Das D:arium besteht aus bis zu 15 Reihen kleiner, ovaler und im LS wenig steil stehender bis fast horizontal liegender Blasen.

Bemerkungen: Eine Artzuweisung ist wegen des schlechten Erhaltungszustandes nicht möglich.

Cystiphyllum (Holmophyllum) WEDEKIND 1927 (H. S.)

1927 *Holmophyllum* WEDEKIND, S. 30

1962 *Cystiphyllum (Holmophyllum)*; FLÜGEL, S. 93

Typus-Art: *Holmophyllum holmi* WEDEKIND 1927 aus dem Silur von Gotland.

Diagnose: Subgenus von *Cystiphyllum* mit einem Basalapparat aus P:menten, D:menten und oft unvollkommen entwickelten, z. T. blasigen Tabulae. Septaldorne rhabdacanth.

Verbreitung: Vertreter dieses Subgenus wurden bisher aus dem Silur von Gotland, Iran, dem Altai, Zentral-Tadschikistans, Podoliens, S-Chinas und Australiens gemeldet, jedoch dürfte nur ein Teil der bisher aufgestellten 17 Arten tatsächlich *Cystiphyllum (Holmophyllum)* zuzurechnen sein.

Cystiphyllum (Holmophyllum) pauciseptatum n. sp. (H. F. & H. S.)

Taf. 3, Fig. 3, 4

Holotypus: Corallit Nr. UGP. 2632 (66/HF/90/3/1)

Locus typicus: Choh-e-Gerin, NW Shirgesht.

Stratum typicum: Top Niur Formation, zirka 30 m unter den Dolomiten der Padeha-Formation.

Derivatio nominis: pauci- (lat.) = wenig; nach der Beschränkung der Septaldorne auf die Randpartien des Coralliten.

Material: Neben dem Typus liegen noch zirka 25 Exemplare vom gleichen Fundort vor (UGP. 2633).

Diagnose: Art von *Cystiphyllum* (*Holmophyllum*) mit einem \varnothing von 20 bis 30 mm und zirka 40 auf die Randteile des Coralliten beschränkte Septaldorne.

Diff.-Diagnose: \varnothing und Anordnung der Septaldorne sind deutliche Unterscheidungsmerkmale gegenüber den meist schmäleren anderen Arten des Subgenus.

Beschreibung: Die Coralliten sind zylindrisch bis zylindrikonisch. Ihre Höhe kann bis zu 70 mm betragen. Der größte gemessene \varnothing liegt bei 30 mm. Die Epithek zeigt eine deutliche Längsstreifung und eine Querrippung.

Bei einem \varnothing von 15 mm ist das T:arium rund 8 mm breit. Es besteht aus z. T. langgestreckten, steilstehenden Blasen, z. T. aus in der Mitte nach unten gebogenen Tabulae. Das D:arium setzt sich aus rund 6—8 Reihen länglicher Blasen zusammen. Auf diesen Blasen sitzen nach oben innen gerichtete Dornen, die mehrere Blasenreihen durchbrechen. Sie sind auf die randliche Zone beschränkt wobei bei einem \varnothing von 22 mm zirka 40 Septaldorne gezählt wurden. Eine Unterscheidung in Ordnungen ist nicht möglich.

Gyalophyllum WEDEKIND 1927 (H. F.)

Diagnose: Solitäre Cystiphyllinae deren Septaldorne völlig oder weitgehend in basale Ablagerungen eingebettet sind. Der Basalapparat besteht aus P:menten, D:menten und bisweilen unvollkommenen, blasigen Tabulae.

Bemerkungen: Das Charakteristikum vorliegender Gattung ist die starke Entwicklung basaler Ablagerungen, die zu einer deutlichen Verdickung der Elemente des Basalapparates führt, wobei die Septaldorne völlig von den basalen Ablagerungen umhüllt sein können. WANG 1947 faßte das Genus als ein Subgenus von *Holmophyllum* WEDEKIND auf. Dagegen spricht einerseits die kräftige Entwicklung der basalen Ablagerungen, andererseits das Fehlen von Tabulae bei *Gyalophyllum* i. e. S. Dagegen hat die von WANG 1947 zu *Gyalophyllum* gerechnete Art „*G.*“ *mai* Tabulae. Sie entspricht damit nicht dem Aufbau des Typus *G. angelin* WEDEKIND, sondern dem des Genus *Coronoruga* STRUSZ 1961. Dieses zeigt ein deutliches T:arium sowie in basale Ablagerungen eingebettete Septaldorne, wobei bei der typischen Art diese basalen Ablagerungen auf den Grenzbereich D:arium/T:arium beschränkt sind. Vermutlich veranlaßte diese große Ähnlichkeit zwischen *Gyalophyllum* und *Coronoruga* IVANOVSKY 1965 beide Genera miteinander zu synonymisieren. Ich möchte ihm hierin nur insofern folgen, als ich die nahen morphologischen Beziehungen beider durch ihre Vereinigung in Gestalt zweier Subgenera ausdrücken möchte, die sich jedoch in einer unterschiedlichen Ausbildung des Basalapparates voneinander deutlich unterscheiden lassen.

Gyalophyllum (*Gyalophyllum*) WEDEKIND 1927 (H. F.)

1927 *Gyalophyllum* WEDEKIND, S. 64

1947 *Holmophyllum* (*Gyalophyllum*); WANG, S. 184

Typus-Art: *Gyalophyllum angelin* WEDEKIND 1927 aus dem Silur von Gotland.

Diagnose: Subgenus von *Gyalophyllum* WEDEKIND 1927 ohne sich deutlich abhebendem T:arium.

Verbreitung: Bisher aus dem Silur von Gotland und Zentral-Tadschikistans bekannt.

Gyalophyllum (Gyalophyllum) niurense n. sp. (H. F. & H. S.)

Taf. 3, Fig. 1, 2

Holotypus: Corallit UGP. 2634 (63/AR/60/13—15/3)

Locus typicus: Ghor-e-Zorch; Type section.

Stratum typicum: Niur-Formation, Silur.

Derivatio nominis: Benannt nach dem Namen der Fundschichten.

Diagnose: Kurzkegelige Art von *Gyalophyllum (Gyalophyllum)* mit breitem D:arium und kräftigen basalen Ablagerungen in den tieferen Wachstumsstadien.

Diff.-Diagnose: Die kräftigen basalen Ablagerungen und die Corallitenform unterscheiden die neue Art von der einzigen bisher beschriebenen Form dieses Subgenus.

Beschreibung: Die Coralliten haben bei einer Länge von zirka 55 mm einen Kelch- \varnothing von 28 mm. Die Form ist trochoid. Die Epithek zeigt eine Längsstreifung und eine feine Querrunzelung.

Der im Kelchstadium gelegene QS läßt 62 nichtdifferenzierte Septaldorne erkennen. Sie reichen bis zur Epithek und werden durch basale Ablagerungen seitlich miteinander verbunden.

Der Corallit ist von der Spitze bis knapp unter den Kelch mit basalen Abscheidungen erfüllt. Das D:arium wird bis 6,5 mm breit und besteht aus 4—8 Reihen steilstehender, länglicher Blasen. Die Septaldorne sind im LS nur mäßig nach oben gerichtet und reichen über mehrere Blasenreihen hinweg. Ihre Länge kann 3,5 mm erreichen.

Bemerkungen: Vorliegende Form unterscheidet sich von *Cystiphyllum* (?) *paucicystosum* FLÜGEL 1962 durch das breitere und besser entwickelte D:arium und durch die stärkeren basalen Ausscheidungen. Möglicherweise handelt es sich jedoch bei der genannten Art ebenfalls um einen Vertreter von *Gyalophyllum (Gyalophyllum)*.

Gyalophyllum (Coronoruga) STRUSZ 1961 (H. F.)

1961 *Coronoruga* STRUSZ, S. 327.

Typus-Art: *Coronoruga dripstonense* STRUSZ 1961 aus dem Silur von N. S. W.

Diagnose: Subgenus von *Gyalophyllum* WEDEKIND mit deutlicher Gliederung des Basalapparates in ein D:arium und ein T:arium.

Verbreitung: Das Subgenus wurde bisher nur aus dem Silur von New South Wales und dem Mittel-Silur von Yunnan (*G. [C.] mai* [WANG]) bekannt.

Gyalophyllum (Coronoruga) paucisclerenchymata n. sp. (H. F.)

Taf. 3, Fig. 5; Taf. 4, Fig. 5

Holotypus: Corallit UGP. 2635 (66/HF/84/2)

Locus typicus: Östlich Padeha.

Stratum typicum: Hangendanteil der Niur-Formation.

Derivatio nominis: pauci- (lat.) = wenig; nach dem relativ geringen Anteil basaler Ablagerungen.

Material: Im gleichen Handstück finden sich noch etwa 6 weitere Corallitenreste.

Diagnose: Art von *Gyalophyllum (Coronoruga)* mit zirka 20 mm \varnothing und nur unvollkommen entwickelten basalen Ablagerungen, die die Septaldorne umhüllen.

Diff.-Diagnose: Vorliegende Art unterscheidet sich von den beiden bisher beschriebenen durch die unvollkommene Entwicklung der basalen Ablagerungen.

Beschreibung: Die zylindrischen Coralliten werden bis über 45 mm lang, der größte \varnothing beträgt 20 mm. Das T:arium ist zirka 8 mm breit und besteht aus oft blasigen, unvollständigen Tabulae. Das D:tarium setzt sich aus 5—8 Blasenreihen zusammen. Die nach innen oben gerichteten Septaldorne erstrecken sich selten über mehr als 2—3 Blasenreihen. Meist sind sie auf eine Reihe beschränkt. Eine Unterscheidung verschiedener Ordnungen ist nicht möglich. Sie werden streckenweise durch basale Ablagerungen miteinander verbunden und teilweise völlig eingehüllt.

Gyalophyllum (Coronoruga) sp. (H. F. & H. S.)

Taf. 3, Fig. 6, 7

Material: Aus dem Raum E Dahan-e-Kolut, Niur-Formation, Reference section, liegen zirka 20 Coralliten mit der Nr. UGP. 2636 (64/AR/110/1—3) vor.

Beschreibung: Die Höhe der subzylindrischen Coralliten beträgt 25—45 mm, der \varnothing der trichterförmigen, scharfrandigen Kelche 15—22 mm. Die Kelchwand ist mit einzeilig angeordneten Septaldornen-Reihen besetzt. Die Epithek zeigt eine Längsstreifung und eine z. T. starke Querrippung.

Die Septaldorne durchbrechen mehrere Blasenreihen des aus 8—9 Reihen rundlicher Blasen bestehenden D:ariums. Die Dornen sind kräftig entwickelt und in Reihen angeordnet. Im QS treten sie in ringförmigen Zonen auf.

Bemerkungen: Die Zuordnung zu *G. (Coronoruga)* ergibt sich aus den stark entwickelten basalen Ablagerungen um das T:arium, in denen die Septaldorne eingebettet sind. Die Variationsbreite scheint bei der vorliegenden Form sehr groß zu sein, da in einem Handstück Coralliten mit und solche fast ohne basale Ablagerungen auftreten. Damit sind Übergänge zu *Cystiphyllum (Holmophyllum)* gegeben. Um dieses Problem zu klären, wäre mehr Material nötig. Es wird daher vorerst von der Aufstellung einer neuen Art Abstand genommen.

Microconoplasma IVANOVSKY 1965 (H. F.)1965 *Microconoplasma* IVANOVSKY, S. 122Typus-Art: *Microconoplasma crassa* IVANOVSKY 1965 aus dem Llandovery der Sibirischen Tafel.

Diagnose: Stockbildende Cystiphyllinae mit einem Basalapparat aus verschiedenen ausgebildeten, kräftig gebogenen D:menten, kurzen Septaldornen und basalen Ablagerungen.

Bemerkungen: Von der einzigen bisher bekannten Art dieses Genus bildete IVANOVSKY nur einen QS ab, sodaß eine Beurteilung erschwert ist. Nach der Beschreibung zu urteilen, handelt es sich um eine stockbildende cystiphyllinae Form, die zum Unterschied von *Nipponophyllum* SUGIYAMA 1940 bei zurücktretenden tabularen Elementen eine starke Betonung des dissepimentalen Basalapparates zeigt. Wieweit die basalen Ablagerungen von Bedeutung sind, kann nicht entschieden werden.

Verbreitung: Bisher nur aus dem Llandovery der Sibirischen Tafel bekannt.

Microconoplasma ? *coniseriata* n. sp. (H. F.)

Diagnose: Art des Genus *Microconoplasma* (?) mit deutlich entwickelten Septaldornen und stark zurücktretenden basalen Ablagerungen. Die Art kann nach ihrer Größe in zwei Unterarten gegliedert werden.

Diff.-Diagnose: Das starke Zurücktreten der basalen Ablagerungen unterscheidet die neue Art deutlich von *M. crassa* IVANOVSKY.

Bemerkungen: Die vorliegenden Formen wurden ursprünglich *Cystiphyllum* (*Holmophyllum*) zugerechnet. Dieses Subgenus umfaßt jedoch ausschließlich solitäre Formen. Keine der beiden bekannten stockbildenden Cystiphyllinae (*Microconoplasma*, *Nipponophyllum*) entspricht andererseits morphologisch völlig vorliegender Art. *Microconoplasma* hat kurze Septaldorne und deutliche basale Ablagerungen, *Nipponophyllum* ein gut entwickeltes T:arium. Eine genusmäßige Zuordnung kann daher nicht mit Sicherheit gegeben werden.

Microconoplasma ? *coniseriata coniseriata* n. ssp. (H. S.)

Taf. 1, Fig. 1, 2

1962 *Cystiphyllum* (*Holmophyllum*) sp. B — FLÜGEL, S. 299, Taf. 20, Fig. 2—3.

Holotypus: Corallum Nr. UGP. 2637 (63/AR/60/F—H/8).

Locus typicus: Ghor-e-Zorch, Type Section.

Stratum typicum: Niur-Formation, Silur.

Derivation nominis: Benannt nach den in kegelförmigen Zonen angeordneten Septaldornen.

Diagnose: Eine Unterart von *M. ? coniseriata* mit bis zu 30 mm dick werdenden Coralliten.

Diff.-Diagnose: Die neue Unterart unterscheidet sich durch ihre Größe von der zweiten Unterart.

Beschreibung: Die seitlich abschnittsweise miteinander verwachsenen Coralliten des büschelförmigen Corallums werden bis über 50 mm lang und haben einen \varnothing von 18 bis 30 mm. Im D:arium wechseln Zonen großer,

langgestreckter Blasen mit Zonen wesentlich kleinerer. Vor allem auf letzteren sitzen schräg nach oben innen gerichtet die bis 2,5 mm lang werdenden und mehrere Blasenreihen durchbrechenden Septaldorne. Eine Unterscheidung von Ordnungen ist nicht möglich. Im QS zeigt sich, daß die Dorne in kegelförmigen Zonen angeordnet sind.

Bemerkungen: Das von H. FLÜGEL 1962 als *Cystiphyllum* (*Holmophyllum*) sp. B. beschriebene Material entspricht vollkommen dem neuen Stock. Eine Benennung erscheint daher richtig.

Microconoplasma ? *coniseriata minor* n. ssp. (H. F. & H. S.)

Taf. 1, Fig. 3

1962 *Cystiphyllum* (*Holmophyllum*) *holmi*; FLÜGEL, S. 298, Abb. 4 b, c

Holotypus: Corallum Nr. UGP. 2638 (63/AR/02/1)

Locus typicus: Ghor-e-Zorch, Reference Section.

Stratum typicum: Niur-Formation, Silur.

Derivation nominis: minor (lat.): klein; nach der Corallitengröße.

Diagnose: Eine Unterart von *M.* ? *coniseriata* mit einem Coralliten- \varnothing von 8 bis 17 mm.

Diff.-Diagnose: Die neue Unterart unterscheidet sich durch ihre geringere Größe von der erstgenannten Unterart.

Beschreibung: Die bis 55 mm langen Coralliten des büschelförmig ausgebildeten Corallums sind seitlich miteinander verwachsen und haben einen \varnothing von 8 bis 17 mm. Das T:arium ist zirka 5 mm breit und besteht aus oft blasig entwickelten, unvollständigen Tabulae, wobei etwa 10 Böden auf 5 mm kommen. Das D:arium setzt sich aus etwa 7 Reihen langgestreckter Blasen, auf denen nach oben innen gerichtete bis 1,5 mm lange Septaldorne sitzen können, zusammen. Letztere gehen über mehrere Blasenreihen hinaus.

Bemerkungen: Die von H. FLÜGEL 1962 als *C.* (*Holmophyllum*) *holmi* beschriebene Form muß auf Grund ihrer Wachstumsform bei einer engeren Fassung von *Holmophyllum* von diesem Subgenus abgetrennt werden. Sie stimmt völlig mit vorliegender Form überein.

Fam.: Kodonophyllidae WEDEKIND 1927

Diagnose: Solitäre oder stockbildende Rugosa mit breiter septaler Stereozone, septobasaler Columella und fehlendem D:arium.

Bemerkungen: LECOMPTE 1952 und HILL 1956 faßten diese Fam. als Subfam. der Streptelasmatidae auf. Die breite septale Stereozone und die Ausbildung einer Axialstruktur aus selbständigen basalen Elementen und Septen spricht jedoch für die Eigenständigkeit der Kodonophyllidae.

Verbreitung: Weltweit. Oberes Ordovicium bis Devon.

Schlotheimophyllum SMITH 1945 (H. F.)

1945 *Schlotheimophyllum* SMITH, S. 18

?1961 *Cyatholasma* IVANOVSKY, S. 120

Typus-Art: *Fungites patellatus* SCHLOTHEIM 1820 aus dem Silur der Insel Gotland.

Diagnose: Solitäre Kodonophyllidae mit breiter septaler Stereozone, langen S. 2. O. und gut bis schlecht entwickelter septobasaler Columella.

Bemerkungen: Der Typus hat eine Axialstruktur, die aus eingedrehten S. 1. O., aufgebogenen Tabulae und basalen Ablagerungen besteht, wie der Vergleich der Abbildungen von SMITH 1945 und HILL 1956 zeigt. Eine sehr ähnliche Achsialstruktur scheint *Cyatholasma* IVANOVSKY zu haben, jedoch fehlt die Abbildung eines Längsschliffes um dies sicher sagen zu können. Auch der übrige Aufbau von *Cyatholasma* mit der breiten septalen Stereozone und den langen S. 2. O. entspricht dem von *Schlotheimophyllum*. Es erscheint daher möglich, daß beide Genera miteinander synonym sind.

Verbreitung: Bisher wurde das Genus aus dem Silur von Europa und (?) dem oberen Ordovicium des Salair beschrieben.

Schlotheimophyllum patelloides n. sp. (H. S.)

Taf. 4, Fig. 4

Holotypus: Corallit Nr. UGP. 2639 (64/AR/212/8)

Locus typicus: Kolut-e-Gaz, Nördl. Shirgesht, Reference Section.

Stratum typicum: Niur-Formation, Silur.

Derivatio nominis: Nach der patellaten (schalenförmigen) Form des Coralliten.

Material: Ein zweites Exemplar stammt aus dem Raum Ozbak-Kuh östlich des Gatch-Kuh. Nr. UGP. 2640 (63/AR/54/7).

Diagnose: Patellate Form mit zirka 50×2 Septen. Tabulae flach bis wenig aufgelöst.

Diff.-Diagnose: Die Art der septobasalen Columella und die Wachstumsform sind charakteristische Merkmale.

Beschreibung: Der patellate Corallit hat einen Apicalwinkel von über 90° . Seine Höhe beträgt 23 mm. Der \varnothing des breitrandigen Kelches mißt 43 mm. Der Kelchboden ist bis auf die knopfartig aufragende Columella flach. Die Epithek zeigt eine schwache Querrunzelung. Bei einem \varnothing von 25 mm ist die Zahl der Septen 51×2 . Sie sind peripher in einer Breite von zirka 6 mm derartig verdickt, daß sie hier miteinander verschmelzen und eine septale Stereozone bilden, die von den S. 2. O. kaum überragt wird. Axial bilden die langen S. 1. O. eine zirka 7 mm breite septobasale Columella, deren Aufbau sich im LS als eine knäuelartige Verdrehung der axialen Septenenden unter Beteiligung der flachen bis blasig aufgelösten Tabulae zeigt. D:mente fehlen.

Bemerkungen: Die breite septale Stereozone und die Art der Columella sind Hinweise auf die generische Zuordnung.

Schlotheimophyllum sp. (H. F.)

Material: Corallit UGP. 2641 (66/HF/96/16) aus den Basisteilen des Reference section der Niur-Formation NW Shirgesht.

Beschreibung: Der vermutlich ehemals zylindrische Rest eines Coralliten ist über 30 mm hoch bei einem \varnothing von zirka 75×50 mm. Das auffallendste Merkmal ist die etwa 20 mm breite septale Stereozone, die aus den miteinander verschmolzenen peripheren Anteilen der zirka 50×2 Septen

gebildet wird. Die S. 2. O. reichen kaum über diese Zone hinaus. Die S. 1. O. reichen bis in den axialen Raum, wo sie aufgelöst erscheinen und eine im Querschliff schwammig erscheinende Columella bilden.

Bemerkungen: Der Rest läßt keine sicheren Aussagen zu. Die breite Stereozone und die im QS schwammige Columella sprechen für eine Art von *Schlotheimophyllum*.

Fam. Lycophyllidae WEDEKIND 1927

Diagnose: Solitäre Rugosa mit Basalapparat aus D:menten und Tabulae, teilweise fiederförmiger Anordnung der Septen mit oft langem Hauptseptum, fehlender Axialstruktur und teilweise vorhandener Fossula. Septen zumindest in den frühen Wachstumsstadien teilweise verdickt.

Verbreitung: Weltweit, Ordovicium bis Devon.

Phaulactis RYDER 1926 (H. S.)

1926 *Phaulactis* RYDER, S. 392

1926 *Mesactis* RYDER, S. 390

1927 *Lycophyllum* WEDEKIND, S. 68

1927 *Lycocystiphyllum* WEDEKIND, S. 73

1927 *Neocystiphyllum* WEDEKIND, S. 77

1927 *Desmophyllum* WEDEKIND, S. 76

1928 *Semaiophyllum* VOLLBRECHT, S. 1

1933 *Phragmophyllum* SCHEFFEN, S. 36

1936 *Hercophyllum* JONES, S. 53

1940 *Lycophyllum* LANG, SMITH & THOMAS, S. 82

1940 *Lycocystiphyllum* LANG, SMITH & THOMAS, S. 81

1940 *Semaeophyllum* LANG, SMITH & THOMAS, S. 118

Typus-Art: *Phaulactis cyathophylloides* RYDER 1926 aus dem Wenlock der Insel Gotland.

Diagnose: Lycophyllidae deren Septenverdickung mit zunehmendem Wachstum abnimmt. Ebenso nimmt das HS an Länge ab. Es liegt zuletzt in einer Fossula.

Bemerkungen: Eine eingehende Diskussion des Genus findet sich in der Arbeit von MINATO 1961.

Verbreitung: Bisher wurde das Genus aus dem Mittel- bis Ober-Silur von N-Amerika, Eurasien und Australien beschrieben.

Phaulactis sp. (H. S.)

Taf. 2, Fig. 3

Material: Aus dem Raum westlich Niur, Type section der Niur-Formation, stammt der Corallit Nr. UGP. 2642 (63/AR/60/E/5).

Beschreibung: Der solitäre, trochoide leicht gebogene Corallit hat eine Länge von über 35 mm und einen größten \varnothing von über 25 mm. Die Epithel zeigt eine deutliche Querberippung und eine weniger deutliche Längsstreifung.

Der über 25 mm über der Corallitenspitze liegende QS mit einem \varnothing von 22 mm zeigt 33 S. 1. O. Es liegt ein *Mesactis*-Stadium vor. Die Septen setzen an einer bis zu 0,6 mm dicken Außenwand an und erreichen eine Länge von zirka $\frac{3}{4}$ des Radius. Die \varnothing des septenfreien Axialraumes

betragen 5×6 mm. Die S. 1. O. sind peripher auf eine Länge von zirka 2,5 bis 3,5 mm sehr dünn und erfahren dann eine speerblattartige Verdickung, die gegen das Zentrum zu wieder abnimmt. Wo diese Verdickung peripher beginnt, sind die Septen durch eine basale Anlagerung an eine D:ment-Reihe miteinander verbunden. Die S. 2. O. sind dünn und bleiben auf die äußere Zone beschränkt. Sie erreichen die verstärkte D:ment-Reihe nicht. Eine Fossula ist nicht erkennbar. Im LS besteht das Tabularium aus vollständigen oder zu einem blasigen Gewebe aufgelösten Tabulae. Das D:arium wird von wenigen Reihen länglicher und steilstehender Blasen gebildet.

Bemerkungen: Die speerblattartig verdickten Großsepten und das randliche D:arium ordnen die Form *Phaulactis* zu. Das Fehlen der Kenntnis über die Ontogenie gestattet keine nähere Zuordnung. Die steilstehenden, großen D:mente sind jedoch ein auffallendes Unterscheidungsmerkmal gegenüber den bisher beschriebenen Arten dieses Genus.

Fam.: Paliphyllidae SOSHKINA 1955

Diagnose: Solitäre Rugosa mit breitem D:arium, septobasaler Columella und Fossula.

Bemerkungen: 1955 stellte SOSHKINA die Familie Paliphyllidae auf. 1962 synonymisierte sie diese Familie mit der Fam. Cyathactidae SOSHKINA 1955. 1965 faßte sie IVANOVSKY als Subfam. der Fam. Ptychophyllidae DYBOWSKI auf. Von dieser trennt sie jedoch der Besitz einer septobasalen Columella, ein Merkmal, welches verknüpft mit dem Auftreten einer Fossula Familiencharakter hat.

Verbreitung: Bisher wurde die Familie aus dem Oberen Ordovicium bis Llandoveryum von Sibirien und Nordeuropa bekannt.

Paliphyllum SOSHKINA 1955 (H. F. & H. S.)

Diagnose: Einzelkoralle mit septobasaler Columella, offener Fossula mit langem, bis ins Zentrum reichendem HS., zwei Septenordnungen, D:arium mit bisweilen vereinzelt auftretenden P:menten und axial konvex aufgebohenen Tabulae.

Bemerkungen: Die von REIMAN 1956 aufgestellte Gattung *Sclerophyllum* ist, wie KALJO 1958, IVANOVSKY 1963 und NEUMAN 1968 zeigen konnten, mit *Paliphyllum* synonym. Ebenfalls sehr große Ähnlichkeit mit diesem Genus besitzt *Neopaliphyllum* ZHELTONOGOVA 1960, dessen Typus *N. soshkinae* von ZHELTONOGOVA 1960 ursprünglich als neue Art von *Paliphyllum* betrachtet wurde. Der Hauptunterschied liegt im Auftreten von Carinae und der stärkeren Verdickung der als Medianplatte der septobasalen Columella ausgebildeten axialen Verlängerung des HS. bei *Neopaliphyllum*. Beide Merkmale berechtigen jedoch kaum zur Aufstellung einer eigenen Gattung. Die Zusammenziehung beider Genera in Form von Subgenera erscheint daher gerechtfertigt.

Verbreitung: *Paliphyllum* wurde bisher aus dem oberen Ordovicium und unteren Silur der Sibirischen Tafel, Estlands und Schwedens bekannt.

Paliphyllum (Paliphyllum) SOSHKINA 1955 (H. S.)1956 *Paliphyllum* SOSHKINA, S. 1211956 *Sclerophyllum* REIMAN, S. 37Typus-Art: *Paliphyllum primarium* SOSHKINA 1955 aus dem oberen Ordovicium der Sibirischen Tafel.Diagnose: *Paliphyllum* ohne Carinae und ohne starker Verdickung des Medianseptums der septobasalen Columella.

Verbreitung: Bisher aus dem Oberen Ordovicium bis Llandoveryum der Sibirischen Tafel, des Baltikums und von Schweden beschrieben.

Paliphyllum (Paliphyllum) oblongaecystosum n. sp. (H. S.)

Taf. 1, Fig. 4, 5

Holotypus: Corallit Nr. UGP. 2643 (66/HF/94/14)

Locus typicus: Dahan-e-Kolut, Reference Section.

Stratum typicum: Niur-Formation, Silur.

Derivatio nominis: oblongus (lat.) — länglich, cysta (lat.) — die Blase; nach den länglichen D:menten.

Material: Insgesamt liegen 17 Exemplare mit den Nr. UGP. 2644—2651 (64/AR/112/21; 64/AR/212/4; 64/AR/115/3; 66/HF/96/15, 66/HF/94/17, 18) vor.

Diagnose: Subkonische Form mit einem Kelch- \varnothing von zirka 45 mm und 55×2 Septen. Die Columella nimmt einen schmalen Raum ein.

Diff.-Diagnose: Charakteristisch sind die mittelgroßen bis großen, länglich-ovalen D:mente.

Beschreibung: Die solitären Coralliten sind subkonisch. Ihre Epithek zeigt eine feine Längsstreifung und zahlreiche Querrippen. Sie werden bis über 60 mm hoch, wobei ihr Kelch- \varnothing um 45 mm, maximal bis über 55 mm beträgt.Bei einem \varnothing von 33 bzw. 37 mm finden sich 55×2 bzw. 58×2 Septen. Die S. 1. O. sind an der Peripherie leicht verdickt. Sie reichen fast bis in das Zentrum. Hier ist eine septobasale Columella entwickelt. Die S. 2. O. erreichen zirka $\frac{3}{4}$ der Länge der S. 1. O. Ihr inneres Ende ist meist frei, seltener sind sie mit den benachbarten S. 1. O. in Kontakt. Die Fossula ist lang und schmal.

Im LS sind die Tabulae median konvex nach oben gezogen und z. T. blasig aufgelöst. Sie bilden hier mit den axialen Enden der S. 1. O. eine septobasale Columella. Das D:arium besteht aus durchschnittlich 6 Reihen mittelgroßer bis großer, länglich-ovaler und gegen die Achse leicht geneigter D:mente.

Bemerkungen: Die neue Art zeigt eine große Ähnlichkeit zu *P. (P.) medius* IVANOVSKY, von der sie sich durch die Ausbildung der Blasen und die kleinere Zahl der D:ment-Reihen unterscheidet.

Fam. Spongophyllidae DYBOWSKI 1873

Diagnose: Solitäre und koloniebildende Rugosa mit pseudoradial angeordneten Septen, P:menten und meist vollständigen, horizontalen oder gewellten Tabulae. Axialstruktur und Fossula fehlt.

Bemerkungen: Die Erweiterung der von BIRENHEIDE 1962 gegebenen Diagnose um solitäre Formen ermöglicht die Einbeziehung von *Kyphophyllum* WEDEKIND. Damit wird die Familie Kyphophyllidae WEDEKIND zu einem jüngeren Synonym von Spongophyllidae DYBOWSKI.

Verbreitung: Weltweit, Silur und Devon.

Strombodes SCHWEIGGER 1819 (H. F. & H. S.)

Diagnose: Solitäre oder koloniebildende Rugosa mit großen P:menten und einem T:arium aus horizontalen oder seitlich und axial eingedellten, z. T. auch blasig ausgebildeten Tabulae.

Bemerkungen: *Strombodes* SCHWEIGGER und *Kyphophyllum* WEDEKIND zeigen sehr große morphologische Ähnlichkeit. Zahlreiche Autoren, wie SMITH 1945, WANG 1950, LECOMPTE 1952 und IVANOVSKY 1965, haben daher beide miteinander vereinigt, während HILL 1956, KALJO 1958 und SOSHKINA et al. 1962 an der Selbständigkeit beider festhielten. Der Hauptunterschied liegt in der Wuchsform. Während *Strombodes* eine phaceloid bis cerioid wachsende Stockkoralle ist, handelt es sich bei *Kyphophyllum* um eine Einzelkoralle. Es erinnert dies an die Gegebenheiten bei *Stringophyllum* und *Sociophyllum* bei den Stringophyllidae. Dementsprechend scheint es richtig, auch *Strombodes* und *Kyphophyllum* als Subgenera zusammenzufassen.

Verbreitung: *Strombodes* wurde bisher aus dem Silur von Europa, Asien und Nord-Amerika beschrieben.

Strombodes (Strombodes) SCHWEIGGER 1819 (H. F. & H. S.)

1819 *Strombodes* SCHWEIGGER, S. 6

Typus-Art: *Madrepora stellaris* LINNE 1758 aus dem Silur von Gotland.

Diagnose: Phaceloide bis cerioide Vertreter des Genus *Strombodes* SCHWEIGGER.

Bemerkungen: Nach DYBOWSKI 1873 soll sich das von ihm aufgestellte Genus *Donacophyllum* in erster Linie von *Strombodes (Strombodes)* durch blasige Tabulae unterscheiden. Dies trifft nach der Beschreibung und Abbildung, die KALJO 1958 gab, vor allem für die Typus-Art *D. middendorffi* zu, während, wie bereits HILL 1956 zeigen konnte, „*Donacophyllum schrenki* DYBOWSKI sicher zu *Strombodes (Strombodes)* zu stellen ist. Da eine Neuuntersuchung der Typus-Art, gestützt auf den Holotypus von *D. middendorffi*, fehlt, muß die Frage einer Synonymie von *Donacophyllum* und *Strombodes (Strombodes)* weiterhin offen gelassen werden.

Strombodes (Strombodes) socialis (SOSHKINA 1955) ? (H. S.)

Taf. 2, Fig. 1, 2

?1955 *Cyathactis socialis* SOSHKINA, S. 124, Taf. 12, Fig. 2.

1965 *Strombodes socialis* (SOSHKINA) — IVANOVSKY, S. 116, Abb. 76, Taf. 31, Fig. 2, Taf. 32, Fig. 1.

Material: Aus dem Raum von Ozbak-Kuh, E Gatch-Kuh stammen 5 Stücke mit den Nrn. UGP. 2652, 2653 (63/AR/54/1/1/1 und 63/AR/54/7/1—4).

Beschreibung: Die phaceloiden Stöcke bestehen aus mehr oder minder runden Coralliten mit einer Höhe von 45 bis 60 mm und einem \varnothing von 20 bis 30 mm. Ihre Außenseite zeigt eine feine vertikale Epithelstreifung und deutliche Querwellen.

Bei zirka 20 mm \varnothing können 35 \times 2 Septen gezählt werden. Die S. 1. O. reichen bis in die Nähe des Corallitenzentrums, wobei ein längeres Septum (HS?) deutlich hervorgehoben ist. Die S. 2. O. sind kaum halb so lang wie die S. 1. O. Sie können peripher als kurze Platten entwickelt sein. Randlich können 1—3 P:ment-Reihen beobachtet werden. Eine durchlaufende lonsdaloide Blasenzone ist jedoch meist nicht vorhanden.

Der LS zeigt ein aus meist 1—3 Blasenreihen bestehendes D:arium. Das T:arium besteht aus in ihrem axialen Abschnitt leicht gewellten Tabulae. Sie können z. T. unvollständig und blasig sein. Randlich werden die Tabulae deutlich gegen das D:arium zu abgebogen.

Bemerkungen: Die vorliegenden Stöcke stimmen weitestgehend mit der von IVANOVSKY 1965 abgebildeten Form überein. Es erscheint jedoch nicht gesichert, daß diese Form tatsächlich mit „*Cyathactis*“ *socialis* SOSHKINA synonym ist, da diese Art nach der Beschreibung und der Abbildung von SOSHKINA eine deutliche geschlossene Cardinal-Fossula zeigen soll, ein Merkmal, welches sowohl dem iranischen Material als auch dem von IVANOVSKY fremd ist.

Von den übrigen phaceloiden Arten von *Strombodes* (*Strombodes*) unterscheidet sich die vorliegende Form durch ihren großen Durchmesser und die hohe Septenzahl.

Strombodes (*Kyphophyllum*) WEDEKIND 1927 (H. F.)

1927 *Kyphophyllum* WEDEKIND, S. 19

1940 *Cyphophyllum* LANG, SMITH & THOMAS, S. 47

Typus-Art: *Kyphophyllum lindströmi* WEDEKIND 1927 aus dem Silur von Gotland.

Diagnose: Solitäre Form des Genus *Strombodes* SCHWEIGGER 1819.

Bemerkungen: Wieweit die von WEDEKIND 1927 u. a. als *Pilophyllum* beschriebenen Formen zu *Kyphophyllum* bzw. *Strombodes* gestellt werden müssen (z. B. *P. munthi*), müßte durch Neuuntersuchung geklärt werden.

Strombodes (*Kyphophyllum*) *conicum* (WEDEKIND 1927) (H. S.)

Taf. 4, Fig. 1

1927 *Kyphophyllum conicum* WEDEKIND, S. 20, Taf. 27, Fig. 4, 6, 15.

1962 *Kyphophyllum conicum* WEDEKIND --- SOSHKINA et. al., Taf. 11, Fig. 1.

Material: Aus dem Raum westlich Niur, Type Section der Niur-Formation, liegt ein Corallit mit der Nr. UGP. 2654 (63/AR/60/13—15/4) vor.

Beschreibung: Der zylindrokonische Corallit hat bei einer Länge von 55 mm einen \varnothing von 32 mm. Die Epithel ist mit Querrunzeln bedeckt. Die 33 S. 1. O. reichen fast bis in das Zentrum, wo sie einen kleinen septenfreien Medianraum frei lassen. Peripher enden sie an den P:menten, die eine aus 2—3 Reihen bestehende Randzone bilden. Die S. 2. O. sind als kurze Platten ausgebildet und sowohl in der Randblasen-Zone als auch

an den innersten Blasenreihen entwickelt. Die Tabulae sind horizontal bis leicht gewellt und randlich abwärts gebogen. Das D:arium besteht aus 5—6 Reihen länglicher, steilstehender Blasen.

Verbreitung: Die Art wurde aus dem Silur der Insel Gotland und von der Sibirischen Tafel bekannt.

Strombodes (Kyphophyllum) ? sp. (H. S.)

Taf. 2, Fig. 6

Material: Aus dem Raum Ghor-e-Zorch, Type Section, liegt ein Corallit mit Nr. UGP. 2655 (63/AR/76/3) vor.

Beschreibung: Der trochoide Corallit hat eine Länge von 36 mm und einen maximalen \varnothing von 18 mm. Die Epithek zeigt eine feine vertikale Streifung und eine kräftige Querrunzelung.

Bei einem \varnothing von 13 mm sind 19, bei einem \varnothing von 18 mm 24 S. 1. O. vorhanden. Sie sind verdickt und reichen fast bis in das Zentrum. Peripher findet sich eine P:ment-Zone aus länglichen, großen, unregelmäßigen Blasen. Die S. 2. O. sind kurz. Sie liegen teils in der peripheren P:ment-Zone, teils zwischen den S. 1. O.

Im LS besteht das D:arium aus 1 bis 6 Reihen steilstehender, ovaler bis länglicher Blasen. Das T:arium ist zirka 8 mm breit. Die Tabulae sind meist unvollständig und bilden längliche, horizontal liegende Blasen. Die durchschnittliche Entfernung benachbarter Tabulae beträgt 0,9 bis 1,4 mm.

Bemerkungen: Das auffallende Merkmal ist die Verdickung der S. 1. O. innerhalb der Randblasenzone. Sie konnte bei keiner der bisher bekannten Arten von *Strombodes (Kyphophyllum)* festgestellt werden. Da nur ein Corallit vorliegt, erscheint die Aufstellung einer neuen Art verfrüht.

Spongophylloides MEYER 1881 (H. F.)

Diagnose: Solitäre Rugosa mit oder ohne deutlich ausgebildeter lonsdaloider Randzone im Reifestadium. P:mente immer vorhanden.

Bemerkungen: 1881 wurde von MEYER auf Grund eines nur ungenügend erhaltenen Exemplares aus einem Diluvialgeschiebe mit der einzigen Art *S. schumanni* das Genus *Spongophylloides* aufgestellt. Es ist dadurch charakterisiert, daß der Basalapparat aus vereinzelt auftretenden P:menten, normalen D:menten und langgezogenen D:menten besteht. Tabulae fehlen fast völlig. Die Septen reichen bis in das Zentrum bzw. randlich — soweit nicht P:mente auftreten — bis an die Epithek.

Dieses Genus wurde 1882 von LINDSTRÖM in *Actinocystis* umbenannt, da er der Ansicht war, daß die Schreibweise von *Spongophylloides* unrichtig sei. Gleichzeitig synonymisierte er *S. schumanni* mit „*Cystiphyllum*“ *grayi* EDWARDS & HAIME. Diese Synonymisierung wurde auch dann weitergeführt, als es sich herausstellte, daß die Umbenennung irrtümlich erfolgt war (LANG & SMITH 1927, BUTLER 1934, LANG, SMITH & THOMAS 1940). Bei *Actinocystis grayi* handelt es sich um eine Form mit einer stark ausgebildeten lonsdaloiden Randzone im Reifestadium, bei *Spongophylloides*

schumanni dagegen fehlt ein derartiger Kranz. Bereits WEDEKIND 1927 unterschied daher bei *Actinocystis* (= *Spongophylloides*) zwei Gruppen, nämlich eine um *A. grayi* und eine andere, bei der die Septen meist bis an die Epithek reichen, um *A. perfecta*.

Daß beide Gruppen generisch eng zusammengehören, zeigt die Tatsache, daß im Jugendstadium bei beiden die Septen bis an die Epithek reichen, sich dann jedoch bei der *grayi*-Gruppe rasch von dieser vollkommen lösen, während sie bei der *schumanni-perfecta*-Gruppe dies nur sehr unvollkommen tun, sodaß sich beide Gruppen erst im Reifestadium deutlich voneinander trennen lassen. Diese Entwicklung läßt es gerechtfertigt erscheinen, ihr durch die Errichtung zweier Subgenera Rechnung zu tragen:

1. *Spongophylloides* (*Spongophylloides*): Typus *S. schumanni*; im Reifestadium fehlt eine ausgeprägte lonsdaloide Randzone,

2. *Spongophylloides* (*Actinocystis*): Typus *S. (A.) grayi*; im Reifestadium tritt eine ausgeprägte lonsdaloide Blasenzone auf.

Die systematische Zuordnung des Genus schwankt stark. WEDEKIND 1927 errichtete eine eigene Familie Actinocystidae. Ihm schlossen sich SOSHKINA et al. 1962 an. WANG 1950 ordnete es, ebenso wie *Strombodes* und *Spongophyllum*, der Subfam. Endophyllinae zu. HILL 1956 stellte es zur Familie Ptenophyllidae, IVANOVSKY 1965 zur Familie Neocystiphyllidae. Unter Berücksichtigung und starker systematischer Wertung der P:mente und des lonsdaloiden Blasenringes scheint die von WANG angeführte Verknüpfung mit *Spongophyllum* und *Strombodes* gerechtfertigt. Damit ergibt sich eine Zuordnung zu Spongophyllidae DYBOWSKI.

Spongophylloides (*Spongophylloides*) MEYER 1881 (H. F.)

1881 *Spongophylloides* MEYER, S. 121

Typus-Art: *S. schumanni* MEYER 1882 aus einem vermutlich silurischen Diluvialgeschiebe.

Diagnose: Solitäre Rugosa mit im Reifestadium nur vereinzelt auftretenden P:menten und fehlendem lonsdaloidem Blasenring.

Bemerkungen: Neben der Typusart gehören diesem Subgenus noch *S. (S.) perfecta perfecta* WEDEKIND, *S. (S.) perfecta conica* ROZKOWSKA, *S. (S.) intermedia* ROZKOWSKA (falls es sich hierbei nicht um ein jüngeres Synonym von *S. (S.) schumanni* handeln sollte), *S. (S.) mirabilis* (SYTOVA) und *S. (S.) „dubroviensis“* (SYTOVA) non *Dubrovia dubroviensis* ZHELTONO-GOVA an. *Spongophylloides cockei* SUTHERLAND dürfte dagegen zu einer anderen Gattung zu stellen sein. Dasselbe gilt für *S. (?) thomasi* HILL & JONES.

Verbreitung: Das Subgenus wurde bisher aus dem Silur von Gotland, Podolien, dem Swiety Krzyz Gebirge Polens und dem Salair bekannt.

Spongophylloides (*Spongophylloides*) *mirabilis* (SYTOVA 1968)
(H. F. & H. S.)

Taf. 4, Fig. 2, 3

1968 *Grypophyllum mirabilis* n. sp. — SYTOVA, S. 65, Taf. 5, Fig. 4, 5.

Material: Aus dem Raum Ghor-e-Zorch, Type section, Niur-Formation, wurden zwei Coralliten UGP. 2656, 2657 (63/AR/76/1, 2) untersucht.

Beschreibung: Die zylindrischen Coralliten haben einen \varnothing von 12 bis 14 mm. Die 56—57 Septen sind leicht gewellt und können vereinzelt mit großen Carinen versehen sein. Sie erreichen fast stets die Epithek. 12—14 Septen reichen bis in das Zentrum und sind leicht verdickt. Die S. 2. O. sind merklich kürzer. Ihre Zahl beträgt 17—19. Dazu kommen weitere Septen 3. und 4. O. Sie werden nur 1,4—3,5 mm lang, während die S. 2. O. bis 5,2 mm lang sind. Das D:arium ist teilweise sehr breit und besteht aus 3—8 Reihen länglicher, steilstehender Blasen. Das T:arium nimmt einen engen medianen Raum ein.

Verbreitung: Nach SYTOVA 1968 kommt die Art im Borshchov-Horizont (= hohes Ludlovium) von Podolien vor.

Tenuiphyllum SOSHKINA 1937 (H. S.)

1937 *Tenuiphyllum* SOSHKINA, S. 31

Typus-Art: *Tenuiphyllum ornatum* SOSHKINA 1937 aus dem Wenlock des Urals.

Diagnose: Cerioide bis phaceloide Spongophyllidae mit abschnittsweise entwickelten P:menten und bis ins Zentrum reichenden S. 1. O., die hier mit den axial stark aufgewölbten Tabulae axialstruktur-ähnliche Bildungen erzeugen können.

Bemerkungen: SOSHKINA et al. 1962 synonymisierte dieses Genus mit *Kyphophyllum* WEDEKIND. Bei diesem Subgenus von *Strombodes* (vgl. S. 280), handelt es sich jedoch um solitäre Formen mit völlig anderer Ausbildung der Tabulae. Letzteres Merkmal unterscheidet *Tenuiphyllum* auch von *Strombodes* (*Strombodes*).

Verbreitung: Bisher aus dem mittleren Silur des Urals und der Sibirischen Tafel bekannt geworden.

Tenuiphyllum spinosum n. sp. (H. S.)

Taf. 2, Fig. 5

Holotypus: Corallum Nr. UGP. 2658 (64/AR/212/2)

Locus typicus: Kolut-e-Saz, N Shirgesht, Reference Section.

Stratum typicum: Limestone below White Quarzite, Niur-Formation.

Diagnose: Art des Genus *Tenuiphyllum* mit einem \varnothing der Coralliten bis zu 30 mm und 28×2 Septen.

Diff.-Diagnose: Vorliegende Form unterscheidet sich von den bisher beschriebenen Arten des Genus durch den größeren Wuchs, das engere D:arium, die großen D:mente und die teilweise blasig aufgelösten Tabulae.

Beschreibung: Die Länge der Coralliten des cerioiden bis phaceloiden Stockes liegt um 35 mm, der Kelchdurchmesser schwankt zwischen 15 und 30 mm.

Bei einem \varnothing von 22 mm finden sich zirka 28×2 Septen. Die S. 1. O. reichen teilweise bis in das Zentrum. Peripher können sie durch große P:mente von der Epithek getrennt werden. Die Größe letzterer nimmt von außen nach innen ab. Die S. 2. O. sind $\frac{1}{2}$ bis $\frac{1}{3}$ so lang wie die S. 1. O.

Die Tabulae sind vollständig und z. T. blasig entwickelt. Das D:arium besteht aus 1—2 Reihen großer ovaler Blasen. Axial sind die Tabulae teilweise steil nach oben gezogen, sodaß sie hier zusammen mit den langen S. l. O. eine columellaähnliche Struktur bilden.

Fam. *Stauriidae* EDWARDS & HAIME 1850

Diagnose: Koloniebildende Rugosa mit fehlendem oder schlecht entwickeltem D:arium. Tabulae meist vollständig und horizontal. Fossula und Axialstruktur fehlt. 2 Septenordnungen.

Verbreitung: Weltweit. Ordoviciem bis Karbon (?).

Loyolophyllum CHAPMAN 1914 (H. S.)

1914 *Columnaria* (*Loyolophyllum*) CHAPMAN, S. 306

1939 *Loyolophyllum*; HILL, S. 239

Typus-Art: *Columnaria* (*Loyolophyllum*) *cresswelli* CHAPMAN 1914 aus dem Unter-Devon von Australien.

Diagnose: Cerioide Stauriidae mit dünnen Septen, meist horizontalen Tabulae und nur sporadisch einreihig entwickeltem D:arium aus D:menten und einzelnen P:menten.

Bemerkungen: Der Hauptunterschied zwischen *Columnaria* und *Loyolophyllum* scheint die Ausbildung der peripheren Blasenzone zu sein. Diese besteht bei *Columnaria sulcata*, dem Typus von *Columnaria*, nach der Abbildung von BIRENHEIDE 1969 aus einer Zone von 1 bis 3 Reihen, die im QS deutlich als Lamellen zwischen den Septen in Erscheinung treten. Dagegen hat *Loyolophyllum* nur eine, zumeist noch unvollständig entwickelte Reihe hufeisenförmig aufeinander reitender Blasen. Nach HILL 1956 können diese auch als P:mente ausgebildet sein. Dieses Merkmal wird jedoch von CHAPMAN 1914 bei *L. cresswelli* nicht erwähnt. Eine Entscheidung dieser Frage wäre jedoch wichtig, da es davon abhängen dürfte, ob *Columnaria* und *Loyolophyllum* miteinander synonym sind, wie es WANG 1950 und GLINSKI 1955 vermuteten. Im folgenden wird nach HILL die Existenz derartiger P:mente bei *Loyolophyllum* angenommen und daher eine Trennung von *Columnaria* durchgeführt.

Verbreitung: Das Genus wurde bisher nur aus dem Unter-Devon von Australien und dem Mittel-Devon des Urals und von Sibirien bekannt.

Loyolophyllum praesepimentosum n. sp. (H. S.)

Taf. 4, Fig. 7, 8

Holotypus: Corallum Nr. UGP. 2659 (63/AR/02 a/1)

Locus typicus: Ghor-e-Zorch, Reference Section.

Stratum typicum: Niur-Formation, Silur.

Derivatio nominis: Benannt nach den abschnittsweise auftretenden P:menten.

Material: Von derselben Lokalität wie der Holotypus stammt ein weiterer Stock mit der Nr. UGP. 2660 (63/AR/02 a).

Diagnose: Durchschnittlicher \varnothing der polygonalen Coralliten 4,3—5,2 mm. S. l. O. erreichen die halbe Radiuslänge. Unvollständig entwickelte D:mente. P:mente z. T. vorhanden. Tabulae 7—8 auf 10 mm.

Diff.-Diagnose: Charakteristisch sind die P:mente, die meist horizontalen Tabulae und die Corallitengröße.

Beschreibung: Die Coralliten sind meist 5—7eckig und 4,3—5,2 mm groß. (Minimalgröße: 2,0 mm, Maximalgröße: 5,5 mm). Die 12—17 S. 1. O. sind durchschnittlich halb so lang wie der Corallitenradius. Die S. 2. O. erreichen zirka $\frac{1}{3}$ der Länge der S. 1. O.

An mehreren Stellen treten D:mente in Form länglicher, steilstehender einreihiger Blasen auf. Örtlich finden sich auch P:mente.

Bemerkungen: Dis bisher aus der SU beschriebenen Arten von *Loyolophyllum* weichen teilweise vom Typus derart stark ab, daß sie möglicherweise einer anderen Gattung zugerechnet werden müssen. Dies trifft besonders für *L. brevisseptum* BULVANKER, *L. cerioides* SOSHKINA und *L. crassispinosum* TCHERNYCHEW zu, die durch eine starke Reduktion der Septen und eine blasige Entwicklung der Tabulae gekennzeichnet sind. Beides sind Merkmale, die *L. cresswelli* fehlen. Bei *L. originale* BULVANKER handelt es sich vermutlich um eine *Columnaria*. *L. salavricum* IVANIA und *L. urense* ZHMAEV sind untereinander sehr ähnlich. BULVANKER 1958 synonymisierte *L. urense* mit *L. cresswelli*. Dagegen spricht die Abbildung der Tabulae. Beiden Arten fehlen, nach den schlechten Abbildungen zu urteilen, P:mente. Möglicherweise handelt es sich um Arten von *Columnaria*. Damit bleibt als Vergleich nur *L. cresswelli*. Diese Art hat jedoch einen sehr kleinen Corallitendurchmesser und eine geringe Septenzahl.

Fam.: **Streptelasmatidae** NICHOLSON in NICHOLSON & LYDDEKER 1889

Diagnose: Solitäre oder koloniebildende Rugosa ohne D:tarium und ohne echter Columella. Fossula bisweilen vorhanden. Tabulae meist unvollkommen, gebogen und blasig aufgelöst.

Bemerkungen: Die Typusgattung *Streptelasma* ist durch ein solitäres Wachstum, den Besitz einer Cardinalfossula¹⁾, das Fehlen von D:menten und einer echten Columella charakterisiert. Von diesen Merkmalen werden die beiden erstgenannten als fakultative, die letztgenannten als obligatorische Familienmerkmale gewertet. Damit erhält die Familie einen anderen Umfang als bei anderen Autoren, wie LÉCOMPTE 1952, HILL 1956, SOSHKINA et al. 1962. Genera mit septaler Columella, wie *Dalmanophyllum* LANG & SMITH scheiden aus dem Familienverband aus, ebenso Genera mit septobasaler Columella, wie *Dinophyllum* LINDSTRÖM. LÉCOMPTE 1952 hatte dem bereits insofern Rechnung getragen, als er für diese beiden Gruppen die Unter-

¹⁾ Nach Abschluß vorliegender Arbeit wurde uns die Untersuchung von B. NEUMAN, Upper Ordovician Streptelasmatic Corals from Scandinavia. — Bull. Univ. Uppsala 1969 bekannt. Nach ihr soll der Lectotyp von *Streptelasma corniculum* HALL keine Fossula besitzen, was sich in der Genusdefinition niederschlägt. Eine Beurteilung auf Grund der gegebenen Abbildungen ist schwierig, da nur halbe Querschliffe vorliegen, die nur zweimal (Fig. 6 E, D) ein langes H-Septum mit Sicherheit erkennen lassen. Andererseits werden auch von NEUMAN Formen zu *Streptelasma* gestellt, die sicher eine Cardinal-Fossula besitzen, wie *S. cyrtium* (Fig. 16 B, C) oder *S. eccentricum* (Fig. 21). Sollte *S. corniculum* tatsächlich keine Fossula besitzen, wäre im Sinne von NEUMAN *Brachyelasma* LANG, SMITH & THOMAS ein jüngeres Synonym von *Streptelasma*. In diesem Falle, wären jedoch die bisher zu *Streptelasma* gerechneten Formen mit Cardinalfossula zu einer eigenen Gattung zusammenzufassen.

familien Dinophyllinae WANG 1950 und Dalmanophyllinae Lecompte errichtete. Der morphogenetische Unterschied zwischen den verschiedenen Typen einer Columella bzw. ihr völliges Fehlen zwingen jedoch dazu, diese Subfamilien in den Rang von Familien zu erheben.

Verbreitung: Weltweit, Mittleres Ordoviciun bis Mittleres Devon (?).

Streptelasma HALL 1847 (H. S.)

1847 *Streptelasma* HALL, S. 17

1847 *Streptelasma* HALL, Taf. 4, Fig. 6.

Typus-Art: *Streptelasma corniculum* HALL aus dem Mittleren Ordoviciun von New York.

Diagnose: Solitäre, kegelförmige Coralliten. S. I. O. im Reifestadium meist, lang mit mehr oder minder eingedrehten axialen Enden. Cardinalfossula meist convex gelegen mit meist langem HS. Tabulae axial zumeist aufgewölbt, unvollkommen bis vollkommen, teilweise blasig entwickelt. Ontogenie nicht genau bekannt.

Verbreitung: Weltweit, Mittleres Ordoviciun bis Mittleres Silur.

Streptelasma ruttneri n. sp. (H. S.)

Taf. 1, Fig. 6; Textabb. 1

?1962 *Dinophyllum* ? sp. — FLÜGEL, S. 289, Abb. 4 a

Holotypus: Corallit Nr. UGP. 2661 (64/AR/101/L3/4)

Locus typicus: Reference section der Niur-Formation, Shirgesht, E Dahan-e-Kolud.

Stratum typicum: Niur-Formation, Silur.

Derivatio nominis: Benannt nach Dir. Dr. A. Ruttner, Geologische Bundesanstalt Wien.

Material: Aus dem Raum Shirgesht stammen außer dem Holotypus noch die Coralliten UGP. 2662—2664 (64/AR/212/5, 6, 9; 64/AR/55/20, 23; 5.2.43/10/8).

Diagnose: Corallit trochoid mit zirka 50 Septen im Reifestadium, deutlicher Cardinalfossula und seitlich flach bis gebogenen, in der Mitte meist in horizontale Blasen aufgelösten Tabulae.

Diff.-Diagnose: Die deutliche Cardinalfossula und die starke Eindrehung der axialen Enden der langen S. I. O. sind ein charakteristisches Kennzeichen der neuen Art.

Beschreibung: Die solitären, trochoiden Coralliten werden bis 55 mm lang. Der Kelch- \varnothing schwankt zwischen 28 und 35 mm. Der Kelch ist scharf-randig und hat einen flachen Boden. Die Epithek zeigt eine deutliche Längsstreifung und Querrippen.

Bei einem \varnothing von 24 bzw. 30 mm treten 46 bzw. 48 S. I. O. auf. Sie reichen bis in das Corallitenzentrum und sind hier stark eingedreht. Sie sind verdickt und in dem zirka 2 mm breiten Marginarium durch basale Ablagerungen miteinander verbunden. Die S. 2. O. werden kaum über 3 mm lang. Die Cardinalfossula ist in allen Schnittlagen sehr deutlich ausgebildet.

Der LS zeigt dicht stehende, seitlich flache bis etwas abwärts gebogene und in der Mitte irregulär geformte, meist zu Blasen aufgelöste Tabulae. D:mente fehlen.

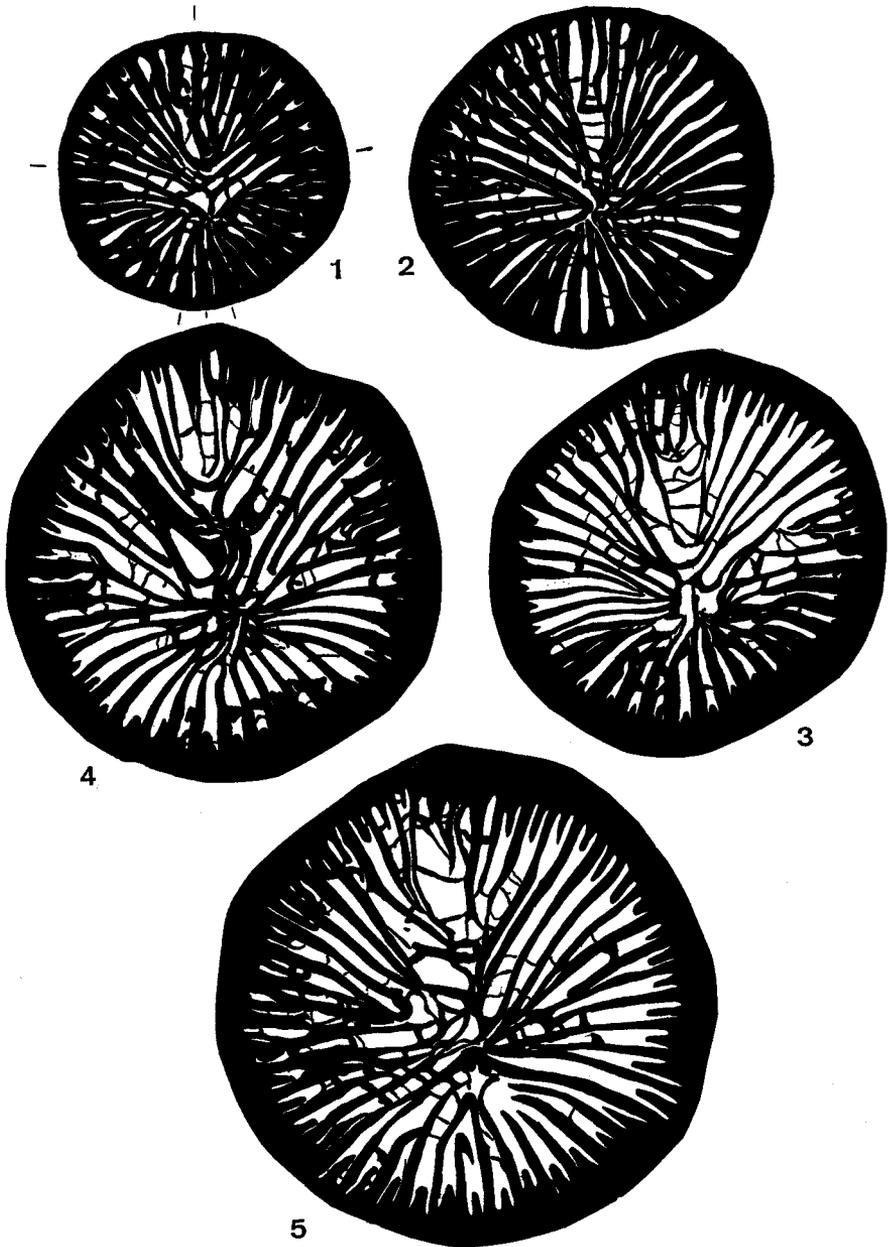


Abb. 1.: *Streptelasma ruttneri* n. sp. Ontogenie des Holotypus UGP. 2661, $\times 2,7$

Bemerkungen: Die neue Art zeigt Ähnlichkeit mit *S. whittardi* bzw. *S. rusticum*. Von ersterer unterscheidet sie sich durch die periphere Septenverschmelzung und die axiale Septeneindrehung, von letzterer durch die schmalere Stereozone und die längeren S. 2. O.

Streptelasma shirgeshtensis n. sp. (H. S.)

Textabb. 2

Holotypus: Corallit UGP. 2665 (66/HF/96/14)
Locus typicus: NW Shirgesht, Reference Section.
Stratum typicum: Niur-Formation, Silur.
Derivatio nominis: Benannt nach der Fundlokalität.

Material: Neben dem Holotypus liegen aus dem gleichen Fundraum noch die Coralliten UGP. 2666—2669 (66/HF/94/19, 95/6, 96/12, 13, 18, 64/AR/112/24) vor.

Diagnose: Trochoide Coralliten mit einem \varnothing von 28 bis 32 mm und 37 S. 1. O., die sich in den frühen Stadien im Zentrum treffen, im Reifestadium kurz sind. Cardinalfossula offen. Tabulae flach bis gebogen.

Diff.-Diagnose: Bezeichnend ist die Septalentwicklung und die relativ späte Entwicklung von S. 2. O.

Beschreibung: Der scharfrandige, becherförmige Kelch zeigt am Kelchrand kurze S. 1. O. und S. 2. O. Die Epithek weist eine deutliche Längsstreifung und eine schwache Querrippung auf. Die Stereozone wird kaum 2 mm breit.

Die Ontogenie der Septen zeigt Abb. 2. Erst ab einem \varnothing von zirka 15,5 mm treten kurze S. 2. O. auf. Die S. 1. O. reichen in den frühen Wachstumsstadien bis in das Zentrum, wo sie teilweise miteinander verbunden sind. Eine Cardinalfossula mit langem HS. ist stets deutlich erkennbar. Die Septeneinschaltung in den höheren Wachstumsstadien ist:

$\frac{6}{9} \mid \frac{6}{6} \quad \frac{6}{9} \mid \frac{6}{7} \quad \frac{6}{10} \mid \frac{6}{7} \quad \frac{7}{10} \mid \frac{6}{7}$. In diesem Stadium beginnen sich die

Septen deutlich vom Zentrum zurückzuziehen, wobei das H-Septum sich auffallend rasch verkürzt, während das G-Septum noch lang bleibt und bis in das Zentrum reicht. Im höchsten Stadium, bereits im Kelch sind alle Septen mehr oder minder radiär angeordnet und gleich kurz ausgebildet.

Der LS zeigt flache, an den Seiten gebogene und teilweise blasig aufgelöste Tabulae.

Bemerkungen: Ein auffallendes Merkmal der neuen Art ist das lange G-Septum im Reifestadium.

Streptelasma cf. *sibirica* (NIKOLAIEVA 1955) (H. S.)

Textabb. 3

cf. 1955 *Brachyelasma* (*Dybowskia*) *sibiricum* n. sp. — NIKOLAIEVA, S. 22, Taf. 48, Fig. 1—2.

Material: 3 Coralliten UGP. 2670—2671 (64/AR/212/7; 12; 64/AR/55/24) aus dem Raum nördlich Shirgesht, Niur-Formation.

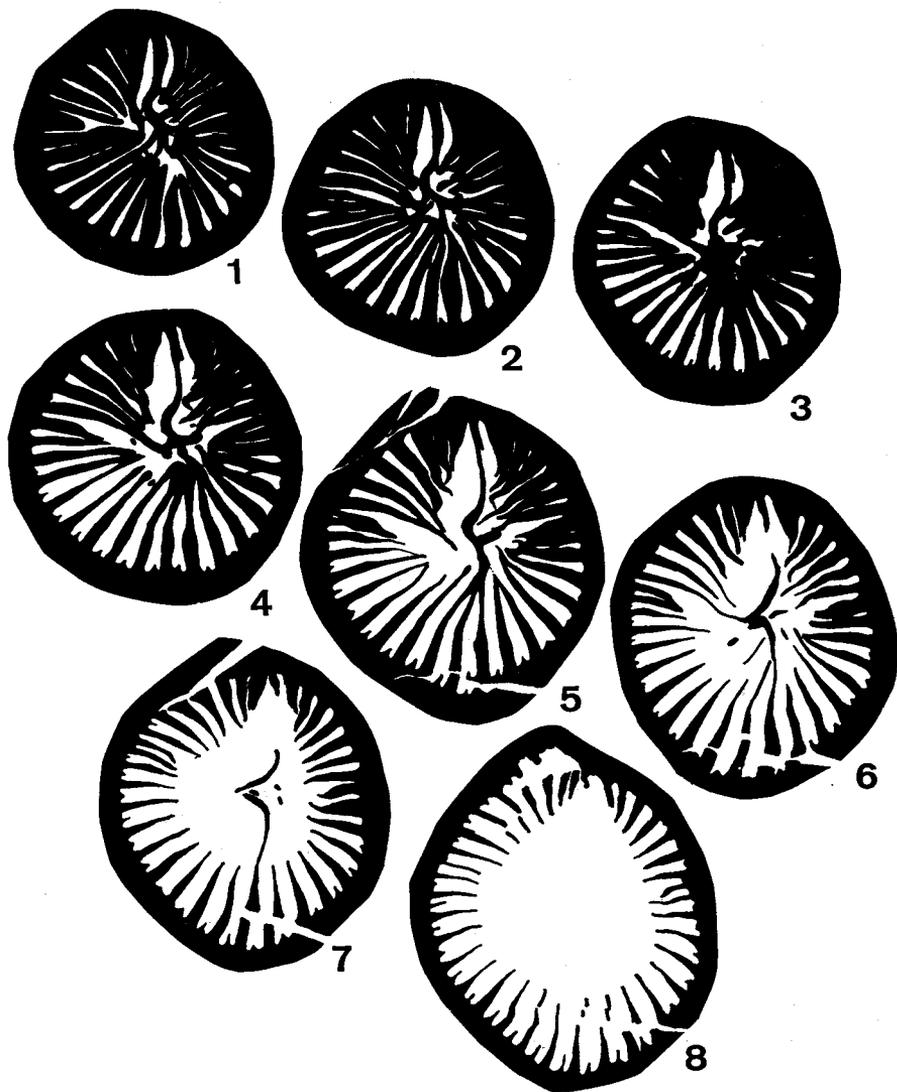


Abb. 2.: *Streptelasma shirgeshtensis* n. sp. Ontogenie des Holotypus UGP. 2665,
1: $\times 3,2$ — 2: $\times 2,5$ — 3—7: $\times 2,4$ — 8: $\times 2,2$.

Beschreibung: Die bis 25 mm hohen, flachkonischen Coralliten haben einen Kelch- \varnothing zwischen 30 und 45 mm. Die S. 1. O. und S. 2. O. des Kelchrandes sind sehr kurz. Die Epithek zeigt eine Querberippung.

Bei einem \varnothing von 34 mm sind 35 S. 1. O. entwickelt. Sie sind zirka 7 mm lang und umgeben eine Cardinalfossula mit kurzem H-Septum. Die S. 2. O. erreichen teilweise über $\frac{1}{3}$ der Länge der S. 1. O.

Bemerkungen: Die Zuordnung zu *Streptelasma* ist trotz Fehlens eines brauchbaren LS gesichert, eine Artbestimmung jedoch unmöglich.

Verbreitung: *S. sibirica* wurde aus dem Llandoveryum der Sibirischen Tafel beschrieben.

Brachyelasma LANG, SMITH & THOMAS 1940

1927 *Dybowskia* WEDEKIND, S. 18 (non DALL 1876)

?1933 *Strobilasma* SCHEFFEN, S. 32

1940 *Brachyelasma* LANG, SMITH & THOMAS, S. 28

Typus-Art: *Dybowskia prima* WEDEKIND 1927 aus dem Llandoveryum Norwegens.

Diagnose: Solitäre Streptelasmatae mit sich während der Ontogenie verkürzenden S. 1. O., fehlender echter Columella und seitlich wenig gebogenen, im zentralen Teil meist flachen Tabulae.

Bemerkungen: 1927 stellte WEDEKIND das Genus *Dybowskia* (non *Dybowskia* DALL 1876 = Molluska) für Formen auf, die sich von *Streptelasma* durch eine im Reifestadium septenfreie Zentralzone unterscheiden. Dieses Merkmal reicht jedoch kaum für eine generische Trennung aus. Wichtiger ist die Ausbildung einer Fossula bei *Streptelasma* bzw. ihr Fehlen bei *Brachyelasma*. Bei der Typus-Art *B. prima* wurde von WEDEKIND 1927 eine solche weder beschrieben noch abgebildet. Einer Mitteilung von R. BIRENHEIDE, Frankfurt a. M., zufolge, ist am Originalmaterial von WEDEKIND „eine richtige Fossula nicht erkennbar“. Einige Abbildungen von unpubliziertem Material der Sammlung WEDEKINDS zeigen ebensowenig eine Fossula, lassen jedoch erkennen, daß auch bei *Brachyelasma* die Septen in den frühen ontogenetischen Stadien lang sind und bis in das Zentrum reichen, d. h. die septenfreie Zentralzone relativ spät erreicht wird.

Verbreitung: Weltweit, Mittleres Ordovicium bis Llandoveryum.

Brachyelasma ? sp. (H. S.)

Material: Ein Corallit Nr. UGP. 2672 (64/AR/IX/7) aus der Niur-Formation von Enami.

Beschreibung: Die Höhe des trochoiden Coralliten dürfte zirka 55 mm betragen haben. Der Kelch- \varnothing ist 30 mm. Die Epithek zeigt eine feine Längsstreifung.

Bei einem \varnothing von 28 mm finden sich etwa 48×2 Septen, wobei die S. 2. O. nur wenige Millimeter lang sind, während die S. 1. O. bis 11 mm lang werden können, wobei sie eine gewisse Gruppierung in ihrer Anordnung zeigen. Die Tabulae sind flach bzw. in der Mitte leicht gewölbt.

Bemerkungen: Das Material ist schlecht erhalten. Eine Fossula scheint nicht vorhanden zu sein, was für die Zuordnung zu *Brachyelasma* spricht, ohne daß dies jedoch sicher bewiesen werden könnte.

Grewingkia DYBOWSKI 1873 (H. S.)

1873 *Grewingkia* DYBOWSKI, S. 384

1927 *Kiaerophyllum* WEDEKIND, S. 17

1950 *Streptelasma* (*Kiaerophyllum*); WANG, S. 213

1961 *Streptelasma* (*Grewingkia*); KALJO, S. 53

Typus-Art: *Clisiophyllum buceros* EICHWALD 1856 aus dem Ordovicium von Dagö.

Diagnose: Solitäre Streptelasmatae mit schlecht entwickelter Fossula und breiter, falscher septobasaler „Columella“. Tabulae axial leicht aufgebogen.

Bemerkungen: DYBOWSKI 1873 legte das Hauptgewicht seiner Definition auf das Auftreten einer „schwammigen“ Axialstruktur und die gleichmäßige Entwicklung und radiäre Anordnung der Septen.

Bei dieser angeblichen Axialstruktur handelt es sich um den Schnitt der axial leicht aufgebogenen Tabulae die von platten- und dornenförmig aufragenden basalen Ablagerungen besetzt werden. Sehr deutlich zeigen dies die Abbildungen der Typus-Art in der Arbeit von KALJO 1961. Wie bereits HILL 1956 erkannte, entspricht dieser Bautypus völlig dem von *Kiaerophyllum* WEDEKIND 1927. Es handelt sich dabei nicht um eine echte septobasale Columella im Sinne von SCHOUPPÉ & STACUL 1961, da an ihr nur basale Elemente (Tabulae und basale Ablagerungen) beteiligt sind. Aus diesem Grund wird *Grewingkia* auch nicht der Familie Dinophyllidae WANG, die durch die Existenz einer septobasalen Columella charakterisiert ist, zugeordnet, sondern bei den Streptelasmataidae belassen.

KALJO 1961 bestätigte die Synonymisierung von *Grewingkia* und *Kiaerophyllum* bei seiner Untersuchung des Originalmaterials von *Clisiophyllum buceros* EICHWALD, wobei er von *Grewingkia* einige bisher zu diesem Genus gerechnete Formen abtrennte und dem neuen Genus *Rectigrewingkia* mit der Typus-Art *G. anthelion* DYBOWSKI 1873 zuordnete. Bereits REIMAN 1958 hat auf die Unterschiede zwischen der *G. anthelion*-Gruppe und *Kiaerophyllum* (= *Grewingkia*) hingewiesen. DYBOWSKI 1873 erwähnte bei *Grewingkia buceros* eine Fossula nicht. Eine solche läßt jedoch Abb. 1, 2, Taf. 1 von KALJO 1961 deutlich erkennen, während sie in den Abb. 4—6 nicht erkennbar ist. Bei diesen letztgenannten Stücken handelt es sich um nie Originale von EICHWALD bzw. DYBOWSKI. Die Frage, besitzt *Grewingkia* eine Fossula oder nicht, ist daher ohne Neuuntersuchung der Originalmaterialien kaum zu klären. *Kiaerophyllum kiaeri* WEDEKIND scheint im Reife-tadium eine Fossula zu haben, im frühen Wachstumsstadium jedoch nicht. SCHEFFEN 1933 ist der Meinung, daß „Die Septalfossula bei den älteren Kiaerophyllen nur schwach angedeutet ist“.

SCHOUPPÉ 1954 beschrieb aus dem hohen Mitteldevon (nach neueren Untersuchungen) der Karnischen Alpen eine Rugose als *Kiaerophyllum carnicum*. Sie zeigt eine Reihe von D:menten, was sie mit Sicherheit von *Grewingkia* trennt. Möglicherweise handelt es sich um *Acrophyllum* THOMSON & NICHOLSON 1876.

Verbreitung: Oberes Ordoviciem von N-Amerika, Grönland, Europa und der Sibirischen Tafel.

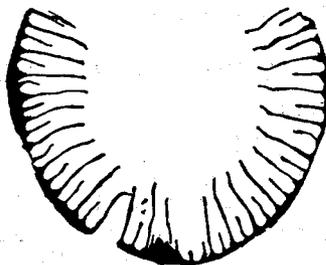


Abb. 3.: *Streptelasma* cf. *sibirica* (NIKOLAIEVA) UGP. 2670, $\times 1,5$



Abb. 4.: *Grewingkia alternata* n. sp. Querschliff des Paratypus UGP. 2673, $\times 2,2$

Grewingkia alternata n. sp. (H. S.)

Taf. 2, Fig. 4, Textabb. 4

Holotypus: Corallit Nr. UGP. 2675 (5.2.43/10/9)

Locus typicus: Shirgesht, Dahan-e-Kolut, Type Section.

Stratum typicum: Niur-Formation, Silur.

Derivatio nominis: alternatum (lat.) — wechseln. Nach den nur abschnittsweise auftretenden basalen Ablagerungen.

Material: Insgesamt liegen vier Exemplare vor: UGP. 2673, 2674 (64/AR/55/21, 66/HF/96/17, 19).

Diagnose: Trochoider Corallit mit im Reifestadium zirka 50 S. 1. O. Auf den Tabulae unregelmäßige basale Ablagerungen. Fossula vorhanden.

Diff.-Diagnose: Charakteristisch ist die Fossula und die Art der basalen Ablagerungen auf den Tabulae.

Beschreibung: Die trochoiden Coralliten sind im Reifestadium ellip-tisch bis wenig gerundet. Ihre Höhe beträgt bis zu 70 mm, ihr größter \varnothing 30 mm. Die Epithek zeigt eine schwache Querrippung. Bei einem \varnothing von 24 \times 28 mm sind 53 \times 2 Septen vorhanden. Die S. 1. O. sind zirka 6 mm lang und leicht verdickt, die S. 2. O. halb so lang. Beide Septenordnungen sind in der zirka 2 mm breiten Epithek eingelassen. Axial können einzelne Septen sich wurmförmig verdreht bis gegen das Zentrum fortsetzen. Sie bilden hier zusammen mit den basalen Elementen eine falsche septobasale Axialstruktur. Diese basalen Elemente bestehen aus axial aufgewölbten Tabulae, die abschnittsweise durch basale Ablagerungen verdickt sein können, wobei diese Ablagerungen in unregelmäßige Vorsprünge, Platten und Pfeiler aufgelöst erscheinen.

Die Fossula ist im Querschliff nicht besonders deutlich, kann jedoch in LS-Serien als echte Fossula nachgewiesen werden.

Bemerkungen: Im LS erscheint die axiale Bildung bei vorliegender Form bedeutend komplizierter als bei *G. buceros* oder *G. kiaeri*, im QS wirkt sie dagegen einfacher.

Fam. Tryplasmataidae ETHERIDGE 1907

Diagnose: Rugosa mit acanthinen Septaldornen, vollständigen Tabulae und fehlendem D:arium.

Verbreitung: Weltweit, Silur bis Devon.

Tryplasma LONSDALE 1845 (H. S.)

- 1845 *Cyathophyllum* (*Tryplasma*) LONSDALE, S. 613
 1871 *Pholidophyllum* LINDSTRÖM, S. 925
 1873 *Acanthodes* DYBOWSKI, S. 364
 1882 *Polyorophe* LINDSTRÖM, S. 16
 1894 *Spiniferia* PENECKE, S. 592
 1913 *Tyrellia* PARKS, S. 193
 1927 *Stortophyllum* WEDEKIND, S. 30
 ?1937 *Aphyllum* SOSHKINA, S. 45

Typus-Art: *Tryplasma aequabile* LONSDALE 1845 aus dem Silur des nördlichen Ural.

Diagnose: Solitäre oder fasciculate Coralliten mit dornenförmigem Septalapparat. Tabulae vollständig und z. T. mit Dornen besetzt.

Bemerkungen: Eine eingehende Besprechung des Genus findet sich in der Arbeit von IVANOVSKY 1969.

Verbreitung: Weltweit vom Ordovicium bis in das Devon auftretend.

Tryplasma sp. (H. S.)

Material: Aus dem Raum NW Shirgesht, östlich Dahan-e-Kolut, Type section stammen 2 Coralliten Nr. UGP. 2678; (5.2.43/10/10).

Beschreibung: Die Länge der zylindrischen Coralliten beträgt über 30 mm, der größte \varnothing 15 mm. Die Epithek zeigt eine Längsstreifung und Querrippen.

Die Zahl der Septen beträgt 25×2 . Die S. 1. O. können zirka 2 mm lang werden. Die Tabulae sind vollständig, flach und weitständig entwickelt. Peripher sind sie etwas abwärts gebogen.

Bemerkungen: Eine Artbestimmung wurde auf Grund des Erhaltungszustandes und der Vielzahl bekannter Arten mit ähnlichem \varnothing und Septenzahlen nicht versucht.

Holacanthia SYTOVA 1966 (H. F.)

1966 *Holacanthia* SYTOVA, S. 208

Typus-Art: *Madrepora flexuosa* LINNEUS 1758 aus dem Wenlock von Gotland.

Diagnose: Tryplasmataidae mit „holacanthen“ Septaldornen, die völlig in die lamelläre Epithek eingelassen sind.

Bemerkungen: Die Frage, ob es sich bei holacanthen Septaldornen um strukturlose, umkristallisierte einfache Trabekeln handelt, wie es

KATO 1963 und SCHOUPPE & STACUL 1966 vermuteten, ist für obige Definition des Genus insofern uninteressant, als das wichtige Merkmal die Einbettung dieser Trabekel in das lamelläre Gewebe der Epithek ist, d. h. die Septaldorne nicht wie bei *Tryplasma* mehr oder weniger weit frei in das Lumen vorragen.

Verbreitung: Silur und Devon von Europa, Asien und Australien.

Holacanthia sp. (H. F. & H. S.)

Taf. 4, Fig. 6

Material: Aus dem Raum Ghor-e-Zorch, Reference section, stammen zirka 60 Corallitenreste UGP. 2679 (63/AR/60/F—H).

Beschreibung: Die zylindrischen Coralliten zeigen an der Außenseite der Epithek eine deutliche, feine Längsstreifung. Ihre Zahl beträgt zirka 50. Dazu kommt eine leichte Querrunzelung.

Das Wachstum ist phaceloid-büschelförmig, wobei aus einem Mutterkoralliten durch periphere Knospung gleichzeitig meist 3 Tochterkoralliten entstehen.

Der \varnothing schwankt zwischen 6 und 9 mm. Der Septalapparat besteht aus zirka 0,1 mm dicken „holacanthen“-Trabekeln, die in der zirka 0,3 bis 0,35 mm dicken lamellären Epithek als helle Pfeiler eingebettet sind und diese meist nicht überragen. Nur vereinzelt können sich daraus längere Septaldorne entwickeln.

Die Tabulae sind horizontal bis leicht oder stark gebogen, teilweise unvollständig und weitständig. Auf 10 mm kommen zirka 8 Tabulae, wobei ihre Entfernung zwischen 0,9 und 2,4 mm schwankt.

Bemerkungen: Das Auftreten „holacanthen“-Trabekeln und die büschelförmige Wachstumsform ordnen vorliegende Form dem Genus *Holacanthia* zu. Formen mit ähnlichem \varnothing sind *H. ? tubulus* und *H. pustulosa*. Beide scheinen jedoch einen besser ausgebildeten Septalapparat zu haben.

Stratigraphische Einstufung

Wie nicht anders zu erwarten war, handelt es sich beim überwiegenden Teil der vorliegenden Rugosa um neue Arten. Für eine biostratigraphische Parallelisierung sind sie daher derzeit kaum brauchbar.

Wie die Liste der Fundpunkte zeigt (S 297—299), stammt der größte Teil der Fauna aus zwei Profilen, und zwar dem Type Section der Niur-Formation in den Ozbak-Kuh-Ketten und dem Reference Section der gleichen Formation östlich von Dahaneh Kolut nördlich Shirgesht. Die Zuordnung der Rugosa zu den von A. RUTTNER et al. 1968 abgebildeten beiden Profilen (Abb. 5), ergibt, daß die Fauna sich in zwei altersverschiedenen Gruppen gliedern läßt. Die tiefere Fauna, die nur im Reference Section und einigen anderen Fundpunkten, nicht jedoch im Type Section auftritt, ist durch das Auftreten von *Streptelasma* charakterisiert, während die höhere Fauna durch das Vorkommen cystiphyllder Rugosa ausgezeichnet ist.

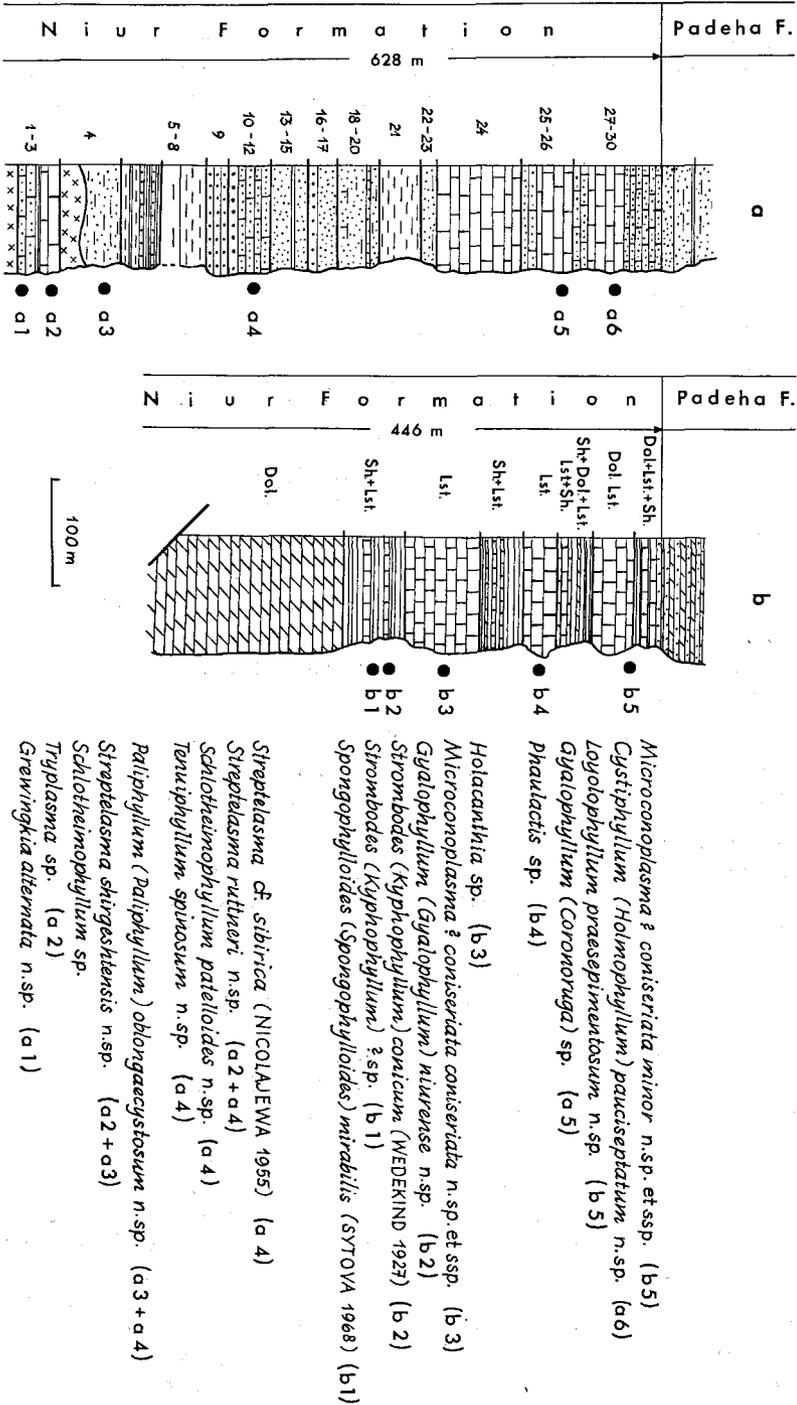


Abb. 5.: Stratigraphische Eingliederung der Rugosenfauna in Type Section (b) und Reference Section (a) der Niur-Formation

Die *Streptelasma*-Fauna wird altersmäßig durch zwei biostratigraphische Fixpunkte innerhalb des Reference Section zeitlich eingengt, und zwar einerseits durch eine von WALLISER (in RUTTNER et al. 1968) vermutlich aus Bank 12 angeführten Conodontenfauna des Grenzbereiches Llando-verium/Wenlockium, andererseits durch die vermutlich aus Schichtgruppe 4 von E. FLÜGEL 1969 beschriebene Stromatoporenart *Ecclimadictyon pseudo-fastigiatum* (RIABINI), die in ihrem Typusgebiet in nicht näher bekannten Schichten des Llando-verium oder Wenlockium auftritt. Daraus ergibt sich ein entsprechendes Alter der *Streptelasma*-Fauna, wobei der Nachweis von *Paliphyllum*, *Grewingkia* und *St. cf. sibirica* eher für Llando-verium als für Wenlockium sprechen.

Diese Einstufung wird gestützt durch eine Conodontenfauna aus Bank 66 HF 94 (= Schichtgruppe 4 ?), die nach ihrer Determination durch H. P. SCHÖNLAUB dem Conodonten-Bereich I angehört.

Die jüngere Faunengruppe wird nach oben durch einen weiteren stratigraphischen Fixpunkt begrenzt. Er stammt aus Schichtgruppe 27/30 des Reference Section. In ihr konnte WALLISER eine Conodontenfauna des Grenzbereiches Ludlovium/Lochkovium nachweisen, wobei das Auftreten von *Clathrodictyon pustulatum* YAVORSKY eher für Lochkovium sprechen würde (E. FLÜGEL 1969). Auch *Loyolophyllum* zeigt, daß die höchsten Teile der Niur-Formation vermutlich bereits über der Silur/Devon-Grenze liegen.

Schwieriger ist die Klärung der unteren Altersbegrenzung der cystiphylliden-Fauna. Ein schwacher Anhaltspunkt ist *Spongophylloides (S.) mirabilis* (SYTOVA), die in Podolien im hohen Ludlovium auftritt, im Type Section aber bereits im tiefsten Fundpunkt gefunden wurde.

Durch die genannte Möglichkeit einer Gliederung der Rugosa in zwei altersmäßig verschiedene Faunengruppen wird es jedoch wahrscheinlich, daß im Type Section der Niur-Formation nur die höheren Anteile des Reference Section, d. h. die Äquivalente der Schichten über den sandigen Einschaltungen im mittleren Abschnitt des Reference Section, durch Rugosen belegt sind und die tieferen Anteile möglicherweise fehlen.

Fundpunkte

Type Section, westlich Niur, Ozbak-Kuh-Ketten (Abb. 13 in RUTTNER et al. 1968, S. 42):

63/AR/60/13—15: Aus dem ersten Schiefer/Kalk-Komplex über den basalen Dolomiten:

Gyalophyllum (Gyalophyllum) niurense n. sp.,
Strombodes (Kyphophyllum) conicum (WEDEKIND 1927)

63/AR/76: Ghor-e-Zorch-e-Niur, in der Nähe des Type Section, entsprechend etwa dem ersten Schiefer/Kalk-Komplex:

Spongophylloides (Spongophylloides) mirabilis (SYTOVA 1968)
Strombodes (Kyphophyllum) ? sp.

63/AR/60/H—F: Aus dem Kalkzug über dem ersten Schiefer/Kalk-Komplex:

Microconoplasma ? coniseriata coniseriata n. ssp.
Holacanthia sp.

63/AR/E: Aus dem zweiten mächtigeren Kalkzug über dem zweiten Schiefer-Kalk-Komplex:

Phaulactis sp.

63/AR/02—02 a: Ghor-e-Zorch-e-Niur in der Nähe des Type Section vermutlich den Schichten über dem dritten Schiefer/Kalk-Komplex entsprechend:

Microconioplasma ? *coniseriata minor* n. ssp.

Loyophyllum praesepimentosum n. sp.

Reference Section, östlich Dahan-e-Kolut bei Shirgesht (Abb. 13 in RUTTNER et al. 1968, S. 42):

64/AR/101: Aus dem Basiskomplex 1—3: der Abb. 13 a von RUTTNER et al.

Streptelasma ruttneri n. sp.

5.2.43: Basiskomplex 1—3:

Streptelasma ruttneri n. sp.

Grewingkia alternata n. sp.

Tryplasma sp.

66/HF/96: Vermutlich aus Schicht 1, sicher aus 1—3:

Grewingkia alternata n. sp.

Streptelasma shirgeshtensis n. sp.

Paliphyllum (*Paliphyllum*) *oblongaecystosum* n. sp.

Schlotheimophyllum sp.

66/HF/95: Basiskomplex 1—3:

Streptelasma shirgeshtensis n. sp.

66/HF/94: Vermutlich Schicht 4. Die Probe stammt aus einer Kalkbank im Hangenden der liegenden Basalte:

Streptelasma shirgeshtensis n. sp.

Paliphyllum (*Paliphyllum*) *oblongaecystosum* n. sp.

64/AR/212: Schichtkomplex 10—12:

Schlotheimophyllum patelloides n. sp.

Paliphyllum (*Paliphyllum*) *oblongaecystosum* n. sp.

Tenuiphyllum spinosum n. sp.

Streptelasma ruttneri n. sp.

Streptelasma cf. *sibirica* (NIKOLAIEVA 1955)

64/AR/110: Bereich der Schichten 24—26:

Gyalophyllum (*Coronoruga*) sp.

66/HF/90: Bereich der Schichten 27—30:

Cystiphyllum (*Holmophyllum*) *pauciseptatum* n. sp.

Weitere Fundpunkte:

64/AR/52: ESE Kalshaneh, Blatt Shirgesht:

Cystilasma cf. *porfirievi* ZAPRUDSKAJA & IVANOVSKI 1962

Cystiphyllum (*Cystiphyllum*) sp.

64/AR/55: ESE Kalshaneh, Blatt Shirgesht:

Grewingkia alternata n. sp.

Streptelasma cf. *sibirica* (NIKOLAIEVA 1955)

Streptelasma ruttneri n. sp.

- 63/AR/54: Ozbak-Kuh, E Gatch-Kuh:
Schlotheimophyllum patelloides n. sp.
Strombodes (Strombodes) socialis (SOSHKINA 1955) ?
- 64/AR/112: E Dahan-e-Kolut, Col-e-Dagh, Blatt Shirgesht:
Streptelasma shirgeshtensis n. sp.
Paliphyllum (Paliphyllum) oblongaecystosum n. sp.
- 64/AR/115: NE Dahan-e-Kolut, Blatt Shirgesht:
Paliphyllum (Paliphyllum) oblongaecystosum n. sp.
- 64/AR/IX: Enami:
Brachyelasma ? sp.
- 66/HF/84: E Padeha, Blatt Ozbak-Kuh:
Gyalophyllum (Coronoruga) paucisclerenchymata n. sp.

Literatur

- BIRENHEIDE, R.: Revision der koloniebildenden Spongophyllidae und Stringophyllidae aus dem Devon. — *Senckenbergiana Lethaea*, 43, 41—99, 10 Abb., Taf. 7—13, Frankfurt a. M. 1962.
- BIRENHEIDE, R.: Typen mittel- und oberdevonischer Rugosa aus der Sammlung GOLDFUSS. — *Senckenbergiana Lethaea*, 50, 37—55, Taf. 1—5, Frankfurt a. M. 1969.
- BULVANKER, E. Z.: (Devonische Tetrakorallen aus den Randgebieten des Kusnetz-Beckens). — *Vses. geol. in-t.*, 212 S., 93 Taf., Leningrad 1958.
- BUTLER, A. J.: On the Silurian *Spongophylloides grayi* (EDW. & HAIME) and *Spongophylloides pusillus* sp. n. — *Ann. Mag. natur. Hist.*, (10), 13, 540—549, Taf. 17—18, London 1934.
- CHAPMAN, F.: Newer Silurian Fossils of Eastern Victoria, Part 3. — *Rec. geol. Survey Victoria*, 3, 301—316, Taf. 46—61, Melbourne 1914.
- DYBOWSKI, W.: Monographie der Zoantharia sclerodermata Rugosa. — *Arch. Naturk. Liv-, Est- u. Kurlands*, (1), 5, 257—532, 5 Taf., Dorpat 1873.
- FLÜGEL, E.: Stromatoporen aus dem Silur des östlichen Iran. — *N. Jb. Geol., Paläont., Mh.*, 1969, 209—219, 6 Abb., Stuttgart 1969.
- FLÜGEL, H.: Korallen aus dem Silur von Ozbak-Kuh (NE-Iran). — *Jb. Geol. Bundesanst.*, 105, 287—330, 4 Abb., Taf. 20—23, Wien 1962.
- GLINSKI, A.: Cerioide Columnariidae (Tetracoralla) aus dem Eifium der Eifel und des Bergischen Landes. — *Senckenbergiana Lethaea*, 36, 73—114, 27 Abb., 2 Taf., Frankfurt a. M. 1955.
- HILL, D.: Rugosa. — In: MOORE, R. C., *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Part F, Coelenterata. — *Geol. Soc. Amer.*, F 233—F 324, Abb. 165—219, Lawrence 1956.
- IVANOVSKY, A. B.: (Einige Angaben über Rugosa aus der Familie Calostylidae.) — *Paleontol. z.*, (2), 1961, 119—121, Taf. 14, 15, Moskau 1961.
- IVANOVSKY, A. B.: (Die Rugosa des Ordoviciums und Silurs der Sibirischen Tafel.) — *AN SSSR*, 160 S., 35 Abb., 33 Taf., Moskau 1963.
- IVANOVSKY, A. B.: (Die ältesten Rugosa.) — *AN SSSR*, 152 S., 77 Abb., 39 Taf., Moskau 1965.
- IVANOVSKY, A. B.: (Korallen der Familien Tryplasmataidae und Cyathophylloidae.) — *AN SSSR*, 112 S., 30 Abb., 11 Taf., Moskau 1969.
- JONES, O. A.: On the silurian corals *Cyathophyllum shearsbyi* and *Heliophyllum yassense*. — *Mem. Queensland Mus.*, 11, 53—58, Taf. 5—7, Brisbane 1936.
- KALJO, D. L.: (Zur Systematik des Genus *Streptelasma* HALL. Eine Beschreibung einiger neuer Tetrakorallen). — *Tr. in-ta geol. AN ESSR*, 2, 19—26, 2 Taf., Tallinn 1958.
- KALJO, D. L.: (Einige neue und wenig bekannte Rugosa des Baltikums.) — *Tr. in-ta geol. AN ESSR*, 3, 101, 123, 5 Taf., Tallinn 1958.
- KALJO, D. L.: (Nachtrag zum Studium der Streptelasmidae des Ordoviciums von Estland). — *Tr. in-ta geol. AN ESSR*, 6, 51—67, 4 Taf., Tallinn 1961.
- KATO, M.: Fine skeletal structures in Rugosa. — *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, (4), 11, 571—63, 19 Abb., 3 Taf., Sapporo 1963.
- LANG, W. & SMITH, S.: A critical Revision of the Corals described by W. LONSDALE in MURCHISON'S „Silurian System“. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 83, 448—491, Taf. 34—37, London 1927.
- LANG, W., SMITH, S. & THOMAS, H.: Index of Paleozoic coral Genera. — *Brit. Museum (Nat. Hist.)*, 231 S., London 1940.
- LECOMPTE, M.: Madréporaires paléozoïques. — In PIVETEAU, J., *Traité de Paléontologie*, 1, 419—538, 234 Abb., Paris 1952.
- LINDSTRÖM, G.: Om operkularbildning hos nagra nutida och siluriska koraller. — *Övers. Kongl. Vet. Akad. Förhandl.*, 27, (1860), 921—926, Stockholm 1871.
- LINDSTRÖM, G.: Silurische Korallen aus Nord-Rußland und Sibirien. — *Bihang kongl. Svensk. Vet. Akad. Handl.*, 6, 23 S., 1 Taf., Stockholm 1882.
- LONSDALE, W.: Corals. — In MURCHISON, R. I., *The Silurian System*, 675—699, Taf. 15 bis 17, London 1839.

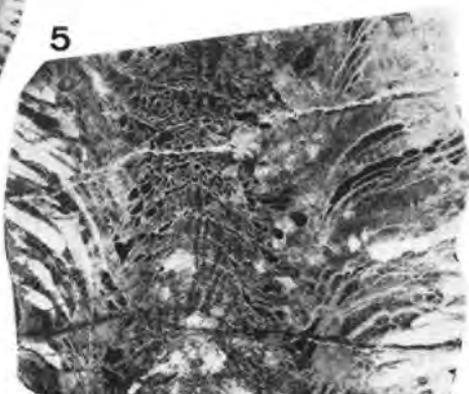
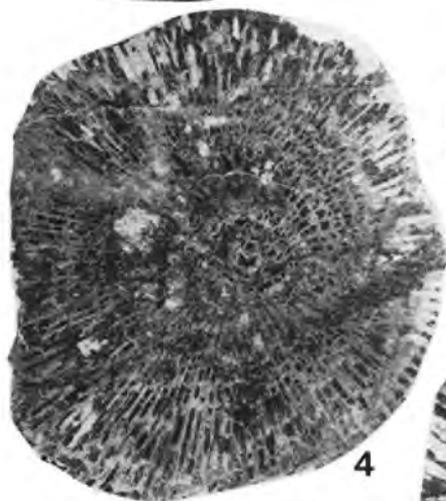
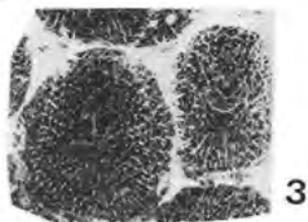
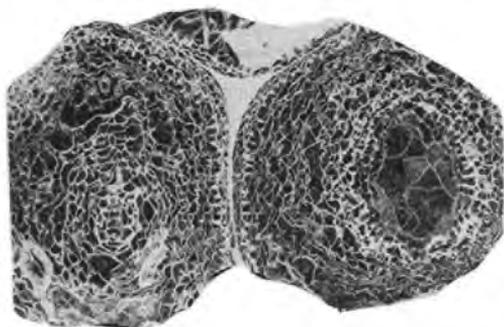
- MEYER, G.: Rugose Korallen aus Ost- und Westpreussischen Diluvialgeschieben. — Schr. phys. ökonom. Ges. Königsberg, 22, 97—110, Taf. 5, Königsberg 1881.
- MINATO, M.: Ontogenetic study of some Silurian corals of Gotland. — Acta Univ. Stockh., Stockholm Contr. Geol., 8, 37—100, 31 Abb., 22 Taf., Stockholm 1961.
- NEUMAN, B.: Two New Species of Upper Ordovician Rugose Corals from Sweden. — Geol. Fören Förh., 90, 229—240, 5 Abb., Stockholm 1968.
- PARKS, W. A.: Notes on fossils. — In: TYRCELL, J. P.: Hudson Bay Exploring Expedition. — Rept. Ontario Bur. Mines, 22, 1, 161—209, Toronto 1913.
- PENECKE, K. A.: Das Grazer Devon. — Jb. geol. Reichsanst., 43, 567—616, Taf. 7—12, Wien 1894.
- REIMAN, V. M.: (Klasse Anthozoa, Unterklasse Rugosa, Gattung *Sclerophyllum* gen. nov.) — Vses. geol. in-t. nov. ser., 12, 37—39, 4 Abb., Taf. 10, 1956.
- REIMAN, V. M.: (Neue Rugosa aus den oberordovizischen und Llandovery-Ablagerungen des Baltikums). — Tr. in-ta geol. AN ESSR., 2, 33—48, 1 Abb., Taf. 1, 2, Tallinn 1958.
- RUTTNER, A., NABAVI, M. H. & HAJIAN, J.: Geology of the Shirgesht Area (Tabas area, East Iran). — Geol. Survey of Iran, Rept., 4, 133 S., 38 Abb., Teheran 1968.
- RYDER, T.: *Pycnactis*, *Mesactis*, *Phaulactis*, gen. nov. and *Dinophyllum* LINDSTR. — Ann. Mag. Nat. Hist., (9), 18, 386—399, 3 Abb., Taf. 9—12, London 1926.
- SALEH, H.: A new Coral Fauna of the Niur Formation (Silurian) of East Iran. — Verh. geol. Bundesanst., 1969, 33—34, Wien 1969.
- SCHIEFFEN, W.: Die Zoantharia Rugosa des Silurs auf Ringerike im Oslogebiet. — Skr. Norsk. Vidensk. Akad. Oslo, math. naturw. Kl., (1932), 2, 64 S., 5 Abb., 11 Taf., Oslo 1933.
- SCHOUPPÉ, A. v.: Korallen und Stromatoporen aus dem ef der Karnischen Alpen. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 99, 379—450, Taf. 25—27, Stuttgart 1954.
- SCHOUPPÉ, A. v. & STACUL, P.: Die Axialstruktur der Pterocoralia. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 112, 251—280, 10 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1961.
- SCHOUPPÉ, A. v. & STACUL, P.: Morphogenese und Bau des Skelettes der Pterocoralia. — Palaeontographica, Suppl. 11, 186 S., 132 Abb., 3 Taf., Stuttgart 1966.
- SMITH, S.: Upper Devonian Corals of the Makenzie River Region Canada. — Spec. Pap. Geol. Soc. Amer., 59, 126 S., 35 Taf., New York 1945.
- SOSHKINA, E. D.: (Corals of the Upper Silurian and Lower Devonian of the Eastern and Western Slopes of the Ural.) — Tr. Paleozool. in-ta AN SSSR, 6, (4), 1—53, 21 Taf., Moskau 1937.
- SOSHKINA, E. D.: (Korallen. In: IVANOVA, E. A., SOSHKINA, E., ASTROVA, G. & IVANOVA, B., Die Fauna des Ordoviciums und Gotlandiums am Unterlauf des Podkamennaja-Tunguska, ihre Ökologie und ihre stratigraphische Bedeutung). — Tr. Paleont. in-ta AN SSSR, 56, 93—196, 22 Abb., 23 Taf., Moskau 1955.
- SOSHKINA, E. A., DOBROJUBOVA, T. & KABAKOVISH, N.: (Unterklasse Tetrakoralla.) — Osnovy Paleontologii; Gubki, Archeociaty, kishcecnopolostye, cervi, 286—356, 10 Abb., 23 Taf., Moskau 1962.
- STBUSZ, D. L.: Lower Palaeozoic corals from New South Wales. — Palaeontology, 4, 334—361, Taf. 42—45, London 1961.
- SUGIYAMA, T.: Stratigraphical and Paleontological Studies of the Gotlandian Deposits of the Kitakami Mountainland. — Sci. Rept. Tohoku Univ., (2), 21, 101—146, 6 Abb., 20 Taf., Tokyo 1940.
- SYTOVA, V. A.: (Die Tetrakorallen des Skaly und Borschchov-Horizontes Podoliens.) — Silur. devon. Fauna Podolii, 51—72, 5 Taf., Leningrad 1968.
- SYTOVA, V. & ULITINA, L.: (Rugosa der Isen- und Biotarsk-Folge.) — Mat. geol. Centr. Kazachstan, 6, 198—253, Taf., Taf. 35—49, Moskau 1966.
- VOLLBRECHT, E.: Die Digonophyllinae aus dem unteren Mittel-Devon der Eifel. Eine morphologisch-chronologische Studie. — N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Beil. 55, (B), 189—273, 12 Abb., Taf. 8—16, Stuttgart 1926.
- WANG, H. C.: New Material of Silurian Rugose Corals from Yunnan. — Bull. Geol. Soc. China, 27, 171—192, 2 Taf., Nanking 1947.

- WANG, H. C.: A Revision of the Zoantharia Rugosa in the light of their skeletal Structures. — Phil. Trans. Roy. Soc. London, (B), 234, 175—246, Abb. 76—79, Taf. 4—9, London 1950.
- WEDEKIND, R.: Die Zoantharia Rugosa von Gotland. — Avh. Upps. Sverig. Geol. Unders., (Ca), 95 S., 30 Taf., Stockholm 1927.
- ZAPRUDSKAJA, M. & IVANOVSKY, A.: (Zwei neue Genera der silurischen Cystiphyllidae [Rugosa] der Sibirischen Tafel.) — Tr. Vses. neft. n.-i. geol. raz. in-ta, 196, 48—68, 2 Taf., 1962.
- ZHELTONOGOVA, V. A.: (Tetracoralla. Ordnung Streptelasmida). — Tr. Sibirsk. n.-i. in-ta geol. geofiz. i mineral. syr'ja, 20, 33—36, 74—78, Taf. 16—24, Novosibirsk 1960.
- ZHELTONOGOVA, V. A. & IVANIA, V.: (Tetracoralla. Ordnung Streptelasmatida.) — Tr. Sibirsk. n.-i. in-ta geol. geofiz. i mineral. syr'ja, 20, 368—408, Taf. 27—55, Novosibirsk 1960.

Tafeln 1—4

Tafel 1

- Fig. 1, 2: *Microconoplasma ? coniseriata coniseriata* n.ssp. Holotypus UGP. 2637,
× 1,8 274
- Fig. 3: *Microconoplasma ? coniseriata minor* n.ssp. Holotypus UGP. 2638, × 1,7. 275
- Fig. 4, 5: *Paliphyllum (Paliphyllum) oblongaecystosum* n.sp. Holotypus UGP. 2643,
× 1,4..... 279
- Fig. 6: *Streptelasma ruttneri* n.sp. Holotypus UGP. 2661, × 1,7..... 267
- Fig. 7: *Cystilasma cf. porfirievi* ZAPRUDSKAJA & IVANOVSKY UGP. 2626, × 2,8 269

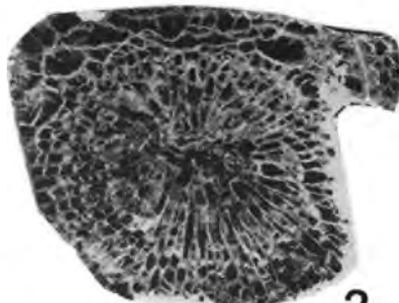


Tafel 2

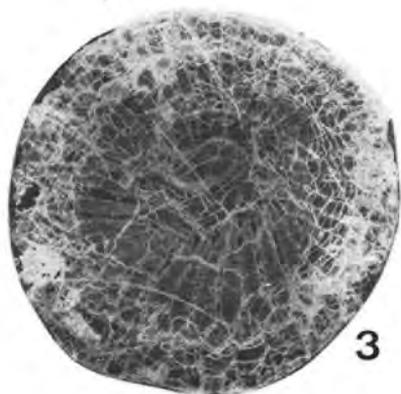
Fig. 1, 2:	<i>Strombodes (Strombodes) socialis</i> (SOSHKINA) ? UGP. 2652, $\times 1,3; 1,4$..	280
Fig. 3:	<i>Phaulactis</i> sp. UGP. 2642, $\times 2,3$	277
Fig. 4:	<i>Grewingkia alternata</i> n.sp. Holotypus UGP. 2675, $\times 3,2$	293
Fig. 5:	<i>Tenuiphyllum spinosum</i> n.sp. Holotypus UGP. 2658, $\times 2,2$	284
Fig. 6:	<i>Strombodes (Kyphophyllum) ?</i> sp. UGP. 2655, $\times 3,0$	282
Fig. 7:	<i>Cystilasma</i> cf. <i>porfirievi</i> ZAPRUDSKAJA & IVANOVSKY UGP. 2626, $\times 6,0$	269



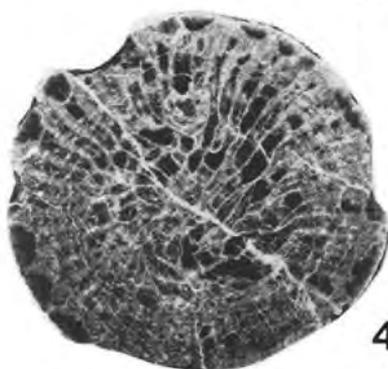
1



2



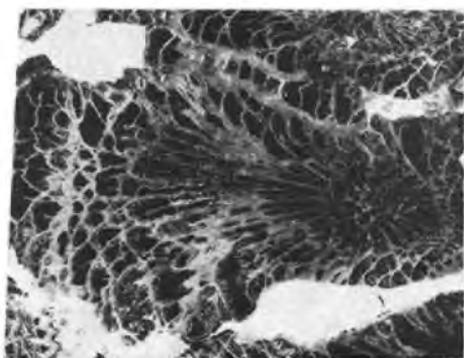
3



4



6



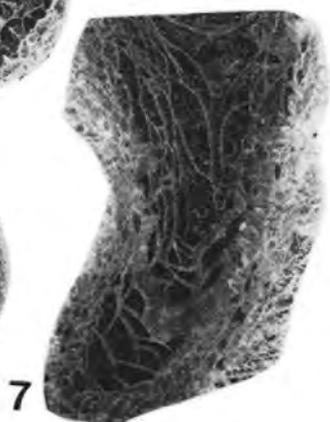
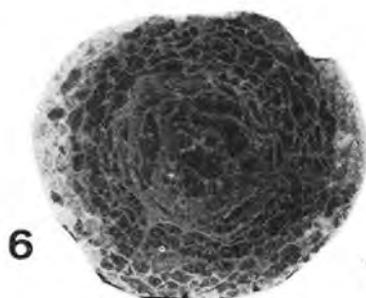
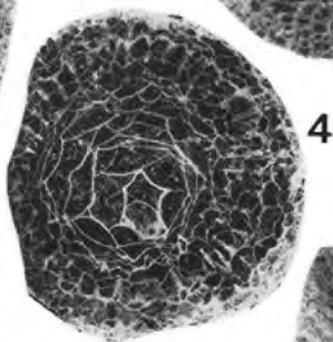
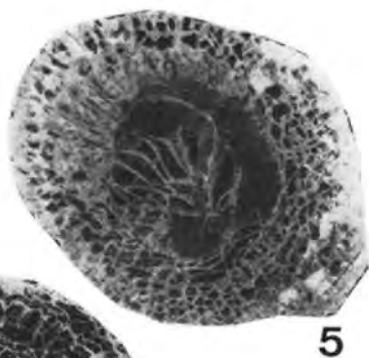
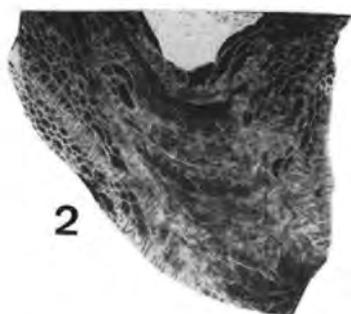
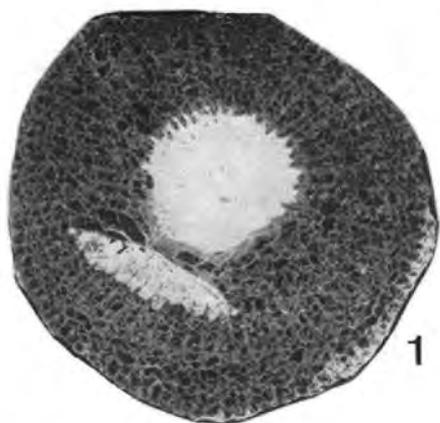
5



7

Tafel 3

Fig. 1, 2: <i>Gyalophyllum (Gyalophyllum) niurense</i> n.sp. Holotypus UGP. 2634, ×2,3; 2,1	272
Fig. 3, 4: <i>Cystiphyllum (Holmophyllum) pauciseptatum</i> n.sp. Holotypus UGP. 2532, ×2,0; 2,1	270
Fig. 5: <i>Gyalophyllum (Coronoruga) paucisclerenchymata</i> n.sp. Holotypus UGP. 2635, ×3,0	273
Fig. 6, 7: <i>Gyalophyllum (Coronoruga)</i> sp. UGP. 2636, ×2,0; 2,7	273



Tafel 4

- Fig. 1: *Strombodes (Kyphophyllum) conicum* (WEDEKIND) UGP. 2654, $\times 1,7$... 281
- Fig. 2, 3: *Spongophylloides (Spongophylloides) mirabilis* (SYTOVA) UGP. 2657,
 $\times 3,4$; 3,1 283
- Fig. 4: *Schlotheimophyllum patelloides* n. sp. Holotypus UGP. 2639, $\times 1,5$ 276
- Fig. 5: *Gyalophyllum (Coronoruga) paucisclerenchymata* n.sp. Holotypus UGP.
2635, $\times 2,5$ 273
- Fig. 6: *Holacanthia* sp. UGP. 2679, $\times 4,3$ 295
- Fig. 7, 8: *Loyolophyllum praesepimentosum* n. sp. Holotypus UGP. 2659, $\times 2,7$... 285

