# Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen.

Von Erich Spengler

# I. Teil: Der Westabschnitt der Kalkalpen.

Mit einer paläogeographischen Karte 1:210.000 (Tafel I und II) und 8 Textabbildungen

Dem Andenken Otto Ampferers gewidmet

### Inhalt

	Seite
Vorwort	2
Grundsåtzliches zur Konstruktion der Karte	3
Begründung der Konstruktion der Karte mit Hilfe des Schrifttums	10
Der Ablagerungsraum der Allgäudecke	10
Der Ablagerungsraum der Lechtal- und Inntaldecke	18
<ol> <li>Der Ablagerungsraum der Lechtaldecke in den Vilser Alpen</li> <li>Der Ablagerungsraum der Lechtal- und Inntaldecke im Bereiche des</li> </ol>	19
Ampfererschen Querschnittes	21
und Lechtaler Alpen	24
4. Der Ablagerungsraum der Inntaldecke in den westlichen Lechtaler	•
Alpen	28
gruppe 6. Der Ablagerungsraum des Nordteiles der Lechtaldeoke zwischen dem	29 34
Lechtal und dem Leitzachtal	34
Lechtaler Alpan	38
8. Der Ablagerungsraum des Wetterstein- und Mieminger Gebirges	39
9. Der Ablagerungsraum des Karwendelgebirges	42
10. Der Ablagerungsraum der Achentaler Schubmasse	45
11. Der Ablagerungsraum des Sonnwendgebirges	50
Die gegenseitige Lage der Ablagerungsgebiete der Allgäu- und Lechtaldecke	50
Die gegenseitige Lage der Ablagerungsgebiete der Lechtal- und Inntaldecke	54
Ergebnisse	57
Verzeichnis des im Text angeführten Schrifttams	61

### Zusammenfassung

Die Arbeit ist eine ausführliche Erläuterung zu der beiliegenden Karte des Ablagerungsraumes der Trias- bis Neokomablagerungen des Westabschnittes der Nördlichen Kalkalpen (Rheintal bis Rattenberg), welche durch Abwicklung der Decken und Ausglättung der Falten konstruiert wurde, wobei die Schubweite der Decken und Schuppen möglichst gering angenommen wurde. In der Einleitung wird die Arbeitsmethode besprochen. Der

Hauptteil der Arbeit ist eine eingehende Begründung der Kartenkonstruktion auf Grund der geologischen Karten und Profile. Die Karte zeigt, daß der Ablagerungsraum des Westabschnittes der Kalkalpen vor der Orogenese etwa 3-5mal so breit war als gegenwärtig. Es ergeben sich ferner Anhaltspunkte für die Richtigkeit der Unterströmungstheorie.

#### Vorwort

In dieser Arbeit soll der Versuch gemacht werden, den Raum, welchen die Trias-, Jura- und Unterkreidegesteine der Nördlichen Kalkalpen vor Eintritt der Orogenese in der Geosynklinale eingenommen haben, mit Hilfe der neuesten geologischen Karten möglichst genau topographisch zu rekonstruieren, u. zw. unter der Annahme eines Minimums an Schubweite.

Für einzelne Profile wurden bereits mehrmals solche Versuche durchgeführt. Ich erwähne nur meinen 1918 erschienenen geologischen Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes, in welchem nicht nur der heutige Zustand, sondern auch derjenige am Ende der Oberkreide und am Ende der Unterkreide dargestellt ist, ferner einen ähnlichen Versuch, den K. Osswald für das Wendelsteingebiet gemacht hat (1928, S. 241).

Eine solche Karte bietet erst die richtige Unterlage für paläogeographische Karten des Mesozoikums der Nördlichen Kalkalpen. Das hat bereits E. Kraus in seiner "Baugeschichte der Alpen" (I. Teil 1951, S. 116—117) ausdrücklich ausgesprochen, und die paläogeographischen Karten in diesem Buche (Tafel I—VI, VIII, X, XI) sind tatsächlich nicht auf der heutigen Unterlage, sondern auf einer durch Rückverschiebung der Decken konstruierten Karte der Geosynklinale gezeichnet. Aber die Abwicklung der Decken erfolgte bei Kraus in ziemlich schematischer Weise und in einem so kleinen Maßstab (1:3,125.000), daß die Eintragung von Einzelheiten nicht möglich ist. Ich lege aber großen Wert darauf, daß aus meiner Karte ersichtlich ist, welche Teile der alpinen Geosynklinalsedimente an der Erdoherfläche noch sichthar sind, welche verhüllt und welche verschwunden sind.

Es ist selbstverständlich, daß die Richtigkeit der hier zur Veröffentlichung gelangenden Karte von der Richtigkeit der hiezu verwendeten geologischen Karten und Profile abhängt. Aber ich glaube, daß der Zeitpunkt insofern für einen solchen Versuch günstig ist, als jetzt für das Gesamtgebiet der Nördlichen Kalkalpen neuere geologische Karten vorliegen. Ich hahe mich auf die oberostalpinen Sedimente der Nördlichen Kalkalpen beschränkt, weil diese offenbar in einem mehr oder minder zusammenhängenden Raume abgelagert wurden. Die Faziesunterschiede innerhalb der Nördlichen Kalkalpen sind meiner Ansicht nach nicht so groß, daß sie weit voneinander getrennte Ablagerungsräume erfordern.

Ich hatte den Versuch, eine solche Karte für die ganzen Nördlichen Kalkalpen zu zeichnen, bereits in Prag im Jahre 1945 gemacht. Allerdings wählte ich damals den Maßstab der Geologischen Übersichtskarte von Österreich (1:500.000), wodurch die Einzeichnung von Einzelheiten nicht möglich war. Diese Arbeit hätte in der zum 70. Gehurtstag Hofrat Dr. O. Ampferers geplant gewesenen Festschrift erscheinen sollen. Das Manuskript ist aber im Jahre 1945 in Verlust geraten.

Ich habe während der ganzen schweren Zeit, die meiner Ausweisung aus Prag folgte, an der Absicht festgehalten, diese Arbeit nochmals zu schreiben. Es war aber erst möglich, meinen Plan zu verwirklichen, als es mir im November 1951 gelang, in Wiesbaden eine Wohnung zu bekommen, wo mir die ausgezeichnete Bibliothek des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zur Verfügung steht. Es sei an dieser Stelle dem Hessischen Landesamt für das Flüchtlingswesen, u. zw. besonders Herrn B. Utikal und Frau J. Schenk, sowie dem Direktor des Landesamtes für Bodenforschung, Herrn Professor Dr. F. Michels, der heste Dank dafür ausgesprochen, daß sie mir in so tatkräftiger Weise bei der Beschaffung der Wohnung behilflich waren. Ferner danke ich Herrn Professor Dr. C. W. Kockel in Marburg, daß er meine Arbeit durch Überlassung von Literatur sehr gefördert hat.

### Grundsätzliches zur Konstruktion der Karte

Zur Konstruktion einer Karte des Ablagerungsraumes der kalkalpinen Sedimente genügte es nicht, die Decken in ihrer heutigen Form in den Ahlagerungsraum zurückzuschieben, etwa in der Art, daß man einfach die in einer tektonischen Karte eingetragenen Decken neheneinander aushreitet. So leicht darf man sich die Sache nicht machen, das würde ein ganz falsches Bild geben. Es ist auch nötig, mit Hilfe sämtlicher im Schrifttum vorhandenen Profile die Falten auszuglätten und auch kleinere Schubflächen (Schuppen), sowie Blattverschiebungen rückgängig zu machen.

Auf diese Weise ist eine Karte entstanden, welche folgende Ausscheidungen aufweist:

1. Noch auf der Erdoberfläche sichtbare Teile des nordalpinen Mesozoikums (mit Ausnahme der Oberkreide). (Ohne Signatur.) Als sichtbar sind solche Punkte der Geosynklinale eingetragen, von denen irgendein Schichtglied in einer geologischen Karte erscheint. Das ist z. B. schon der Fall, wenn sich nur der Buntsandstein erhalten hat und alles, was einst darüber lag, abgetragen ist, oder auch dann, wenn nur das Neokom erhalten ist und alles was einst darunter lag, infolge tektonischer Vorgänge fehlt. Zur Orientierung wurde die ursprüngliche Lage der Gesteine einer großen Zahl von Bergspitzen in den sichtbaren Teilen des Mesozoikums eingetragen. Im allgemeinen war in der Schnbrichtung, d. b. meist in der N-S-Richtung, die Horizontalentfernung der Gesteine zweier Bergspitzen größer als heute. Seltener tritt der Fall ein, daß die Horizontalentfernung der Gesteine zweier Bergspitzen in der Geosynklinale kleiner war als heute, ja bei saigerer Schichtstellung kann sogar der Fall eintreten, daß zwei heute I km und mehr voneinander getrennte Punkte in der Geosynklinale vertikal übereinander lagen und daher in der Karte nicht getreunt werden können. Das gilt z. B. für den Falkensteinzug bei Füssen. Auch die Gesteine heute noch weiter als 1-2 km voneinander entfernter Berge können in dem seltenen Falle vertikal übereinander gelegen gewesen sein, in dem Teile einer ursprünglich einheitlichen Schichtenfolge durch Schubbewegungen voneinander getrennt wurden (z. B. Sonnwendgebirge).

2. Durch höhere Decken oder Schuppen verhüllte Teile des Mesozoikums (Vertikalschraffen). Hieher gehören nur solche Punkte, an denen alle Schiebtglieder Trias-Neokom infolge Bedeckung mit höheren tektonischen Einheiten an der Erdoberfläche nicht sichtbar sind. Wenn in einer einheitlichen vertikal schraffierten Fläche ein Teil dieser Fläche unter einer Decke, ein anderer unter einer anderen Decke oder unter einer Schuppe verborgen ist, ist dazwischen keine Grenze gezogen. So vereinigt sich z. B. im Gappenfeldgraben östlich vom Vilsalpsee das unter der Lechtaldecke gelegene Gehiet mit demjenigen, welches unter der Nebelhorn-Teildecke verborgen ist.

3. Durch Oberkreide (Cenoman oder Gosauschichten) verhüllte Gebiete. (Schräge unterbrochene Schräffen.) Hier wurde (z. B. in der nördlichen Randzone der Allgändecke) das Cenoman auch eingetragen, wenn gegenwärtig die älteren Schichtglieder darunter nicht mehr vorhanden sind.

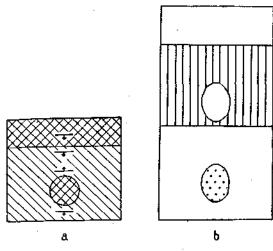


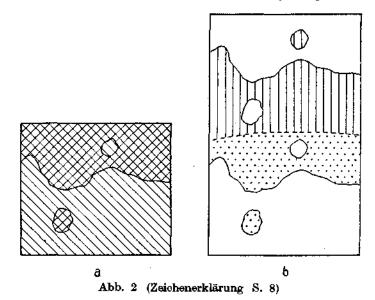
Abb. 1 (Zeichenerklärung S. 8)

- 4. Durch Tertiär, Quartär, Seen oder Gletscher verhüllte Gebiete. (Waagrechte unterbrochene Schraffen.) Hier wurden nur größere Bedekkungen mit jungen Sedimenten berücksichtigt, u. zw. besonders solche, unter denen der ältere Untergrund nicht sicher bekannt ist oder die zur Orientierung auf der Karte wichtig sind (Alluvien größerer Täler). Es sei ausdrücklich darauf hingewiesen, daß bei 3 und 4 nicht die heutige Verbreitung der jungen Ablagerungen eingetragen ist, sondern der Raum, den die unter ihnen liegenden Trias-Unterkreide-Sedimente in der Geosynklinale einnahmen. Da diese in der Regel gefaltet und die Falten in der Karte ausgeglättet sind, erscheinen meist die Verbreitungsgebiete der jungen Ablagerungen in der Bewegungsrichtung vorwiegend N—S in die Länge gezerrt. Wenn der Untergrund eines jungen Decksedimentes zu zwei verschiedenen Decken gehört, erscheint der von dem jungen Sediment verhüllte Raum im Bereiche der Ablagerungsräume beider Decken, also zweimal in der Karte. Das gilt z. B. für das Alluvium des Isartales bei Lenggries.
- 5. Durch Erosionsvorgänge abgetragene Teile des Mesozoikums (punktiert). Hieher gehören nur solche Gebiete, aus denen die Erosion gar nichts von der Schichtenfolge: Trias-Neokom an der Erdoberfläche übriggelassen hat. Hingegen ist es möglich, daß infolge tektonischer

Vorgänge (Abscherungen) tiefere Teile der betreffenden Schichtenfolge an unbekannten Stellen in der Tiefe noch erhalten geblieben sind. Das betrifft besonders die Unter- und Mitteltrias.

6. Schließlich wurden solche Räume, deren Schicksal ganz unsicher ist, mit ? bezeichnet. Es handelt sich dabei meist um Gebiete, deren Sedimente beim Deckenschub weit im Süden zurückgeblieben sind und die im Sinne von E. Kraus samt ihrem älteren Untergrund in die Tiefe "hinabgebaut" wurden.

Da die durch Abtragung verschwundenen Teile einer Decke punktiert, die durch höhere Decken verhüllten Teile vertikal schraffiert sind, muß jedes Fenster und jede Deckscholle in einer paläogeographischen Karte,



die den ursprünglichen Ablagerungsraum darstellt, zweimal erscheinen. Das zeigen die Ahh. 1 und 2. Die den Fenstern und Deckschollen entsprechenden Flächen haben in der paläogeographischen Karte nur dann dieselbe Form wie in der tektonischen, wenn dem Deckenschuh keine Deckenfaltung gefolgt ist. Das wurde in Abb. 2 angenommen. Ist hingegen — was viel häufiger ist — eine Deckenfaltung eingetreten, so erscheint der dem Fenster oder der Deckscholle entsprechende Raum in der paläogeographischen Karte im Vergleich zu dem tektonischen Kartenbilde in der Bewegungsrichtung in die Länge gezogen. Wie die Fallzeichen in Abb. 1 a zeigen, wurde hier eine Deckenfaltung angenommen. Daher erscheint das kreisförmige Fenster der tektonischen Karte in der paläogeographischen zu einer Ellipse verzerrt, deren große Achse in der Bewegungsrichtung der Decke verläuft.

Ahb. 1 b ist aber nur dann richtig, wenn 1. im Fenster der innerste (in den Nordalpen meist südlichste) Teil des autochthonen Untergrundes oder der tieferen Decke sichtbar ist. Das wurde mit Rücksicht auf das eingangs ausgesprochene Prinzip der Annahme eines Minimums an Schubweite

immer angenommen, wenn nicht sehr triftige fazielle Gründe dagegen sprechen. 2. Die Decke bis zu ihrer Stirn vollständig erhalten ist. Ist hingegen — was die Regel ist — die Decke nicht his zum Stirnrand erhalten, so muß sich in Ahb. 1 zwischen der weiß gelassenen und der schraffierten Fläche noch eine punktierte Fläche einschalten, welche den abgetragenen Stirnteil der Decke darstellt. Meist wird es hei einer solchen nicht his zur Stirn erhaltenen Decke sehr schwer möglich sein, die Größe des abgetragenen Stirnteiles zu bestimmen. Dadurch kommt natürlich eine Unsicherheit in die Rekonstruktion 1). Im Sinne des zu Beginn ausgesprochenen Grundsatzes wird aber in solchen Fällen der fehlende Stirnteil möglichst klein gezeichnet, bei Schuppen mit sehr geringer Förderweite (ziemlich steil stehender Schubfläche) sogar in der Regel angenommen, daß diese bis zur Stirn erhalten sind. In den sehr häufigen Fällen, wo der Außenrand der Decke ausgezackt ist — Halbfenster vorliegen — wird man mit großer

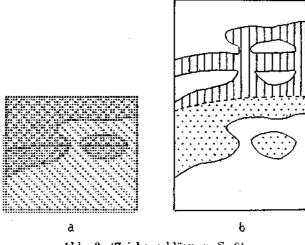


Abb. 3 (Zeichenerklärung S. 8)

Wahrscheinlichkeit annehmen dürfen, daß die ursprängliche Deckenstirn mehr oder minder gerade war, und daher ein Kartenhild nach dem Schema Abh. 2 b zeichnen.

Nur dann, wenn der Deckenschub eine vorher völlig ungestörte Schichtenfolge betroffen hat, ist die in der oberen Hälfte der Abb. 1-2 den Fenstern und Deckschollen entsprechende Fläche ehenso groß wie diejenige in der unteren Hälfte der Abbildungen. Wenn aber z. B. die tiefere Decke vor Eintritt des Deckenschubes gefaltet ist, die höhere hingegen nicht, so ist die den Fenstern entsprechende Fläche in der oberen Hälfte der Abbildungen in N-S-Richtung ausgedehnter als in der unteren. Wenn die Gesteine der tieferen Decke vor Eintritt des Deckenschubes von einer steilen Schuppung betroffen wurden, so gilt Abb. 3. Die heute im Fenster sichtharen Teile

<sup>1)</sup> Da die Grenze zwischen dem verhüllten rückwärtigen Teil der tieferen und dem abgetragenen Stirnteil der höheren Decke nicht unmittelbar aus der geologischen Karte entnommen werden kann, wurde der hypothetische Charakter dieser Grenzlinis in der peläogeographischen Karte durch eine ...... Linie zum Ausdruck gebracht (Abb. 2 und 3).

der beiden Schuppen der tieferen Decke waren vor der Schuppung durch einen schmalen Raum getrennt, welcher jetzt durch die südliche Schuppe verhüllt ist. Auch der umgekehrte Fall ist denkbar, daß die Gesteine der höheren Decke vor Eintritt des Deckenschubes gefaltet wurden, diejenigen der unteren aber nicht, so daß der von der Decke verhüllte Raum kleiner ist als die Decke selbst.

Das Ausglätten der Falten ist schwieriger als das Zurückschieben der Decken. Die Ausglättung der Falten wurde so durchgeführt, daß in möglichst vielen Profilen ein Faden an eine geeignete, u. zw. möglichst tief gelegene Schichtgrenze angelegt und geradegestreckt wurde. Bei Deckenfalten (nachträglich gefalteten Deckensystemen) wurde der Faden wenn möglich an die gefaltete Überschiebungsfläche angelegt. Wo sich kein Faltenprofil

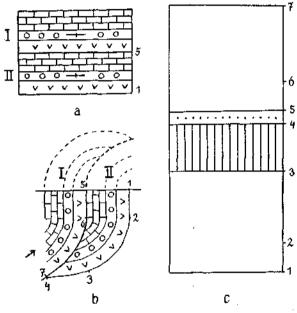


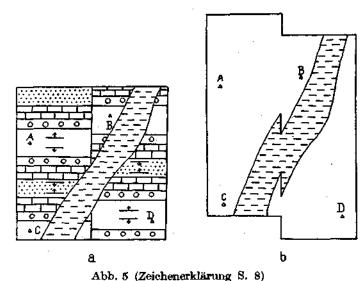
Abb. 4 (Zeichenerklärung S. 8)

im Schrifttum fand, wurde mit Hilfe der Fallzeichen der geologischen Karte zuerst ein Profil gezeichnet. In vielen Fällen war das Ausglätten der Falten mit Schwierigkeiten verbunden. Bei isoklinalen Falten ist häufig die Tiefe der Mulden und die Höhe der Sättel unbekannt. In solcheu Fällen wurde eine möglichst geringe Tiefe der Mulden und Höhe der Sättel angenommen.

Sehr schwierig und unsicher ist auch die Ausglättung nachträglich saiger gestellter Überschiebungsflächen, wie sie z. B. am S-Rande der Kalkalpen auftreten. Abb. 4 zeigt eine nachträglich saiger gestellte Überschiebung, u. zw. wäre die Schubmasse I in der Richtung des Pfeiles auf die Masse II geschoben und beide Schubmassen nachträglich durch Faltung saiger gestellt. Wie weit die Aushisse der beiden Schubmassen in der Geosynklinale voneinander entfernt waren, ist in der Regel unbekannt, da keine

in große Tiefe hinabreichenden Aufschlüsse vorbanden sind und die Stirn von I erodiert ist. Wenn die Faziesverhältnisse nicht dagegen sprechen, wurde hier die Muldenbiegung von II in geringer Tiefe und die abgetragene Sattelbiegung von I in geringer Höhe über der Erdoberfläche angenommen.

Die Rückgängigmachung der Blattverschiebungen wird durch Abb. 5 erläutert. Wird die Blattverschiebung von einer jüngeren Schichtgruppe, z. B. einem Flußalluvium, ganz oder teilweise bedeckt, erscheint der von diesem verhüllte Raum in der paläogeographischen Karte in entgegengesetztem Sinne disloziert (Abb. 5 b).



#### Zeichenerklärung zu den Abb. 1--5.

Abb. I a, 2 a, 3 a tektonische Karten, Abb. 1 b, 2 b, 3 b die zugehörigen (abgewickelten)

palaogeographischen Karten,

In den tektonischen Karten: Schiefe Schraffen = höhere Decke, Kreuzschraffen = tiefere Decke (in 3 a Kreuzschraffen mit Punkten in den Quadraten = höhere Schuppe der tieferen Decke).

Abb. 4 a geologische Karte (nachträglich saiger gestellte Schubmassen), Abh. 4 b

zugehöriges geologisches Profil, Abh. 4 c zugehörige paläogeographische Karte.

Mit I-7 sind die einander entsprechenden Punkte in 4 a, 4 b und 4 c bezeichnet. Nur das Stück zwischen 3 und 4 ist in der paläogeographischen Karte mit Vertikalschraffen bezeichnet, da nur dieses — von oben gesehen — unter einer höheren Schubmasse verborgen ist.

Abb. 5 a geologische Karte eines durch eine Blattverschiebung gestörten Faltengebirges, welches teilweise durch ein Flußalluvium verhüllt ist. Abb. 5 b zugehörige

paläogeographische Karte.

Mit A-D werden die entsprechenden Punkte in 5 a und 5 b bezeichnet. In den palaogeographischen Kerten 1 b, 2 b, 3 h, 4 c, 5 h kamen dieselben Signaturen wie in der beiliegenden großen paläogeographischen Karte der Kalkalpen zur Anwendung.

Wichtige Gesichtspunkte von allgemeiner Bedeutung hat Arnold Heim in seiner Arbeit: "Abwicklung und Fazieszusammenhang in den Decken der nördlichen Schweizeralpen" (1916) berausgearbeitet. Er unterscheidet hier mit Recht zwischen der tektonischen Abwieklung und der Faziesabwicklung; nur die letztere ergibt die ursprüngliche Breite des Ahlagerungsraumes. Auch hier wird daher eine Faziesabwicklung angestrebt. Im Helvetischen Deckensystem der Schweiz, welches Arnold Heim bei seinen Untersuchungen in erster Linie berücksichtigt, bestehen dadurch große Unterschiede zwischen der tektonischen und der Faziesabwicklung, daß die jüngeren Abteilungen des Mesozoikums gegenüber den nächstälteren bedeutend nach N vorgeschoben wurden. Das ist in den Decken der Nördlichen Kalkalpen in viel geringerem Maße der Fall, was sich schon daraus ergibt, daß in allen Decken der Hauptdolomit (oder der gleichalte Dachsteinkalk) auftritt. Selbst im karnischen Niveau dürfte die Ablösung der höheren Trias nicht allgemein sein, was sich daraus ergibt, daß in den Stirnteilen der Lechtaldecke (z. B. in den Vilser Alpen oder im Benediktenwandgebirge) noch Wettersteinkalk und sogar Muschelkalk vorhanden ist. Erst an der Grenze zwischen dem Skyth und dem Anis ist wohl eine ähnliche allgemeine Ablösung und ein ähnliches allgemeines Vorauseilen des Hangenden eingetreten, wie es sich im Helvetischen Deckensystem an vielen tonigen Niveaus vollzogen hat. Dieser Unterschied hängt auch damit zusammen, daß im Helvetischen Deckensystem die oberste Decke (Säntisdecke) am weitesten nach N vordringt, in den Kalkalpen hingegen die oberste Decke (Inntaldecke) am weitesten im S zurückbleibt.

Aus diesen Gründen kann in den Nördlichen Kalkalpen für die Schichtenfolge Anis—Neokom, auf die sich die Abwicklung im allgemeinen bezieht, der Unterschied zwischen der tektonischen und der Faziesabwicklung in der Regel nicht so groß sein wie in der Helvetischen Zone der Schweiz. Besonders muß eine tektonische Abwicklung des Hauptdolomites und Dachsteinkalkes, die hier nach Möglichkeit vorgenommen wurde, ein Bild ergeben, das wohl nur in geringem Maße abweicht von den Ergebnissen einer Faziesabwicklung nach der von Arnold Heim, S. 478, angegebenen Methode, die mit den für die Nördlichen Kalkalpen vorliegenden Profilen praktisch nicht durchführbar ist. Hauptdolomit und Dachsteinkalk sind dafür nicht nur deshalb sehr geeignet, weil sie meist das mächtigste Schichtglied sind, sondern auch aus dem Grunde, weil sich diese Gesteine ziemlich starr verhalten und daher nur wenig ausgewalzt oder angeschoppt sind.

Ein wichtiger Grundsatz, an dem bei dem Abwicklungsversuch stets festgehalten wurde, besagt, daß die Schubweite einer Decke im Streichen zwar Schwankungen unterliegen kann, aber daß sich in der Regel die Zunahme und Abnahme der Schubweite nur allmählich auf größerer Strecke vollziehen kann. Wenn daher zwei oder mehrere nahe nebeneinander gelegene Parallelprofile bei der Abwicklung zu sehr verschiedenen Mindest-Schubweiten führen — was häufig vorkommt — dann gilt die größte nnter diesen Schubweiten als die kleinstmögliche Schubweite der Decke. Wenn aber doch eine sprunghafte Änderung der Schubweite im Streichen erfolgt, muß sich das im geologischen Kartenbilde durch auf die Decke beschränkte Blattverschiebungen bemerkbar machen (Cornelius, 1949, S. 395). Wenn man allerdings die Deckenüberschiebungen als Unterschiebungen betrachtet, wofür viel spricht (vgl. S. 59), so kann sich eine Änderung der Schubweite im Streichen auch durch ein schief unter die Schubfläche hineinziehendes Faltenstreichen der tieferen Decke, und eine plötzliche Änderung auch

durch eine auf die tiefere Decke beschränkte Blattverschiebung bemerkbar machen.

Der nun folgende spezielle Teil der Arbeit ist nur mit Hinzuziehung der von der Geologischen Bundesanstalt in Wien und der vom Bayerischen Geologischen Landesamt herausgegebenen geologischen Karten und des anderen angeführten Schrifttums lesbar. Im Text wurden folgende Abkürzungen angewendet: P. K. (paläogeographische Karte) für die der Arbeit beiliegende Karte, G. K. für die als Quelle verwendete geologische Karte.

# Begründung der Konstruktion der Karte mit Hilfe des Schrifttums Der Ablagerungsraum der Allgäudecke

Zur Ausglättung der Allgäudecke geht man am besten von dem Raum zwischen dem Illertal bei Oberstdorf und dem Vilstal bei Tannheim und Schattwald aus. Die Allgäudecke besteht in diesem Raum aus drei Teildecken 1): 1. Jochschrofen-Teildecke (von der im W-Teil eine Randschuppe abgegliedert ist), 2. Iseler-Teildecke, 3. Nebelhorn-Teildecke (C. W. Kockel und M. Richter, 1931/a, Tafel VIII; M. Richter, 1937, Abb. 11, Cnstodis und Schmidt-Thomé, 1939, S. 409—414 und tektonische Karte der Berge zwischen Hindelang und Pfronten im Allgäu).

Wie diese Karte zeigt, ist die Randschuppe nur bis in den Raum südlich von Unterjoch von der Jochschrofen-Teildecke getrennt. Der größte Teil der Randschuppe ist von der langgestreckten, zu der Oberen Vilser Decke gehörenden Deckscholle des Falkensteinzuges verhüllt. Am W-Ende ist die Obere Vilser Decke nach Custodis (1939, Profile 8—15) unter die Randschuppe eingewickelt. Da der die Obere Vilser Decke einwickelnde S-Teil der Randschuppe verkehrt liegt (besonders deutlich am Gipfel des Hirschberges, Profil 8), muß er zurückgeklappt werden, so daß in der ursprünglichen normalen Lage gegenüber dem Kartenbild bei Custodis NW und SE vertauscht sind. Dadurch bekommt das Ablagerungsgebiet der Randschuppe bei Hindelang eine Breite von 3·3—3·5 km, während jetzt die Breite der Randschuppe dort nur 2·5 km beträgt.

Wie das Fenster von Hinterstein im Osterachtale zeigt, muß die Jochschrofen-Teildecke mindestens bis zum S-Rande dieses Fensters unter die Iseler-Teildecke bineinreichen. Außerdem muß die Deckenfaltung ausgeglättet werden. Dadurch erhalten wir im Osterachtal eine Breite des Ablagerungsraumes von mindestens 5.5 km, von denen 4 km unter der Iseler-Teildecke verborgen sind (M. Richter, 1937, S. 71) 2). Gegen Osten scheint sich die Schubweite der Iseler-Teildecke auf die Jochschrofen-Teildecke rasch zu verkleinern und außerdem schalten sich nach Schmidt-

<sup>2</sup>) Durch Ausglätten des Deckensattels des P. 2002 (M. Richter, 1937, Abb. 9) und des Ponten erhielt des heute infolge der Deckenfaltung elliptische Fenster von Hinterstein in der P. K. fast Kreisform.

<sup>1)</sup> Ich ziehe in diesem Falle, wo es sich um Schubmassen handelt, deren Schubweite einige Kilometer beträgt und die nachträglich eine Deckenfaltung mitgemacht haben, die Bezeichnung "Teildecke" dem von Richter gebrauchten Ausdruck "Schuppe" vor. Als Schuppe möchte ich im Folgenden nur Schubmassen bezeichnen, bei denen die Schubweite geringer, gleich oder nur wenig größer ist als die vertikale Komponente der Bewegung.

Thomé zwischen beiden kleinere Schuppen ein (Ächsele-Teilschuppe, untere Breitenbergschuppe). Am N-Abhang des Breitenberges geht die Schuppung in Überfaltung über (Schmidt-Thomé, 1951, S. 35, unteres Profil).

Die Iseler-Teildecke springt im Imberger Horn und im Iseler stärker nach N vor als im Osterachtal. Das buchtförmige Zurückspringen des Außenrandes der Teildecke im Osterachtal ist wohl eine Erosionswirkung; daher wurde hier ein dreieckiger Raum gezeichnet, in dem die Stirn der Iseler-Teildecke abgetragen ist. Südlich der unteren Haseneckalm östlich des Rettenschwangtales entwickelt sich aus der mit Liasfleckenmergeln gefüllten Mulde der obereu Haseneckalm eine kleine Schuppe innerhalb der Iseler-Teildecke, die sich noch bis in den Nordhang des Entschenrückens verfolgen läßt. Wie das langgestreckte Halbfenster südlich des Felsgrates: Daumen-Pfannenhölzer-Mittagsspitze, welches sich als schmales, verquetschtes Streifenfenster westlich unter dem Nebelhorngipfel und bis ins Oytal verfolgen läßt, und das Fenster südlich vom Vilsalpsee zeigt, muß die Iseler-Teildecke his über den Südrahmen dieser Fenster unter die Nebelhorn-Teildecke hineinreichen. Wir erhalten dadurch im Osterachtale eine Breite des Ablagerungsraumes der Iseler-Teildecke von 9 km, von denen der kleinere S-Teil unter der Nebelhorn-Teildecke verborgen ist. Gegen E verbreitert sich der Ahlagerungsraum der Iseler-Teildecke bedeutend: wir erbalten durch Ausglätten der nordvergenten Breitenbergfalten, der breiten Schattwalder Deckenmulde und des Deckensattels Ponten-Krinnespitze im Meridian von Pfronten eine Gesamtbreite des Ablagerungsraumes der Iseler-Teildecke von etwa 17 km.

Der beutige zackige N-Rand der Nebelhorn-Teildecke ist wohl größtenteils ein Erosionsrand. Ich habe daher angenommen, daß zwischen dem E-Ende des Daumengrates und dem Geishorn, sowie beim Vilsalpsee ein Stück des ursprünglichen Stirnrandes der Teildecke durch Erosion entfernt wurde. Nach Ampferer (Ampferer-Hammer, 1911, S. 543) verläuft die Schubfläche zwischen Iseler- und Nebelhorn-Teildecke östlich vom Vilsalpsee im Gappenfeldgraben, verschwindet dann aber unter der Lechtaldecke. Zwischen die Allgäu- und die Lechtaldecke schaltet sich aber die "Tektonische Moräne" ein, welche besonders bei der Ussernalpe großartig ausgebildet ist (Ampferer-Hammer, 1911, S. 542, Fig. 4). Selbstverständlich ist es nur in schematischer Weise möglich, die ursprüngliche Lage derjenigen Gesteine, die durch die Überschiebung der Lechtaldecke in eine "Tektonische Moräne" verwandelt wurden, in der P. K. einzutragen. Da sich die tektonische Moräne südlich vom Gappenfeldgraben im Hangenden des Jura der Nebelhorn-Teildecke, nördlich dieses Grabens aber im Hangenden des Jura der Iseler-Teildecke befindet, dürfte der S-Teil der durch den Deckenschub nachträglich in eine tektonische Moräne umgewandelten Jura- und Kreidegesteine ursprünglich im Hangenden der Nebelhorn-Teildecke, der N. Teil aber im Hangenden des jetzt verbüllten Teiles der Iseler-Teildecke gelegen, von dort aber auf den jetzt sichtbaren Teil dieser Teildecke aufgeschoben worden sein. Da außerdem - wie Ampferers Ansicht der Schubschollenlandschaft zeigt — die (Muschelkalkschollen aus der Lechtaldecke führenden) Jura- und Kreidegesteine mehrmals übereinandergeschoben sind, wurde die Zunge der teilweise von Klippen der Lechtaldecke verhüllten Jura- und Kreidegesteine länger gezeichnet, als sie gegenwärtig ist. Die Nebelhorn-Teildecke weist eine sehr starke Faltung auf. Zum Ausglätten der Falten eignet sich besonders das von Haniel (1914, Profil IV) gezeichnete, von M. Richter 1929 (Abb. 4, S. 21) verbesserte Profil durch den Kamm: Nebelhorn—Schochen—Schneck. Wenn wir die starke Faltung der Gesteine dieses Profiles ausglätten, heträgt die Entfernung vom Nebelhorn bis zum Schubrand der Lechtaldecke südlich vom Himmeleck 12 km. Gegenwärtig sind es infolge der Faltung nur 6 km; besonders tief ist die Mulde des Schneck (= Höfatsmulde) und daher hier die Verschmälerung besonders groß. Im S-Teil der Allgäuer Hauptmulde ist längs des Schubrandes der Lechtaldecke die durch diese hervorgerufene schmale Juraschuppe der Rotspitze abgespalten (Ampferer-Hammer, 1911, S. 544, Abb. 5). Der durch diese Schuppe verhüllte schmale Streifen der Allgäuer Hauptmulde ist auch in der P. K. eingezeichnet.

Wir verfolgen nun die Allgäudecke zunächst nach W. Die Randschuppe endet bei Hindelang, die Jochschrofen-Teildecke an der Achsel, die Iseler-Teildecke im Rettenschwangtal und westlich vom Nebelhorn an der Überschiebung der Kalkalpen über die Flyschzone; die westliche Fortsetzung dieser Teildecken ist somit durch die Erosion entfernt. Nur die Nehelhoru-Teildecke, unter der nach M. Richter im Fenster von Gerstruben die Iseler-Teildecke zutage tritt, streicht weiter gegen W.

In der Allgäuer Hauptmulde der Nebelhorn-Teildecke läßt noch das Profil des Höfatsgrates (Haniel-Richter, 1929, Abb. 8) die sehr starke Faltung dieser Teildecke erkennen. Noch weiter gegen W ist nur Liasfleckenmergel in der Allgäuer Hauptmulde vorhanden, der auch in sich stark gefaltet sein muß, was auch Haniels Profile I und III in schematischer Weise andeuten. Wäre in den Profilen der Höfats und des Schneck auch nur Liasfleckenmergel vorhanden, würde man die ursprüngliche Ablagerungsbreite der Gesteine der Allgäuer Hauptmulde viel zu niedrig schätzen. So aber müssen wir annehmen, daß auch westlich der Iller der Ablagerungsraum der Allgäuer Hauptmulde viel breiter war als heute die Mulde ist.

Für den 8 km langen Raum zwischen dem Stillachtal und dem E-Rande des Blattes "Klostertaler Alpen" der Karte der Lechtaler Alpen liegen nur die etwas veralteten Profile Pontoppidans (1911) vor. Von hier an his zum W-Ende der Allgäudecke im Großen Walsertal aber ist der innere Zusammenschuh der Allgäudecke an der Hand der 17 Querprofile Benzingers (1929, Tafel XII) und der 12 Querprofile Blumenthals (1936) sehr genau zu verfolgen. Durch Ausglätten der Falten ergibt sich für den Meridian des Widdersteins eine ursprüngliche Breite des sichtbaren Teiles der Allgäudecke von 11 km, während die gegenwärtige Breite hier 6 km beträgt. In dem Raume östlich der Bregenzer Ache ist innerhalb der Allgäudecke nur eine Schuhfläche von sehr geringer Schuhweite vorhanden, welche zwischen Kl. und Gr. Widderstein (Benzinger, Profil Fig. 8. S. 449) und nördlich vom Alpeleskopf (Benzinger, Profil V) verläuft. Diese Schubfläche trennt auf Blumenthals Karte (Tafel XXVI) die Zitterklapfen- von der Hochkunzelschuppe. Nach M. Richter (1937, S. 69) setzt sich die Zitterklapfenschuppe bis zum Warmatsgundtal nach E fort. Dazu möchte ich folgendes bemerken: Nach der Geologischen Karte der Lechtaler Alpen endet der schmale Jurastreifen, welcher die Schuppe des Kl. Widdersteins (= Zitterklapfenschuppe) von derjenigen

des Widdersteins (= Hochkünzelschuppe) trennt, beim Roßboden etwa 1 km westlich vom Gaishorn. Im Hauptdolomit des Gaishorns ist daher Zitterklapfen- und Hochkünzelschuppe nicht mehr getrennt. Die nördlicher gelegene Juramulde des Bärenkopfes setzt sich gegen E in diejenige des Elferkopfes (2387 m, Profil 2 bei Pontoppidan) fort. Am Fiderepaß tritt nach Pontoppidan (1912) und Kraus (hei Schmidt-Thomé 1951, Abb. 7) in einem Fenster Flysch zutage 1).

Westlich der Bregenzer Ache gehört die Niederkünzelspitze zur Zitterklapfenschuppe, die Hochkünzelspitze zur Hochkünzelschuppe (Benzinger Profil XIII). Letztere endet nach Blumenthals Karte am Gaisrücken. Der höchstens wenige hundert Meter breite, von der Hochkünzelschuppe verhüllte Teil der Zitterklapfenschuppe wurde in der P. K. in etwas schematischer Weise eingetragen. Östlich vom Schönegg setzt die Schubfläche an, welche die Walsertalschuppe abspaltet, an der gleichfalls nur ein ganz schmaler Streifen der Allgäudecke verhüllt ist (Profile XIV—XVI bei Benzinger und Profile 6 und 12 bei Blumenthal). Nördlich der Zitterklapfenschuppe ist noch die Randschuppe des Gräshorn und Annalperstecken vorhanden, die durch starke Faltung eine sehr beträchtliche Verschmälerung erfahren hat, von der Zitterklapfenschuppe durch eine Schubfläche von sehr geringer Schubweite getrennt und selhst zwischen Wildem und Grünem Gräshorn durch eine noch unbedeutendere Schuhfläche zerschnitten ist (Ansichtsprofile bei Ampferer 1931/a, S. 200, Fig. 20 und 1932 vor S. 115; Blumenthal, Profile 2-8). Da ich nicht entscheiden kann, ob die Deutung der Schiefer und Sandsteine bei den Partnomalpen als Flysch (Birnwangschichten) durch Kraus und Ampferer oder als Lias der Allgäudecke durch Blumenthal (S. 460) richtiger ist, habe ich beide Möglichkeiten in die P. K. eingetragen. Falls die Erstgenannten recht haben, müßte der Raum bei den Partnomalpen (P?) punktiert werden.

Der von Blumenthalals "Verkeilte Randzone" und "Seewaldseezone" am Außeurand der Allgäudecke eingetragene Streifen wurde bei der Zeichnung der P. K. nicht herücksichtigt. Denn abgesehen davon, daß es sich zum großen Teil um Oberkreide handelt, ist es auch gar nicht sicher, ob es wirklich Randteile der Allgäudecke sind, wie Blumenthal annimmt, oder aus größerer Entfernung bertransportierte unterostalpine Schubfetzen, wofür das von Blumenthal (S. 470) und Richter (1937, S. 70) erwähnte Auftreten von Diahasporphyriten spricht. Überdies ist es nicht möglich, die ursprüngliche Gestalt und Lage solcher verschürfter Schollen auch nur aunähernd genau zu rekonstruieren.

Südlich der Höferspitze sind zwei sehr kleine Flächen durch Hauptdolomitklippen der Lechtaldecke verhüllt ("Falken" nordöstlich von Schröcken, Blumenthal, S. 476 und tektonische Karte Tafel XXVI).

Wenn wir aus dem Raume von Pfronten und Tannheim nach E gehen, so sehen wir, daß hier die Allgäudecke viel stärker als im W durch die Lechtaldecke verhüllt ist. Nur in drei Streifen liegt die Allgäudecke frei:

I. Im Halbfenster von Nesselwängle, das nur wenig über das Lechtal bis in die Gegend des Urisees reicht. Sehr kleine Teile dieses Halbfensters

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>) M. Richter rechnet 1929 die hier und in dem kleinen Fenster von Griesgund zutage tretenden Gesteine zur Aroser Schuppenzone, während er 1937 (S. 70) am Fiderepaß grobe Cenomankonglomerate angibt.

sind durch die Deckscholle des Hahnenkamms und nördlich von diesem durch zwei noch kleinere Deckschollen, größere Teile aber durch das Quartär des Lechtales in der Gegend von Reutte verhüllt. Da die Profile bei Kockel und Richter (1931/a, Tafel IX) hier eine verhältnismäßig geringe Faltung der Allgäudecke zeigen, wurden die im Halbfenster sichtbaren Gesteine in der P. K. nur wenig breiter eingezeichnet als in der G. K.

- 2. Im Bennadeckensattel, wo die Allgäudecke nur in drei sehr schmalen Streifenfenstern am Füssener Jöchl, östlich Ober-Pinswang und in der Bleckenau sichtbar ist.
- 3. Die nördliche Randzone, die sich allein weit nach E verfolgen läßt, aber immer wieder sehr stark durch Quartär verhüllt ist. Außerdem ist ein mittlerer Streifen der nördlichen Randzone von Pfronten bis zur Hornburg durch die der Oberen Vilser Decke angehörige Deckscholle des Falkensteinzuges verhüllt, an den sich noch im E ein schmaler und kurzer Streifen anschließt, wo die Allgäudecke die kleine, der Unteren Vilser Decke angehörige Deckscholle des Schäfflersecks trägt (Kockel, 1936, S. 179—180). Man kann hier den Zusammenschub der Allgäudecke durch Faltung und Schuppung nur roh schätzen. Aber die durch die steile Aufschiebung der Klammgrahenschuppe auf die Fällgrahenschuppe und der Letzteren auf das (nahe dem Lobental winzige Hauptdolomitklippen tragende) Cenoman der Höllenzone verhüllten Räume wurden angedeutet. Vom Lohental bis zum Schwabenkopf sind nur sehr kleine Teile der Allgäudecke sichtbar, die in etwas schematischer Weise eingetragen sind (Kockel, Richter, Steinmann, 1931).

Erst von hier bis zum Ammerquertal ist ein breites und auch ziemlich stark durch Faltung und Schuppung verschmälertes Stück der Allgäudecke sichthar. Innerhalb dieses Abschnittes sind die durch die Lechtaldecke (Teufelstätt- und Hennenkopf-Teildecke) und das ausgedehnte Cenoman heim Hennenkopf verhüllten Teile eingetragen. Dasselbe gilt für die unter der Aufschiebung südlich des Schwabenkopfes (M. Richter, 1937, Abb. 16, unteres Profil) und unter dem N-Rand der Steckenbergschuppe verborgenen schmalen Streifen. Zwischen Ammer- und Loisachtal sind wieder nur sehr spärliche Reste der Allgäudecke sichtbar. Zwischen diesen und der Allgäudecke der Herzogstandgruppe klafft eine 8 km lange Lücke, in der die Allgäudecke gänzlich unter den Alluvionen des Murnauer Mooses verborgen ist.

Bei der Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Allgäudecke zwischen Loisach- und Isar-Quertal soll von dem durch Särchinger (1939) anfgenommenen Benediktenwandgebirge ausgegangen werden, da hier die Allgäudecke am besten aufgeschlossen ist. Särchinger unterscheidet hier innerhalb der Allgäudecke zwei Schuppen: Lettenbachzone und Moosenbergschuppe.

Nach Särchinger S. 425 hildet das nördlich an die Lettenbachzone angrenzende Randcenoman keine selbständige tektonische Einheit, sondern ist mit dem am Nordrande überkippten Lias der Lettenbachzone stratigraphisch verbunden. Da aber Müller-Deile (1940, S. 63) in dem westlich anschließenden Gebiet eine selbständige Cenoman-Randschuppe feststellen konnte und ebenso M. Richter und seine Mitarbeiter (1939, S. 690) in dem östlich angrenzenden Raume, wäre es sehr unwahrscheinlich, wenn es im Benediktenwandgebirge anders wäre. Ich glaube daher, daß im nördlichen

Teile der Allgäudecke des Benediktenwandgebirges zweierlei Cenoman vorhanden ist: das im Lettenbach über Liaskalk liegende Cenomankonglomerat (Särchinger, S. 403, Ahb. 16) und dasjenige östlich P. 803 (S. 404) transgrediert wirklich über den Lias der Lettenbachzone, der lange Streifen von Cenomansandstein zwischen Buchenauer Kopf und Vogelkopf hingegen gehört zu der von der Lettenhachzone überschobenen Randcenomanschuppe.

Der Lias der Lettenbachzone weist eine starke Faltung auf, wie besonders das Profil des Arzbaches zeigt, in dem Särchinger zahlreiche Fallzeichen einträgt, die auf das Vorhandensein von mindestens 5 Sätteln und 4 Mulden schließeu lassen. Man darf vielleicht annehmen, daß die hier beute 1·1 km breite Lettenbachzone vor der Faltung mindestens 1·5 km breit war. Weiter im W sind die durch die kleinen Deckschollen des Vogel-

kopfes und des Sattelkopfes verhüllten Räume eingetragen.

Die Grenze zwischen Lettenbachzone und Moosenbergschuppe ist nach Särchingers Profilen eine vertikale Bewegungsfläche, die aber wohl kein Bruch, sondern eine nachträglich saiger gestellte Überschiebungsfläche ist. Unmittelbare Anbaltspunkte für die Schubweite dieser Überschiebungsfläche ergeben sich zwar nicht aus Särchingers Karte, aber es besteht zwischen beiden Schuppen ein Faziesunterschied im Lias: die Lettenbachzone zeigt "landnahe, flyschähnliche Fleckenmergel", die Moosenbergschuppe "echte Fleckenmergel". Wie Abb. 21 bei Särchinger zeigt, ist erstere Fazies des Lias etwa 130 m, letztere etwa 100 m mächtig. Es muß also zwischen den Ablagerungsräumen der beiden Fazies ein gewisser Zwischenraum angenommen werden. Ich glaube aber, daß schon auf der Strecke von 1 km der Faziesübergang möglich wäre. Ich habe daher für die beide Schuppen trennende Schubfläche in der P. K. eine Schubweite von 1 km angenommen.

Auch die Moosenbergschuppe weist eine starke Faltung auf. Zur Ausglättung dieser Falten eignet sich für den Jura am besten Profil 7, für die Trias Profil 5 b bei Särchinger. Für Profil 7 ergibt sich aber aus der Karte, daß die breite Radiolaritzone nördlich vom Arzbach durch zwei sekundäre Sättel geteilt ist und auch die nördlich anschließende Zone von Liassleckenmergeln mindestens eine Mulde mehr anfweist, als das Profil zeigt. Wir kommen durch Ausglätten dieser Falten zu einer Jurazone, die vor der Faltung etwa doppelt so breit war wie jetzt. Zu demselben Ergebnis führt die Ausglättung der nordvergenten Rhätmulden in Profil 5 b. Wir begehen also offenbar keinen großen Fehler, wenn wir die Moosenbergzone vor der Faltung etwa doppelt so breit zeichnen wie gegenwärtig.

Der im Eselau-Fenster (Raum zwischen dem Großen Muldenzug und der Schwarzenbachlinie) sichtbare, von der Reliefüberschiebung Särchingers (S. 448—456) überfahrene Teil der Allgäudecke hat eine zweimalige Faltung mitgemacht: 1. die Faltung, die vor (oder vielleicht teilweise auch gleichzeitig mit) der Überschiebung der Lechtaldecke auf die Allgäudecke erfolgte. Diese Falten sind bei Särchinger in Abb. 58 schematisch dargestellt. 2. Die Deckenfaltung nach Eintritt der Reliefüberschiebung, die an den Profilen 10—20 an der Faltung der mit RÜ bezeichneten Relief-Überschiebungs-Fläche zu erkennen ist. Beide Faltungen müssen aus-

geglättet werden. Durch Ausglättung der Deckenfaltung in den Profilen 14 bis 15 erhält man als Breite des vor Eintritt der Reliefüberschiebung bestandenen Fensters an dieser Stelle etwa 3.8 km<sup>1</sup>). Das entspricht gut der von Särchinger S. 449 angegebenen Breite des ursprünglichen Fensters. Zur Ausglättung der älteren Faltung kann man Abb. 58 bei Särchinger verwenden. Wenn die Faltung hier wohl etwas schematisch eingetragen ist, so gibt das Profil doch ein Maß, wie stark sie nach Särchingers Meinung ist. Wir gelangen somit durch das Ausglätten beider Systeme von Falten zu dem Ergebnis, daß das Stück der Allgäudecke, welches in den Fenstern zwischen dem Südrande des Großen Muldenzuges und der Schwarzenbachlinie sichtbar ist, im Bereiche der Profile 14 und 15 im Geosynklinalzustand etwa 6 km breit war <sup>2</sup>).

In dem westlich anschließenden, von Müller-Deile (1940) aufgenommenen Gebiete beiderseits des Kochelsees ist viel weniger von der Allgäudecke zu sehen. Hier ist eine sehr schmale, aber deutliche Randcenomanschuppe vorhanden. Der Lettenbachzone entsprechen die Liasschuppen, der Moosenbergschuppe die Schwarzenbergschuppe, den Deckschollen des Vogelhergzuges der Schmiedlainezug. In dem Raume östlich des Kochelsees hat sich durch das Eingreifen der großen, zu den Loisachstörungen gehörigen Kesselberg-Blattverschiebung die Allgäudecke des Benediktenwandgehirges gegenüber derjenigen der Herzogstandgruppe weit nach N verschoben. Durch Rückgängigmachen dieser Blattverschiebung gelangen die Ablagerungsräume der Allgäudecke in beiden Gebirgsgruppen in annähernd dieselbe geographische Breite. Die Schwarzenbergschuppe ist im Profile des Schwarzenbergkopfes durch eine Schubfläche in zwei Schuppen geteilt; die durch die südliche Schuppe und eine winzige Deckscholle der Lechtaldecke verhüllten Räume sind angedeutet. Die von dem schmalen Schmiedlainezug verhüllten Streifen sind etwas verbreitert angegeben, um bei dem kleinen Maßstab überhaupt sichtbar zu sein.

In der Herzogstandgruppe ist ebenfalls infolge der Bedeckung mit Quartär nur wenig von der Allgäudecke sichtbar. Die Profile Knauers und Müller Deiles erlauben keine genaue Abwicklung der Falten, die Breite des Ablagerungsraumes muß ziemlich willkürlich angenommen werden. Der kleine, durch die Deckscholle des Simmersberges verhüllte Raum wurde eingetragen.

In dem Raume zwischen dem Isartal und dem Schliersee stehen —abgesehen von der Karte von M. Richter, Custodis, Niedermayer und Schmidt-Thomé (1939), die aber nur den nördlichsten, sehr schmalen Streifen der Kalkalpen umfaßt — nur die älteren, den Deckenbau ablehmenden Arbeiten von K. Boden (1915, 1916) und E. Dacqué (1912) zur Verfügung. Die in diesen Arbeiten enthaltenen Profile sind daher für die Abwicklung des Falten- und Deckenbaues fast unbrauchbar. Obwohl das Wendelsteingebiet erst im H. Teil meiner Arbeit zur Darstellung kommt, muß die Arbeit Osswalds auch schon hier berücksichtigt werden, da sich

2) Selbstverständlich erscheinen die durch die Hauptdolomit-Deckschollen verhüllten Räume durch die Ausglättung der Falten in der P. K. im Vergleich zur G. K. in N—S-

Richtung verbreitert.

¹) Ich vermute, daß Särchinger in den Profilen die Tiefe der kleinen Deckenmulden und die Höhe der kleinen Deckensättel im Bereiche des Eselau-Fensters etwas zu groß gezeichnet hat. So muß z. B. in Profil 15 die Mulde des P. 1041 durch einen kleinen Deckensattel geteilt sein, da nach seiner Karte von W her ein mit Lias erfüllter Deckensattelkern eingreift. Ich habe mich aber doch an seine Profile gehalten.

die von Osswald im Wendelsteingebiet festgestellten tektonischen Erscheinungen auch in den östlichsten Teil des im I. Teil der Arbeit beschriebenen Raum erstrecken.

Östlich des Isartales besteht nach Richter usw., 1939, S. 690, die nördlichste Randschuppe der Allgäudecke aus einem Cenomanzug, unter dem streckenweise Neokom und am Sattelkopf und bei der Aalbachalm auch Malm zutage tritt.

Zwischen dem Isartal und dem Söllbachtal ist die von Särchinger beschriebene Gliederung in die Lettenbachschuppe und die Moosenbergschuppe klar erkennbar: Der auch hier durch flyschähnlichen Lias (Boden, 1916, S. 208) ausgezeichneten Lettenbachschuppe gehört das Schwarzhergel an, die Moosenbergschuppe beginnt mit den Raibler Schichten des P. 1209 östlich von Lenggries. Im Söllbachtal dürfte die von Richter usw., 1939 beschriebene Überschiebung von Raibler Schichten über Lias unterhalb des "Bauer in der Au" der Schubfläche zwischen Lettenbachund Moosenbergschuppe entsprechen, so daß erstere hier gänzlich ausspitzt. Südlich des durch die Deckscholle des Geiger- und Fockensteins verhüllteu Raumes treten die Gesteine des Hirschtal-Deckensattels zutage, welche die östliche Fortsetzung derjenigen des Eselau-Fensters sind. Hier ist es nach Bodens Karte (1935) nicht ganz klar, welche von den zahlreichen kleinen Triasvorkommen dieses Raumes als Deckschollen der Lechtaldecke und welche als Aufschuppungen innerhalb der Allgäudecke zu hetrachten sind. Ich habe die meisten als Deckschollen angesehen.

Zwischen dem Tegernsee und Schliersee besteht die Allgäudecke aus der hauptsächlich aus Cenoman aufgebauten Randschuppe und der Moosenbergschuppe, die nach Richter, usw. 1939, westlich vom Kreuzbergköpfl, aus einer Lias- und einer Neokomschuppe hesteht und stark von Loisach-Blattverschiebungen durchsetzt ist, durch deren Rückgängigmachung der östlich vom Tegernsee nach N vorspringende Bogen verschwindet. Nördlich vom Brunstkogel weist die Mooseubergschuppe einen deutlichen Muldenbau auf; durch Ausglättung dieser Mulde ergibt sich hier eine Breite von 2 km vor der Faltung. Die östliche Fortsetzung der Allgäudecke des Hirschtal-Deckensattels ist nach Richter, 1937, S. 110, Ahb. 30, das Fenster des Westerberges.

Im Wendelsteingebiet bezeichnet Osswald (1951) die Randcenomanschuppe als Ia, über der die auch noch zur Allgäudecke gehörenden Schuppen II und III liegen. Um für die Ablagerungsraume dieser Schuppen Platz zu haben, muß der Ablagerungsraum der Randcenomanschuppe auch westlich vom Wendelstein mindestens 10 km von dem noch erhaltenen Teile der Hauptschuppe der Allgäudecke entfernt abgelagert worden sein.

Nach Bodens Karte der Tegernseer Berge (1915) entwickelt sich im E-Gehänge des Söllbachtales eine Schuppe, die gegen die Weißach zu gegen N vorstößt und dadurch rasch an Schubweite gewinnt. Wir können sie als Ringspitzenschuppe bezeichnen. Über diese Schuppe haben Richter (1937, S. 198) und Osswald (1951, S. 68) voneinander abweichende Meinungen geäußert. Nach Richter handelt es sich um eine Schuppe der Allgäudecke, die "östlich des Weißachtales schon nicht mehr vorhanden ist", nach Osswald bildet sie einen Teil seiner Schuppe VI, der östlich der Weißach die Masse des Baumgartenberges, Brunstkogels und Hirschgröhrkopfes

angehört <sup>1</sup>). Mir scheint die Ansicht Osswalds wesentlich wahrscheinlicher zu sein, doch mit dem Unterschied, daß ich das Ablagerungsgehiet der Schuppe VI im Gegensatze zu Osswald nicht zwischen V und VII, sondern zwischen III und IV annehme. Ich glaube, daß es sich um eine südlichste, durch ziemlich große Schubweite ausgezeichnete Schuppe der Allgäudecke handelt, die man allenfalls auch als nördlichste Schuppe der Lechtaldecke bezeichnen könnte. Der Schuppe V Osswalds (= Obere Wendelsteindecke Richters) möchte ich nur das winzige Buntsandsteinvorkommen am Kreuzbergköpfl (Richter usw., 1939, S. 682) zurechnen, welches somit das einzige noch erhaltene Bindeglied zwischen dem Fockenstein und der Oberen Wendelsteindecke wäre. Das Fenster des Westerberges (1333 m, Richter, 1937, Abb. 30 auf S. 110) tritt daher nicht unter der Lechtaldecke, sondern unter der Ringspitzenschuppe zutage.

Die schmale Triasmulde mit Liaskern südlich der Ringspitze betrachte ich als eine kleine Deckscholle der hier sonst gänzlich abgetragenen Unteren Wendelsteindecke (P. 1322).

Im Gegensatze zu Osswald (1951, tektonische Karte und Profil A) möchte ich die sich aus Dacqués Karte ergebende, aber auf der Karte von Richter, usw. 1939 von der Gipfelschuppe des Hirschgröhrkopfes nicht abgetrennte Triasschuppe des P. 1262 — wenn sie überhaupt vorhanden ist — nur als eine örtliche Abspaltung von der Ringspitzenschuppe (VI hei Osswald 1951) betrachten und erst die von Osswald zu I b gestellte Jurazone als Äquivalent der Schuppe III des Wendelsteingebietes (Osswald 1951) ansehen. Daraus ergibt sich aber eine ziemlich beträchtliche Schubweite der eigentlichen Allgäudecke (III) auf die Randzone (I a).

Osswalds Schuppe VII (1951) möchte ich erst mit dem Raibler Schichtenzug des Kühzagls beginnen (siehe Karte von Dacqué). Entsprechend der von Särchinger im Benediktenwandgebirge angenommenen tektouischen Erklärung glaube ich, daß auch hier zwei Bewegungsphasen auftreten. In der älteren erfolgte eine erste große Überschiebung der Lechtaldecke auf die Allgäudecke (= Osswalds Schuppe IV und V auf III), dann die Öffnung eines großen Fensters südlich des "Großen Muldenzuges", dem auch der Wendelstein angehört, durch die Erosion. In der jüngeren Phase erfolgten die Reliefüberschiebungen der Schuppen VI und VII<sup>2</sup>). Durch die Reliefüberschiebung an der Basis von VI wurde die V angehörige Buntsandstein-Deckscholle des Kreuzbergköpfls unter VI eingewickelt. Nur dadurch ist es verständlich, daß am Kreuzbergköpfl alle Schichten zwischen Buntsandstein und Raibler Schichten fehlen.

## Der Ablagerungsraum der Lechtal- und Inntaldecke

Das für die Abwicklung der Lechtal- und Inntaldecke geeignetste Profil ist der bekannte Ostalpenquerschnitt von Ampferer und Hammer (1911). Nur fehlt in diesem Querschnitt infolge Abtragung der nördlichste Teil der

Access to proceed

وجادت الماماة

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>) Auch Boden verbindet die Ringspitzenmasse mit derjenigen des Baumgartenberges (Geogn. Jahresh. 27, Tafel 10 a). Allerdings betrachtet Boden die Störungslinie, welche die Masse der Ringspitze und des Baumgartenberges im N begrenzt, nicht als Überschiebung.

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>) Hiezu sei bemerkt, daß ich zu dieser Auffassung vor allem durch ein handgezeichnetes Profil durch die Wendelsteingruppe geführt wurde, welches mir Herr Professor Dr. Kockel freundlicherweise zur Verfügung gestellt hatte.

Lechtaldecke (mit Ausnahme des Falkensteinzuges, dessen Zugehörigkeit zur Lechtaldecke Ampferer noch nicht erkannt hatte). Wir müssen daher für den nördlich des Halbfensters von Nesselwängle gelegenen Teil der Lechtaldecke von den Vilser Alpen ausgehen.

### 1. Der Ablagerungsraum der Lechtaldecke in den Vilser Alpen

Wie Ampferer (1921) erkannt hatte und wie alle späteren Beobachter (M. Richter, C. W. Kockel, W. Heißel) bestätigen konnten, besteht die Lechtaldecke in den Vilser Alpen aus zwei Decken, der Unteren und der Oberen Vilser Decke, wobei die Obere Vilser Decke die eigentliche Lechtaldecke ist, während das Ablagerungsgebiet der Unteren Vilser Decke unmittelbar nördlich desjenigen der Oberen Vilser Decke gelegen war und von dieser schon vor Ablagerung des Cenoman überschoben wurde (C. W. Kockel, 1931, S. 194). Um die Ablagerungsbreite der Unteren Vilser Decke ist daher die nordalpine Geosynklinale bereits im Cenoman verschmälert. Hauptsächlich aus diesem Grunde gilt die P. K. nicht mehr für das Cenoman.

Die Untere Vilser Decke ist nach C. W. Kockel und M. Richter (1931/a) in zwei Teildecken gespalten, die man als Einstein-Teildecke (tiefere Serie) und Seferspitz-Teildecke (höhere Serie) bezeichnen kann. Das Ablagerungsgebiet der Einstein-Teildecke muß nördlich an dasjenige der Seferspitz-Teildecke angeschlossen haben 1). Die Einstein-Teildecke liegt nur im Einsteinmassiv bei Tannheim frei und ist weiter im E zum größten Teil von der Seferspitz-Teildecke verhüllt, und diese wieder liegt in der Tegelberg-Deckenmulde und in der Reintal-Deckenmulde unter der Oberen Vilser Decke; nur in dem schmalen, beide Deckenmulden trennenden Bennadeckensattel läßt sie sich bis zur Nieder-Straußbergalm verfolgen, wo sie gänzlich unter der Oberen Vilser Decke verschwindet (Kockel-Richter-Steinmann, 1931, Profil 23). Kockel fand im Bennadeckensattel Anzeichen für den primären Südrand der Unteren Vilser Decke (1931, S. 154). Ferner werden winzige Hauptdolomitklippen im Achtale westlich des Breitenberges und sehr schmale Streifen von Jurakalken am N-Rande des Falkensteinzuges von Custodis and Schmidt-Thomé (1939) zur Unteren Vilser Decke gerechnet. Breitet man die jetzt übereinanderliegenden Teile der Unteren Vilser Decke neheneinander aus, so erhält man ein in N-S-Richtung 15 km breites Ahlagerungsgebiet.

Wie aus der tektonischen Karte und den Profilen von Custodis und Schmidt-Thomé hervorgeht, fehlt die Untere Vilser Decke unter dem größten Teile des zur Oberen Vilser Decke gehörenden Falkensteinzuges. Die Hauptmasse der Trias-Jura-Gesteine, von denen einzelne Schubfetzen als "Untere Vilser Decke" heim nachcenomanen Deckenschub losgerissen und nach N verschleppt wurden, ist offenbar im S (südöstlich vom Lias des Hornhacher Halbfensters) zurückgeblieben. Aber unter einer Schubmasse liegt sie gegenwärtig auf jeden Fall; es wurde daher der ganze Raum, in dem vor der Cenomantransgression die heute noch erhaltenen Teile der Oberen Vilser Decke gelegen waren, mit vertikalen Schraffen bezeichnet.

<sup>1)</sup> Heißel unterscheidet in seiner tektonischen Karte (Tafel XII) zahlreiche Schuppen in der Unteren und der Oberen Vilser Decke. Mir scheint aber die von Kockel und Richter gegebene tektonische Gliederung nicht nur einfacher, sondern auch richtiger zu sein.

Es ist aber möglich, ja sogar wahrscheinlich, daß in dem Raume westlich der heute noch erhaltenen Teile der Unteren Vilser Decke (westlich vom Einstein und Aggenstein) ein Teil der in der P. K. als abgetragen bezeichneten Gesteine nicht abgetragen, sondern ebenfalls im S zurückgeblieben und daher erhalten ist.

Der nördlichste Teil der Oberen Vilser Decke ist der Falkensteinzug. Ich nehme an, daß der Falkensteinzug der primäre Stirnteil der Oberen Vilser Decke ist und daß das Ablagerungsgebiet der Unteren Vilser Decke unmittelbar an dasjenige des Falkensteinzuges im N anschloß. Die Faziesverhältnisse lassen eine solche unmittelbare Nachbarschaft ohne weiteres zu. denn beide Gebiete gebören der Schwellenfazies des Jura an (Custodis und Schmidt-Thomé, 1939, S. 422, Abb. 16). Es ist äußerst schwierig, den von Kockel (1936, S. 165-173) beschriebenen Teil des Falkensteinzuges richtig abzuwickeln, das paläogeographische Kartenbild ist daher hier nur annähernd richtig. Der östlich von Vils gelegene Teil des Falkensteinzuges erscheint in der P. K. sehr schmal, da die Schichten fast saiger stehen und nur der S-Schenkel der Deckenmulde siebtbar, der N-Schenkel hingegen durch Quartär verhüllt ist. Erst westlich von sind auch kleine Stücke des N-Schenkels sichtbar (Profil 4 Kockel, Schmidt-Thomé und Custodis, 1936); dadurch breitert sieb hier plötzlich der siehtbare Teil des Falkensteinzuges in der P. K. Aber hier stellt sich die gefaltete Salober-Zirmgrat-Schuppe ein, welche den S-Schenkel der Falkensteinmulde verhüllt. Etwas Ähnliches gilt für die kleine Schuppe der Schloßangeralm. Erst von Pfronten gegen W sind beide Schenkel der Deckenmulde des Falkensteinzuges sichtbar, so daß in der P. K. der Zug durch das Ausglätten der Mulde ziemlich breit erscheint. Der Sorgschrofengipfel gehört dem N-Schenkel an und liegt daher in der P. K. ganz am Außenrand des Falkensteinzuges. Auch das SW-Ende des Falkensteinzuges erscheint in der P. K. verhältnismäßig breit, besonders im Bereiche der liegenden Deckenmulde der Profile 18-20 bei Kockel, Schmidt-Thomé und Custodis, 1936. Allerdings ist eine normale Ausglättung dieser merkwürdigeu Mulde nicht möglich. Sie kann nur durch Scherbewegungen innerhalb des Hauptdolomits und der anderen Gesteine der Mulde entstanden sein.

Jetzt zeigt der Falkensteinzug eine auffallende, gegen NW konvexe Bogenform. Wie die Ansglättung der Allgäudecke gezeigt hat, ist diese bogenförmige Krümmung erst die Folge der gegen W zunehmenden Raumverengung durch die tektonischen Vorgänge. Das Ablagerungsgebiet des Falkensteinzuges dürfte daber eine — wenigstens annähernde — E—W-Richtung besessen haben und erst durch die letzten tektonischen Vorgänge bogenförmig gekrümmt worden sein.

Viel geringere Schwierigkeiten bietet die Ausglättung der Deckenfaltung in den zwischen den Deckensätteln von Vils und Nesselwängle gelegenen Teile der Oberen Vilser Decke. Durch Ausglätten der Deckenfaltung vergrößert sich im Meridian Vilser Kegel — Kellespitze die Entfernung vom S-Rand des Vilser zum N-Rand des Nesselwängler Halbfensters von 5 auf 7 km. Auch die Entfernung zwischen dem N- und S-Rand des Halbfensters von Nesselwängle war nur unbedeutend größer als heute, da die Lechtaldecke in verhältnismäßig flach gewölbtem Bogen das Halbfenster überbrückt (Ampferer-Hammer, 1911, S. 546, Fig. 6).

2. Der Ahlagerungsraum der Lechtal- und Inntaldecke im Bereiche des Ampfererschen Querschnittes

Wir begeben uns nun etwa 15 km weiter nach W, um die Ausglättung der Lechtal- und Inntaldecke an der Hand des Ostalpenquerschnittes von Ampferer (Ampferer-Hammer, 1911, Tafel XXXIII) vorzunehmen.

Der nördlich vom Jurastreifen des Glasfelder Kopfes gelegene Teil der Lechtaldecke dürfte nur unbedeutend tektonisch verschmälert sein. Der Jurastreifen selbst wird jetzt nicht mehr wie früher als ein Halbfenster der Allgäudecke unter der Lechtaldecke hetrachtet, sondern im Sinne der älteren Auffassung Ampferers (1911, S. 549) und der neuesten M. Richters (Schmidt-Thomé, 1951, S. 44) zur Lechtaldecke gerechnet und ist daher eine tiefe "Einrollung" von oben. Die N-Grenze des Jurastreifens ist aber zweifellos eine Überschiebung, an der verkehrt liegender Jura auf Hauptdolomit geschoben wurde. Der unter dieser Schuhfläche verborgene schmale Streifen der Lechtaldecke ist in der P. K. in etwas schematischer Weise eingetragen und bis nach Stanzach im Lechtal durchgezogen, da sich nach Ampferer (1911, S. 549) die Schubfläche wahrscheinlich his ins Lechtal fortsetzt. Der Raum zwischen dieser Schuhfläche und dem Hochvogel zeigt nach dem Querschnitt und nach Fig. 7 (Ampferer, 1911, S. 550) eine sehr starke Faltung und muß daher eine bedeutende Raumverschmälerung erfahren haben. Nach meiner Schätzung war die Entfernung des Hochvogels von dem Radiolaritzug nördlich des Glasfelder Kopfes vor der Faltung mindestens um einen Kilometer größer als jetzt.

Hingegen liegt der Hauptdolomit heiderseits des Halbfensters von Hinterhornbach sehr flach, so daß hier im W-Teil fast keine Verschmälerung der Lechtaldecke eingetreten ist. Im E-Teil hingegen versteilt sich nach Ampferer das Gewölhe.

Südlich des Halhfensters des Hornhachtales ist durch das Auftreten der Ramstallschuppe eine recht heträchtliche Verkürzung eingetreten. Am linken Gehänge des Höhenbachtales heträgt die Schuhweite mehr als 2 km, wie man auf der G. K. Blatt Lechtal und im unteren Profil (Ampferer, 1911, Tafel XXXIII, wo die Schubfläche vielleicht sogar etwas zu steil gezeichnet ist) nachmessen kann. Selbstverständlich muß sich diese Überschiehungsfläche weiter nach E in den Hauptdolomit der Hornhachkette fortsetzen, und Ampferer hat sie daher im mittleren Profil als Zerrüttungszone im Hauptdolomit eingetragen. Ich hahe sie in der Nähe der Urheleskarspitze ausklingen lassen, allerdings ohne dafür nähere Anhaltspunkte zu haben.

Auch im Bereiche der südlich anschließenden Holzgauer Mulde ist eine beträchtliche Raumverkürzung erfolgt. Im unteren Profile beträgt die heutige Horizontalentfernung zwischen der Scharte nördlich der Ramstallspitze und der Schubfläche, welche südlich von Holzgau den Liasfleckenmergel vom Hauptdolomit trennt, 5.7 km; vor der Faltung lagen beide Punkte etwa 8 km voneinander entfernt, wie man an dem Profil nachmessen kann. Da die Holzgauer Kreide auf Grund ihrer Foraminiferenfauna als Senon gilt (Erläuterungen zu Blatt "Lechtal", S. 38), wurde sie in der P. K. als Oberkreide ausgeschieden, u. zw. infolge Ausglättung der beiden Mulden breiter als in der G. K. M. Richter (1937, S. 60) bezweifelt allerdings das senone Alter und hält sie für Cenoman oder

Neokom. Die nach Ampferers unterem und mittlerem Profil auffallend konkordante Lagerung rechtfertigt auch diesen Zweifel.

Der S-Schenkel der Holzgauer Mulde wird, wie das untere und besonders das mittlere Profil zeigt, von einer Triasschuppe überschoben, unter der ein schmaler Streifen der Lechtaldecke verborgen ist. Gegenüber der Mündung des Sulzeltales scheint eine kleine Blattverschiebung zu verlaufen, an welcher der E-Teil dieser Schuppe stärker nach N verschoben ist. Zur Orientierung ist der durch das Alluvium des Lechtales verhüllte Streifen der Lechtaldecke eingetragen; selbstverständlich stimmt dieser Streifen nicht mit dem heutigen Kartenbilde des Lechtalalluviums überein, da die P. K. den Zustand vor der Faltung zeigt.

Südlich des Lechtales folgt eine breite Zone von steil stebendem Hauptdolomit, die Ampferer als eine Antiklinale mit Raibler Schichten im Kern
betrachtet (1911, S. 554). Eine normale Antiklinale kann es aber nicht sein,
da die Raibler Schichten in der G. K. nicht die Mitte der Zone einnehmen,
sondern bald dem N-Rand, bald dem S-Rand genähert sind. Eine genaue
Ausglättung ist hier unmöglich, die Hauptdolomitzone wurde nur auf Grund
einer Schätzung in der P. K. etwas breiter eingetragen als in der G. K.

Wenn wir zunächst das mittlere Profil betrachten, so gelangen wir durch Ausglätten des gefalteten Bandes der Liashornsteinkalke der Tajakopfmulde zu einer ursprünglichen Entfernung: "Hinterer Sonnenkogel — P. 2053 (500 m südlich der Simmshütte)" von 7 km, während die beutige Entfernung dieser beiden Punkte nur 5 km beträgt. Wenn wir dieselbe Messung im unteren Profile etwa an den bei der Peischelspitze beginnenden Liasfleckenmergeln vornehmen, erweist sich der Ablagerungsraum dieser Liasfleckenmergel 6.7 km breit, während die heutige Entfernung der beiden Endpunkte nur 4.4 km beträgt. Diese an den beiden Hängen des Sulzeltales aufgeschlossene Faltenzone verschwindet im mittleren Profil unter der Schubmasse der Wetterspitze, im unteren unter derjenigen der Guflespitze; im oberen Profil entspricht ihr die Schubmasse der Saxerspitze. Daß es sich hier nicht um die Inntaldecke handelt, habe ich kürzlich an anderer Stelle gezeigt (Spengler, 1951, S. 188-191). Die Profile geben keine unmittelbaren Anhaltspunkte für die Schubweite. Sehr groß allerdings kann sie nicht gewesen sein, da die Schubmasse nur bis zum Röttal nach E reicht; der Hauptdolomit der Saxer Spitze entspricht dem Hauptdolomitkern der Rollfalte von Madau östlich des Röttales (Ampferer, 1932, Abh. gegenüber von S. 96). Im Profil der Saxerspitze habe ich den von der Schubmasse verhüllten Streifen 1.5 km hreit gezeichnet. Im unteren Profil liegt unterhalb der mit dem Hauptdolomit der Guflespitze (2545 m) beginnenden Hauptmasse der Teildecke eine dänne, stark gewalzte und in Stücke zerrissene, nur aus Juragesteinen bestehende Schnppe, welche den N-Gipfel der Guflespitze (2583 m) aufhaut (Ampferer, 1911, S. 561, Fig. 10). Auch im mittleren Profil ist diese aus den ganz ausgewalzten Juragesteinen der Freispitzmulde hervorgegangene Schuppe noch erkennbar unter der Trias der Wetterspitze (Ampferer, 1932, Abb. vor S. 97), Selbstverständlich konnte in der P. K. diese Juraschuppe nur stark schematisiert eingetragen werden. Im oberen Profil enthält die Teildecke der Saxerspitze die äußerst verwickelt gebaute Freispitzmulde. Es ist natürlich ganz ausgeschlossen, dieses merkwürdige tektonische Gebilde exakt abzuwickeln. Ich hahe in der P. K. den Ablagerungsraum des Freispitzjura 4 km breit gezeichnet, während die beutige

Breite der Freispitzmulde in dem oberen Profil 2 km beträgt. Vielleicht habe ich dabei den Zusammenschub noch zu gering angenommen. Im mittleren und unteren Profil ist die Schubmasse der Saxerspitze aus drei nordvergenten Sätteln aufgebaut. Durch schätzungsweises Ausglätten vergrößert sich im unteren Profil die aufgeschlossene Breite der Teildecke der Saxerspitze von 1.5 auf 3 km, im mittleren von 2 auf 4 km (vgl. hiezu S. 55).

Die Inntaldecke beginnt nach meiner Ansicht (Spengler, 1951) im unteren Profil mit der Schubfläche des Hauptdolomits auf den Oberrhätkalk der Aplespleisspitze, im mittleren mit der Schubfläche des Hauptdolomits der Vorderseespitze auf die Kössener Schichten im Sattel nördlich dieses Gipfels. Im oberen Profil muß die Hauptdolomitzone des Stierkopfes südlich der Freispitzmulde als Wurzel der Inntaldecke betrachtet werden. Außerdem gehört im oberen Profil die Halbdeckscholle 1) der Ruitelspitze, im unteren die ihr entsprechende Deckscholle der Grießtalerspitze (= Wildtalerspitze), ferner im oberen Profil die winzige Hauptdolomit-Deckscholle auf der Roten Platte und im mittleren die fast ebenso kleine Klippe am S-Gipfel der Feuerspitze zur Inntaldecke. Im mittleren Profil fehlt das Verbindungsstück zwischen Ruitelspitze und Grießtalerspitze, da infolge der Achsenkulmination (Ampferer, 1911, S. 537, Fig. 8) in diesem Profil die Inntaldecke höher lag und daher abgetragen wurde. Da ich 1951 die Hauptdolomitzone der Vorderseespitze bereits als Wurzelzone der Inntaldecke betrachtete, gelangte ich damals zu einer Mindestschubweite der Inntaldecke von 8.5~kmim oberen und 4.5 km im unteren Profil. Die Abwicklung der Inntaldecke im Karwendelgebirge bat aber dort zu einer viel größeren Mindestschubweite dieser Decke geführt. Die P. K. zeigt die Verhältnisse unter der Annahme, daß die Schubweite der Inntaldecke überall annähernd gleich bleibt. Wir gelangen dadurch zu einer Schubweite von 28 bis 30 km. Ein anderer Abwickelungsversuch, der unter der Annahme einer Ahnahme der Schubweite gegen W konstruiert ist, ist auf Tafel II dargestellt und auf S. 56 behandelt. Er führt für die Lechtaler Alpen zu einer Schubweite der Inntaldecke von nur 13 km.

Am S-Abhang der Lechtaler Alpen grenzen die Gesteine der Inntaldecke (vorwiegend Hauptdolomit) an Kreideschiefer (Cenoman). 1951, S. 197, 198 hahe ich die Überzeugung ausgesprochen, daß diese Grenze nicht die Uherschiehung der Inntaldecke über die Lechtaldecke ist, sondern eine Schubfläche innerhalb der Inntaldecke. Vielleicht kann man das tektonische Verhältnis am N-Rand der Cenomanzone besser und einfacher, als ich es 1951 getan habe, in folgender Weise charakterisieren: Das Cenoman wurde zunächst von S auf die bereits gefaltete und erodierte Trias aufgeschohen, wie besonders schön das Profil der Aperies-Spitze zeigt (Ampferer 1932, S. 94—95 und Abb. vor S. 93), und dann wurde die Schubfläche in liegende Falten gelegt. So erklärt sich am ungezwungendsten, daß je nach dem Erosionsanschnitt der Kontakt zwischen Hauptdolomit und Cenoman bald südfällt, bald saiger steht, bald nordfällt (Ampferer 1911, S. 562). Der kleine Schuhfetzen von Aptychenkalk am Wege von der Ansbacher Hütte zur Samspitze stammt dann nicht aus dem Untergrund des Hauptdolomits, sondern aus dem der aufgeschobenen Kreideschiefer. Wie weit diese auf die

<sup>1)</sup> Dieser Ausdruck ist hier nach dem Muster des Begriffes "Halbfenster" gebildet.

nördlich angrenzende Trias aufgeschohen sind, ist nicht mit Sicherheit zu sagen. Hypothetischer Weise habe ich in der P. K. für den Mittelteil eine Schubweite von 1 km angenommen. Der schraffierte Streifen südlich der Gipfel Samspitze und Stierkopf bedeutet den von den aufgeschobenen Kreideschiefern verhüllten Raum.

Auf die Kreideschiefer ist vom Kridlontal his zur Flirscher Klamm eine überkippte Triasfolge steil aufgeschoben, deren höchster und auffallendster Berg die Blankspitze südlich der Ansbacher Hütte ist. Der von dieser Blankspitzenschuppe verhüllte Raum ist in der P. K. durch den südlicheren der heiden schraffierten Streifen angegeben. An der S-Seite der Blankspitzenschuppe ist die große Schutthalde und das Alluvium des Rosannatales durch Horizontalschraffur hervorgehoben. Südlich von Pettneu ist nur noch ein schmaler Verrucanostreifen zu sehen. Noch weiter im S ist die Fortsetzung der nordalpinen Trias über dem Landecker Quarz-

phyllit abgetragen.

Östlich der Flirscher Klamm tritt die ebenfalls überkippte Schiebtenfolge der Eisenspitze auf, die aber wohl noch in stratigraphischem, wenn auch überkipptem Verhande mit dem Cenoman steht. Ich habe daher an der N-Seite der Eisenspitze keinen verhüllten Raum eingetragen. Die Eisenspitzbreccie wurde als Gosauschichten bezeichnet, wenn auch Ampferer 1943 ein jüngeres Alter vermutet. Die Überschiebungsfläche der Blankspitzenschuppe kann sich nämlich nicht an der N-Seite der Eisenspitze fortsetzen, da in diesem Falle die unmittelhare Berührung von anisischer Rauhwacke und Aptychenkalk bei der Brandhütte nördlich von Flirsch nicht zu erklären wäre. Ich glaube vielmehr, daß die Schubfläche zwischen der Rauhwacke einerseits und den Aptychenkalken und Oberrhätkalken anderseits an der S-Seite der Eisenspitze weiterstreicht (Ampferer, 1930 a, S. 418, Fig. 6, unteres und mittleres Profil). Der Streifen zwischen den beiden schraffierten entspricht also vom Kridlontal bis zur Flirscher Klamm ausschließlich der Zone der Kreideschiefer, östlich der Flirscher Klamm außerdem auch den Trias- und Juragesteinen der Eisenspitze und Parseierspitze. Nur der von der Deckscholle des Grießmuttekopfes verhüllte Raum ist innerbalb der Cenomanzone durch Schraffen hervorgehoben. Die Juragesteine des Grießmuttekopfes selbst dürften aus dem von der östlichen Fortsetzung der Blankspitzenschuppe verhüllten Raume stammen und etwa 3 km weit nach N geschoben worden sein.

# 3. Der Ablagerungsraum der Lechtaldecke in den westlichen Allgäuer und Lechtaler Alpen

Die Lechtaldecke besteht nördlich des Lechtales im Bereiche des Ampfererschen Querschnittes nur aus zwei Schuppen, der Schuppe des

Allgäuer Hauptkammes und der Ramstallschuppe.

Der Schuppe des Allgäuer Hauptkammes gehören westlich dieses Querschnittes u. a. die bekaunten Gipfel Mädelegabel, Hochfrottspitze, Hohes Licht und Biberkopf an. Bei der Mädelegabel springt halbinselförmig der Hauptdolomit der Trettachspitze nach N vor und zeigt dadurch, daß die Lechtaldecke einst viel weiter nach N gereicht hat. Südlich vom Hohen Licht sind kleine Flächen durch die von Haniel (1911) beschriebenen Gosauschichten verhüllt. Da diese Gosauschichten samt ihrem Liegenden

gefaltet sind, ist der verhüllte Raum breiter als die Gosauschichten in der G. K. In der N-Wand des Biberkopfes und bei der Hundskopfalp ist eine lokale Schuppung innerhalb der Schuppe des Allgäuer Hauptkammes dadurch angedeutet, daß Hauptdolomit auf Oberrhätkalk geschoben ist.

Die Ramstallschuppe baut westlich des Höhenbachtales nur die Rotnase auf und verschwindet als schmaler Streifen von Oberrhätkalken und Liasfleckenmergeln am Hochschuß nördlich der Wildmahdspitze gänzlich unter der Ellbogner Schuppe. Die Schubfläche, welche die Ramstallschuppe von der Ellbogner Schuppe trennt, beginnt nach Haniel (1911) schon an der Jöchspitze als unbedeutende Verwerfung mit gehobenem S-Flügel. Aber auch noch auf der Strecke vom Höhenbachtal bis zum Hochschuß steht die Schubfläche nach Haniel sehr steil. Erst von bier an legt sie sich flacher und die Ellbogner Schuppe übernimmt gewissermaßen die Rolle der Ramstallschuppe. Sie baut nördlich des Lechtales die Wildmabdspitze und die Ellhogner Spitze, südlich des Lechtales Höllenspitze, Rappenspitze und Horn auf.

Der S. 22 beschriebene Hauptdolomitsattel südlich von Holzgau ist bei Steeg als Burkopfschuppe auf die Ellbogner Schuppe geschoben. Bei Hägerau sind große Teile beider Schuppen durch den großen Bergsturz des Hägerauer Waldes verhüllt, der in der P. K. als verhüllendes Decksediment eingetragen ist. Die Ellbogner- und Burkopfschuppe trennende Schubfläche reicht nur bis zur Bischenalp, wo Ampferer ein kleines Vorkommen von Gosauschichten einzeichnet.

Die Ellbogner Schuppe, besonders aher die Burkopfschuppe und die vereinigte Schuppe westlich der Bischenalp sind auf der P. K. viel breiter gezeichnet als in der G. K.; denn die zahlreichen von Aptychenkalken und Kreideschiefern erfüllten nordvergenten Muldenkerne, welche Ampferer hier einzeichnet, deuten auf einen sehr starken Zusammenschub dieses Teiles der Lechtaldecke durch Faltung hin. Während gegenwärtig die Entfernung zwischen dem Schubrand der Ellbogner Schuppe nördlich der Ellbogner Spitze und dem Schubrande der Inntaldecke an der Pimigspitze 4.6 km heträgt, dürften es vor der Faltung über 10 km gewesen sein. Besonders eng zusammengefaltet (isoklinale nach N überkippte Falten) ist die Lechtaldecke in der aus Radiolarit, Aptychenkalk und Cenoman aufgehauten Zone des Horn (Ampferer, 1914, Tafel XIV). Daher erscheint auch dieser Raum in der P. K. viel breiter als in der G. K. Überbaupt ist in dem südlichen Teile der Lechtaldecke das Cenoman sehr stark gefaltet und daher die Cenomanbedeckung in der P. K. viel breiter als in der G. K. eingetragen.

Der Sattel der Simmshütte verschwindet im unteren Almejurtal, die Teildecke der Saxerspitze im Kaisertal unter der Inntaldecke.

Nach M. Richter (1937, S. 73) haben Ampferer und Benzinger die N-Grenze der Lechtaldecke in dem Raume zwischen dem Biberkopf und dem Roß an eine unrichtige Stelle gelegt. Ich kann Richter darin vollkommen beipflichten, daß auf der 6 km langen Strecke von Lechleiten an der N-Seite des Karborns vorbei bis zur Bregenzer Ache bei Auenfeld Fleckenmergel der Lechtaldecke auf Fleckenmergel der Allgäudecke geschoben sind. Erst bei Auenfeld schaltet sich an der Schubfläche zuerst Oberrhätkalk und dann eine dünne Lamelle von Hauptdolomit ein, die sich nach der geologischen Karte der Lechtaler Alpen, Blatt Klostertaler Alpen, bis zum Butzentobel verfolgen läßt (tiefere Schuppe der Juppenspitze bei

Benzinger S. 472 und in dessen Deckenkarte S. 473, der ich mich aber sonst nur teilweise anschließe). Hingegen kann ich Richter darin nicht folgen, daß er das Karborn mit dem Biberkopf parallelisiert. Ich betrachte mit Ampferer, 1930, S. 136, 137 und 1931 a, S. 207 das Karhorn als eine allseits freischwimmende Deckscholle, welche einst mit der Ellbogner Schuppe zusammenhing. Das entspricht dem von Ampferer, 1914 Tafel XIV gezeichneten Profil; denn der von rotem Liaskalk bedeckte Oberrhätkalk, der auf halber Höhe des N-Hanges des Horns zutage tritt, liegt an der Basis der Ellbogner Schuppe. Nur auf der 500 m langen Strecke zwischen dem W-Ende des roten Liaskalkes und Erb liegt die Ellhogner Überschiebung gänzlich im Liassleckenmergel und verschwindet bei Erb nnter der Inntaldecke (siehe auch die Ausicht des Bergrückens Rappenspitze-Horn bei Ampferer, 1914, Tafel XIV). Wenn das Karhorn dem Biberkopf entsprechen würde, müßte der Hauptdolomit des Karhorns an der S-Seite, von Rhät bedeckt, unter den Liasfleckenmergel der Karalp einfallen, der ja zweifellos der Lechtaldecke angehört. Tatsächlich ist aber der Hauptdolomit auf den Liasfleckenmergel aufgeschoben, wie besonders der winzige Rest von Aptychenkalken an der Grenze beider Gesteine beweist. Dasselbe gilt auch für das E-Ende des Hauptdolomites des Juppenspitzzuges (obere Schuppe der Juppenspitze nach Benzinger S. 472), der auch an einer Stelle von dem darunterliegenden Liassleckenmergel durch Aptychenkalk getrennt ist (siehe Ampferer, 1932, Abb. gegenüber S.112) und für die winzigen Hauptdolomitklippen am Hohen Bühel östlich der unteren Gaisbühel-Alp. Ich parallelisiere daher auch die Schuppe: Juppenspitze-Roß-Wandfluh mit dem Karborn und der Ellbogner Schuppe.

Nicht anschließen kann ich mich der Ansicht von M. Richter (1937, S. 74), daß "die Hauptdolomitfetzen um den Hohen Bühel und der obere eingewickelte Keil der Juppenspitze, der noch Rhätkalk im Kern enthält" zum nördlichen Liegendflügel der Wösterspitzschnppe (= Inntaldecke nach meiner Auffassung 1951) gehört. Denn die Gesteine der Juppenspitze sind vom Hauptdolomit der Mohnenfluh (Iuntaldecke) an der E-Seite dieses Berges durch aufgeschobene Liasfleckenmergel und eine Oberkreide (?)-Breccie mit Phyllitgeröllen (Ampferer, 1932, Abb. gegenüber S. 112), an der N-Seite durch Kreideschiefer getrennt, was für eine bedeutende tektonische Linie zwischen beiden spricht: die Juppenspitze gehört zur Ellbogner Schuppe der Lechtaldecke, die Mohnenfluh zur Inntaldecke.

Ich betrachte das Karhorn als ein Stück des Stirnteiles der Ellhogner Schuppe, wofür dessen innerer Bau spricht (Ampferer, 1914, Tafel XIV). Das bedeutet aber, daß östlich und westlich des Karhorns die Stirn der Ellbogner Schuppe abgetragen ist. Das bedeutet aber außerdem, daß die Schubweite der Ellbogner Schuppe — wenigstens im W-Teil — ziemlich groß ist. Ich habe in der P. K. den von der Deckscholle des Karhorns verhülten Raum in der Schuppe des Allgäuer Hauptkammes 6 km nördlicher gezeichnet als die Gesteine des Karhorns selbst. Die Schubweite dürfte aber etwa um 1 km geringer sein, da ein Teil der Raumverkürzung durch die Eigenfaltung der Schuppe des Allgäuer Hauptkammes bewirkt wird. Aber immerhin ist die Schubweite so groß, daß man auch hier vielleicht besser von den "Teildecken" des Allgäuer Hauptkammes und der Ellbogner Spitze sprechen sollte. In den Profilen VII und VIII und in Fig. 15 bei Benzinger entspricht der untere Hauptdolomit samt den überlagernden

Fleckenmergeln (untere Juppenspitzschuppe) der Teildecke des Allgäuer Hauptkammes, der mittlere Hauptdolomit und Oberrhätkalk samt dem überlagernden Cenoman (obere Juppenspitzschuppe) der Ellbogner Teildecke, der Hauptdolomit der Mohnenfluh der Stirn der Inntaldecke. In dem Raume südlich der Unteren Gaisbühelalm scheint die Ellbogner Teildecke nur durch das Cenoman vertreten zu sein, im Butzentobel dürfte der tiefere Teil der Liassieckenmergel noch zur Allgäudecke gehören, der höhere zur Ellbogner Teildecke, die Teildecke des Allgäuer Hauptkammes scheint hier bereits zu fehlen (Benzinger, S. 464: "Vermutlich gehören die oberen Lagen der mächtigen Fleckenmergelserie im Butzentobel zur Lechtaldecke A."). Beide Teildeckeu der Lechtaldecke sind in dem Raume zwischen Karhorn und Roß unter dem Einfluß der Inntaldecke sehr stark tektonisch reduziert.

Der (auch in der Abb. vor S. 113 bei Ampferer, 1932, oberhalb des Weimarer Weges sichtbare) kleine Hauptdolomitlappen der Hinteren Fellalp ist offenbar der westlichste noch sichtbare Teil der Teildecke des Allgäuer Hauptkammes. Das entspricht auch der Ansicht Benzingers (S. 472). Wenn diese Teildecke weiter im Wüberhaupt noch vorhanden ist, ist sie dort gänzlich unter der Wandfluh-Teildecke (= Ellbogner Teildecke) verborgen. Außerdem gehören die zwei kleinen Hauptdolomitklippen (Plisse und Falken) östlich von Schröcken zur Teildecke des Allgäuer Hauptkammes (Blumenthal, 1936, Tafel XXVI).

Das mäßig steile S-Fallen des Roß (Profil XI bei Benzinger) spricht dafür, daß die Wandfluh-Teildecke hier — Gegensatz zum Karhorn — nicht ganz bis zur Stirn erhalten ist. Der Ablagerungsraum der Wandfluh-Teildecke ist wegen ihrer nur wenig gestörten Lagerung in der P. K. nur unbedeutend breiter gezeichnet als in der G. K. Benzinger heschreibt S. 463 ein winziges Fenster bei der Lägerzunalpe östlich vom Roß, wo Radiolarit der Allgäudecke unter dem Hauptdolomit der Wandfluh-Teildecke zutage tritt. Ampferer zeichuet in der geologischen Karte der Lechtaler Alpen und in der geologischen Spezialkarte, Blatt Stuben, im Talhoden des inneren Rotenhrunnentales ein kleines Vorkommen von Kössener Schichten, welches vielleicht auch eiu Fenster der Allgäudecke unter der Lechtaldecke ist. Wie das Profil bei Ampferer, 1931 a, S. 197, Fig. 17, zeigt, weist der Glattmar eine tiefe, NW-SE streichende Mulde auf. Durch Ausglätten dieser Mulde erscheint das Ahlagerungsgehiet der Wandfluh-Teildecke im Bereiche des Hutler (Huttla-) Tales auch in W-E-Richtung etwas ausgedehnter als in der G. K. Die durch Moränen vom Glattmar getrennten Liasfleckenmergel der Wangspitze sind offenbar die westliche Fortsetzung derjenigen des Glattmar und gebören daher auch zur Wandfluh-Teildecke. Dasselhe gilt auch für den Jura und die Kreide im Halhfenster des Marultales. Durch Ausglätten der bei Ampferer, 1931 a. S. 193, Ahb. 15, dargestellten gefalteten Horusteinkalke erscheinen die in diesem Halbfenster zutage tretenden Jura- und Kreidegesteine in der P. K. hreiter als in der G. K.

Wir befinden uns hier hereits im Bereiche der "Écaille du Hängender Stein" Guhlers (Pl. IV). Eine Trennung von der "Écaille de la Wandfluh" scheiut mir unmöglich zu sein. Das eutspricht auch der Ansicht Ampferers (1931 a, S. 205) und Blumenthals (1936, Tafel XXVI). Vom Glattmar

bis zum E-Ende des Hängenden Steins fehlt der Wandflub-Teildecke gänzlich die Trias. Erst im Hängenden Stein stellt sich wieder Hauptdolomit ein.

### 4. Der Ablagerungsraum der Inntaldecke in den westlichen Lechtaler Alpen

Zwischen dem unteren der drei Profile in Ampferers Querschnitt und dem Kaisertal ist ein starkes Achsengefälle gegen W vorhanden (Querstruktur des Kaisertales). Das zeigen alle Bauelemente der Lechtal- und Inntaldecke, besonders deutlich aber die Deckscholle der Grießtaler Spitze, deren Basis im W-Gebänge des Sulzeltales in etwa 2000 m, im Kaisertal aber unterhalb des in 1300 m Seehöhe gelegenen Talbodens liegt. Das W-Ende der Deckscholle ist mit der Lechtaldecke verfaltet und dadurch etwas unter diese eingewickelt (Abb. gegenüber S. 104 bei Ampferer, 1932). Der S-Teil der Inntaldecke ist im Zusammenhang mit einer Blattverschiebung von 1.5 km Schubweite im Kaisertal nach N umgebogen und auf die von E heranstreichenden Gesteinszüge aufgeschoben (Spengler, 1951, S. 193), wodurch ein schmaler dreieckiger Raum der Inntaldecke verhüllt erscheint.

Wie ich 1951, S. 194, ausgeführt habe, ist die Schubmasse der Wösterspitze (= Lechtaldecke B bei Benzinger) die westliche Fortsetzung der Inntaldecke. Während diese im Profil des Flexenpasses in sich nur wenig verbogen ist (Ampferer, 1914, Profil Tafel XIV), ist sie in dem Raume zwischen dem Kaisertal und dem Bockbachtal in flache Schuppen zerlegt ("Fastfugengleitung" nach Kraus, 1949). Die unterste dieser Schuppen besteht aus den Trias- und Liasgesteinen des Zuges Pimigspitze—Lärchspitze, die mittlere fast ganz aus Kreideschiefern, die obere beginnt mit dem Hauptdolomit, der im rechten Gehänge des Krabachtales eine niedrige Wandstufe bildet und auch im linken Gehänge oberhalb der Schönegg-Alp ansteht; darüber liegen Kreideschiefer. Vielleicht sind noch mehr Schuppen vorhanden, aber deshalb nicht erkennbar, weil Kreideschiefer ohne Triasoder Jura-Zwischenlage auf Kreideschiefer geschoben sind.

Bei der Bockbach-Stieralm und zu beiden Seiten des unteren Almejurtales sind auf Strecken von 1 bis 2 km Länge Kreideschiefer der Inntaldecke unmittelbar auf solche der Lechtaldecke geschoben und daher ist die genaue Lage der Überschiebungsfläche an solchen Stellen nicht erkennbar. Inmitten des Cenomans der Inntaldecke liegen die von den großen Deckschollen des Krabachjochs und der Fallesinspitze, sowie die von den kleinen Tauchfalten der Roggspitze und des Stanskogels verhüllten Räume.

Der von Stubenbach an nördlich des Lech verlaufende N-Rand der Inntaldecke läßt an der Braunarlspitze eine deutliche Deckenstirn erkennen (Profile X, XI und XIII bei Benzinger und Ampferer, 1932, S. 114). Ferner ist im Marchbachgraben an der S-Seite dieses Berges ein inverser Mittelschenkel fensterartig aufgeschlossen. Der Hauptdolomit dieser inversen Schichtenfolge muß nördlich des Hauptdolomits der Braunarlspitze abgelagert worden sein. Auch an der Hochlichtspitze (Ampferer, 1931 a, S. 185, Fig. 9 a) ist die Deckenstirn noch deutlich. Am Feuerstein hingegen ist der N-Rand der Inntaldecke als enggepreßte Mulde ausgebildet (Ampferer, 1931 a, Fig. 10, 11; 1932, Abb. nach S. 114). Hier ist also keine

Stirneinrollung und offenbar auch kein inverser Mittelschenkel vorhanden, sondern infolge Zurückbleibens des starren Hauptdolomits ein intensiver Faltenzusammenschub im Rhät und Jura.

Im Bereiche des Cenomankernes der Spullerseemulde sind die durch die Deckscholle der Hasenfluh und die Tauchfalten des Spullersalpkopfes (Ampferer, 1932, Abb. vor S. 107) verhüllten Räume eingetragen. Das Ablagerungsgebiet der tauchenden Jurasättel des Spullersalpkopfes ist aber nicht eingetragen, da diese Juragesteine wohl einst im Hangenden der Trias zwiseben Spullerseemulde und Klostertal gelegen waren. Die Gruppe: Wildgrubenspitze-Roggalspitze wird nicht als Deckscholle, sondern im Sinne von Kraus (1949, S. 45-51) als Queraufwölbung des Untergrundes mit ganz unbedeutendem Schub gegen W betrachtet. Die schraffierte halbmondförmige Fläche soll die bei diesem W-Schub der Roggalspitze verhüllte Fläche andeuten. Die verhältnismäßig flache Lagerung der Gesteine der Spullerseemulde (vgl. z. B. Kraus, Profil A) deutet auf einen geringen Faltenzusammenschub im Bereiche dieser Mulde hin. Im Gegensatze dazu zeigt die Triaszone zwischen der Spullerseemulde und dem Klostertal den Bau eines ziemlich bohen Sattels (Radonagewölbe) mit steilen Schenkeln (Ampferer, 1932 a, S. 35, 36 und Kraus, Profile A und B). Diese Triaszone wurde daher in der P. K. fast doppelt so breit gezeichnet wie in der G. K.

Im westlichsten Teile der Lechtaler Alpen zeigt sowohl die Hauptmasse der Inntaldecke als die Halbdeckscholle der Kellerspitze eine verhältnismäßig flache Lagerung (Ampferer, 1931 a, Fig. 14 und 15). Bezüglich der von Gubler (1927, Pl. IV) vorgenommenen Anfspaltung der Lechtaldecke in Schuppen wurde Ampferers Kritik an Gublers Arbeit berücksichtigt (Ampferer 1931 a, S. 202—205). Eine Trennung zwischen der Schuppe des Hohen Frassen und derjenigen des Klostertales wurde nur zwischen Geisberg und Hohem Frassen angenommen.

Der aus steil südfallenden Mitteltriasgesteinen aufgebaute Hügelrücken zwischen Rungelin und Bings stellt offenbar den S-Schenkel der westlichen Fortsetzung des Radonagewölbes dar (Gubler, Pl. III, Profil III). Die im Grubsertobel teilweise aufgeschlossene nördlich anschließende Mulde wurde nach diesem Profil von der Masse des Geisberges (Écaille du Klostertal nach Gubler) an offenbar südvergenter lokaler Schubfläche überschoben. Durch Ausglätten dieser Falte und Rückgängigmachung der Schubfläche erscheint der Raum zwischen dem S-Fuß des Katzenkopfes und dem Klostertal in der P. K. fast dreimal so breit wie in der G. K., und der Arlbergkalk bei Bings gelangt in die westliche Fortsetzung desjenigen von Dalaas.

### Der Ablagerungsraum der Inntaldecke im Rätikon und in der Davennagruppe

Nach der von mir 1951 vorgenommenen Umdeutung der Lechtaldecke B als Inntaldecke gehört der oberostalpine Teil des Rätikon in seiner Gesamtbeit der Inntaldecke an. Die Allgäudecke und die Lechtaldecke sind hier nicht vorhanden. Der Rätikon unterscheidet sich in seinem Bau von den Lechtaler Alpen hauptsächlich dadurch, daß hier nach Ampferer (1937, S. 309) neben nordvergenten Bewegungen auch westvergente von annähernd gleichem Ausmaß vorhanden sind, von denen die letzteren die jüngeren sind und häufig den Charakter von Reliefübersobiebungen haben. Die Rückgängigmachung dieser beiden Scharen von Bewegungen ist eine schwierige, aber interessante Aufgabe, welche ich — da die neue Karte Ampferers noch nicht erschienen ist — mit Hilfe der Karten von Trümpy (1916), Arni (1926), Gubler (1927), Verdam (1928), Leutenegger (1928) und Schumacher (1929), aber mit Berücksichtigung der Arbeiten Ampferers (1932 a, 1933, 1934, 1937 und 1939) durchzuführen versucht habe.

Durch das Interferieren der nord- und westvergenten Bewegungen ist der Rätikon in eine Reihe sehr verschieden großer tektonischer Einheiten zerlegt, die von den älteren Autoren, sowie von Leutenegger, Verdam und Schumacher als Schollen, von Trümpy und Ampferer aber als Schuppen hezeichnet werden. Meiner Ansicht ist die Bezeichnung Schuppen richtiger, denn unter einem Schollengebirge verstehen wir eine durch Senkungsbrüche zerschnittene, also nur germanotyp gestörte Landschaft. Im Rätikon aber sind die Grenzen der tektonischen Einheiten durchwegs Überschiebungen, die allerdings meist nur eine geringe horizontale Schuhweite aufweisen und deren Vergenz zwischen N und W schwankt.

Ich betrachte die in ihrem Nordteil ziemlich flach liegende Fundelkopfschuppe als die nur durch das Erosionstal der Ill unterbrochene westliche Fortsetzung des gleichfalls durch wenig gestörte Lagerung ausgezeichneten Hauptkammes der Lechtaler Alpen. Das entspricht auch der Ansicht Guhlers, der beides seiner "Écaille du Klostertal" zurechnet (Pl. IV).

Die Fundelkopfschuppe ist gegen W auf die Dreischwesternschuppe aufgeschoben. Daß zwischen beiden Schuppen eine Schubfläche verläuft, zeigt schon das Zutagetreten von Arosagesteinen bei der Gampalpe. Wie die Form des NW-Randes der Fundelkopfschuppe verrät, sind die Arosagesteine 1) hier dadurch zum Vorschein gekommen, daß ein Stück der Stirn der Schuppe abgetragen ist. Die Schubweite der Überschiehungsfläche ist hier sieberlich sehr gering. Daß aber die beiden Schuppen am Mengbach gänzlich miteinander verschmelzen, wie Verdam, S. 46, angibt, scheint mir sehr unwahrscheinlich zu sein. Unter den Moränen von Nenzingerberg kann sich leicht eine Schuhfläche verbergen. Jedenfalls ist das Profil 6 hei Verdam unmöglich, in welchem die Gesteine der Arosazone zwischen Arlbergkalk und Raihler Schichten der Fundelkopfschuppe eingetragen sind. Sie müssen zwischen beiden Schuppen schief aus der Tiefe heraufsteigen.

Auf die Dreischwesternschuppe (= "I nördl." bei Schumacher) ist gegen N die Heuhühlschuppe (= "I südl." bei Schumacher) aufgeschoben. Zwiseben beiden tritt ein bis über das Guschgfieljoch nach E reichender Streifen von Triesener Flysch zutage, der offenhar an der Basis der Heubühlschuppe mitgeschleppt ist. Es muß daher im Hangenden des Flyschstreifens der nördliche Randstreifen der Heubühlschuppe der Ahtragung zum Opfer gefallen sein, während sich unter dem Flyschstreifen der südlichste Teil der Dreischwesternschuppe verhirgt. Zur besseren Orientierung sind im Bereiche der Heubühlschuppe die durch das Alluvium des Saminatales und des Vallorsch verhüllten Teile eingezeichnet. Trümpy unterscheidet noch eine Untere Heuhühlschuppe (Tafel II). Ich glaube,

<sup>1)</sup> Flysch nach Ampferer, 1937, 8, 298.

daß man auf diese verzichten kann, wenn man mit Ampferer den Heubühl als einen westvergenten Sattel innerhalb der Heubühlschuppe deutet (Ampferer, 1937, Fig. 28 auf S. 299 und Fig. 31 auf S. 302). Durch Ausglätten dieser Falte erscheint der schmale N—S streichende Heubühlkamm in der P. K. viel breiter als in der G. K.

Der südliche Teil der Fundelkopfschuppe ist gegen W auf die Heubühlschuppe aufgeschoben. Wie sich aus Schumachers Karte ergibt, ist zwischen der den W-Rand der Fundelkopfschuppe bildenden Noss-Spitze und dem Sareiser Joch ein großer Teil dieser Schuppe durch das Quartär des oberen Malbun verhüllt, so daß hier nicht sicher möglich ist, die Lage der Heubühl- und Fundelkopfschuppe trennenden Schubfläche zu erkennen. Der tiefe Einschnitt des Valbuntales macht es wahrscheinlich, daß hier ein Halbfenster der Heubühl- unter der Fundelkopfschuppe vorliegt und somit ein Teil der Stirnpartie der Fundelkopfschuppe abgetragen ist.

Auf den südlichen Teil der Fundelkopfschuppe ist in der Richtung gegen WNW die kleine Gorvionschuppe aufgeschoben, an deren Stirn das Schüppehen des P. 2252 abgespalten ist (Trümpy, Tafel II). Wie auch Verdam, S. 64, bemerkt, ist das Auftreten von zur Gorvionschuppe gehörenden Klippen an der E-Seite des Sareiser Jochs ein Beweis für eine verhältnismäßig große Schubweite dieser Schuppe; u. zw. muß sie wenigstens 2·2 km betragen. Wie Ampferer festgestellt hat, handelt es sieh um eine typische Reliefüberschiebung (1937, S. 283, Fig. 9).

Hingegen dürfte die Schubweite der Scesaplanaschuppe auf die Gorvionschuppe nur ganz gering sein. Ein beträchtlicher Unterschied gegenüber den Karten der Schweizer Geologen ergab sich durch Ampferers Untersuchungen in dem Raume zwischen dem Brandner Tal und den E-Ahstürzen der Gebirgskette: Fundelkopf-Alpilakopf. Verdam rechnet den Taleu und die Unter- und Mitteltrias zwischen Brand und der Palüdalm bereits zur Scesaplanaschuppe. Nun hat aber Ampferer (1934, S. 27) das in Fig. 12 reproduzierte Profil 6 Verdams durch Fig. 13 ersetzt. Dieses Profil zeigt aber, daß der Taleu zur Fundelkopfschuppe gehört und nur durch eine Flexur von dieser getrennt ist. Aber auch die Arosagesteine des Galinengrates liegen nach Ampferer, 1933, S. 167, "wie ein ziemlich dünner, unregelmäßiger Belag" den Unter- und Mitteltriasgesteinen westlich von Brand auf. Da nun die Arosagesteine offenbar nicht auf die Scesaplanaschuppe aufgeschoben, sondern an deren Basis mitgeschleppt sind, muß auch die Trias am Schiefwaldbach und westlich von Brand zur Fundelkopfschuppe gehören, und die Scesaplanaschuppe kann westlich des Brandner Tales erst mit Windecker und Mottenkopf beginnen. Bei Brand dürfte die Fundelkopfschuppe sogar auf das rechte Gebänge des Brandner Tales bis zum Lenzikopf (P. 1588) reichen. Denn zweifellos gebört der beiderseits des Brandner Tales aufgeschlossene Buntsandstein demselben Sattelkern an. Die Überschiehungsfläche zwischen Fundelkopf- und Scesaplanaschuppe dürfte an der Obergrenze der Raibler Schichten liegen. Vielleicht erklärt sich dadurch das sehr auffallende, auch von Leutenegger (S. 77) hervorgehobene Fehlen des Hauptdolomits beim Lenzikopf. Ein "gänzliches Ausquetschen des Norien" (Leutenegger) innerhalb der Scesaplanaschuppe ist schon deshalb nicht möglich, weil der Hauptdolomit ja das mächtigste und widerstandsfähigste Gestein der Schichtenfolge ist. Die Bildung der Schattenlaggant—Yilbonamulde dürfte der älteren, die Überschiebung der Scesaplanaschuppe auf die Fundelkopfschuppe der jüngeren orogenetischen Phase angehören. Von P. 962 bis P. 869 dürfte die Überschiebungslinie durch den Moränenstreifen am rechten Ufer des Alvierbaches verhüllt sein. Die Überschiebung des Hauptdolomits des Taleu auf die Aroser Gesteine am Alvierbach oberhalb von Bürserberg (Ampferer, 1934, Fig. 11, S. 26) hat daher wohl nur örtlichen Charakter. Wenn die Aroser Gesteine des Galinengrates und des Loischkopfes an der Basis der Scesaplanaschuppe mitgeschleppt wurden, müssen sie früher von dem NW-Teil der Scesaplanaschuppe — wenigstens größtenteils — zugedeckt gewesen sein. Das ist aber nur möglich, wenn diese etwa 3 km weit auf die Fundelkopfschuppe in NW-Richtung aufgeschoben war und der Stirnteil westlich des Brandner Tales durch Abtragung verschwunden ist.

Die Scesaplanaschuppe selbst hat im Gegensatze zu den übrigen, ziemlich ruhig gelagerten Schuppen des Rätikons eine sehr starke Verschmälerung durch Faltung erfabren, aber es ist mit Hilfe der vorliegenden Profile von Arni, Leutenegger und Ampferer unmöglich, die Faltungen im Bereiche dieser Schuppe in exakter Weise auszuglätten. Die größte Schwierigkeit ist darin gelegen, daß an vielen Stellen durch Ablösung des Rhät und Jura von der Hauptdolomitunterlage die Trias bis zum Hauptdolomit einerseits und Kössener Schichten + Jura + Kreide anderseits — ähnlich wie im Sonnwendgebirge — unahhängig voneinander gefaltet sind. Das gilt z. B. für die lebhafte Faltung, die in den Gesteinen von den Kössener Schichten aufwärts an der W-Seite des Verbindungskammes Wildberg-Mottenkopf zu erkennen sind (Ampferer, 1934, S. 24, Fig. 9). Auch in der zwischen dem Brandner Tal und dem Rellstal gelegenen Gebirgsgruppe ist stellenweise eine ähnliche Ablösung im Niveau der Kössener Schichten eingetreten (Ampferer, 1933, S. 163, Fig. 18c). Aber auch der Hauptdolomit ist wohl stärker -- wenn auch anders als der Jura -- gefaltet, als Arnis Profile vermuten lassen. Das zeigt besonders der Grat: Scesaplana— Zirmenkopf (Ampferer, 1939, Fig. 4 auf S. 8). Die Bewegungsflächen, welche Arni in seinen Profilen und in der tektonischen Karte als Grenzen zwischen den von ihm unterschiedenen Schuppen einzeichnet, sind wohl hauptsächlich auf den Hauptdolomit beschränkte Scherflächen, an denen sich im starren Dolomit die der Faltung in den biegsamen Jura- und Kreidegesteinen äquivalente Verschmälerung vollzog. Unter diesen Umständen bleibt nichts übrig, als das Ausmaß des Zusammenschubs innerhalb der Scesaplanaschuppe nur roh zu schätzen.

Als Resultierende aus den N- und W-vergenten Drucken ergiht sich die stärkste Verschmälerung der Scesaplanaschuppe in SE—NW-Richtung. Besonders stark verschniälert ist auch der aus Kreideschiefern bestehende Kern der Wildberg- und der Schattenlagant—Vilbonamulde (Leutenegger, S. 68). Das Cenoman wurde daher in diesen beiden Mulden in der P. K. wesentlich breiter gezeichnet als in der G. K., wobei die Profile von Arni und Leutenegger einen beiläufigen Anhaltspunkt für das Ausmaß der Verschmälerung boten. Ferner mußte die von Ampferer (1933, S. 156, Fig. 14) beschriebene nachträgliche Abknickung der Schattenlagant—Vilbonamulde rückgängig gemacht werden. Dadurch ergab sich, daß der Ablagerungsraum der Scesaplanaschuppe besonders in W--E-Richtung wesentlich ausgedehnter war und das Gestein der Zimbaspitze im Vergleich mit demjenigen der Scesaplana weiter nach S gerückt war. Jetzt liegt die

Zimbaspitze 5 km östlicher und 4 km nördlicher als die Scesaplana, vor der Orogenese lag das Gestein des Zimbagipfels wahrscheinlich etwa 10 km östlicher, aber nur 2 km nördlicher als dasjenige des Scesaplanagipfels. Im Bereiche der Scesaplana wurden die durch die kleine Wildberg-Deckscholle, die Ampferer (1932 a, S. 55, Fig. 22 b) für einen Rest der Inntaldecke hielt, und die durch den Scesaplanagletscher und den Lüner See verhüllten Räume eingetragen.

Der Rätikon wurde durch die Orogenese in W-E-Richtung stärker verschmälert als in N-S-Richtung:

	N—S	W-E
Gegenwärtig	15 km	$19 \ km$
Vor der Orogenese	$21 \ km \ldots \ldots$	$32 \ km$
Verschmälerung in %	28%	40%

Östlich des Montafon gehört die Davennagruppe zur Scesaplanaschuppe (Gubler, Pl. IV). Die Davennagruppe ist durch eine saigere W—E-Störung der Länge nach geteilt, die sich nach Ampferer (1932 a, S. 40) nicht über das Montafon nach W verfolgen läßt. Wahrscheinlich handelt es sich um eine schon ursprünglich ziemlich steil stehende südvergente Schubfläche (Ampferer, 1932 a, S. 61) von sehr geringer Schubweite, die nachträglich vertikal gestellt wurde. Nach dem von Ampferer, 1932 a, S. 39, Fig. 9) veröffentlichten Querschnitt weist der S-Teil der Davennagruppe (Itonskopf) den Bau einer einfachen aufrechten Mulde, der N-Teil (Sontekopf) eine saigere Schichtenfolge auf, die offenbar der S-Schenkel einer zweiten, viel tieferen Mulde ist, von der der N-Schenkel fehlt. Durch Ausglätten dieser Mulden ergibt sich für die Davennagruppe ein Ahlagerungsgebiet, das beträchtlich breiter ist als seine heutige Breite.

Da dem W-Schub der Scesaplanaschuppe und ihrer inneren Verschmälerung in E-W-Richtung nördlich des Klostertales kein Äquivalent gegenübersteht, muß die Klostertallinie einer Längsverschiebung entsprechen, an der der S-Flügel gegen W verschoben ist. Das entspricht aufs beste den Feststellungen Ampferers im Gelände (1932 a. S. 40, Fig. 10 und 11). Nur darin kann ich Ampferer nicht folgen, daß er die E-W-Verschuhlinie üher Bludenz hinaus bis zum Rheintal verlängert (1932 a. S. 59, Fig. 25). Nach meiner Ansicht ist die Klostertaler E-W-Verschuhlinie bei Bludenz zu Ende. Der gegen N leicht konvexe Bogen dieser Linie zwischen Dalaas und der Alfenzmündung dürfte durch eine nachträgliche Verhiegung entstanden sein. Während gegenwärtig der Davennagipfel etwas westlicher als die Gamsfreiheit liegt, lag das Gestein des Davennagipfels vor der W-Verschiebung etwas östlicher als dasjenige des Rogelskopfes. Das bedeutet, daß das Ausmaß der W-Verschiehung etwa 5.5 km beträgt. Demnach dürfte jetzt auch das Heimatgebiet der Deckschollen der Flexenpaßgegend um etwa den gleichen Betrag nach W verschoben sein. Weiter gegen E aher dürfte die Schubweite der E-W-Verschublinie wieder abnehmen. Denn dort treffen wir in den Kalkalpen Anzeichen von E-W-Verkurzung, z. B. Pfannenköpfe bei der Ulmerhütte (Ampferer, 1932 a, S. 33-34, Fig. 3) und die "Querstruktur" des Kaisertales (Spengler, 1951, S. 192--193), welche südlich der Linie keine Äquivalente zu hesitzen scheinen.

In dem Raume zwischen Freskalot und Zimbaspitze ist ein kleiner Teil der Seesaplanaschuppe durch eine Buntsandsteinmasse verhüllt, die an der von Ampferer beschriebenen Reliefüberschiebung des Rellstales (1932 a, S. 43 und Fig. 13) nach W geschoben ist. Das Heimatgebiet dieser als E—W streichende Mulde ins Silvrettakristallin eingefalteten Buntsandsteinmasse muß aber viel südlicher gelegen gewesen sein, da zwischen dieser bis Gegensporn nach E reichenden Mulde und dem S-Rande der Scesaplanaschuppe noch drei kleine, aber tiefe Mulden liegen (Leutenegger, Profil 2), zu denen auch die Mitteltrias des Kristakopfes gehört (Leutenegger, Profil 1). Durch Ausglätten dieser Falten gelangt der Buntsandsteinzug Lünerkrinne—Gegensporn in einen etwa 6 km südlich des S-Randes der Scesaplanaschuppe gelegenen Raum, während gegenwärtig diese Entfernung nur 3 km beträgt.

Noch südlicher lag der Ablagerungsraum der Trias und des Lias der Tschaggunser Mittagspitze, der aber nicht mehr in die P. K. aufgenommen wurde.

### 6. Der Ablagerungsraum des Nordteiles der Lechtaldecke zwischen dem Lechtal und dem Leitzachtal

Für den Raum zwischen dem Lechtal und dem Loisachtal läßt sich mit Hilfe der zahlreichen Profile bei Kockel, Richter, Steinmann (1931) die Ausglättung der Falten der nördlichen Zone der Lechtaldecke gut durchführen. Allerdings muß auch hier die Tiefe einzelner Mulden mehr oder minder willkürlich angenommen werden, bei denen die Muldenbiegung durch die Erosion noch nicht freigelegt ist. Das gilt insbesondere für die Ammermulde. Die von den zahlreichen Cenomanvorkommen verhüllten Teile der Trias—Jura—Neokom-Ablagerungen erscheinen in der P. K. wesentlich breiter als die Cenomanvorkommen in der G. K., weil nicht nur die nachcenomane, sondern auch die vorcenomane Faltung ausgeglättet ist. Aus demselben Grunde sind auch die durch Quartär verhüllten Teile in N-S-Richtung viel ausgedehnter als die Quartärvorkommen der G. K. Südlich vom Feigenkopf ist der durch die in den Profilen 20 und 21 dargestellte Rücküberschiebung verhüllte Raum sebematisch eingetragen. Auch die Hennenkopf-Teildecke und die von ihr in der Teufelstätt-Teildecke verhüllten Räume wurden — soweit es der kleine Maßetab erlaubt eingezeichnet. Die Schubweite der Hennenkopf-Teildecke auf die Teufelstätt-Teildecke ist wohl ganz unbedeutend. Südlich des Bennadeckensattels ist das Gipfelgestein des Säulings etwa 1 km vom S-Rande des Streifenfensters entfernt eingetragen, um die in Profil 26 dargestellte Schuppung zu berücksichtigen.

Der Raum südlich des Ammer-Längstales hat, wie die Profile bei Kockel usw. zeigen, durch Faltung und Schuppung eine beträchtliche Verschmälerung erfahren. Ich nehme an, daß die Entfernung: Graswang-Kramer ursprünglich etwa doppelt so groß war wie heute. Die von den einzelnen Schuppen verhüllten Streifen sind in der P. K. in etwas schematischer Weise eingetragen, da meist keine sieheren Anbaltspunkte für die Schuhweite gegeben sind. Am größten ist jedenfalls die Schubweite der Kramerschuppe, für welche Kockel (S. 143) eine Mindestförderweite von 3 bis 4 km angiht. Auffallend ist bei dieser verhältnismäßig großen Schubweite die geringe Ausdehnung der Kramerschuppe im Streichen. Gegen Wist sie höchstens bis zum W-Ende des auf Blatt "Zirl—Nassereith" im

Neidernachgraben eingetragenen Zuges von Kössener Schichten erkennbar. Allerdings ist es möglich — wenn auch nicht nachweisbar —, daß sich unter dem langgestreckten Plansee eine Schubfläche verbirgt, an der Hauptdolomit auf Hauptdolomit geschoben ist. Es ist für meine Untersuchungen sehr bedauerlich, daß für den bereits in Tirol gelegenen Raum zwischen dem Südrande von Kockels und Richters Karte und dem N-Rande der Blätter: "Lechtal" und "Zirl—Nassereith" keine neuere geologische Karte existiert. Es muß aber hier die Verschmälerung durch Faltung und Schuppung ebenso groß sein wie südlich des Ammer-Längstales.

Die von J. Niedermayer (1936) als östliche Fortsetzung der Kramer-Überschiebung angesehene Schubfläche am Wank ist im Gegensatze zu der ziemlich flach liegenden Kramer-Überschiebung eine sehr steil stehende Bewegungsfläche. Vielleicht darf man die große Loisachstörung als das eigentliche Ostende der Kramerschuppe betrachten. Da die Loisachstörung bei Garmisch zu Ende ist, muß der Raum westlich der Blattverschiebung stärker durch Faltung und Schuppung verschmälert worden sein als der-

jenige östlich der Störung.

Im Benediktenwandgebirge kann man nach Särchingers Karte (1939) folgende Elemente der Lechtaldecke unterscheiden: 1. Die kleinen Deckschollen des Vogelkopfes und Sattelkopfes. 2. Der große Muldenzug. 3. Die größtenteils aus Hauptdolomit bestehenden Deckschollen im Bereiche des Eselau-Fensters. 4. Die zusammenhängende Masse von Obertrias (vorwiegend Hauptdolomit) südlich der Benediktenwand. Nach Särchinger sind hier drei verschiedene Schubbewegungen zu unterscheiden: a) Die Überschiebung der Lechtaldecke über die Allgäudecke, b) Die Oberstock-Vorgleitung innerhalb der Lechtaldecke, durch welche die tektonische Reduktion des Hauptdolomits im Bereiche des Großen Muldenzuges erklärt wird (vgl. besonders das schematische Profil, S. 147, bei Kockel und Särchinger, 1937 und Särchinger, 1939, S. 434—438), c) Die Reliefüberschiebung der Ohertrias der Lechtaldecke auf das Eselau-Fenster (Särchinger, S. 448—456).

Nach Särchinger soll der Hauptdolomit des Vogelkopfzuges durch die Oberstock-Vorgleitung an seine Stelle gelangt sein und gehörte daher ursprünglich zum stratigraphisch Hangenden des Wettersteinkalkes der Benediktenwand. Er sollte daher in der P. K. gar nicht eingetragen werden. Dasselbe müßte auch für seine westliche Fortsetzung, den Schmiedlainezug Müller-Deiles (1940, S. 64) gelten. Ich habe aber Vogelkopfzug und Schmiedlainezug doch nördlich der Benediktenwand eingetragen, da es ja — selbst wenn die Oberstock-Vorgleitung zutrifft — keineswegs sicher ist, daß der Hauptdolomit wirklich über dem heute noch erhaltenen Stück Wettersteinkalk gelegen war.

Ohne den Vorgang der Oberstock-Vorgleitung bezweifeln zu wollen, möchte ich doch glauben, daß der Hauptdolomit im Großen Muldenzug schon primär eine geringe Mächtigkeit besaß. Zeigt doch die ganz ähnlich gehaute Obere Wendelsteindecke auch eine geringe Hauptdolomit-Mächtigkeit (110—150 m nach Osswald 1928, S. 206), wenn auch die Mächtigkeit im Großen Muldenzug der Benediktenwand noch viel geringer ist (10—50 m, stellenweise 0 m nach Särchinger, S. 367). Dann muß aber zwischen den Ablagerungsräumen des Hauptdolomites des Großen Muldenzuges und des nach Lutyj-Lutenko (1951, S. 9) 600—1100 m mächtigen Haupt-

dolomites südlich des Benediktenwandgebirges ein Zwischenraum gewesen sein, den ich mindestens 4 km breit schätze.

Die Reliefüberschiehung muß nach Ahb, 58 hei Särchinger im E-Teil des Eselau-Fensters eine Schuhweite von 3 bis 4 km besessen haben, aber die Schubweite dürfte gegen W kleiner werden. Im Bereiche der Glaswandscharte sind die aus Wettersteindolomit und Raibler Dolomit bestehenden Schuppen nach Särchinger, S. 458, das Äquivalent der Reliefüberschiebung. Diese Schuppen sind auch in den beiden obersten Profilen Müller-Deiles (1940) dargestellt. Vielleicht darf man auch die Schubfläche zwischen Wettersteinkalk und Hauptdolomit im 6. Profil Müller-Deiles (Rabenkopfprofil) mit der Reliefüberschiebung parallelisieren, denn es ist unmöglich, den mit Rhätgesteinen gefüllten Muldenkern des Lusenkopfes (1304 m) als die unmittelbare Streichungsfortsetzung des ganz anders gebauten Großen Muldenzuges der Glaswand zu betrachten. Ich vermute, daß die Lusenkopfmulde ursprünglich eine südlichere Mulde war als der Große Muldenzug der Benediktenwand und mit der jüngeren Reliefüberschiebung auf den Muldenzug aufgeschoben wurde, von dem nur noch Muschelkalk, Partnachschichten und Wettersteinkalk des durch die Reliefüberschiebung um etwa 600 m nach N gedrängten N-Schenkels teilweise sichtbar sind. Wenn tatsächlich die Reliefüberschiebung so weit nach W reicht, muß auch dort, wo scheinbar ein ungestörter stratigraphischer Verband zwischen dem Wettersteinkalk der Benediktenwand und dem südlich angrenzenden mächtigen Hauptdolomit hestebt, eine Schubfläche angenommen werden, die nur deshalb nicht sichtbar ist, weil sie offenbar innerhalb eines einheitlichen Gesteines verläuft. Das gilt insbesondere für das Profil 4 Särchingers.

Lutyj-Lutenko (1951) betrachteteine NE-streichende Blattverschiebung (Loisachstörung) als westliebe Begrenzungsfläche der Reliefüberschiebungsmasse (S. 45). Die Schubweite dieser Blattverschiebung ist aber viel zu gering, um die ihr von Lutyj-Lutenko zugeschriebene Rolle spielen zu können. Wie seine Karte zeigt, ist der aus Raibler Schichten bestehende Kern des Heckenbachsattels bei der Rautalm an dieser Blattverschiehung nur 200 m nach NE versetzt, und auch die Summierung der Schubweiten mehrerer paralleler Blattverschiebungen ergibt noch einen zu kleinen Betrag. Denn die Schubweite der Reliefüberschiebung muß nach Särchinger 3-4 km betragen, um den ganzen Raum zwischen dem S-Rande des Großen Muldenzuges und der Schwarzenbachlinie zu überbrücken, der vor der Deckenfaltung noch breiter war als gegenwärtig. Hingegen dürfte Lutyj-Lutenko darin recht haben, daß der Hauptdolomit-Mylonit des Heckenbachsattels bei der Lainlalm nichts mit der Oberstock-Vorgleitung zu tun hat.

Dieselben Verhältnisse treffen wir in dem erst im II. Teil der Arbeit zur Darstellung gelangenden Wendelsteingebiet. Der Große Muldenzug entspricht dort der Schuppe V (Osswald, 1951), das an der jüngeren Reliefüberschiebung vorgesebobene Hauptdolomitgebiet der Schuppe VII.

Das Obertriasgebiet südlich der Benediktenwand hat durch die Faltung eine sehr bedeutende Verschmälerung erfahren. Im Meridian der Benediktenwand beträgt gegenwärtig die Entfernung zwischen dem N-Rand der Hauptdolomitzone und der Jachenau 4-8 km; vor der Faltung dürften es etwa 9 km gewesen sein. Die Lage der Gesteine des Scheitels des Heckenbach-

sattels, der am besten im Streichen verfolgbaren Zone, ist in der P. K. als Linie eingetragen. An ihr lassen sich auch am besten die Loisachstörungen rückgängig machen. Wenn man die Kesselbergstörung rückgängig macht. gelangt der Hauptdolomit des Herzogstandgipfels in eine etwas nördlichere Lage als der Plattenkalk der Jochbergspitze. Ferner liegt dann die Rotwandstörung zu beiden Seiten des Walchensees in derselben Breite, während sie jetzt am Ostufer um 1.5 km nördlicher liegt (Lutyj-Lutenko, S. 41). Für das Profil durch den Rauteck-Kopf nördlich des Herzogstands nimmt Müller-Deile selbst die Ausglättung der nachcenomanen Faltung vor (Abb. 13 auf S. 47). Wie man sich durch Nachmessen an seinen beiden Profilen dieser Abbildung überzeugen kann, hat die nachtenomane Faltung den Raum von 3·5 auf 2 km verschmälert. Glättet man überdies auch die vorcenomane Faltung aus, so ergibt sich, daß der Raum ursprünglich etwa 4 km breit war. Es gelangt somit Müller-Deile hier zu einer ebenso starken Verschmälerung durch Faltung wie ich in dem Raume östlich der Kesselbergstörung. Der Große Muldenzug lag auch vor Eintritt der Leisachstörungen im Herzogstandgebiete etwas südlicher als in der Benediktenwandgruppe.

Da für den westlichen Teil der Herzogstand—Heimgarten-Gruppe die von Lutyj-Lutenko, S. 33, erwähnte Neuaufnahme durch W. Zeil noch nicht vorlag, wurde das Gebiet nach der Karte von J. Knauer (1907) gezeichnet, aber mit tunlichster Berücksichtigung der Verbesserungen durch M. Richter, 1937 und Müller-Deile, 1940 (S. 98—100). Die nach Rückgängigmachung der sie durchschneidenden Loisachstörung einheitliche Deckscholle des Simmersberges wurde eingezeichnet, da für die Heim-

gartengruppe wohl die "Oberstockvorgleitung" nicht mehr gilt.

Im Bereiche des Loisachtales erscheint der Südrand des Großen Muldenzuges um fast 5 km nach N verschoben, wenn man dessen Lage im Meridian von Ettal mit derjenigen im Meridian des Hirschberges (Heimgartengruppe) vergleicht. Der N-Rand der Lechtaldecke ist auf derselben Strecke nur um 4 km nach N verschoben. Davon entfallen etwa 1 km auf die große Loisach-Blattverschiebung, welcher das Loisachtal bis zur Kap. 687 bei Eschenlohe folgt. Von der Mündung der Eschenlaine bis östlich Ohlstadt verläuft sie wohl östlich des Hanptdolomit-Vorsprunges des P. 687 und zwischen dem Zeilkopf und dem Osterfeuerberg, wie die aus Knauers Karte ersichtliche Schleppung des Räts und die um 1 km südlichere Lage des Cenomans des Zeilkopfes im Vergleich mit demjenigen des Illing zeigt. Auch Hahn (1915, S. 125) legt an diese Stelle eine Loisachstörung. Der größere Teil der Nordverschiebung des Muldenzuges wird daher dadurch hervorgerufen, daß dieser im östlichen Teile des Labergebirges gegen NE streicht. handelt sich hier wohl um eine nachträgliche, gleichzeitig mit der Bildung der Loisachstörungen eingetretene Verbiegung des Großen Muldenzuges.

In dem Raume zwischen dem Isartal und dem Söllbachtal werden nur die Deckscholle des Geigersteins und Fockensteins (Großer Muldenzug), sowie die südlich dem Geigerstein benachbarte Buntsandstein-Deckscholle (Richter, 1937, S. 109, Abb. 20, unteres Profil) und die winzige Muschelkalk-Klippe beim Schlagkogel (Boden, 1935, geol. Karte) der primären Lechtaldecke (Schuppe V Osswalds) zugerechnet, die kleinen Obertriasklippen im Bereiche des Hirschtal-Deckensattels und östlich vom Fockenstein (Boden, 1915, geol. Karte) hingegen der sekundären Lechtaldecke (Reliefüberschiebung, Schuppe VII Osswalds). Zwischen Söllbach und Weißach

hat sich nichts von der primären Lechtaldecke erbalten, östlich vom Tegernsee nur das winzige Buntsandsteinvorkommen am Kreuzbergköpfl (abgesehen von der Wendelsteingruppe, die erst im II. Teil der Arbeit bebandelt wird).

Mit der Ringberglinie Bodens beginnt bereits die sekundäre Lechtaldecke (Schuppe VII Osswalds), in welcher — wenigstens zwischen Söllbach und Weißach — der Wettersteinkalk durch Partnachschichten ersetzt ist (Boden, 1915, Geologische Karte der Tegernseer Berge und Tafel 10 a). Das auffallendste Merkmal der sekundären Lechtaldecke zwischen Isar und Leitzach ist das regelmäßige Muldenpaar des "Synklinoriums". Zur Ausglättung eignet sich am besten das Profil I bei Osswald 1925, weil hier auch die Muldenbiegungen sichtbar sind. Die ursprüngliche Entfernung von Risserkogel und Wallberg betrug 6 km (gegenwärtig sind es nur  $3\cdot2~km$ ).

#### 7. Der Ablagerungsraum der Lechtal- und Inntaldecke in den östlichen Lechtaler Alpen

Aus dem ausgedehnten, der Lechtaldecke angehörigen Faltenland zwischen dem Lechtal und dem Fernpaß fehlt es im neueren geologischen Schrifttum an Profilen. Nur das oberste Profil M. Richters (1930, Tafel II) durchschneidet einen größeren Teil dieses Raumes, die beiden Profile Ampferers (1932) betreffen nur den südlichsten Teil des Gebietes. Aus dem Kartenbild (Blatt "Lechtal") ist eine sehr regelmäßige Faltung zu erkennen, die im allgemeinen auf einen nur mäßigen Zusammenschub schließen läßt. Allerdings scheint die gegen NW überkippte Holzgauer Mulde (M. Richter, 1930, Tafel II) ziemlich tief zu sein, und dasselhe gilt wohl auch für die gegen N überkippte Lermooser Mulde, die nicht die genaue Fortsetzung der Holzgauer Mulde ist, sondern etwas nördlicher liegt. Der S-Rand der Holzgauer Mulde wird meist durch eine Schubfläche von wohl sehr geringer Schubweite gebildet, an der die Kössener Schichten des S-Schenkels mehr oder minder unterdrückt sind. Für den zwischen Reutte und der Lermooser Mulde gelegenen Raum ergibt sich aus dem Zusammenhang mit dem Schuppengebiet südlich des Ammer-Längstales (S. 34) ein stärkerer Zusammenschub, als das Kartenhild auf Blatt Lechtal erkennen läßt. Am stärksten durch Faltung verschmälert ist wehl der südlichste, unmittelbar nördlich vom N-Rand der Inntaldecke gelegene Streifen (Ampferer, 1932, Ahh. vor S. 81). Im ganzen ergibt sich für den Meridian von Reutte. daß die Strecke Reutte-Schweinsteinjoch ursprünglich 28 km lang war, während es heute nur 18 km sind.

Die im Medriol-Fenster (Richter, 1930, S. 33) unter der Inntaldecke zutage tretenden Gesteine der Lechtaldecke hetrachte ich als die östliche Fortsetzung der Freispitzmulde (Spengler, 1951, S. 199), ich zeichne sie daher auch östlich des Ablagerungsraumes der Freispitzmulde ein.

Das Ausmaß der Verschmälerung der hier überwiegend aus Hauptdolomit hestehenden Inntaldecke durch die Faltung ist nicht leicht mit Sicherheit festzustellen, doch spricht die häufige Steilstellung der Schichten, z. B. an der Schlenkerspitze (Ampferer, 1932, Abb. gegenüber S. 84) und nördlich der Muttekopfgosau für einen nicht unheträchtlichen Zusammenschub, der zum Teil schon vor Ablagerung der Gosauschichten erfolgte. Im Meridian der Schlenkerspitze habe ich den Ablagerungsraum des nördlich vom Medriol-Fenster gelegenen Teiles der Inntaldecke 9.6 km breit gezeichnet, während es gegenwärtig nur 7.2 km sind. Daher erscheinen auch die durch die Gosauschiebten des Muttekopfes und die Deckscholle des Laagersberges (Krabachjochdecke) verbüllten Räume in der P. K. etwas breiter als in der G. K. Die Verschmälerung des südlich des Medriol-Fensters gelegenen Teiles der Inntaldecke ist wegen der Steilstellung der Schichten nur sehr schwer abschätzbar.

Den südlich der Starkenbachlinie gelegenen schmalen Streifen der Kalkalpen (Kronberger Schuppe) betrachte ich nicht als Teil der Lechtaldecke, sondern als einen von S unter die Inntaldecke unterschobenen Streifen (Spengler, 1951, S. 199—200), der am S-Hang des Tschirgant von der Inntaldecke nicht mehr abgetrennt ist.

#### 8. Der Ablagerungsraum des Wetterstein- und Mieminger Gebirges

In der so viel behandelten Frage nach der tektonischen Stellung des Wettersteingebirges scheint mir noch immer die von Ampferer (1912, 1931) und Leuchs (1930, 1935) vertretene Ansicht eines geringen örtlichen W-Schubes des Wettersteingebirges den größten Grad von Wahrscheinlichkeit zu besitzen. Zwei Tatsachen scheinen mir von ausschlaggebender Bedeutung zu sein: 1. Die auch von Richter anerkannte sedimentäre Verknüpfung des Wettersteingebirges mit dem nördlich anschließenden Teile der Lechtaldecke, die nur eine Zugehörigkeit des Wettersteingebirges zur Lechtaldecke möglich macht. [Auch die von Haher 1934 angenommene N-Grenze der Inntaldecke innerhalh der Wettersteinkalkmasse stößt, wie Richter (1937, S. 95) und Leuchs (1935, S. 715) hervorhehen, auf Schwierigkeiten.] 2. Die von Ampferer (1912, S. 206) und Leuchs (1930) beohachteten, E—W streichenden Rutschstreifen auf der S-Randstörung und die von Leuchs (1935, S. 706) heobachteten, ehenfalls E—W streichenden Rutschstreifen auf der oberen Zuggasse.

Die gegen W, bzw. NW gerichtete Bewegungstendenz ist auch nördlich von Partenkirchen noch nicht zu Ende. Richter erwähnt 1930, S. 45, daß die Plattenkalkmulde des südwestlichen Eckenberges (= Wank) sehr stark nach NW üherkippt ist, und auch Niedermayer heschreiht S. 480 eine "starke W-Überfaltung des westlichen Wankgehietes". Wahrscheinlich ist die große, von Niedermayer S. 488 heschriehene Ammerstörung von Kaltenbruun die N-Grenze der W-Überfaltung des Wankgebietes. Aber auch der westliche Teil der Krottenkopfmulde ist noch NW-vergent. Etwas stärker als das Wankgehiet ist wohl das Wettersteingehirge selbst gegen W verschohen. Als nördliche Randspalte kann hier vielleicht die fast genau an der sehr scharfen Faziesgrenze zwischen Partnachschichten und Wettersteinkalk gelegene, in der Karte von Reis und Pfaff eingezeichnete Longitudinalstörung südlich vom Henneneck und Kreuzeck gelten. Aber auch die im Bereiche des Wamberger Sattels von Reis und Pfaff eingetragenen zahlreichen Ammer- und Loisachstörungen deuten auf eine Zerrung dieses Raumes in E-W-Richtung hin. Unter Berücksichtigung aller dieser Momente komme ich zu dem Ergebnis, daß die Wettersteinkalkmasse der Zugspitze vor Eintritt der W-Bewegung im Verhältnis zu den am W-Fuße der Wettersteinwand aufgeschlossenen Jura- und Neokomgesteinen etwa 2·5—3 km östlicher lag als heute. An der Basis hat sich die von Leuchs 1935 beschriebene, aus Muschelkalk bestehende Schuppe von der Wettersteinkalkmasse abgespalten. An der Stirn ist der Wettersteinkalk etwas zurückgewittert.

Die W-Bewegung der Wettersteinmasse kann aber nicht die einzige sein, denn mit deren Hilfe kann man die Überschiebung über die Zone der jungen Schichten an der S-Seite des Wettersteingebirges, nicht erklären. Da eine Zurechnung des Wettersteingebirges zur Inntaldecke wegen der Unmöglichkeit, einen N-Rand dieser Decke aufzufinden, nicht in Betracht kommt, muß man annehmen, daß vor der W-Bewegung ein — ebenfalls nur unbedeutender - S-Schub der Wettersteinkalkplatte eingetreten ist. Besser ist es dann wohl, von einer Unterschiebung durch die Zone der jungen Schichten zu reden, denn die Wettersteinkalkplatte blieb mit ihrer ganzen nördlichen Nachbarschaft im Zusammenhang, und nur ein beschränkter Teil der südlichen Nachbarschaft wurde einige Kilometer weit unter den Wettersteinkalk hineingezogen. Ampferer hat zweifellos recht, daß es nur im Puitental so aussieht, als ob die Wettersteinkalkmassen zu beiden Seiten der Zone der jungen Schichten zusammengehören. Auf der viel längeren Strecke vom W-Ende der Gehrenspitze bis Ehrwald passen die beiderseitigen Wettersteinkalkmassen gar nicht zusammen (Ampferer, 1931, S. 29), und die Jungschichtenzone gehört vor die Stirn einer schiebenden Masse und nicht unter eine solche hinein (Ampferer, 1931, S. 31).

Die Schubfläche liegt am Öfelekopf ziemlich flach, wie besonders die heiden kleinen Neokomaufschlüsse an der E-Seite dieses Berges zeigen. Hingegen steht sie westlich der Leutascher Dreitorspitze bis zum Zugspitzgatterl sehr steil und legt sich erst jenseits der Loisachstörung des Zugspitzgatterls (Ampferer, 1905, S. 539, 545) am W-Ende des Wettersteingebirges wieder viel flacher.

Die Zone der jungen Schichten an der S-Seite des Wettersteingehirges befindet sich jetzt in der Streichungsfortsetzung der Holzgau—Lermooser Juramulde. Ich glauhe aber, daß nur die an der SW-Ecke des Wettersteingebirges aufgeschlossenen Jura- und Neokomgesteine zu dieser Mulde gehören (mit dem Neokom der Holzerwiesen als Muldenkern), die an der S-Seite des Wettersteingebirges aber etwas südlicher lagen. Selbstverständlich ist es unmöglich, die genaue Lage der Zone der jungen Schichten vor der Orogenese und das Ausmaß ihrer Verschmälerung durch die Faltung in der P. K. exakt anzugeben. Zur Orientierung ist der Punkt: "Hoher Kanm" eingesetzt. Der schmale nördlich davon gelegene Raum ist unter der nach S geschobenen Wettersteinmasse, der viel breitere südlich angrenzende durch die N-geschobene Inntaldecke verhüllt.

Nach der Karte von Reis und Pfaff hat Schneider (1951, S. 51) in seinem oberen Profil den Wamberger Sattel zu hoch, die Kranzbergmulde zu tief gezeichnet. Wenn man in diesem Profil üher dem Wambergrücken die Partnachschichten in derselben Mächtigkeit wie am Ferchenbach aufträgt, liegt der gestrichelte Luftsattel (Grenze zwischen Partnach- und Raibler Schichten) nur in 1500 m Höhe. Wenn die Mulde des Wettersteinwaldes so tief wäre, wie sie Schneider zeichnet, wäre es unverständlich, daß etwa I km westlich der Profillinie, im Mitterklammgraben, die Raihler Ranhwacken in 1100 m Höhe liegen. Die größte Tiefe der Mulde liegt wohl

im nördlichen Drittel, wo auch in der Tiefe des Partnachtales Hauptdolomit ansteht. Es ist daher der Tiefgang der Falten und somit auch die Verschmälerung des Wettersteingebirges durch die Faltung verhältnismäßig gering. Gegenwärtig beträgt im Meridian von Garmisch die Entfernung: Riß—Hinterreintalsehrofen  $9.8 \ km$ , vor der Faltung waren es etwa  $13 \ km$ .

In der Frage des N-Randes der Inntaldecke folge ich hier gänzlich Ampferer. Am Marienbergjoch im Miemingergehirge streicht nach Ampferer eine Schar von Querstörungen durch. Zwei durch zertrümmerten Dolomit getrennte Parallelstörungen (1905, S. 493) scheiden den Muschelkalk der Marienbergspitzen (Inntaldecke) vom Jura des Marienbergjoches (Lechtaldecke) und wohl auch den Wettersteinkalk des Schachtkopfes vom Hauptdolomit des Brandstattkopfes (Bremsstadelkopfes), eine N streichende Störung, die nur in der Gruhe aufgeschlossene "Wasserkluft" (Ampferer, 1905, S. 495) die Wettersteinkalkmasse des Wampeten Schrofens von demjenigen des Schachtkopfes. Beiderseits dieser Störungszone — die vielleichtnicht zufällig in der beiläufigen südwestlichen Fortsetzung der Loisachstörung des Loisachtales liegt — weist die Inntaldecke einen sehr stark verschiedenen Bau auf: westlich bildet der Wannig eine einfache steil SSEfallende Wettersteinkalkplatte, östlich die Mieminger Kette einen verwickelt gebauten, W-E streichenden Sattel aus Wettersteinkalken mit Muschelkalk als Kern (Ampferer, 1905, Profile Fig. 9, 11, 12). Offenbar ist an dieser Querstörungszone — vielleicht unter dem Einfluß des von S drückenden Kristallins der Ötztaler Masse - die Stirn der Inntaldecke im E-Flügel (Miemingergebirge) um etwa 2-3 km nach N vorgeschoben worden, hat dabei im Niveau der Kössener Schichten die jüngeren Schichtglieder der Lechtaldecke von ihrem Untergrund abgelöst, in enge Falten gelegt und an den Wettersteinkalk des Wettersteingebirges angepreßt. Dieser letzte Vorstoß der Inntaldecke muß jünger sein als die Unterschiebung der jungen Schichten unter den Wettersteinkalk des Wettersteingehirges, da diese Schubfläche im Leutaschtale unter dem N-Rande der Inntaldecke verschwindet, der nach Ampferer über den Wildsteigkopf ins Isartal zieht (1905, Fig. 1).

Der Raum südlich des gegen N konvexen Inntalbogens zwischen Innsbruck und der Ötztalmündung wurde mit ? bezeichnet, da es fraglich ist, ob die südliche Fortsetzung der Trias der Inntaldecke über dem Ötztaler Kristallin abgetragen oder von der in geologisch junger Zeit gegen N vorgedrungenen Ötztaler Masse überschoben ist (Sander, 1921, S. 183—186, W. Schmidt, 1922, S. 109, 110, "Ötztaler Phase", Klehelsberg, 1935, S. 116, 163, "Knie von Telfs").

Es wären somit im Wettersteingebirge folgende tektonische Vorgänge erfolgt:

- 1. Heraushebung der Wettersteinkalkmasse an zwei aufeinander annähernd normal stehenden Verwerfungen, so daß ein im S und W von Bruchstufen begrenzter, pultförmig gegen N abfallender Halbhorst entstand, der wahrscheinlich in der SW-Ecke am höchsten war. Die Bildung dieses Horstes ist die Vorbedingung für die Vorgänge 2 und 3.
- 2. Unterschiebung des Wettersteinkalkes durch Jura und Unterkreide von S.
- 3. W-Schub der Wettersteinkalkmasse und Bildung der Basalschuppe aus Muschelkalk am westlichen Stirnrande.

4. Anschub der Inntaldecke mit Überfahrung des S-Randes der Wettersteinschubmasse östlich des Leutaschtales.

5. Deckenfaltung, bei der das ganze Gehiet samt den Schubflächen der Wettersteinschubmasse und der Inntaldecke in hreite E—W streichende Falten gelegt wurde. Fast gleichzeitig Bildung der Loisachstörung des

Zugspitzgatterls.

Ich stelle mir vor, daß die Bewegungen 2—3 unmittelbar nacheinander erfolgten, vielleicht sogar ineinander ühergingen; 3 muß jünger sein als 2, weil am Ehrwalder Köpfl zwischen dem Muschelkalk der Basalschuppe und demjenigen der Hauptmasse des Wettersteingebirges Oberjura eingeschuppt ist (Leuchs, 1935, S. 705, Z. 15—18). Das ist nur möglich, wenn zur Zeit des W-Schubes der Muschelkalk bereits auf dem Malm lag.

Da die S-Randstörung des Wettersteingebirges etwa beim Reindler im Leutaschtal unter dem Inntaldeckenvorsprung der Arnspitzen verschwindet, ist nicht bekannt, wie weit sie unter der Inntaldecke nach E reicht. Ich vermute aber, daß sich die E—W-Verschiebung der S-Randstörung bis zur Seebergspitze westlich vom Achensee verfolgen läßt (siehe S. 48 und Abb. 6).

#### 9. Der Ablagerungsraum des Karwendelgehirges

Das auffallendste tektonische Merkmal des Karwendel-Vorgebirges ist die große, W-E streichende Karwendelmulde. Diese Mulde ist nur an ihrem W-Ende eine aufrechte Mulde (Trusheim, S. 57, Profil I), weiter im E jedoch eine gegen N überkippte Mulde (Ampferer-Heißel,1950, Profile durch das östliche Karwendel). Da nirgends die Muldenhiegung sichtbar ist, ist das Ausmaß der Verschmälerung an dieser Mulde nicht hekannt. Als Mindestansmaß wurde in der P. K. die N-S-Entfernung von Lärchkogel einerseits, Fleischbank und Eiskönigspitze anderseits um 2 kmgrößer gezeichnet als gegenwärtig, d. h. die Mulde etwas seichter angesehen als hei Heißel. Viel größer ist infolge des Eingreifens der Achentaler Schuhmasse die Raumverschmälerung in der Achenwald—Tierseer Mulde (S. 47). Durch Rückgängigmachung der Loisach-Blattverschiebung der Vereinsalpe und ihrer Parallelstörungen (F. Trusheim, "Geologische Karte der Mittenwalder Karwendelmulde") gelangt der Schwarzkopf, der gegenwärtig um  $1.1 \ km$  südlicher liegt als die Rappenspitze, in eine  $1.2 \ km$  nördlichere Lage als diese.

Aus Trusheims Karte ergibt sich, daß diese Blattverschiehung nicht älter ist als die Überschiehung der Inntaldecke, denn die NE—SW streichende Störung zwischen Gerberkreuz (Lechtaldecke) und Mitterkreuz (Inntaldecke) ist die genaue südwestliche Streichungsfortsetzung der Blattverschiebung der Vereinsalpe. Diese Linie läßt sich nach der Geologischen Karte des Wettersteingebirges von Reis und Pfaff bis zum Brunnensteinköpfl nördlich von Scharnitz verfolgen.

Die letzte große Karwendelarbeit Ampferers (1942) bedeutet einen gewaltigen Fortschritt im Vergleich mit derjenigen von 1928, in welcher er in der ersten Freude über die Entdeckung der Reliefüberschiebungen die Bedeutung dieser Vorgänge sehr überschätzte und versuchte, den Bau des Karwendelgebirges mit Hilfe einer einzigen Reliefüberschiebung zu erklären. Zwei der 1928 auf Tafel V abgebildeten Profile (Falkengruppe und Gamsjoch) sind so unmöglich, daß sie mit Recht den Widerspruch M. Richters (1930, S. 40; 1937, S. 102) herausfordern mußten, und auch ich selbst

(1951 a, S. 344) konnte mich nicht mit Ampferers Deutung der Tektonik einverstanden erklären.

1942 hat aber Ampferer die Rehefüberschiebung des Karwendels auf das richtige Maß zurückgeführt. Er hat erkannt, daß der am Stanserjoch so schön aufgeschlossenen ersten Reliefüberschiebung noch weitere Störungen gefolgt sind, u. zw. vor allem eine Überschiebung der jüngeren, von den Raibler Schichten bis zum Aptychenkalk reichenden Schichtenfolge der Lechtaldecke über den aus älterer Trias (hanptsächlich Rauhwacke und Reichenhaller Kalk) bestehenden Stirnteil der Inntaldecke (1942, S. 7, 31, 91, Fig. 102). Besonders überzeugend ist die Form, welche Heißel (Ampferer und Heißel, 1950, S. 31) diesen Vorgängen gegeben hat: 1. Phase: Einschub der Reichenhaller Schichten, 2. Phase: Einschub der Hauptmasse der Inntaldecke, 3. Phase: Rappenspitzüberschiebung. Daß die Rappenspitzüberschiebung auch im Gamsjochkamm noch vorhanden ist und auch dort erst die Lagerungsverhältnisse verständlich macht, zeigt Ampferers Profil 47 a (1942, S. 37).

Als zweite Verbesserung gegenüber 1928 rechnet Ampferer jetzt auch den Bärenwandkopf und den steilen Sattel des Gamsjochs (1942, Fig. 46) nicht mehr zur Inntaldecke, sondern wieder (wie 1903) zur Lechtaldecke. Ich glaube, daß auch der Muschelkalkkern des Gamsjochsattels (Fig. 46, 48) die normale Unterlage des Wettersteinkalkes ist und daher zur Lechtaldecke gehört. Den westlicheren Teil des Karwendelgebirges hat Ampferer nicht neu aufgenommen, aher nach der Geologischen Spezialkarte, Blatt "Innshruck—Achensee" ist die Masse des Hinteren Falk (2254 m) und des Thalelebergs die westliche Fortsetzung des Gamsjochsattels, der hier aber stärker üherkippt ist als am Gamsjoch selbst.

Nach Ampferer (1903, S. 230, Fig. 40; 1928, Tafel V, 3. Profil) treten in dem Querkamm zwischen Johannestal und Tortal drei schuppenförmig übereinander geschohene inverse Schichtenfolgen auf: 1. Stuhlberg und Stuhlkopf (Hauptdolomit, Raihler Schichten, Wettersteinkalk, Partnachschichten), 2. Thalelekopf (Wettersteinkalk, Muschelkalk), 3. Filzwand (Wettersteinkalk, Muschelkalk). 1928 rechnete Ampferer 1 zur Lechtaldecke, 2 und 3 zur Inntaldecke. Im Sinne der neuen Deutung Ampferers (1942) würde 1 und 2 zur Lechtaldecke und nur 3 zur Inntaldecke gehören. Daß die neue Deutung viel richtiger ist, ergiht sich auch aus folgender Überlegung: wenn 2 und 3 zur Inntaldecke gehören würden, würde diese hier einen verkehrten Mittelschenkel aufweisen, der nachträglich geschuppt ist. Die Gesteine der Filzwand wären nördlicher ahgelagert als diejenigen des Thaleleberges. Dagegen spricht, daß nach der Karte und nach Ampferer, 1928, S. 253, die Schuppe des Thaleleherges gegen W kleiner wird und verschwindet. Wenn sie zur Inntaldecke gehören würde, wäre zu erwarten, daß eher 3 gegen W verschwindet. Daher muß 2 zur Lechtaldecke gehören.

Im Falkenkamm gehören nur Ladizkopf, Mahnkopf und Steinspitze zur Inntaldecke, u. zw. müssen im Mahnkopf die Rauhwacken und die Reichenhaller Kalke zur unteren, der darühergeschobene Buntsandstein zur oberen Einheit der Inntaldecke gerechnet werden. Ladizkopf und Steinspitze gehören gänzlich zur unteren Einheit. Plattenkalk bis Malm unter der Deckscholle des Ladizkopfes, die Kössener Schichten im Westgehänge und das winzige Malmvorkommen nördlich vom Ladizkopf gehören zur "Rappenspitzschuppe" der Lechtaldecke.

Eine dritte Verbesserung gegenüber 1928 bedeutet es, daß Ampferer die steilstehende Störung, welche Gamsjoch und Roßkopf trennt, jetzt als jüngere Verwerfung betrachtet (1942, Fig. 46, 47). Dasselbe gilt dann auch für die in der geologischen Karte verzeichneten steilen Störungen zwischen Risser Falk und Hinterer Falk und zwischen Stuhlkopf und Thaleleberg. Wie im folgenden Abschnitt näher ausgeführt wird, vermute ich, daß hier ältere Störungen neu aufgelebt sind.

Die neue Erklärung des Gebirgsbaues hat allerdings zur Folge, daß auch dann, wenn man sich vorstellt, daß die Ablagerungsräume der Lechtal- und Inntaldecke unmittelbar benachbart waren, die Wettersteinkalkmassen des Stanserjochgewölbes und des Hochnisslkammes in der Geosynklinale viel weiter voneinander entfernt waren als nach der alten Vorstellung einer einzigen Karwendelüberschiebung. Aus der P. K. ergibt sich, daß der Ablagerungsraum des Wettersteinkalkes der Hochnisslspitze mindestens 34 km südlicher lag als derjenige des Wettersteinkalkes des Stanserjochs, denn es lag folgendes dazwischen: 1. Der Ablagerungsraum der Schuppe der Rappenspitze, mit der auch der Hauptdolomitzug Walderkamm—Zunderkopf zusammenhing. 2. Der Ablagerungsraum der unteren Einheit der Inntaldecke. 3. Der Ablagerungsraum von Schaufelspitze und Sonnjochgipfel.

Die kleinen Reste von Raibler Schichten, die am Dristköpfl und an mehreren Stellen zwischen Bärenkopf und Dristenautal der unteren Einheit der Inntaldecke aufliegen, sind offenbar bei dem Aufschub der oheren Einheit der Inntaldecke von dem Wettersteinkalkgewölbe des Stanserjochs abgerissen und an ihrer Basis mitgenommen worden. Heißel bezeichnet sie daher auf seiner tektonischen Karte mit Recht als obere Einheit der Inntaldecke, obwohl sie eigentlich der Lechtaldecke entstammen.

An der S-Seite des Karwendelgebirges treten unterhalb der Inntaldecke zwei nachträglich steilgestellte Schuppen hervor, welche Ampferer und Hammer (1898, S. 346-350, Profile S. 340) als Zunderkopfscholle und Thaurerscholle bezeichnen. Zur Thaurerschuppe gehören offenbar auch die Aufschlüsse in der Mühlauer Klamm (Ampferer und Hammer, S. 355), ferner im Höttinger Graben und die kleinen Aufschlüsse am Höttinger Innufer, so daß sich auch die Thaurer Schuppe in einer Länge von 10 km verfolgen läßt. Die Fazies der beiden Schuppen ist sehr stark voneinander verschieden: Die Zunderkopfschuppe weist Wettersteinkalk auf — allerdings von geringer Mächtigkeit, die vielleicht aber nur dadurch vorgetäuscht ist, daß nur der oberste Teil des Wettersteinkalkes sichtbar ist -, der Thaurer Schuppe fehlt der Wettersteinkalk. Dafür zeigt diese Raibler Schichten von 650 m Mächtigkeit, während die Raibler Schichten in der Zunderkopfschuppe nur wenige Meter mächtig sind (Ampferer und Hammer, S. 315). Die Zunderkopfschuppe gehört unzweifelhaft zur Lechtaldecke, wie der ungestörte Zusammenhang über Walderkamm-Vomperjoch zum Rauhen Knöll zeigt. Hingegen ist es zweifelhaft, ob die Thaurer Schuppe zur Lechtal- oder Iuntaldecke gehört. Für die ursprüngliche Lage südlich des Ablagernngsraumes der Inntaldecke spricht folgendes: Die Fazies der Partnachkalke ist dem S-Rande der Inntaldecke hei Innsbruck and der Thaurer Schuppe gemeinsam. Ferner treten im S-Teil der Inntaldecke, z. B. in der Zirler Klamm, 700 m mächtige Raibler Schichten auf. Die Tatsache, daß in der Thaurer Schuppe (Thaurer und Mühlauer Klamm) eine wiederholte Wechsellagerung von Sandsteinen und Schiefern einerseits, Kalken anderseits auftritt, erinnert an die an den S-Rand der Kalkalpen gebundene Aflenzer Fazies (Spengler, 1920). Hingegen sprechen für die Zugehörigkeit zum S-Teil der Lechtaldecke die Lagerungsverhältnisse: Die Thaurer Schuppe fällt unter die Lechtaldecke ein. Ich habe daher den Ahlagerungsraum der Tbaurer Schuppe in der P. K. zwischen demjenigen der Lechtal- und Inntaldecke eingetragen, möchte aher auch die andere Möglichkeit nicht ausschließen. Wenn der Ahlagerungsraum der Thaurer Schuppe zwischen demjenigen der Lechtal- und Inntaldecke lag, konnten die Wettersteinkalkmassen der heiden Decken kein einheitliches Riff gehildet hahen, sondern waren durch einen schmalen Meeresstreifen getrennt, in dem kein Wettersteinkalk abgelagert wurde. Sollte das vielleicht die Ursache sein, daß gerade an dieser Stelle die Trennung der Decken erfolgte?

Ebenso ist es zweifelhaft, ob die Triasgesteine am S-Ufer des Inn zwischen Schwaz und dem Zillertal zur Lechtal- oder Inntaldecke gehören. Die geringe Entfernung zwischen dem Muschelkalk bei Rotholz und demjenigen des Tiergartens, den Ampferer zur Inntaldecke rechnet, könnte für eine Zugehörigkeit zu dieser Decke sprechen. Anderseits aber ist es wahrscheinlich, daß sie derselben Decke angehören wie die ausgedehnteren Triasvorkommen südlich des Inn auf Blatt Rattenberg, die offenbar zur Lechtaldecke gehören. Auch der Trias zwischen Schwaz und dem Zillertal fehlt der Wettersteinkalk (Erläuterung zu Blatt Innsbruck—Achensee, S. 89); es ist daher wahrscheinlich, daß sie derselben Zone angehört wie die Thaurer Schuppe. Wenn auch die Trias südlich des Inn zwischen den Ablagerungsräumen heider Decken abgelagert wurde, müßte auch die untere Einheit der Inntaldecke nahe südlich von ihr sedimentiert worden sein. Sollte auch dieser der Wettersteinkalk primär fehlen?

Der N-Rand der Inntaldecke zeigt vom Bäralpel bis zum Johannestal eine deutliche Stirneinrollung; denn der Wettersteinkalk fällt unter den Muschelkalk ein (Ampferer, 1928, Tafel V, 1. und 2. Profil). Die (obere Einheit der) Inntaldecke hat also nicht weiter gereicht als his zum N-Rand der Vorderen Karwendelkette. Die regelmäßigen Falten der Inntaldecke lassen sich leicht ausglätten. Die Breite des Ablagerungsraumes der Inntaldecke an der Grenze der Kartenblätter "Zirl-Nassereith" und "Innsbruck-Achensee" betrug etwa 27 km, also 7 km mehr als die heutige Breite der Inntaldecke. Die Überschallmulde muß in ihrer ersten Anlage älter sein als die Überschiebung der Inntaldecke auf die Lechtaldecke. Das ergibt sich aus der Tatsache, daß die Raibler Schichten des Muldenkernes im Vomper Loch und östlich davon mit dem Jura der Lechtaldecke in Berührung kommen. Nach der Überschiebung ist allerdings noch eine Deckenfaltung eingetreten, die beide Decken gemeinsam gefaltet hat (Ampferer, 1942, S. 26).

### 10. Der Ablagerungsraum der Achentaler Schubmasse (Quenstedt)

Die Abwicklung der Achentaler Schubmasse gehört zu den schwierigsten Problemen dieser Art im Bereiche der Nördlichen Kalkalpen.

Ampferer hat 1921 a, S. 198—202 die Ansicht ausgesprochen, daß die Karwendelmulde ursprünglich ein rein west-östliches Streichen von Mitten-

<sup>1)</sup> Vergl. dazu S. 59, Fußnote 1.

wald bis Thiersee besaß und die Knickung nordwestlich vom Achensee erst nachträglich dadurch entstand, daß das Gebiet des Unnutz, des Guffert und des Sonnwendgebirges um einen an der Stelle des heutigen Seebergspitzes gelegenen Angelpunkt eine Drehung — wie auf einer Drehscheibe von mehr als 90° erfuhr. Wie ich bereits 1935, S. 5-6 hervorgehoben habe. ist die nachträgliche Knickung der Karwendelmulde deshalb nicht möglich, weil das ganze Kalkalpengebiet nordwestlich der Knickstelle bis an den Kalkalpen-N-Rand (oder mindestens bis an den N-Rand der Lechtaldecke) diese Knickung mitgemacht haben müßte, was nicht der Fall ist. Ich habe bereits damals darauf hingewiesen, daß die Muldenstücke: Mittenwald-Schleimser Joch und Achenwald-Thiersee schon ursprünglich zwei getrennte Mulden waren. Auch M. Richter (1937, S. 99) lehnt die Erklärung der scheinbaren Knickung der Karwendelmulde ab und versucht die Erscheinung damit zu erklären, daß er annimmt, daß sich die Mulde vor dem heraustretenden Sattel des Unnutz teilt: der nördliche Muldenkern ist die Mulde Achenwald—Thiersee, der südliche streicht gegen SE, hebt sich beim Seebergspitz in die Luft aus und setzt sich in der Mulde des Sonnwendgebirges fort. Righters Deutung erklärt aber nicht die Tatsache, daß schon im Unterautal das Neokom des Muldenkerns von den Hauptdolomitmassen des Plickenkopfes und Riederberges überschoben ist.

Hingegen hat W. Quenstedt mit seinen gründlichen Untersuchungen (1933, 1951) zweifellos das Richtige getroffen, und es ist sehr schade, daß seine ausführliche Darstellung mit geologischer Karte und Profilen noch nicht erschienen ist. Er stellt — ebenso wie ich 1935 — fest, daß hier verschiedene Mulden vorliegen. Die südlichste ist die Mulde Mittenwald—Bächental, die nördlichste die Mulde Fall—Achenwald—Thiersee (1951, S. 56). Ich glaube, daß zwischen beiden mindestens noch eine flache Mulde gelegen ist, die daran zu erkennen ist, daß an der Stelle, wo das Dürrachtal die Staatsgrenze überschreitet, in der österreichischen geologischen Spezialkarte, Blatt "Achenkirch—Benedictbeuern" zwei gegeneinander gerichtete Fallzeichen im Hauptdolomit eingetragen sind. Die westliche Fortsetzung dieser Mulde ist in den Profilen 3—7 bei Schmidt-Thomé (1950, Tafel IX) dargestellt. Am P. 1563 nördlich vom Scharfreiter ist der Muldenkern mit Kössener Schichten gefüllt.

Nach Ampferer (1941, S. 188) beträgt das Ausmaß der Überschiebung in E-W-Richtung 7 km (Unnutzfuß bei Achenkirch-Marbichler), in S-N-Richtung 6 km. Ich würde in S-N-Richtung die Schubweite auch auf mindestens 7 km schätzen (Unnutzfuß gegenüber der Mündung des Unterautales-Föstl-Hochalm). In der Breite der Basillalm ist aber keine Überschiebung mehr vorhanden 1). Dieses rasche Verschwinden der Überschiebung auf der nur 4.5 km langen Strecke: Zunderspitze-Basillalm ist sehr merkwürdig und zeigt, daß für die Bewegung der Achentaler Schubmasse (aber nicht für die scheinbare Knickung der Karwendelmulde) Ampferers "Drehscheibe" zu Recht besteht. Denn die Erscheinung ist nur so zu erklären, daß tatsächlich eine Drebung der Achentaler Schubmasse um die

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>) Selbet wenn man ennehmen wollte, daß auch in der Tiefe unterhalb des nördlichen Teiles des Achensees der Hauptdolomit auf Neckom aufgeschoben ist, nützt das gar nichts, denn das rechtwinkelige Umbiegen des Streichens von N—S in E—W zeigt, daß südlich der Basillalm kein Schubrand der Achentaler Schubmasse mehr vorhanden ist.

Gegend der Basillalm in dem Uhrzeiger entgegengesetztem Sinne erfolgt ist. Infolge dieser Drehhewegung erscheint die Achentaler Schubmasse westlich von Achenkirch gegen NW bewegt. Es ist aber auffallend, daß in diesem Raume kein NE-SW-Streichen auftritt, sondern daß das W-E-Streichen, welches das ganze südlich der Mulde Achenwald—Thiersee gelegene Gehirgsstück beherrscht, nördlich von Achenkirch ganz scharf rechtwinkelig in das N-S-Streichen umbiegt. Ich glaube daher, daß sich die Bewegung der Achentaler Schuhmasse zweiphasig vollzog: zuerst nordvergent und dann westvergent. Das entspricht auch der Ansicht Ampferers (1941, S. 189). Bei der nordvergenten Bewegung entstand zuerst ein liegender Sattel mit gezerrtem Mittelschenkel, welchen Quenstedt 1933 beschriehen hat. Dieser liegende Sattel ging bei der Basillalm in den aufrechten Sattel der Montscheinspitze üher. Erst im Meridian der Föstl-Hochalm erlangte die nordvergente Überschiebung ihre volle Schubweite von 7 bis 8 km, die von hier gegen E auf eine lange Strecke gleich blieh. Der nordvergenten Bewegung folgte in der 2. Phase eine westvergente. Erst dadurch vollzog sich die Drehung um den bei der Basillalm gelegenen Angelpunkt. Diese W-Bewegung war wohl nur dadurch möglich, daß die Neokomschiefer einen vorzüglichen Gleithorizont abgehen. Es besteht kein Zweifel, daß die S-N streichenden Rätgesteine hei der Moosenalm einst die westliche Fortsetzung der gleichen W-E streichenden Gesteine bei der Föstl-Hochalm waren. Ich möchte es für möglich halten, daß das Fehlen der Achentaler Schuhmasse zwischen der Hochplatte und der Föstl-Hochalm keine reine Erosionswirkung ist, sondern daß zur Zeit des Eintrittes der W-Bewegung an der Stelle des heutigen Achentales ein Sektor in der Achentaler Schubmasse aufriß, der dem Eingreifen der Erosion einen Anhaltspunkt lieferte (Ahh. 6). Auch das entspricht der Ansicht Ampferers: "Während in der S-Ecke der großen Abbiegung die Einfassung des Hauptdolomits nicht zerrissen wurde, ist dieselhe an der N-Ecke völlig in Fransen gegangen" (1942, 8. 56).

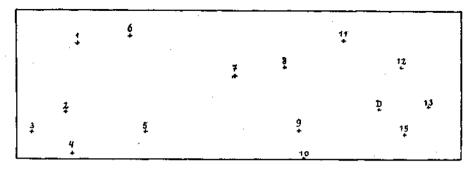
Ampferer versucht die Knickung der Karwendelmulde damit zu erklären, daß er annahm, daß der Raum Unnutz-Guffert-Sonnwendgebirge an einer WNW streichenden Verschiebungslinie an das Karwendel herangeschoben wurde (1941, S. 182, Fig. 1: 1942, S. 54, Fig. 69). Gegen diesen Erklärungsversuch ist zunächst einzuwenden, daß die Karwendelmulde — wie ohen gezeigt wurde — gar keine Knickung im Streichen erfahren hat. da der W-Ahschnitt und der E-Ahschnitt schon ursprünglich getrennte Mulden waren. Aber darf vielleicht Ampferers Hypothese zur Erklärung der Drehhewegung der Achentaler Schuhmasse herangezogen werden? Ampferers Fig. 69 (I, II, III) wäre ohne weiteres möglich, wenn es sich nicht um Karten, sondern um Entwicklungsstadien eines Profiles handeln würde, u. zw. dadurch, daß länge der Schichtflächen Gleitungen stattfinden könnten. Aher es handelt sich ja nicht um Profile, sondern um Karten; was in der Vertikalen möglich ist, ist nicht ohne weiteres auch in der Horizontalen möglich. Die in den Sätteln weit, in den Mulden eng stehenden Horizontallinien der Fig. 69 müßten vertikale Scherflächen bedeuten. an denen Bewegungen im Streichen stattgefunden haben müßten. Ich hezweifle, daß solche den älteren Faltenhau rücksichtslos zerschneidende vertikale Scherflächen möglich sind. An diesen Scherflächen müßten sich im Laufe des Bewegungsvorganges die beiden Knickstellen relativ zum Sonnwendgebirge nach rechts verschoben haben, wie ein Vergleich der Stadien II und III ergibt.

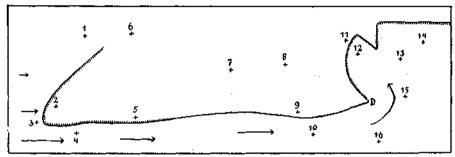
Ich möchte daher lieber jene Erklärung vorzieben, welche ich bereits im Sonnwendgebirgsbuch angedeutet habe. Ich möchte glauben, daß das südlich der Mulde Mittenwald—Bächental gelegene Stück der Lechtaldecke eine gegen E gerichtete Bewegung ausgeführt hat, "denn wäre das Gebirgsstück südlich des W-Abschnittes der Karwendelmulde in Ruhe geblieben, hätte zwischen dem in Ruhe gebliebenen und dem gedrehten Stück ein bis an die Basis der Trias reichender Sektor aufreißen müssen" (Spengler, 1935, S. 5). Das ergibt sich vor allem, wenn man versucht, die Achentaler Schubmasse in ihre ursprüngliche Lage zurückzudrehen, wie ich es ja hier macben muß, denn es fehlt sonst in der Geosynklinale ein Platz für den S-Teil der zurückgedrehten Achentaler Schubmasse (Sonnwendgebirgssockel). Auch wenn man die der Lechtaldecke angehörigen Teile des Karwendelgebirges etwas nach W zurückschiebt, war die W-E-Entfernung zwischen Bärenkopf und Stanserjoch einerseits, Sonnwendgebirgssockel anderseits damals etwas kleiner als gegenwärtig. Da Bärenkopf und Stanserjoch aus Wettersteinkalk, der Sonnwendgebirgssockel aber aus Hauptdolomit bestehen, ist es möglich, daß sich die Entfernung dadurch etwas vergrößert hat, daß der Hauptdolomit des Sonnwendgebirgssockels bei der Drehbewegung vom Wettersteinkalk des Stanserjoch-Sattels im Raibler Niveau ein wenig gegen NE ahgeglitten ist.

Als Grenze zwischen dem ostbewegten und dem relativ dazu in Ruhe gebliebenen Teile der Lechtaldecke möchte ich die in Ampferers neuer Karwendelkarte (1950) eingetragenen Zerrüttungsstreifen im Hauptdolomit südlich vom Plumsjoch, im Westgehänge des Gütenberges (1942, Fig. 50) und an der W-Seite der Seebergspitze betrachten. Dieser Zerrüttungsstreifen zieht genau auf den Drebpunkt zu. Auch die von Ampferer (1942, S. 45, Abb. 60) beschriebene Zerlegung der Hauptdolomitmasse der Seebergspitze in vier Schubkörper kann mit der Drehbewegung zusammenhängen, denn es ist möglich, daß nicht die ganze Hauptdolomitmasse die Drehung in gleicher Weise mitgemacht hat.

Vielleicht verläuft westlich von Eugtal die Grenze zwischen dem gegen E bewegten und dem relativ dazu ruhenden Teil der Lechtaldecke etwas südlicher, an der großen Verwerfung, welche den Gamsjochkamm (Ampferer, 1942, Fig. 46 und 47 a), den Falkenkamm und den Stuhlkopfkamm durchschneidet. Noch weiter gegen W scheint diese Linie unter der hier besonders weit nach N reichenden Inntaldecke zu verschwinden 1). Vielleicht ist die S-Randstörung des Wettersteingebirges die westliche Fortsetzung dieser Linie? Dadurch wäre ein ursächlicher Zusammenbang zwischen der W-Bewegung des Wettersteingebirges nnd derjenigen der Achentaler Schubmasse hergestellt. Dieselbe Kraft, welche die Jura-Neokomgesteine oberhalb von Ehrwald unter den Wettersteinkalk des Wettersteingebirges geschoben hat, hat auch weiter im E einen Streifen der Lechtaldecke gegen E verschoben und dadurch die Drehbewegung der Achentaler Schuhmasse ermöglicht (Ahh. 6).

<sup>1)</sup> Durch die Rückgängigmachung der E-Verschiebung an dieser Linie erscheinen in der P. K. die oberen Enden der Quertäler (Engtal, Lalider Tal und Johannestal) gegen W verschoben.





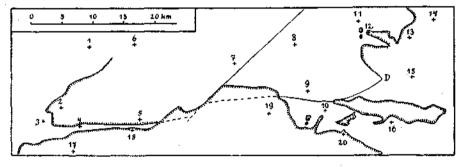


Abb. 6. Die tektonischen Beziehungen zwischen Wetterstein- und Achentaler Schubmasse.

Obere Karte: Zustand vor der Orogenese (wie in der P. K.).

Mittlere Karte: Zustand nach Bildung der Wettersteintiberschiebung und der Achentaler Schubmasse, aber vor Ankunft der Inntaldecke. Pfeile = Bewegungsrichtung der im W, S und SE an die als verhältnismäßig start betrachtete Masse: Wettersteingebirge+Karwendelvorgebirge angrenzenden Schollen. Die an der S-Randstörung des Wettersteingebirges gegen S sprunghaft an Wirksamkeit zunehmende ostgerichtete Unterströmung erzeugte gleichzeitig die Unterschiebung am W-Rande des Wettersteingebirges, die horizontalen Rutschstreifen an der S-Randstörung und die Drehbewegung der Achentaler Schubmasse um den bei der Seebergspitze gelegenen Drehpunkt D.

Untere Karte: Heutiger Zustand. Der unter der Inntaldecke gelegene Teil der S. Rendstörung ist gestrichelt. Er wird von der Blattverschiebung der Vereinsalpe betroffen. 1 = Kramer, 2 = Zugspitze, 3 = P. 1612 östlich Ehrwald, 4 = Hoher Kamm, 5 = Öfelekopf, 6 = Wank, 7 = Soiern-Spitze, 8 = Scharfreiter, 9 = Risser Falk, 10 = Gamsjoch, 11 = Juifen, 12 = Hochplatte, 13 = Umutz, 14 = Guffert, 15 = Kotalmjoch, 16 = Stanserjoch, 17 = Hochwand, 18 = Gehren-Spitze, 19 = Ödkarspitze, 20 = Lamsen-Spitze.

Dieser ganze Vorgang muß aber vor dem Eintreffen der Inntaldecke eingetreten sein. Da aber nach Ampferers Profil (1942, Fig. 46) die oben erwähnte Verwerfung jünger ist als die Überschiebung der Inntaldecke, muß an der alten Störungszone später die Bewegung neuerdings aufgelebt sein. Auch die Feststellungen von Quenstedt (1951, S. 61), daß die Achentaler Schubmasse vorgosauisch ist, und von Heißel (1951, S. 33), daß die Inntaldecke nachgosauisch ist, stehen mit dieser zeitlichen Einordnung der Bewegungsvorgänge in bester Übereinstimmung.

#### 11. Der Ablagerungsraum des Sonnwendgebirges

Die Ausglättung der Schuppen des Sonnwendgebirges stößt nicht nur wegen des hiezu viel zu kleinen Maßstabes der Karte, sondern auch dadurch auf große Schwierigkeiten, daß es sich um Schubbewegungen auf der eigenen Triasunterlage handelt. Es bestehen für das Sonnwendgebirge folgende Möglichkeiten der Darstellung: I. Nur den Hauptdolomitsockel zu berücksichtigen, die Juragesteine gänzlich zu vernachlässigen. 2. Nur die am Schuppenbau beteiligten Gesteine (weißer Riffkalk, roter Lias, Radiolarite) zu berücksichtigen. 3. Nur den Malm zu berücksichtigen.

l wäre der einfachste Weg gewesen. Ich habe aber den schwierigsten, aber inhaltreichsten Weg gewählt und versucht, die Schuppen rückgängig zu machen. Der durch eine Strich—Punkt—Strich-Linie abgegrenzte Raum stellt den Ablagerungsraum der Sonnwendgebirgsschuppen zur Liaszeit dar. Die Schichtenfolge: Hornsteinbreccie, Hornsteinkalk, Aptychenkalk ist abgehoben gedacht und daher nicht berücksichtigt.

Die Entfernung: W-Ende des Klobenjochs—E-Wand des Sonnwendgebirges ist in der P. K. nur um 4 km größer gezeichnet als in der G. K. Ich
habe somit eine noch etwas kleinere Schubweite der Sonnwendgebirgsschuppen angenommen als 1935, S. 157, 158. Selbstverständlich rückt
dadurch auch der mit dem Sonnwendgebirge zusammenhängende und daher
offenbar auch auf seiner Triasunterlage nach W verschobene Lias des
Pletzachkopfes um 4 km nach E.

Da man für die Drehung des Schubrandes der Achentaler Schuhmasse um den bei der Seebergspitze und Basillalm gelegenen Drehpunkt zur Not mit einem Drehwinkel von etwa 45° auskommt, habe ich das ursprüngliche Streichen der Sonnwendgehirgsschuppen nicht wie Ampferer W—E, sondern SW—NE gezeichnet. Die Schuppen waren daher ursprünglich NW-vergent. Wenn man die gegenseitige Lage von Hörndl (= Sagzahn) und Zireiner Roßkogl in der P. K. und in der G. K. vergleicht, erkennt man, daß sich die Sagzahnschuppe gegenüber ihrer Triasunterlage um 4 km nach NW verschoben hat.

#### Die gegenseitige Lage der Ablagerungsgebiete der Allgäu- und Lechtaldecke

Um die gegenseitige Lage der Ahlagerungsräume dieser beiden Decken in der Geosynklinale festzustellen, muß man zwei Fragen beantworten:

- 1. In welcher Richtung wurde die Lechtaldecke auf die Allgäudecke geschoben?
  - 2. Wie groß ist die Schubweite der Lechtaldecke in dieser Richtung?
- 1. Um die Richtung, in der die Lechtaldecke auf die Allgäudecke geschoben wurde, festzustellen, hat H. P. Cornelius (1919) das Streichen

einer großen Anzahl von Falten im Liegenden und im tieferen Teile der Lechtaldecke gemessen. Als Ergebnis dieser Untersuchung ergibt sich nach S. 312 eine Schubrichtung, die um etwa 30° von der S—N-Richtung ahweicht.

Nun ist aber der nach dem Cenoman erfolgten Üherschiebung der Lechtaldecke über die Allgäudecke die nach Kockel (1931, S. 194) vorcenomane Überschiebung der Oheren auf die Untere Vilser Decke vorausgegangen. Ebeufalls vorcenoman dürfte die Überschiebung der Seferspitz-Teildecke auf die Einstein-Teildecke innerhalb der Unteren Vilser Decke sein. Wie sich aus dem Kartenbilde der Vilser Alpen ergibt, dürften diese beiden vorcenomanen Bewegungen in rein S—N-Richtung erfolgt sein. Die Einstein-Teildecke war aber nach dem Cenoman, aber vor dem nachcenomanen Deckenschub noch keine Decke, sondern mit dem Ablagerungsgehiete der späteren Allgäudecke noch in ungestörtem Zusammenhang.

Um den ursprünglichen Zustand wieder herzustellen, muß man zunächst die nachcenomane Bewegung rückgängig machen, d. b. die Allgäudecke in N 30° W-Richtung unter der Lechtaldecke (= Untere+Obere Vilser Decke) hervorziehen, und dann erst die vorcenomane Bewegung rückgängig machen, d. h. die Seferspitz-Teildecke unter der Oberen Vilser Decke und die Einstein-Teildecke samt dem Ablagerungsgebiete der späteren Allgäudecke unter der Seferspitz-Teildecke in der Richtung gegen N hervorziehen.

Daraus ergibt sich, daß nur der von der Einstein-Teildecke verhüllte Raum in der Richtung N 30° W von dem Ablagerungsgebiete des Einsteins selbst lag, die Richtung aber, welche z. B. von dem Ablagerungsraume des Rahmens des Hornbacher Halbfensters zu demjenigen des Fensterinhalts führt, um einen kleineren Winkel als 30° von der S—N-Richtung abweicht. Die Größe dieses Winkels dürfte etwa 20° betragen.

Das gilt aber nur für die Schubrichtung der Lechtaldecke in den Allgäuer Alpen. Weiter gegen E dürfte sich die Schubrichtung immer mehr der S—N-Richtung nähern, denn dort ist das Faltenstreichen in beiden Decken im allgemeinen W—E. Man könnte dagegen einwenden, daß eine solche Änderung der Schuhrichtung im Streichen unmöglich sei. Dieser Einwand würde nur gelten, wenn beide Decken starre Bretter wären. Aber besonders dann, wenn man — was auch mir viel wahrscheinlicher vorkommt — im Sinne von E. Kraus die Überschiebungen als Unterschiehungen betrachtet, kann man sich ohne große Schwierigkeit vorstellen, daß im W die Allgäudeckengesteine in der Richtung S 30° E, im E in der Richtung gegen 8 unter die Lechtaldecke hineingeschohen wurden. Um dieser Änderung der Bewegungsrichtung Rechnung zu tragen, wurde angenommen, daß der Winkel von 20° nur für den Raum westlich des Lechtales gilt, zwischen Lech- und Loisachtal der Winkel allmählich kleiner wird und östlich des Loisachtales die Schubrichtung genau meridional ist.

2. Um die Mindestschubweite der Lechtaldecke zu bestimmen, bestehen folgende Anhaltspunkte: Im Bereiche des Ampfererschen Alpenquerschnitts ist der am nördlichsten ahgelagerte Teil der Lechtaldecke die Untere Vilser Decke, der südlichste sichtbare Teil der Allgäudecke das Halbfenster des Hornbachtales. Nun ist es aher unter Berücksichtigung der Liasfazies ganz ausgeschlossen, daß die Ahlagerungsräume der Unteren Vilser Decke und der im Hornbacher Halbfenster aufgeschlossenen Teile

der Allgäudecke unmittelbar benachbart waren. Denn die Untere Vilser Decke ist ebenso wie der unmittelbar südlich anschließende Ablagerungsraum des Falkensteinzuges (N-Rand der Oheren Vilser Decke) durch die Schwellenfazies des Lias (Hirlatzkalke) ausgezeichnet (Custodis und Schmidt-Thomé, 1939, S. 422, Abb. 16), Fleckenmergel fehlen gänzlich. Hingegen weist die Allgäudecke im Halbfenster des Hornbachtales sehr mächtige Fleckenmergel auf. In Ampferers Alpenquerschnitt sind sie hier etwa 700 m mächtig gezeichnet. Ich nehme einen Mindestzwischenraum von 10 km an, glauhe aber, daß der Zwischenraum eher größer war. Die Strecke von 10 km ist vom "westlichsten nachweisbaren Reste der unteren Vilser Decke" (Custodis und Schmidt-Thomé, S. 420) am Wertachquellbach nach W zum E-Ende des Lias des Hornbacher Halbfensters gemessen. Denn die Liasgesteine dieses Halbfensters sind — wie sich aus den Feststellungen von Cornelius über die Schubrichtung ergibt offenbar westlich oder nordwestlich derjenigen der Unteren Vilser Decke abgelagert. Die Schwelle im Liasmeer erstreckte sich nicht in E-W-Richtung, sondern in NE-SW-Richtung, was schon daraus hervorgeht, daß nach Kockel, Schmidt-Thomé und Custodis die Juragesteine des Falkensteinzuges "im E vom S-Hang, in der Mitte von dem Scheitel und im W vom N-Hang" der Schwelle stammen. Es ist möglich, daß diese Schwelle im Liasmeer nicht weit über das erhaltene W-Ende des Falkensteinzuges nach SW reichte und eich dort die Fleekenmergelgebiete der Allgäu- und Lechtaldecke vereinigten.

In der Richtung gegen N beträgt der Zwischenraum zwischen der Hirlatzfazies der Unteren Vilser Decke und der Fleckenmergelfazies des Halhfensters von Nesselwängle etwa 22 km.

Wenn man zwischen den Ahlagerungsräumen der Unteren Vilser Decke und der Allgäudecke einen Mindestzwischenraum von 10 km annimmt, ergibt sich aus der P. K., daß die Ablagerungsräume des Rahmens des Hornbacher Halbfensters und des Fensterinhaltes in der Richtung N 20° W 53 km voneinander entfernt waren. Durch den vorcenomanen Schuh der Oberen Vilser Decke auf die Untere, sowie desjenigen der Seferspitz-Teildecke auf die damals noch autochthone Einsteinmasse wurde diese Entfernung auf 40 km verkürzt. Dieser Betrag ist nur wenig größer als die Schuhweite der nacheenomanen N 30° W gerichteten Überschiebung der Lechtaldecke auf die Allgäudecke.

Durch die Feststellung, daß im Bereiche des Hornbacher Halbfensters die Schubweite der Lechtaldecke so groß war, ergibt sich mit Sicherheit, daß sie auch in den westlich und östlich angrenzenden Räumen nicht viel geringer gewesen sein kann. Wenn sich auch die Schuhweite einer Decke im Streichen ändern kann, so ist das nur auf einer größeren Strecke möglich. Sprunghafte Änderungen der Schubweite sind nur möglich, wenn sich Querstörungen (Blattverschiebungen) nachweisen lassen, die nur auf die Decke beschränkt sind und deren Unterlage nicht zerschneiden. Solche Störungen sind in der Lechtaldecke der Allgäuer Alpen nicht vorhanden. Auch Cornelius (1949, S. 345) betont ausdrücklich, daß sich Änderungen im Ausmaß des Zusammenschubes nur stetig vollziehen können. Es ist daher ausgeschlossen, daß am W-Ende der Allgäudecke im Bereiche des Großen Walsertales die Teilung zwischen Allgäu- und Lechtaldecke überhaupt aufhört, wie man nach den Angaben Blumenthals (1936,

S. 472—473) glauben könnte. Ebenso könnten die Verhältnisse westlich des Biberkopfes, wo Fleckenmergel der Lechtaldecke auf Fleckenmergel der Allgäudecke geschoben sind, leicht zu der falschen Annahme verleiten, daß hier keine Trennung von Allgäu- und Lechtaldecke mehr vorhanden ist.

Eine wichtige, aber nicht leicht zu beantwortende Frage ist folgende: Wieviel von dem unbekannten Raume zwischen den sichtbaren Teilen der Allgäu- und Lechtaldecke fällt ersterer, wieviel letzterer Decke zu? Oder mit anderen Worten: Wieviel muß in der P. K. vertikal sohraffiert, wieviel punktiert werden?

Dort wo der Falkensteinzug als weit von der Hauptmasse der Lechtaldecke getrennte Deckscholle erhalten ist, ist es klar, daß die Lechtaldecke in dem ganzen Zwischenraum durch die Erosion abgetragen ist. Die ganze Allgäudecke der Allgäuer Alpen war einst durch die Lechtaldecke verbüllt. Daß der Falkensteinzug sohon bei der Orogenese von der Hauptmasse der Lechtaldecke abgerissen wurde und frei nach N geglitten ist, glaube ich nicht; außerdem wäre für unser Problem nicht viel damit gewonnen.

Es ist wahrscheinlich, daß westlich vom W-Ende des Falkensteinzuges die Stirn der Lechtaldecke nach Süden zurückgeschwenkt ist, denn sonst wäre ja für die südwestlichen Teile des Ablagerungsgebietes der Allgäudecke bei der in der P. K. eingezeichneten Lage kein Platz. Trotzdem reicht wohl die Allgäudecke südlich vom Hornbacher Halbfenster nur mehr wenige Kilometer unter die Lechtaldecke hinein. Das gilt wohl auch für die westlicheren Teile der Allgäudecke. Denn im Fenster des Klesenzajoches tritt unter dem Hauptdolomit des Mistbaufens (Inntaldecke nach meiner Auffassung) Cenoman zutage, welches offenbar mit dem Cenoman bei der Hutler Alm (Lechtaldecke) zu verbinden ist, und darunter nicht die Allgäudecke, sondern "glasgrüne, sehr feste Glaukonitsandsteine" (Ampferer, 1932, S. 22) des Flysch (Gault?). Da dieses Fenster nur 5·5 km südlich des Ausbisses der Überschiebung der Lechtaldecke gelegen ist, ergibt sich, daß die Allgäudecke hier nicht mehr als höchstens 5 km unter die Lechtaldecke hineinreichen kann.

Es ist sehr merkwürdig, daß westlich von Lechleiten in der tiefsten Schuppe der Lechtaldecke, der Schuppe des Allgäuer Hauptkammes, der Hauptdolomit verschwindet und Liasfleckenmergel der Lechtaldecke auf dasselbe Gestein der Allgäudecke geschoben ist und die von Ampferer (1932, Abb. vor S. 105) beschriebenen liegenden Falten auftreten, die so aussehen, als ob die Stirn bereits nahe wäre. Hier bestehen zwei Möglichkeiten: 1. Der hier fehlende große Stirnteil der Lechtaldecke ist ein Opfer der Erosion geworden und war vielleicht wieder mächtiger nnd vollständiger als westlich von Lechleiten. In diesem Sinne sprechen vielleicht die zwei kleinen Decksebollen von Hauptdolomit nordwestlich vom Karhorn (Plisse und Falken). Die liegenden Falten südlich von Leebleiten wären dann nur sekundäre Faltungen innerhalb der Lechtaldecke und würden keine Stirnnähe andeuten. In diesem Falle halte ich es für möglich, daß oberostalpine Gesteine (Allgäu- und Lechtaldecke) einst das helvetische Faltengebirge des Bregenzer Waldes wenigstens größtenteils bedeckt hatten. 2. Die zwischen Allgäu- und Lechtaldecke fehlende Trias- und Juramasse ist größtenteils im S zurückgebliehen, wo auch die ursprüngliche Unterlage der Trias der Lechtaldecke geblieben ist, d. h. sie wurde wahrscheinlich in die Tiefe hinabgezogen. In diesem Falle wären die liegenden Falten bei Lechleiten

wirklich ein Anzeichen für die Nähe der Stirn der Lechtaldecke. Ich wage es nicht zu entscheiden, welche der beiden Möglichkeiten die wahrscheinlichere ist. Ich habe daher dort ? eingesetzt.

Wie lagen nun die Verhältnisse weiter im E? Es ist völlig unbekannt, wie weit die Untere Vilser Decke unter der Oberen gegen E reicht. Von den Aufschlüssen im Bennadeckensattel, am Gelbwandschrofen und der von Richter (1937, S. 86, Abb. 15) auch der Unteren Vilser Decke zugerechneten kleinen, Hirlatzkalke fübrenden Deckscholle östlich der Hornburg gegen E gibt es zwischen der Allgäu- und Lechtaldecke nirgends mehr Schollen, die man der Unteren Vilser Decke zurechnen könnte (siehe tektonische Karte bei Kockel, Richter, Steinmann, 1931). Das schließt natürlich nicht aus, daß auch östlich dieser Aufschlüsse Teile der Unteren Vilser Decke unter der Lechtaldecke liegen, zumal da ja die nicht unbedeutende Schubweite der vorcenomanen Oberen Vilser Decke nicht plötzlich zu Ende sein kann. Es ist aber doch wahrscheinlich, daß die Untere Vilser Decke noch vor dem Loisachtal irgendwo unterhalb der Oberen ihr Ende hat. Nach Kockel ist bei Bleckenau im Bennafenster der primäre S-Rand der Unteren Vilser Decke aufgeschlossen (1931, S. 154). Da dieser Punkt 4.5 km nördlicher lag als der S-Rand der Unteren Vilser Decke am N-Rande des Halbfensters von Nesselwängle, ist die Decke hier bereits um 4.5 km schmäler geworden. Gegen E dürfte sie sich bald ganz ausspitzen.

Nun treten aber im Wendelsteingehiete wieder Lagerungsverhältnisse auf, die denen in den Vilser Alpen ähnlich sind. Aber die Untere Wendelsteindecke (= Schuppe IV bei Osswald, 1951) kann nicht mit der Unteren Vilser Decke identisch sein. Abgesehen davon, daß die Obere Wendelsteindecke erst nach dem Cenoman auf die Untere geschoben ist (M. Richter, 1937, S. 112), taucht die Untere Wendelsteindecke nicht unter der eigentlichen Lechtaldecke hervor, sondern hebt sich gegen W in die Luft aus. Im Raume westlich dee Wendelsteins sind daher beide Wendelsteindecken als abgetragen zu betrachten. Hier stößt also der der Erosion zum Opfer gefallene Stirnteil der Lechtaldecke viel weiter nach N vor als in den Ammergauer Alpen. Dadurch verkleinert sich die Schubweite der Lechtaldecke auf die Allgäudecke bedeutend (oder besser die Unterschiebung der Allgäudecke unter die Lechtaldecke).

#### Die gegenseitige Lage der Ahlagerungsgebiete der Lechtal- und Inntaldecke

Hier besteht kein Zweifel, daß der Ablagerungsraum der Inntaldecke südlich desjenigen der Lechtaldecke lag. Die Mindestentfernung dieser beiden Ahlagerungsräume kann nur im Karwendelgebirge bestimmt werden, denn nur dort treten gegen W his Innshruck reichende zweifellos der Lechtaldecke angehörige Gesteine südlich der Inntaldecke zutage. Wie ich 1951, S. 197—200 gezeigt habe, ist die von Ampferer der Lechtaldecke zugerechnete S-Randzone der Lechtaler Alpen südlich der Gesteine der Inntaldecke abgelagert.

Wenn die Thaurer Scholle der südlichste Teil der Lechtaldecke ist und sich das Ablagerungsgebiet der Inntaldecke unmittelhar südlich anschloß, hetrug die Mindestentfernung zwischen den Ablagerungsräumen der Lechtalund der Inntaldeckengesteine der nördlichen Karwendelkette im Meridian Vogelkarspitze—Innshruck 32.9 km. Die Überbrückung dieser Entfernung

erfolgte bei der Orogenese allerdings nicht nur durch die Überschiebung der Inntaldecke, sondern auch durch die Faltungen und Schuppungen innerhalb der Lechtaldecke. Die reine Mindestschubweite der Inntaldecke dürfte in diesem Profil etwa 22 km betragen.

An der S-Seite des Wettersteingebirges würde nach der P. K. die Entfernnng der Ablagerungsräume der Lechtal- und Inntaldecke 34 km (Neokom des Puitentales—Gehrenspitze), in den Lechtaler Alpen zwischen dem Cenoman an der N-Seite der Ruitelspitze (Lechtaldecke) und dem Hauptdolomit der Ruitelspitze (Inntaldecke) sogar 35 km betragen, wovon etwa vier Fünftel auf die Schubweite der Inntaldecke entfallen würde.

Das steht aber im Widerspruch mit der Ansicht, welche ich 1951 ausgesprochen habe — allerdings noch vor Kenntnis der letzten Karwendelarbeiten Ampferers (1942, 1950), aus denen sich eine viel stärkere Raumverengung im Karwendelgebirge ergibt als bei der älteren Annahme einer einzigen Karwendelüberschiebung. Ich gab 1951, S. 190 für Profil 2 auf S. 189 eine sichtbare Schubweite der Inntaldecke von 8·5 km, S. 192 für Profil 1 sogar nur eine solche von 4·5 km an. Wenn es sich auch in diesen Fällen nur um die an den Profilen noch ahmeßbare Schubweite handelt, so erscheint mir doch auch heute noch eine Schubweite der Inntaldecke von 28 bis 30 km in den Lechtaler Alpen unwahrscheinlich zu sein.

Es gibt nun zwei einander ergänzende Wege, diesen Widerspruch zu lösen: 1. Eine nochmalige Überprüfung des sehr schwer abzuwickelnden im Halbfenster der Freispitzgruppe aufgeschlossenen Teiles der Lechtaldecke ergab, daß die N-S-Breite des Ablagerungsraumes dieses Gebietes in der P. K. vielleicht zu klein angenommen wurde. Vor allem wurde dort die Stirn der Saxerspitzschuppe vernachlässigt, welche nur in der Rollfalte von Madau (Ampferer, 1932, Bild nach S. 96) erhalten, weiter im W jedoch abgewittert ist. (Nur die winzige Klippe von Hauptdolomit und Kössener Schichten am Falmedonjöchl ist erhalten, welche ich 1951, S. 192 erwähnt habe). Schon dadurch vergrößert sich der Zwischenraum zwischen dem Ablagerungsgebiet der Saxerspitzschuppe und dem nördlich angrenzenden Teile der Lechtaldecke. Ferner ergibt eine Betrachtung der Freispitzmulde, sowohl auf der Karte als in Ampferers Ansichtsprofilen (1911, S. 563, Fig. 11 und 1932, Bild nach S. 98), daß diese aus mindestens drei enggepreßten Mulden mit Aptychenkalken im Kern besteht. Diese einzelnen Mulden weisen weitgehend isoklinalen Charakter auf, so daß der Muldenschlaß, welchen ich 1951 in Profil 2 ergänzt habe, wahrscheiulich viel zu seicht ist. Besonders wenn man versucht, die zahlreichen Radiolaritbähder oder Liasfieckenmergelzüge in einer Ebene auszuhreiten, so sieht man, daß in der "Freispitzmulde" der abgeschürfte und zusammengestauchte Jura einer sehr breiten Zone anf engen Ranm zusammengepreßt ist. Die in der Freispitzmulde zusammengefaßten Juramulden streichen im Grießltal und Sulzeltal in die Luft aus, so daß der Oberrätkalk, der den kühnen Turm der Wetterspitze aufbaut, die Streichungsfortsetzung desjenigen der Rotspitze ist. Die heute nördlicher als die Freispitze liegende Wetterspitze entstammt daher einer südlicheren Zone der Geosynklinale als diese, die auf engsten Raum zusammengepreßte wiederholte Wechsellagerung von Radiolarit und Aptychenkalk an der N-Seite der Wetterspitze (Bild vor S. 97 bei Ampferer, 1932) entspricht der Freispitzmulde. Auf Grund dieser Erwägungen hahe ich in Tafel II eine andere Abwicklung dieses Gebietes versucht und den Raum nördlich der Saxerspitzschuppe und im Bereiche der Freispitzmulde wesentlich breiter gezeichnet.

2. Ich habe in der P. K. in der Inntaldecke nur die Falten in N—S-Richtung ausgeglättet, in W—E-Richtung aber den Ablagerungsraum ebenso lang gezeichnet wie die heutige Inntaldecke. Nun ergibt aber die Betrachtung der geologischen Karte, daß sowohl das Hauptstreichen als die äußere Begrenzung der Inntaldecke in ihrem W-Teil — etwa his zur Parseierspitze — und in ihrem E-Teil — vom W-Ende der Mieminger Kette an — ziemlich genau W—E gerichtet ist, im Mittelabschnitt aber (zwischen Parseierspitze und Marienberger Joch) etwa WSW—ENE verläuft, u. zw. weicht die Streichrichtung des Mittelstückes um einen Winkel von etwa 15° von der W—E-Richtung ab. Besonders deutlich zeigt der lange Wettersteinkalkzug der Heiterwand und der Tschirgant dieses WSW—ENE-Streichen.

Es liegt nun nahe, anzunehmen, daß die Inntaldecke erst durch die Orogenese ihre heutige leicht s-förmig gekrümmte Form erhielt und daß der Ablagerungsraum überall eine annähernd W—E verlaufende Begrenzung besaß. Wenn man mit Hilfe dieser Hypothese den Ablagerungsraum der Inntaldecke auf seine ursprüngliche Erstreckung ausbreitet, d. h. das Stück Parseierspitze—Marienberger Joeh auch mit W—E-Begrenzung zeichnet, gelangt der Ablagerungsraum der Inntaldecke in die in Tafel II ¹) dargestellte Lage und der Zwischenraum zwischen den Ahlagerungsgehieten der Lechtal- und Inntaldecke wird in den Lechtaler Alpen um 11 km schmäler als in der P. K. Natürlich muß dann der Ablagerungsraum der Inntaldecke bei dieser Abwicklung etwas länger gewesen sein als die heutige Inntaldecke, u. zw. um 2 km. Vielleicht darf man dieses stärkere Vordringen der Inntaldecke östlich von Landeck mit dem jungen Vorstoß der Ötztaler Masse in Verbindung hringen, auf den besonders W. Schmidt (1922) hingewiesen laat ²).

Bei Anwendung dieses zweiten Ahwicklungsversuches beträgt die Entfernung zwischen den Ablagerungsräumen der Lechtalgesteine des N-Hanges der Ruitelspitze und der Inntalgesteine dieses Berges selhst nur 24 km, von denen nur 13 km auf die Schuhweite der Inntaldecke, der Rest auf die Bildung der Saxerspitzschuppe und die Faltungen innerhalh der Lechtaldecke entfallen.

Zur Frage, wieviel von dem Zwischenraum zwischen den Ablagerungsräumen der Lechtal- und der Inntaldecke der ersteren und wieviel der letzteren zufällt, gibt vor allem das Profil der Braunarlspitze einen Anhaltspunkt. Hier ist die Inntaldecke bis zu ihrer Stirn erhalten (S. 28), der ganze Zwischenraum fällt daber hier dem unter der Inntaldecke verborgenen Teile der Lechtaldecke zu. Dasselbe gilt auch für die Vogelkarspitze im Karwendel (Ampferer, 1928, Tafel V). Man wird daher annehmen können, daß auch sonst an der Stirn der Inntaldecke nur wenig abgetragen ist und

<sup>1)</sup> Da mir diese zweite Art der Abwicklung erst in einem Zeitpunkt gelang, als sich bereits die P. K. bei der Geologischen Bundesanstalt in Wien zum Zwecke der Drucklegung befand, konnte an der P. K. nichts mehr geändert werden. Zur Veranschaulichung des zweiten Abwicklungsversuches in den Lechtaler Alpen lege ich daher Tafel II bei. Es ist vielleicht sogar von Vorteil, wenn die Ergebnisse beider zu so stark verschiedener Schubweite führenden Versuche einander gegenübergestellt werden.

<sup>2)</sup> Vgl. hiezu auch R. v. Klebelsberg (1935, S. 116).

daß somit der weitaus größte Teil des Zwischenraumes unter der Inntaldecke verhorgen liegt.

Das steht auch in guter Übereinstimmung mit dem nachgosauischen Alter der Inntaldecke, für welches Heißel (1950, S. 32, 33) eingetreten ist.

#### Ergebnisse

Eine endgültige Zusammenfassung der Ergebnisse der Arbeit kann erst dann gegeben werden, bis der Ablagerungsraum der gesamten nördlichen Kalkalpen rekonstruiert sein wird. Nur auf einige Ergebnisse sei jetzt schon kurz hingewiesen.

Vor allem zeigt ein Blick auf die Karte, wie klein in einem Deckengebirge die noch der Beobachtung zugänglichen Teile der Geosynklinalsedimente sind, wobei nochmals ausdrücklich darauf hingewiesen sei, daß auch von den als "sichtbar" eingetragenen Gesteinsmassen große Teile teils infolge Ahtragung, teils infolge Bedeckung nicht unmittelbar beobachtet werden können. Wenn auch jedem Alpengeologen klar ist, daß durch höhere Decken und durch über den Deckenbau transgredierende jüngere Sedimente sehr viel verhüllt und durch die Erosion sehr viel abgetragen ist, so zeigt doch erst eine solche Karte, von wie gewaltiger Größe diese der Beobachtung unzugänglichen Teile der fossilen Sedimente sind.

Ferner ergehen sich Anhaltspunkte für die Beurteilung der zahlenmäßigen Größe der Raumverengung durch die Orogenese, u. zw. unter der Annahme eines Minimums an Schuhweite. Im Meridian von Innsbruck sind die Nördlichen Kalkalpen gegenwärtig 42 km breit, im Geosynklinalzustand (bis zur Austrischen Phase am Ende der Unterkreide) waren es 152 km. Im Meridian der Parseierspitze sind sie gegenwärtig 43 km hreit, im Geosynklinalzustand waren es nach der in der großen Karte vorgenommenen Ahwicklung 164 km, nach der mir jetzt wahrscheinlicher vorkommenden Abwicklung auf Tafel II nur 154 km. Nach der von Arnold Heim, 1916, S. 477, angegehenen Metbode beträgt daher die relative tektonische Abwicklung, die aus den S. 9 angeführten Gründen von der relativen Faziesahwicklung nur wenig verschieden sein kann, für den Meridian von Innsbruck 3·6, für denjenigen der Parseierspitze nach der ersteren Abwicklung 3·8, nach der letzteren nur 3·35.

Wenn auch außerhalb des Planes der Arbeit gelegen, so sei doch auch die Frage nach dem Schicksal des paläozoischen und vorpaläozoischen Untergrundes angeschnitten, welchem das Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen einst aufgelagert war. Da erhebt sich zunächst die Frage, ob der Kontakt zwischen der Trias und den paläozoischen und vorpaläozoischen Gesteinen am S-Rande der Kalkalpen noch der ursprüngliche Sedimentationskontakt ist. Im E-Abschnitte der Kalkalpen, z. B. in der Gegend von Eisenerz, ist das zweifellos der Fall, wo die Prebichlkonglomerate als Grundkonglomerate der Werfener Schiefer diese mit ihrem paläozoischen Untergrund verknüpfen. Auch der Buntsandstein südlich des Inn gegenüber von Jenbach beginnt nach der geologischen Spezialkarte, Blatt "Innsbruck—Achensee" mit "Basalbreccien und Konglomeraten", dürfte sich daher wohl auch noch in der ursprünglichen Lagerung befinden. Aber die Trias der Inntaldecke des Karwendels wurde von ihrem ursprünglichen

Untergrund nach N abgeschoben. Es ist möglich, daß der ausgedehnte "Innsbrucker Quarzphyllit" südlich des Unterinntales einst die Unterlage der Inntaldeckentrias war.

Hingegen können die Ötztaler Gneise westlich vom Wipptal nicht den Untergrund des gegenüberliegenden Teiles der Inntaldeckentrias gebildet haben, da der Platz dort teilweise durch die Brennertrias (Kalkkögel—Tribulaun) besetzt ist. Hier muß die primäre Unterlage der Inntaldeckentrias zwischen ihrem heutigen S-Rande und dem N-Rande der Kalkkögeltrias gelegen gewesen sein. Da der Zwischenraum aber jetzt viel zu schmal ist, um die 27 km breite Gesteinsplatte der Inntaldeckentrias aufzunehmen, muß man sich vorstellen, daß der primäre Untergrund der Inntaldeckentrias durch die Überschiebung der Ötztaler Gneismasse über den Innsbrucker Quarzphyllit verhüllt wurde. Ich glaube aber, daß es trotz des Faziesunterschiedes nicht nötig ist, einen größeren Zwischenraum als etwa 10 km zwischen den Ablagerungsgebieten der Inntaldeckentrias und der Saile-Kalkkögel-Trias anzunehmen. Die Schubweite der Ötztaler Decke braucht daher aus diesem Grunde nicht größer zu sein als die ursprüngliche Ablagerungsbreite der Inntaldeckentrias.

Vom Pitztal bis Dalaas ist die Grenze zwischen Kalkalpen und Kristallin nach Ampferer (1932, S. 68) eine nachträglich steil gestellte Überschiebungsfläche, an der nachträglich noch E-W-Bewegungen erfolgten (Ampferer, 1932 a, Fig. 25). Doch dürfte es sich nm eine Überschiebung von nur wenigen Kilometern Schubweite handeln, so daß man auch hier sagen kann, daß das Silvrettakristallin die ursprüngliche südliche Nachbarschaft des Untergrundes der Kalkalpentrias bildete. Der an der S-Seite der Davenna- und Zimbagruppe in annähernd gleichbleibender Breite erhaltene Buntsandsteinstreifen zwischen Kristallin und Triaskalken scheint mir dafür zu sprechen, daß hier der ursprüngliche Transgressionsverband wenigstens im allgemeinen noch erhalten ist. Ähnlich wie die Brennertrias zeigt, daß die Inntaldecke nicht von der Ötztaler Gneismasse ahgeglitten sein kann, läßt der Triasrest der Tschaggunser Mittagsspitze (und andere kleine Triasreste) erkennen, daß auch das beute freiliegende Silvrettakristallin nicht die primäre Unterlage der Kalkalpentrias gebildet haben konnte. Nur die Krabachjochdecken — die ja wohl einst eine größere zusammenhängende Deckenmasse gebildet batten — sind die ehemalige Triashülle des Silvrettakristallins.

Die südlich an die Kalkalpen angrenzenden paläozoischen und kristallinen Gesteine reichen zweifellos nur wenige Kilometer unter die Kalkalpen hinein. Die Tatsache, daß im Fenster des Klesenzajoches Flysch unter Hauptdolomit zutage tritt, zeigt, daß schon 7 km vom S-Rande der Kalkalpen entfernt die Obertrias nicht nur ihren vortriadischen Untergrund, sondern auch ihre Unter- und Mitteltrias verloren hat. Etwas Ähnliches ist weiter im E der Fall, denn an der Stirn der Inntaldecke treten nirgends vortriadische Gesteine und nur selten Mitteltrias zutage. Dasselbe gilt auch für die Lechtaldecke, u. zw. nicht nur für ihren N-Rand, sondern auch für die Ränder des weit nach E eingreifenden Hornhacher Halbfensters. Noch weiter im E fehlen sichere Anhaltspunkte, da keine Fenster vorhanden sind, welche den Untergrund der Lechtaldeckentrias bloßlegen. Wir wissen daher nicht, wie weit die im S unter der Lechtaldeckentrias verschwindenden paläozoischen Gesteine unter dieser nach N reichen.

Jedenfalls besteht kein Zweifel, daß der größte Teil des Mesozoikums des westlichen Kalkalpenabschnittes bei der Orogenese seinen primären paläozoischen und vorpaläozoischen Untergrund verloren hat. Es erhebt sich daher die Frage: Was ist mit dem im Wetwa 150 km breiten, im E viel schmäleren Streifen von paläozoischen und vorpaläozoischen Gesteinen, die an sehr vielen Stellen auch noch tiefere Trias tragen, geschehen, denen einst das Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen aufgelagert war? Er muß beim Deckenschuh irgendwo im S zurückgeblieben sein. Da er aber nirgends mehr zu finden ist, muß er durch eine gegen das Erdinnere gerichtete Magmaströmung dem Magma einverleibt und selbst zu Magma geworden sein. 1)

Das entspricht aber dem von Ampferer aufgestellten Begriff der Verschluckungszone in seiner Unterströmungstheorie. Nach dieser besonders von E. Kraus ausgebauten Theorie müssen die Überschiebungen als Unterschiebungen betrachtet werden. Auch dafür hat mein Abwicklungsversuch einige Anhaltspunkte geliefert. So sind die gegen das Innere der Kalkalpen aufhörenden Loisachstörungen (Blattverschiebungen) nur dann verständlich, wenn eine von N wirkende Kraft die westlich der Loisachstörungen liegende Gebirgsmasse stärker zusammengeschoben hat als den E-Flügel.2) Hätte die Kraft von S angegriffen, könnten die Blattverschiebungen nicht gegen S innerhalb der Alpen ein Ende finden. Beispiel: Die Loisachstörung, der das Loisachtal zwischen Garmisch-Partenkirchen und Eschenlohe folgt, reicht nicht über Garmisch-Partenkirchen nach S. Infolge der Loisachstörung liegt der "Große Muldenzug" östlich des Loisachtales um 4 km nördlicher als westlich der Störung. Diese Zerreißung kann nur dadurch hervorgerufen sein, daß eine von N angreifende Kraft, also eine gegen das Innere der Alpen gerichtete Strömung in der Tiefe, den

<sup>1)</sup> Ich glaube, daß die Verschluckungszone, welche den paläozoischen und vorpaläozoischen Untergrund des größten Teiles des Mesozoikums des westlichen Kalkalpenabschnittes in die Tiefe hinabgezogen hat, stidlich des Engadiner Fensters lag (Südalpine Narbe bei Kraus). Daß dies an einer unter dem Südteil der Nördlichen Kalkelpen gelegenen Nordelpinen Narbe geschah, kann ich nicht glauben, weil der Raum hiezu fehlt. Die Nordalpine Narbe wäre nach Kraus unter der Inntaldecke und Kaisergebirgsdecke verborgen. In dem Zwischenraum zwischen beiden Decken und östlich der Kaisergebirgsdecke müßte sie aber sichtbar sein. Man könnte die Linie: Stallental-westliches Lamsenjoch als Narbe betrachten, aber hier passen die Gesteine beiderseits der Linie so gut zusammen, daß ich mich nicht entschließen kann, den 27 km breiten Ablagerungsraum der Inntaldecke dezwischen zu legen. Am ehesten könnte die Narbe zwischen der Zunderkopf- und der Thaurer Schuppe liegen, denn hier besteht zwischen beiden Schuppen ein großer Faziesgegensatz (S. 44), so daß der Ablagerungsraum der Inntaldecke dazwischen liegen könnte. Aber auf der 56 km langen Strecke von Absem bis zum Eiberger Becken ware die Narbe unter dem Quartar des Unterinntales verborgen und daher ihr Vorhandensein nicht nachweisbar. Östlich der Kaisergebirgsdecke aber sind gar keine Anzeichen einer Nerbe vorhanden. Es muß aber anerkannt werden, daß der plötzliche Wechsel von N. auf S. Vergenz und die Steilstellung der Schichten und Schubflächen am Südrande der Kalkalpen (Davennagruppe. östliche Lechtaler Alpen, Thaurer Schuppe) für ein durch gegeneinander gerichteten Druck in der Tiefe erzeugtes tieferes Einteuchen der mesozoischen Gesteine spricht, das man vielleicht als eine im Embryonalstadium steckengebliebene örtliche Narbe

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>) Heim führt in einem analogen Fall im Säntisgebirge die Blattverschiebungen auf "ungleichen Widerstand in N" zurück, was praktisch auf dasselbe hinauskommt (Geologie der Schweiz II, S. 369).

westlich der Loisachstörung gelegenen Gebirgsabschnitt stärker zusammengepreßt hat als denjenigen östlich der Störung. Tatsäcblich treten westlich der Loisach mehr Schubflächen auf als östlich dieses Flusses.

Auch Schuppen oder Decken, die im Streieben durch allmähliche Abnahme der Schubweite auf beiden Seiten ein Ende haben, was z. B. die Kramerschuppe und noch schöner die erst im zweiten Teile der Arbeit zur Abwicklung gelangende Staufen-Höllengebirgsdecke (= Tirolische Decke Hahns) zeigt, können viel besser durch Unterschiebung erklärt werden. Denn bei der Erklärung durch Überschiehung müßte das ganze südlich anschließende Hinterland der Schuppe oder Decke mitbewegt sein, wovon nichts zu sehen ist 1). Besonders bei Schuppen oder Decken mit größerer Schubweite müßten sich im Hinterlande der Schuppe oder Decke N—S verlaufende Blattverschiebungen südlich von beiden Enden der Decke und südlich von solchen Stellen, wo sprunghafte Änderungen der Schubweite einsetzen oder bei ganz stetiger Zunabme der Schubweite gegen die Mitte der Decke gegen N konvexe Faltenbögen von derselben W—E-Länge wie die zugehörige Decke zeigen. Zur Erläuterung diene die schematische Abb. 7.

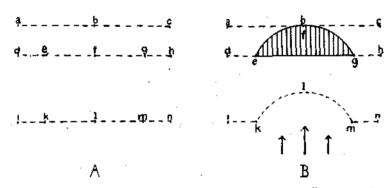


Abb. 7. Schema der Bildung einer Schuppe durch Überschiebung

A = Karte des Gebietes vor dem Überschiebungsvorgang.

B = Karte desselben Gebietes nach dem Überschiebungsvorgang.

Die Buchstaben bedeuten in beiden Figuren dieselben Punkte. Der Punkt f ist durch den Überschiebungsvorgang infolge eines von S wirkenden Druckes ganz an b herangeschoben. Der Schubrand der Schuppe hat eine bogenförmige Gestalt. Um denselben Betrag wie f ist aber auch I nach N geschoben. Die beliebig angenommene Linie i—k—I——m—n ist genau so wie die Linie d——f—g—h deformiert, welche auf dem Stück e—f—g zum Schubrand der Schuppe wurde. Die Überschiebungsfläche hat die Gestalt des schraffierten Kreissegmentes. Die drei ungleich langen Pfeile denten an, daß der Druck in der Mitte der Schuppe am stärksten, in den Seitenteilen sohwächer wirkte.

Wenn man sie aber durch Unterschiebung infolge einer von N gegen S gerichteten Unterströmung erklärt, bleibt das ganze Hinterland ungestört. Man kann die ganze Schuppe oder Decke als eine starre, segmentförmige Platte betrachten, die sich dem von N wirkenden Faltnugsdruck nicht gefügt hat, sondern ausgesprungen ist. Zur Erläuterung diene die

<sup>1)</sup> Nur dann, wenn men die Decke durch Freigleitung erklärt, fällt dies weg. Aber diese Erklärung ist in allen den zahlreichen Fällen unmöglich, wo der ungestörte Zusammenhang der Decke mit ihrem Hinterlande noch erhalten ist.

schematische Abb. 8. Auch mit Hilfe eines Papiermodells kann man sich überzeugen, daß die Bildung durch Unterschiebung ungleich einfacher ist als durch Überschiebung.

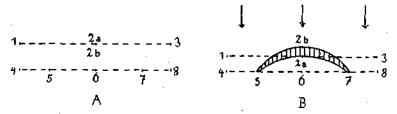


Abb. 8. Schema der Bildung einer Schuppe durch Unterschiebung

A = Karte des Gebietes vor dem Unterschiebungsvorgang.

B = Karte desselben Gebietes nach dem Unterschiebungsvorgang.

Die Zahlen bedeuten in beiden Figuren dieselben Punkte. 2 b lag vor dem Unterschiebungsvorgang unmittelbar südlich von 2 a. Durch Faltung infolge einer von N gegen S gerichteten Unterströmung ist die Gerade 1—2 a—3 näher an die Gerade 4—5—6—7—8 herangerückt. 2 b hat aber seine ursprüngliche Lage behalten, weil sich die segmentförmige Schuppe 5—2 b—7 von ihrem Untergrund abgelöst hat. 2 a muß unter dieser Schuppe verborgen sein. Die Unterschiebungsfläche hat die schraffierte, sichelförmige Gestalt. Die Gerade 4—5—6—7—8 bleibt ungestört. Die von N wirkende Unterströmung ist durch die drei Pfeile angedeutet, die gleich lang sind, da der Druck westlich und östlich der Schuppe gleich stark ist wie im Bereiche der Schuppe.

Ferner sei auf die leichtere Erklärung der Schubrichtung der Lechtaldecke durch Unterschiebung der Allgäudecke hingewiesen (S. 51).

#### Verzeichnis des im Text angeführten Schrifttums 1)

Abkürzungen: Jb. = Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, bzw. Bundesanstalt in Wien. Verh. = Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, bzw. Bundesanstalt in Wien. S. B. Akad. = Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse. D. Akad. = Denkschriften derselben Akademie. N. J. Min. Beil. Bd. = Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Beilage Bände. Z. D. G. G. = Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft. Geol. Rdsch. = Geologische Rundschau. Zbl. Min. B. = Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Abteilung B. Geogn. Jh. = Geognostische Jahreshefte. Geol. Bav. = Geologica Bavarica, herausgegeben vom Bayerischen Geologischen Landesamt.

Ampferer O. und Hammer W.: Geologische Beschreibung des stidlichen Teiles des Karwendelgebirges. Mit geol. Karte 1: 50.000. Jb., 48, 1898.

Ampferer O.: Geologische Beschreibung des nördlichen Teiles des Karwendelgebirges. Jb., 53, 1903.

Ampferer O.: Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger und stidlichen Wettersteingebirges. Jb., 55, 1905.

Ampferer Ö. und Hammer W.: Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgau zum Gardasee. Jb.,  $\theta I$ , 1911.

Ampferer O.: Gedanken über die Tektonik des Wettersteingebirges. Verh. 1912. Ampferer O.: Geologische Spezialkarte 1:75.000, Blatt "Achenkirch und Benedictbeuern". Wien 1912.

Ampferer O. und Ohnesorge Th.: Geologische Spezialkarte 1:75.000, Blatt "Innsbruck und Achensee". Wien 1912.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>) Wenn zwei (oder mehr) Arbeiten eines Verfassers aus demselben Jahre vorliegen, wird die in diesem Verzeichnis au zweiter Stelle angeführte Arbeit im Text mit dem Zusatz a zur Jahreszahl versehen. Bei Gemeinschaftsarbeiten mehrerer Verfasser wird im Text in der Regel nur der Verfasser genannt, auf dessen Abschnitt sich das Zitat bezieht.

Ampferer O. und Ohnesorge Th.: Geologische Spezialkarte 1:75.000, Blatt "Zirl und Nassereith". Wien 1912.

Ampferer O.: Über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen. Jb., 64, 1914.

Ampferer O.: Geologische Spezialkarte 1:75.000, Blatt "Lechtal". Wien 1914. Ampferer O.: Über die Tektonik der Vilser Alpen. Verh. 1921.

Ampferer O.: Über NW-Beanspruchungen in den Nordalpen (in B. Sander: Zur Geologie der Zentralalpen). Jb., 71, 1921.

Ampferer O. und Hammer W.: Geologische Spezielkarte 1:75.000, Blatt "Landeck". Wien 1922.

Ampferer O. und Ohnesorge Th.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte, Blatt "Innsbruck und Achensee". 1924.

Ampferer O.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte 1:75.000, Blatt "Lechtal", 1924.

Ampferer O.: Die Reliefüberschiebung des Kerwendelgebirges, Jb., 78, 1928.

Ampferer O.: Beiträge zur Geologie des obersten Leahtales. Jb., 80, 1930.

Ampferer O.: Über den S-Rand der Lechtaler Alpen zwischen Arlberg und Ötztal. Ль., 80, 1930.

Ampferer O.: Zur neuen Umgrenzung der Inntaldecke. Jb., 81, 1931.

Ampferer O.: Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales und des Großen Walsertales. Jb., 81, 1931.

Ampferer O.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Lechtaler Alpen 1:25.000 (mit den 4 Kartenblättern: Klostertaler Alpen, Arlberggebiet, Parseierspitzgruppe, Heiterwand und Muttekopfgebiet). 1932.

Ampferer O.: Zur Großtektonik von Vorarlberg. Jb., 82, 1932.

Ampferer O.: Beiträge zur Geologie des Rätikons. Jb., 83, 1933.

Ampferer O.: Geologische Bauformen und Baufragen des Rätikongebirges. Jb.,

Ampferer O.: Geologische Bewegungsbilder vom W-Ende des Rätikons. Jb., 87,

Ampferer O. und Reithofer O.: Geologische Spezialkarte 1:75.000, Blatt "Stuben". Wien 1937.

Ampferer O.: Die Bergwelt der Schesaplana in der Umgebung der Straßburger und Zalimhütte. Ihre geologische Geschichte. 1939.

Ampferer O.: Tektonische Nachbarschaft Karwendel—Sonnwendgebirge. S. B.

Akad., 150, 1941.

Ampferer O.: Geologische Formenwelt und Baugeschichte des östlichen Karwendelgebirges. D. Akad., 106, 1942.

Ampferer O.: Die Eisenspitzbreccien auf dem tiberkippten S-Rand der Lechtaldecke. S. B. Akad., 152, 1943.

Ampferer O. und Heißel W.: Das östliche Karwendel (Erläuterungen zur geologischen Karte des östlichen Karwendel und des Achensee-Gebietes). Mit einer geologischen Karte 1:25,000, Innsbruck 1950, Univ. Verlag Wagner.

Arni P.: Geologische Forschungen im mittleren Rätikon. Mit einer geologischen Karte 1:25.000. Dissertation Zürich 1926.

Benzinger Th.: Zur Geologie des Quellengebietes der Bregenzer Ache. Jb., 79, 1929. Blumeuthal Moritz M.: Die Allgäudecke in den Bergen des Großen Walsertales (Vorarlberg). Eclogae geol. Helvetiae, 29, 1936.

Boden K.: Geologische Aufnahme der Tegernseer Berge im Westen der Weißach.

Mit einer geol. Karte 1:25.000. Geogn. Jh., 27 (1914). Ersch. 1915.

Boden K.: Geologische Untersuchungen am Geigerstein und Fockenstein bei Lenggries mit Berücksichtigung der Beziehungen zu den benachbarten Teilen der oberbayerischen Alpen. Geogn. Jh., 28 (1915). Ersch. 1916.

Boden K.: Die geologische Aufnahme des Roßstein- und Buchstein-Gebietes zwischen der Isar und dem Schwarzenbach (mit 2 geol. Karten 1:25.000), Abh. Geol. Landesuntersuchung am Bayer. Oberbergamt, 17, 18, 1935.

Cornelins H. P.: Zur Frage der Bewegungsrichtung der Allgauer Überschiebungsdecken. Verh. 1919.

Cornelius H. P.: Zur Selbstverzerrung der Faltenzuge im Gefolge der Orogenese. B. Akad., 158, 1949.

Custodis A. und Schmidt-Thomé P.: Geologie der bayrischen Berge zwischen Hindelang und Pfronten im Allgäu. Mit geol. Karte 1: 25,000. N. J. Min. Beil. Bd., 80, 1939.

Dacqué E.: Geologische Aufnahme der Gebirge um den Schliersee und Spitzingsee in den oberbayerischen Alpen, Mit geol, Karte 1:25.000. Landeskundl. Forsch. Geogr. Ges. München, 15, 1912.

Guhler J.: Études géologiques dans le Vorariberg central. Mit geol. Karte. Vincennes 1927.

Haber G.: Bau und Entstehung der bayerischen Alpen. D. Landschaftkunde III, 1934. Verl. C. H. Beck, München.

Hahn F. F.: Ergebnisse neuer Spezialforschungen in den deutschen Alpen. Geol. Roseh.,  $\delta$ , 1915.

Haniel C. A.: Die geologischen Verhältnisse der Südabdechung des Allgauer Hauptkammes und seiner südlichen Seitenäste vom Rauhgern bis zum Wilden. Z. D. G. G. 1911.

Haniel C. A.: Geologischer Führer durch die Allgäuer Alpen südlich von Oberstdorf. Mit geol. Karte 1: 25.000. München 1914.

Heim Arnold: Über Abwicklung und Fazieszusammenhang in den Decken der nördlichen Schweizer Alpen. Vierteljahrsschrift d. Naturforsch. Ges. in Zürich, 61, 1916.

Heißel W.: Geologie der Vilser Alpen. Mit geol. Karte 1:25.000. Jb., 87, 1937. Heißel W.: Siehe Ampferer und Heißel 1950.

Klebelsberg, R. v.: Geologie von Tirol. Mit geol. Karte 1:500.000. Berlin 1935. Verl. Gebr. Borntreeger.

Knauer J.: Geologische Monographie des Herzogstand—Heimgarten-Gebietes. Mit geol. Karte 1: 25.000. Geogn. Jh., 18, 1905. Ersch. 1907.

Kockel C. W., Richter M. und Steinmann H. G.: Geologie der Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach. Mit geol. Karte 1:25.000. Wissensch. Veröffentl. des D. u. Ö. Alpenvereins, 10, 1931.

Kockel C. W. und Richter M.: Deckengrenzen in den Vilser Alpen. Jb., 81, 1931. Kockel C. W., Schmidt-Thomé P. und Custodis A.: Der Falkensteinzug im östlichen Allgäu. N. J. Min. Beil. Bd., 76 B, 1936.

Kockel C. W., Richter M. und Schmidt-Thomé P.: Bemerkungen und Ergänzungen zur neuen geologischen Karte der Vilser Alpen. Verh. 1938.

Kockel C. W. und Särchinger H.: Aus dem Benediktenwandgebiet, Zbl. Min. B. 1937.

Kraus E.: Die Entstehung der Inntaldecke. N. J. Min. Abh., 90 B, 1949.

Kraus E.: Die Baugeschichte der Alpen. 2 Bände. Akademie-Verlag Berlin 1951. Leuchs K.: Der Bau der S-Randstörung des Wettersteingebirges. Geol. Rdsch., 21, 1930.

Leuchs K.: Tektonische Untersuchungen im Wettersteingebirge. Z. D. G. G., 87, 1935.

Leutenegger W.: Geologische Untersuchungen im mittleren nordöstlichen Ratikon. Mit geol. Karte 1: 25.000. Dissertation Zürich 1928.

Lutyj-Lutenko A.: Bau und Strukturen der Lechtaldecke im Gebiet der Jacheneu zwischen Walchensee und Isartal. Mit geol. Karte 1:25.000. Geol. Bav., 8, 1951.

Müller-Deile G.: Geologie der Alpenrandzone beiderseits vom Kochel-See in Oberbayern. Mit geol. Karte 1: 25.000. Mitt. Reichsst. f. Bodenf. München, 34, 1940.

Niedermayer J.: Geologie der bayrischen Alpen zwischen Loisach, Isar und Walchensee. Mit geol. Karte 1: 25.000. N. J. Min. Beil. Bd., 76 B, 1936.

Osswald K.: Das Risserkogelgebiet (Geologie der Berge stidlich vom Tegernsee). Mit geol. Karte 1: 25.000. Geogn. Jh., 37, 1924. Ersch. 1925.

Osswald K.: Die Wendelsteingruppe. Mit geol. Karte 1:25.000. Mitt. Geogr. Ges. München, 21, 1928.

Osswald K.: Geologische Exkuraion zum Wendelstein, Geol. Bav., 6, 1951.

Pontoppidan H.: Die geologischen Verhältnisse des Rappenalpentales sowie der Bergkette zwischen Breitach und Stillach. Mit geol. Karte I: 25.000. Geogn. Jh., 24, 1911. Quenstedt W.: Studien in der Überschiebungszone von Achenkirch. Z. D. G. G., 85, 1923.

Quenstedt W.: Geologische Exkursion in das Achental-Gebiet (Tirol). Geol. Bav., 6, 1951.

Reis O. M.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Wettersteingebirges. I. Teil. Mit geol. Karte 1:25.000 von O. M. Reis und F. W. Pfaff, Geogn. Jh., 23, 1010, Ersch. 1911.

Reiser K. A.: Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgau. Mit geol. Karte 1:25.000. Geogn. Jh., 33, 35, 36, 1922/23.

Richter M.: 2. Aufl. von C. A. Haniel: Geologischer Führer durch die Aligeuer Alpen südlich von Oberstdorf, Mit geol, Karte 1:25.000, 1929,

Richter M.: Die Struktur der nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Inn.

N. J. Min. Beil. Bd., 63 B, 1930.

Richter M.: Der ostalpine Deckenbogen. Eine neue Synthese zum alpinen Deckenbau. Jb., 80, 1930.

Richter M.: Die deutschen Alpen und ihre Entstehung. (Deutscher Boden V). Berlin 1937. Verl. Gebr. Borntraeger.

Richter M., Custodis A., Niedermayer J. und Schmidt-Thomé P.: Geologie der Alpenrandzone zwischen Isar und Leitzach in Oberbayern. Z. D. G. G., 91, 1939.

Särchinger H.: Geologie des Benediktenwandgebirges zwischen Glaswandscharte und Isar, Mit geol. Karte 1:25,000, N. J. Min. Beil. Bd., 81 B, 1939.

Sander B.: Zur Geologie der Zentralalpen. Jb., 71, 1921.

Schmidt W.: Zur Phasenfolge im Ostalpenbau. Verh. 1922.

Schmidt-Thomé P.: Geologie des Isartalgebietes im Bereich des Rißbachstollens und des geplanten Sylvenstein-Staubeckens. Mit geol. Karte 1:87.000. Geol. Bav., 4, 1950.

Schmidt-Thomé P.: Geologische Exkursion in die Ammergauer und Allgauer Alpen. Geol. Bav., 6, 1951.

Schneider H. J.: Geologische Exkuraion in das Werdenfelser Becken und zur

Zugspitze. Geol. Bav., 6, 1951.

Schumacher Ch.: Geologische Untersuchungen im nordwestlichen Rätikon. (Drei Schwestern—Gallinakopf-Gruppe). Dissertation Berlin 1929.

Spengler E.: Das Aflenzer Triasgebiet. Jb., 69, 1919. Ersch. 1920.

Spengler E.: Zur Verbreitung und Tektonik der Inntaldecke. Z. G. G. D., 102, 1951.

Spengler E.: Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die Helvetische Zone. In: F. X. Schaffer: Geologie von Österreich, 2. Aufl., 1951. Verlag F. Deuticke Wien.

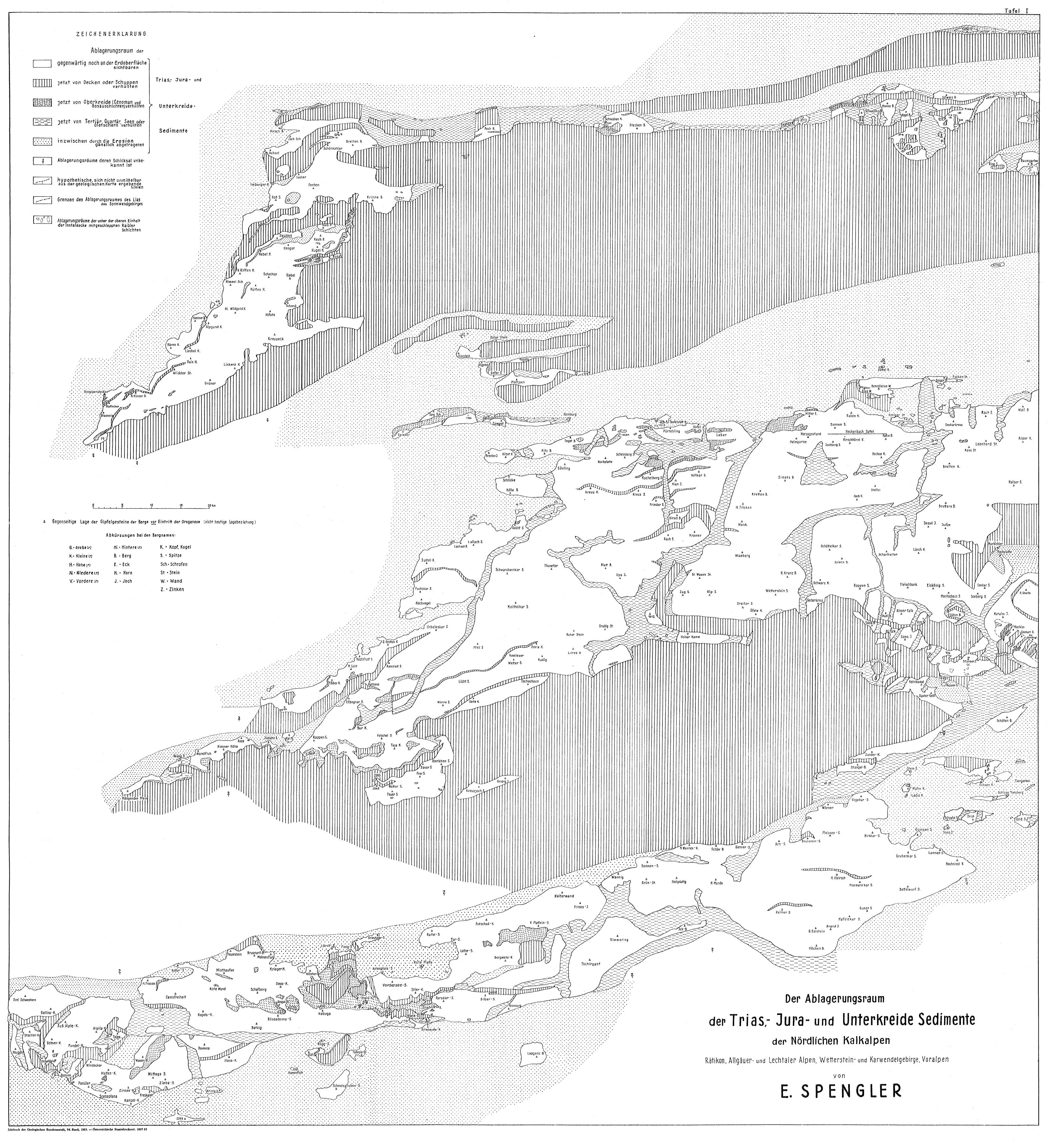
Trümpy D.: Geologische Untersuchungen im westlichen Rhätikon. Mit geol. Karte 1: 25.000. Beitr. geol. K. d. Schweiz, N. F., 46 11, Bern 1916.

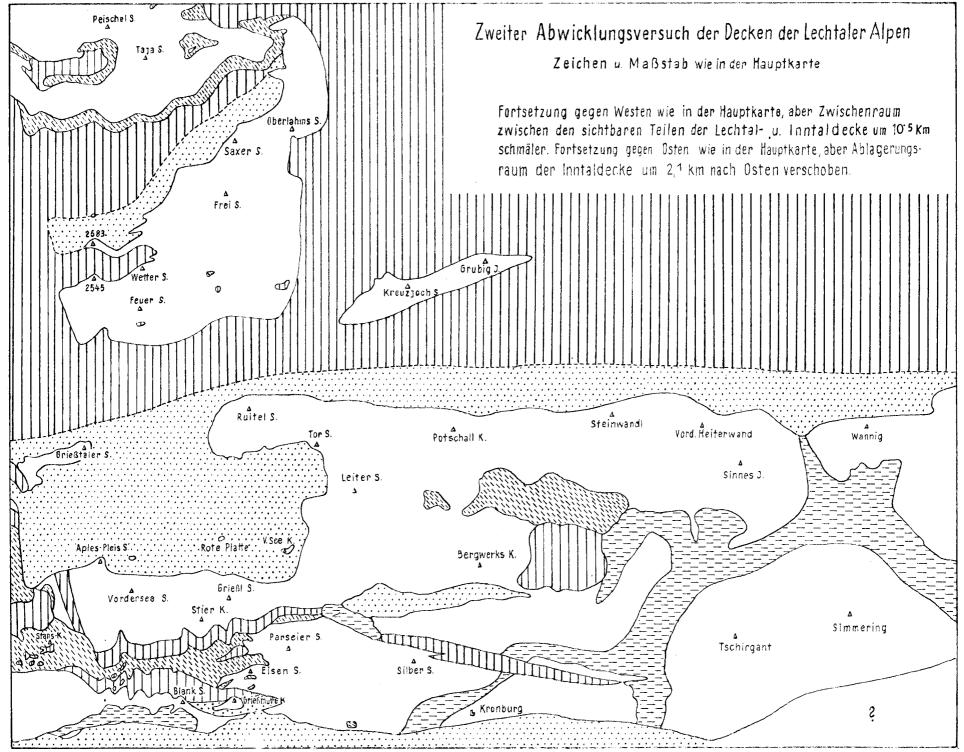
Trusheim F.: Die Mittenwalder Kerwendelmulde. Mit geol. Karte 1:25.000. Wissensch. Veröffentl. d. D. u. Ö. Alpenvereins, 7, 1930.

Verdam J.: Geologische Forschungen im nördlichen Rätikon. Mit geol. Karte

I: 25.000. Dissertation Zürich 1928.

Wähner F. (†) und Spengler E.: Das Sonnwendgebirge im Unterinntal. II. Teil. Mit geol. Karte 1:10.000. Wien 1935. Verl. F. Deuticke,





Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 96. Band, 1953. -- Österreichische Staatsdruckerei. 1307 53

# Der Flysch, die Waschbergzone und das Jungtertiär um Ernstbrunn (Niederösterreich)

## Mit 2 Tafeln (III, IV) Von Rudolf Grill

#### Inhalt

	Seite
Übersieht	66
Einleitung	66
Die Ausläufer des Wienerwald-Flysches nördlich der Donau	67
Höchste Oberkreide und tiefstes Alttertiär um Großrußbach	
Die Waschbergzone	74
Allgemeine Verbreitung Oberjura Unterkreide	75 75
Oberkreide (Turon-Danien) Paleozăn und Eozăn Globigerinenschichten	78
Tiefes Oligozan (Michelstettener Schichten)  Auspitzer Mergel und gleichaltrige Ablagerungen  Mikrofauna der Auspitzer Mergel	81 83
Die außere Grenze der Waschbergzone und das Helvet des außeralpinen Beckens	. 88
Das Korneuburger Becken und die Bucht von Kreuzstetten	93
Allgemeine Kennzeichnung Umgrenzung des Korneuburger Beckens und der Bucht von Kreuzstetten Hinweise auf Fundpunkte von Konchylien; Mikrofauna Lagerung der Beckenfüllung und Alter der Brüche	93 96
Die tortonische Bucht von Niederleis und das Torton am Nordostrande der Bucht von Kreuzstetten	101
Allgemeine Kennzeichnung Umgrenzung der Bucht von Niederleis Die Füllung der Bucht von Niederleis Das Alter der Schichten; die Mikrofauna	. 101 . 103
Sermat, Pannon und jüngere Bildungen	108
Zusammenfassung	. 112
Literatur	. 113

#### Übersicht

Vorwiegend seit 1947 führt der Verfasser in dem geologisch teilweise noch wenig bekannt gewesenen Gebietsstreifen zwischen dem Außer- und Inneralpinen Wiener Becken, mit den Flyschausläufern nördlich der Donau, der Waschbergzone und den begleitenden kleineren Jungtertiärbecken Neuaufnabmen durch, und er legt bier die Ergebnisse aus einem Teilabschnitte vor, mit dem N-Ende der Flyschausläufer, der Waschbergzone im weiteren Bereiche der Leiser Berge, den östlichen Randgebieten des außeralpinen Beckens, dem Korneuburger Becken und den Buchten von Kreuzstetten und Niederleis. Unter weitgehendem Einsatz von mikropaläontologischen Methoden wird das so bunt zusammengesetzte Gebiet aufgegliedert, es werden neue Schichtglieder des Flysches und der Waschbergzone beschrieben und die Ergebnisse der feinstratigraphischen Untersuchung des Jungtertiärs mitgeteilt.

#### Einleitung

In den letzten Jahrzehnten wurden im Zusammenhang mit praktischen Fragestellungen umfangreiche geologische Untersuchungen im Inneralpinen Wiener Becken ausgeführt und auch aus dem außeralpinen Raum liegen zahlreiche neuere Daten vor. Sie wurden durch Kartierung, vorzüglich aber durch die zahlreichen Schurfbohrungen und schließlich Tiefbohrnngen gewonnen, bei deren Planung geophysikalische Messungen vielfach in hervorragendem Ausmaße zugrunde lagen, wie diese unsere Vorstellung vom Aufbau der Becken überhaupt wesentlich bereicherten. Recht wenig berührt aber wurde von diesen Arbeiten jene Zone, die zwischen dem Außer- und Inneralpinen Wiener Becken nördlich der Donau liegt, und welche die Flyschausläufer, die Waschbergzone und die begleitenden kleineren Jungtertiärbecken umfaßt. Es existieren nur wenige neuere Veröffentlichungen, die Ausschnitte aus diesem Gehietsstreifen zum Gegenstand hahen, und sie hetreffen insbesondere die Klippenzone; der größere Teil des Gebietes konnte, nach modernen Anforderungen gemessen, praktisch als unerforscht gelten, denn vom alten Manuskripthlatt Mistelbach von Lipold und Prinzinger aus dem Jahre 1852 kann in diesem Zusammenhange wohl abgesehen werden. Die von D. Stur veröffentlichten Kartenblätter Gänserndorf und Tulln stammen aus dem Jahre 1891. Von Blatt Hollabrunn liegt wieder nur eine Manuskriptkarte vor. Auch H. Vetters' Übersichtskarte des Wiener Beckens nördlich der Donau (1928) hringt hinsichtlich des hier interessierenden Gebietes nur einige neuere Daten, die auf einigen Exkursionen des Autors beruhen.

Um diese Lücke zu schließen, hat der Verfasser, vorzüglich seit 1947, Kartierungen in dem angeführten Gehietstreifen zwischen Außer- und Inneralpinen Wiener Becken durchgeführt und legt hier die Ergebnisse aus dem Bereiche des mittleren Ahschnittes davon vor, mit dem N-Ende der Flyschausläufer, der Waschbergzone im weiteren Bereiche der Leiser Berge und den dieser Zone vorgelagerten, hzw. in sie eingesenkten Jungtertiärbecken, u. zw. den randlichen Gebieten des Außeralpinen Wiener Beckens, der Korneuburger Senke und den Buchten von Kreuzstetten und Niederleis. Die hedeutendste Siedlung in diesem Raume ist Ernst-

brunn. Vielfach wurde aber über das eben skizzierte Gebiet weiter ausgegriffen, um den regionalen Zusammenhang zu wahren.

Die Klärung des Aufbaues, der Umgrenzung und der gegenseitigen tektonischen Beziehungen dieser verschiedenen geologischen Einheiten wäre ohne weitgehenden Einsatz der Mikropaläontologie undurchführbar gewesen. Der Verfasser hat viele Hunderte von Geländeproben nach ihren Mikrofaunen hin untersucht und selhst kleinste Aufschlüsse, wie unscheinbare Maulwurfshaufen, erbrachten vielfach recht brauchbare Materialien. Lithologisch oft völlig gleiche Sedimente erwiesen sich nach ihren Mikrofaunen nicht selten als gänzlich altersverschieden. Bei der Feingliederung der Jungtertiärsedimente konnte auf den aus dem Wiener Becken und aus der Molasse vorliegenden mikrobiostratigraphischen Ergebnissen aufgebaut werden.

Einige Teile des hier vorgelegten Kartierungsgehietes wurden vom Verfasser auch schon vor dem letzten Krieg begangen, u. zw. in Diensten der Rohölgewinnungs-Aktiengesellschaft. Dieser, im besonderen Herrn Direktor Dr. R. Janoschek, sei für die Freigahe der einschlägigen Berichte gedankt. In den letzten Jahren wurde von Dr. F. Bachmayer eine Feinaufnahme der Juraklippen der Leiser Berge durchgeführt, die zufolge des Entgegenkommens des genannten Autors in generalisierter Form in vorliegende Karte eingehaut ist. Eine eingehende Veröffentlichung wird von Dr. F. Bachmayer vorbereitet. Frau Dr. G. Woletz hat eine ganze Reihe von Sandsteinprohen aus dem Bereiche der Flyschausläufer sedimentpetrographisch untersucht und die Ergehnisse auch schon teilweise veröffentlicht (1951). Eine Anzahl neuer Analysen fügt sich den seinerzeitigen Angaben zwanglos ein. Die Herren Dr. R. Noth, Pd. Dr. R. Sieber, Pd. Dr. A. Papp und Dr. Turnovsky unterstützten den Autor bei der paläontologischen Bearheitung des Fossilmaterials. Allen Genannten sei herzlichst gedankt.

#### Die Ausläufer des Wienerwald-Flysches nördlich der Donau

In den Flyschausläufern nördlich der Donau finden die Greifensteiner und die Kahlenberger Teildecke des Wienerwaldes eine obertags sichtbare lückenhafte Fortsetzung. Der zuletzt genannten Decke gehört nur der Bisamberg mit seinen nördlichen Vorlagen an, mit Kahlenberger Schichten der Oherkreide und bunten Eozänschiefern, während der verbleibende Hauptteil der Ausläufer der Greifensteiner Teildecke zuzuzählen ist. Sie ist zwischen dem Aufschiehungsrand auf die Waschbergzone und dem Bisamberghruch in beträchtlicher Breitenentwicklung zu studieren, die sie durch die Querstörung an der S-Flanke des Doblerberges bei Oberrohrbach (K. Friedl, 1922) und die Unterhrechung des NE-Streichens der Überschiebungsbahn der Kahlenberger Teildecke durch ein ENE-Streichen im Donaubereich gewinnt. Es ist damit ganz deutlich der Beginn des karpatischen Baustiles markiert, mit im ganzen geseben ruhigerer Lagerung im Gegensatz zur intensiven Schuppentektonik des Wienerwaldes (Tafel IV, Kartenskizze; Flysch des Wienerwaldes daselbst nach G. Götzinger).

Unter- und Oberkreide streichen im Bereiche des Rohrwaldzuges südlich der Doblerberg-Querstörung am Außenrande der Greifensteiner Decke aus und gleichen weitgehend den entsprechenden Vorkommen am N-Saum des Wienerwaldes. Das Neokom ist in Form zart rötlichgrauer, teilweise dünnplattiger Sandkalke und dunkler Schiefer entwickelt und hat nur eine beschränkte Verbreitung. Es ist mit dem Gault intensiv verschuppt. Bunte Tonschiefer, ziemlich dichte, teilweise gebänderte Glaukonitsandsteine und gebänderte Quarzite sind für dieses charakteristisch und es läßt sich diese Vergesellschaftung bis in den oberösterreich-hayerischen Flysch verfolgen (G. Götzinger und H. Becker, 1932; M. Richter und G. Müller-Deile, 1940; G. Götzinger, 1944, 1944 a; S. Prey, 1951). Uber der Unterkreide folgt ein schmaler, mit dem Wörderner Sandstein am Außenrande des Wienerwaldes vergleichbarer Streifen oherkretazischer dichter Kalksandsteine und feinkörniger Mürhsandsteine, die schließlich von Greifensteiner Sandstein überlagert werden, der vom Schliefberg über Burg Kreuzenstein nordostwärts zieht. An der Dohlerberg-Querstörung springt er gegen NW vor, Neekom, Gault und Oberkreide sind verschwunden und der Sandstein ist direkt dem Auspitzer Mergel aufgeschoben (Details siehe R. Grill in Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgehung von Wien).

#### Höchste Oberkreide und tiefstes Alttertiär um Großrußbach

Aus der Masse des Greifensteiner Sandsteins, der das Hauptgestein der gesamten nördlicheren Teile des Rohrwaldes und der Bisambergkulisse hildet, soweit sie zur Flyschzone gehören, heht sich um Großrußbach ein Schichtstoß heraus, der in dieser Zusammensetzung im Bereiche der Flyschausläufer sonst nirgends beobachtet wurde. Neben sicheren Oberkreidetypen finden sich dort Schichten des untersten Alttertiärs, die sich aus ersteren entwickeln, so daß um Großrußbach ein geschlossenes Profil aus dem Grenzbereich Kreide-Alttertiär vorzuliegen scheint.

Am Weg 400 m südöstlich Haberfeld (Kote 374) finden sich durch eine kleine Grnbe aufgeschlossen und in den Äckern östlich des Weges als reichliche Lesesteinstreu gelbe und rötliche, dünnbankige, etwas kieselige Mergelsteine mit reichlich Chondrites furcatus und Ch. intricatus. In ihrer Begleitung treten dichte Kalksandsteine und kieselige Sandsteine auf. Die kieseligen Mergelsteine finden sich im unteren Teil des Hohlweges 400 m südwestlich Kote 325 südlich Großrußhach wieder, ebenso wie in dem von Kote 281 ostwärts gegen die Weinsteiger Viehtrift ziehenden Hohlweg. Sie werden hier von hlaugrauen, dichten, dünngeschichteten Kalksandsteinen, ferner Mürbsandsteinen, die teilweise recht grobkörnig und sogar kiesig werden, Tonschiefern u. a. begleitet. Rote Tonschiefer wurden im Hohlweg südwestlich der Weinsteiger Viehtrift beobachtet. Es liegt in der beschriebenen Gesteinsvergesellschaftung Oberkreide in der stark sandigen Entwicklung vor, wie sie durch G. Götzinger (1932, 1944, 1944 a) aus dem nördlichen Bereich des Wienerwaldes bekannt gemacht wurde.

Einige aus tonigen Zwischenlagen entnommene Schlämmproben erwiesen sich leider als fossilleer.

Die heschriebenen Schichten zeigen zum größeren Teil W—E-Streichen, soweit dies nach den spärlichen Aufschlußverhältnissen überhaupt mit Sicherheit zu ermitteln ist, und das Einfallen ist teilweise steil südwärts gerichtet.

Die leicht rötlich gefärbten Mergelsteine mit Chondriten konnten auch längs der Bahn südlich Niederkreuzstetten gefunden werden, zusammen mit hellgrauen Mergelsteinen, dichten Kalksandsteinen und reichlich Mürbsandsteinen.

An der O-Seite des nördlichen Teiles von Großrußbach, etwa vom Schloß an nordwärts, finden sich zunächst gelb verwitternde Mürbsandsteine mit his stecknadelkopfgroßen Quarzkörnern aufgeschlossen, die als recht typische Vertreter des Greifensteiner Sandsteins angesprochen werden können. Die Schichten fallen mit 50° nach S ein. Im Hohlweg östlich der Kirche streichen, an den Sandstein von vorhin gegen N zu anschließend, weinrote Tonschiefer aus, die auch wieder hinter dem nordöstlichsten Haus des Dorfes an der Straße gegen Oberkreuzstetten zu finden sind, hier mit Einlagerungen eines grobbankigen, feinkörnigen, stark glaukonitischen Mürbsandsteins. Schlämmproben aus dem erstgenannten Aufschluß lieferten:

- s Placentammina grandis (Grzyh.)
- h Glomospira charoides (Jones u. Parker)
- + Trochamminoides contortus (Grzyb.)
- s Trochamminoides proteus (Karr.)
- s Trochamminoides sp.
- + Fischreste 1)

An der letztgenannten Stelle konnte neben wenigen Trochamminen nnd einigen weiteren Sandschalern eine Großforaminiferenfauna entdeckt werden. Auf Grund von Nummulitenfunden liegt Alttertiär vor. Die Stücke wurden Herrn Dr. H. Schaub, Basel, übersandt, der in liebenswürdigster Weise eine nähere Bearbeitung zusagte. Nach den anschließend zu beschreihenden Verhältnissen östlich Großrußhach sind die Schichten in das tiefste Alttertiär, ins Paleozän, zu stellen.

Aus graugrünen Tonschiefern, die in einem kleinen W—E ziehenden Hohlweg 350 m südlich der Straßenschleife ostnordöstlich Großrußbach aufgeschlossen sind und die mit Hieroglyphen führenden Mürhsandsteinen und weinroten Tonschieferu wechsellagern, konnte folgende Fauna geschlämmt werden:

- + Rhabdammina abyssorum (Grzyb.)
- s Placentammina placenta (Grzyb.)
- + Placentammina grzybowskii (Schub.)
- s Dendrophrya robusta (Grzyb.)
- s Reophax sp.
- s Ammodiscus hörnesi (Karr.)
- s Ammodiscus polygyrus (Rss.)
- s Trochamminoides contortus (Grzyb.)
- s Trochamminoides heteromorpha (Grzyh.) s Trochamminoides deformis (Grzyb.)
- s Haplophragmoides sp.
- s Cyclammina sp.
- s Rzehakina epigona (Rzehak)

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>) Hier und in den folgenden Fossillisten bedeutet: h = häufig, + = mittlere Häufigkeit, s = selten.

Die auffälligste Art in obiger Liste ist Rzehakina epigona, die von A. Rzehak (1895) als Silicina epigona aus dem Alttertiär von Zdaunek in Mähren beschrieben wurde. Rzehakina gilt als wertvolle Leitform für hohe Oberkreide bis Paleozän (siehe u. a. M. F. Glaessner, 1948). Sie findet sich in grüngrauen und rostroten Tonmergelschiefern der Bohrung St. Ulrich 33 (1068.5—1072.0 m), die eine Zwischenlage in den hier als Glaukonitsandstein-Serie bezeichneten Sandsteinbildungen bilden. Wieder gehen sie mit einer reichen Sandschalerfauna zusammen, mit Dendrophrya, Placentammina, Haplophragmoides, Trochamminoides u. a. Der Verfasser fand Rzehakina epigona auch in bunten Tonschiefern, die sich dem Ciezkowicer Sandstein des großen Steinbruches westlich Otrokowitz nordwestlich Napajedl am rechten Marchufer einschalten. Auch dort geht die Form mit einer Sandschalerfauna zusammen. Rhabdammina, Ammodiscus, Glomospira, Reophax, Haplophragmoides Trochamminoides, Recurvoides, Gaudryina sind vertreten. Weiters konnte der Verfasser die Form noch in einer tonigen Zwischenlage des Zementmergels am Buchberggehänge, südöstlich Alkersdorf bei St. Georgen am Attersee in Oherösterreich nachweisen, hier zusammen mit Placentammina placenta, Dendrophrya latissima, Hormosina ovulum, Trochamminoides irregularis, Ammodiscus hörnesi, Haplophragmoides horridum. H. E. Thalmann (1946) beleuchtet gelegentlich der mikropaläontologischen Charakterisierung der Oberkreide und des Paleozäns des westlichen Ekuador die stratigraphische Im Hangenden der kretazischen Bedeutung des Genus Rzehakina. Guayaquil-Formation ist die Estancia-Formation entwickelt mit einer ärmlichen Sandschalerfauna mit gelegentlich Bathysiphon, Pelosina, Saccamina, Glomospira, Haplophragmoides, Trochamminoides und Rzehakina. Auf Grund des Vorkommens von Rzehakina reihte Thalmann die Estancia-Formation ins Paleozăn (Montian) ein. Später (1947) neigt er dazu, sie als Danien aufzufassen und weist insbesondere auf die Ähnlichkeit der beschriebenen Sandschalerfauna mit dem obersten Teil der Czarnorzekischichten in den Mittelkarpaten hin, die von H. Hiltermann (1943) beschrieben wurden. Auffälliger scheint dem Verfasser in diesem Zusammenhang die Abb. 5 in der zitierten Arbeit von H. Hiltermann, die Sandschalerfaunen der "tiefsten hunten Eozäntone" bei Jaslo darstellt, auf der auch eine Rzehakina dargestellt sein dürfte, neben zahlreichen Sandschalern.

Die grüngrauen Tonschiefer östlich Großrußbach gehören also zufolge ihrer Rzehakina-Fauna in die oberste Kreide oder ins tiefste Alttertiär. Da jedwede sichere Kreidekomponente fehlt, ist es naheliegend, die Fauna ins Paleozän zu verweisen, was auch mit den in Mähren beobachteten Verhältnissen übereinstimmen würde. Die Rzehakina-Schiefer von Großrußbach liegen im Streichen mit den Nummuliten fübrenden weinroten Tonschiefern, die ohen von der O-Seite der Ortschaft beschrieben wurden und es ist naheliegend, beide als einem Tonschieferkomplex angehörig aufzufassen. Es liegen in Großrußbach die aus den mährischen Karpaten allgemein bekannten bunten Schiefer im Liegenden des Ciezkowicer Sandsteins, hier Greifensteiner Sandstein genannt, vor, die aus dem Wienerwald bis jetzt noch nicht bekannt geworden sind. Sie wurden aber im Ölfeld St. Ulrich—Hauskirchen erbohrt, wo sie einen integrierenden Anteil der Glaukonitsandstein-

Serie bilden, die mit dem Greifensteiner Sandstein des Wienerwaldes und dem Ciezkowicer Sandstein der Karpaten parallelisiert wird. Andere Kerne aus bunten Tonen der Glaukonitsandstein-Serie führen Kreidefaunen mit Globotruncanen, Gümbelinen und Pseudotextularien und es führt dies zum Schluß, daß zumindest Teile des Komplexes auch der Kreide angehören. Dies würde wieder bestens mit den Verhältnissen bei Großrußbach übereinstimmen, wo ja in den eingangs erwähnten rötlichen Mergelsteinen, die mit bunten Schiefern zusammengehen, ebenfalls Kreide in einer Fazies vertreten ist, die zu der paleozänen Entwicklung überleitet.

Die besonderen Verhältnisse der Flyschprofile im Raum von Großrußbach ließen auch eine schwermineralogische Untersuchung derselben reizvoll erscheinen. Durch den Verfasser wurde daher eine Reihe von Sandsteinproben, zumeist aus den oben genannten Lokalitäten entnommen, und das Ergebnis der von G. Woletz (1951) durchgeführten Bearbeitung schließt sich harmonisch an die oben gegebene stratigraphische Darstellung an, bzw. es ist das Ergebnis ein neuerlicher Hinweis darauf, daß sich in unserem Flysch schwermineralogisch charakterisierte Horizonte über weitere Erstreckung verfolgen lassen. Die oben als höchste Oberkreide beschriebenen Schichtglieder lieferten ein Schwermineralspektrum, das nach G. Woletz wie eine Mischung der sonst als typisch gefundenen Spektren von Oberkreide und Alttertiärflysch anmutet. Die Greifensteiner Sandsteine von Großrußbach und die Sandsteineinlagerungen in die bunten Tonschiefer ebenhier lieferten das gewohnte Alttertiärflysch-Spektrum nuit Zirkonvormacht. Es kommt also auch durch die Schwermineralanalyse ein gewisser Übergang der Kreidesedimente in die des Alttertiärs zum Ausdruck.

Anhangsweise sei noch angefübrt, daß in grauen und grüngrauen Tonschiefern, die im Grahen nordöstlich Mollmannsdorf aufgeschlossen sind, folgende Foraminiferen festgestellt wurden:

- + Dendrophrya latissima Grzyh.
  - s Dendrophrya excelsa Grzyb.
- h Hyperamminoides sp.
- s Recurvoides sp.
- s Globotruncana arca (Cushm.)
- s Globotruncana conica White
- s Globotruncana stuarti (de Lap.)

Die Glohotruncanen sind nur spärlich vertreten, machen aber keinen umgelagerten Eindruck. Es ist diesbezüglich ja gerade bei diesen Arten immer Vorsicht am Platze. Globotruncana conica könnte anf Maastricht hinweisen. Leider ist in dem ansonst aufschlußlosen Gebietsstreifen östlich Mollmannsdorf die Art des Verbandes mit den Greifensteiner Sandsteinen nicht mit Sicherheit festzustellen.

#### Der Greifensteiner Sandstein

Köunen zufolge ihres Verbandes mit den Rzehakina führenden Schichten die Greifensteiner Sandsteine hei Großrußhach wohl als die stratigraphisch tiefsten Vertreter dieser Ausbildung des Alttertiärflysches nördlich der Donau angesehen werden, so hegen von anderen Orten noch nicht die

wünschenswerten Unterlagen für eine feinstratigraphische Einstufung vor. Bezüglich der sonstigen Entwicklung und Verbreitung des Sandsteins sei zunächst das Gebiet nördlich der Doblerberg-Querstörung im Bereiche des Rohrwaldzuges weiter untersucht. Er löst sich hier bald in einzelne Kulissen innerhalb des Auspitzer Mergel-Bereiches auf, und schließlich finden sich im Karnabrunner Wald, am Karnabrunner Kirchberg, am Galgenberg und nordwestlich Wetzleinsdorf nur mehr einzelne, auf dem Auspitzer Mergel schwimmende Deckschollen. Davon ist diejenige des Karnahrunner Kirchberges weitaus am schönsten einzusehen und geradezu als ein Schulbeispiel einer Deckscholle in der engsten Umgebung von Wien anzusprechen. An den Flanken des Berges beißt der Oligozänmergel an zahlreichen Stellen aus, während der von der Wallfahrtskirche gekrönte oberste Teil des Hügels aus Flysch besteht und durch einen Steinbruch gut aufgeschlossen ist. Der massige, tiefgründig verwitterte Sandstein führt Quarzkörner his zu Haselnußgröße.

Die Deckschollen scheinen zumindest teilweise ziemlich flach auf dem

Untergrund zu liegen.

Einige durch Dr. G. Woletz vorgenommene sedimentpetrographische Untersuchungen von Sandsteinen, die von einem aufgelassenen Steinhruch an der Straße 1 km nordwestlich Wetzleinsdorf, feruer vom Karnabrunner Kirchberg und von der Flyschkulisse nordwestlich Obergänserndorf stammen, erbrachten das typische Zirkonspektrum. Ein nach hoher Oberkreide aussehendes Spektrum hat nur eine einzige Probenserie eines sehr beschränkten Bereiches der erwähnten Flyschkulisse geliefert. Es handelt sich dabei um dichte, blaugraue bis bräunlichgraue, vielfach plattige Kalksandsteine, um Mürbsandsteine und Glaukonitsandsteine, die schon bei der Kartierung zufolge ihres petrographischen Habitus als Oberkreide verdächtig vermerkt wurden.

Wie der Flysch des Rohrwaldes gegen N zu aushebt und der Auspitzer Mergel-Unterlage Platz macht, so löst sich der Flysch des Großrußbacher Sporns des Bisambergzuges nördlich der genannten Ortschaft auf. Kleine isolierte Vorkommen von Greifensteiner Sandstein konnten noch südöstlich Helfens und im Gebiete nördlich Pürstendorf und östlich Thomasl gefunden werden. Sie sind nicht nur zufolge ihrer von der geschlossenen Flyschfront doch schon weit abgelegenen Lage von besonderem Interesse, sondern auch wegen ihres beträchtlichen Fossilgehaltes. Das kleine Vorkommen 700 m südöstlich Helfens ist leider sehr schlecht aufgeschlossen; ein Steinbruch scheint ehemals existiert zu baben, doch heute ist man ausschließlich auf die, allerdings reiche, Lesesteinstreu angewiesen. Es liegen bis mehrere dmgroße Stücke eines ziemlich dichten, grauen Kalksandsteins vor, weiters eines feinkörnigen Mürbsandsteins und schließlich eines etwas gröber körnigen Mürbsandsteins mit hrauner Verwitterungsrinde, in der sich mit der Lupe unschwer zahlreiche Foraminiferen entdecken lassen. Neben Nummuliten und Discocyclina gehört Asterocyclina zu den auffälligsten Bestandteilen der Fauna. Es konnte Asterocyclina stellata Gümbel, mit 5 und 6 Armen. hestimmt werden. Leider harren die Nummuliten noch einer Bearheitung. Der Asterocyclinen-Sandstein von Helfens, wie diese Flyschaushildung genaunt werden kann, würde nach dem ihn charakterisierenden Foraminiferengenus ins Mittel- oder Ohereozan gehören; die stratigraphische Verbreitung von Discocyclina ist größer und reicht nach Cushman vom Danien his zum obersten Eozän.

Asterocoyclinen und Discocyclinen wurden neben anderen Formen auch schon von A. Liehus (1934) aus dem Greifensteiner Sandstein des Wienerwaldes heschrieben, und es wurden auch die entsprechenden Altershinweise gegeben. Es ergibt sich dabei eine Diskrepanz in der Altersauffassung der bearbeiteten Schichten zwischen diesen Untersuchungen und den von P. Rozlozsnik nach Nummulitenfunden ausgeführten. P. Rozlozsnik (siehe G. Götzinger und H. Becker, 1932) hat auf Grund von Nummulina atacica, N. planulata, N. globula, N. irregularis u. a. Formen das wahrscheinliche Alter der untersuchten Schichten als Cuisien angegeben. Um diesen ganzen Fragenkreis zu klären, wird man doch die Bearbeitung der vielen neueren Nummulitenfunde G. Götzingers aus dem Wienerwald und auch der vom Verfasser gemachten Funde nördlich der Donau abwarten müssen. Es soll daher hier auch nicht zur Frage der oberen Altersgrenze des Greifensteiner Sandsteins näher Stellung genommen werden.

Völlig neu ist auch das Vorkommen von Flysch-Mürbsandsteinen auf den Höhen unmittelbar nördlich Pürstendorf. Im Vorkommen um Kote 288, etwa I km nordöstlich Pürstendorf, bewegte sich, nach einer größeren, verwachsenen Grube zu schließen, seinerzeit auch ein Steinbruch. Heute sind die umgebenden Äcker übersät von Brocken eines teilweise ziemlich grobkörnigen Mürhsandsteins, der auf Grund von zahlreichen Harnisch-flächen eine bedeutende tektonische Beanspruchung erkennen läßt. In der erwähnten Grube beißt auch etwas roter Tonschiefer aus, den man noch in den benachbarten, rot gefärbten Äckern verfolgen kaun. Ansonst streicht aber rings um das Flyschvorkommen der Auspitzer Mergel aus.

Eine Schlämmprobe aus den roten Tonschiefern lieferte:

- + Rhabdammina abyssorum M. Sars
- s Placentammina placenta (Grzyb.)
- + Glomospira charoides (Jones und Parker)
- s Trochamminoides contortus (Grzyb.)
- s Trochamminoides sp.
- Recurvoides subturbinatus (Grzyb.)
- s Haplophragmoides sp.
- s Gaudryina reussi Grzyb.

Zablreiche Nummuliten fanden sich in den Mürbsandsteinen der Höhe 266 unmittelbar nordwestlich Pürstendorf.

Eines der kleinsten, aber das vielleicht anschaulichste dieser isolierten Alttertiärflyschvorkommen findet sich 500 m östlich Thomasl. Durch einen kleinen Steinbruch ist unmittelbar östlich der Straße ein Mürbsandstein mit einigen festeren Lagen, ganz vom Greifensteiner Typus, aufgeschlossen. Nummuliten sind nicht selten und auch Pinna und Pecten-Reste fanden sich ganz so wie etwa in den Brüchen bei Altenberg a. d. Donau. Eine geringmächtige Tonschieferlage lieferte:

- s Globorotalia sp.
- + Globigerina sp.

Das Vorkommen ist rings umgeben von den Bildungen des Auspitzer Mergels mit reichlichem Blockschutt, in dem sich auch Unter- und Oberkreideflysch-Typen finden.

Zusammenfassend möge festgehalten werden, daß sich im Bereiche der Greifensteiner Decke nördlich der Donau die älteren Flyschglieder der Unterkreide und der Oberkreide nur bis zur Doblerberg-Querstörung in schmalem Zuge finden. Nördlich davon, wo der Bau der Flyschzone im ganzen gesehen hreiter und ruhiger wird, sind relativ spärliche Vorkommen von höchster Oberkreide um Großrußhach vorhanden, wozu hier noch Schiefer mit Rzehakina epigona und Nummuliten des tiefsten Alttertiärs kommen. Im ührigen gehört die Masse der anstehenden Gesteine dem Greifensteiner Sandstein an. Dieser überfuhr mit recht flachem Winkel die Auspitzer Mergel-Unterlage, wie die verschiedenen Deckschollen zeigen, Ober- und Unterkreide im SE zurücklassend.

In das oben gegehene Bild fügen sich die vielen neueren Beobachtungen über den Flyschuntergrund der Mistelbacher Scholle, wie sie insbesondere durch E. Veit in verschiedenen, nicht veröffentlichten Berichten gesammelt wurden, ganz zwanglos ein. In der Masse der Profile wurde Alttertiär festgestellt, wobei zwei Hauptgesteinsvergesellschaftungen unterschieden werden, u. zw. die Glaukonitsandstein-Serie, die, wie weiter oben schon erwähnt wurde, hauptsächlich im Bereiche der Struktur St. Ulrich-Hauskirchen erhohrt wurde (siehe R. Janoschek, 1951) und die mit dem Greifensteiner, bzw. Ciezkovicer Sandstein parallelisiert wird. Das stratigraphische Hangende derselben bildet der Steinbergflysch, der sich durch seinen Tonmergelschiefer-Reichtum auszeichnet, während sich feinkörnige Glaukonitsandsteine nur in untergeordnetem Maße einschalten. Der Steinbergflysch wird mit den Laaber Schichten des Wienerwaldes. bzw. mit den Zliner Schichten (Obere Hieroglyphen-Schichten) der Karpaten parallelisiert (G. Götzinger, 1944 a), die wahrscheinlich dem Mittel- und Obereozän angehören. Dieser Steinbergflysch wurde außer am Steinberg in Bohrungen bei Paasdorf, Wilfersdorf, Großkrut, Mühlberg u. a. O. angetroffen.

# Die Waschbergzone Allgemeine Verbreitung

Durch die Arbeiten von V. Kohn (1911) und M. F. Glaessner (1931, 1937 b) wurde eine moderne Grundlage zur geologischen Auffassung des Waschbergzuges und seiner nordöstlichen Fortsetzung gelegt. Wichtige paläontologische Unterlagen wurden durch den zweitgenannten Autor und O. Kühn (1930) beigestellt, eine regionale Kartierung aber stand noch aus, und es fehlte vor allem auch an Daten hinsichtlich der Begrenzung dieser geologischen Einheit.

Es stellte sich im Zuge der Arbeit bald heraus, daß die Serien der Waschbergzone eine viel weitere Verbreitung besitzen, als man ursprünglich angenommen haben mochte. Der Überschiebungsrand gegen das Jungtertiär des außeralpinen Beckens ist weit noch nach W hinausgerückt. Im nördlichen Teil des Rohrwaldes tritt der Flysch gegenüber der Unterlage von Auspitzer Mergel ganz zurück, wie weiter ohen schon dargestellt wurde, und es ergab sich weiter, daß noch der ganze Nordrahmen des Korneuburger Beckens vorzüglich aus den genannten Mergeln aufgebaut ist. Schichten der Waschbergzone sind auch nördlich der Zaya weit verbreitet, wo sie die Hügel um Altmanns, Hagenberg, Fribritz, Loosdorf, Wultendorf aufbauen und über Staatz, Altruppersdorf und Falkenstein nordwärts ziehen. Im Gebiete von Nikolsburg wurden sie von K. Jüttner (1940) eingehend untersucht.

Die vom Verfasser auch in früheren Veröffentlichungen gewählte Bezeichnung "Waschbergzone" lehnt sich an den von J. Tercier (1936) gemachten Vorschlag "Waschberg-Nikolsburger Zone" an zur Bezeichnung dieser geologischen Einheit, die sich nördlich der Donau zwischen Molasse und Flysch einschiebt und früher als "Äußere Klippenzone" benannt wurde. Auch M. Richter und G. Müller-Deile (1940) sprechen von einer Waschbergzone. In Mähren ist sie als Steinitzer Deckenserie bekannt, früher als subbeskidische Decke. Die Verwendung des Terminus "Klippe" hat der Verfasser möglichst gemieden, da er doch in der Literatur in zu verschiedenartigstem Sinne gebraucht wird.

Die Kenntnis von der stratigraphischen Folge in der Waschbergzone konnte durch Entdeckung neuer, vielfach verbreiteter Schichtglieder vermehrt werden. Sie sollen im nachfolgenden besondere Berücksichtigung finden, während hereits Bekanntes nur gestreift werden mag.

### Oberjura

Der Ernstbrunner Kalk und die mehr mergeligen Klentnitzer Schichten sind die beiden faziellen Ausbildungen des Tithous, mit dem die Schichtfolge der Waschbergzone beginnt. Sie bauen die Leiser Berge zum Hauptteil auf, den Semmelberg, Steinberg, Oberleiserberg (Klementberg), Buschberg, Steinbruchberg. Kleinere Vorkommen liegen u. a. im Galgenberg westlich Olgersdorf und im Simperlberg nordwestlich des genannten Dorfes vor. Eine Detailbearbeitung der einzelnen Vorkommen wurde, wie eingangs erwähnt, von F. Bachmayer vorgenommen (siehe auch Literaturverzeichnis). Bei der Umgrenzung der einzelnen Schollen sind der Verfasser und der genannte Autor unabhängig voneinander praktisch zu denselben Ergebnissen gelangt, wenn man von den Details absieht, die selbstverständlich die in größerem Maßstabe durchgeführte Aufnahme F. Bachmayers bietet. Die Aufgliederung des Juras auf beiliegender Karte wurde von letzterem zur Gänze übernommen. Es ist leicht ersichtlich, daß der Ernsthrunner Kalk vorwiegend am Steinberg, Oberleiserberg und um Klafterbrunn, ferner westlich Michelstetten vertreten ist, während die Klentnitzer Schichten die Masse des Buschbergzuges aufbauen. Sie überwiegen auch im Gebiet um den Semmelberg, wo schöne Mikrofaunen aus ihnen gewonnen werden konnten, Solche fanden sich u. a. auch in sandigen Mergeln im Hangenden des Gemeindesteinbruches nördlich Niederleis, an der Straße südwestlich Kote 390. Größere Lenticulinen, kleine Marginulinen, Planularia, Astacolus sind neben Spirillina, Trocholina, Neoflabellina und Vaginulina nach einer Untersuchung von R. Noth vertreten. Dazu kommen noch Schwammnadeln, Seeigelstacheln und Ostracoden. Sehr kennzeichnend sind auch kalkige stengelige, an beiden Seiten verdickte Bildungen.

#### Unterkreide

Die bislang in der Waschbergzone unbekannte Unterkreide konnte durch die Auswertung der vom Verfasser geologisch betreuten Bohrung Korneuburg 2 gesichert werden. Diese wurde in den Jahren 1944/45 am O-Rande des Dorfes Niederhollabrunn abgeteuft, sie liegt also außerhalb des hier vorgelegten Kartenausschnittes (siehe Tafel IV, Ahb. 1). Da sie aber wesentliche Daten zur Kenntnis der Waschbergzone erhrachte, soll

sie in den vorliegenden Rahmen kurz eingebaut werden, ebenso wie die ältere, in den Jahren 1922/23 niedergebrachte Bohrung Wollmannsherg. In Korneuhurg 2 treten von 850·00 his 923·00 m (Endteufe) dunkelgraue, feste Tonmergel bis Tonmergelsteine auf, mit zahlreichen Schlieren von feinkörnigem, dichtem Glaukonitsandstein; die Bildungen gehen teilweise in Tonsandsteine über. Es fand sich in diesen Schichten eine reiche kleinwüchsige Foraminiferenfauna mit zahlreichen Vaginulinen und anderen Lageniden, Rhabdogonium, Epistomina u. a. Die Fauna wurde von R. Noth (1951) bearbeitet, der eine Liste von 33 Arten anführt. Auf Grund dieser mit norddeutschen Vorkommen gut vergleichbaren Foraminiferenfauna sind nach dem genannten Autor die Schichten der Korneuburg 2 unterhalb 850 m als Hauterive anzusprechen.

### Oberkreide (Turon-Danien)

Turon (Klementer Schichten). Im Profil der Bohrung Korneuburg 2 ist auch siehere Oberkreide vertreten. Von 737 bis 850 m wurden glaukonitreiche dunkle Mergel, mit glaukonitischen Mürbsandsteinen an der Basis, durchbohrt, deren Foraminiferenfauna sicher oberkretazisch, nach der Bearheitung von R. Noth (1951) Turon bis Emscher ist. An stratigraphisch wichtigen Formen wurden u. a. gefunden: Globotruncana lapparenti Brotzen, Gl. globigerinoides Brotzen, Gl. ventricosa White, Ataxophragmium variabile globulare Marsson; Gümbelinen und Pseudotextularien fehlen, ebenso die charakteristischen Ohersenon-Arten Bolivinoides draco draco (Marsson), Globotruncana contusa (Cushm.), Gl. stuarti (de Lapparent). Hieher gehören auch die in der Bohrung Wollmannsberg bis zu einer Tiefe von 307.0 m angetroffenen Schichten. Nach dem vorliegenden Profil wurde in dieser Sonde his 71.50 m grauer Tonmergel angetroffen, bis 156.50 mGlaukonitsandstein und weiterhin wieder grauer Tonmergel, der bis 544.00 m anhielt. Bis zu der Endteufe von 816.30 m wurden graue Tonmergel mit Sandsteinbänken, besonders unter 600 m vermerkt. Nach einer älteren Mikrountersnchung von V. Petters sind his zu einer Tiefe von 307.00 m Mikrofaunen der Oberkreide vertreten; in den tieferen Schichten bis 706.0 m wurden keine Mikrofossilien gefunden, vielmehr erst wieder aus dem Profilanteil von 706.0 bis 816.3 m. Eine Neubearbeitung der Faunen durch den Verfasser hat folgende wichtigste Arten für den Kreideanteil des Profils erhracht:

 $(0.5 - 307.0 \ m)$ 

- + Ataxophragmium variabile (d'Orb.) globulare Marss.
  - s Arenobulimina presli (Rss.)
- + Robulus div. spec.
- s Neoflabellina ef. rugosa (d'Orh.)
- + Gyroidina soldanii (d'Orb.)
- s Allomorphina cretacea Rss.
- + Globotruncana globigerinoides Brotzen
  - s Globotruncana lapparenti lapparenti Bolli
- s Globorotalites micheliana (d'Orb.)
- + Anomalina ammonoides Rss.
- Anomalina lorneiana d'Orb.

Die Fauna gleicht der von R. Noth (1951) aus Korneuburg 2 beschriebenen weitgehend. Unter den Sandschalern tritt wieder das charakteristische

Ataxophragmium auf, das in der Böhmischen Kreide häufig vorkommt, aber aus Flysch und Helvetikum nicht beschrieben worden war. Seltener ist Arenobulimina presli, die nach Franke vom Gault bis ins Obersenon vorkommt. Stratigraphisch wichtig sind die wenigen Exemplare von Neoflabellina, die eine deutliche einreihige Körnelung zeigt und hinsichtlich der Kammerscheidewände im älteren Teil der Schale einfache geschlossene Bögen, im jüngeren Teil schwach geschwungene offene Bögen aufweist. Nach H. Bartenstein (1948) würde eine Neoflabellina dieser Entwicklungsstufe etwa auf oberstes Turon bis Emscher verweisen.

Die Globotruneanen sind durch Gl. lapparenti und Gl. globigerinoides vertreten. Von der erstgenannten Art dürfte, soweit das Material es erkennen läßt, vorzüglich die Form Gl. lapparenti lapparenti vorliegen, die vom Turon bis ins Campan verbreitet ist, während die zweitgenannte Form im Turon und Emscher bekannt ist.

Die Schichten der Bohrung Wollmannsberg unterhalb 706·0 m gehören nach ihrer Mikrofauna ins Unteroligozän (Michelstettener Schichten). Die fossilleere Strecke von 307·0 bis 706·0 m wird wohl am ehesten dem Auspitzer Mergel zuzuteilen sein. Eine Schuppengrenze wäre demnach bei 307·0 m zu zieben.

Es ist naheliegend, die Kreideschichten der Korneuburg 2 und der Bohrung Wollmannsberg den Klementer Schichten zuzuteilen. Glaessner (1931) belegte mit diesem Namen die als oberturonisch bestimmten Schichten östlich Klement, bei Falkenstein, Nikolsburg u. a. O., die hier als kleinere Reste den jurassischen Bildungen aufliegen. Am längsten sind die Vorkommen bei Nikolsburg bekannt, grüne bis schwarzgrüne Glaukonitsandsteine und gelber Mergel, deren Verbreitung aus der Karte von K. Jüttner (1940) zu entnehmen ist. Bei Klement sind es nach F. M. Glaessner (1931) vorzüglich grünlichgraue, plattige Sandsteine. Eine vom Verfasser genommene Mikroprobe von einem glaukonitischen Sand am Waldrande östlich des Dorfes erbrachte wieder Atoxophragmium variabile nebst einigen weiteren Formen.

Ins Turon möchte nach ihrer Mikrofauna der Verfasser weiters sandige grüngraue Mergel und graue mergelige festgelagerte Sande stellen, die im Hohlweg an der NW-Seite von Au anstehen und nach F. Bachmayer auch sonst nordwestlich Au verbreitet sind.

Im Zuge der Kartierungsarbeiten gelang es, ein weiteres Turonvorkommen im Graben nordwestlich Klafterbrunn, 1 km westlich Bildstock 407, nachzuweisen. Von einem bier anstehenden grauen stark sandig glimmerigen Tonmergel wurde eine Schlämmprobe genommen, die Globotruncana lapparenti tricarinata (Quereau), Ataxophragmium variabile (d'Orb.) globulare Marsson u. a. erbrachte (siehe R. Noth, 1951).

Eine Mergelprobe aus dem Hohlweg südwestlich Kote 213 östlich Bruderndorf ergab im Schlämmrückstand Globotruncana lapparenti lapparenti Bolli, Globotruncana fornicata Plummer, Neoflabellina ef. delicatissima (Plummer), Gyroidina soldanii (d'Orb.), Allomorphina cretacea Rss., Robulus u. a. Formen. Die Vergesellschaftung weist wieder auf das stratigraphische Niveau der Kreidevorkommen in den Bohrungen Korneuburg 2 und Wollmannsberg hin.

Schließlich muß hier noch die von F. Karrer (1870) beschriebene reiche Oberkreidefauna aus einem Brunnen in Leitzersdorf angeführt werden, die ganz offensichtlich im Streichen der Oberkreide des Profils Wollmannsberg liegt, die in Korneuburg 2 schon auf 737 m Tiefe abgetaucht ist.

Senon. Die im Gebiete des Waschbergzuges festgestellten Fundpunkte von Belemnitella mucronata wurden auf beigegebenem Kärtehen mit einer eigenen Signatur versehen. O. Kühn (1930) und M. F. Glaessner (1931), beleuchten diese Funde näher und es können diesbezüglich hier keine weiteren Beobachtungen gemeldet werden.

Weitere Senonvorkommen fanden sich im Bereiche des Hügels mit Kote 325 nördlich Michelstetten und in der engsten Umgebung der Ortschaft selbst. M. F. Glaessner (1931) gibt von erstgenannter Stelle Klentnitzer Mergel an und etwas nördlich davon Danien. Am NW- und N-Abfall gegen Kote 290 zu sind stark glaukonitische Tegel verbreitet, die reiche Mikrofaunen erbrachten. Bestimmt wurden u. a. Globotruncana contusa, Gl. rosetta, Gl. stuarti, Gl. lapparenti, Gl. fornicata, Gl. arca, Gümbelina globulosa, Pseudotextularia varians, Ventilabrella eggeri, Stensiöina labyrintica, St. excolata, Bolivina draco draco, B. incrassata. Durch diese Fauna ist Obersenon nachgewiesen. Die an der steilen O- und S-Flanke des Hügels ausstreichenden Klentnitzer Schichten dürften mit dieser Oberkreide verschuppt sein. Proben von grüngrauen Mergeln mit einer Oberkreidemikrofauna konnten aus Ziesellöchern am Fuß des südschauenden Gehänges südlich Kote 325 gewonnen werden. Allerdings fehlen in dieser Probe die Pseudotextularien und die charakteristischen Bolivinen, also die typischen Obersenonformen. Unter den Globotruncanen ist nur Gl. lapparenti lapparenti vorhanden. Die Schichten dürften demnach etwas älter als die vorigen sein.

Danien. Das durch die Untersuchungen von O. Kühn (1930) und M. F. Glaessner (1930, 1931) bekannt gewordene Danien ist auch auf vorliegendem Kartenausschnitte vertreten. Die in Aussicht stehende Veröffentlichung von F. Bachmayer wird sich in eingehender Weise mit den einzelnen Vorkommen beschäftigen. Die auf beiliegender Karte ausgeschiedenen Vorkommen sind dem Manuskriptblatte des genannten Autors entnommen.

### Paleozăn und Eozăn

Paleozan kounte in den untersuchten Gebieten der Waschbergzone nicht nachgewiesen werden. Es sei in diesem Zusammenhange darauf hingewiesen, daß die von M. F. Glaessner (1937 a. 1937 b) als ältestes Paläogen angesprochenen grünen Tone von Nikoltschitz nördlich Auspitz, deren agglutinierende Mikrofauna von A. Rzehak (1887) bekannt gemacht worden war, auf Grund neuester Untersuchungen von V. Pokorny (1949) an die Grenze zwischen Mittel- und Obereozän gestellt werden. Faunen, die sich fast nur aus agglutinierenden Foraminiferen zusammensetzen, kann man im Karpatenhereich in den verschiedensten Stufen finden, und sie sind nicht auf das älteste Paläogen beschränkt, wie Glaessner annimmt. H. Hiltermann (1943) konnte in den galizischen Karpaten feststellen, daß die Sandschalerfaunen noch hoch ins Eozän hinaufreichen, in ihrer Zusammeusetzung wechselnd und eine Zonenfolge von beträchtlicher regionaler Reichweite bildend. In den Flyschablagerungen Österreichs wurden ausschließlich aus Sandschalern zusammengesetzte Vergesellschaftungen von der Unterkreide his ins Eozän nachgewiesen.

Eozän. Die am Waschberg, Michelberg, Praunsberg auftretenden Nummulitenkalke, der Hollingsteinkalk, der Kalk mit Mytilus levesquei beim Pfaffenholz und die nummulitenführenden Sandsteine der Reingruber Höhe sind die bekanntesten Bildungen des Eozäns im Bereiche des Waschbergzuges. Nach seinerzeitigen Untersuchungen von P. Rozlozsnik würden die Waschbergkalke nicht ins Mitteleozän sondern ins Untereozän zu stellen sein (siehe M. F. Glaessner, 1937 b). In den glaukonitischen Sanden des Obereozäns der Reingruber Höhe sind drei Biozonen zu unterscheiden. Ursprünglich war an ihrer Basis auch noch Oberkreide (Maastricht) aufgeschlossen (M. F. Glaessner, 1936, 1937 b; A. Rzehak, 1891), wie weiter ohen schon erwähnt wurde. Alle genannten Vorkommen hedürfen einer paläontologischen Neubearbeitung, die Gegenstand einer gesonderten Untersuchung wäre (siehe Tafel IV, Kartenskizze).

Nordwestlich und südlich des Haidhofes bei Ernstbrunn treten einige kurze Züge eines glaukonitischen Kalksandsteins bis Mergelsandsteins auf, die NW—SE-Streichrichtung aufweisen. Das Gestein führt zahlreiche Bohnerzkörner und ist reich an Nummuhiten. Es verwittert zufolge des Eisenreichtums zu einem leuchtend braunen Lehm. Ein Aufschluß befindet sich auf der Straße, die vom Haidhof gegen Simonsfeld führt. M. F. Glaessner (1937 b) hat diese Sandsteine als Haidhofschichten bezeichnet, und er stellt sie auf Grund von Nummulites distans, der in begleitenden Kalken gefunden wurde, ins Lutet, obwohl man zunächst geneigt wäre, das Vorkommen mit den obereozänen Schichten der Reingruber Höhe zu parallelisieren. Die Sandsteine sind mit Mergeln des Unteroligozäns verschuppt, auf die weiter unten noch zurückgekommen werden wird.

Ein bedeutendes Vorkommen von Haidhofschichten fand sich am NW-schauenden Hange des Grabens westlich Kote 298 zwischen Zwentendorf und Altmanns, also nördlich der Zaya. Gelbliche, sandige, vorzüglich aus organogenem Zerreibsel aufgebaute Kalksteine und Kalksandsteine sind aus zahlreichen Lesesteinen zu erkennen, und es wurde dieses Gestein früher auch abgohaut, wie man aus seichten Vertiefungen im Gelände erschließen kann. Glaessner (1937 h) meldet die Schichten von einer Stelle unmittelbar westlich Altmanns (Kote 316).

# Globigerinenschichten

Auf mikropaläontologischer Basis wieder konnte ein tonig-mergeliges Schichtglied des Alttertiärs erfaßt werden, das in den Leiser Bergen oberflächlich zwar nur wenig verhreitet ist, das aber auch in Mähren und Galizien seine Äquivalente besitzt.

In dem von Kote 289 am W-Rande von Ernstbrunn nach N ziehenden Hohlweg stehen an der westlichen Wegseite gänzlich verwitterte dunkle Tegel mit Gips an, die folgende Mikrofauna lieferten:

- s Rhabdammina abyssorum M. Sars
- s Ammodiscus incertus d'Orb.
- s Trochamminoides aff. proteus (Karr.)
- s Cyclammina aff. acutidorsata (Hantk.)
- s Vulvulina sp.
- s Gaudryina sp.
- s Dentalina in Bruchstücken

- B Nodosaria longiscata d'Orb.
- + Globigerina ex gr. bulloides d'Orb.
- в Globorotalia sp.
- s Eponides umbonatus (Rss.)
- s Gyroidina soldanii (d'Orb.)
- s Cibicides ex gr. perlucidus Nuttall
- B Cibicides cushmani Nuttall
- s Spatangidenstacheln
- s Fischzähne

An der O-Seite des oben genannten Weges westlich Ernsthrunn, etwas oberhalb der Tegelaufschlüsse mit Gips, sind ehenfalls verwitterte Tegel von brauner und dunkelgrauer Farbe aufgeschlossen, die nach ihrem Aussehen durchaus an gewisse Typen der Niemtschitzer Schichten erinnern. Diese enthalten nach der Beschreihung von K. Jüttner (1940) aus der Umgebung von Nikolsburg auch immer Gips und zeichnen sich dort durch graue, rote, braune und schwärzliche Farbe aus.

Drei weitere Vorkommen dieser Schiebten fanden sich nördlich Simonsfeld. Das Probenmaterial stammt aus frischgepflügten Äckern. Von bier sei noch das häufigere Auftreten von Vulvulina aff. haeringensis (Gümbel) und von Anomalina granosa (Hantk.) angeführt, ferner kommt Karreriella siphonella (Res.), Clavulinoides szaboi (Hantk.), Pseudoparrella culter (Parker u. Jones), Rotalia aff. lithothamnica Uhlig, Anomalina bilateralis Cushm. vor neben anderen in der obigen Liste schon erwähnten Arten.

In einer ganzen Reihe von Formen kommt der alttertiäre Charakter dieser Faunen deutlich zum Ausdruck. Die Vulvulinen sind in den alttertiären Bildungen häufig anzutreffen. Im vorliegenden Material sind kurze Formen mit kaum entwickeltem einzeiligem Gehäuseanteil und längere Formen mit mehreren, aber ziemlich niedrigen einzeiligen Kammern vorbanden. Clavulinoides szaboi (früher Clavulina szaboi) und Anomalina granosa wurden von Hantken aus dem nach der erstgenannten Art bezeichneten Schichtstoß in Ungarn beschrieben. Cibicides perlucides ist eine Art, die in Amerika im Eozan und Unteroligozan auftritt, nach V. Petters und R. Gandolfi im Appenin aber im Mittel- und Oberoligozan verbreitet ist. Cibicides cushmani ist in Amerika aus dem Eozan bekannt, im Appenin nach den beiden genannten Autoren vom Eozan bis ins Oberoligozan. Die Globigerinen sind ein oharakteristisches Element der vorliegenden Proben und zeichnen sich durch Großwüchsigkeit aus.

Der Verfasser möchte die nach den Globigerinen benaunten Schichten in der Umgebung von Ernstbrunn für Obereozän bis jüngstenfalls Unteroligozän halten.

Am Gehänge nördlich Loosdorf (nördlich des Kartierungsgebietes), unterhalb des Obelisken, sind in den Äckern und durch verschiedene Maulwurfshaufen graue feste Tonmergel aufgeschlossen, die eine Mikrofauna erbrachten, die mit den Schichten westlich Ernstbrunn den charakteristischen Cibicides ex gr. perlucidus gemeinsam haben. Es ist in diesem Zusammenhange von besonderem Interesse, daß in Loosdorf oberhalb der genannten Tonmergel Diatomite und Menilitschiefer gefunden wurden, die in Südmähren im Bereiche des obersten Teiles der Niemtschitzer Schichten ihre größte Entwicklung erreichen. Auch Gips ist vorhanden, wie in einigen

Schlämmproben festgestellt wurde, die knapp nördlich der angegebenen Hangstelle unterhalb des Obelisken genommen wurden.

Sehen wir nach Vergleichsmöglichkeiten für unsere Globigerinenschichten aus, so sei zunächst an eine Mitteilung von V. Pokorny (1947 a) aus Mähren angeknüpft. Danach stehen an der Schwarzawa, unmittelbar östlich Auerschitz, hellgraue Mergel an, die eine reiche Mikrofauna lieferten, deren kennzeichnendste Komponente die Globigerinen sind, die den Hauptteil des organischen Rückstandes (95%) ausmachen. Die Globigerinenmergel von Auerschitz gehören dem obersten Teil der Niemtschitzer Schichten an und werden von Bildungen der höheren Abteilung der Steinitzer Deckenserie, von Auspitzer Mergel und Steinitzer Sandstein überlagert. Auch sonst ist dieser Globigerinenhorizont in der Steinitzer Deckenserie Mährens weit verbreitet und V. Pokorny (1947 a) hringt ihn gegen E zu mit den von H. Hiltermann (1940, 1943) festgestellten Globigerinenschichten der mittleren Deckengruppe Galiziens in Verbindung. Diese liegen unter den Menilitschiefern und werden ins oberste Eozän gestellt. Eine obere Abteilung derselhen ist durch Gyroidina cf. soldanii gekennzeichnet und es sei jedenfalls darauf bingewiesen, daß Gyroidina soldanii auch in der hei Ernstbrunn entdeckten Fauna nachgewiesen wurde.

Blicken wir nach W, so finden wir reiche Globigerinenfaunen in den Stockletten des Helvetikums von Oberösterreich, Salzburg und Bayern wieder. Der Stockletten wird allerdings meist ins obere Lutet gestellt, doch gibt es eine Reihe gewichtiger Stimmen, die sich für ein obereozänes Alter desselben einsetzen. F. Traub (1938) ist zuletzt auf diesen Fragenkreis eingegangen. Da der Stockletten immerhin eine bedeutende Mächtigkeit besitzt, könnte er unseres Erachtens auch sehr wohl Teile des Mittel- und Obereozäns umfassen. In Ohlsdorf-Oberweis wurde von S. Prey (1951) als jüngstes Schichtglied des Helvetikums über dem Stockletten ein grauer sandiger Mergel gefunden mit Fischschuppen und einer Mikrofauna, die von R. Noth mit den Clavulina szaboi-Schichten Ungarns verglichen wird. Dieser Befund würde der vorgebrachten Ansicht nicht widersprechen.

Ergänzend sei noch das schöne Vorkommen von Niemtschitzer Schichten in Altruppersdorf im Falkensteiner Hügellande angeführt, über das schon im Jahresbericht in den Verhandlungen 1948 kurz berichtet wurde. Es finden sich dort im Staglgraben nordöstlich des Dorfes und im Bereiche der großen Feldwegkreuzung nördlich davon dunkelgraue bis schwarzgraue, feinglimmerige, gut geschichtete Tonmergel mit Fischresten und Gips, ferner mit bis mehrere Zentimeter mächtigen Menilitlagen und mit richtigen Diatomiten. Im Staglgraben schalten sich dünne Flöze von Glanzkohle ein. Abbauwürdig ist diese nicht. Brauchbare Mikrofaunen konnten in den Tonmergeln leider nicht gefunden werden.

# Tiefes Oligozan (Michelstettener Schichten)

Am Außenrande der Leiser Berge wurden an einer ganzen Anzahl von Punkten Tonmergel gefunden, die nach ihrer Mikrofauna jünger sind als die oben beschriebenen Globigerinenschichten, aber älter als die Auspitzer Mergel. Am Gehänge, rund 1.5 km nordwestlich Michelstetten, östlich Kote 314, treten in den Äckern Tonmergel aus, die partienweise recht fest sind und dann knollig verwittern; sie sind gewissen Varietäten des Auspitzer

Mergels nicht unähnlich. Mit der Lupe sind Fossilbruchstücke auszunehmen. Die mikroskopische Untersuchung erbrachte folgende Liste:

- s Bathysiphon taurinensis Sacco
- s Ammodiscus incertus d'Orb.
- s Cyclammina aff. acutidorsata (Hantk.)
- + Vulvulina sp.
- s Robulus calcar (Linn.)
- s Robulus aff. simplex (d'Orb.)
- h Robulus rotulatus (Lam.)
- s Robulus ex gr. echinatus (d'Orb.)
- s Marginulina pedum d'Orb.
- + Marginulina cristellaroides Cž.
- s Nodosaria aculeata d'Orb.
- s Dentalina sp. Bruchstücke
- s Bulimina inflata Seg.
- s Epistomina elegans (d'Orb.)
- + Siphonina sp.
  - s Globigerina sp.
- + Anomalina austriaca d'Orb.
- s Cibicides dutemplei (d'Orb.)
- s Radiolarien
- s Seeigelstacheln
- Fischreste

Es liegt eine schöne, großwüchsige Fauna vor, in der die Kalkschaler über die Sandschaler überwiegen. Von letzteren ist Vulvulina am bemerkenswertesten, durch die eine gewisse Anknüpfung an die Globigerinenschichten gegeben ist. Formen mit längerem einzeiligem Kammeranteil fehlen hier. Cyclammina aff. acutidorsata ist in wohlentwickelten Exemplaren vertreten. Recht auffällig ist der Reichtum an Robuliden und Marginulinen; weiters sei auf Siphonina besonders bingewiesen. Völlig verschieden ist die Fauna vom ärmlichen Inhalt der Auspitzer Mergel. Der Verfasser möchte sie als Unteroligozän bis jüngstens Mitteloligozän erachten.

Faunen ganz ähnlichen Charakters fanden sich in stark sandigen Mergeln, die am Gehänge westlich Bildstock 348 nördlich Klement ausstreichen. Ein weiterer Punkt kounte im Ernstbrunner Wald entdeckt werden, u. zw. in dem vom Bildstock 407 südwestlich Klement nach NW ziehenden Graben. Wie die oben genannten Punkte ist auch dieser auf der Karte vermerkt. Grüngraue Tonmergel sind bier im Wald durch kleine Rutschungen und sonstige Zufallsaufschlüsse zu beobachten, und von diesen ergab einer eine Fauna, während sich in zwei weiteren Proben, die etwas nordwestlich davon genommen wurden, nur Fischreste, bzw. überhaupt nichts fand.

Die Michelstettener Schichten, wie sie der Verfasser im Aufnahmsbericht 1952 genannt hat, sind weiterhin südwestlich des Haidhofes westlich Ernstbrunn verbreitet, wo sie mit den mitteleozänen Haidhofschichten verschuppt sind, wie weiter oben schon vermerkt wurde.

Generell gesehen begleiten die Michelstettener Schichten also in ziemlicher Breite den Außenrand des Jnra und der Kreide, von denen sie durch eine Schuppengrenze getrennt sind, und sie fanden sich tatsächlich auch noch am Außenrande der Juraschichten des Simperlberges nördlich der

Zaya. Außer von obertägigen Aufschlüssen konnte hier sehr sohönes Material aus einer Brunnengrabung, die in einem Gehöft unmittelhar bei der Kapelle vorgenommen wurde, gewonnen werden. Ähnlich wie südöstlich des Haidhofes finden sich auch hier in ihrer Gesellsebaft die Haidhofschichten, mit denen sie verschuppt sind oder dessen Hangendes sie hilden.

### Auspitzer Mergel und gleichaltrige Ablagerungen

Die Auspitzer Mergel sind das verbreitetste Schichtglied des österreichischen Anteils der Waschbergzone. Zu ihrer Charakterisierung seien zunächst die schönen und leicht erreichharen Aufschlüsse im Wegeinschnitt an der S-Seite von Haselhach am Fuße des Michelberges angeführt. Es steht hier ein grünlichgrauer, gut geschichteter und feinstreifiger, fester Mergel mit gelegentlich feinsandigen Schichtbelägen an, der stark klüftig ist, wobei die Kluftslächen von schwarzen Häuten überzogen sind. Das Gestein verwittert hellgelhlichgrau. Diese Verwitterungsfarbe liefert eine ausgezeichnete Handhabe bei der Kartierung. Besonders im Herbst, nach der Aberntung der Felder, treten die steileren Hügel, in deren Bereich der Mergel nicht durch die sonst verbreitete lehmige Hülle verdeckt wird, durch ihre weiße Farbe heraus und bieten dem begehenden Geologen einen willkommenen ersten Anhaltspunkt für die Ahgrenzung der Bildungen. Eine weitere sehr wertvolle Handhabe für den Kartierer ergibt sich aus dem Umstand, daß die Bildungen vielfach in ganz unregelmäßiger Weise kieselig werden und solcherarts in kieselige Tonmergel und Tone übergehen, die beim Zerfall splitterige Stücke bilden, mit denen die Äcker gelegentlich ühersät sind. An verschiedenen Lokalitäten schalten sich weiters feinstreifige Lagen von Menilitopal von Zentimeterstärke ein, die als äußerst widerstandsfähig ebenfalls gute Kartierungsanhaltspunkte liefern. Solohe Menilitlagen finden sich u. a. im Einschnitt bei Kote 294 der Straße Ernstbrunn-Simonsfeld. Einlagerungen von Menilitschiefer inmitten des Auspitzer Mergels werden auch aus Mähren gemeldet (V. Pokorny, 1947 h).

Der größte Aufschluß von Auspitzer Mergeln im untersuchten Gebiet liegt in der Ziegelgrube Ernstbrunn vor. Die grauen, hellgelbgrau verwitternden, gut geschichteten Tonmergel mit feinsandigen Schichtbelägen fallen mit 20° gegen W ein und sind stark zerklüftet. Zufolge eines etwas größeren Sandgehaltes und Fehlens von Verkieselung, Menilitlagen usw. eignet sich das Material nach entsprechender Behandlung als Ziegelrohstoff.

Am O-Ende der Teichwiese östlich Ernstbrunn ist durch den nach Helfens führenden Weg ein graugrüner Tonmergel aufgeschlossen, der weniger gut geschichtet ist, keine sandigen Beläge aufweist und daher auch in mehr unregelmäßigen Stücken zerfällt. Diese Entwicklung dürfte sich mehr der von K. Jüttner (1940) aus dem Thayaland heschriehenen nähern, wo sich der Auspitzer Mergel durch seine Dickbankigkeit von dem sehr dünn geschichteten Schliermergel des Neogens unterscheidet. Knollige Zerfallsform, die vom Verfasser gelegentlich festgestellt wurde, z. B. an der W-Seite von Eggersdorf, scheint ebenfalls mit gering entwickelter Schichtung zusammenzuhängen.

Schließlich soll noch ein ausgezeichneter Aufschluß aus dem Bereich östlich des Korneuburger Beckens, u. zw. aus dem Grahen zirka 1 km nordwestlich der Hipplinger Heide angeführt werden, wo besonders die Verkieselungserscheinungen gut studiert werden können. Das sehr gut ge-

schichtete Gestein ist reich an Fischresten, die auch sonst die meist einzigen makroskopisch wahrnehmbaren Fossilreste der Mergel darstellen.

Außer feinsandigen Schichtbelägen finden sich als Einlagerung in die Auspitzer Mergel der Waschbergzone vielfach auch stärkere Sandlagen. Bezüglich der Verbreitung derselben konnte die Beobachtung gemacht werden, daß sie ganz allgemein in westlicher Richtung, also gegen den Außenrand der Zone hin, an Bedeutung zunehmen. Östlich des Korneuburger Beckens wurden sie nicht beobachtet. Auch östlich und südlich Ernstbrunn treten sie zurück, ebenso im Bereiche des Karnabrunner Waldes. Im engeren Waschberggebiet aber sind stärkere Sandlagen in zwar untergeordnetem Ausmaße durchaus vertreten. Den im Hohlweg an der S-Seite von Wollmannsberg ausbeißenden Mergeln schalten sich Glaukonitsandsteine von etwa 1 cm Stärke ein. Weiter gegen SE zu, schon knapp an der Grenze gegen den Nummulitenkalk des Waschberges, kann man Lagen von grauem weichem Feinsand im Mergel beobachten. Der von Niederhollabrunn zur Kote 272 südwärts führende Weg erschließt sandige Mergel mit zahlreichen Zwischenlagen von geschichtetem, braunem Mürbsandstein mit viel Muskowit auf den Schichtflächen. Ferner finden sich mindestens  $\frac{1}{2}m$  mächtige Bänke von feinkörnigem braunem Sand. Im Kernmaterial der Bohrung Korneuburg 2 allerdings treten stärkere Sandlagen im Bereich der oberen Profilstrecke his 737.60 m zurück. Aus den höheren Partien werden Mergelsandlagen beschrieben, eine im Kern 180·4---185·0 m mit 3 dm Mächtigkeit. Eine 20 cm mächtige Sandsteinzwischenlage konnte im Kern 326.5—332.3 m beobachtet werden; tiefer stellen sich ganz vereinzelt Kalksandsteinbänke ein. Im Kern 710·8—716·8 m wurden ½ m mächtige sandige Zwischenlagen besonders vermerkt. Wenn auch manche sandige Einlage im Kern nicht zur Beobachtung gelangt sein wird, da doch der Sand vielfach verlorengeht und ein Schlumbergerdiagramm aus technischen Gründen nicht angefertigt werden konnte, so wird dies am Gesamtcharakter des Profilabschnittes doch wenig ändern. Die Masse des Profila oberhalb 737.6 m setzt sich aus Tonmergeln, leicht mergeligen Tonen, untergeordneten Tonen zusammen, die feinstglimmerig sind, meist gute Schichtung und partienweise feinstsandige Beläge auf den Schichtflächen aufweisen. Auch treten mitunter Linsen und Schlieren von weißem Feinsand auf. Das Sediment ist teilweise recht fest. Um vom Fossilinhalt der Schichten hier gleich etwas vorweg zu nehmen, sei vermerkt, daß eigentlich im gesamten oberen Profilanteil der Korneuburg 2 nur Fischreste häufiger gefunden wurden.

Mächtigere Sande finden sich wieder in einem natürlichen Aufschluß im Hohlweg, der von Kote 241 nordöstlich Niederfellahrunn gegen SE führt. Hier schalten sich den grünlichgrauen, geschichteten Mergeln flyschähnliche Sandsteinbänke von etwa Dezimeterstärke ein, weiters aber auch meterstarke Bänke von braunem, etwas tonigem Feinsand. Die Sande lassen Kreuzschichtung erkeunen.

Gegen NE zu sind sandige Bildungen im Bereich des Hügels 306 südöstlich Simonsfeld reichlich verbreitet. Vielfach wechsellagern graubraune feinkörnige Sande mit dezimeterstarken Lagen von grüngrauen bis gelhlichgrauen Tonmergeln, und da sich hier auch Mürhsandsteine und etwas Molluskenzerreibsel findet, ähneln diese Bildungen den helvetischen Oncophoraschichten durchaus. Doch finden sich auch immer wieder Einlagerungen von Mergelschiefern, die in kieselige Mergel ühergehen, und auch Menilitlagen sind entwickelt, so daß die Zugehörigkeit des gesamten Schichtstoßes zur Waschbergserie außer Zweifel steht.

Zeigen sich aber schließlich die kieseligen Mergel und Menilitschiefer nicht mehr, wie dies westlich des Grabens Maisbirhaum—Bruderndorf der Fall ist, so ist eine Abgrenzung der Bildungen gegen das Helvet des Vorlandes tatsächlich recht schwer. Der Verfasser möchte die Grenze der Waschhergzone gegen die vorgelagerten jüngeren Molassesedimente erst bei Senning und Großmugl ziehen, doch wird darauf weiter unten noch etwas näher zurückzukommen sein.

Es sei also nochmals zusammengefaßt, daß der Sandgehalt der jüngeren Bildungen der Waschbergzone nach außen zunimmt und daß sich dadurch der gesamte petrographische Charakter der Ablagerungen dem der miozänen Sedimente des Vorlandes nähert. Aus der Zunahme des Sandgehaltes in westlicher Richtung mag vielleicht ein Hinweis darauf gegeben sein, aus welcher Richtung der Sedimentationstrog, in dem die heute sichtbaren Bildungen abgelagert wurden, gespeist wurde.

Altbekannt ist das Blockschichten-Phänomen im Bereiche des Waschbergzuges. Bezüglich der Verhreitung der Blockhorizonte ist im großen gesehen festzuhalten, daß sie eigentlich nur auf das engere Waschberg-, Michelberg- und Praunsberggebiet beschränkt sind. Wohl finden sich auch sonst noch vielfach Blockschichten entwickelt, aber die Erscheinung ist nirgends so markant vertreten, wie in dem umrissenen Gebiet. Kartierungsmäßig lassen sich allerdinge nur wenige kürzere Züge erfassen; es liegen eben unregelmäßige sedimentäre Einstreuungen in die Auspitzer Mergel vor. Bezeichnenderweise wurden im Oligozänprofil der Bohrung Korneuburg 2 keinerlei Blockschichten angetroffen. An einzelnen Komponenten sind in den Blockhorizonten Flysch der Unter- und Oberkreide und des Eozäns, die verschiedensten Kristallintypen, untergeordnet auch Jurakalke usw. vertreten. Der beste Aufschluß findet sich am Hollingstein, der Höhe südlich Niederhollabrunn, wo diese Ahlagerungen im Hangenden des Eozänkalkes ausgezeichnet studiert werden können. In einer weitgehend ausgewalzten Grundmasse von Auspitzer Mergel mit sandigen Komponenten finden sich hier 2 m große Blöcke von Amphibolit, Apht, Pegmatit, Zweiglimmergranit, Augengneise und Flysch-Mürbsandstein mit Nummuliten und schließlich auch ein riesiger Block von Hollingsteinkalk, der bei den Schuhbewegungen von der Hauptmasse des Kalkes losgerissen wurde. Ein älteres Aufschlußstadium wurde von A. Schiener (1928) beschrieben.

Ob man einzelne Blöcke als "Scherlinge" aus dem Gesamtblockphänomen besonders herausheben soll, erscheint dem Verfasser fraglich. Es liegt doch ein einheitliches Gesohehen vor, bei dem durch die Gehirgsbildung fossile Blockhalden oder Ausfüllungen von Wasserrinnen eines seichten Meeres (K. Jüttner, 1940) aufgeschuppt wurden. Voraussetzung für die Bildung der Blockschichten ist die Annahme eines aus kristallinen Gesteinen aufgebauten Rückens, der wahrscheinlich die Waschbergzone vom Flysch trennte und an den sich dieser heranschoh und ihn schließlich üherwältigte. Nur so ist die Mischung von kristallinen und Flyschkomponenten verständlich. Die eozänen Nummulitenkalke zeigen reichliche Einstreuung von Kristallin, aber keinen Flysch.

Daß ältere Teile der Waschbergzone, wie Jurakalke, in den Blockschichten vertreten sind, wird nicht überraschen. Eine Trennung in mehrere Arten von Konglomeraten, wie sie etwa Jüttner (1938, 1940) vornahm, dürfte im Waschberggebiet kaum durchführbar sein.

### Mikrofauna der Auspitzer Mergel

Zahlreiche im Gelände aufgesammelte Proben von Auspitzer Mergel wurden auf ihren Mikrofossilinhalt hin untersucht. Nur ein Teil des Materials stammt von besseren Aufschlüssen, in denen ein Profilbereich bis zu mehreren Metern erfaßt werden konnte, viele Proben stammen von Maulwurfshaufen, aus Aufsammlungen in frisch gepflügten Äckern u. a., da doch über vielfach größere Erstreckung bessere Ausbisse des Untergrundes fehlen. Die Auspitzer Mergel lassen beim Schlämmen für gewöhnlich nur wenig Rückstand. Sie führen eine kleinwüchsige Foraminiferenfauna, so weit sie nicht fossilleer sind und viele Proben zeichnen sich durch den Gehalt an kugeligen Radiolarien aus. Im nachfolgenden mögen die bearbeiteten Proben, ihrem Fossilgehalt entsprechend in einzelne Gruppen gegliedert, näher beleuchtet werden.

Eine Reihe von Punkten in der Gegend der Hipplinger Heide und des Mittelberges, also im Bereiche der östlichsten Anteile des untersuchten Anteiles der Waschhergzone, führt keine oder nur spärliche Mikrofaunen. Dazu gehört u. a. der schon weiter ohen erwähnte schöne Aufschluß nordwestlich der Hipplinger Heide; im Schlämmrückstand fanden sich nur Fischreste. Eine ärmliche Mikrofauna ergab eine Mergelprobe aus einem Maulwurfshaufen beim "l" von Mittelberg der topographischen Karte 1:25.000. Eine Probe vom Hohlweg an der SO-Seite von Herrnleis führt wieder nur Fischreste.

In dem Gebiet, das an den ohigen Streifen im W anschließt, westlich Eggersdorf, im Bereich der Hügel zwischen Pürstendorf und Herrnleis, weiters unmittelbar östlich des Helfenser Bruches, lieferten die Auspitzer Mergel teilweise recht schöne Mikrofaunen und es finden sich solche weiters auch in den Mergeln westlich des Helfenser Teilbeckens, um Ernstbrunn, Simonsfeld, Naglern, Gebmanns. Die folgende Faunenliste bezieht sich auf die knollig verwitternden Mergel des Hügels an der W-Seite von Eggersdorf:

- h Radiolarien (kugelige Formen)
- + Thurammina sp.
- s Schwammnadeln
- s Nonion soldanii (d'Orb.)
- s Elphidium sp.
- s Bulimina elongata d'Orb.
- s Bulimina ovata d'Orh.
- s Rotalia beccarii (Lin.)
- s Gyroidina soldanii (d'Orb.)
- s Pullenia sphaeroides (d'Orb.)
- + Globigerina bulloides d'Orb.
  - s Globigerina triloba d'Orb.
- + Globigerina concinna Rss.
  - s Cibicides dutemplei (d'Orh.)
  - s Cibicides lobatulus (W. et J.)

Alle Formen sind kleinwüchsig. Mit den Radiolarien und den Globigerinen ist das planktonische Element stark vertreten. Die Kalkschaler überwiegen weitaus über die Sandschaler, die in den Auspitzer Mergeln ganz allgemein nur recht untergeordnet vertreten sind.

Faunen ähnlicher Zusammensetzung fanden sich u. a. in den Tonmergeln der Ziegelei Ernstbrunn, hier wieder mit zahlreichen Radiolarien, ferner in den am W-Gehänge des Grillenberges ausbeißenden Bildungen, in Aufschlüssen längs des vom O-Ende von "Teichwiese" östlich Ernstbrunn gegen SE ziehenden Weges, in Tonmergelschiefern am Gehänge südöstlich Simonsfeld und im Einschnitt des nach N führenden Weges östlich Kreuz 277 östlich Simonsfeld, um nur einige im Gelände leichter auffindbare Punkte zu erwähnen. Bathysiphon, Textularia, Cyclammina, Dentalina, Nodosaria, Valvulineria, Bolivina, Spiroloculina sind verschiedentlich in den Proben noch vertreten und ziemlich häufig kommen an einzelnen Punkten Spatangidenstacheln vor. Schwammnadeln und -rhaxen sind ebenfalls vielfach häufig vorhanden. Herr Dozent Dr. A. Papp konnte in einer ihm übergebenen Probe von Tonmergel der Ernstbrunner Ziegelei zahlreiche Diatomeen feststellen.

Als ziemlich ärmlich erwiesen sich verschiedene Proben aus dem Karnabrunner Wald und aus der Umgebung des Galgenberges nördlich davon, doch waren auch spärliche Mikrobestände in diesen waldbedeckten Gebieten zwecks sicheren Nachweises der Auspitzer Mergel von Wert. Gegen SW zu fand sich aber wieder eine ganze Reihe reicherer Proben in dem Streifen zwischen dem Waschberg-Michelberg-Eozänkalkzug und dem Außenrand der Flyschdecke. Besonders ergiebig erwiesen sich Aufsammlungen in der weiteren Umgebung von Kleinwilfersdorf sowie von Unter- und Oberrohrbach. Die Radiolarien sind das häufigste Element; ihnen reihen sich die Schwammreste und Spatangidenstacheln an; Foraminiferen sind im allgemeinen selten, Glohigerinen an einzelnen Punkten ausgenommen.

An Entnahmepunkten sei nur der Hohlweg nördlich Kleinwilfersdorf, der gute Aufschlüsse bietet, angeführt.

Die den Waschberg-Michelberg-Praunsberg-Eozänkalkzug westlich begleitenden Mergel erwiesen sich im allgemeinen als fossilarm oder auch als völlig fossilleer. Es wurde dies an einer Reihe von Proben an den westschauenden Gehängen des Waschberges und Michelberges, an Aufsammlungen in der Umgebung von Niederhollabrunn und Niederfellahrunn festgestellt. Schließlich erwiesen sich auch die Auspitzer Mergel der Gegend der Reingruber Höhe als recht mikrofossilarm. Mit diesem Befunde stimmt auch das Ergehnis der mikroskopischen Untersuchung des tertiären Profilanteiles der Bobrung Korneuburg 2 bei Niederhollabrunn überein. keiner der 46 untersuchten Kernproben der Profilstrecke bis 737·0 m fanden sich Foraminiferen in größerer Häufigkeit vor. Die wenigen Arten sind in sehr geringer Individuenzahl vertreten und die meisten Formen sind außerordentlich kleinwüchsig. Einige Schlämmrückstände erwiesen sich als völlig fossilleer oder sie erhrachten nur Fischreste. Drei Kerne, u. zw. aus einer Tiefe von 213.0 bis 216.5, 242.4 bis 246.5 und 270.0 his 273.0 m führen Schwammreste in mittlerer Häufigkeit bis häufig. Radiolarien sind in einer Reihe von Proben enthalten, aber immer nur in wenigen Stücken.

Überblickt man die oben zusammengestellten Befunde über die Mikrofossilführung der untersuchten Anteile des Auspitzer Mergels, so fällt eine zonenweise Verschiedenheit in der Vertretung der einzelnen Mikroelemente auf. Auf fossilarme Proben im O des Aufnahmsgebietes folgt ein ziemlich hreiter, mikrofossilreicherer Streifen, der sich gegen SW bis zur Donauniederung verfolgen läßt und östlich des Waschberg-Eozänkalkzuges liegt. Diesem vorgelagert ist wieder eine Zone mit mikrofossilarmen Auspitzer Mergeln. Es zeigt sich in dieser zonenweisen Anordnung eine durch den Schuppenhau der Waschbergzone verkürzte Aufeinanderfolge einer Reihe ehemaliger Lebensbezirke. Der Meeresbereich, in dem die äußersten Teile der Auspitzer Mergel zur Ablagerung gelangten, scheint besonders wenig lebensfreundlich gewesen zu sein und es wird darauf nochmals bei Besprechung der Grenze Waschbergzone-Molasse eingegangen werden müssen.

Der Mikrofossilinhalt der Auspitzer Mergel in dem hier behandelten Gebiet gleicht weitgehend dem der Mergel von der Typuslokalität. In Äckern der Gehänge südwestlich Auspitz wurden vom Verfasser vor einer Anzahl von Jahren Stücke eines polyedrisch verwitternden, also ungeschichteten, glimmerarmen, grünlichgrauen Mergels aufgesammelt, der partienweise, ähnlich wie weiter oben angeführt wurde, auch kieselig wird, und der Schlämmrückstand dieses Gesteins zeigt wieder die kugeligen Radiolarien, ferner häufig Thurammina? und Globigerina nebst einigen anderen selteneren Foraminiferen, weiters Spatangidenstachen (in mittlerer Häufigkeit) und Schwammreste (selten).

Der Mikrofauna der Auspitzer Mergel fehlen klare paläogene Elemente. Sie ist recht verschieden von den Michelstettener Schichten, wie weiter oben schon erwähnt wurde, die ins Unter- his böchstens Mitteloligozän gestellt werden. Ob die Auspitzer Mergel das ursprünglich Hangende derselben waren, läßt sich vorläufig nicht beweisen, doch spricht vieles dafür. Man käme damit, entsprechend bisheriger Auffassung in der Literatur, zu einem höheroligozänen Alter der Schichten, doch ist es nicht ausgeschlossen, daß auch noch tieferes Miozän in den Bildungen steckt. (Siehe Tabelle S. 89.)

# Die äußere Grenze der Waschbergzone und das Helvet des außeralpinen Beckens

Die Klärung der Frage nach der äußeren Grenze der Waschbergzone gehörte mit zu den wichtigsten Aufgaben im Zusammenhang mit der vorliegenden Arbeit, und es leistete dabei auch die Mikropaläontologie wieder erhebliche Dienste. Es wurde schon von verschiedenen Autoren darauf hingewiesen, daß die Auspitzer Mergel von den Schlierablagerungen des Vorlandes nur sehr schwer abzugrenzen seien. Man suchte allerdings die Grenze zwischen diesen beiden Bildungen recht knapp außerhalb der äußersten Klippen, wo sie sich aber tatsächlich nicht finden läßt. Erst westlich einer Linie, die von südöstlich Oherolberndorf über nordwestlich Hatzenbach, südöstlich Senning, südöstlich Großmugl, nördlich Ottendorf zieht, sind eindeutige Bildungen des Außeralpinen Wiener Beckens vertreten. Sie führen eine charakteristische Mikrofauna, über die weiter unten noch Näheres mitgeteilt werden wird. Proben aus Aufschlüssen im Mühlbachtal unmittelhar nördlich Hatzenbach, solche aus der Umgebung von Streitdorf, aus dem Gebiete des Hangenast, vom Mühlberg östlich Großmugl und dem

Tabelle der wichtigsten Schichtglieder der Flyschzone und der Waschbergzone im engeren Untersuchungsbereich.

	Flysch des Wienerwaldes und seiner Ausläufer nördlich der Donau	Waschbergzone
Miozân		Auspitzer Mergel und gleich-
Ober-		altrige Bildungen
Oligo- zăn Mittel- Unter-		Michelstettener Schichten (Fora- miniferenmergel)
<u> </u>		Globigerinenschichten
Ober-	Laaber Schichten, Steinberg- flysch im Ölgebiet von Zisters-	Reingruber Serie (fossilreiche Sandst.)
Eozăn Mittel-	dorf Greifensteiner Sandstein, Glau-	Haidhofschichten (Kalke und Kalksandsteine)
(Unter-	konitsandsteinserie im Ölgebiet von Zistersdorf, Bunte	Waschberg-Nummulitenkalk
Paleozăn	Schiefer mit Rzehakina epigona	3
Denien	!	Bruderndorfer Schichteu (Sand- stein, Mergelsandstein, Lithothamnienkalk usw.)
Senon	Altlengbacher Schichten Kahlenberger Schichten	Mucronaten-Schichten (Mergel mit Belemnitella mucronata, Foraminiferenmergel)
Emscher	?	
Turon	?	Klementer Schichten (glaukonit- reiche Sandsteine und Mergel)
Cenoman	?	
Gault	Quarzite, Bändersandsteine, Schiefer, zum Teil bunt	
Neokom	Kalke, Kalksendsteine und Schiefer	Glaukonitreiche Foraminiferen- mergel des Hauterive (Boh- rung Korneuburg 2)
Oberjura	Klippengesteine	Ernstbrunner Kalk, Klentnitzer Schichten (Kalkmergel) des Tithon

Gebiete östlich von diesem bis zur Straße Bruderndorf—Maisbirbaum, ferner Proben aus dem Gebiete bei Ottendorf und südöstlich Merkersdorf erwiesen sich als praktisch fossilleer. Während die Serien westlich der oben aufgezeigten Linie Einfallen mit nordwestlicher Tendenz aufweisen, zeigt dieser Gebietsstreifen generell gesehen steiles SE-Fallen und der Verfasser reiht ihn noch der Waschbergzone an. Den hier anstehenden Bildungen ist der lithologische Charakter der Auspitzer Mergel, wie er im Gebiete des Waschbergzuges und östlich davon vertreten ist, kaum mehr eigen. Durch

verstärkte Sandaufnahme kommt es zu einer wechsellagernden Folge von sandig-glimmerigen Tonmergeln und Feinsanden, die von den angrenzenden helvetischen Schichtgliedern rein petrographisch wirklich schwer auseinanderzuhalten sind. Die Berücksichtigung aller Eigenschaften des Gesteins im Zusammenhang mit den Lagerungsverhältnissen erbrachte aber den zwingenden Schluß, daß die äußere Grenze der Waschbergzone erst an der oben bezeichneten Linie liegt. Der Verfasser deutet sie als eine Aufschiebungslinie (Tafel III, Tafel IV, Kartenskizze und Profile).

Diese Aufschiebung der Waschbergzone auf die Bildungen des außeralpinen Beckens wurde nordwärts über Gnadendorf-Fallbach-Staatz bis gegen die Bundesgrenze zu verfolgt. Sie verläuft weit außerhalb des Außenrandes der Leiser Berge. Westlich und nördlich Klement, westlich Pyhra, nordwestlich Michelstetten fanden sich die reichlich mikrofossilführenden Michelstettener Schichten des tieferen Oligozans, die den Jura der Leiser Berge in einem breiten Streifen am Außenrande begleiten. Je ein Fixpunkt ergab sich schließlich in Merkersdorf und bei Gnadendorf. Fossilleere Tone und Feinsande fanden sich an erstgenannter Lokalität hinter einer Scheune zirka 100 m nordwestlich Kreuz 205 am O-Ende des Dorfes, und sie fallen mit 70° nach E 40° S ein. Graugrüne Tone mit mehrere Zentimeter dicken Lagen von limonitisiertem Ton kann man nordwärts gegen Kote 321 zu verfolgen. Graubraune, verwitterte Mergel mit reicher Mikrofauna stehen am untersten Teil des Hanges östlich der Kirche an und lassen sich auch noch über die untersten Teile des westschauenden Hanges des nach NNE ziehenden Grabens verfolgen. Die Tonserie ist auf den Mergel aufgeschoben und die Aufschiebungslinie läuft schief über den genannten westschauenden Hang des Grabens nordöstlich der Merkersdorfer Kirche. Im Spätherbst kann man sie auch aus den Farbunterschieden in den Äckern erkennen.

In unmittelharster Nähe dieser Grenze weisen die Bildungen der Waschbergzone hier NW-Fallen auf, das auch östlich Herzoghirbaum beobachtet wurde.

Mikrofossilführende Mergel und Sande des Helvets sind auch längs des von Merkersdorf in nordwestlicher Richtung auf den Steinberg führenden Weges wiederholt aufgeschlossen.

Die genannte tektonische Linie muß weiters in der engeren Umgebung von Gnadendorf durchziehen, etwa knapp nordwestlich des Ortes, denn im Graben nordöstlich desselben stehen noch Auspitzer Mergel an, die an den Steilgehängen zufolge ihrer weißen Verwitterungsfarbe sehon von weitem auffallen, während 1.5 km südlich Gaubitsch, an den Gehängen nordöstlich Kote 286, sicheres Helvet festgestellt wurde. Die Aufschiebung zieht also quer durch das zwischen Zaya und Außenrand der Leiser Berge gelegene Hügelland, das in der Hauptsache von den unterpannonischen Sand-Schotterbildungen eingenommen wird, welche die Aufschiebung verhüllen.

Größere Aufschlüsse in den helvetischen Bildungen des außeralpinen Beckens fanden sich westlich der oben aufgezeigten Linie im Göllershachtal und bei Großmugl, weiter im NE in der Gegend von Gaubitsch. In einer größeren Grube am Nordausgang von Großmugl sind gelblichgrüne weiche Tonmergel aufgeschlossen, die in zentimerterdicken Lagen gut geschichtet sind, teilweise auch streifig werden und auf den Schichtflächen feinsandige

Beläge führen. Sie verwittern zu einem homogenen braunen Lehm. Ähnliche Bildungen sind von östlich Oberolberndorf nordwärts auch im Göllershachtal aufgeschlossen und es sei besonders auf einige Tongruben südöstlich der Höhe 213 südlich Sierndorf hingewiesen. Anderwärts wechsellagern die Tonmergel mit Feinsandbänken. Diese Beispiele zeigen recht deutlich den lithologischen Charakter des Helvets am Außenrande der Waschbergzone. Ein erstklassiger Aufschluß liegt auch in der Göllersdorfer Ziegelei vor. Graue bis blaugraue, feinstsandige, sehr gut geschichtete Tonmergel mit feinstsandigen Schichtbelägen, gelblichgrün verwitternd, sind in den tieferen Partien der Grube zu sehen. Nach oben zu schalten sich in zunehmendem Maße Sandlagen mit riesigen vielfach brotlaibförmigen Sandsteinkonkretionen ein.

Viele der Punkte, die bei der Festlegung der Aufschiebungslinie sehr wesentlich sind, beziehen sich allerdings nur auf unscheinbare kleine Ausbisse, die aber teilweise schöne Mikrofaunen erbrachten.

Aus den Tonmergeln der oben genannten Grube in Großmugl wurde folgende kleine Fauna geschlämmt:

- s Spiroloculina sp.
- s Robulus inornatus (d'Orb.)
- s Dentalina in Bruchstücken
- s Nodosaria longiscata (d'Orb.)
- s Nonion commune (d'Orh.)
- + Bulimina affinis-pupoides d'Orb.
  - s Bulimina elegans d'Orb.
- s Uvigerina aff. bononiensis Forn.
- s Valvulineria complanata (d'Orb.)
- h Globigerina concinna Rss.
- s Cibicides ungerianus (d'Orb.)
- s Seeigelstacheln

Globigerina concinna, das dominierende Element in obiger Fauna, wurde auch an einer größeren Reihe anderer Punkte als kennzeichnender Faunenbestandteil festgestellt. Vielfach tritt an ihre Stelle Globigerina bulloides, mit der sie durch Übergänge eng verbunden ist. An anderen Stellen wurde auch Rotalia beccarii, Bolivina sp., Uvigerina bononiensis, Chilostomella ovoidea, Allomorphina trigona u. a., die drei letztgenannten Arten allerdings sehr selten, gefunden. Oft sind die Formen limonitisiert. In der Göllersdorfer Ziegelei fanden sich zahlreiche Diatomeen. Faunen, in denen die Globigerinen vorherrschen, fand auch K. Hayr (1951) als charakteristisch für die im Bereiche der NW-Sektion des Blattes Tulln ausstreichenden marinen Tonmergel.

Als relativ reich kann die Fauna angesprochen werden, die aus den schon weiter oben erwähnten Tonmergeln vom Gehänge östlich der Kirche von Merkersdorf geschlämmt wurde:

- s Spiroloculina berchtoldsdorfensis Karr.
- + Robulus mamilligerus (Karr.)
- + Robulus cultratus Montf.
- + Robulus inornatus (d'Orb.)
- s Robulus vortex (F. u. M.)
- s Dentalina scabra Rss.

- s Dentalina emaciata Rss.
- s Nodosaria longiscata d'Orb.
- s Nonion soldanii (d'Orb.)
- s Bulimina buchiana d'Orb.
- + Bulimina affinis-pupoides d'Orb.
- + Bolivina sp.
- s Gyroidina soldanii (d'Orb.)
- s Valvulineria complanata (d'Orb.)
- s Cancris auriculus (F. u. M.)
- s Pullenia sphaeroides (d'Orb.)
- 8 Globigerina bulloides d'Orb. concinna Rss.
- s Cibicides dutemplei (d'Orb.)
- s Cibicides sp.
- + Seeigelstacheln.
- + Otolithen

Am auffälligsten in dieser Fauna ist der ziemliche Reichtum an Robulus-Arten, die sonst in diesem Gebietsstreifen selten auftreten.

Schlämmproben von Tonmergeln am S-Gebänge des Kaslerberges nordwestlich Eichenbrunn ergaben Mikrofaunen, von denen eine Auswahl der häufigeren Arten gegeben sei:

- s Robulus sp.
- s Dentalina in Bruchstücken
- s Nonion soldanii (d'Orb.)
- + Bulimina affinis-pupoides d'Orb.
- h Uvigerina bononiensis Forn.
- s Rotalia beccarii (Lin.)
- + Valvulineria complanata (d'Orb.)
- s Cassidulina oblonga Rss.
- h Chilostomella ovoidea Rss.
- h Chilostomella czizeki Rss.
- s Cibicides dutemplei (d'Orb.)

Die meisten Formen sind limonitisiert und verdrückt. Besonders auffällig ist die häufig auftretende Uvigerina bononiensis und Chilostomella nebst Bulimina aus der Gruppe affinis-pupoides. Äbnliche Faunen fanden sich in der Umgebung von Gaubitsch. Es liegt hier ein Schichtstoß vor, den H. Bürgl mit dem Namen Fallbacher Schichten belegte, da einige Schurfbohrungen der Gewerkschaft Austrogasco bei Fallbach daraus das beste Material erbrachten. Bürgl verfolgte sie an Hand von Kartierungsproben weiter nach W zu und schließt sie den Schichten von Grund im engeren Sinne an. Dieses Niveau enthält die schönsten und reichsten Mikrofaunen des Helvets des außeralpinen Beckens.

Chilostomella, Uvigerina bononiensis sind in den Faunen, die aus der weiteren Umgebung von Großmugl bekaunt gemacht wurden, wohl selten, aber doch vorhanden; Bulimina affinis-pupoides ist auch hier verbreitet. Dies mögen Hinweise darauf sein, daß das Marin dieses Bereiches in stratigraphischer Hinsicht dem im Gebiete von Gaubitsch-Fallbach ausstreichenden Helvet nahesteht.

# Das Korneuburger Becken und die Bucht von Kreuzstetten Allgemeine Kennzeichnung

Den miozänen Bildungen des Korneuburger Beckens wurde in der geologisch-paläontologischen Literatur frühzeitig Beachtung geschenkt. M. Hoernes (1856—1870) führt die Fundpunkte Weinsteig, Großrußbach und Kleinebersdorf an und es scheinen damals die Aufschlußverbältnisse wesentlich besser gewesen zu sein als heute. Wie sehen H. Vetters (1910) erwähnt, sind aber nirgends nähere Angaben über diese alten Fossilfundstätten zu finden. Er gibt nach M. Hoernes, R. Hoernes und M. Auinger (1879) zusammengestellte Fossillisten von Ebersdorf, Karnabrunn, Weinsteig und Großrußbach und führt eine eigene Aufsammlung von der Umgebung des Gebmannsberges an. Durch F. X. Schaffer (1907) wurde das Vorkommen von Grunder Schichten am Teiritzberg bei Korneuburg näher bekaunt gemacht, und M. F. Glaessner (1926) widmete dieser Lokalität eine Detailbearbeitung. H. Vetters führt 1914 weitere Fossilfundpunkte von Wetzleinsdorf, Hetzmannsdorf, Obergänserndorf und Rückersdorf an.

Der Verfasser hat das Korneuburger Becken zur Gänze neu aufgenommen, womit erstmals auch ein Bild vom nördlichsten Teil desselben vorliegt. Auf Grund der wenigen Notizen in der Literatur schien es, daß sich das Tertiär der Korneuburger Senke mit dem am Ostrand der Leiser Berge, mit den Vorkommen von Niederleis und Nodendorf verbinden würde (H. Vetters, 1910, 1914). Die vorliegende Aufnahme zeigt, daß zwischen den beiden Tertiärgebieten kein Zusammenhang besteht.

Das Korneuburger Becken ist vorzüglich von feinen Sanden und Tonmergeln erfüllt, während Schotter und Konglomerate nur in sehr untergeordnetem Ausmaße vertreten sind und Lithothamnienkalke fehlen. Die Sedimentation war im ganzen gesehen recht gleichmäßig und im Profil der Bohrung Korneuburg 1 ist dieser Schichtstoß 450 m mächtig; doch wurden durch die Refraktionsseismik in einzelnen Beckenteilen Tiefen von über 600 m wahrscheinlich gemacht.

Die Bucht von Kreuzstetten wird von den Ansläufern des Bisambergzuges und im NW von Auspitzer Mergel begrenzt. Sie ist von denselben Bildungen wie das Korneuburger Becken erfüllt; Kreuzstetten ist als Fossilfundpunkt in der Literatur vielfach angeführt.

Die Molluskenfaunen des Korneuburger Beckens wie der Bucht von Kreuzstetten wären revisionsbedürftig. Dem von M. F. Glaessner (1926) mitgeteilten Vorkommen vom Teiritzberge ist eine ganze Anzahl von kennzeichnenden Formen des Helvets eigen, während Arten, die im Torton häufig oder ausschließlich gefunden werden, fehlen. Die Schichten des Korneuburger Beckens und der Bucht von Kreuzstetten führen eine eintönige Mikrofauna von Seicht- und Brackwasserformen. Nichts in dieser Vergesellschaftung weist auf Torton hin und sie unterscheidet sich grundlegend von den reichen Faunen vom Badener Typus der Bucht von Niederleis.

# Umgrenzung des Korneuburger Beckens und der Bucht von Kreuzstetten

Wie schon bei früherer Gelegenheit mitgeteilt wurde, sind W- und O-Rand des Korneuburger Beckens tektonisch nicht gleichartig. Der W-Rand ist eine im Gelände scharf heraustretende Bruchlinie, während die O-Grenze, der nördlichste Teil des Beckens ausgenommen, mehr unregelmäßig verläuft. Die hier entwickelten Brüche treten gegenüber dem westlichen Randbruch an Bedeutung zurück. Das Becken ist einseitig gebaut und erreicht seine größten Tiefen von über 600 m in der Nähe des westlichen Randbruches. Recht auffällig ist der Flyschvorsprung des Scharreither Berges, der in den Bereich einer Querschwelle fällt, die durch die Refraktionsseismik in der Höhe von Obergänserndorf ermittelt wurde, und durch die das Korneuburger Becken in einen nördlichen und südlichen Abschnitt geteilt wird. An der südlichen und nördlichen Begrenzung dieser Querschwelle dürften wohl Brüche mitbeteiligt sein.

Für den südlichen Abschluß des Korneuburger Beckens hat F. X. Schaffer (1907) einen Querbruch, den Donaubruch, angenommen. Im N verschmälert sich das Becken durch einen Querbruch, den Kleinebersdorfer Bruch auf das schmale Teilbecken von Helfens (R. Grill, 1949), das im W vom Gebmannsbergbruch, der Verlängerung des westlichen Randhruches des Korneuburger Beckens, im O vom Helfenser Bruch, begrenzt wird. An einem Querhruch scheinen beide ihr nordöstliches Ende zu finden.

Am westlichen Randbruch des Korneuburger Beckens setzt sich das Jungtertiär von der Donauniederung nordwärts zunächst gegen Flysch ab, aus der Gegend von Karnabrunn nordwärts aber gegen Auspitzer Mergel. Nur nordwestlich Wetzleinsdorf schneidet der Verwurf eine kleine Flysch-Deckscholle, während sich östlich des Karnabrunner Berges z. B. noch deutlich Auspitzer Mergel findet. Der Gebmannsberg (343 m) südöstlich Ernsthrunn gewährt einen guten Einblick in den weiteren Verlauf des Bruches. Er zieht knapp westlich des Gipfels durch, wie sich aus einer Reihe von Aufschlüssen klar feststellen läßt. Längs des vom südlichen Teil der Ortschaft Gebmanns gegen SE auf die Höhe führenden Weges sind graugrüne, hell verwitternde, gut geschichtete, z. T. kieselige Tone bis Tonmergel mit dünnen Feinsandbestegen bis Feinsandlagen aufgeschlossen. Sie halten bis knapp vor dem Gipfel an. Auf diesem selhst befinden sich zwei Sandgruhen, die schon dem Jungtertiär der abgesunkenen Scholle angehören und von einer Reihe von Verwürfen durchsetzt sind, die steil beekenwärts einfallen. Das Schichtfallen ist nicht mit Sicherheit zu ermitteln. Besser können die Lagerungsverhältnisse in einigen Sandgruben im Graben nordöstlich des Gebmannsberges studiert werden. Schon H. Vetters (1910) führt einen großen Aufschluß in kreuzgeschichteten, gelblichen bis weißen Sanden und Sandsteinen an, der auch heute noch offen ist und vou weitem auffällt. Kiesbänke schalten sich ein. Vetters meldet ein Einfallen von 30° gegen SE und vermerkt auch einen SW-NE streichenden Verwurf. Zahlreich finden sich Fossilien, besonders Ostrea crassissima. Unmittelbar westlich der NW-Wand der Sandgrube beißen in den Äckern die Auspitzer Mergel aus, und es liegt daher ein direkt am Randbruch gelegener Jungtertiäraufschluß vor.

Für den auf der Karte zur Darstellung gebrachten Verlauf des nördlichsten Teils des westlichen Randbruches sprechen eine Reihe kleinerer Ausbisse, wie sie in den vorzüglich von Äckern eingenommenem Gebiet dieses Ahschnittes festgehalten werden kounten.

Zum Verlauf des O-Randes des Korneuburger Beckens sei für den südlicheren Abschnitt nur darauf hingewiesen, daß der Atzberg bei Mollmannsdorf aus Eozänflysch aufgebaut ist, nicht aus Grunder Schichten, wie auf der Karte von Stur angegeben. Der Flysch des Scharreither Berges wurde weiter oben schon erwähnt. Kleinere Aufschlüsse in den tiefgründig zersetzten Sandsteinen finden sich an der S-Flanke dieses Berges, ein Stück oherhalh der Eisenhahn. Östlich davon wurden aber an der Straße und in den benachharten Äckern Tegelspuren und zahlreiche Austernbruchstücke gefunden. Strandbildungen fanden sich in Würnitz und am Gehänge sädlich Großrußbach (siehe weiter unten).

Der 331 m hohe Waldherg nordöstlich Wetzleinsdorf besteht nicht aus Flysch, sondern zur Gänze aus Jungtertiär. An dem nur einige hundert Meter östlich davon gelegenen Gehänge, in dessen Bereich auf der topographischen Karte I: 25.000 das "d" von Waldberg steht, beißt der Auspitzer Mergel aus. Hier muß also ein Randhruch durchziehen, der in südlicher Richtung gegen Großrußhach streicht. Von dieser Gegend nördlich Großrußbach nordwärts besteht demnach auch der O-Rahmen des Korneuburger Beckens, bzw. des Helfenser Teilbeckens aus Bildungen der Waschbergzone. Das Korneuburger Becken ist in seinem nördlichsten Teile zur Gänze in die Waschbergzone eingesenkt.

Der Kleinebersdorfer Bruch ergibt sich zwingend aus der räumlichen Verteilung des Helvets und des Auspitzer Mergels östlich des genannten Dorfes. Der das schmale Teilbecken von Helfens im SO begrenzende Bruch, der Helfenser Bruch, ist an einer Stelle auch aufgeschlossen. Es ist dies einer jener seltenen Punkte in den Beckenlandschaften um Wien, wo Brüche direkt einzusehen sind. Der Aufschluß liegt im Hohlweg südöstlich Helfens etwa 400 m südöstlich der Straße. Graubraune, resche, fossilführende Feinsande, die in sich selbst vielfache Störungen zeigen, sind gegen graugrüne, sehr gut geschichtete z. T. kieselige Ton- bis Tonmergelsebiefer mit sandigen Schichtbelägen verworfen. Die Bruchgrenze zwischen beiden steht steil und die Auspitzer Mergel sind in der unmittelbaren Nähe derselben stark geschleppt. Wandert man den Weg noch ein kleines Stück aufwärts, so kann man nördlich desselben die weißen Gehänge des Beckenrahmens sehen.

Etwa 300 m nordöstlich der oben beschriebenen Stelle konnte der Helfenser Bruch nochmals ziemlich eng gefaßt werden. Der Haarberg südlich Pürstendorf baut sich aber, von der jüngeren Bedeckung abgesehen, zur Gänze aus Oligozän auf und es müssen daher der Helfenser Bruch und der Gebmannsbergbruch hier ihr nordöstliches Ende finden. Der Verfasser nimmt einen Querbruch an, der etwa durch den Graben am W-Fuße des Haarberges ziehen könnte.

Auch hinsichtlich der Begrenzung der helvetischen Randbucht von Kreuzstetten des Inneralpinen Wiener Beckens haben die vorliegenden Aufnahmen die nötige Klärung gebracht. Wenig ist bezüglich der südlichen Umrahmung dieses Tertiärgehietes zu sagen, die im großen ganzen ja auf der Karte von D. Stur richtig wiedergegeben ist. Auf Details braucht hier nicht näher eingegangen zu werden, und sie sind ja bei Vergleich der beiden Karten leicht ersichtlich. Neu ist der Verlauf der W-Grenze der Bucht. Sie ist zunächst durch den geradlinig nordwärts verlaufenden O-Ahbruch des Großrußbacher Flyschsporus markiert. Weiterhin setzt sich das Jungtertiär gegen das Oligozän des Mittelberg- und Kaabiglgebietes ab, und es verläuft die Grenze von östlich der Hipplinger Heide an ziemlich geradlinig gegen NE. Zweifellos ist also das Tertiärgebiet von Kreuzstetten im W.

bzw. NW von einem Bruch begrenzt, der vom Verfasser Hipplinger Bruch bezeichnet wurde.

In Neubau finden sich die letzten Aufragungen des Flyschsporns von Niederkreuzstetten, der eine lückenhafte östliche Grenze der Bucht von Kreuzstetten bildet. Am Bisambergbruch senkt sich der gesamte Bau zum eigentlichen Wiener Becken ab.

In NE taucht das Helvet der Bucht von Kreuzstetten unter das Torton und die jüngeren Stufen des Wiener Beckens ein, und es sind hier Brüche nicht mit Sicherheit nachgewiesen.

### Hinweise auf heutige Fundpunkte von Konchylien; Mikrofauna

Makrofauna. Wenn auch an manchen alten Fossilfundpunkten heute kaum mehr etwas sichtbar ist, so mag dieser Ausfall doch wenigstens teilweise durch neue Fundstellen ausgeglichen werden, die im Zuge der vorliegenden Aufnahme festgebalten werden konnten. Im Bereiche des Teilbeckens von Helfens sei eine Sandgrube an der Straße sädwestlich Helfens herausgegriffen, in der Terebralia bidentata Defr. häufig auftritt nebst einer Reihe weiterer Formen. Sandgruben mit Fossilien am O-Aste des Gebmannsberges werden schon bei H. Vetters (1910) angegeben (Seehöhe zirka 310 m). Ein gelber Feinsand mit Dezimeter starken Tonmergellagen führt hier reichlich Ostrea crassissima, z. T. mit Balanenbesatz, und Turritella terebralis Lam. var. gradata Menke. Seltener ist Potamides (Ptychopotamides) papaveraceus Bast. Eine fossilführende große Sandgrube im Graben nordwestlich davon wurde sehon weiter oben angeführt.

In Kleinebersdorf gibt es auch heute noch recht schöne Aufschlüsse und es sei insbesondere auf eine Sandgrube mit reicher Fauna hinter der Schule hingewiesen. Auch am Gehänge östlich davon beißen Sande mit Tonmergellagen und reichlichen Fossilien aus. Auf den Äckern südlich des Ortes westlich der Straße fand H. Vetters (1914) Mytilus haidingeri Hoern, und beim Hausberg Turritella terebralis var, gradata, Helix und Austernscherben. An der W-Seite des Dorfes kann man auf den Feldern wieder Turritella terebralis var. gradata, ferner T. bicarinata, Potamides papaveraceus, Ostrea crassissima aufsammeln. Recht fossilreich sind die den Waldberg (Seehöhe 331 m) südöstlich Kleinebersdorf aufbauenden Sande und es finden sich Aufschlässe besonders am W-Gebänge desselben. Besonders reich an Versteinerungen sind auch die Sande und Tonmergel, die an den Rideaus des Grabens "In der Hölle" südöstlich Wetzleinsdorf ausbeißen. Bei Karnabrunn sind heute keine nennenswerten Jungtertiäraufschlüsse, während sich bei Weinsteig ein solcher im Hohlweg 400 m nordöstlich des Dorfes fand. An der S-Seite von Würnitz stehen bei den Kellern fossilführende Sande und Kalksandsteine an mit Bänken von faustgroßen Flyschschotteru. Es liegen hier also offensichtlich strandnahe Bildungen vor. Westfallende Sande mit Kieslagen und Flyschblockwerk im Liegenden sind auch am Gehänge südlich Großrußbach aufgeschlossen. Fossilien fanden sich hier nicht. Vielleicht beziehen sich die auf Großrußbach bezüglichen Angahen in der älteren Literatur auf Lokalitäten in weiterer Entfernung des Ortes, wie solche im vorhergehenden angeführt wurden.

Ein Aufschlaß im Hohlweg 1 km nordwestlich Ohergänserndorf liegt schon in der Nähe des westlichen Randbruches.

Fossilführende Tonmergel in einer Ziegelei nordwestlich Rückersdorf sind ebenfalls schon bei H. Vetters (1914) vermerkt und es ist dort auch eine kleine Liste angeführt.

Die Aufschlußverhältnisse am Teiritzberg haben sich wohl stark verschlechtert, da die längst aufgelassenen Ziegelgruben immer mehr verwachsen. Immerhin sind sie noch an einer Reihe von Punkten offen, wo auch noch einiges von der reichen Fauna zu beobachten ist, die von M. F. Glaessner (1926) bearbeitet wurde.

Lagenweise reich fossilführend ist auch das Jungtertiärprofil der in zirka 200 m Seehöhe angesetzten Bohrung Korneuburg 1. Tonmergel, mergelige Tone, seltener Tone, wechsellagern hier mit Feinsanden. Sandsteine sind selten. Der ständige Wechsel von tonigem und sandigem Gestein zeigt sich anch sehr deutlich im Schlumbergerdiagramm. Gröbere Sedimente liegen zumindest aus dem Bereich der ziemlich dichten Kernfolge nicht vor, und es deutete auch beim Bohrvorgang nichts auf Schotter oder Konglomerate hin. Häufig sind kohlige Pflanzenreste. Lagenweise sind diese so stark angereichert, daß Bildungen von der Art der Kohlentone vorliegen. Diese starken Landeinflüsse fanden auch in der Fauna ihren Niederschlag. Helix und Hydrobia, Neritina picta, Melanopsis u. a. sind vielfach lagenweise angereichert und im ganzen recht kennzeichnend für das Profil, in dem diesen Formen gegenüber die marinen Elemente mehr in den Hintergrund treten. Im ganzen ist zu bemerken, daß letztere im Profilahschnitt unterhalb 380 m stärker vertreten sind.

Niederkreuzstetten ist auch heute noch ein ergiebiger Fossilfundort, wenn auch größere Aufschlüsse selten sind. An den Gehängen südlich und südwestlich des Ortes ("Himmeläcker") werden fossilführende Schichten vielfach beim Pflügen bloßgelegt. In dem nach 8 führenden Hohlweg sind die gelben Feinsande und Tonmergellagen gut aufgeschlossen zu sehen. Der größte Aufschluß im Bereich der Bucht von Kreuzstetten liegt in der Ziegelei beim Bahnhof Neubau-Kreuzstetten vor. Über fossilführenden Sanden mit Turritella gradata, T. turris, Cerithium sp., Cardium sp., die am Gehänge östlich des Bahnhofes wieder zum Vorschein kommen, liegt ein mächtiger Tonmergelkomplex, der den Ziegelrohstoff liefert.

Die Mikrofauna. Von zahlreichen Punkten des Korneuburger Beckens und der Bucht von Kreuzstetten wurden Proben zur mikropaläontologischen Untersuchung genommen, wozu noch das Profil der Bohrung Korneuburg 1 kommt; es weisen die das Korneuburger Becken erfüllenden Sedimente einen mikropaläontologisch weitgehend einheitlichen Charakter auf und derselbe ist auch den Ablagerungen der Bucht von Kreuzstetten eigen. Rotalia beccarii und in ziemlichem Abstand davon Elphidium ex gr. rugosum sind die herrschenden Foraminiferen in den artenarmen aber teilweise individuenreichen Faunen. Unter den Ostracoden herrscht Cytheridea aff. mülleri vor. Am Teiritzberg wurden gefunden:

- + Nonion granosum (d'Orb.)
- s Elphidium flexuosum (d'Orb.)
- + Elphidium ex gr. rugosum (d'Orb.)
- h Rotalia beccarii (Lin.)
- h Cytheridea aff. mülleri Münst.
- s Spatangidenstacheln
- s Otolithen.

Wie auch sonst meist sind die Foraminiferen in den mergeligen, bzw. tonigen Lagen viel häufiger als in den sandigen.

Der in den Äckern im Graben südöstlich Obergänserndorf ausbeißende

Tonmergel lieferte:

- h Robulus inornatus (d'Orb.)
- s Nonion commune (d'Orb.)
- s Bulimina elongata d'Orb.
- h Rotalia beccarii (Lin.)

Es ist dies eine der wenigen Proben, in denen Robulus inornatus häufiger auftritt. Es mag noch angeführt werden, daß eine Probe nordwestlich Rückersdorf u. a. s Globulina gibba und Nodosaria-Bruchstücke erbrachte.

16 Kernproben der Bohrung Korneuhurg 1 wurden auf ihre Mikrofauna hin untersueht und die nachfolgende Liste ist eine Zusammenfassung sämtlicher vorgefundener Arten:

- + Quinqueloculina akneriana d'Orh.
- s Quinqueloculina mayeriana d'Orb.
- s Nonion commune (d'Orb.)
- b Elphidium ex gr. rugosum (d'Orh.)
- s Elphidium crispum (Lin.), sehr klein
- s Elphidium flexuosum (d'Orb.)
- h Rotalia beccarii (Lin.)
- + Cytheridea aff. mülleri Münst. und Reste weiterer Ostracoden
- s Spatangidenstacheln
- s Otolithen.

Entsprechend dem auch in der Makrofauna erkennbaren etwas stärkeren marinen Einschlag unterhalb 380 m sind auch die meisten der oben angeführten Arten nur in diesem Bereich vertreten, während oberhalb im wesentlichen nur Elphidium ex gr. rugosum, Rotalia beccarii und Ostracoden vorbanden sind.

Als Beispiel für die Bucht von Kreuzstetten sei eine Fauna aus den Tonmergellagen im Hoblweg an der S-Seite von Niederkreuzstetten angeführt:

- s Nonion commune (d'Orb.)
- s Nonion granosum (d'Orb.)
- s Bulimina elongata d'Orb.
- h Rotalia beccarii (Lin.)
- s Spatangidenstacheln
- s Ostracodenbruchstücke.

Aus dem Tonmergel der Ziegelei beim Bahuhof Neubau-Kreuzstetten stammen:

- s Robulus inornatus (d'Orb.)
- s Nonion commune (d'Orb.)
- + Bulimina elongata d'Orb.
- s Rotalia beccarii (Lin.)

In den Mikrofaunen des Korneuburger Beckens wie der Bucht von Kreuzstetten kommt der brackisch-limnische Einfiuß in der Schichtfolge noch viel schärfer zum Ausdruck, als dies bei den Molluskenvergesellschaftungen der Fall ist. Es unterscheiden sich die Faunen des Korneuburger Beckens sehr wesentlich von denen, die weiter oben aus dem außeralpinen Helvet, vor der Waschbergzone, bekannt gemacht wurden, die doch eine völlig andere Zusammensetzung aufweisen und marin sind.

1948 hat der Verfasser den das Torton des Steinberggebietes des Inneralpinen Wiener Beckens unterlagernden Schichtstoß, den marinen Schlier mit seinen Basalbildungen, mikropaläontologisch aufgegliedert und in dem Gebiet von Wilfersdorf und Paasdorf wurden seine sandigen Äquivalente studiert, die Mikrofaunen vom selben Charakter führen, wie er denen des Korneuburger Beckens eigen ist. Der Schlier und dessen sandige Ausbildung des Wiener Beckens wurde mit den Bildungen des Korneuburger Beckens stratigraphisch verknüpft. Makro- und Mikrofauna sprechen dafür, daß die Schichten älter als Torton sind. Bezüglich der Lagerungsverhältnisse, bzw. Verteilung der als Helvet, bzw. Torton angesprochenen Schichtstöße, möchte der Verfasser aus dem Bereich der vorliegenden Aufnahme auf die Tatsache des krassen Gegensatzes zwischen der Füllung des Korneuburger Beckens und derjenigen der Bucht von Niederleis verweisen, welch letztere die reichen tortonischen Faunen vom Badener Charakter führt. Ganz offensichtlich steht ein älteres Becken einem jüngeren gegenüher.

Das Marin am Außenrande der Waschbergzone hat in mikrofaunistischer Hinsicht nichts mit dem des Korneuhurger Beckens gemeinsam. Es schließt sich hinsichtlich seiner Mikrofauna an die Grunder Schichten im engeren Sinne an, wie weiter oben dargestellt wurde. Es wurde von der Waschbergzone noch überschoben, während das Helvet des Korneuhurger Beckens in diese, bzw. die Flyschzone, nur an Brüchen versenkt wurde. Es müssen die Schichten des Korneuhurger Beckens einem höheren Niveau des Helvets angehören, als diejenigen am Außenrande der Waschbergzone, bzw. von Grund. Damit stimmen die Ergebnisse morphogenetischer Untersuchungen an Gastropoden von A. Papp (1952) überein. Die früher umstrittene helvetische Stufe erweist sich immer mehr als recht komplex und einer feineren Gliederung bedürftig.

# Lagerung der Beckenfüllung und Alter der Brüche

Aus den Beobachtungen im Gebmannsberg-Gebiet geht hervor, daß das Jungtertiär an den Randbrüchen geschleppt ist. Weiter beckenwärts liegt es wesentlich flacher. Eine kleine Sandgruhe am O-Ast des genaunten Berges zeigt 9° SSE-Fallen. Aufschlüsse an der Straße südwestlich Helfens weisen eine ziemlich flache Lagerung auf. In der großen Sandgrube im Graben zirka 500 m nordöstlich des Karnabrunner Kirchberges ist ziemlich beträchtliches SE-Fallen festzustellen. Es liegt dieser Aufschluß wieder in unmittelbarer Nähe des westlichen Randbruches. Ähnliche Lagerungsverhältnisse sind auch in einer direkt am Bruch gelegenen Sandgrube nordwestlich Wetzleinsdorf, nordöstlich des Hirschberges festznstellen. Etwa 4 m hoch aufgeschlossene Sande und Tonmergel bei den Kellern unmittelbar nordwestlich Wetzleinsdorf, östlich der Straßenschlinge, zeigen nur mehr 5° E-Fallen. In einigen, mehr beckenwärts gelegenen Aufschlüssen westlich Rückersdorf wurde W-Fallen gemessen, das auch, wie nicht anders zu erwarten, in der Gegend von Großrußbach und Weinsteig am O-Rande der Senke heobachtet wurde. 20° W-Fallen zeigen auch die Tonmergel und Sande in den Ziegeleien am Teiritzberg. In der nördlicher gelegenen war

hier früher auch ein Verwurf von 30 bis 40 m Sprunghöhe mit ungefähr N—S-Streichen und E-Fallen zu sehen (M. F. Glaessner, 1926). Alle diese Beobachtungen gliedern sich der weiter oben wiedergegebenen Gesamtauffassung vom Bau des Beckens ein, wonach die tiefsten Teile desselben gegen den westlichen Beckenrand zu verschoben seien. Das Teilbecken von Helfens mag aber in dieser Hinsicht eine Sonderstellung hahen. Die Refraktionsseismik macht hier im ührigen noch ziemlich hedeutende Tiefen wahrscheinlich.

Die Bohrung Korneuburg 1 nordwestlich Tresdorf, in einem Ahstand von etwa 700 m vom westlichen Randbruch gelegen, weist in ihrem jungtertiären Bereiche ziemlich flache Lagerung auf. Nur in einem einzigen Falle wurde ein höherer Einfallswinkel als 10° gemessen, u. zw. an einem aus 380·10—388·15 m Tiefe stammenden Kern, der wechselndes Fallen von 5 bis 25° aufwies. Eine Stratamessung wurde zwar nicht ausgeführt, doch darf hier als Richtung des Einfallens eine südöstliche mit ziemlicher Sicherheit angenommen werden.

Hinsichtlich der Lagerungsverhältnisse des Jungtertiärs im Bereiche der Scharreitherberg-Querschwelle können aus den wenigen vorhandenen

Aufschlüssen keine näberen Details abgeleitet werden.

Schon bei F. X. Schaffer (1907) finden wir den Hinweis, daß sich die Korneuburger Senke langsam vertiefte, da Sediment und Fauna auf keine große Tiefe hindeuten, anderseits aber die Beckenfüllung eine beträchtliche Mächtigkeit erreicht. Wie bei den großen Verwürfen des Wiener Beckens muß auch hier die Bruchbildung während der Sedimentation andauernd vor sich gegangen sein; nur kamen diese Störungen noch vor dem Torton zum Stillstand, da dieses an der Beckenfüllung keinen Anteil mehr hat.

Die Randbrüche des Korneuburger Beckens sind zufolge ihrer speziellen Altersstellung für den Gesamtbereich der Einbruchsbecken um Wien von Interesse. Vergleicht man ihren Verlauf mit dem der großen Störungen des Wiener Beckens, so wird man unsebwer Übereinstimmung bis ins einzelne feststellen können. Das stärkere Ausbiegen gegen NE, das Gebmannsberg- und Helfenser Bruch ebenso wie der Hipplinger Bruch, der westliche Randbruch der Bucht von Kreuzstetten, zeigen, wiederholt sich beim verlängerten Bisambergbruch, der über Neubau zieht und sich seinerseits wieder enge an den Verlauf des Steinberg- und Schrattenberger Bruches anschließt. In den letztgenannten drei Brüchen liegen aber typische Elemente des Inneralpinen Wiener Beckens vor. Es fehlt heute noch an genügenden Bohrungen, die Aufschluß über die ältere Geschichte der großen Störungen des Wiener Beckens geben könnten und auch sonst sind helvetische Brüche nur in kleiner Anzahl bekannt geworden. Doch mag sich aus obigen Vergleichen ein weiterer Hinweis derauf ergeben, daß im ganzen gesehen die tektonischen Tendenzen im Helvet ähnliche gewesen sein werden wie später, daß also eine organische tektonische Entwicklung seit dem Helvet vorliegt. Daß diese tektonische Großanlage im übrigen noch älter ist, darauf verweist der Verlauf der Leiser Berge, die dieselbe Tendenz des Umbiegens von einer nordsüdlichen in eine nordöstliche Richtung aufweisen.

In der Bucht von Kreuzstetten weist eine Reihe von Fallzeichen südlich Niederkreuzstetten auf das generelle Eintauchen des Helvets in nordöstlicher Richtung hin. Einfallen mit W-Tendenz nördlich Niederkreuzstetten und westlich Neubau kann mit den das Becken randlich begrenzenden Flyschausläufern in Zusammenhang gehracht werden.

# Die tortonische Bucht von Niederleis und das Torton am Nordostrande der Bucht von Kreuzstetten

### Allgemeine Kennzeichnung

Es sind zwei Ortschaften, die in der älteren Literatur als Fundpunkte mariner Konchylien in den miozänen Bildungen am Innenrande der Leiser Berge immer wieder aufscheinen, Niederleis und Nodendorf. H. Vetters gibt 1910 eine ziemlich ausführliche Beschreibung der Sandgrube am Nodendorfer Muschelberg und charakterisiert ihren Versteinerungsinhalt. Weiters bringt er umfangreiche Listen der aus der Literatur bekannt gewordenen und durch eigene Bestimmungen von Beständen des Hofmuseums ermittelten Fossilien von Niederleis. Die genauen Fundpunkte im Bereiche der letztgenannten Lokalität sind nirgends vermerkt. 1914 wurden vom gleichen Verfasser Aufschlüsse in marinen Strandbildungen vom S-Fuße des Zahlberges nördlich Niederleis beschrieben.

Die oben genannten Lokalitäten gehören einem Mittelmiozängebiete an, das im NW durch die Leiser Berge und im S durch die oligozänen Bildungen der Waschbergzone begrenzt wird, wie sich durch die vorliegende Untersuchung ergeben hat. Im O verschwinden die marinen Ablagerungen unter den pannonischen Sand- und Schotterbildungen des Mistelbacher Beckens. Wie noch näher auszuführen sein wird, haben die Ablagerungen dieses Raumes nach ihrer reichen Mikrofauna (R. Grill, 1949) tortonisches Alter. Es erstreckte sich im Torton vom Wiener Becken eine Bucht in die Gegend von Niederleis, deren Ablagerungen bis gegen 400 m Höhe zu finden sind. Ein Zusammenhang mit dem helvetischen Korneuburger Becken besteht nicht, worauf schon weiter oben hingewiesen wurde. Sandig-mergeligen Ablagerungen sind in der Bucht von Niederleis wiederholt grobe Schotterbildungen eingeschaltet und es zeigt sich, daß die Sedimentation hier wesentlich ungleichförmiger als im Korneuburger Becken war. Auch Lithothamnienkalke treten auf.

### Umgrenzung der Bucht von Niederleis

Aufschlüsse, welche die Auflagerung des Jungtertiärs auf das Mesozoikum der Leiser Berge zeigen würden, konnten vom Verfasser nicht beobachtet werden. Aus der Beschreibung von H. Vetters (1914) des Lithothamnien-kalkvorkommens eines heute nicht mehr offenen Steinbruches an der Straße nördlich Niederleis könnte man annehmen, daß hier die Juraunterlagerung damals sichtbar war. Im Bereiche der tiefen Einsattelungen der Leiser Berge von Au und nordwestlich Nodendorf fand sich kein Miozän und verschiedene sandige und mergelige Bildungen im engsten Umkreise von Au erwiesen sich als Oberkreide oder Oberjura. Eine durch F. Bach mayer erhaltene Probe eines schiefrigen Mergels, die von einem Wasserleitungsbau etwa 300 m nordwestlich Kote 375 nordwestlich Steinbach stammt, also aus der Einsattelung zwischen Steinberg und dem Jura von Klafterhrunn, führt eine reiche Oberjuramikrofauna. Die Grenze zwischen dem Jung-

tertiär der Bucht von Niederleis und den Leiser Bergen scheint ziemlich scharf zu sein, woraus man auf das Vorhandensein von Brüchen schließen kann. Auch mit Querbrüchen ist zu rechnen, auf deren Bedeutung schon Vetters an verschiedenen Stellen aufmerksam gemacht hat, und er zeichnet auf seiner geologischen Kartenskizze des niederösterreichisch-mährischslowakischen Erdölgehietes (1935) u. a. einen N—S-Bruch, an dem sich die Juraklippe aufgliedert. Mit solchen Querbrüchen dürfte auch der Vorsprung des Jura südlich des Zahlherges nördlich Niederleis zu erklären sein.

Östlich des Buschbergzuges fand sich eine winzige Aufragung von Ernsthrunner Kalk inmitten jüngerer Schotter 300 m nordöstlich Kreuz 368 südlich Michelstetten. Sie tritt auch im topographischen Kartenbild heraus. Weiter gegen E zu streicht der Jura erst wieder im Steinhruchberg aus. Er verschwindet dann endgültig unter den unterpannonischen Schotterbildungen.

Die südliche Grenze der Bucht von Niederleis verläuft von Ernsthrunn über Thomasl nach Eggersdorf. Sie ist ziemlich geradlinig und allein daraus kann schon auf die tektonische Natur dieser Linie geschlossen werden. Sie möge als Ernstbrunner Bruch bezeichnet werden, da sie diesen Markt quert. Während dessen südliche Teile auf Auspitzer Mergel stehen, wird der Untergrund der nördlichen Ortsteile von tortonischen Ablagerungen gehildet. An einer Reihe von vorübergehend offen gewesenen Aufschlüssen wurden diese Verhältnisse genau studiert. Auspitzer Mergel heißen am Gehänge östlich, bzw. nördlich oherhalh des sich gegen den Bahnhof hinziehenden unteren Ortsteiles aus. Sie fanden sich am "Hohen Hausberg", dem steilen Straßenstück im Markte, das vom Hauptplatz südwärts in den unteren Ortsteil führt. Beim Aushuh eines Kellers für den Neubau der Milchgenosseuschaft war ein gut geschichteter, grüngrauer gegen die Oberfläche zu weiß verwitternder Tonmergel zu sehen, vielfach mit sandigen Belägen auf den Schichtflächen. Das Gestein ist stark zerklüftet und es sind die Kluftflächen von schwarzhraunen Häuten überzogen. Soweit der kleine Aufschluß Messungen erlaubte, wurde an den Klüften N—S-Streichen festgestellt. Im Schlämmrückstand des Tonmergels fanden sich winzige Globigerinen und kleine weiße Blättchen. Es sind dieselben Auspitzer Mergel, die in der Ziegelei südlich des Ortes anstehen. Die beobachtete Klüftung dürfte in keiner Beziehung zu Brüchen stehen, sondern ist für die Tektonik der Mergel ganz allgemein charakteristisch. In einem von Bomben zerstörten Keller an der S-Seite des oberen Ortsteiles, unweit westlich des Feuerwehrdepots, konnte der Verfasser mehr knollig verwitternde, feste, feinstsandig-glimmerige, bläulichgraue Tonmergel beobachten, die partienweise in kieselige Tone übergehen. Im Schlämmrückstand sind vorwiegend kleine Exemplare von Globigering und Spatangidenstacheln, daneben noch selten Cibicides, Radiolarien, Schwammrhaxen u. a. enthalten. Es ist dies wieder ein sicherer Punkt für Auspitzer Mergel.

Vorübergehende Aushebungen im Bereiche des Friedhofes, ferner an der Straßenkreuzung bei der Schule und bei dem neuen Hause gegenüber von dieser, zeigten grünlichgraue geschichtete Tonmergel, die zu einer weichen Lettenmasse verwittern, ganz im Gegensatz zu den festen Auspitzer Mergeln. Die reiche Mikrofauna weist diese Schichten zur Füllung der Bucht von Niederleis. Die Störungslinie muß also zwischen Hohen Hausherg und Friedhof durchziehen, etwa bei der Kirche.

Verfolgen wir diese Grenze zwischen Jungtertiär und Auspitzer Mergel weiter ostwärts, so ergibt sich ein nächster Fixpunkt bei Thomasl. Das Gehänge nördlich der Ortschaft, das sich gegen Nodendorf hinzieht, neigt stark zu Rutschungen und trotz eifrigster Suche konnte der Verfasser hier keinerlei härtere Mergelblättchen oder Stückchen von dem verkieselten Ton finden, wie sie massenhaft am Steilhang östlich Thomasl, unterhalb Kote 283, auftreten. Hier befindet sich ja auch eines der weiter oben schon behandelten Eozänflyschvorkommen. Am Feldweg 400 m nördlich der angeführten Kote stehen grünlichgraue Tonmergel an, die eine überaus reiche tortonische Mikrofauna erhrachten. Der Verlauf der Störungslinie ist also zwischen diesem und dem Flyschaufschlnß weitgehend eingeengt.

Weiterhin muß der Bruch zwischen dem Flyschvorkommen mit Kote 288 nordöstlich Pürstendorf und einer großen Grube 700 m südlich Grafensulz durchziehen, in der branne, mittelkörnige, resche Sande gut aufgeschlossen sind. Diese weisen ein Einfallen mit NW-Tendenz auf und außerdem ist ein

Verwurf mit WSW-ENE-Streichen zu sehen.

Scharf ist die Grenze schließlich bei Eggersdorf gefaßt, wo die Auspitzer Mergel dann endgültig untertauchen.

Bedauerlicherweise sind in der Gegend von "Ellensberg" südlich Eggersdorf nur sehr wenige brauchbare Aufschlüsse vorhanden, so daß nicht mit Sicherbeit entschieden werden kann, ob die Auspitzer Mergel hier an einer Querstörung abgeschnitten werden, an der auch der Ernstbrunner- und Hipplinger Bruch ihr Ende finden könnten.

### Die Füllung der Bucht von Niederleis

Es wurde eingangs schon erwähnt, daß im Gegensatz zum Korneuhurger Becken die Füllung der Bucht von Niederleis recht bunt zusammengesetzt ist. Es sei zunächst kurz ein Profil von Niederleis gegen den Buschberg zu beschrieben. Am Hang an der O-Seite von Niederleis konnte der Verfasser im Eisenbahneinschnitt in einer Seehöhe von etwa 260 m mehrfach graue und gelbe, resche Feinsande und grüngraue Tonmergel beobachten, von denen die erstgenannten häufig Ostrea crassissima führen. Sande und Tonmergel mit zahlreichen Austernbruchstücken beißen anch wiederholt im Bereiche der östlich anschließenden Höhen mit den Koten 287 und 312 aus. Solche mebr feinklastische Bildungen bauen auch das westlich anschließende Hügelgelände bis nach Ernstbrunn zu auf. Wandert man vom N-Ende von Niederleis die Straße entlang gegen den Buschberg, so stellen sich bei den Serpentinen ab etwa 320 m Seehöhe Lithothamnienkalke und verschiedene grobklastische Ablagerungen ein, die schon 1914 Gegenstand einer Untersuchung von H. Vetters waren. Die Aufschlußverhältnisse waren damals besser als heute. Ein weiter oben schon einmal erwähnter Steinbruch oherhalb der großen Serpentine zeigte danach Tegel, Jurabrekzien und Lithothamnienkalk über dem Jura. Ein weiterer Aufschluß wies 20° gegen NE einfalleuden Lithothamnienkalk mit Lagen von faustgroßen Geröllen von Ernstbrunner Kalk auf. Heute kann man auf der kleinen Anhöhe westlich Kote 377 zahlreiche bis kopfgroße meist kugelige Gerölle von Ernstbrunner Kalk finden, die teilweise die Spuren der Tätigkeit von Bohrmuscheln und Vioa zeigen. Mehrfach sieht man auch Brocken von Konglomerat, die sich aus hühnereigroßen Geröllen von Ernstbrunner

Kalk zusammensetzen. Diese ufernahen Bildungen stehen in inniger Beziehung zu gelben Feinsanden und Tonmergeln, wie sie auch die tieferen Teile des Profils aufbauen. Es ist kein scharfer Schnitt zu beobachten, wie er etwa an der Unterkante des Leithakalkes am Steinberg bei Zistersdorf vorliegt.

Spuren alter Strandbildungen konnten nordwarts bis gegen das kleine Jurakalkvorkommen mit Kote 390 verfolgt werden.

Ostwärts zieht in einer Seehöhe von etwa 300 m ein Nulliporenkalkband

über das S-Gehänge von "Horras" bis westlich "Rosenberg".

In 320-350 m Seehöhe stehen am Steilhang nordwestlich "Lange Taschen" also nördlich der Eisenbahn, kreuzgeschichtete graubraune Mürbsandsteine mit zahlreichen Einlagerungen von im Durchschnitt walnußgroßen, gut gerundeten Quarzschottern an. Diese Bildungen treten im Gelände als Versteilungen heraus, während flachere Gehängepartien auf Einlagerungen von gelben Feinsanden mit Tonmergelbändern zurückzuführen sind. In dem vorhin beschriebenen Profil nördlich Niederleis liegt ein Aufschluß mit braunen Mürbsandsteinen, die Kreuzschichtung zeigen, in unmittelbarer Nähe der Kote 377 an der O-Seite der Straße.

Ein Profil nördlich von Grafensulz zeigt im Bereich des Hügels mit Kote 262 und des kleinen Hügels nördlich davon zunächst fossilführende Tonmergel und Sande sowie Bänke von Kalksandstein und Nulliporenkalk. Die letztgenannten können auch weiter westlich bis in die Gegend mit der Flurbezeichnung "Lange Taschen" gefunden werden. Am SO-Hang des Rosenberges (Kote 360), langs dem die Eisenbahn zur nahen lokalen Wasserscheide zwischen Taschlbach und Zayagebiet ansteigt, stehen graue Tonmergel und feine gelbe mergelige Sande an, auch Mürbsandsteine und untergeordnet rescher Sand und Kies. Die Tonmergel zeigen große Rutschtendenz und ausgedehnte Rutschkörper drängen über das Bahngelände zur Talsohle vor. Die Aufschlüsse finden sich an den Abrißstellen, bzw. es wurden zur Zeit der Aufnahme auch solche durch umfangreiche Drainagearbeiten von seiten der Bundesbahn geschaffen. Die Tonmergel vom Rosenberg werden weiter unten wegen ihres besonders großen Reichtums an Badener Mikrofossilien noch Erwähnung finden. Mit einer Seehöhe von 300 bis 340 m liegen sie über den Nulliporenkalk führenden Schichten nördlich Grafensulz. Einzelne Quarzschottervorkommen, wie sie z. B. knapp südlich der Eisenbahn nördlich Kote 247 gefunden wurden, dürften ebenfalls dem bier beschriebenen Profil angehören.

Ein großer Aufschluß in marinen Schottern findet sich an der Eisenbahn 1.5 km südwestlich Schletz in etwa 270—280 m Seehöhe. Sie sind hier im Durchschnitt ziemlich feinkörnig, etwa nußgroß, die eigroßen Gerölle sind seltener. Neben Quarz und kristallinen Elementen ist auch viel Kalk und Dolomit, besonders auch dunkel gefärbter, vertreten. Lagenweise ist konglomeratische Verfestigung zu sehen. Gelbe Feinsande und Tonmergel mit teilweise sehr reicher mariner Mikrofauna finden sich im Hangenden und sind in den Eisenbahneinschnitten nördlich und südlich des Grabens, in dem der große Schotteraufschluß liegt, angeschnitten (gegen 300 m Seehöhe). Nach oben zu setzt sich das Profil in die Tonmergel-Sandserie von "Rosenberg" fort.

Schotter von im Prinzip ähnlicher Zusammensetzung wie die eben beschriebenen fanden sich auch in größerer Verbreitung in der Umgebung von Bannholz und südlich davon. Nach einem schönen großen Aufschluß auf dem genannten Hügel (278 m Seehöhe) hat sie der Verfasser Bannholzschotter genannt, um auch in der Namensgebung diese marinen Schotterbildungen gegenüber den teilweise äbnlich zusammengesetzten sarmatischen (Siebenhirten) und den pannonischen herauszuheben. Die Grube am Bannholz zeigt den verbreiteten Typ. Neben den die Grundmasse auf bauenden kleinen oft Plattelform aufweisenden Komponenten vielfach kalkalpiner Herkunft finden sich auch zahlreiche bis kopfgroße Gerölle von dunklem und rotem Hornstein und von Ernstbrunner Kalk. Es gesellt sich zur Fernkomponente also eine ausgesprochene Nahkomponente, wahrscheinlich aufgearbeitetes Küstenmaterial. Ein bunt gefärhter Tegel, der am Rande der Schottergrube ansteht, erbrachte eine marine Mikrofauna. Nach SE zu kann er in Begleitung der Schotter bis gegen Ladendorf zu verfolgt werden, lieferte aber hier nur ärmliche Mikrofaunen. Am W-Abhang des Bannbolz stehen in den Äckern Sande an, die eine Molluskenfauna lieferten.

Südlich des Taschlbaches stehen Schotter vom Bannholztypus am W-schauenden Gehänge des Grabens südlich Ladendorf, nördlich Kote 221, an. Weiter gegen S zu hebt das Torton aus und bei Neubau liegt es mit Kalksandsteinen dem Helvet auf. Westlich Neubau ist ein isolierter Rest der tortonischen Kalksandsteine nochmals am Steinberg (300 m Seehöhe) nördlich Niederkreuzstetten vertreten mit kalkalpinen und anderen Geröllen bis Faustgröße und reichlich fossilführend. Sie liegen helvetischen Sanden und Tonmergeln auf, die in einem Hohlweg an der W-Seite des Hügels gut studiert werden köunen.

Nordöstlich Neubau sind von K. Friedl ins Torton gestellte geröllführende Kalksandsteine und Mürbsandsteine mit reichlich Austern und einer sonst sarmatähnlichen Fauna in verschiedenen Gruben und Anrissen des Gehänges südlich Wolfsgrubenberg aufgeschlossen. Der brackische Einfluß in den Faunen ist für die angrenzenden Teile des Mistelbacher Beckens ganz allgemein kennzeichnend, wie sich u. a. durch das Flachbohrprogramm Paasdorf der Erdölproduktionsgesellschaft erwiesen hat. Reiche Mikrofaunen sind hier nicht häufig und es werden diesbezüglich einige Punkte weiter unten noch vermerkt werden.

# Das Alter der Schichten; die Mikrofauna

Die Zugehörigkeit der oben umrissenen Schichtenfolge zum Torton wurde mit Hilfe der Mikrofaunen ermittelt. Von den zahlreichen untersuchten Proben seien hier an Hand von nur wenigen Beispielen die wesentlichen Merkmale festgehalten. Zu den reichsten Faunen zählen diejenigen vom Rosenberg nördlich Grafensulz, die aus daselbst aufgeschlossenen Tonmergeln stammen. Folgende Liste kann angeführt werden:

Spiroplectammina carinata (d'Orb.)
Gaudryina pupoides d'Orb.
Martinottiella communis (d'Orb.)
Spiroloculina tenuis (Cž.)
Robulus cultratus (Montf.)
Robulus echinatus (d'Orb.)
Robulus orbicularis (d'Orb.)

Robulus calcar (Lin.) Robulus mamilligerus (Kart.) Marginulina hirsuta d'Orb. Marginulina pedum d'Orb. Dentalina scabra Rss. Dentalina acuta d'Orb. Dentalina verneuli d'Orb. Dentalina pauperata d'Orb. — emaciata Rss. Dentalina boueana d'Orb. Nodosaria hispida d'Orb. Nodosaria longiscata d'Orb. Glandulina laevigata d'Orb. Frondicularia sp. Vaginulina aff. margaritifera Batsch Guttulina austriaca d'Orb. Guttulina sp. Nonion soldanii (d'Orb.) Nonion commune (d'Orb.) Elphidium crispum (Lin.) Bulimina affinis-pupoides d'Orb. Uvigerina pygmaea d'Orb. Bolivina punctata d'Orb. Bolivina dilatata Rss. Bolivina sp. Eponides praecinctus (Karr.) Epistomina elegans (d'Orb.) Valvulineria arcuata (Rss.) Gyroidina sp. Asterigerina planorbis d'Orb. Ceratobulimina hauerina (d'Orb.) Pullenia sphaeroides (d'Orb.) Sphaeroidina bulloides (d'Orb.) Globigerina triloba Rss. Globigerina bulloides d'Orb. Globigerina aff. inflata d'Orb. Orbulina universa d'Orb. Cibicides boueanus (d'Orb.) Cibicides lobatulus (W. u. J.) Cibicides dutemplei (d'Orb.) Cibicides ungerianns (d'Orb.) Ostracoden Spirialis sp. Otolithen

Die Lageniden sind ein charakteristisches Element dieser Fauna. Die Arten der Gattungen Robulus und Dentalina und die bezeichnende Vaginulina aff. margaritifera treten zufolge ihrer Großwüchsigkeit besonders heraus. Häufig sind auch Guttulina austriaca und die Globigerinen und besonders sei auf die gutentwickelte Orbulina universa hingewiesen. Spiroloculina, Marginulina, Bolivina und Uvigerina treten in mittlerer Häufigkeit auf, alle anderen Formen sind selten.

Es liegt eine hochmarine Fauna vor, wie sie für den unteren Teil des Tortons im Wiener Becken kennzeichnend ist (Lagenidenzone, R. Grill 1941, 1943, 1948). Sie hat nichts mit den artenarmen brackischen Faunen des Korneuhurger Beckens oder der Bucht von Kreuzstetten gemeinsam, aher auch gegenüber den marinen helvetischen Faunen des außeralpinen Beckens bestehen wesentliche Unterschiede. Vaginulina aff. margaritifera wurde dort niemals vermerkt, auch nicht Orbulina universa, deren stratigraphische Bedeutung M. Vasioek (1946) geschildert hat. Auf die Bedeutung von Guttulina austriaca als kennzeichnend für das Torton hat H. Bürgl hingewiesen.

Die untertortonischen Tonmergel und Sande des Rosenberges liegen, wie schon weiter oben erwähnt, wesentlich höher als die henachbarten Nulliporenkalkbildungen nördlich Grafensulz. Die in deren Begleitung auftretenden Tonmergel lieferten ebenfalls eine schöne Untertortonmikrofauna, in der neben Vaginulina aff. margaritifera und zahlreichen anderen Arten auch selten Amphistegina hauerina und Elphidium crispum vertreten sind. Sie deuten gegenüber den Vergesellschaftungen am Rosenberg auf seichteres Wasser hin. Wichtig ist, daß diese Nulliporenkalke also Einlagerungen in das Untertorton sind, was ebenso für die höher gelegenen Vorkommen nördlich Niederleis einschließlich aller Geröllhorizonte zutrifft.

Aus der reichen Fauna der Tonmergel-Sandschichten im unmittelbaren Hangenden des Bannholzschotters südwestlich Schletz (Aufschlüsse in Eisenbahneinschnitten) sei der reiche Gehalt an Globigerina triloba, Orbulina universa sowie das seltene Auftreten von Cassidulina sp. und Siphonina fimbriata herausgehoben.

Die Mikrofauna des Tonmergels im Hohlweg 400 m nördlich Kote 283 nordöstlich Thomasl gleicht weitgehend der vom Rosenberge. Mit 250 m Seehöhe liegt diese Stelle so hoch wie das nahe Niederleis. Faunen vom Badener Typus lieferten an letztgenannter Lokalität die Tonmergel des Eisenhahneinschnittes an der O-Seite des Ortes. Weiters fanden sie sich in etwa 280 m Seehöhe im Graben, der vom N-Ende von Nodendorf nach W zieht. Die dazwischengelegene Austerngrube bei Nodendorf liegt 300 m hoch.

Wenn schließlich noch auf die reichen Mikrofaunen der Proben aus der Gegend des Ernstbrunner Friedhofes hingewiesen wird, so dürfte die Reihe der aufgezählten Punkte genügen, um daraus ersehen zu können, daß alle zu Tage ausgehenden jnngtertiären Schichten der Bucht von Niederleis dem Untertorton angehören. Es wäre in diesem Zusammenhang nicht uninteressant, wenn die alten Molluskenaufsammlungen von Niederleis und Nodendorf einer Neubearbeitung unterzogen würden. Ob im tieferen Untergrund auch noch Helvet zu erwarten ist, kann vorlänfig nicht entschieden werden.

Die Entwicklung untertortonischer Nulliporenkalke verdient besonders festgehalten zu werden, denn die großen Leithakalkplatten des Wiener Beckens finden sich ja im Hangenden des Untertortons und dürften Teilen des anderwärts mächtig entwickelten höheren Tortons entsprechen. Man wird bezüglich dieser letztgenannten Vorkommen also zweckmäßig von einem Hauptleithakalkhorizont sprechen, wie er sich auch im außeralpinen Becken Südmährens, am Wejhonberg, Pratze Berg usw. vorfindet, dem die offensichtlich kleineren und stratigraphisch tiefer anzusetzenden

Bildungen gegenüberstehen, wie sie eben z. B. in der Bucht von Niederleis auftreten.

Bei der mikropaläontologischen Bearbeitung der CF. Paasdorf Bohrungen 76, 78, 79, die zwischen Ladendorf und Neubau abgeteuft wurden, vermerkte K. Friedl lagenweise reiche tortonische Mikrofaunen. Es ist damit auch hier für die vom Verfasser als Torton angesprochenen Schichten ein paläontologischer Beleg vorhanden. Leider ist das Material durch Kriegseinwirkung verlorengegangen, so daß nähere Angaben nicht gebracht werden können.

A. Papp und K. Küpper (1952) baben vor kurzem im Zuge einer Untersuchung über die Entwicklung der Heterosteginen im Torton des Wiener Beckens auf eine im Naturhistorischen Museum auf bewahrte Population aus der Umgebung von Niederleis hingewiesen, die sie als älter als die im Rauchstallbrunngraben und in Vöslau aufgefundenen erachten. Es ist durchaus möglich, daß die Fundschichten, die leider nicht näher bekannt sind, noch tieferes Torton sind, als in Vöslau ansteht.

Eine Reihe kleiner Tortonkörper fand sich als gering mächtige Überlagerung des Helvets des Teilbeckens von Helfens und des östlich, bzw. südöstlich angrenzeuden Auspitzer Mergels, bzw. Flysches im Gebiete zwischen Pürstendorf—Gebmannsherg und südlich Großrußbach. Es sind immer grobklastische Bildungen, die hier aus den tieferen Tortonbuchten auf den Rahmen übergreifen. Am Gipfel des Gebmannsberges ist eine reiche Streu von über kopfgroßen oft kugeligen Geröllen von Ernstbrunner Kalk entwickelt, die vielfach Bohr- und Ätzspuren von Pholaden und Vioa aufweisen. Seltener fanden sich Nulliporenkalkblöcke. Ähnliche Bildungen mit Zwischenlagen von kreuzgeschichtetem reschem Sand wurden östlich des Waldberges gefunden. Feine Quarzschotter sind in einzelnen Vorkommen südlich Pürstendorf neben den gröheren Komponenten reichlich vertreten.

## Sarmat, Pannon und jüngere Bildungen

Wie das Helvet bei Neubau unter das Torton eintaucht, verschwindet dieses seinerseits nördlich davon bald unter dem Sarmat und schließlich wird das Mistelbacher Becken oberflächlich vorwiegend von Pannon eingenommen. Durch ein Counterflusbprogramm der Gewerkschaft Elwerath und der Erdölproduktions-Gesellschaft wurde eindeutig nachgewiesen, daß ein ursprünglich vermuteter NW—SE-streichender Bruch zwischen Garmanns—Ladendorf und Neubau als westliche Begrenzung des eigentlichen Wiener Beckens zumindest zwischen Ladendorf und Neubau nicht vorhanden ist. Die marinen Serien der Randgebiete tauchen hier vielmehr bruchlos in das Mistelbacher Becken ah. Das gegen Paasdorf hinziehende Sarmatgehiet des Hainthaler Waldes spiegelt den in dieser Richtung absinkenden begrabenen Paasdorfer Flyschsporn wider, der in Neubau zutage ausgeht und wie K. Fried! nachwies, im O durch den verlängerten Bisambergbruch abgeschnitten wird, der sich aber östlich Paasdorf gänzlich verliert.

Im Bereiche der Ortschaft Neubau findet sieh noch ein randliches, isoliertes, wenig mächtiges Sarmatvorkommen, das transgressiv auf Flysch und marinen Bildungen liegt. In kleinsten Aufschlüssen wurden teilweise oolithische Kalksandsteine, ferner Kalksteine heobachtet, die reichlich Steinkerne von Cerithien, Cardium, Irus u. a. führen. In einer schlämmbaren Zwischenlage wurde festgestellt:

- h Spirorbis helicitormis Eichw.
- s Dendritina sp. ?
- s Nonion granosum (d'Orb.)
- h Elphidium ex gr. rugosum (d'Orb.)
- s Elphidium aculeatum (d'Orb.)
- s Hemicythere sp.
- B Chara Oogonien

Die Bildungen gehören demnach dem Obersarmat, der Zone mit Nonion granosum an.

Reichlich fossilführende Tonmergel und Sande mit Kalksteinlagen, teilweise auch Schotterlagen, bauen im wesentlichen das Sarmat südlich des Taschlbaches bei Ladendorf auf. Nordwestlich Kote 250 wurde im tonigen Feinsand eine Obersarmat-Mikrofauna mit Nonion granosum und Rotalia beccarii festgestellt. Gewisse Schotter sind den Bannholzvorkommen nicht unähnlich. Dies gilt auch für die gut aufgeschlossenen Vorkommen nordwestlich des nahegelegenen Siebenhirten nordwestlich Mistelbach. Es sind dort bis über faustgroße, gut gerundete Gerölle, die aus der Flyschund Kalkalpenzone stammen, ferner Hornsteine, wahrscheinlich aus der Waschbergzone, und seltener kristalline Komponenten. Die Schotter wechsellagern mit Tonmergeln, nach deren Fauna diese Bildungen aber dem Untersarmat angehören. An Mikrofossilien sind Elphidium reginum, Elphidium aff. crispum, Cytheridea mülleri, Hemicythere sp. vertreten.

Von Ladendorf über Garmanns nach Schletz fanden sich zwischen den tortonischen und unterpannonischen Ablagerungen nur recht wenige Ausbisse von Sarmat. In Eisenbahneinschnitten südwestlich des S-Endes von Schletz liegen über marinen Sanden und Bannholzschottern grüngraue, gelbgefleckte Tonmergel mit einer sarmatischen Makro- und Mikrofauna. Pirenella picta picta (Defr.) ist häufig vertreten, ferner kommen vor Pithocerithium rubiginosum (Eichw.), Dorsanum duplicatum (Sow.), Cardium vindobonense Partsch, Cardium latesulcum nexingense Papp, Mactra vitaliana eichwaldi Laskarev (Bestimmungen durch Pd. Dr. A. Papp). Die Mikrofauna zeichnet sich durch die Häufigkeit von Nonion granosum und Rotalia beccarii aus. Auch Ostracoden sind reichlich vertreten. Die Schichten gehören demnach ins Obersarmat, in die Zone mit Nonion granosum. Es ist das Sarmat hier am Rande des Mistelbacher Beckens offensichtlich stark reduziert, wie solche Reduktionen auch im Gebiete des Paasdorfer Sporns beobachtet wurden. Weiters ist ja auch das Tortonprofil nicht vollständig, denn es ruht das Ohersarmat südwestlich Schletz auf dem unteren Torton. Ähnliches kann man am Steinberg bei Zistersdorf beobachten, wo nach Untersuchungen des Verfassers in einzelnen Profilen das Obersarmat auf dem Leithakalk liegt, der seinerseits die Tonmergel und Sande der Lagenidenzone überlagert. Es ist also dort das höhere Torton stark reduziert und das Untersarmat fällt gänzlich aus. Beide stellen sich erst in den tieferen Beckenteilen ein.

Kleinere Verwürfe bei Garmanns und Sohletz als südlichste Ausläufer des Sohrattenberghruchsystems wären nicht unmöglich, sie würden aber am Gesamtbilde nicht viel ändern.

Von den pannonischen Schichtgliedern sind es vorwiegend diejenigen der unteren Abteilung, also des Unterpannons, die im Bereiche des Mistelbacher Beckens anstehen, und die auch den in das vorliegende Aufnahmsgebiet teilweise noch einbezogenen Ladendorfer Höhenzug aufhauen. Es sind für das Unterpannon hier in erster Linie kreuzgeschichtete his nnßgroße, gut gerollte Quarzschotter mit einem braunen oder gelben his weißen sandigen Zwischenmittel charakteristisch. Gröbere Schotter sind seltener. Neben den angeführten Bildungen sind schotterfreie Sande und Tonmergel oder Tone ebenfalls reichlich vertreten, die vielfach eine auffällig grünliche oder gelhliche Farhe aufweisen und den Pannonprofilen einen gewissen hunten Charakter verleihen.

Fossilführende Schichten der Zone mit Melanopsis impressa sind im vorliegenden Gebiete u. a. im Hohlweg, der vom NO-Ende von Neubau gegen SE führt, gut aufgeschlossen. Sie fanden sich weiter in einem Hohlweg am NO-Ende von Ladendorf, wo das Pannon gegen das Miozän zu ausheht.

Ferner fand sich eine schöne Fauna der Zone B an dem von der Eisenbahnhaltestelle Schletz gegen SE ziehenden Fahrweg. Hier stehen branne, resche, teilweise ziemlich grobe, auch kiesige Sande an mit Lagen von hellgrünlichgrauen bis weißlichgrauen, teilweise gelbgefleckten Tonen und Tonmergeln. An Fossilien konnten vermerkt werden (Bestimmungen durch Pd. Dr. A. Papp): Brotia (Tinnyea) escheri auingeri (Handmann), Melanopsis impressa Krauss subsp. ind., Melanopsis bouei affinis Handmann, Cepaea sp., Congeria ornithopsis Brasina, Congeria of. ramphophora Brusina.

In einer Sandgrube am Hangfuß südlich Hüttendorf westlich Mistelbach (bereits außerhalb des Kartensusschnittes) wurden gefunden: Melanopsis vindobonensis vindobonensis Fuchs, Melanopsis bouei Fer. ssp. ind., Congeria hoernesi Brusina, Congeria partschi partschi Czjžek, Congeria cf. neumayri Andrusov. Diese Fauna verweist die Fundschichten ins Unterpannon, Zone C, entsprechend der Gliederung von A. Papp (1948), Zone der Congeria "ornithopsis" nach K. Friedl (1931). Der Vollständigkeit halber sei angeführt, daß Psilunio sp. in benachbarten Sandgruben gar nicht selten vorkommt.

Aus tegeligen Zwischenlagen der als Unterpannon angesprochenen Serie konnten auch wiederholt Mikrofaunen geschlämmt werden. Im Profil südöstlich Schletz ist Candona aff. labiata Zal. vertreten. Reichlicher sind Ostracoden in einem Tegel vorhanden, der am Weg 300 m nordöstlich Kote 327 nordöstlich Michelstetten ansteht. Es wurden von K. Turnovsky bestimmt: Candona aff. labiata, Herpetocypris sp. 2, Herpetocypris abcissa, Hemioythere brunnensis, Loxoconcha sp.

Das Unterpannon des Ladendorfer Höhenzuges ist lithologisch von den Sand-, Kies- und Schotterbildungen am Außenrande der Leiser Berge nicht abzutrennen. Diese wiederum verbinden sich mit dem Hollabrunner Schotterkegel im engeren Sinn des Wortes. Es bängt dieser durch die Zayafurche lückenlos mit dem als Mistelbacher Schotterkegel angesprochenen grobklastischen Unterpannon des Wiener Beckens zusammen. Der Schwemmkegel des außeralpinen Raumes geht in die Deltabildungen des pannonischen Sees über.

In Pyhra ist das Unterpannon recht gut aufgeschlossen. Sandgruben am NO-Rande des Dorfes zeigen sehr sebön kreuzgeschichtete, resche, graue bis gelbliche Sande mit Kieseinlagerungen und vereinzelten Tegelbänken. Partienweise ist der Sand, bzw. Kies zu Mürbsandstein und Feinkonglomerat verfestigt. Pyhra ist als Fundpunkt von Säugetierresten bekannt (siehe

J. Pia und O. Sickenberg, 1934). Vom Verfasser wurde bei einem seiner Besuche ein Zahn von Hipparion gracile gefunden. Gegen das Zayatal zu, in orographisch tieferer Lage, werden die Bildungen gröber, wie man in Aufschlüssen bei Zwentendorf und nordöstlich der Feldmahlmühle von Olgersdorf leicht feststellen kann. In der Gemeindeschottergrube am N-Rande von Zwentendorf stehen Grobschotter mit teilweise kopfgroßen Komponenten von Hornstein, Oberjurakalk der Klippen, Flysch, kalkalpinen Gesteinen u. a. an. Hangaufwärts ist der auch sonst so verbreitete Sand mit Kieslagen vertreten. Es wäre nicht ausgeschlossen, daß in den angeführten tief gelegenen Grobschottern auch schon Sarmat vertreten ist, das ja auch im Bereiche des Hollabrunner Schotterkegels zunehmend bekannt wird (O. Sickenberg, 1928; A. Papp, 1950).

Weiter gegen W fortschreitend, finden sich ausgezeichnete Aufschlüsse in den Schotterbildungen in der Gegend von Enzersdorf im Thale, das bereits weit westlich des vorliegenden Kartenausschnittes liegt. Resche kreuzgeschichtete Sande mit reichlich Kies und gelegentlichen Tonlagen liegen hier in Höhen von etwas unterhalb 300 m. Reihe von Eine Unterpliozan verweisenden Säugetierresten ist im Säugetierkatalog (J. Pia und O. Sickenberg, 1934) vermerkt. Während den Schottern hier doch größere Mächtigkeit zukommen muß, nimmt diese gegen die südlichen Randgebiete des Ernstbrunner Waldes rasch ab und beträgt hier nur etwa 20 m. Der Gartenberg (363 m Seehöhe) nordwestlich Großmugl weist nur eine dünne Streu feinkörniger Schotter auf helvetischen Sanden und Tonmergeln auf. Bis zirka 2.5 km nördlich des erwähnten Berges scheint die Schotterunterkante noch immer etwa 340 m hoch zu liegen. während die Oberkante der Schotterfläche in diesem Teil des Hollahrunner Schotterkegels bekanntlich in etwa 360 m Seehöhe hiegt (H. Hassinger, 1905). Auch am Steinberg nordwestlich Merkersdorf weisen die Schotter nur recht geringe Mächtigkeit auf, wie dies auch für die engere Umgebung von Klement gilt.

Ersichtlich jünger als die unterlagernden unterpannonischen Sand-. Kies- und Schotterhildungen sind die Schotterflächen, die südlich Michelstetten und auf Ehenheiten im Bereiche des Ladendorfer Höhenzuges anzutreffen sind. Mit 368 m erreichen die Vorkommen südlich Michelstetten die Höhen des Hollabrunner Schotterfächers. Walnußgroße, gut gerundete Quarzschotter weisen hier ein sandig-lehmiges Zwischenmittel auf. In der Garmanns-Au, am Rosenherg südöstlich davon und am Hochberg östlich von diesem liegen die im Vergleich zur Unterlage deutlich gröberen Quarzschotter in Höhen um 300 m. Sie erreichen nur geringe Mächtigkeit, eigentlich liegt nur eine Schotterstreu vor. Die Schotter im Bereich der Ebenheiten am Hillersherg (nördlich Paasdorf) und nördlich und südwestlich des Hochberges (nordöstlich Ladendorf) liegen in Seehöhen von 240 his 260 m. Nicht immer vielleicht wird es möglich sein, diese jüngeren Geröllstreuungen von der Unterlagerung klar ahzugrenzen, besonders wenn in dieser auch gröbere Schotter in größerem Ausmaße entwickelt sind. Es könnte umgekebrt mancherorts eine Terrassenschotterstreu durch Verwitterungsauslese vorgetäuscht werden. Weitere diesbezügliche Daten werden wohlerst nach der Neuaufnahme des gesamten Hollahrunner Schotterkegels zur Verfügung stehen.

Dem Löß kommt in den relativ bochgelegenen Gebieten des Ernstbrunner Raumes bei weitem nicht die Bedeutung wie in anderen Gehieten des Viertels unter dem Manhartsberge zu. Nur in der Senke des Korneuburger Beckens wurde er in großer Mächtigkeit angebäuft und verdeckt er über weite Flächen den Untergrund. Ansonst findet man ihn vorzüglich im Bereiche der ost- und nordschauenden Gehänge entwickelt, und die dadurch hedingte Talasymmetrie ist für das Weinviertel ehenfalls ganz allgemein kennzeichnend. Ausgezeichnete Lößaufschlüsse liegen in den Ziegeleien Wetzleinsdorf und Weinsteig vor, mit verschiedenen Leimenund Humuszonen, die eine Aufgliederung der Profile gestatten (siehe G. Götzinger, 1936, S. 47 ff.).

Der Löß sowohl wie die tonig-mergelig-sandigen Bildungen des Untergrundes gehen durch Verwitterung in Lehm über, doch ist es kartierungstechnisch im Rahmen einer geologischen Arbeit wie der vorliegenden praktisch nicht möglich, Löß und Lehm getrennt auszuscheiden. Schließlich ist noch anzuführen, daß auch das Alluvium der kleineren Weinviertler Bäche vorwiegend aus lehmigen Abspülungsmassen hesteht, teilweise mit umgelagerten Schottern.

#### Zusammenfassung

In den vorangegangenen Seiten wurde versucht, die geologisch sehr bunt zusammengesetzte weitere Umgebung von Ernstbrunn aufzugliedern, womit ein Bild des gesamten zwischen Donau und Zaya gelegenen, die Molasse vom Inneralpinen Wiener Becken trennenden Gehietsstreifens entworfen wurde. Es besteht dieser aus Bildungen der Flysch- und der Waschbergzone, von denen letztere auf das Helvet des Außeralpinen Wiener Beckens aufgeschohen ist. Eingebettet in die genannten älteren Bildungen sind das helvetische Korneuburger Becken und die helvetische Bucht von Kreuzstetten sowie die tortonische Bucht von Niederleis. Im O senkt sich der ganze Bau, z. T. hruchlos, zur Mistelhacher Scholle des Inueralpinen Wiener Beckens ab.

Im Breiterwerden der Greifensteiner Teildecke nördlich der Donau ist ganz klar der Beginn des karpatischen Baustils markiert. Nördlich der Dohlerberg-Querstörung, hzw. nördlich der Überschiebungslinie der Kahlenberger Teildecke auf die Greifensteiner Teildecke im Bereiche der Bisambergkulisse ist vorwiegend Greifensteiner Sandstein entwickelt. Bei Großrußbach streichen bunte Schiefer mit Rzehakina epigona und Nummuliten, Paleozan, aus, die ins Liegende des Greifensteiner Sandsteins zu stellen sind und den hunten Schieferu im Liegenden des Ciezkowicer Sandsteins der mährischen Karpaten entsprechen. Sie wurden auch im Ölfeld St. Ulrich—Hauskirchen erbohrt. Als Liegendes der paleozänen Bildungen werden die ebenfalls im Gehiet von Großrußbach entwickelten, teilweise dichten Sandsteine, Mergelsteine mit Chondriten und bunten Tonschiefer angesprochen, die also noch der Kreide angehören, aber in ihrer Fazies hereits deutlich zum Alttertiär überleiten.

Der Flysch hebt in westlicher und nordwestlicher Richtung gegen die überschobene Waschbergzone aus. Er löst sich vielfach in Deckschollen auf, von denen noch einige östlich Ernsthrunn gefunden werden konnten.

Die Bildungen der Waschbergzone haben eine wesentlich größere Verbreitung, als man ursprünglich angenommen hatte, nicht nur zwischen Donau und Zaya, sondern auch darüher hinaus im Zwischenstück bis zu den Pollauer Bergen. Am verhreitetsten sind die Auspitzer Mergel und

gleichaltrigen Bildungen, die gegen den Außenrand der Zone zu durch stärkere Sandaufnahme in lithologischer Hinsicht den helvetischen Ablagerungen des Alpenvorlandes recht ähnlich werden. Als Michelstettener Schichten werden neu aufgefundene Mergel des tieferen Oligozäns am Außenrande der Leiser Berge bezeichnet. Ins Obereozän werden in der engeren Umgebung von Ernstbrunn aufgefundene Globigerinenschichten gestellt. Eine Reihe neuer Senon- und Turoulokalitäten wird beschrieben. Die Bohrung Korneuburg 2 wurde im Hauterive eingestellt.

Der Außenrand der Waschbergzone liegt erst an einer Linie, die aus der Gegend nordwestlich Stockerau über Großmugl, Merkersdorf, Gnadendorf gegen NE zieht. Er liegt also ein bedeutendes Stück nordwestlich der äußeren Grenze der Leiser Berge. Es ist hier die Waschbergzone auf das Helvet der Molasse, des Außeralpinen Beckens, aufgeschoben.

Das vorwiegend von Tonmergeln und Sanden des Helvets (Grunder Schichten) erfüllte Korneuburger Becken verschmälert sich im N zum Teilbecken von Helfens, dessen Rahmen ausschließlich von Auspitzer Mergel gebildet wird. Verlauf und Alter der Randbrüche geben auch wertvolle Hinweise für die tektonische Entwicklung des Wiener Beckens. Ein direkter Zusammenhang des Korneuburger Beckens mit der Bucht von Niederleis besteht nicht. Diese wird im S vom Ernstbrunner Bruch begrenzt, an dem sich das Jungtertiär gegen die Auspitzer Mergel absetzt, und in W und NW vom Mesozoikum der Leiser Berge. Auch diese Grenze dürfte tektonisch angelegt sein. Die Füllung der Bucht von Niederleis, aus Tonmergeln, Sanden, Schottern, Konglomeraten, Nulliporenkalken usw. bestehend, gehört ins Torton, wie aus den reichen hoohmarinen Mikrofaunen hervorgeht. Sie stehen ganz im Gegensatz zu den einförmigen und ärmlichen marin-brackischen Mikrofaunen im Korneuburger Becken und in der Bucht von Kreuzstetten.

Nur an einigen Stellen des Randbereiches zum Wiener Becken konnte Sarmat nachgewiesen werden.

Die mit dem Hollabrunner Schotterkegel zusammenhängenden jüngeren Schotterbildungen am Außenrande der Leiser Berge weisen denselben lithologischen Charakter auf, wie das grobklastische Unterpannon im Mistelbacher Becken. Es verbindet sich der Hollabrunner Schotterkegel durch die Zayafurche mit dem Mistelhacher Schotterkegel.

#### Literatur

Bachmayer, F.: Die Crustaceen aus dem Ernstbrunner Kalk der Jura-Klippenzone zwischen Donau und Thaya. Jb. Geol. B. Anst.,  $9\theta$ , 1945, Wien 1947.

Bachmayer, F.: Neue Untersuchungen über Dioeraten aus dem "Ernstbrunner Kalk". Ann. Naturhist. Mus., 56, Wien 1948.

Bachmayer, F.: Zwei neue Asseln aus dem Oberjurakalk von Ernstbrunn, Niederösterreich. Sitz. Ber. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. I, 158, Wien 1949.

Bartenstein, H.: Taxonomische Abgrenzung der Foraminiferen-Gattungen Palmula Lea, Flabellina Orbigny und Falsopalmula n. g., gleichzeitig eine Revision der Jura-Arten von "Flabellina". Senckenbergiena, 28, Frankfurt a. M. 1948.

Bartenstein, H.: Untersuchungen zur Systematik und Stratigraphie der Flabellinagestaltigen Foraminiferen. Erdöl und Kohle, I, Hamburg 1948.

Friedl, K.: Über die Bedeutung der den Außenrand unserer Flyschzone durchsetzenden Querbrüche. Verh. Geol. B. Anst., 1922, Wien.

Fried!, K.: Über die Gliederung der pannonischen Sedimente des Wiener Beckens. Mitt. Geol. Ges. Wien, 24, 1931.

Glaessner, M. F.: Neue Untersuchungen tiber die Grunder Schichten bei Korneuburg. Verh. Geol. B. Anst., 1926, Wien.

Glaessner, M. F.: Geologische Studien in der außeren Klippenzone. Jb. Geol. B. Anst., 81, Wien 1931.

Glaessner, M. F.: Zur Mikropalsontologie der kaukasischen Erdölfelder. Petroleum, 32, Berlin-Wien 1936.

Glaessner, M. F.: Studien über Foraminiferen aus der Kreide und dem Tertiär des Kaukasus I. Problems of Paleontology, II—III, Moskau 1937 a.

Glaessner, M. F.: Die alpine Randzone nördlich der Donau und ihre erdölgeologische Bedeutung. Petroleum, 33, Berlin-Wien 1937 b.

Glaessner, M. F.: Principles of Micropaleontology. New York 1948.

Götzinger, G.: Neue Beobachtungen zur Geologie des Waschberges bei Stockerau. Verh. Geol. B. Anst., 1913, Wien.

Götzinger, G.: Führer für die Quartar-Exkursionen in Österreich. Wien 1936.

Götzinger, G.: Abriß der Tektonik des Wienerwaldflysches. Ber. d. Reichsamts f. Bodenforschg., 1944, Wien.

Götzinger, G.: Analogien im Eozänflysch der mährischen Karpaten und der Ostalpen. Ber. d. Reichsamts f. Bodenforschg., 1944 (a), Wien.

Götzinger, G. und Becker, H.: Zur geologischen Gliederung des Wienerwaldflysches (Neue Fossilfunde). Jb. Geol. B. Anst., 82, Wien 1932.

Grill, R.: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den henachbarten Molasse-Anteilen. Öl und Kohle, 37, Berlin 1941.

Grill, R.: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozan des Wiener Beckens. Mitt. Reichsamt f. Bodenforschg., Zweigst. Wien,  $\theta$ , 1943.

Grill, R.: Mikropaläontologie und Stratigraphie in den tertiären Becken und in der Flyschzone von Österreich. Intern. Geologenkongreß "Report of the Eigtheenth Session, Great Britain, 1948".

Grill, R.: Aufnahmsbericht Verh. Geol. B. Anst., 1949, Wien.

Grill, R.: Siehe Schaffer, F. X.

Grill, R.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien, Abschuitt Flyschausläufer usw. In Druck.

Hassinger, H.: Geomorphologische Studien aus dem Inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. Geogr. Abh. Wien, 8, 1905.

Hayr, K.: Aufnahmen im Bereich der NW-Sektion von Blatt Tulln. Verh. Geol. B. Anst., 1950—51. Wien 1951.

Hiltermann, H.: Stand und Aussichten der angewandten Mikropalaontologie in den Erdölfeldern Westgaliziens, Öl und Kohle, 36, Berlin 1940.

Hiltermann, H.: Zur Stratigraphie und Fossilführung der Mittelkarpaten. Öl und Kohle, 39, Berlin 1943.

Hoernes, M.: Die fossilen Mollusken des Tertjärbeckens von Wien. Abh. Geol. R. Anst., III u. IV, Wien 1856—1870.

Hoernes, R. u. Auinger M.: Die Gastropeden der Meeresablagerungen der ersten und zweiten Mediterranstufe in der österreichisch-ungarischen Monarchie. Abb. Geol. R. Anst., 12, 1879.

Janoschek, R.: Das Inneralpine Wiener Becken, In F. X. Schaffer: Geologie von Österreich, Deuticke, Wien 1951.

Jüttner, K.: Das Südende des mahrischen Flysches. Verh. Naturforsch. Ver. Brünn, 69, 1938.

Jüttner, K.: Erläuterungen zur geologischen Karte des unteren Thayalandes. Mitt. Reichsamt f. Bodenforschg., Zweigst. Wien, 1, 1940.

Karrer, F.: Über ein neues Vorkommen von oberer Kreideformation in Leitzersdorf bei Stockerau und deren Foraminiferenfauns. Jb. Geol. R. Anst., 20, Wien 1870.

Kohn, V.: Geologische Beschreibung des Waschbergzuges. Mitt. Geol. Ges. Wien, 4, 1911.

Kühn, O.: Das Danien der äußeren Klippenzone bei Wien. Geol.-Paläontol. Abh., Neue Folge, 17, 1930.

Liebus, A.: Neue Foraminiferen-Funde aus dem Wienerwald-Flysch. Verh. Geol. B. Anst., 1934, Wien.

Noth, R.: Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. Jb. Geol. B. Anst., Sonderbd., 3, Wien 1951.

Papp, A.: Fauna und Gliederung der Congerienschichten im Wiener Becken. Anz. Österr. Ak. d. Wiss. Nr. 11, 1948.

Papp, A.: Das Sarmat von Hollabrunn. Verh. Geol. B. Anst., 1948, Wien 1950.

Papp, A.: Über die Verbreitung und Entwicklung von Clithon (Vittoclithon) pictus (Neritidae) und einiger Arten der Gattung Pirenella (Cerithidae) im Miozan Österreichs. Sitzber. Österr. Ak. d. Wiss. math.-naturw. Kl. 161, Wien 1952.

Papp, A. und Küpper, K.: Über die Entwicklung der Heterosteginen im Torton des Wiener Beckens. Anz. Österr. Ak. d. Wiss. math.-naturw. Kl. 1952.

Petters, V. und Gandolfi, R.: Contributo alla conoscenca dei foraminiferi oligocenici nel versante Nord dell' Appennino settentrionale. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 54, Mailand 1948.

Pia, J. und Sickenberg O.: Katalog der in den österreichischen Sammlungen befindlichen Säugetierreste des Jungtertiärs Österreichs und der Randgebiete. Denkschr. Naturhist. Mus., 4, Wien 1934.

Pokorny, V.: Globigerinové souvrství ve ždanickém flyši. (Globigerinenschichten im Steinitzer Flysch). Časopis Vlasteneckého spolku musejního v Olomouci, roč. 56, sv. I.-přirodovědný. 1947 a. (Zeitschr. d. Heimatmuseumver. in Olmitz, 56. Jg. Bd. I — Naturwissenschaften.

Pokorny, V.: Ke geologii okoli Hustapeči. (Beiträge zum Studium der Umgebung von Auspitz.) Sbornik Stát. geol. úst. Čsl. rep., 14, Prag 1947 b.

Pokorny, V.: On the Microfauna of the Eocene Green Clay of Nikolcice (Moravia, Czechoslovakia). Bulletin international d'l'Academie tscheque des Sciences 1949, Nr. 15.

Prey, S.: Zur Stratigraphie von Flysch und Helvetikum im Gebiete zwischen Traunund Kremstal in Oberösterreich. Verh. Geol. B. Anst., 1949, Wien 1951.

Prey, S.: Geologie der Flyschzone im Gebiet des Pernecker Kogels westlich Kirchdorf an der Krems (Oberösterr.). Jb. Geol. B. Anst., 94, Wien 1951 (a).

Richter, M. und Müller-Deile, G.: Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen (OBB.) und der Enns (Gberdonau). Zeitschr. d. D. Geol. Ges., 91, 1940.

Rzehak, A.: Die Foraminiferenfauna des grünen Oligocanthones von Nikoltschitz. Verh. Geol. R. Anst., 1887, Wien.

Rzehek, A.: Die Foraminiferenfauna der alttertiären Ablagerungen von Bruderndorf in Niederösterreich. Ann. Naturhist. Mus., 6, Wien 1891.

Rzehak, A.: Über einige merkwürdige Foraminiferen aus dem österreichischen Tertiär, Ann. Naturhist. Mus., 10, Wien 1895.

Schaffer, F. X.: Geologische Untersuchungen in der Gegend von Korneuburg. Verh. Geol. R. Anst., 1907, Wien,

Schaffer, F. X. und Grill, R.: Die Molassezone. In F. X. Schaffer: Geologie von Österreich, Deuticke, Wien 1951.

Schiener, A.: Neue Beobachtungen im Gebiete des Waschbergzuges. Verh. Geol. B. Anst., 1928, Wien.

Sickenberg, O.: Säugetierreste aus der Umgebung von Oberhollabrunn. Verh. Geol. B. Anst., 1928, Wien.

Sieber, R.: Die miozānen Potamididae, Cerithiidae, Cerithiopsidae und Triphoridae Niederösterreichs. Folia zoologica et hydrobiologica. Festschr. Prof. Dr. Embrik Strand, 2, Riga 1937.

Sieber, R.: Die Turritellidae des niederösterreichischen Miozans. Anz. Österr. Ak. d. Wiss. Nr. 7, 1949.

Tercier, J.: Sur l'extension de la zone ultrahelvétique en Autriche. Eclogae, 29, Basel 1936.

Thalmann, H. E.: Micropaleontology of Upper Cretaceous and Paleocene in Western Ecuador. Bull. Am. Ass. Petr. Geol., 39, Nr. 3, Tules 1946.

Thalmann, H. E.: Mitteilungen über Foraminiseren VI. 26. Das geologische Alter der Guayaquil-Formation in Ecuador. Eclogae geologicae Helvetiae, 40, Basel 1947.

Vašiček, M.: Moravská neogenni orbulineta a jejich stratigrafickě svédectví. (Die neogenen Orbulinenschichten Mährens und ihre stratigraphische Bedeutung.) Mit euglischem Resumé. Věstnik Stát. geol. úst. Čal. rep., 21. Prag 1946.

Vetters, H.: Über das Auftreten der Grunder Schichten am Ostfuße der Leiser Berge. Verh. Geol. R. Anst., 1910, Wien.

Vetters, H.: Mitteilungen aus dem tertiären Hügellande unter dem Manhertsberge. Verh. Geol. R. Anst., 1914, Wien.

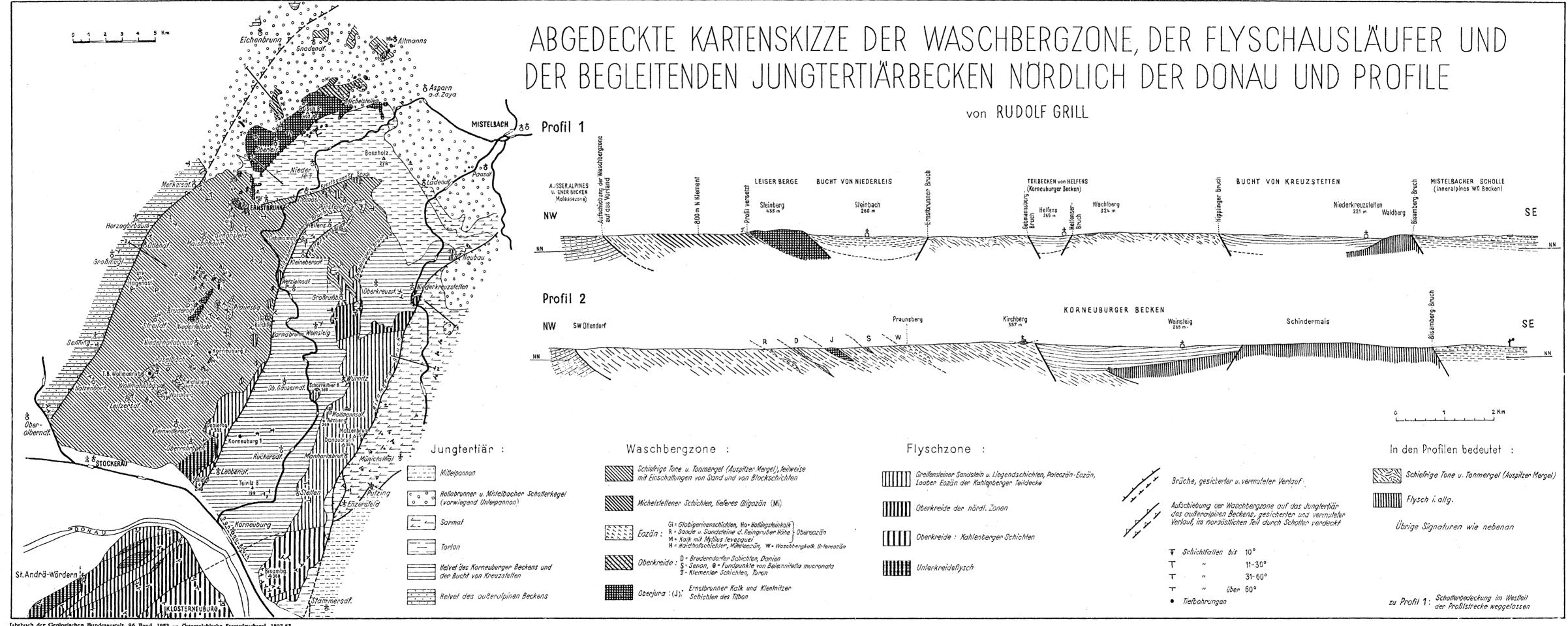
Vetters, H.: Geologische Übersichtskarte des Wiener Beckens nördlich der Donau. In L. Helmer: Das niederösterreichische Weinviertel östlich des Klippenzuges. Landeskundl. Bücherei, Österr. Buchverlag, Wien 1928.

Vetters, H.: Das Erdől im Wiener Becken. Tagl. Berichte über die Petroleum-industrie, 29, Nr. 84, 1935.

Vetters, H. und Anders E.: Exkursion nach Ernstbrunn und Nodendorf. Mitt. Naturwiss. Ver. Univ. Wien, 10, 1912.

Veit, E.: Zur Stratigraphie des Miozans im Wiener Becken. Mitt. Reichsamt f. Bodenforschg., Zweigst. Wien, 6, 1943.

Woletz, G.: Schwermineralanalysen von klastischen Gesteinen aus dem Bereich des Wienerwaldes. Jb. Geol. B. Anst., 94, Wien 1951.



# Die Entwicklung der Uvigerinen im Vindobon (Helvet und Torton) des Wiener Beckens

Von A. Papp, Wien und K. Turnovsky, Wien Mit 1 Tafel (V)

#### Inhalt

		Seite
	Vorwort	117
I.	Über die Methodik der Untersuchungen	118
II.	Beschreibung der Arten im Helvet und Torton des Wiener Beckens	120
ш.	Stratigraphische Verbreitung der einzelnen Arten	132
IV.	Ergebnisse	137
	Schrifttum	141

#### Zusammenfassung

In vorliegender Studie wird versucht, die bei der Revision der Uvigerinen im Vindobon des Wiener Beckens gewonnenen Ergebnisse für biostratigraphische Zwecke auszuwerten. Es wurden 20 Arten, bzw. Unterarten untersebieden, die sich auf 4 Artengruppen verteilen. Vertreter der Artengruppe Uvigerina graciliformis n. sp. wurden bisher nur im unteren Teil des Vindobon (= Helvet) im Wiener Becken beobachtet. Die jüngeren Faunen des Vindobon (= Torton) werden durch die Evolution der Artengruppen Uvigerina macrocarinata n. sp. und der Uvigerina semiornata semiornata d'Orbigny bezeichnet, wobei die Artengruppe der Uvigerina macrocarinata n. sp. mit der Reihe U. macrocarinata n. sp. U. cf. acuminata Hosius U. venusta venusta Franzenau und U. venusta liesingensis Toula die charakteristischesten Zonenleitfossilien geliefert hat. Die Artengruppe der Uvigerina bononiensis bononiensis Fornasini ist sowohl im Helvet wie im Torton vertreten, die im Helvet beobachteten Formen sind jedoch primitiver als jene des Tortons. Durch die morphologisch-genetischen Studien an Uvigerinen konnten die von R. Grill, 1941 und 1943, entwickelte Zonengliederung des Tortons im Wiener Becken neuerdings bestätigt werden.

#### Vorwort

In vorliegender Arheit wird der Versuch gemacht, durch weitere morphologisch-genetische Studien einen Beitrag für die Zonengliederung des Tortons im Wiener Becken zu liefern. Da den Verfassern entsprechendes Material aus dem Helvet zur Verfügung stand, konnten die Beobachtungen auch auf diese Stufe erweitert werden. Durch die auf breitester Basis durchgeführten Untersuchungen von Grill, 1941 und 1943, gelang bereits

eine Gliederung dieser Schichten nach der Vergesellschaftung der Foraminiferen. Im Rahmen der von Prof. Dr. O. Kühn angeregten mikropaläontologischen Untersuchungen am Paläontologischen Institut der Universität Wien wurde versucht, die Gültigkeit dieser Gliederung auch durch morphologisch-genetische Studien zu ergänzen. Ein erster Versuch (vgl. Papp und Küpper, 1952) mit Heterosteginen zeigte, daß diese Methodik im Torton des Wiener Beckens verwertbare Ergebnisse bringen kann. Das Vorkommen der Heterosteginen ist aber auf die Randfazies beschränkt. Es wurde nun versucht, diese Studien durch Beobachtungen an Arten zu ergänzen, die sowohl in der Randfazies, wie auch in der Beckenfazies, eine entsprechende Verbreitung besitzen. Die Wabl fiel auf die im Wiener Becken vorkommenden Vertreter der Gattung Uvigerina, da schon eine flüchtige Durchsicht von Profilen im Wiener Becken deren Verwendbarkeit für eine Zonengliederung erkennen ließ.

Entsprechend dem Umfang der erforderlichen Studien wurde von den Autoren eine Arbeitsteilung getroffen, so daß die systematischen und morphologischen Studieu einschließlich der Niederschrift dieser Arbeit von A. Papp am Paläontologischen Institut der Universität durchgeführt wurden; die Durchsicht des reichen Probenmaterials und das Verfolgen des Vorkommens der unterschiedenen Uvigerinen in den einzelnen Profilen wurde von K. Turnovsky vorgenommen. Die Auswertung der Ergebnisse erfolgte in gemeinsamem Gedankenaustausch. Die Verfasser stützten sich vor allem anf Materialien, die an der Geologischen Bundesanstalt Wien, Abteilung Erdöl, auf bewahrt werden, außerdem auf Materialien aus Beständen des Naturhistorischen Museums Wien und auf Proben, die von den Verfassern aufgesammelt wurden, ebenso auf Proben der Kartierung A. F. Tauber und A. Tollmann am O- und S-Rand des Leithagebirges.

An dieser Stelle sei allen Herren, welche die Bestrebungen der Verfasser förderten, gedankt, im besonderen Herrn Dr. R. Grill für die Bereitstellung reichen Materials und für zahlreiche Hinweise, ebenso Herrn Dr. F. Bachmayer für seine Mühewaltung.

#### I. Über die Methodik der Untersuchungen

Die Gattung Uvigerina erhielt ihren Namen wegen der Ähnlichkeit der Gehäuse mit kleinen Weintrauben, wobei die Kammern den einzelnen Beeren zu vergleichen wären. Eine Durchsicht der heute bekannten Arten der Gattung Uvigerina zeigt, daß die Kammern ursprünglich triserial und schraubenförmig-spiral angeordnet sind. Bei zahlreichen Artengruppen besteht jedoch die Tendenz zur biserialen oder sogar monoserialen Anordnung der Kammern im jüngeren Teil des Gehäuses. Aus diesem Grunde ist dem Vorhandensein einer biserialen Anordnung der Kammern keine taxonomische Vorzugsstellung zu geben (d. b. zu einer eigenen Untergattung zu rechnen), da sie seit Bestehen der Uvigerinen immer wieder bei fortgeschrittener Entwicklung einer Art oder Artengruppe erreicht wird.

Die Uvigerinen im weiteren Sinn haben ihre Wurzel bereits in der Oberkreide. Ab Eozän treten sie in großer Zahl und einer Vielfalt von Gehäuseformen und Skulpturmodifikationen bis in die Gegenwart auf. Die Bearbeiter verschiedenster Provenienz weisen bei Schilderung ihrer neuen Arten auf die Variabilität der Gehäuse hin, sie geben aber nur kurze Beschreibungen und oft unzulängliche Abbildungen, so daß ein sicheres Wiedererkennen der beschriebenen Formen und Arten manchmal unmöglich ist.

Anderseits wird bei Uvigerinen im Miozän, wie bei allen in Evolution stehenden Gruppen ein Ineinanderreichen verschiedener Formenkreise beobachtet, das Auftreten von Übergangsformen festgestellt usw. Es braucht nicht betont werden, daß dieser Umstand, so unangenehm er für ein schematisches "Bestimmen" oder Typisieren sein mag, meist der Ausdruck einer Willigkeit zur Formveränderung ist, die besonders bei Betrachtung ganzer Populationen und größeren Materials in geschlossenen Profilen die Charaktere der Zeitsignaturen deutlicher wiederspiegeln kann, als es bei gleichförmig persistierenden Arten, die sich "leicht bestimmen lassen", der Fall ist. Da zu erwarten war, daß auch die Anzahl der auftretenden Exemplare einer bestimmten Uvigerinenform innerhalb einer Population im Vindobon des Wiener Beckens einen chronologischen Wert als "Zeitsignatur" haben kann, wurde anf die Zusammensetzung einzelner Populationen besonderer Wert gelegt.

Bei der systematischen Gruppierung unseres Materials wurde versucht, ähnliche Formtypen in Artengruppen zusammenzufassen, wobei besondere Aufmerksamkeit den in Verbindung mit dem Vorkommen zu beobachtenden Änderungen in Gehäuseform, Skulptur usw. innerhalb der einzelnen Gruppen zugewendet wurde. Dies in Verbindung mit der Häufigkeit des Auftretens einzelner Formen ließ Ergebnisse phylogenetischer Natur erwarten, die sowohl Grundlage einer den natürlichen Verhältnissen genäherten systematischen Gruppierung bilden können, wie sie auch eine Charakteristik einzelner Zonen gestatten. Darüber hinaus waren Ergebnisse von allgemeinerem Interesse über Artenwandlung, Artenablöse, bzw. Artbildung zu erwarten.

Wie aus den Darlegungen von Hofker 1932 und Ten Damand Reinhold 1941 hervorgeht, tritt bei Uvigerinen ein Trimorphismus (zwei megalosphärische Generationen  $A_1$ ,  $A_2$ , und eine mikrosphärische Generation  $B_1$ ) auf. Sie sind kombiniert mit bestimmten Gehäuseformen und tragen zur Formenmannigfaltigkeit der Uvigerinen bei. Wir verwendeten derartige Untersuchungen (Durchlichtpräparate und gerichtete Schliffe) nur in Zweifelsfällen, um dadurch die Zugehörigkeit aberranter Exemplare zu ermitteln. Im wesentlichen läßt sich jedoch der Formtypus einer Population, wie er von den Autoren angewendet wurde, auch ohne derartige Spezialnntersuchungen ermitteln.

Wenn diese Studien auch nicht ausschließlich taxonomisch-nomenklatorischen Fragen gewidmet waren, so mußte naturgemäß zur Klärung der Benennung einzelner Formen ein breiterer Raum gewidmet werden. Große Hilfe leistete der von F. Ellis und A. R. Messina bearbeitete und vom American Museum of Natural History herausgegebene Catalogue of Foraminifera. Es wurde auch in dieser Arbeit versucht, mit möglichst wenig "Arten" ein Auslangen zu finden, wobei die subtilen Unterschiede in der Verwendung von Unterarten eine entsprechende Berücksichtigung zu erfahren haben. Trotzdem ergab sich, bedingt durch die subtilere Arbeitstechnik, nämlich das Verfolgen der Populationen in geschlossenen Profilen von Bohrungen, die Notwendigkeit, neue Namen für charakteristische Formen einzuführen. Wenn man auch die Ansicht vertreten kann, daß dadurch das "Bestimmen" der Arten, bzw. Unterarten erschwert wird, so steht dem gegenüber, daß durch eine genauere Determination bedeutend bessere Aufseblüsse über Vorkommen und chronologischen Wert der einzelnen Arten, bzw. Unterarten zu bekommen sind. Durch den Versueb, die einzelnen Formen in eine phylogenetische Reihung zueinander zu bringen, wurden schließlich die Voraussetzungen für die Verwendung einzelner Uvigerinen als Zonenleitfossilien im Miozän des Wiener Beckens angebahnt.

Nach unserer Ansicht wären alle Uvigerinen im Vindobon des Wiener Beckens zu Uvigerina im engeren Sinn zu rechnen. Sie verteilen sich auf

4 Artengruppen mit insgesamt 20 Arten und Unterarten.

#### II. Beschreibung der Arten im Helvet und Torton des Wiener Beckens

Genus: Uvigerina d'Orbigny 1826.

Gattungstypus: Uvigerina pygmaea pygmaea d'Orbigny 1826.

1. Artengruppe der Uvigerina bononiensis bononiensis Fornasini

Allgemeine Charakteristik: Gehäuse ziemlich klein ( $\mp$  0.5 mm), skulpturlos oder mit feiner Längsskulptur. Bei der typischen Uvigerina bononiensis besteht, nach einer triserialen Anordnung der Kammern in der Gehäusespitze, die Neigung zur biserialen und bei den letzten Kammern zur uniserialen Anordnung. Bei allen Formen der Artengruppe besteht im jüngeren Gehäuseteil die Tendenz zur Bildung eines hilateral-komprimierten Gehäuses. Bei den Formen aus dem Wiener Becken, z. B. bei U. parkeri parkeri Karrer und den nahe verwandten Formen kommt es zu einer ausgeprägten biserialen Ordnung der Kammern und zur Ausbildung einer ausgesprochen hilateralen Kompression des Gehäuses, die bei der nabe verwandten U. parkeri breviformis n. ssp. aus dem Helvet noch nicht so stark ausgeprägt erscheint. Die Mündung bildet ein kurzes verengtes Röhrchen, das oben erweitert ist.

Uvigerina bononiensis compressa Cushman 1925 (Tafel V, Abb. A, Fig. 8 a, b).

1925 Uvigerina compressa Cushman, S. 10, Tafel 4, Fig. 2,

1936 Uvigerina szakálensis Majzon, S. 124, Abb. 5, 6.

Gehäuse relativ klein, l=0.6-0.7 (Typus 0.65) mm, b=0.15-0.18 mm, bilateral komprimiert, d=0.12 mm). Der Umriß ist länglich-schmal. An der Spitze, im ältesten Gehäuseabschnitt, sind 5-6 Kammern triserial, die folgenden sind biserial angeordnet. Sie greifen bei dem Typusexemplar bei Cushman weit übereinander und nehmen schon fast eine Lage ein wie bei der typischen Unterart. Bei dem von uns abgebildeten Exemplar zeigt die Anordnung der Kammern noch stärker die Zweizeiligkeit. Die Kammern sind mit deutlichen Längsrippen verziert, die durch nahezu gleich breite Zwischenräume voneinander getrennt sind.

Vorkommen: Locus typicus: Perchtoldsdorf bei Wien, Mühldorf im Lavanttal (Kärnten); mittleres Torton; Bertece-Bach bei Nógrádszákál (Ungarn).

Bern.: Wie schon Marks 1951 S. 62, 63 angibt, sind *Uvigerina compressa* Cushman 1925 und *U. szakálensis* Majzon die gleichen Arten. Allerdings halte ich es für richtiger, noch eine Trennung von der aus dem Unterpliozän Italiens beschriebenen *U. bononiensis bononiensis* Fornasini 1888 und 1898 aufrechtzuerhalten, weil bei letzterer das Übergreifen der Kammern und die Neigung zum uniscrialen Bau stärker ausgeprägt ist als bei den Examplaren aus dem Torton des mittleren Donaubeckens. Des von Marks 1951 ab-

i) l = Lange, b = Breite, d = Durchmesser.

gebildete Exemplar Tafel 7, Fig. 8, gehört anderseits sicher nicht zu *U. bononiensis bononiensis*. Wir wählten das zur Abbildung gebrachte Exemplar aus dem Torton, um den Übergang zur *U. bononiensis primiformis* n. ssp. veranschaulichen zu können, die sich zur *U. bononiensis compressa* Cushmen ebenso verhalten mag, wie *U. parkeri breviformis* n. ssp. zu *U. parkeri parkeri* Karrer.

Uvigerina bononiensis primiformis, n. ssp. (Tafel V, Abb. A, Fig. 1, 2).

Typus Exemplar: Tafel V, Abb. A, Fig. 1. Derivatio nominis: Primitive Ausgangsform. Locus typicus: Laa a. d. Thaya, NÖ. (Ziegelei).

Stratum typicum: Mittelhelvet, "Grunder Schichten" im engeren Sinn. Diagnose: Kleine gedrungene Form, ähnlich der *U. parkeri breviformis*, jedoch mit Längsskulptur auf den Kammern.

Beschreibung: Das relativ kleine Gehäuse wird von niederen, deutlich gewölbten Kammern gebildet, die im älteren Gehäuseteil triserial geordnet sind, nur bei den drei letzten Kammerpaaren wird die Anordnung biserial. Dementsprechend ist das Gehäuse nur im jüngeren Teil etwas bilateral komprimiert.  $l=0.45-0.55\ mm$ ,  $b=0.19-0.21\ mm$ . Die Kammern sind von feinen Längsstreifen bedeckt und greifen im biserialen Abschnitt nur ganz unwesentlich übereinander. Sie sind niedrig, relativ stark gewölbt und deutlich voneinander getrennt.

Von *U. bononiensis compressa* unterscheidet sich die vorliegende Unterart durch die größere Ausdehnung des triserialen Gehäuseabschnittes, durch die plumpere Form, die geringere hilaterale Kompression und die niedrigeren Kammern. Sie steht der *U. parkeri breviformis* nahe, unterscheidet sich aber durch die Skulptur. Beide Unterarten können auf die gleiche Stammform zurückgehen, wie schon angedeutet wurde.

Vorkommen: Helvet des Wiener Beckens im allgemeinen.

- 1. Grunder Schichten s. str.: Laa a. d. Thaya, Grund.
- Helvet des Inneralpinen Wiener Beckens: Bohrung Maustrenk 4, Teufe 412—416 m.

Bem.: Vorliegende Uuterart unterscheidet aich von den den Verfassern bekannt gewordenen miezanen Arten durch des kleine plumpe Gehäuse und die geringe Tendeuz zur biserialen Reihung der Kammern. Sie ist vielleicht als Ansgengsform der Reihe U. bononiensis compressa (Torton) und U. bononiensis bononiensis (Pliezän) anzusprechen.

Uvigerina parkeri parkeri Karrer (Tafel V, Abh. A, Fig. 9 a, b).

1877 Uvigerina parkeri Karrer S. 385/386, Tafel 16 b, Fig. 50.

Das Gehäuse ist relativ klein, l=0.60~mm, b=0.17~mm und gleichmäßig bilateral komprimiert, d=0.10~mm. In der Seitenansicht sind bei dem abgebildeten Exemplar 11 Kammern zu zählen, nach Angaben von Karrer 10—12. Sie sind bilateral und stark einander übergreifend angeordnet, hoch und wemig gewölbt. Nur an der unteren Spitze ist eine rudimentäre triseriale Anordnung der Kammern erhalten, die uicht so deutlich wahrnehmbar ist wie bei U. parkeri breviformis n. ssp. Die Außenseite ist rauh, von einer Längsskulptur sind nur sporadisch ganz schwache Andeutungen zu beobachten.

Vorkommen: Locus typicus: Marine Uferhildungen bei Wöllersdorf NÖ. Torton, Lagenidenzone.

Bem.: Diese Form muß im Torton des Wiener Beckens als große Seltenheit bezeichnet werden. Den Verfassern stand nur das Originalmaterial Karrers, das im Natur-

historischen Museum, Geologische Abteilung, Wien, aufbewahrt wird, zur Verfügung. In diesem Material war kein Typus bezeichnet, die meisten Exemplare waren durch Ausblühungen zerstört. Der neu bestimmte Lectotypus wird zur Abbildung gebracht.

Bei einigen Exemplaren ist eine für den Formenkreis charakteristische Krümmung in Verbindung mit einer Drehung der Längsachse um zirka 90° zu beobachten. Der Charakter der Exemplare mit ihrer schmalen langen Gestalt und den hohen Kammern im jüngeren Gehäuse ist aber bei unseren Exemplaren sonst einheitlich.

Uvigerina parkeri breviformis n. ssp. (Tafel V, Abb. A, Fig. 3, 4).

Typus Exemplar: Tafel V, Abb. A, Fig. 3.

Derivatio nominis: Nach der kurzen gedrungenen Gestalt.

Locus typicus: Laa a. d. Thaya NÖ. (Ziegelei).

Stratum typicum: Mittelhelvet, "Grunder Schiebten" im engeren Sinn.

Diagnose: Kleine gedrungene Form mit niederen Kammern. Die Kammern sind im älteren Drittel triserial, im jüngeren Teil biserial. Ohne Längeskulptur.

Beschreibung: Das Gehäuse ist relativ klein,  $l=0.4-0.5\,mm$ ,  $b=0.2\,mm$ . Der ältere Teil des Gehäuses zeigt 7-8 Kammern triserial angeordnet, welchen im jüngeren Teil 6-7 biserial geordnete Kammern folgen. Die Kammern sind im Gegensatz zu U. parkeri parkeri Karrer niedrig und gewölbt, durch Furchen deutlich voneinander getrennt. Ihre Oberfläche ist rauh und trägt, wenn überhaupt so nur ganz sporadisch, eine feine Längsriefelung. Die Längsachse macht bei unseren Exemplaren häufig eine Drehung um zirka 90°. Eine biseriale Anordnung der Kammern wird im Gegensatz zur U. parkeri parkeri nur im obersten Teil des Gehäuses deutlicher.

Vorkommen: Helvet des Wiener Beckens, Grunder Schichten s. str.: Las a. d. Thaya, Grund.

In den angegebenen Fundorten nicht selten.

Bem.: U. parkeri breviformis n. ssp. kann mit einiger Wahrscheinlichkeit als Vorform der U. parkeri parkeri betrachtet werden. Wenn wir den größeren biserialen Gehäuseteil, die dadurch bedingte geringere Kompression und die niedrigen gewölbten Kammern als primitivere Merkmale gelten lassen, so wäre die Entwicklungstendenz in einer Reduktion des triserialen Gehäuseteiles in einer Betonung der biserial angeordneten Kammern und stärkerer Kompression des Gehäuses zu sehen. Dies entspricht allgemein feststellbaren Entwicklungstendenzen bei Uvigerinen. Die Stammform der helvetischen U. parkeri breviformis ist den Verfassern derzeit nicht bekannt, sie kann aber die gleiche sein, von der U. bononiensis primiformis abzweigt.

Von dem Formenkreis der U. bononiensis Formasini unterscheidet sich der Formenkreis der U. parkeri durch das Fehlen der Längsskulptur. Im übrigen

besteht zwischen beiden Formengruppen nahe Verwandtschaft.

## 2. Artengruppe der Uvigerina graciliformis n. sp.

Uvigerina graciliformis n. sp. (Tafel V, Abb. A, Fig. 5-7).

Typus Exemplar: Tafel V, Abb. A, Fig. 5.

Derivatio nominis: Nach der zierlichen Gestalt.

Locus typicus: Grund NÖ.

Stratum typicum: Helvet, "Grunder Schichten" im engeren Sinn.

Gehäuse klein,  $l=0.45-0.55\ mm$  und sohmal,  $b=0.17\ mm$ , der Querschnitt ist in allen Gehäusepartien drehrund, im Gegensatz zu Formen der Artengruppe U. bononiensis bononiensis, wo eine Tendenz zu bilateraler Kompression besteht.

4—5 Kammern lassen an der Gehäusespitze eine triseriale Anordnung erkennen, die folgenden 5—6 Kammern stehen alternierend zueinander, übergreifen sich gegenseitig weitgehend und nähern sich schon stark einem uniserialen Bauplan, wodurch das schmale, lange Gehäuse entsteht. Die Kammern sind sehr stark gewölbt und durch sehr tiefe Furchen voneinander getrennt. Die Skulptur ist variabel. Sie kaun aus scharfen, schmalen, glasig-durchsichtigen, gratähnlichen Rippen bestehen, die nach hinten etwas spitzig ausgezogen sind, oder weniger scharf ausgeprägt sein, bis zu einfachen feinen Längsrippen.

Vorkommen: Wiener Becken, Helvet. Nur stellenweise häufig.

- I. Grunder Schiebten s. str.: Laa a. d. Thaya, Grund.
- 2. Helvet des Inneralpinen Wiener Beckens: Bohrung Maustrenk 4, Teufe 408—416 m.

Bem.: Vorliegende Art ist in der Vorderansicht der U. bononiensis compressa sehr ähnlich, unterscheidet sich aber durch den kreisrunden Querschnitt des Gehäuses.

Unter den aus Europe bekannt gewordenen Arten läßt sich vorliegende Art nur schwer einreihen. Groß ist dagegen die Übereinstimmung mit U. calvertensis Cushman 1948, die aus dem Miozan von Ohio beschrieben wurde.

Wie schon angedeutet, treten in der Skulptur der hier beschriebenen Form Verschiedenheiten auf. Nach dem bisher den Autoren bekannt gewordenen Material scheinen, die schärfer skulpturierten Formen in Maustrenk häufiger zu sein als in Grund.

Uvigerina sp.

Unter dieser Bezeichnung möge eine Form aus dem Helvet von Grund angeführt werden, von der leider nur ein Exemplar vorliegt, weshalb von einer taxonomischen Auswertung Abstand genommen werden soll. Es schließt sich im Gehäusehau an die vorhergehende Art an, hat jedoch eine viel gröbere Skulptur in Form von hoben scharfen Graten, die den Kammern entlang ziehen.

#### 3. Artengruppe der Uvigerina macrocarinata n. sp.

Uvigerina macrocarinata n. sp. (Tafel V, Ahb. B, Fig. 1-3).

Typus Exemplar: Tafel V, Abb. B, Fig. 2.

Derivatio nominis: Nach der grohen Skulptur starker Querleisten.

Locus typicus: Grund NÖ.

Stratum typicum: Torton, untere Lagenidenzone.

Gehäuse klein,  $l=0.6\ mm$ , selten sehr klein,  $l=0.4\ mm$ ; sehr breit und plump,  $b=0.25-0.45\ mm$ . Sein Querschnitt ist kreisförmig. Bei der Mehrzahl der Gehäuse sind nur die letzten drei Kammern von außen unterscheidbar. Im Längsschliff sind bei den weitaus häufigeren megalospbärischen Exemplaren 7-8 triserial angeordnete Kammern zu zählen. Während die Oberseite der letzten Kammer noch skulpturarm ist, setzen auf deren Unterseite, spätestens aber auf der zweiten Kammer, starke lamellenförmige Grate an, die sich nach unten verstärken und häufig geradlinig auf den älteren Kammern eine Fortsetzung finden. Sie überdecken im älteren, unteren Gehäuseabschnitt die Kammergrenzen vollständig und reichen über die Gehäusespitze in Form von massiven Spitzen hinaus (vgl. Tafel V, Abb. B, Fig. 2, 3).

Bei einem mikrosphärischen Exemplar aus Grund wurde eine schwächer ausgebildete Lamellenskulptur beobachtet (vgl. Tafel V, Abh. B, Fig. 1),

wobei die nach rückwärts ausgezogenen Lamellen wenig über die Gehäusespitze hinausragen. Die Skulptur setzt erst im unteren Teil der zweiten Kammer an. Die Nahtlinien zwischen den Kammern sind deutlicher als es bei den megalosphärischen Exemplaren in der Regel der Fall ist.

Vorkommen: Wiener Becken, basales Torton, untere Lagenidenzone. Nicht selten, vorwiegend in sandigen Sedimenten. (Untere Lagenidenzone = Lanzendorfer Fauna Grill, 1941.)

Bohrung Maustrenk. (Vgl. Grill, 1941, Abb. 11.)

Aufschlüsse von Hörersdorf—Frätlingsdorf (grüngrauer Tonmergel mit Planulina wuellerstorfi Schwager; vgl. Grill, 1941, Abb. 12).

Transgressives Torton im außeralpinen Wiener Becken und im Klippenraum: Becken von Niederleis, mehrere Stationen der Aufnahme von R. Grill, 1951/1952, Mailberg. Mergellagen im Lithothamnienkalk (Steinbruch), Grund (tortone Serie, locus typicus), Brünn (Mähren, Č. S. R.).

Bem.: Vorliegende Art wurde biaher nur an der Basis des Tortons mit der bezeichnenden Transgressionsfaune beobechtet. Sie wurde weder im Helvet noch in jüngeren Tortonstraten typisch beobechtet. Es besteht Grund zur Annahme, daß aus U. macrocarinata n. sp. in der weiteren Folge U. cf. acuminata Hosius abzuleiten ist.

Uvigerina cf. acuminata Hosius 1895 (Tafel V, Abb. B, Fig. 4-6).

1893 Uvigerina aculeata Hosius, S. 108, Tafel 2, Fig. 9 (non d'Orbigny, 1846).

1895 Uvigerina acuminata Hosius, S. 167 (Fußnote).

1941 Uvigerina hosiusi Ten Dam and Reinhold S. 237 (part. non Fig.).

1951 Uvigerina multicostata Marks, S. 61 (part.).

Gehäuse mittelgroß, l=0.5— $0.6\,mm$  aus Tonen, his  $0.8\,mm$  aus Sanden, und relativ hreit, 0.3— $0.4\,mm$ , mit kreisrundem Querschnitt. Es besteht aus 6—7 gewölbten, deutlich voneinander getrennten, triserial angeordneten Kammern. Die oberste, jüngste Kammer kann glatt sein, oder schon an ihrer Unterseite setzen scharfe, lamellenartige Längsrippen an, die sich nach hinten verschärfen und als kurze Stacheln über die Kammer hinausreichen. Auch am unteren Ende sind Längsrippen ausgebildet, deren Spitzen über die Gehäusespitze hinausragen.

Formen aus der Sandfazies sind etwas größer als jene aus dem Ton, die Längsrippen sind stumpfer und erinnern noch stärker durcb ihr Ühergreifen auf die nächstfolgende Kammer an *U. macrocarinata*, aber auch hier ist eine deutlichere Trennung der Kammern im mittleren Gehäuseahschnitt nicht zu verkennen.

In unserem Material überwiegen auch von dieser Art die megalosphärischen Exemplare.

Die typische U. acuminata Hosius wurde aus Dingten beschriehen. Vorkommen der U. ef. acuminata im Wiener Becken:

Torton, obere Lagenidenzone = Niveau des "Badener Tegels s. str." häufig. Baden bei Wien Ziegeleien, Soos Ziegeleien, Vöslau (Breyersche Ziegelei). Bohrung Aderklaa I, Teufe 1610—1760 m.

Bem.: Vorliegende Art wurde von Hosius, 1893 als *U. aculeata* beschrieben, später 1895 zu *U. acuminata* umbenannt. Wenn wir diesen Namen für die Bezeichnung unserer sehr charakteristischen Art aus dem Wiener Becken übernehmen, so deshalb, weil sowohl in Beschreibung wie in der Abbildung große Übereinstimmung besteht. Sogar die Zahl

der Längsrippen auf einer Kammer im Mittelabschnitt des Gehäuses bis zu 14 ist die gleiche, wenn auch bei den meisten Exemplaren nur 9—12 gezählt werden können. Trotzdem wagen wir keine vollständige Identifizierung unserer Form mit der von Hosius genannten Art, weil die Dingtener Schichten ellgemein als Helvet gelten, unsere Form im Wiener Becken aber — aller Wahrscheinlichkeit nach aus *U. macrocarinala* hervorgegangen — eine tortone Form repräsentieren würde. Sowohl eine volle Identifizierung ebenso wie eine Trennung beider Formen erschien nur bei Vergleich von Originalmaterial möglich, das den Verfassern aber nicht zugänglich war, weshalb vorläufig eine Ähnlichkeitsbestimmung gewählt wurde.

Die von Hosius. 1893 beschriebene Art beschäftigte auch Ten Dam und Reinhold. Wir glauben jedoch, daß die von Ten Dam und Reinhold, 1941 als *U. hosiusi* beschriebene und abgebildete Uvigerina im Gegensatz zu den Angaben beider Autoren nicht mit jemer von Hosius, 1893 beschriebenen aus Dingten übereinstimmt. Es sind bei ihr die Längerippen viel schwächer und nach hinhen nicht spitz ausgezogen, was eher an den Typus einer "*U. semiornata*" erinnern würde. Außerdem scheint die Möglichkeit zu bestehen, daß Ten Dam und Reinhold den Namen *U. acuminata* Hosius, 1895 in ihrer Arbeit übersehen haben.

Marks, 1951 wählt für eine Form mit lamellenartigen Längsrippen auf den Kammern den Namen U. multicostata Leroy, 1939. Diese Art, aus dem "Miozän" von Zentral-Sumatra beschrieben, zeigt zweifellos eine große Ähnlichkeit mit dem hier behandelten Formenkreis. Ob es sich dabei um eine wirkliche Identität handelt oder nur um Konvergenzen, könnte erst eine Klarstellung der Phylogenie von U. multicostata, bzw. die völlige Altersgleichheit ergeben. Die Entwicklung der Uvigerinen im ganzen Tertiär ist reich an Parallelentwicklungen, aber es mögen auch einzelne Formen vom Eozän in das Miozän reichen, die derzeit unter ganz verschiedenen Namen geführt werden. Jedenfalls ist durch U. multicostata Leroy eine ähnliche Entwicklungstendenz im Miozän von Insulinde belegt, wie man sie im Miozän Europas antrifft.

Das von Marks, 1951, Tafel 7, Fig. 10, als *U. multicostata* Leroy zur Abbildung gebrachte Exemplar unterscheidet sich von den unseren durch die etwas größeren Dimeneioneu und die geringe Verlängerung der Längsrippen nach hinten, besonders an der Gehäusespitze. Derartige Formen gehören in Baden zu den Seltenheiten, sie lag den Verfassern von diesem Fundort nicht vor. Wenige Exemplare sind jedoch aus den oberen Horizonten der Lagenidenzone bekannt (Vöslau) und stellen einen an *U. cf. acuminata* anzuschließenden Formtypus dar. Da Marks jedoch die häufige Form aus Baden gekannt haben muß, so steht zur Diskussion, ob er uusere *U. cf. acuminata* nicht ebenfalls zur

U. multicostata Leroy rechnete.

Uvigerina venusta venusta Franzenau (Tafel V, Abb. B, Fig. 8, 13).

1894 Uvigerina venusta Franzenau, S. 284 (part.), Tafel 6, Fig. 60 a—b (non 61 a—b).
 1951 Uvigerina venusta Marks, S. 62 (part.).

Gebäuse mittelgroß, l=0.5-0.7 mm, relativ schlank, b=0.25-0.3 mm, mit kreisrundem Querschnitt, aus 8-11 gewölbten und deutlich voneinander getrennten Kammern bestehend, welchen deutliche, gratartige Lamellen entlang ziehen. Diese Lamellen sind, im Gegensatz zu U. cf. acuminata, nach hinten nicht ausgezogen und niedrig.

Vorkommen: Wiener Becken, Torton, untere Sandschalerzone bis Buliminen-Bolivinenzone. Aderklaa 1, Teufe 1420—1617 m selten. Verschiedene Lokalitäten in der Randfazies am Leithagebirge, Müllendorf u. a. m.

Bem.: Vorliegende Form wurde im Wiener Becken meist als *U. pygmaea* d'Orb. bezeichnet, von der sie jedoch in Gestalt und Berippung deutlich verschieden ist. Franzenau beschrieb 1894 als *U. venusta* zwei Formen aus den Congerienschichten des Pannons von Markusevec. Es unterliegt keinem Zweifel, daß sich diese Foraminiferen in Markusevec auf allochthoner Lagerstätte befinden, sie stammten ursprünglich sicher aus dem jüngeren Torton. Wir wählen die Fig. 60 a—b bei Franzenau, 1894 zum Typus und rechnen seine Form mit biserial angeordneten Kammern zur nächstfolgeuden Art.

Marks führt 1951 ebenfalls *U. venusta* aus dem Wiener Becken an. Er rechnet in ihre Synonymie *U. pygmaca* d'Orbigny, 1846 (non 1826), ohne die beiden Formen vonein-

ander zu trennen. *U. pygmaea* ist jedoch, auch wenn man auf die unklaren Abbildungen bei d'Orbigny, 1846 zurückgreift, mit der bei Franzenau gegebenen Abbildung und Diagnose, auch bei weitherzigster Auffassung des Artbegriffes, nicht unterzubringen. Näher steht jedoch möglicherweise die im folgenden noch näher zu schildernde *U. pygmaea* 

pygmaca d'Orbigny, 1826.

U. venusta in unserem Sinn scheint eine unmittelbare Beziehung zu U. cf. acuminata zu haben. Relativ kurze und plumpe Exemplare treten im Torton des Wiener Beckens häufig in der Beckenfazies der unteren Sandschalerzone auf, sie sind in den folgenden Schichten seltener und finden sich in der Buliminen-Bolivinenzone in relativ schlanken Exemplaren mit etwas kleineren, feinverzierten Gehäusen, gemeinsam mit der nächstfolgenden Art. Im oberen Teil der Sandschalerzone wird eine auffallend große Variabilität beobachtet (vgl. U. cf. pygmaca S. 127).

Uvigerina venusta liesingensis Toula, 1914 (Tafel V, Abb. B, Fig. 11, 12).

1894 Uvigerina venusta Franzenau, S. 284 (part.), Tafel 6, Fig. 61 a, b (non Fig. 60 a, b). 1914 a Uvigerina liceingeneis Toula, S. 10.

1951 Uvigerina bononiensis Marks, S. 62, Tafel 7, Fig. 8 (non Fornasini).

Gehäuse relativ groß,  $l=0.75-1.00\,mm$ , aus 13—15 Kammern bestehend. An der Gehäusespitze, also im älteren Gehäuseabschnitt, ist eine triseriale Anordnung der Kammern zu beobachten, auf die jedoch bald zweizeilig geordnete Kammern folgen. Der Querschnitt kann in dieser Gehäuseregion breit-oval sein (vgl. Tafel V, Abb. B, Fig. 11). Bei anderen Gehäusen tritt die biseriale Anordnung der Kammern nicht so deutlich, obwohl vorhanden, in Erscheinung, der Gehäusequerschnitt bleibt dann mehr oder weniger kreisförmig.

Längs der Kammern zieht eine starke Längsskulptur in Form lamellenartiger Rippen, die nach hinten etwas spitz ausgezogen sein können. Diese feinen Spitzen am Ende der Längsrippen sind bei Exemplaren aus der Mergel-Fazies der Leithakalke aus Sedimenten des Beckenrandes meist stärker entwickelt als bei Exemplaren aus Tonen der Beckenfazies.

Vorkommen: Wiener Becken, jüngeres Torton, selten Sandschalerzone — obere Lagen, häufig Buliminen-Bolivinenzone. Sowohl in der Rand- wie in der Beckenfazies in zahlreichen Bohrungen und Faunen aus Mergellagen des Leithakalkes.

Locus typicus: Bohrung bei Liesing, Teufe 188—500 m, oberer Badener Tegel (= Sandschalerzone) in geringer Anzahl.

Weitere Vorkommen im Wiener Becken: Bohrung Aderklaa 1, Teufe 1391—1396 m häufig usw. Zahlreiche Stationen der Kartierung Tollmann und Tauber am S- und O-Rand des Leithagebirges, Wien-Nußdorf—Grünes Kreuz.

Bem.: Vorliegende Form kann ohne Schwierigkeiten mit *U. venusta venusta* in Verbindung gebracht werden, sie wurden auch von Franzenau gemeinsam beschrieben. Die Unterschiede liegen vorwiegend in der größeren Zahl der Kammern und in ihrer Tandenz zur zweizeiligen Anordnung. Eine Zwischenform, die Kriterien beider Formen kombiniert zeigt, wird in Tafel V, Abb. B, Fig. 7, zur Abbildung gebracht.

Toula charakterisiert seine *U. liesingensis* 1914 a mit den Worten: "Eine sohlanke, vielzellige Form, die sich an *U. cochlearis* Karrer und *U. brunnensis* Karrer anschließt, aber viel kräftigere Rippen besitzt, die nach unten in Spitzehen auslaufen." Dieser

Diagnose entsprechen unsere Exemplare Tafel V, Abb. B, Fig. 11, 12.

Marks, 1951, bildet eine Form ähnlich der *U. venusta liesingeneis* Toula, aus den jüngeren Schichten von Wien-Nußdorf, Grünes Kreuz, ab. Seine Identifizierung mit *U. bonomieneis* Fornasini dürfte aber wegen der doch beträchtlichen Verschiedenheiten gegenüber der pliozänen Art aus Italien unzweckmäßig sein.

U. venusta liesingensis stellt unseres Erachtens eine weiterentwickelte U. venusta venusta, bzw. U. cf. acuminata dar und tritt in etwas gedrungenen Exemplaren schon im oberen Teil der Sandschalerzone vereinzelt auf, um in der Buliminen-Bolivinenzone als häufiges Fossil, sowohl in der Rand- wie in der Beckenfazies, neben der selten und in schlanken Exemplaren vorkommenden U. venusta venusta zu dominieren.

Uvigerina cf. pygmaea d'Orbigny (Tafel V, Abb. B, Fig. 9, 10). 1926 Uvigerina pygmaea d'Orbigny, Tafel 12, Fig. 8—9 (non 1846).

Gehäuse mittelgroß, relativ schlank,  $l=0.7\,mm$ ,  $b=0.25\,mm$ , die Kammern im älteren Gehäuseabsebnitt triserial angeordnet, mit gewölbten Kammern, denen eine ganz ahnliche Querskulptur aufgeprägt ist wie bei U. venusta venusta. Die letzten 2—3 Kammern haben an Stelle der Querskulptur eine rauhe Oberfläche, die durch kleine stumpfe niedrige Stacheln betont wird. Auf der sich nach oben verjüngenden letzten Kammer wird die Mündung von einer relativ langen schlanken Röhre gebildet.

Vorkommen: Wiener Becken, Sandschalerzone — oberer Teil, Müllendorf, Ortsmitte.

Bem.: Die von uns als *U. cf. pygmaea* bezeichneten Exemplare stellen zweifellos eine aus *U. venusta venusta* hervorgegangene Modifikation dar, die bis zu Formen führen kann, die sich im oberen Teil des Gehäuses sterk verschmälern und 5 Kammern ohne Querskulptur haben. Sie haben so viele morphologische Einzelheiten mit der von d'Orbigny, 1826, abgebildeten typischen *U. pygmaea* aus dem Pliozän Italiens gemeinsam, daß es den Verfassern nicht möglich ist — wegen mangelndem Originalmaterial — eine Differentialdiagnose zu geben, weshalb als vorläufige Lösung der Name *U. cf. pygmaea* vorgeschlagen wird.

Cushman 1930 wendet diesen Formen ebenfalls sein Interesse zu und kommt zu dem Ergebnis, daß derartige Exemplare aus dem Wiener Becken mit jenen aus Italien ident

U.~pygmaea d'Orbigny, 1846, aus Baden unterscheidet sich beträchtlich von U.~pygmaea d'Orbigny, 1826, worauf im folgenden noch zurückzukommen ist.

Uvigerina aculeata aculeata d'Orbigny 1846 (Tafel V, Abb. A, Fig. 12).

1846 Uvigerina aculeata d'Orbigny, S. 191, Tafel 11, Fig. 27, 28.

Gehäuse schmal, walzenförmig, mit relativ groben, unregelmäßig gereihten kurzen Stacheln besetzt. l=0.6-0.7~mm, b=0.25~mm. Die Kammergrenzen sind meist nicht zu sehen, sondern durch die Stachelskulptur weitgehend überdeckt.

Vorkommen: Wiener Becken, Torton in allen Zonen des Unter- und Mitteltortons, besonders in Sandfazies. Locus typicus: Wien-Nußdorf (Schreiberhach).

Uvigerina aculeata orbignyana Czjzek (Tafel V, Abb. A, Fig. 11).

1847 Uvigerina asperula Czjzek, S. 10, Tafel 13, Fig. 14, 15.
1847 Uvigerina orbignyana Czjzek, S. 11, Tafel 13, Fig. 16, 17.

Gehäuse ähnlich der *U. aculeata aculeata*, die Stacheln stehen jedoch

bedeutend enger und bilden einen moosartigen Überzug.

Vorkommen: Wiener Becken in allen Zonen des Unter- und Mitteltortons, vorwiegend in der Tonfazies. Locus typicus: Baden hei Wien.

Bem.: U. asperula stellt eine schlankere, U. orbignyana eine plumpere Form dar. Wenn auch bei einzelnen Vorkommen, bzw. bei der Auslese eines großen Materials schlankere und plumpere Formen auseinandergelegt werden können, so stehen sie sich doch allgemein so nahe, daß wir beide Formen zusammenziehen.

Die Neigung zur Ausbildung von kurzen Stacheln als zusätzliches Skulpturelement scheint innerhalb der Gattung Uvigerina bei vielen Arten latent vorhanden zu sein und kommt sporadisch zur Entwicklung. Wir betrachten daher das Auftreten von Stacheln nicht als phylogenetisches Merkmal, das für chronologische Schlüsse herangezogen werden kann. Wir bringen ein Exemplar aus dem Formenkreis der U. venusta zur Ausbildung, an dem auf den letzten beiden Kammern Stacheln ausgebildet sind, am älteren Gehäuseteil jedoch noch die ursprüngliche Längsskulptur auf den Kammern. Das Auftreten von Stacheln in ähnlicher Form wurde auch bei U. cf. acuminata und wenn auch in geringem Maße bei U. cf. pygmaea (vgl. Tafel V, Abb. B, Fig. 9, 10) beohachtet.

## 4. Artengruppe der *Uvigerina semiornata semiornata* d'Orbigny Allgemeine Bemerkungen

Durch die geringe Zahl von Namen, die bei der klassischen Schilderung der Foraminiferen aus dem Wiener Becken durch d'Orbigny 1846 für die Uvigerinen in Anwendung kamen, wurde bei dem Formenreichtum dieser gerade in den tortonen Schichten so häufigen Gattung jeder Sachbearbeiter vor die Aufgabe gestellt, die Formenmannigfaltigkeit irgendwie zu charakterisieren. Da Formen mit starker Längsskulptur auf den Kammern bei d'Orbigny überhaupt nicht aufscheinen, wurden früher alle vorkommenden Formen irgendwie auf *U. pygmaea* bezogen. Dem Umstand kam noch entgegen, daß die Ahbildungen bei d'Orbigny verschiedene Ausdeutungen zulassen.

Toula hatte bei seinem sehr genauen Auslesen der Prohen diese Unterschiede wohl erkannt, aber zugunsten der Gehäuseform allein vernachlässigt. Erst ein Verfolgen der Populationen von älteren zu jüngeren Schichten in geschlossenen Profilen von Bohrungen zeigte, daß im Torton des Wiener Beckens zwei Entwicklungsreihen vorliegen. Umfaßte die eine die stark skulpturierten Arten, so waren anderseits die Arten mit schwacher Skulptur zusammenzufassen. Während Vertreter der ersteren in die Buliminen-Bolivinenzone hineinreichen, erlischt die Artengruppe der U. semiornata semiornata an der oberen Grenze der Sandschalerzone.

Als namengebende Art unserer Artengruppe wird *U. semiornata semi-ornata* gewählt, weil sie die häufigste und zeitlich am weitesten verbreitete Art darstellt.

Uvigerina semiornata semiornata d'Orbigny (Tafel V, Abb. C, Fig. 1, 3, 7).

- 1846 Uvigerina semiornata d'Orbigny, S. 189, Tafel 11, Fig. 23, 24.
- 1914b Uvigerina pygmaea Toula, S. 638, 651 (part.), Tafel 39, Fig. 9.
- 1914b Uvigerina tenuistriata Toula, S. 638, 651, Tafel 39, Fig. 10.
- 1951 Uvigerina urnula var. semiornata Marks, S. 62.

Gehäuse mittelgroß,  $l=0.6-0.7 \,mm$  und  $b=0.25-0.30 \,mm$ , aus 8-10 triserial geordneten, stark gewölbten Kammern bestehend, die durch tiefliegende Nahtgrenzen voneinander getrennt sind. Die erste Kammer ist glatt, d. h. ohne Längsskulptur, nur mit den feinen, der Gattung

eigentümlichen Rauhigkeiten versehen. Im oberen Teil der zweiten Kammer setzen feine Längsrippen ein, die bis zur Embryonalkammer zu verfolgen sind.

Ähnlich wie Hofker 1932 bei der rezenten U. mediterranea und Ten Dam und Reinhold 1941 bei U. hosiusi, glauben auch wir, bei dieser Art einen Trimorphismus beobachten zu können. Die megalosphärischen Formen  $(A_1, A_2$  Generation) verhalten sich zu den mikrosphärischen etwa wie 5:1.

Von der bei d'Orbigny dargestellten Form ausgehend, wäre ein schwach skulpturiertes mikrosphärisches Exemplar mit großem Breitenindex (1:b=2:1), wodurch das Gehäuse plump und in der Mitte aufgetrieben erscheint, typisch. Wir beobschten derartige Exemplare, vorzüglich in der unteren Lagenidenzone, gemeinsam mit *U. macrocarinata* n. sp. (vgl. Tafel V, Abb. C, Fig. 1). Extrem breite Exemplare, wie sie bei d'Orbigny zur Darstellung kamen, sind in unserem Material aus dem Badener Tegel selten, sie treten häufiger im oberen Teil der Sandschalerzone auf. Im Badener Tegel sind die Exemplare meist bedeutend schlanker und in der Mitte weniger gewölbt bzw. aufgebläht, vereinzelt treten schlanke Formen mit vermehrten Kammern auf, die schon zur *U. semiornata brunnensis* überleiten. *U. semiornata semiornata* wird bis in das Niveau der oberen Sandschalerzone im Wiener Becken häufig beobechtet, wo sie nochmals in optimaler Entfaltung auftritt. Sie scheint in der Buliminen-Bolivinenzone zu fehlen, bzw. nur sporadisch aufzutreten.

Locus typicus: Wien-Nußdorf (am Schreiberbach), obere Lagenidenzone, Niveau von Baden.

Vorkommen im Wiener Becken: Torton.

- Basales transgressives Torton der Lagenidenzone, z. B. Grund NÖ., Feldproben im Becken von Niederleis (Kartierung R. Grill), Bohrung Maustrenk, Brünn (Mähren, Č. S. R.).
- 2. Obere Lagenidenzone, Badener Tegel (Ziegeleien bei Baden-Soos, Traiskirchen, Möllersdorf usw.).
- Sandschalerzone, Aderklaa 1, Teufe 1420—1569 m, und zahlreiche Stationen am O- und S-Rand des Leithagebirges.

Bem.: Die nahe Verwendtschaft der schwach skulpturierten Uvigerinen des Wiener Beckens war wohl allen Bearbeitern dieser Materie gegenwärtig. Es wurden daher immer wieder Versuche gemacht, Formen zusemmenzulegen (vgl. auch Marks 1951). Da wir aus unserem Material zu dem Schluß gekommen sind, daß die primitivere Form die U. semiornata d'Orbigny ist und die glatten Formen, bzw. Formen mit reduzierter Skulptur, bzw. verlängertem Gehäuse sich von U. semiornata ableiten, erlauben wir uns den Vorschlag, U. semiornata als Artnamen zu belassen und die im folgenden anzuführenden Formen als Unterarten zuzuordnen. Wie schon bemerkt, dürfte die U. hoeiusi, so wie sie Ten Dam und Reinhold abbilden (1941), mit U. semiornata semiornata d'Orbigny sehr nahe verwandt sein.

U. semiornata semiornata als Durchläuferform der Artengruppe schwach skulpturierter Uvigerinen im Torton des Wiener Beckens tritt auch im Helvet auf, wie Bohrproben aus dem Helvet-Schlier Mährens (C. S. R.) beweisen. In den korrelaten Schiohten Österreichs wurde sie bisher nicht beobachtet und dürfte daher seltener sein.

Uvigerina semiornata urnula d'Orbigny (Tafel V, Abb. C, Fig. 2, 6). 1846 Uvigerina urnula d'Orbigny, S. 189, Tafel 11, Fig. 21, 22. 1951 Uvigerina urnula urnula Marks, S. 62.

Das Gehäuse entspricht dem der typischen Unterart, die Skulptur ist jedoch noch schwächer und auf die Kammern des älteren Teiles an der Gehäusespitze beschränkt.

Vorkommen: Wiener Becken, Torton, obere Lagenidenzone, nicht häufig. Ziegeleien bei Baden (locus typicus), Möllersdorf, Sandschalerzone, relativ große und skulpturarme Exemplare, Aderklaa 1, Teufe 1420—1422 m, 1443—1504 m. Aufschlüsse am Leitbagebirge, z. B. Müllendorf, Ortsmitte u. a. m.

Uvigerina semiornata brunnensis Karrer (Tafel V, Abb. C, Fig. 8).

1877 Uvigerina brunnensis Karrer, S. 385, Tafel 16 b, Fig. 49.

Gehäuse relativ groß,  $l=1\cdot00~mm$ , langgestreckt und schmal,  $b=0\cdot28-0\cdot30~mm$ . Auf jeder Seite sind 10 gewölbte Kammern siebtbar, die von der zweiten Kammer abwärts mit entfernt stehenden, sehr schwachen Längsrippen besetzt sind.

Vorkommen: Wiener Becken, jüngeres Torton, höhere Tegelpartie bei Brunnerort (locus typicus) und Perchtoldsdorf (südlich Wien). Aderklaa 1, Teufe 1499—1569 m.

Bem.: Es unterliegt keinem Zweifel, daß vorliegende Form eine weiterentwickelte *U. semiornata semiornata* repräsentiert, mit der sie durch Exemplare, die schon in Baden vorkommen, verbunden erscheint. Wir beobachteten bei dieser Form das Vorkommen von megalosphärischen und mikrosphärischen Exemplaren wie 10:1. Sie scheint eine typische Form der Sandschalerzone zu repräsentieren.

Uvigerina semiornata karreri n. ssp. (Tafel V, Abb. C, Fig. 5).

Typus Exemplar: Tafel V, Abb. C, Fig. 5.

Derivatio nominis: Nach F. Karrer.

Locus typicus: Brunnerort (Originalmaterial Karrer 1877).

Stratum typicum: Jüngeres Torton, Sandschalerzone.

Diagnose: Gehäuse ähnlich jenem von *U. semiornata brunnensis* Karrer, jedoch etwas kleiner und ohne Längsskulptur auf den Kammern.

Beschreibung: Gehäuse relativ groß,  $l=0.87\ mm$ , sehr schlank, b=0.26 mm, mit 11 gewölbten Kammern in der Seitenansicht. Die Kammern tragen keine Längsskulptur. Der Gehäusequerschnitt ist rund. Die untersten Kammern zeigen den triserialen Bau, die Kammern im jüngeren Gehäuseteil sind ähnlich wie bei U. semiornata brunnensis Karrer zweizeilig, jedoch in gedrehter Spirale, weit ineinandergreifend angeordnet. Schon Karrer hatte 1877 darauf hingewiesen, daß im Material seiner U. brunnensis neben fein skulpturierten Exemplaren auch glatte auftreten.

Vorkommen: Locus typicus, wenige Exemplare.

Bem.: Vorliegende Form stellt eine weiterentwickelte U. semiornata urnula dar, wobei die bei letzterer schon angedeutete Reduktion der Längsskulptur vollständig erfolgt ist und die Entwicklungstendenz zu langen, schmal-walzenförmigen Gehäusen ebenfalls, so wie bei U. semiornata brunnensis, weit fortgeschritten ist. Beide Arten bezeichnen das mittlere Torton, besonders die Sandschalerzone.

Uvigerina semiornata neudorfensis Toula (Tafel V, Abb. A, Fig. 13).

1900 Uvigerina neudorfensis Toula, S. 12, Fig. 3.
1915 Uvigerina neudorfensis Toula, S. 638, Tafel 39, Fig. 11.

Gehäuse mittelgroß, relativ schmal und lang ( $l=0.87\ mm,b=0.32\ mm$ ), aus zahlreichen wohl gewölbten Kammern bestehend, die im älteren Gehäuseteil triserial, im jüngeren dagegen biserial angeordnet sind. Der starken Wölbung der Kammern entsprechend sind die Grenzen zwischen den Kammern ziemlich stark versenkt. Da die Kammern zu einer kugeligen Gestalt neigen, ist der Querschnitt des Gehäuses im jüngeren Abschnitt nur wenig komprimiert. An einzelnen Kammern sind Rudimente der Querskulptur, wie wir sie bei U. semiornata semiornata beobachten, vorhanden.

Vorkommen: Wiener Becken, Torton: Neudorf a. d. March (obere Lagenidenzone). Sandschalerzone in verschiedenen Flachbohrungen.

Bem.: U. semiornata neudorfensis verhält sich zu U. semiornata semiornata ähnlich wie U. venusta liesingensis zu U. venusta venusta. Von U. venusta liesingensis wird U. semiornata neudorfensis durch die schwache Skulptur unterschieden, von U. semiornata semiornata durch die Zahl und Anordnung der Kammern. U. semiornata karreri ist schlanker und die Kammern stehen sich im jüngeren Gehäuseabschnitt nicht paarweise gegenüber. Große Ähnlichkeit besteht mit U. cochlearis, die möglicherweise nur eine wenn auch bedeutend größere aberrante megalosphärische Form darstellen könnte.

Toula hat 1900 *U. neudorfensis* kurz beschrieben. Nach seinen damaligen, allerdings sehr schlechten Abbildungen könnte es sich um eine stärker ornamentierte Form handeln, seine spätere Abbildung zeigt deutlich eine skulpturarme Form; sie kommt sehr selten (innerhalb der Uvigerinen von Neudorf wie 1:100) in dem oberen Teil der Lagenidenzone

Uvigerina cochlearis Karrer (Tafel V, Abb. A, Fig. 14).

1877 Uvigerina cochlearis Karrer, S. 385, Tafel 16 b, Fig. 48.

Gehäuse relativ groß,  $l=1.35\ mm$  (nicht 2.00 mm, vgl. Karrer 1877), langgestreckt, mit kreisförmigem Querschnitt, seitlich gebogen, mit auffallend triserial-schraubenförmig gestellten Kammern. Die Kammern sind gewölbt und im unteren Gehäuseteil mit feinen Längsrippen bedeckt. Die jüngeren Kammern sind skulpturlos. Auf der Vorderseite werden 15, auf der Rückseite 13 Kammern gezählt.

Locus typicus: Tone (Tegel) des Brunnens in der Villa Neuberg in Mödling.

Bem.: Vorliegende Art ist sehr selten. Sie unterscheidet sich von dem Formenkreis der U. semiornata durch die Größe und die Anordnung der Kammern. Bei der Seltenheit dieser Form ist daran zu denken, daß es sich um eine vereinzelt auftretende extreme Gehäuseform handelt. Wir wollen aber die von Karrer gewählte Bezeinhnung vorerst beibehalten, weil sie eine aus dem Rahmen der bisher bekannt gewordenen Uvigerinen aus dem Wiener Becken herausfallende eigenartige Form charakterisiert. Es verdient noch Erwähnung, daß bei der Abbildung von Karrer die Mündungsröhre ausgezeichnet ist, während bei dem Typusexemplar neuerdings nur eine kragenartige Erhöhung zu beobschten war. Da kein zweites Exemplar zum Vergleich vorliegt, werden daraus absiehtlich keine systematischen Folgerungen gezogen, weil die Möglichkeit besteht, daß die Mündungsröhre nur abgebrochen ist, was allerdings nicht sicher festgestellt werden konnte.

Wie schon angedentet, halten wir als nachstverwandte Form unter den Uvigerinen des Wiener Beckens U. semiornata neudorfensis Toula,

Uvigerina pygmoides n. sp. (Tafel V, Abb. C, Fig. 4).

Typus Exemplar: Fig. 4.

Derivatio nominis: Nach der Ähnlichkeit mit U. pygmaea pygmaea.

Locus typicus: Baden bei Wien, Ziegelei Polsterer.

Stratum typicum: Torton, Lagenidenzone.

1846 Unigerina pygmaea d'Orbigny, S. 190, Tafel 11, Fig. 25, 26 (non 1826).

1914b Uvigerina pygmaea Toula, S. 638, 651 (part., non Fig.).

1951 Uvigerina venusta Merks, S. 62 (part.).

Diagnose: Breit-ovale Form, deren Kammern in der Gehäusemitte aufgehlasen erscheinen, auf den Kammern ist eine Querskulptur von schmalen Leisten ausgebildet. Mündungsröhre kurz, breit.

Beschreibung: Gehäuse relativ groß,  $0.7-0.9 \ mm$  und in der Mitte bei typischen Exemplaren breit aufgetrieben,  $b=0.35-0.45 \ mm$ . Gehäuse variabel, es treten vereinzelt sehr kurze oder auch extrem schmale Exemplare auf. Das Gehäuse läuft nach unten und oben spitzig zusammen. Die

Kammern im mittleren Gehäuseteil sind vorwiegend im unteren Abschnitt aufgebläht und gewölbt. Auf ihnen laufen schön geschwungene Leisten entlang, die auch die letzte Kammer bedecken, dagegen oft nicht his an die Gehäusespitze reichen. Die Mündungsröhre ist kurz, breit, gedrungen.

Vorkommen: Wiener Becken, obere Lagenidenzone (= Niveau des Badener Tegels), häufig. Baden (locus typicus), Wien-Nußdorf (Schreiberbach), Möllersdorf, NÖ. Bohrung Aderklaa I, Teufe 1702—1767 m. Unterer Teil der Sandschalerzone. Müllendorf und andere Lokalitäten am O-Rand des Leithagebirges, Walhersdorf (Burgenland).

Bem.: Vorliegende Art erscheint uns, wie schon frühere Autoren hervorgehoben haben, mit dem Formenkreis der *U. semiornata* in Verbindung zu stehen. Es ist bemerkenswert, daß die hier besprochene Form vorwiegend in der oberen Lagenidenzone auftritt, ein Umstand, dem vielleicht auch taxonomische Bedeutung zukommt. In letzter Zeit wurde wieder von Marks 1951 darauf hingewiesen, daß U. pygmaea d'Orbigny 1826 und U. pygmaee d'Orbigny 1846 aus dem Wiener Beckeu nicht ident sind. Erstere stammt aus dem Pliozan der Umgebung von Siena, sie ist länglicher als vorliegende Form aus dem Wiener Becken, hat keine Längsskulptur auf den beiden letzten Kammern und eine schmale, weit verlängerte Mündungsröhre. Allerdings führt Marks die typische U. pygmaca d'Orbigny 1826 aus dem Material des Wiener Beckens an, wobei er aich eventuell auf Exemplare, die wir nur aus jüngeren Schichten der Sandschalerzone kennen und beschrieben haben, berufen könnte. Ällerdings stellt er die U. pygmaea d'Orbigny 1846 zu U. venusta, ein Vorgang, der nach den Abbildungen bei d'Orbigny 1846, Tafel 11, Fig. 25, 26, nicht überzeugend ist. Auf diesen Abbildungen ist unsere Form mit den aufgeblähten mittleren Kammern deutlich wiederzuerkennen. Da es für die U. pygmaea d'Orbigny 1826 keine Beschreibung gibt, so wäre die erste Beschreibung jene von d'Orbigny 1846. De den Verfassern kein Originalmeterial aus Italien zum direkten Vergleich zur Verfügung steht und die begründete Vermutung besteht, daß die beiden als U. pygmaca bezeichneten Formen tateächlich nicht ident sind, wird vorgeschlagen, diese Form des Wiener Beckens als U. pygmoides n. sp. neu zu beuennen.

Wie sohon angedeutet, legen die Beobachtungen aus dem Wiener Beoken den Schluß sehr nahe, daß *U. pygmoides* aus dem Formenkreis der *U. semiornata* hervorgegangen ist. Sollte sich diese Vermutung bestätigen, so wäre sie auf jeden Fall von der italienischen Form abzutrennen. *U. pygmaea* gehört zu den oft zitierten Foraminiferen-Arten im europäischen Tertiär. Es würde wohl von allgemeinerem Interesse sein, die angeblichen vorkommen von *U. pygmaea* im Untermiozan neuerlich imt den Formen aus dem Torton und diese mit jenen aus dem Pliozan zu vergleichen, wodurch sich vielleicht weitere Gesichtspunkte ergeben könnten.

#### III. Stratigraphische Verbreitung der einzelnen Arten

Innerhalb der Artengruppe der *U. bononiensis bononiensis* beobachteten wir im Helvet (Grund und Laa a. d. Thaya) die Arten *U. parkeri breviformis* n. ssp. und *U. bononiensis primiformis* n. ssp. mit *U. graciliformis* n. sp. Diese Vergesellschaftung kleiner Uvigerinen treffen wir noch im Hangenden des fossilarmen Schliers in Bohrungen des Inneralpinen Wiener Beckens, u. zw. mit einer Begleitfauna von *Robulus inornatus*, *Cibicides* und anderen Foraminiferen. Diese Schichten (vgl. Grill, 1948, S. 7) werden, nach dem hisherigen Gebrauch der Grenzziehung nach dem lithologischen Befund, als das tiefste Torton angesehen und bilden am Steinberg (NÖ.) ein zirka 100 m mächtiges Schichtpaket, das von dem fossilarmen Helvet-Schlier zu den reichen Lagenidenfaunen überleitet. Im Rahmen dieser Studie rechnen wir dieses Schichtpaket zum Helvet und hetrachten als älteste Schichten des Tortons (= untere Lagenidenzone) jene Schichten, die sich durch die

reiche tortone Foraminiferenführung auszeichnen, ohne damit einer endgültigen Festlegung der Grenze Helvet-Torton im Inneralpinen Wiener Becken vorgreifen zu wollen.

Während *U. parkeri brevitesta* n. ssp. ebenso wie *U. bononiensis primiformis* n. ssp. im Torton des Wiener Beckens ihre Nachfahren in *U. parkeri parkeri* Karrer, bzw. in *U. bononiensis compressa* Cushman haben, wurde *U. graciliformis* n. sp. im eigentlichen Torton noch nicht beobachtet. Es erübrigt sich besonders auszuführen, daß *U. parkeri parkeri* Karrer ebenso wie *U. bononiensis compressa* Cushman mit den helvetischen Vorformen in enger Verbindung stehen, ihren typischen Charakter erst im mittleren Torton annehmen, allerdings sehr selten angetroffen werden, daß aber trotzdem in der Lagenidenzone mit dem Auftreten von Übergangsformen, bzw. den helvetischen Vorformen, gerechnet werden muß.

In den typischen Lagenidenfaunen der unteren Lagenidenzone tritt sowohl in der Randfazies, wie auch in der Beckenfazies, sowohl im inneralpinen Becken, wie auch im transgressiven Torton der Klippenzone und im außeralpinen Becken, U. macrocarinata n. sp. auf. Es ist naheliegend, zu vermuten, daß diese Art auch vorher vorhanden war, sie tritt jedoch in unserem Raume erst in jenen Schichten häufig auf, die eine starke Kommunikation mit den Weltmeeren auf Grund ihrer optimal entwickelten Foraminiferenfaunen wahrscheinlich machen. Diese Art nimmt nun im Verlaufe des Tortons eine in ihren Möglichkeiten gelegene Entwicklung. U. macrocarinata n. sp. wird im Wiener Becken U. of, acuminata Hosius in der oberen Lagenidenzone, woraus sich in der Sandschalerzone der Formenkreis der U. venusta venusta Franzenau entwickelt, diese bildet in der oberen Sandschalerzone Extremformen wie U. venusta liesingensis Toula und U. cf. pygmaea d'Orbigny. In der Buhminen-Bolivinenzone ist das Massenvorkommen der typischen U. venusta liesingensis Toula im Wiener Becken leitend.

Besonders hinzuweisen wäre in diesem Zusammenhang darauf, daß Gehäuse mit Stacheln und Schuppen wie U. aculeata aculeata d'Orbigny nach unseren Erfahrungen keinen Leitwert haben. Sie fehlen lediglich in dem jüngsten erfaßbaren Schichtglied, der Buliminen-Bolivinenzone.

Von den in der Artengruppe der *U. semiornata semiornata* d'Orbigny zusammengefaßten skulpturarmen Arten tritt die genannte Art mit *U. macrocarinata* in der unteren Lagenidenzone häufig vergesellschaftet anf. Mit einem Auftreten dieser Art in älteren helvetischen Schichten, wie in Südmähren, ist auch im österreicbischen Anteil des Wiener Beckens zu rechnen. Sie ist im Torton bis in das Niveau der oberen Sandschalerzone als Durchläuferform anzutreffen, oft in sehr großer Individuenzahl.

Von *U. semiornata semiornata* d'Orbigny ist *U. pygmoides* n. sp. (= *U. pygmaea* d'Orbigny, 1846 non 1826) abzuleiten, die in den oberen Lagenidenschichten und dem unteren Teil der Sandschalerzone vorkommt. Neben dieser Form, die eine Betonnng der Skulptur gegenüber *U. semiornata semiornata* zeigt, kommen skulpturärmere Formen vor, die sinngemäß als *U. semiornata urnula* d'Orbigny zu bezeichnen wären und deren Verbreitung bis in die oberen Teile der Sandschalerzone reicht. Für die Sandschalerzone charakteristisch sind die aus *U. semiornata semiornata* hervor-

Tabelle 1: Vorkommen von Uvigerinen in der Bohrung Aderklaa 1 (NÖ.)

Teufe in Metern	U. cf. acuminata	U. venusta venusta	U. venusta liesingensis	U. ветіотнава зетіотнава	U. semiornata urnula	U. semiornata brunnensis	U. aculeata aculeata	U. aculeata orbignyana	U. pygmożdes	Zone
1391—1396				ŧ						Buliminen- Bolivinenzone
1420—1422		•					·			
1443—1446							T			
1470—1474			_ <del></del>	T					•	
1499—1504										
Lücke										Sandschaler-
1564—1569		i		1						zone
Lücke								•		
1594—1595		1								
1603—1604		i			-					
1610—1617	1	1								
1636—1640	1	·								
1640—1641	•						•			
Lücke										
1670—1672	•									
1672—1680	1									
, 16841684-7										Obere Laganiden
1702—1710							•			regangen-
1715—1716		<del></del> 							•	
1726—1730								•	•	
1730—1741	i							•		
1754—1760			-					1	i	
1760—1767								•	1	·
= haufiges Vorkommen.										
= Vorkommen mehrerer Exemplare.										
= seltenes Vorkommen.										

Tabelle 2: Vorkommen von Uvigerinen in einer Flachbohrung in der Umgebung von Bruck a. d. L. (NÖ.)

emgebung von bluck a. u. h. (110.)									
Teufe in Metern	U. of. aouminata	U. venusta venusta	U. venusta liesingensis	U. semiornala semiornala	U. semiornata urnula	U. semiornala brunnensis	U. aculeata orbignyana	U. pygmoides	Zone
137142	1								Buliminen-
142—147									Bolivinen- zone
147—152			<u>                                   </u>	T					
152—157		i	1		i		ī		
157162		I		1	1		<del>-</del>		
162—167	i	Ï		I	1				
167172					ļ — —				
172—177		Ī			i	i	T	<del></del>	Sandschaler-
177182							i	?	zone
182—187					i	•			
187—192		Ĭ		111					
192—197	1				i	·	1		
197—202	1	Ī					•		
202—207	•							•	
207212									
212—217									
217222				i			}		
222—227									Obere Laganidan
227232				i					Lageniden- zone
232—237									
237242									
242—247									
= häufiges Vorkommen. = Vorkommen mehrerer Exemplare. = seitenes Vorkommen.									

gegangene U. semiornata brunnensis Karrer und die an U. semiornata urnula anschließende U. semiornata karreri n. ssp. Ebenfalls zum Kreis der U. semiornata rechnen wir die in der oberen Lagenidenzone sporadisch, in der Sandschalerzone häufiger vorkommende U. semiornata neudorfensis Toula, welcher U. cochlearis Karrer als Extremform anzuschließen wäre.

In der Buliminen-Bolivinenzone sind die Vertreter dieser Artengruppe bis auf Nachzügler erloschen. Wie erwähnt, tritt hier nur noch U. venusta liesingensis Toula sehr häufig, U. venusta venusta Franzenau selten auf. Das oberste Torton zeigt schon starke Merkmale einer regionalen Verbrackung des Beckens, wo Uvigerinen nicht mehr beobachtet wurden.

Die hier skizzierten Daten über das Vorkommen der einzelnen Arten, bzw. Unterarten im Torton des Wiener Beckens sind nicht abhängig von der Fazies, sondern entsprechen von der lokalen Fazies unahhängigen Entwicklungstendenzen. Auf der S. 134 wiedergegebenen Tabelle I sind Daten der Bohrung Aderklaa I zusammengestellt, die eine Ablöse von U. cf. acuminata Hosius, U. venusta venusta Franzenau und U. venusta liesingensis Toula zwischen Teufe 1636 und 1617 m, bzw. 1420 und 1396 m zeigen. U. semiornata brunnensis Karrer zwischen 1499 und 1569 m zeigt die Sandschalerzone an, U. pygmoides n. sp. wird in der älteren Lagenidenzone mit U. cf. acuminata beohachtet, das Niveau der unteren Lagenidenzone mit U. macrocarinata n. sp. wurde nicht mehr fossilführend angetroffen, sondern ist schon in der Fazies der Aderklaaer Konglomerate ausgebildet.

In der Bohrung Aderklaa 1 im nördlichen Niederösterreich wurden von 1391—1767 m Schichten des Tortons durchörtert. Das gleiche Verhalten zeigen die Uvigerinen in einer Flachbohrung in der Umgebung von Bruck a. d. L. im südlichen Niederösterreich, wo die durchörterten Schichten eine bedeutend geringere Mächtigkeit von Teufe 137—247 m hatten (vgl. Tabelle 2). Auch bier beobachten wir eine Ablöse der Arten U. cf. acuminata Hosius, U. venusta venusta Franzenau und U. venusta liesingensis Toula, das Auftreten von U. brunnensis in der Sandschalerzone und jenes von U. pygmoides in der oberen Lagenidenzone, bzw. selten in der unteren Partie der Sandschalerzone. Auch hier konnte das Niveau der U. macrocarinata n. sp. nicht nachgewiesen werden.

Wenn man dazu berücksichtigt, daß die Uvigerinen in Proben von Stationen aus der Randfazies, aus Ton- und Sandhorizonten, bzw. aus schlämmharen Mergellagen der Leithakalkfazies das gleiche Verhalten zeigen, so dürfte die Unabhängigkeit der Entwicklungstendenz bei Uvigerinen von der Fazies genügend beleuchtet sein.

Ob sich die Entwicklung der Uvigerinen ähnlich wie im Wiener Becken auch in anderen tortonen Ablagerungen Österreichs abgespielt hat, konnte nur an wenigen Stichproben geprüft werden. Die Bohrung Mureck 1 (südliche Steiermark) zeigte, daß zwischen Teufe 100 und 260 m folgende Arten auftreten:

Uvigerina venusta venusta Franzenau, Uvigerina semiornata semiornata d'Orbigny, Uvigerina semiornata brunnensis Karrer.

Bei Teufe 123—130 m: Uvigerina venusta mit einer Entwicklungstendenz zu Uvigerina venusta liesingensis Poula.

Es würde diese Vergesellschaftung im Wiener Becken dem Niveau der Sandschalerzone entsprechen.

Zwischen Teufe 260 und 450 m wurden folgende Arten erfaßt:

Uvigerina ef. acuminata Hosius, Uvigerina semiornata semiornata d'Orbigny, Uvigerina bononiensis compressa Cushman, Ubergangsform zu U. bononiensis primiformis n. ssp., Uvigerina pygmoides n. sp.

Diese Vergesellschaftung würde im Wiener Becken in der oberen Lagenidenzone zu erwarten sein. Das Niveau der *U. macrocarinata* (= untere Lagenidenzone) ist bei dieser Bohrung nicht mehr durch Foraminiferen belegbar. Zu den gleichen Ergebnissen üher den Vergleich der Bohrung Mureck 1 mit dem Torton des Wiener Beckens gelangte Grill 1952.

Als weiteres Beispiel möge das Vorkommen tortoner Schichten bei Mühldorf im Lavanttal (Kärnten) noch kurz erwähnt werden. Es wurden folgende Arten beobachtet:

Uvigerina venusta venusta Franzenau, Uvigerina semiornata semiornata d'Orbigny, Uvigerina pygmoides n. sp., Uvigerina bononiensis compressa Cushman.

Diese Vergesellschaftung würde — besonders auch bei Berücksichtigung der Wuchsform der einzelnen Arten — im Vergleich mit dem Wiener Becken für eine Zuordnung zu der tieferen Sandschalerzone sprechen, ein Ergebnis, das mit den von Grill, 1952, festgelegten Daten vollkommen in Einklang steht.

Wie schon erwähnt, sind anderseits im Außeralpinen Wiener Becken in der Klippenzone und nach N bis Brünn die Populationen mit *U. macro-carinata* n. sp. und als Begleitform *U. semiornata semiornata* d'Orbigny relativ leicht zu erfassen. Es können diese Daten immerhin einen Hinweis geben, daß die im Wiener Becken genauer verfolgte Entwicklung der Uvigerinen auch in den angrenzenden Tertiärgebieten ähnlich war, was ein zusätzliches Hilfsmittel für die Korrelation der umgehenden Gebiete mit der Tortongliederung im Wiener Becken ergeben würde.

## IV. Ergebnisse

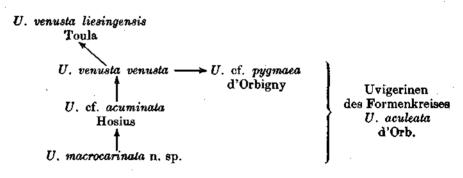
Die Uvigerinen stellen in den Foraminiferenfaunen des Jungtertiärs eine zu Variabilität und Formveränderung neigende Gattung dar. Dieser Tendenz entspricht auch ihr Verhalten im Helvet und Torton des Wiener Beckens. Das Verfolgen der Entwicklung ganzer Populationen von Uvigerinen in geschlossenen Profilen von Bohrungen ließ Entwicklungstendenzen erkennen, die ihrerseits die bereits durch Grill, 1941 nnd 1943 entworfene Zonengliederung des Tortons im Wiener Becken bestätigen. Es wurden vier Artengruppen unterschieden, die phyllogenetische Stellung der einzelnen Arten, bzw. Unterarten innerbalb einer Artengruppe möge folgendes Schema erläutern:

#### 1 Artengruppe der Uvigerina bononiensis bononiensis Fornasini

Pliozăn: U. bononiensis bononiensis
Fornasini

Torton: U bononiensis compressa
Cushman
Helvet: U. bononiensis primiformis
n. ssp.

- 2. Artengruppe der Uvigerina gracilisormis n. sp.
- U. graciliformis n. sp.
- U. sp.
  - 3. Artengruppe der Uvigerina macrocarinata n. sp.



4. Artengruppe der Uvigerina semiornata semiornata d'Orbigny



Tabelle 3. Verbreitung der Uvigerinen im Helvet und Torton des Wiener Beckens

Helyet Torton										
	·	Helvet	l							
	Name der Art		untere Lagenidenzone	obere Lagenidenzone	untere Sands schalerzone	obere Sand. schalerzone	Buliminen-Bolivinen-Yinen-Zone			
1	U. bononiensis primiformis n. ssp.		•••••	••						
2	U. bononiensis compressa Cushman	· 	•	••••						
3	U. parkeri breviformis n. asp.		•••••	•						
4	U. parkeri parkeri Karrer		••	••••	•••••					
5	U. graciliformis n. sp.					·				
. 6	<i>U</i> . sp.	••••			 		·			
7	U. macrocarinata n. sp.	?		?	<u>.</u>					
8	U. cf. acuminata Hosius				_					
9	U. venusta venusta Franzenau									
10	U. venusta liesingensis Toula									
11	U. cf. pygmaea d'Orbigny									
12	U. aculeata aculeata d'Orbigny			 						
13	U. aculeata orbignyana Czjzek									
14	U. semiornata semiornata d'Orb.									
15	U. semiornata urnula d'Orbigny									
16	U. semiornata brunnensis Karrer									
17	U. semiornala karreri n. ssp.				****	••••				
18	U. semiornata neudorfensis Toula			***						
19	U. cochlearis Karrer				•••	••				
20	U. pygmoides n. sp.					***				
	<ul> <li>haufiges Vorkommen.</li> <li>Vorkommen im allgemeinen.</li> </ul>	_	seltene unsich							

Die zeitliche Verbreitung wurde auf der Tabelle 3 (S. 139) wiedergegeben. Es sei nur kurz darauf hingewiesen, daß die Grenze Helvet/Torton in diesem Zusammenhang über der Zone mit kleinwüchsigen Uvigerinen (Grill, 1948, S. 7) angenommen wird.

In der unteren Lagenidenzone legt die Gesamtheit der Foraminiferenvergesellschaftung den Schluß nahe, daß intensive Verbindungen mit den offenen Meeren bestanden haben (vgl. auch Vasicek, 1946). Mit dieser Fauna tritt im Wiener Becken U. macrocarinata n. sp. auf. Diese Art, ebenso wie auch *U. semiornata semiornata* d'Orbigny, erfährt im Torton eine charakteristische Evolution, wobei in beiden Gruppen die Tendenz von kurzen triserial gebauten Gehäusen zu größeren Gehäusen beobachtet werden kann, die im jüngeren Gehäuseteil eine biseriale Anordnung der Kammern zeigen. Bei der Artengruppe der Uvigerina semiornata semiornata kommt dazu noch eine Reduktion der Skulptur. Für diese Änderungen mögen die Einflüsse eine Rolle gespielt haben, die sich aus der fortschreitenden Isolieruug des gesamten Gebietes des mittleren Donaubeckens und seiner Randgebiete ergeben haben. In der Sandschalerzone dürfte sieb diese Isolierung bereits in einer Auslese der Foraminiferen auswirken, obwohl die Salinität nicht berabgesetzt wurde. Dies trat erst nach Ablagerung der Buliminen-Bolivinenzone, im oberen Torton mit Rotalia beccarii und Mollusken, welche die brackische Auslesefauna des Sarmats vorbereiten, ein. Hier feblen bereits Uvigerinen. Es erübrigt sich desbalb zu erörtern, oh die Foraminiferenvergesellschaftung, die Grill, 1941 und 1943 für die Zonengliederung auswertete, örtlich bedingte Faziesfaunen seien. bandelt sich wohl sicher um Erscheinungen, die das gesamte mittlere Donaubecken betreffen, wenn man von den Deltagebieten der einmündenden Flüsse absieht. Dies konnte auch durch die Beobachtungen an Uvigerinen bestätigt werden.

Die jeweilige Entwicklungshöhe von Uvigerinen im Wiener Becken wird unabhängig von der Fazies in Sanden, Mergeln und Tonen, in Proben aus der Randfazies, ebenso wie bei Bobrungen im Becken, beobachtet. Es gelang somit auch die Sedimente der Leithakalkfazies in das Profil der Beckenfazies einzugliedern und die beim Verfolgen der Entwicklung der Heterosteginen (vgl. Papp und Küpper, 1952) getroffenen Feststellungen zu bestätigen, bzw. deren Fundpunkte einzustufen.

An Stichproben bei der Bohrung Mureck 1 und aus dem Lavanttal konnte festgestellt werden, daß die Einstufung der Schichten durch Uvigerinen zu dem gleichen Ergebnis führt wie eine Analyse der gesamten Foraminiferenfauna. Es ist sehr wahrscheinlich, daß sich die im Wiener Becken gemachten Erfahrungen sowohl im Torton Mährens, wie in der Steiermark, vielleicht im gesamten mittleren Donaubecken anwenden lassen. Ob es allerdings möglich ist, diese Beobachtungen in anderen Tertiärgebieten zu wiederholen, muß Aufgabe weiterer Untersuchungen bleiben, die anzuregen mit ein Grund für die Veröffentlichung dieser Studie sein soll.

#### Literatur

Cushman, J. A.: Foraminifera from the Hamond-Well, Maryland. — Dept. Geol. Mines and Water. 1948.

Cushman, J. A.: On Uvigerina pygmaea d'Orbigny. — Contr. from the Cushman's Laboratory for foraminiferal research, 6, 2, 1930.

Cushman, J. A.: A new Uvigerina from the Vienna Basin. — Cushman Lab. Form. Res. Sharon, Mass. U. S. W. 1. 1925.

Czjzek, J.: Beitreg zur Kenntnis der fossilen Foraminiferen des Wiener Beckens. — Haidingers naturw. Abh. 2. 1847.

Fornasini, C.: Tavola paleo-protistografica. — Soc. Geol. Ital. Boll. Roma 7, p. 48. 1888.

Fornasini, C.: Intorno a l'Uvigerina bononiensis Forn. — Revista Ital. di Paleontologia, Parme. 1898.

Franzenau, A.: Fossile Foraminiferen von Marcusevec. — Hrvatsko Naravoslovno Drusto (Soc. Hist. Nat. Croatica), Glasnik, Zagreb, S. 284, 1894.

Grill, A.: Mikropelsontologie und Stratigraphie in den tertiaren Becken und in der Flyschzene von Österreich. — Rept. 18. Session Intern. Geol. Congr. 15, London. 1948 (1950).

Grill, A.: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozan des Wiener Beckens, — Mitt. Reichsanst, f. Bodenf. Wien. 1943.

Grill, A.: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofeunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasse-Anteilen. — Öl & Kohle, 37, Berlin. 1941.

Grill, A.: in Beck P. -- Jahrb. Geol. Bundesanstalt, Wien. 1952.

Hofker, J.: Notizen über die Foraminiferen des Golfes von Neapel. — Staz. Zool. Napoli, Pubbl. 12, Italia, S. 118. 1932.

Hosius, A.: Beiträge zur Kenntnis der Foraminiferen-Fauna des Miozāns. — Naturh. Ver. Preuss. Rheinlande Westfalens, Verhendl. Bonn 50, p. 108. 1893.

Hosius, A.: Beitrag zur Kenntnis der Foraminiferenfauna des Ober-Oligozäns ven Doberg bei Bünde; H. Teil. — Naturw. Ver. Osnabrück, Jahresberichte, p. 167, Fußnote. 1895

Karrer, F.: Geologie der Kaiser Franz Josef-Hochquellen-Wasserleitung. — Abh. Geol. R. Anst. 9, Wien. 1877.

Kleinpel, R. M.: Miozene stratigraphy of California. — Tulsa, Okla. U. S. A., Amerik. Assoc. Petr. Geol. p. 292, 1938.

Le Roy, L. W.: Some small foraminifera, ostracode and otoliths from Neogene ("Miocene") of the Rokan-Tapanoeli area central Sumatra. — Naturk. Tijdschr. Nederl.-Indie, Batavia, Java, S. 251. 1939.

Majzon, L.: A nógrádszakáli torton tufás márga foraminiferái. — Magyar. K. Földt. Int. Evkönyve, Budapest, S. 124. 1936.

Marks, P. jr.: A revision of the smaller foraminifera from the Miocene of the Vienna Basin. — Centr. Cushman Foundation Foram. Res. II. 1951.

d'Orbigny, A. D.: Tableau methodique de la classe des Cephalopodes. — Ann. Sci. Nat. Paris. Ser. 1, Tome 7, p. 268, 1826.

d'Orbigny, A. D.: Die fossilen Foraminiferen des tertiaren Beckens von Wien. — Paris, Gide & Comp. 1846.

Papp, A. und Küpper, K.: Über die Entwicklung der Heterosteginen im Torton des Wiener Beckens. — Anzeiger Österr. Akad. Wiss. Wien. 1952.

Reuss, A. E.: Die fossile Faune der Steinsalzablagerungen von Wieliczka in Galizien. — Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. 55. 1867.

Reuss, A. E.: Ein Beitrag zur Paläontologie der Tertiärschichten Oberschlesiens. — Deutsch. Geol. Ges. Zeitschr. Berlin, Bd. 3, S. 159, 1851.

Silvestri, A.: Palaontogr. Italica, Siena 32, suppl. 2, p. 101. 1937.

Ten Dam, A. and Reinhold, T.: On foreminifers of the Netberlands. — Jaag. 3, S. 237. 1941.

Toula, F.: Über den marinen Tegel von Neudorf a. d. March. — Ver. Natur- u. Heilkunde, Verh. Preßburg 20, S. 12, 1900.

Toula, F.: Die Tiefbohrung bis 600 m Tiefe auf dem Gebiete der Fabrik chemischer Produkte .... in Liesing bei Wien. — K. Leop. Carol. Deutsch. Akad. Naturf. Abh. (Nova acte), Halle, Deutschland, 100 (1915), Nr. 3, 5, 10. 1914 a (1915).

Toule, F.: Uber den marinen Tegel von Neudorf a. d. March und seine Mikrofauna. — Jb. Geol. R. A. Wien, 64. 1914 b (1915).

#### Tafel V. Abb. A

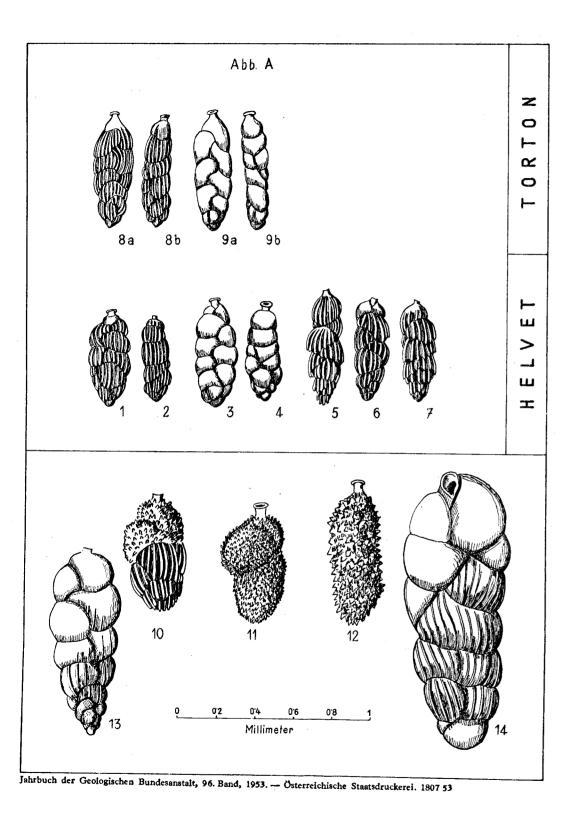
- Fig. 1: Uvigerina bononiensis primiformis n. sp., Helvet, Laa a. d. Thaya, Ziegelei, Typus: P 503.
- Fig. 2: Uvigerina bononiensis primiformis n. sp., Seitenansicht Helvet, Maustrenk 4, Teufe 412—416 m.
- Fig. 3: Uvigerina parkeri breviformis n. ssp., Helvet, Laa e. d. Thaya, Ziegelei, Typus: Nr. P 539.
- Fig. 4: wie vor, Seitenansicht.
- Fig. 5, 6: Uvigerina graciliformie n. sp., Helvet Grund NÖ. Typus: Fig. 5, Nr. P 509.
- Fig. 7: Uvigerina graciliformis n. sp., Helvet Maustrenk 4, Teufe 412-416 m.
- Fig. 8 a, b.: Uvigerina bononiensis compressa Cushman, Fig. 8 b, Seitenansicht, Torton Aderklaa 1, Teufe 1420—1422 m.
- Fig. 9 s, b: Uvigerina parkeri parkeri Karrer, Fig. 9 b, Seitenansicht, Torton, Wöllersdorf.
  Fig. 10: Uvigerina venusta Franzenau, Übergangsform zu Uvigerina aculeata d'Orbigny,
  Torton Müllendorf, Burgenland, Sandschalerzone.
- Fig. 11: Uvigerina aculeata orbignyana Ozjzek, Torton, Soos, Ziegelei, obere Lagenidenzone, Tonfazies.
- Fig. 12: Uvigerina aculeata aculeata d'Orbigny, Torton, Vösleu NÖ., obere Lagenidenzone, Tonfazies.
- Fig. 13: Uvigerina semiornata neudorjensis Toula, Torton, Mödling, Sandschalerzone, mikrosphärisches Exemplar.
- Fig. 14: Uvigerina cochlearis Karrer, Torton, Mödling, Sandschalerzone (Typusexemplar).

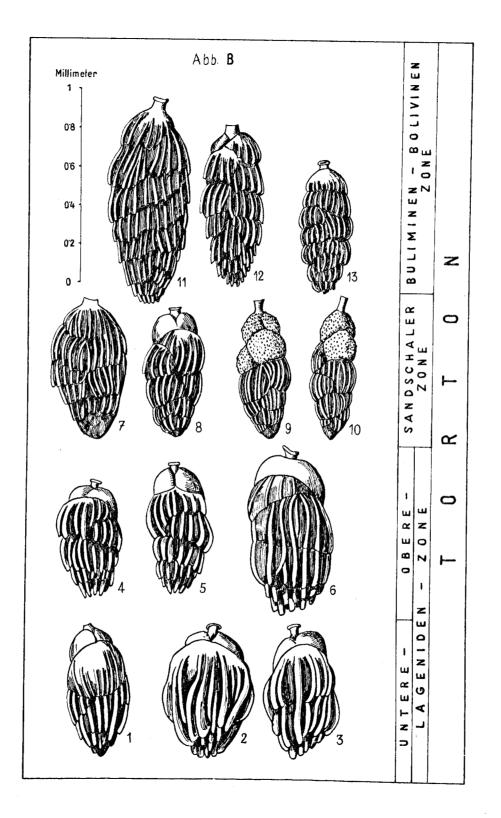
#### Tafel V. Abb. B

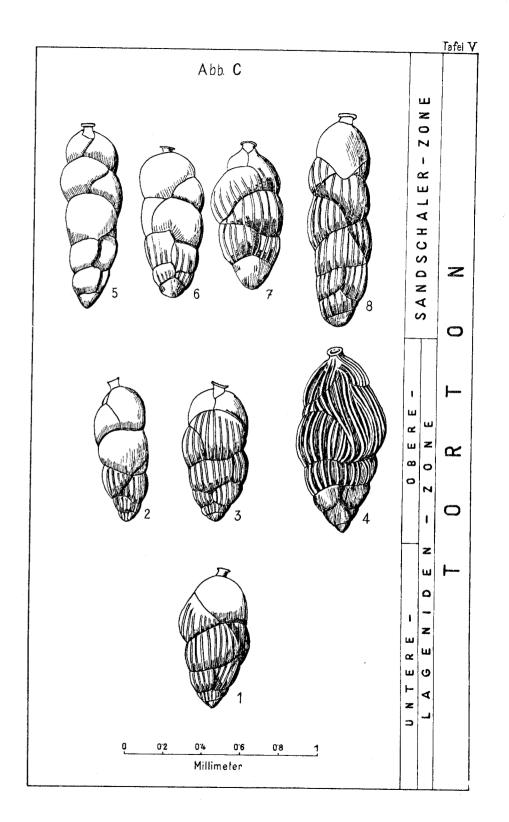
- Fig. 1—3: Uvigerina macrocarinata n. sp., Torton, Grund, NÖ., untere Lagenidenzone, Typus Fig. 2, Nr. P 518, Fig. 1 mikrosphärisch, Fig. 2, 3 megelosphärisch.
- Fig. 4, 5: Uvigerina cf. acuminata Hosius, Torton, obere Lagenindenzone, Tone, Soos Ziegelei.
- Fig. 6: Uvigerina ef. acuminata Hosius, Torton Vöslau, obere Lagenidenzone, Feinsande.
  Fig. 7: Uvigerina venusta venusta Franzenau, Übergangsform zu Uvigerina venusta liesingensis Toula, Torton, Eisenstadt Haydengasse, obere Sandschalerzone.
- Fig. 8: Uvigerina venusta venusta Franzenau, Torton, Aderkiaa 1, Teufe 1594—1595 m, untere Sandschalerzone.
- Fig. 9, 10: Uvigerina ef. pygmea d'Orbigny, Torton, Müllendorf, obere Sandschalerzone.
  Fig. 11, 12: Uvigerina venusta liesingensis Toula, Torton östlich von Müllendorf, aus einer Mergellage im typischen Leithakalk, Steinbruch im Kalkofenwald (S-Rand), Buliminen-Bolivinenzone.
- Fig. 13: Uvigerina venusta venusta Franzenau, Torton, Aderklas 1, Teufe 1420—1422 m, obere Sandschalerzone.

#### Tafel V. Abb. C

- Fig. 1: Uvigerina semiornata semiornata d'Orbigny, Torton, Grund, Untere Lagenidenzone.
  Fig. 2: Uvigerina semiornata urnula d'Orbigny, Torton, Soos, obere Lagenidenzone, Tonfazies.
- Fig. 3: Uvigerina semiornata semiornata d'Orbigny, Torton, Soos, Ziegelei, obere Lagenidenzone.
- Fig. 4: Uvigerina pygmoides n. sp., Torton, Soos, obere Lagenidenzone, Tonfazies.
- Fig. 5: Uvigerina semiornata karreri n. ssp., Torton, Brunn-Perchtoldsdorf, Sandschalerzone, Typus.
- Fig. 6: Uvigerina semiornata urnula d'Orbigny, Torton, Müllendorf, obere Sandschalerzone, Sande.
- Fig. 7: Uvigerina semiornata semiornata d'Orbigny, Torton, Eisenstadt Haydngasse, untere Sandschalerzone, Sande.
- Fig. 8: Uvigerina semiornata brunnensis Kerrer, Torton, Brunn-Perchtoldsdorf, Sandschalerzone.







## Die beiden Sulzbachzungen

(Oberpinzgau, Salzburg)

mit 3 Tafeln (VI, VII, VIII) und 1 Textfigur

## Von Günther Frasl

## Überblick

In dem besonders seit der Darstellung L. Kölbls ("Das Nordostende des Großvenedigermassivs", 1932) umstrittenen Grenzbereich zwischen Pennin und Ostelpin liegen die als "Sulzbachzungen" bekannten Zentralgneiskörper. Sie sind nur Teile eines größeren, — walzenförmigen Körpers ("Krimmler Gneiswalze"), der aus Zentralgneis und geringen Mengen von grauen und grünen Schiefergesteinen besteht und von einer dünnen Kalkhaut (zumindest z. T. mesozoischer Hochstegenkalk) im N, unten und oben überzogen ist. Die Gneiswalze ist durchschnittlich 5 km dick, ist zwischen dem Schönachtal (Hammer) und dem Habachtal auf rund 20 km Länge aufgeschlossen und hat eine flach nach ENE einfallende Achse. Somit tauchen auch die Sulzbachzungen nach E unter. Die Walze war während der gestaltenden alpidischen Verformung bereits härter als ihre Umgebung. Die Rotation erfolgte — von W gesehen — gegen den Uhrzeigersinn.

Der Zentralgneis und seine nächste Umgebung sind hier in alpidischer Zeit praktisch restlos auf die Albitepidotamphibolitfazies oder eventuell auf die Grünschieferfazies eingestellt worden. Es gibt aber trotzdem Anzeichen, die auf eine höhertemperierte und z. T. schmelzflüssige Vergangenheit wesentlicher Teile des Zentralgranitgneises hinweisen. Ein Anhang enthält neue Untersuchungsergebnisse vom O-Ende der Habachzunge.

#### Inhalt

	Seite
Einleitung	144
Erforschungsgeschichte	145
Der Bereich der Sulzbachzungen und der damit unmittelbar zusammen-	
hängenden Gesteinsgruppen	147
Die südliche Sulzbachzunge	
Die Knappenwandmulde	
Die Tektonik im O-Teil der Knappenwandmulde und in dessen näherer Umgebung	154
Einige Gesteine der östlichen Knappenwendmulde und die Beziehungen zwischen	
Petrogenese und Tektonik ebendort	156
Der Hachelkopfmarmor	
Die nördliche Sulzbechzunge	
Das Sulzauer Parakristallin und der damit zusammenhängende Teil des Hachel-	
kopfmarmors	164
Der Hochstegenkalk	
Die Sulzbachzungen als Kernteile der Krimmler Gneiswalze	168
Der Bereich nördlich der Krimmler Gneiswalze	173
Die Schieferserie zwischen Hochstegenkalk und Krimmler Trias	173
Die Dolomite und Kalke der Krimmler Trias	
Die Begleiter der karbonatischen Krimmler Trias	177
Die Innsbrucker Quarzphyllitzone	180
Einige Bemerkungen über die Habachzunge und deren Umgebung	
Zusammenfassung	
Angeführte Literatur	189

## Einleitung

Zur Zeit wird noch darüber diskutiert, ob es ein Tauernfenster gibt. Auch unter den bejahenden Stimmen ist man sich über den Verlauf der N-Grenze noch nicht einig. In diesem strittigen Raum aber liegen drei Zentralgneiszungen: die beiden Sulzbachzungen und die Habachzunge. L. Kober und R. Staub sehen in gleicher Weise in den Zungen Zentralgneiskörper voralpidischen Ursprunges, die zur Gänze zum penninischen Deckenkomplex gehören. L. Kölbl meint dagegen im Jahre 1932, daß der echt penninische Zentralgneis der Zungen u. a. auch die typisch ostalpinen Gesteine der Grauwackenzone injiziert habe. Auch die Krimmler Trias werde vom Zentralgneis schräg abgeschnitten. 1935 wendet er sich gegen den penninischen Charakter der Tauern überhaupt. H. P. Cornelius wiederum ist 1941 der Meinung, daß es wohl ein Tauernfenster gibt, daß aber die drei genannten Zungen aus dem penninischen Fenster in den ostalpinen Rahmen hinausgreifen und daher jünger sein müssen als die regionale — wahrscheinlich laramische — Überschiebung des Ostalpins auf das Pennin.

Nun wurde der Bereich der beiden Sulzbachzungen im Maßstab 1:25.000 kartiert. Die Beobachtungen erlauhen u. a. folgende Schlüsse:

Die heiden Sulzbachzungen sind Teile einer auf rund 20 km Länge sichtharen, axial nach ENE untertauchenden Gneiswalze ("Krimmler Gneiswalze"). Sie sind restlos mechanisch in das umgebende Material eingeschlichtet, sind also keine quergreifenden Injektionen in bezug auf den alpidischen Bauplan. Die Krimmler Trias wird nicht schräg abgeschnitten und auch mit jenen Gesteinen, die Kölbl selhst als typisch ostalpin bezeichnet, kommt der Zentralgneis der Zungen am heutigen Tagesschnitt nicht in Kontakt. — Eine genaue Festlegung der Grenze zwischen dem penninischen und ostalpinen Raum war nicht möglich. Wohl giht es große fazielle Unterschiede zwischen den tektonisch höheren und tieferen Horizonten; um aber eine Grenze zu finden, die nicht wieder nur für einen wenige Kilometer großen Arheitshereich, sondern für den ganzen Tauernnordrand Geltung hahen könnte, dazu sind viel weiter ausgreifende Kartierungen notwendig. Soviel aher ist sicher: die Kartierung und die Achsenmessungen im Bereich der heiden Sulzbachzungen brachten keine Bestätigung von Kölhls Befund, daß hier "ein breiter Streifen typisch ostalpiner Gesteine direkt in das penninische Tauernfenster" hineinstreiche. — Anhangsweise wird den beiden Sulzhachzungen die etwas anders gehaute Habachzunge gegenübergestellt.

Die mikroskopische Untersuchung der Zentralgneise, besonders das Studium der petrogenetischen Zusammenhänge zwischen Porphyroiden, Porphyroidgneisen und dem Zentralgneis der nördlichen Sulzbachzunge ist in der Hauptsache abgeschlossen. Das Ergebnis wird an anderer Stelle veröffentlicht.

Die beiden Sulzbachzungen wurden hisher im wesentlichen nur von zwei Geologen untersucht: um 1900 von F. Löwl und um 1930 von L. Kölbl. Die davon vorliegenden Karten kamen üher eine Ühersichtsdarstellung im Maßstah 1:150.000 nicht hinaus. Seitdem hahen sich die Grundlagen der Untersuchung wesentlich geändert: einmal durch die Beachtung der Gesteinsgefüge, besonders die Einmessung der B-Achsen nach den von Sander entwickelten Methoden; dann durch die Ausweitung unseres

Wissens über die Metamorphose, speziell die Granitisation; und schließlich in ganz hervorragender Weise durch das Erscheinen der neuen, ganz ausgezeichneten topographischen Unterlagen für das ganze Aufnahmsgehiet südlich der Salzach. Es ist dies die neue Österreichische Karte 1:25.000, u. zw. wurden die Blätter 151/1, 151/2 und 152/1 verwendet. Von dem noch nicht im Handel erhältlichen Blatt 122/3 des neuen Kartenwerkes hat mir Herr Obervermessungsrat Dr. A. Barvir vom Kartographischen Institut gütigst eine Arbeitskarte zur Verfügung gestellt.

Initiator der Untersuchung war mein Lehrer, Herr Prof. Dr. Leopold Koher, der von seinen Schülern den Tauernnordrand zwischen Mayrhofen und Zell am See kartieren ließ und mir davon ein wesentliches Stück, nämlich jenes zwischen Gerlospaß und Hahachtal, zur Bearheitung zuwies. An seinem Institut — dem Geologischen Institut der Universität Wien — erfolgte auch die Ausarbeitung der in den Sommern 1947, 1948 und 1949 in neunzehn Wochen gesammelten Feldbeobachtungen. Für die petrographischen Untersuchungen fand ich am Mineralogisch-petrographischen Institut volle Unterstützung, u. zw. durch seinen Vorstand, Herrn Prof. Dr. Hans Leitmeier ebenso wie durch Herrn Prof. Dr. A. Köhler, Dr. M. Sedlacek und Dr. E. J. Zirkl.

Von größtem Einfluß auf das Gedeiben der Arbeit war aber die Begegnung mit Herrn Pd. Dr. Christof Exner, der mich jeden Handgriff und jeden Gedanken bei seinen Forschungen üher die Geologie der östlichen Hohen Tauern verfolgen ließ und mir mit Rat und Tat zur Seite stand.

Die finanziellen Lasten mit Ausnahme der Drucklegung übernahmen

meine guten Eltern.

Seit 1950 konnte ich die Feldarbeit wie die Ausarbeitung als Angehöriger des Institutes für Geologie und Bodenkunde an der Hochschule für Bodenkultur (Wien) fortsetzen und zu einem gewissen Abschluß hringen, wofür meinen Vorgesetzten — zuerst Herr Prof. Dr. A. Till und später Herr Pd. Dr. J. Fink — herzlich gedankt sei. Ebenso danke ich gerne auch allen anderen Förderern dieser Arbeit, besonders den im vorhergehenden genannten Herren.

## Erforschungsgeschichte

Nach der Pioniertätigkeit von K. Peters (39) in den fünfziger Jahren des vergangenen Jahrhunderts bat F. Löwl (33, 34) um die Jahrhundertwende jene Darstellung des Gebietes gegeben, die in ihren Grundzügen bis heute aktuell geblieben ist. So greifen alle späteren Beschreihungen z. B. bei der Einteilung der Zentralgneiszungen und der dazwischenliegenden Schieferzwickel blindlings auf Löwls Wort und Karte zurück.

Aus etwa der gleichen Zeit stammen auch einige Veröffentlichungen von E. Weinschenk über das Venedigergebiet, die aher nur wenig auf die

Verhältnisse am Tauernnordrand eingehen.

Die neueren, oft stark voneinander abweichenden Vorstellungen üher den Bau des hier beschriebenen Gehietes stützen sich besonders auf die feldgeologischen Forschungen von L. Kölbl (28, 29), weniger auf die von W. Hammer (19, 20, 21) und H. Dietiker (10).

Es war die aufsehenerregende Arheit von L. Kölbl über das NO-Ende des Großvenedigermassivs (28), die dieses Gebiet erst interessant gemacht hat. Während er nämlich die Ergebnisse seiner Untersuchungen im Gebiet der Granatspitzgruppe noch zwanglos in das regionaltektonische Bild, wie es L. Kober (26) und R. Staub gegeben hatten, einfügen konnte, wurde er bei der Untersuchung des Oberpinzgaus zum Gegner jener Anschauungen. Nach seinen Aufnahmen streicht zwischen Rosental und Mühlbach "ein breiter Streifen typisch ostalpiner Gesteine direkt in das penninische Tauernfenster hinein" (28, S. 59) und auch mit diesem steht der Zentralgneis in richtigem Injektionskontakt (28, S. 48). Von einzelnen späteren Bewegungen abgesehen, wurden nach seinen Beobachtungen die Bewegungen von der Kristallisation überdauert. Kölbl hat dann im Jahre 1935 (29) selhst die Konsequenzen dieser für das spezielle Gebiet gemünzten Angaben gezogen und auf den ganzen Bereich der Hohen Tauern ausgedehnt, so daß also nach ihm die Hohen Tauern nicht penninisch sind und die Intrusion des Zentralgneises zu einer Zeit stattgefunden hat, in der schon an verschiedenen Stellen Reste zentralalpinen Mesozoikums bestanden, also unbedingt im alpidischen Zyklus. In dem einen oder anderen Punkt hat L. Kölbl die Anerkennung einer Reihe namhafter Forscher gefunden, eine gründliche Überprüfung der Behauptungen und Beschreibungen in der Natur war aber bisher mit Ausnahme einiger vortrefflicher Detailstudien am O-Ende der Habachzunge [Hammer (19), Leitmeier (31, 32) und Cornelius (6)] noch ausständig. Seine Kartenskizze im Maßstab 1:150.000 ist für das Gebiet der Zentralgneiszungen noch immer die genaueste geologische Unterlage.

W. Hammer hat von dem hier in Frage stehenden Gebiet nur die NE-Spitze der Habachzunge näher keunengelernt (19) und sonst bloß einige verstreute Punkte besucht (21). Er untersuchte außerdem vom Tauernnordrand das Gerlosgebiet in Tirol (20). Nach seinem Befund wurde die Masse des Zentralgneises in einzelne Schubmassen (das sind unsere Zungen) zerteilt, doch blieb bei deren Loslösung der Intrusionsrand an einigen Stellen erhalten. Er denkt also im wesentlichen an eine passive Formung der Zentralgneiszungen. Schließlich sieht er auf der ganzen Länge kein Hineinstreichen der Quarzphyllite in das Tauernfenster, wie seine Kartenskizze in (20) zeigt.

Die Berge zwischen Krimml und Gerlospaß, also nördlich der Sulzbachzungen, sind durch eingehende Untersuchungen von C. Diener (9), Th. Ohnesorge (38) und H. Dietiker (10), sowie J. Neher (35) geologisch recht gut erschlossen worden. Leider wurde die Arbeit Nehers nicht gedruckt, und so war es mir nur durch die wenigen Andeutungen seines Studienkollegen Dietiker möglich, einen Einblick in die Ergebnisse Nehers zu bekommen. Dabei ist besonders anf die tektonische Kartenskizze Dietikers zu verweisen, welche die Ergebnisse der Neherschen Aufnahmen östlich Krimml bereits berücksichtigt.

H. Dietiker (10), dessen Aufnahmen das hier beschriebene Gebiet nur westlich von Krimml betreffen, hat sich — bei recht stiefmütterlicher Behandlung des Zentralgneisgebietes — mit Geschick auf die stratigraphische Gliederung der metamorphen Serien zwischen dem Zentralgneis und der Innshrucker Quarzphyllitzone verlegt. Er nimmt für den Zentralgneis ein mindestens hercynisches Alter an (S. 51) und völlig passive Verformung desselben während der alpidischen Orogenese. Von der N-Grenze des Zentralgneises beschreibt er konkordante Überlagerung. Die S-Grenze des Innsbrucker Quarzphyllits ist nach ihm — im Gegensatz zu L. Kölbl — derart markant, daß hier nicht die geringste Unsicherheit in der Abgrenzung aufkommen kann. Dietikers Beohachtungen können im allgemeinen voll bestätigt werden, wodurch die Kartierung Dietikers zuverlässig genug erscheint, um über die Parallelisierung und sogar Verbindung der wesentlichen Gesteinszüge im Krimmler Profil mit den verschiedenen Stockwerken im 25 km weiter westlich gelegenen Gschößwandprofil im klaren zu sein, wodurch der Anschluß an die Arheiten B. Sanders am Tauernwestende gesichert erscheint.

Demgegenüber war es nicht möglich, gegen O hin direkte Zusammenhänge mit den Serien des Tauernnordrandes östlich des Stuhachtales zu erkennen, von wo eine eingehende Beschreihung von H. P. Cornelius vorliegt (5).

Schließlich seien noch die Aufnahmsarbeiten jüngsten Datums erwähnt, die auf die vorliegende Untersuchung nicht nuwesentlich eingewirkt hahen. Durch die gleichzeitige Untersuchung der hier westlich und östlich anschließenden Abschnitte des Tauernnordrandes bis Mayrhofen und Zell am See durch meine Studienkollegen H. Fischer (14, 15), H. Holzer (23), E. Kupka (30) und O. Thiele (47) war es möglich, rund 2000 Gesteinsproben aus diesem 75 km langen Streifen zu vergleichen. Dieser Umstand und die ausgezeichnete Zusammenarbeit mit denselben Kollegen hat mir einen guten Überblick über die Verhältnisse im Mittelteil des Tauernnordrandes vermittelt.

## Der Bereich der Sulzbachzungen und der damit unmittelbar zusammenhängenden Gesteinsgruppen

Die erste und in den wesentlichen Zügen bis heute aktuell gebliebene Beschreihung dieses Bereiches verdanken wir F. Löwl (33, 34), der auch den Namen "Sulzbachzunge" einführte. Auf seinen Übersichtskarten zeichuet er die Umrisse dieser am O-Ende gespaltenen Zunge bereits ein, und dieselben Umrisse finden wir auch in der Folgezeit in den Veröffentlichungen der auf Blatt Hippach-Wildgerlosspitze aufnehmenden Geologen L. Kölbl (28) und W. Hammer (20). L. Kölbl führt aber eine neue Bezeichnungsweise ein, indem er die gespaltene Zunge Löwls in zwei selhständige Zungen—die südliche Sulzbachzunge und die nördliche Sulzbachzunge — auflöst. Diese Namen sind heute allgemein gebräuchlich und werden auch hier verwendet, trotzdem die Grenzen der Zungen z. T. wesentlich anders verlaufen, als man sie bisher zeichnete. Wie die Begrenzung nach den jüngsten Aufnahmen aussieht, geht aus Tafel VIII hervor.

Im Krimmler Achental verschmelzen die beiden Zungen zu einem einheitlichen Zentralgneiskörper, der mit dem riesigen Zentralgneisareal der Tuxer- und Zillertaleralpen und des Großvenedigers zusammenhängt. In bezug auf die Größe dieses Gneisareals kann man die heiden Sulzhachzungen nur als kleine Anhänge hezeichnen, die allerdings in letzter Zeit öfters eine hedeutende Rolle bei großtektonischen Betrachtungen üher den Ostalpenhau gespielt haben. Sie sind — wie im folgenden näher hegründet werden soll — passiv verformte Lappen von Zentralgneis.

## Die südliche Sulzbachzunge

Sie spaltet sieh an der orographisch rechten Flanke des Krimmler Achentales ah und reicht über das Ohersulzbachtal bis an die rechte Flanke des Untersulzbachtales. Ihr Tagesschnitt ist über 8 km lang und maximal 1.5 km breit. Die Verhindung mit der großen Gneismasse im W ist — abweichend von allen bisherigen Darstellungen — nur durch einen schmalen Stiel bergestellt. Die Untersuchung des Mittelteiles ergah keine wesentlichen Neuerungen, dagegen entspricht der Bau des O-Endes durchaus nicht der hisher einzigen eingehenden Darstellung von L. Kölhl (28).

Die Abgrenzung ist im S zumeist sehr scharf. Dem Zentralgneis der Zunge liegen hier vielfach grüne Gesteine in Grünschiefer- bis Albitepidotamphibolitfazies unmittelbar auf, die dem Granitisationshof der Habachzunge zugerechnet werden können. Die dazwischenliegende Grenzfläche ist tektonisch angelegt und steht steil. Sie beginnt im W in der Kammregion zwischen dem Krimmler Achental und dem Obersulzbachtal. Dort ist zwischen der südlichen Sulzbachzunge und der Habachzunge ein nur nach Metern bis Meterzehnern messender Grünschieferzwickel eingeschaltet, der den Kamm bei P. 2921 nördlich des Humbachkarkopfes übersteigt und sich beim Seebachsee rasch verbreitert. Weiter östlich liegen direkt an der S-Grenze der südlichen Sulzbachzunge mehrere Meßpunkte: P. 2195, P. 2100, P. 1924, P. 1778, sowie P. 1233 am Obersulzbach. Der Kamm zum Untersulzbach wird mitten zwischen P. 1990 (Silber-Ofen) und P. 1959 überquert (Streichen: N70E, Fallen: 70S), der Untersulzbach selbst etwa 150 m nördlich P. 1246 gekreuzt.

Der weitere Grenzverlauf kann schon als O-Grenze bezeichnet werden; diese zieht vom Untersulzbachtal ungefähr dem in der österreichischen Karte 1:25.000 eingezeichneten Fußsteig entlang hinauf zur Popbergalm, wo sie auf etwa 1920 m Höhe ENE der Almhütten endet. Sicherlich gibt es auch auf dem weiter östlich gelegenen Heuschartenkopf (= ,,Hochschess" bei Kölbl) Gneise, doch dürfen diese nicht mehr zur südlichen Sulzbachzunge (vgl. Kölbl 1932) gerechnet werden, da sie durch eine etwa ¾ km mächtige Schieferhüllenserie von der südlichen Sulzbachzunge getrennt sind. Diese niedriger metamorphe Serie liegt der Zunge an der eben angegebenen O-Grenze konform auf und gehört schon jenem tektonischen Komplex an, der die Habachzunge als Kern hat. Weitere Angaben über das O-Ende der Zunge finden sich weiter unten bei der Beschreibung des O-Teiles der Knappenwandmulde.

Die durchaus unscharfe N-Grenze — hier ist auf der ganzen Länge die Verbindung mit dem Üherrest des ehemaligen Granitisationshofes (= Knappenwandmulde) erhalten geblieben — geht direkt an den Hütten der Popbergalm vorbei und überquert den Untersulzbach mitten zwischen P. 1153 und P. 1127. Sie zieht dann gerade über Berg und Tal bis zum Ober-Hacken-Kopf (P. 2406) und weiter über P. 2197 und P. 2876 (Söllenkar Kogel) bis in die Nähe von P. 2109 (südlich des Söllenkars und östlich der Hoferalm im Krimmler Achental). Dort klingt die die beiden Sulzhachzungen trennende Knappenwandmulde aus und es beginnt das im W einheitliche Zentralgneisgebiet.

Da die N- und S-Grenze geradlinig verläuft, obwohl die gequerten Täler bis 1700 m tief eingeschnitten sind, kann man auf Steilstellung dieser

Grenzen und damit der ganzen Zunge schließen, was auch durch viele Messungen des flächigen Parallelgefüges immer wieder bestätigt werden konnte.

Die Abgrenzung der Zunge deckt sich streng mit dem Verbreitungsgebiet eines mittelkörnigen, hellen Zweiglimmergneises, den man früher unbedenklich als Orthogneis angesprochen hätte. Damit ist die Zunge als Kerngebiet der Granitisation vom zugehörigen Granitisationshof (= Knappenwandmulde) mit seinen Mischgneisen, Paragneisen und

Amphiboliten unterschieden.

Der Zentralgneis der südlichen Sulzbachzunge sieht in der ganzen Erstreckung bemerkenswert einheitlich aus. Sein lichtes Grau erhält durch den phengitischen Hellglimmer einen Stich ins Grünliche. Auch in unfrischem Zustand entbehrt sein Hellgrau durchaus jener wärmeren, gelblichen oder bräunlichen Tönung, die z. B. für den Gneis im O-Teil der nördlichen Sulzbachzunge so bezeichnend ist. Schwarze Biotitschüppehen von durchschnittlich 1½ mm Länge begleiten die Hellglimmerslasern. Die Korngröße der reinweißen Feldspate beträgt etwa 2 mm, während der zerpreßte Quarz dem unbewaffneten Auge nicht weiter auf fällt. Die Bezeichnung "Gneis" ist bier wegen der merklichen Regelung der Glimmerschüppehen durchaus angebracht, wobei das Parallelgefüge meist deutlicher linear als flächig ausgeprägt ist. Dieser Gneis ist ebenso wie jener der nördlichen Zunge praktisch frei von Fremdeinschlüssen ("basischen Knollen").

Selten, wie z.B. westlich der Jagdhütte 1195 m im Untersulzbachtal, ist eine feinkörnige aplitische Randfazies des Zentralgneises entwickelt, bei welcher der dunkle Glimmer völlig fehlt. Daraus entsteht bei starker Verschieferung in den äußersten Metern der Zunge der sogenannte "Weiß-

schiefer" (Cornelius 1939).

Im N geht der Zentralgneis der südlichen Sulzbachzunge in einer höchstens 100 m breiten Übergangszone kontinuierlich in die Gesteine der Knappenwandmulde über. Das Übergangsgestein enthält mehr dunkle Glimmer und in gegen N hin zunehmendem Maße erscheinen darin 1—2 cm große, gedrungene Kalifeldspate, die sich immer deutlicher von der allmählich feiner, glimmerreicher und dunkler werdenden Glimmer-Quarz-Feldspatgrundmasse abheben, bis endlich jener auffällige Gneistyp erreicht ist, der im folgenden Kapitel als "Knappenwandgneis" bezeichnet wird.

## Die Knappenwandmulde.

Sie geht im S in ihrer ganzen Länge in die südliche Sulzbachzuuge über und beide gemeinsam bilden eine petrogenetische und tektonische Einheit. Diese Einbeit ist ein Randstück aus einem früher wohl viel größeren Granitisationsareal, das tektonisch zerstückelt wurde. Im N ist die Knappenwandmulde tektonisch abgegrenzt und ebenso auch im O. Namengebend ist die Knappenwand im Untersulzbachtal, die als Fundstätte der schönsten Epidote der Welt bekannt ist.

Die Knappenwandmulde erstreckt sich von den Söllenkaren des Krimmler Achentales bis an den Aschbach südlich von Neukirchen am Großvenediger in einer Länge von 11 km und in einer maximalen Breite von 1 km. In ihrer ganzen Längserstreckung wird ihr S-Rand vom auffälligen Knappenwandgneis aufgebaut, der daher zuerst beschrieben sei. Die ührigen Baumaterialien — meist Epidotamphibolite und Paragneise — werden dann

ihrer jeweiligen mengenmäßigen oder petrogenetischen Bedeutung entsprechend bei der Beschreibung der einzelnen Muldenabschnitte berücksichtigt.

Der Knappenwandgneis. In einem an Hellglimmer reichen, mittelgrauen und feinkörnigen Grundgewehe schwimmen durchschnittlich 1½ cm und höchstens 4 cm große, oft gut idiomorph ausgebildete Kalifeldspate, deren helle Schnitte mit der dunkleren Zwischenmasse sehr kontrastieren. An feuchten Wänden macht sich der Helligkeitsunterschied besonders stark bemerkbar und dann erscheinen die Feldspate mit gedrungen-rechteckigem Querschnitt oft regellos eingestreut; im Handstück kann man aber auch in diesen Fällen ein deutliches lineares Parallelgefüge der Zwischenmasse erkennen. An mechanisch mehr heanspruchten Orten ist es zu einer starken Verslaserung gekommen, die so weit geht, daß endlich die Feldspataugen bis zur Unkenntlichkeit ausgeschmiert sein können und Zeilenbau vorherrscht. Im Grundgewebe sind mit freiem Auge fast nur kleinere Feldspatkörnehen zu erkennen, die mit sehr viel flaserig aggregiertem Glimmer (Serizit und feinster Biotit) verknetet sind. Quarz tritt dagegen ganz zurück.

Zuerst wurde dieser auffällige Gesteinstypus von L. Kölbl (28, S. 41) nebenbei erwähnt, dann vergleicht ihn W. Hammer (20) mit den nach seiner Beschreibung sehr ähnlichen Typen im Porphyrgranitgneis des Schwarzach- und Wimmertales. H. Leitmeier (Min. Petr. Mitt., 1942) erwähnt die Knappenwandgneise als "Augengneise (Venite)" aus dem Gebiet der Wildalm und vom Untersulzbachtal oberhalb der Knappenwand. Keiner aber hat die große Bedeutung des Knappenwandgneises als Leitgestein unterstrichen, welches ohne Unterbrechnung und in ganz gleichmäßiger Aushildung ein 11 km langes Band bildet und auf diese Weise den Zusammenhang der verschiedenen Muldenabschnitte garantiert. Die anderen Muldengesteine ziehen nämlich nicht in dieser Geschlossenheit durch und geben damit Anlaß zur Aufteilung der Knappenwandmulde in einzelne Abschnitte in der folgenden Beschreibung.

Die genaue Untersuchung des westlichen Abschnittes der Knappenwandmulde brachte einige neue Einblicke sowohl in die regionalen Zusammenhänge der Gneiszungen und Schiefermulden, als auch in die zeitlichen Beziehungen zwischen der Petrogenese und der regionalen Durchbewegung in diesem Randgebiet zentralalpiner Granitisation.

Nach der Darstellung von Löwl und Kölbl sollte der Schieferstreisen gegen W im Zentralgneis schmal auskeilen. Hammer erkannte aber schon — obwohl er seine wenigen Beobachtungspunkte im einzelnen nicht richtig verhand — daß der Schiefer "in einer mindestens 1.5 km breiten, quer zum Streichen verlaufenden Front" ausstreichen muß. Diese Front verläuft allerdings nicht, wie Hammer annahm, von den Schönrainköpfen zum Söllenkarausgang, sondern ungefähr horizontal in etwa 1800—2200 m Höhe zwischen der Holzlahnerklamm im N und P. 2109 im S. Darüber stehen von den Karböden bis hinauf zum Kamm beiderseits des Hütteltalkopfes (2962 m) die verschiedenen Muldengesteine an, während dieselben unterhalb dieser Front durch feinkörnigen azidischen Zentralgneis ersetzt sind.

Als weithin sichtbare Grenzlinie läßt sich hier die N-Grenze der Mulde von der Holzlahnerklamm — die sie mit W—O-Streichen in etwa 2050 m Höhe

quert — bis zum Kamm mitten zwischen P. 2774 und P. 2962 verfolgen, wo auch Hammer (21) sie gesehen hat. Nördlich davon liegt der Porphyrgranitgneis der nördlichen Sulzbachzunge, während sich südlich derselben Grenzlinie ein sehr feinkörniger, wegen seines größeren Biotitgehaltes dunklerer Lagengneis ausbreitet, dessen oft 100 m lange, mehr oder minder dunkle Streifen vollkommen parallel zur N-Grenze verlaufen. Die von oben kommenden dunklen Streifen bleichen in 2000 m Höhe langsam aus und aus dem eindeutigen Paragneis wird unten ein extrem heller, feinkörniger Gneis, der nach der alten Einteilung schon eher zu den Ortho- als zu den Paragneisen zu stellen wäre und tatsächlich auch bereits von F. Löwl (34) bei der Söllenalpe als aplitische Randbildung des Granits beschrieben wurde. Dieser Gneis wird nun schon zum Zentralgneiskomplex gerechnet. Sowohl oberhalb wie unterhalb des Übergangsstreifens und in ihm selbst ist das Makrogefüge der Gneise gleich orientiert (Streichen ENE-E, Fallen 60°S bis 80° N). Der Übergangsstreifen verläuft etwa senkrecht zu diesem Flächengefüge, kann etwa 100 m Breite einnehmen und erinnert nicht im mindesten an einen magmatischen Kontakt. Aplite, Pegmatite und Schollenmigmatite fehlen hier ausnahmslos und derartige Bildungen sind auch nicht durch etwaige spätere Auswalzung getarnt worden. Keinerlei Anzeichen der Anatexis stören das langsame Ausklingen der Paragesteinsmerkmale nach der Tiefe hin. Es hat also allen Anschein nach einzig und allein der Intergranularraum als Transportweg hei den stofflichen Umsetzungen gedient. Die Vergneisung läßt sich hier also am ehesten durch eine Transformation an Ort und Stelle erklären.

Im inneren Söllenkar sieht der Zentralgneiskontakt etwas anders aus. Dort ist die Masse der Muldengesteine nämlich wesentlich basischer, und dunkelgrüne Epidotamphibolite und Prasinite überwiegen. Auf den hlankgescheuerten Felsplatten in den Bachbetten und an den vielen Rundhöckern des Karbodens kann man zwischen 2000 und 2300 m Höhe die Auflösung des vom Obersulzbachtal herüberkommenden Prasinitstreifens in eine Vielzahl von unten immer kleiner werdenden und schütterer auftretenden Linsen studieren, die von saureren Mischgesteinen — die in aplitische Gneise übergehen - plastisch umhüllt sind. In diesem Gneiskontakt muß man schon die Möglichkeit partieller Anatexis in Betracht ziehen, wenn auch nur in einem einzigen Fall beobachtet werden kounte, daß eine 10 m lange Epidotamphibolitscholle von zwei armdicken, quergreifenden und sich kreuzenden Aplitgängen durchzogen wird. Sonst herrscht auch hier grundsätzlich die Einordnung in das allgemeine ENEstreichende und steil nach S fallende Flächengefüge. Tiefer unten im Tal findet man in der streichenden Fortsetzung des schollig aufgelösten Epidotamphibolitzuges nur noch selten Bänder oder Schlieren von Biotitschiefern, die wahrscheinlich die letzten Überreste sohlecht verdauter grüner Gesteine sind.

Ehensolche Reste und feinkörnige, an winzigen Hornhlendenädelchen reichere Gneise sieht man auch ab und zu in Karen westlich der Krimmler Ache, so bei der Weißkarhütte in nördlichster Position, dann besonders bei der Schattenwand und am S-Hang des Rainbachkogels. Prasinite fehlen in diesen Karen. Alle Spuren reichen jedoch nicht hin, um dort eine Fortsetzung der Knappenwaldmulde einzeichnen zu können.

An den Epidotamphibolitzug des inneren Söllenkares schließen sich im S wieder Paragneise an, die mit der Umgebung verfließende Wolken vom Typus des Knappenwandgneises führen. Letzterer herrscht dann in einem nach beiden Seiten hin unscharf begrenzten Streifen vor, in dem die P. 2109 und 2309 liegen und welcher den Kamm zwischen P. 2846 und P. 2876 in nördlicher Richtung mit etwa 50° S-Einfallen übersteigt. Der Knappenwandgneis leitet gegen SE in die Zentralgneise der südlichen Sulzbachzunge über und gegen SW, also gegen die Tiefe des Krimmler Achentales hin, in die Zentralgneise des zusammenhängenden Gneisareals. Ob und wie weit es auch hier bei der Gneisentstehung schon zu einer Anatexis gekommen ist, läßt sich nicht recht erkennen. Jedenfalls aber fehlen hier Aplitgänge ebenso wie Schollen- oder Adermigmatite und andere Hinweise, die unter gewissen Umständen für die Einwirkung saurer Schmelzflüsse sprechen. Sehr schwierig erscheint es auch, eine Antwort auf die Frage zu geben, in welchem zeitlichen Verbältnis hier am W-Ende der Knappenwandmulde die Genese der Gneise zur heute meßbaren Flächentektonik steht. Letztere ist jedenfalls auf eine Einspannung zurückzuführen, die alle Gesteine der Mulde und die ihrer nächsten Umgebung steilgestellt, ja sogar leicht nach N überkippt bat, wobei die Flächen im Mittel nach ENE streichen. Die Parallelflächigkeit dürfte mehr auf Einengung als auf weiten Transport zurückgehen. Die scharfe nördliche Grenzfläche der Mulde ist dem allgemeinen Flächengefüge konform und an ihr hat wahrscheinlich eine nur wenige Kilometer weite Relativbewegung stattgefunden, bei der sich die Zentralgneise der nördlichen Sulzbachzunge bereits als starrer als die Muldengesteine erwiesen. Es hat daher hier die formgebende Durchbewegung zumindest die Bildung der Granite oder Granitgneise als Baustoff der Zungen und die Anlage eines Granitisationshofes (d. s. die Muldengesteine) überdauert. Anderseits ist anzunehmen, daß mit der Tektonisierung des Gebietes eine durchgreifende Metamorphose unter Bedingungen der Albitepidotamphibolitfazies parallel ging. Es blieben weite Strecken erhalten, auf denen der Zentralgneis in die Gesteine des Granitisationshofes übergeht. Das Aussehen dieser wohlerhaltenen Granitisationskontakte läßt aber keine nachträgliche Verformung im Ausmaß einer Deckenbewegung zu. Leider ist kein einziges der hier mit dem Zentralgneis in Kontakt stehenden Paragesteine auch nur annähernd stratigraphisch einzuordnen, so daß weder das Alter der letzten Granitisation, noch jenes der Tektonik nach unten begrenzt werden kann.

#### Der Mittelteil der Mulde

Der regionale Zusammenhang der grünen Gesteine im inneren Söllenkar des Krimmler Achentales mit den auch äußerlich ganz gleich aussehenden Prasiniten der Knappenwand im Untersulzbachtal konnte durch die erstmalige Aufnahme des Gebietes von der Hopffeldalm im Ohersulzbachtal bis zur Kammregion nahe der Seebachscharte eindeutig sichergestellt werden. Wohl waren die beiden zuerst genannten Lokalitäten schon F. Löwl bekannt gewesen, er verband aber den Schieferstreifen in den Söllenkaren mit den zwischen der Kampriesenalm und der Berndlalm durchziehenden Schiefern und diese stellte er ganz richtig zwischen die südliche Sulzbachzunge und die Habachzunge. Dieselbe Verbindung über-

nahmen in der Folgezeit auch L. Kölhl und W. Hammer (20, 21) 1). sowie alle fernstehenden Bearheiter derselben Materie. Die drei genannten Autoren ließen dafür den zwischen den beiden Sulzbachzungen eingeklemmten Schleferstreifen gleich westlich des Obersulzbaches enden. Es gentigt aber ein einziger Aufstieg vom Hopffeldboden zur Seekarscharte, um sich vom Durchziehen dieses Schieferstreifens bis ins Krimmler Achental zu überzeugen. So führt schon der obere Teil des zur Jagdhütte 1557 führenden. Jagdsteiges durch Epidotamphibolite, die dann durch den Hopffeldgraben zwischen 1700 und 2200 m Höhe ausgezeichnet aufgeschlossen sind, bis 300 m mächtig werden und weiter über den übersichtlichen Karboden auf den vom Kleefelderkopf zum Hüttenkopf abfallenden Rücken verfolgt werden können. Auf der W-Seite dieses Rückens liegt im selben Epidotamphibolitzug der in Mineralogenkreisen bekannte Fundort "Seebachkar" (18), an dem man noch heute schöne Mineralstufen von schwarzem Pyroxen. hellem Epidot und wasserklarem Apatit finden kann. Ebenso wie am Epidotfundort der Knappenwand sind lokal Epidosite ausgebildet, deren Entstehung offenbar mit der jungen Kluftmineralgeneration in engstem Zusammenhang steht. Von hier streichen die durchwegs steilstebenden Epidotamphibolite ins innere Söllenkar hinüber. In gleicher Weise wie dort begleiten den Grüngesteinszug auch im Seekar beiderseits Paragneise in großer Mächtigkeit; sie verlieren aber im Gebiet der Hopffeldgrähen rasch an Bedeutung.

Bei den Paragneisen überschreitet die Korngröße selten 1 mm, u. zw. bestehen sie hauptsächlich aus Quarz und Albit, wozu in geringen Mengen dunkler und heller Glimmer, Klinozoisit, barroisitische Hornblende, Granat, rhomboedrisches Karbonat, sowie Erz und Graphit treten kann. Unter dem Mikroskop entpuppte sich jedoch eine Probe, die 100 m nordöstlich der Seekarscharte genommen wurde und makroskopisch nicht sicher von den Paragneisen abzutrennen war, als Porphyroid mit durchschnittlich 1 mm großen Quarz- und Plagioklaseinsprenglingen. Einige Einsprenglingsquarze ließen noch eindeutig Korrosionsschläuche erkennen, in denen die Grundmasse ungeregelt und viel feinkörniger erscheint als außerhalb, wo sie zu einem gutgeregelten Quarz-Albit-Grundgewebe mit viel Serizit umkristallisiert ist. Das Gestein ist nur schwach rupturell deformiert. Damit ist die Beteiligung von Porphyroiden am Aufbau der Knappenwandmulde erwiesen.

Der W-Teil der Knappenwandmulde läßt sich also in einer Klarheit, die nichts zu wünschen übrig läßt, vom W-Ende in den Söllenkaren bis an die westliche Trogschulter des Obersulzbachtales beim Hopffeldboden verfolgen. Dort jedoch sind in den tieferen Partien der Talwand nur mehr spärliche Reste der Mulde vorhanden, die so wenig auffällig sind, daß sie bisher immer übersehen wurden. Die Mulde dürfte hier kaum tiefer reichen als der Talgrund liegt. Damit kann man den Grund der Mulde im Obersulzbachtal in etwa 1200 m Höhe annehmen. Vergleicht man nun diese

<sup>1)</sup> W. Hammer schreibt zwar an einer Stelle (20, S. 292), daß der Schieferkeil bei der Söllenalm den Zentralgneis in die nördliche und südliche Sulzbachzunge zerspeltet, doch dürfte diese Bemerkung auf einem Irrtum beruht haben, denn auf Fig. 9 derselben Arbeit thernimmt er Löwls und Kölbls Einteilung und auch in dem 1940 folgenden kurzen Beitrag "Zur Gliederung der Zentralgneise im Oberpinzgau" rechnet er die grünen Gesteine des Söllenkares zum mittleren Schieferkeil.

Höbenlage mit jener im Krimmler Achental, dann kann man auf ein regionales Einfallen der Muldenachse gegen ENE schließen, denn der Muldengrund schneidet den östlichen Hang dieses Tales bei durchschnittlich 1800 m Höhe und zieht sodann über dessen westlichen Hang hinweg. Mit diesem Eintauchen der stofflichen Achse gegen ENE stehen auch die Beobachtungen im O-Teil der Mulde vollkommen im Einklang - doch davon später. Hier sei nur darauf verwiesen, daß manche im W-Teil der Knappenwandmulde eingemessene B-Achsen mit diesem regionalen Achsenfallen nicht übereinstimmen, da sie in ENE-Richtung um die Horizontale pendeln. Dadurch darf man sich aber nicht verwirren lassen, es soll dies vielmehr ein Ansporn sein, später einmal nachzusehen, in welchem zeitlichen Verhältnis die Prägung der verschiedenen im Handstückbereich erkennbaren linearen Parallelgefüge zu der für die beutige Form der Knappenwandmulde maßgeblichen Gestaltung steht. Es wurden nämlich im ganz ähnlich gebauten Granitisationshof der Habachzunge an einigen Stellen zwei altersverschiedene Achsensysteme erkannt, von denen nur das jüngere mit der heutigen Stofftektonik übereinstimmt (siehe unten).

Der zwischen den beiden Sulzbachtälern liegende Abschnitt der Knappenwandmulde war schon bisber bekannt (Löwl, Kölbl, Hammer). Auf eine nähere Beschreibung dieses Teilstückes kann um so eher verzichtet werden, als sein stofflicher Aufbau, die Art seiner Kontakte und sein Linear- und Fläcbengefüge im großen und ganzen mit jenen Verhältnissen übereinstimmt, die im folgenden Kapitel von den tieferen Teilen der O-Flanke des Untersulzbachtales beschrieben werden.

## Die Tektonik im O-Teil der Knappenwandmulde und in dessen näherer Umgebung

Ein etwa am Fuße der Knappenwand durch die Mulde gelegtes Profil läßt eine deutliche Dreiteilung innerhalb der Mulde erkennen. Der nördliche Teil — das ist vom Langwinkel angefangen etwa 400 m nach S — ist durch die dunkelgrüne Farbe seiner epidotamphibolitischen Gesteine charakterisiert; dann folgen etwa 50 m mächtige Paragneise und im südlichen Teil bestehen die hier ungegliederten Felsen aus dem Knappenwandgneis. Dieser wird am Wandfuß etwa 300 m mächtig und gebt schließlich nach S in einer rund 100 m mächtigen Übergangszone in den normalen Zentralgranitgneis der südlichen Sulzbachzunge über. Die soeben aufgezeigte Gliederung gilt aber nicht nur in diesem einen Profil, sondern auch für den ganzen O-Teil der Knappenwandmulde, also bis zum O-Ende derselben im Aschbachtal. Die Materialien der drei Gesteinsstreifen sind ihrem Aussehen nach sehr leiebt zu unterscheiden und desbalb macht die Zuteilung der einzelnen Aufschlüsse zu diesem oder jenem Streifen kaum jemals Schwierigkeiten. Auch die Übergangshildungen und Mischgebiete lassen sich rasch einordnen. Dies ist sehr wesentlich, da sich durch die Verfolgung der eindeutig zusammenhängenden Horizonte sowie die Beachtung der Flächenund Achsentektonik die Innentektonik der Mulde gut aufklären läßt.

Besondere Bedeutung besitzt hier im O auch die N-Grenze der Mulde gegen die nördliche Sulzbachzunge, denn sie ist eine der wenigen scharfen Grenzen in diesem Raum und zur allgemeinen Orientierung besonders gut geeignet. An ihr haben — wie schon bei der Besprechung des W-Teiles der Mulde erwähnt wurde — größere Bewegungen zu einer Zeit stattgefunden, in der die beiden Sulzbachzungen schon als starrere Massen vorhanden waren. Hier stehen die grünen Gesteine der Knappenwandmulde in tektonischem Kontakt mit den Zentralgneisen der nördlichen Sulzbachzunge — ein Kontakt, der im Feldbefund keine stoffliche Reaktion zwischen den beiden aneinandergrenzenden und in ihrem Pauschalchemismus so grundverschiedenen Gesteinen erkennen läßt. Die Grenze ist morphologisch durch den Langwinkel, einen sehr schmalen, die Knappenwand im N begrenzenden Wald- und Wiesenstreifen gekennzeichnet und ist immer mindestens ein paar Meter hreit überwachsen, was auf stärkere postkristalline Deformation entlang dieser Linie hinweist. Beiderseits derselben sind die Gneise wie auch die Epidotamphibolite bis Chloritphyllite besonders stark verschiefert. Die aplitoide Bänderung der Grüngesteine verläuft im großen streng parallel zur Zentralgneisgrenze, im einzelnen ist sie im Meterbereich flach gewellt.

Durch die Verbindung des Kartenbildes mit dem Profil durch die östliche Flanke des Untersulzbachtales (Tafel VII, Profil III) ergibt sich nun ein räumliches Bild von der Lagerung im östlichsten und zugleich tektonisch höchsten Teil der Knappenwandmulde. Dieses Profil ist senkrecht auf die in diesem Schnitt als Mittelwert angenommene Achsenrichtung durchgelegt, es zeigt also den getreuen Querschnitt der Körper auf. Der geringmächtige Paragneisstreifen ist in beiden Darstellungen vernachlässigt worden; man sieht aber trotzdem, daß die Mulde im Talgrund steilgestellt ist und nach oben hin über die nördliche Sulzbachzunge geschleppt wird. Alle Anzeichen deuten hier auf eine N-Bewegung der tektonisch höhergelegenen Horizonte hin. So konnte sich einerseits im "Windschatten" der starreren südlichen Sulzbachzunge die Steilstellung des weicheren Muldenmaterials bis oben hin gut erhalten. Anderseits ist aber in den nicht mehr geschützten, weiter nördlich gelegenen Teilen — etwa in der Umgebung des Vierlochstadels die Einspannung in ein den tieferen Teilen der Mulde fremdes Bewegungssystem mit flachliegenden Scherflächen deutlich zu sehen. Aber nicht nur die Scherflächen folgen der N-gerichteten, rascheren Bewegung, sondern auch die stofflichen Grenzflächen. Das sieht man ebenso an der gerundeten Oberseite der nördlichen Sulzhachzunge, die wieder gleich einem Rücken nach NE abtaucht, als auch bei der sich an diesen Rücken anschmiegenden Epidotamphibolitlage und dem anschließenden Knappenwandgneis. Die grünen Gesteine und der Knappenwandgneis liegen im Buchwald (siehe Profil VII, Tafel II) auf der schon nach N einfallenden Flanke der nördlichen Sulzbachzunge in derselben Anordnung von unten nach oben, wie im Profil am Fuße der Knappenwand von N nach S: nördliche Sulzbachzunge; Epidotamphibolite, Übergangs- und Paragneisstreifen, Knappenwandgneis.

Oben wird die Mulde von einer dünnen, oft zerrissenen Haut von Kalkmarmer abgeschlossen. Diese Kalkhaut liegt im S (unter dem Hachelkopf) diskordant auf dem steilstehenden Knappenwandgneis, wobei der hier nur schwach parallel struierte Gneis an der Grenze gegen den Marmer eine mindestens 5 m tief wirkende Schleppung 1) aufweist. Weiter im N aber, besonders deutlich im Aschbachtälchen, liegt der Marmer konkordant über

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>) An einer Stelle (direkt unter dem Hachelkopf) zeigt die Schleppung an, daß sich der Marmor im Verhältnis zur Unterlage nach S bewegt hat, doch ist das bei der Betrachtung der weiteren Umgebung als lokale Relativbewegung bei allgemeiner N-Vergenz zu erklären.

der Prasinit- und der Knappenwandgneislage, fällt also flach nach NNE ein. Hier liegt eine erzwungene, tektonische Konkordanz vor.

Die geringmächtige Haut von Kalkmarmor, der in einem eigenen Kapitel als "Hachelkopfmarmor" noch näber beschrieben wird, überdeckt jedoch nicht nur die Knappenwandmulde, sondern auch die Oberseite der südlichen Sulzbachzunge. Auch bier ist die räumliche Lage des Marmormantels am besten aus der Darstellung auf der Karte und im Profil III der Tafel VII zu ersehen. Von dieser Zentralgneiszunge sind nur die äußersten Partien stärker verschiefert, u. zw. parallel zur kalkbedeckten Grenzfläche, während die schwache Gefügeregelung im Inneren immer auf Steilstellung hinweist. Die durch den Kalkmarmor besser markierte Oberfläche der Zunge hat einen Querschnitt, dessen sanfte Rundung gegen S gekehrt ist. Aus dem Querschnitt und der Lagerung der der Marmorhaut konform auflagernden Schiefer — die aber schon zu der tektonischen und petrogenetischen Einheit der Habachzunge gehören — läßt sich nun erschließen, daß der vom Hachelkopfmarmor überdeckte Körper die Form eines nach oben gewendeten, wohlgerundeten Rückens hat, der etwa 20° nach ENE eintaucht. Der ganze Körper, der gegenüber den gestaltenden tektonischen Kräften zuletzt als Einheit wirkte, besteht aus der südlichen Sulzbachzunge und der Knappenwandmulde, sowie der nördlichen Sulzbachzunge und dem mit ihr aufs engste verknüpften Sulzauer Parakristallin. Die Beschreibung der beiden letztgenannten Einheiten erfolgt in eigenen Kapiteln.

# Einige Gesteine der östlichen Knappenwandmulde und die Beziehungen zwischen Petrogenese und Tektonik ebendort

Der Knappenwandgneis ist schon oben kurz beschrieben worden. An dieser Stelle sei nur nochmals auf sein grenzenloses Verfließen mit dem Zentralgneis der südlichen Sulzbachzunge verwiesen, wobei östlich und südöstlich von P. 1127 auf etwa 100 m Länge der Übergang besonders schön zu sehen ist. Auch die N-Grenze gegen den Paragneisstreifen ist unscharf, wenn auch wesentlich deutlicher als die südliche. So sprossen im Felsenzirkus unter P. 1445, z. B. in etwa 1280 m Höbe, bis 2 cm groß werdende Kalifeldspate in dem an dieser Stelle nur wenig Regelung zeigenden, mittelgrauen und feinkörnigen Paragneis. Zuerst findet man sie in schütter besetzten Wolken, diese werden größer und dichter und schließen sich bald zum normalen Knappenwandgneis zusammen. Ob bei diesem Kalifeldspatwachstum nur wässerige Lösungen wirksam waren oder die Anwesenheit eines gewissen Anteiles an schmelzflüssiger Phase vorausgesetzt werden muß, ist derzeit Gegenstand eigener eingehender mikroskopischer Untersuchungen. Der ungestörte Verband zwischen dem Knappenwandgneis und dem Paragneis ist jedoch nur an wenigen Stellen erhalten geblieben; meist ist es zu Zerreissungen und auch Verschuppungen gekommen. Letztere machen sich besonders über der Knappenwand bemerkbar, z. B. von P. 1661 200 m weit nach N und E, wo nur mehr eine Mischzone kartierbar ist. Da schwimmen sogar grüne Schollen (Epidotamphibolite und Grünschiefer), die bis über 10 m mächtig werden können, in Paragneisen oder gar im Knappenwandgneis. Einen Teil dieser grünen Schollen wird man aber auch als Resorptionsreste betrachten können, die z. T. sehr tief im Knappenwandgneis stecken. Als Beispiel dafür sei die Chloritschieferscholle im Bachbett mit P. 1127 auf 1180 m Höhe angeführt.

Der die Mitte der Mulde einnehmende Paragneis erhält in der Nähe des viel mächtigeren Epidotamphibolitstreifens durch zunehmenden Gehalt an Chlorit und Biotit eine schmutzig-dunkelgrüne Färbung und ist im Felde bald nicht mehr von dessen Chloritphylliten und Grünschiefern abtrennbar, so z. B. kaum 100 m westlich des Aschbaches in 1100 m Höhe.

Für den dritten, durch seine dunkelgrüne Farbe gekennzeichneten Streifen der Knappenwandmulde sind feinkörnige grüne Gesteine in Grünschiefer- his Alhitepidotamphiholitfazies typisch, die stellenweise aplitoid gebändert sind. Leider ist es bisher nicht gelungen, das Ausgangsmaterial hiefür mit Sicherheit zu erkennen. In ganz ähnlichen Fällen hat einerseits F. Angel (1) und anderseits H. P. Cornelius (5) versucht, eine genetische Erklärung auf Grund der optischen Unterscheidung der verschiedenen, einander verdrängenden oder umwachsenden Horublenden zu geben. Besonderer Wert wurde dabei auf die Farbe und auf die Auslöschungsschiefe gelegt, wobei die genannten Autoren zu entgegengesetzten Ergebnissen kamen. Die Hornblenden in den Epidotamphiboliten der Knappenwandmulde stehen jedoch mit keiner dieser Beschreihungen im Einklang, denn sowohl die hellen, als auch die dunklen haben hier eine Auslöschungsschiefe von durchschnittlich 20°. Nach dem äußeren Anschein sind jedoch die in intensiven Farhen pleochroitischen, schwärzlichgrünen, feinfilzigen Hornblenden, die eine gute Wachstumsregelung zeigen, jünger als jene hlaßgrünen, die unter dem Mikroskop kaum farbig erscheinen und in bis Zentimeter großen, ehemals wohl ziemlich isometrischen, heute aber stark verbogenen und zerrissenen Kristallen vorliegen. Die zuletzt angeführten Hornblenden halte ich für Relikte, welche aus einem teilweise grobkörnigen Amphiholit stammen. Man findet sie am ehesten in den tektonisch höchsten Teilen der Mulde, z. B. nordwestlich des Vierlochstadels bei der Heuhütte 1680 m und im Buchwald bis zum Aschbach. Demgegenüber bevorzugt die feinfilzige, dunkle Abart die Tiefe der Mulde, wo sie z. B. am Fuß der Knappenwand ausschließlich und zugleich besonders frisch vorkommt. Dort, in der nächsten Nähe des berühmten Epidotfundortes ist die Gesteinsprägung in der Albitepidotamphibolitfazies untrennbar mit der Mineralisation der heute noch offenen Klüfte verbunden, welche in der Hauptsache Epidot, eine feinfaserige grüne Hornblende, Apatit, Adular und zuletzt Kalkspat geliefert hat. Die Epidote und Hornbleuden der Klüfte und jene im Nebengestein sind in vielen Fällen ident und die Epidotisierung von früher kalkreicheren Partien des Nebengesteins, die im kleineren Ausmaße bis zur Bildung von Epidositen geführt hat, ist z. T. noch gleichzeitig mit dem Epidotwachstum auf deren Klüften erfolgt. Die Kluftmineralien sind aber nur in seltenen Fällen nachträglich verbogen worden; ihre Bildung hat die alpidische Orogenese überdauert. Somit war auch die Albitepidotamphibolitfazies im Nebengestein bis in die Zeit der kratonischen Zerklüftung der Tauern stabil. Die berühmte Epidotfundstelle (18), eine künstliche Höhle, welche am Fuß der Knappenwand herausgesprengt ist, bietet wegen der Größe des ganz frischen Aufschlusses gerade an der Stelle intensivster Epidotisierung ein ausgezeichnetes Studienobjekt für diese Fragen. Dem stehen aber die leicht zerrütteten Felsen des weiter oben bereits genannten Augit- und Epidotfundplatzes im Seekar kaum nach, wo man ebenfalls zur Auffassung engster Verknüpfung der Metamorphose des Nehengesteins mit der Bildung der verschiedenen Kluftmineralien kommt.

Ebenso wie am Stüdlgrat, wo sie F. Angel (1) eingehend beschrieben hat, sind die Epidosite auch an den beiden Fundorten in der Knappenwandmulde nicht durch Eruptivkontakt, sondern nur durch Lösungsumsatz entstanden, wobei vermutet wird, daß die lokale Mobilisation eine größere Rolle spielt als eine weite Stoffwanderung 1). Die Epidosite sind erst zu einer Zeit entstanden, als die Knappenwandmulde schon längst zwischen den beiden starren Backen der Sulzbachzungen eingespannt war, also die Zungen bereits vorhanden und fester gewesen sein müssen als die Muldengesteine. Daß in einer solchen früheren Phase die innere Tektonik der Knappenwandmulde sich der Gestalt der beiden Gneiszungen angepaßt hat, geht aus dem Gefüge der Schieferungsebenen und Grenzflächen im inneren der Mulde ebenso hervor, wie z. B. die Hornblenden der Epidotamphibolite durch ihre schon makroskopisch beobachtbare Regelung auf eine derartige Phase hinweisen. Die Epidosite sind aber sicher noch gleichzeitig mit den Epidoten der offenen Klüfte entstanden, also nach Anfhören der Einwirkung gerichteten Druckes. Die Epidotamphibolite und besonders die Epidosite sind infolgedessen hier viel jünger als die Gneiszungen!

Während nun in der Tiefe der Knappenwandmulde die Albitepidotamphibolitfazies bis in die allerletzte Zeit stabil war, ist sie besonders in den tektonisch höheren Muldenteilen längst von der Grünschieferfazies abgelöst worden und sogar die dabei stabilen Biotite und Chlorite sind nach der Kristallisation intensiv mechanisch deformiert worden. So zeichnet sich bei den grünen Gesteinen der Knappenwandmulde deutlich eine Abhängigkeit der Metamorphose von der tektonischen Position während der letzten alpidischen Bewegungsphasen ab.

Uber die stratigraphische Stellung des Ausgangsmaterials der heute in der Knappenwandmulde vorliegenden Gesteinsserie kann kaum etwas Positives ausgesagt werden. Von allen diesen Gesteinen kann man nur annehmen, daß sie kaum dem Mesozoikum angehört haben dürften, sondern älteren Ursprungs sind. Die Epidotamphibolite lassen sieh z. B. nicht mit den Prasiniten der oberen Schieferhülle parallelisieren, wie Vergleichsbegehungen im Stuhachtal, im Fuschertal, bei der Pasterze und jüngst eine Kartierung südlich von Rauris ergaben. Die Prasinite nnterscheiden sich weiters im Aussehen wesentlich von allen grünen Gesteinen der anderen tektonischen Einheiten des eigenen Aufnahmsbereiches. Die Paragneise lassen sich nirgends auch nur mit einiger Sicherheit anhängen, dagegen hat schon W. Hammer (1936) auf die weitgehende Übereinstimmung der Knappenwandgneise mit einem im mittleren Wimmer- und Schwarzachtal auftretenden Gneistyp hingewiesen, was ich aus eigener Erfahrung nur

<sup>1)</sup> Eine Horizontbeständigkeit des alpidischen Lösungsumsatzes hat erst vor kurzem Chr. Exner im Naßfelder Gebiet erkannt und mit Beispielen belegt (13). Auch die aplitoiden Bänder in den Grüngesteinen der Knappenwand sind hiefür Beispiele. Sie sind nach der Art der sie aufbauenden Mineralien vollkommen ihrem basischen Nebengestein angepaßt und weichen von ihm nur in der Mengenverteilung derselben Mineralien ab. L. Kölbl (28) spricht in diesem Zusammenhang von einer "Durchaderung", doch trifft die mit dieser Bezeichnung verbundene Vorstellung quergreifender Adern mit verschwindenden Ausnahmen nicht zu.

bestätigen kann. Aber auch dieser Anhaltspunkt hilft uns in der Frage nach dem Alter des Ausgangsmaterials nicht viel weiter. Letzteres muß nur älter sein, als die Kalifeldspatisierung, und diese nehmen dort O. Thiele (47) und O. Schmidegg (46) unabhängig voneinander als vor-oberkarbonisch an, was ehenso auch für den Knappenwandgneis gelten kann. Das letzte Wort darüber ist hier wie dort noch lange nicht gesprochen, dagültige Beweise dafür ehenso wie Gegenbeweise noch nicht gefunden wurden.

## Der Hachelkopfmarmor

Bereits im vorigen Kapitel wurde auf das Vorhandensein einer zwar sehr geringmächtigen, aber über mehrere Kilometer verfolgbaren und hei der Aufklärung der lokalen Tektonik sehr nützlichen Lamelle von Kalkmarmor hingewiesen. Über sie findet man in der Literatur keinerlei Aufzeichnungen, doch hat mich Herr Prof. Dr. Hans Leitmeier auf Grund seiner eigenen Beobachtungen auf das Auftreten von Marmor zwischen der Wildalm und der Popbergalm aufmerksam gemacht, wofür ich auch an dieser Stelle danken möchte. Für die Benennung wurde der etwa 2060 m hohe Hachelkopf ausgewählt, der etwa  $3\frac{1}{2}$  km südlich von Neukirchen liegt und an dessen W-Abfall das mächtigste, größte und zugleich am höchsten gelegene Vorkommen des Marmors eine weithin sichthare, helle Felswand bildet. Außerdem liegt gerade an dieser Stelle der Marmor mit einer zwar geschleppten, aber doch deutlich erkennbaren Winkeldiskordanz auf seiner Unterlage (hier Knappenwandgneis).

Verbreitung: Der Marmor streicht in einem einzigen, unzusammenhängenden Zug von etwas üher 4 km Länge aus, der über P. 1134 in der Gabelung des Aschhaches beginnt und nach S über das Untersulzbachtal in die Nähe des Silberofens zieht. Hauptsächlich wegen der gleichen petrographischen Beschaffenheit werden des weiteren zwei kleine Kalkvorkommen zum Hachelkopfmarmor gerechnet, die an den Pforten der beiden Sulzbachtäler liegen und denen später — in Anschluß an die Beschreibung des Sulzauer Parakristallins — besondere Beachtung zuteil werden soll.

In der Gabel des Aschbaches tritt der graue, öfters weiß gebänderte und etwas Hellglimmer führende Kalkmarmor in einer 600 m langen Kette von Aufschlüssen zutage. Die wenige Meter mächtige Bank zeigt nur stellenweise einen stärkeren Faltenwurf und liegt im ganzen flach am nordschauenden Hang, heht nach W und N hin aus und fällt 30—40° nach NNE ein. Sie taucht im O flach unter das höher gelegene, mit mächtigem Moränenschutt bedeckte Gebiet des Bärngartwaldes ab, ohne weiter östlich nochmals ans Tageslicht zu kommen.

Zwei kleine Kalkhöcker, welche der von der Wildalm eben nach Wziehende Weg anschneidet (Streichen N30 W, Fallen 15°N), stellen die Verbindung zu der 1100 m weiter südwestlich beginnenden Kette von kleineren und größeren Vorkommen her, die nach S bis in das Untersulzbachtal hinabzieht. Am Anfang dieser Kette ist der Hachelkopfmarmor noch in zwei schmale Bänder zerschlissen, doch unter dem Hachelkopf selhstbildet er eine auffallende Wand, deren Höhe von rund 10 m etwa der Mächtigkeit des Marmors entspricht. Hier fällt er — kaum merklich um eine gegen NE eintauchende Achse gewellt — mit etwa 20—35° gegen NE ein. Von diesem höchstgelegenen Vorkommen kann der Marmor nach S hin an

einer kleinen Karstufe über der Popbergalm weiter verfolgt werden, wo seine Mächtigkeit rasch abnimmt und er wieder in zwei Bänder aufgespalten wird. In der Meterdimension kann dort seine Lagerung recht unruhig werden, im großen aber zeigt er das Ebenmaß der Wölbung seiner Unterlage wunderbar auf. Sein Eiufallen dreht über E nach SE und gewinnt allmählich an Steilheit. So hat der Marmorzug 1 km südlich der Kulmination erst 200 m an Höhe verloren und ist 60° nach ESE geneigt. Dann aber sinkt er rasch ins Tal hinah und läßt sich in dem steilen Terrain bis 1520 m sehr gut verfolgen, wo er N37E streicht und 73°S einfällt. Dann wurde er am selben Hang in der Höhe von etwa 1350 m beohachtet (Streichen N60E bei 70° S-Einfallen). An dieser Stelle wird er schon von einer etwa 70 m mächtigen, aus Zentralgneis bestebenden und zur südlichen Sulzbachzunge gehörenden Rückenschuppe überfahren. Auch diese Rückenschuppe trägt noch einige, maximal 1 m mächtig werdende Linsen und Fetzen grobkörnigen weißen Marmors, andere schwimmen in deren Sog. In dem felsigen Gelände ENE des Steges 1195 m treten derartige Marmorbänder auf, die oft nur 1 dm stark sind und dann besonders leicht mit den umgebenden Glimmerschiefern reagieren. In einem bis zu 3 cm dicken Reaktionssaum wachsen dann schwärzlich grüne Hornblenden und ein braungrünes, strahliges Epidotmineral.

Eine steile Bachrunse am westlichen Gehänge des Untersulzbachtales zeigt den Marmorzug nochmals auf 150 m Länge, dann ist er wobl zu Ende. Er ist hier zwischen die südliche Sulzbachzunge und ihre Rückenschuppe eingeklemmt (unten: Streichen N75E, Fallen 70°S; oben ein wenig flacher werdend). Hier ist der Marmor zumeist weiß und gut gekörnt. Bessere Anzeiger für die mineralfazielle Stellung der postkinematischen Metamorphose liegen in der gleichen tektonischen Position liegenden Gesteinen mit sandigem oder tonigem, kalkfreiem Ausgangsmaterial vor. Z. B. wachsen in einem grauen, seidenglänzenden Phyllit Querbiotite, und diese werden wieder von roten, his 10 cm großen Granaten (mit unverlegtem Interngefüge) verdrängt. In anderen Gesteinen ist Schörl in bis 3 cm langen Nadeln wirr auf den Schieferungsflächen verstreut. Auch am O-Ende der Rückenschuppe sind ähnliche Phyllite von einer spät- bis postkinematischen Kristallisation überholt worden, die ihnen ein allgemein frisches Aussehen verliehen hat. Es sei nur die Bildung von Querbiotit und Querchlorit, Magnetitoktaedern, winzigen Epidotstengeln mit Orthitkern und bis 11/2 cm großen Albitrundlingen genannt. Letztere weisen z.T. unverlegtes Interngefüge auf. Oh das Ausgangsmaterial dieser Gesteine einst im primär-sedimentären Zusammenhang mit dem Hachelkopfkalk stand, ist nicht sicher, erscheint aber dem Verfasser als ziemlich wahrscheinlich. Der Hachelkopfmarmor liegt auch in der Regel direkt nicht auf dem Zentralgneis oder auf den charakteristischen Gesteinen der Knappenwandmulde. Meist ist er in niedrig metamorphe, kalkfreie Gesteine eingehüllt, die ebenso nur wenige Meter mächtig sind und wahrscheinlich aus Tonen, Sandsteinen und Arkosen entstanden sind. Sie liegen auch in der Verbindungslinie der einzelnen Marmorvorkommen, wurden aher in Karte und Profil nicht ausgeschieden. Diese Begleitgesteine zeigen nach eigenen Vergleichen viele Übereinstimmungen mit ebensolchen unter dem Kalkzug des Übergangls (zwischen Wimmer- und Schönachtal im Gerlosgehiet; Lit. 47). Sie stimmen aher auch gut mit den von Sander, Dal Piaz, Bleser, Hammer u. a. gegebenen Beschreibungen der Basisgesteine des Hochstegenkalks überein.

Die Kartierung des Hachelkopfmarmors erleichterte im O des Untersulzbaches sehr die Abgrenzung des stofflichen und tektonischen Bereiches der beiden Sulzbachzungen gegen die darüberliegende Einheit, deren Kern die Habachzunge ist. Nur wo das Marmorhand bei hesonders starker tektonischer Beanspruchung auf weitere Strecken zerrissen ist, wird es manchmal schwierig, die Grenze genau festzulegen. So werden z. B. westlich der Wildalm die beiderseits der Grenzfläche vorliegenden Gneisabarten durch intensive Verschieferung, die bis zur Phyllonitisation führt, einander angeglichen. Im übrigen zeigt der Hachelkopfmarmor keine Spuren einer Injektion, selbst dort nicht, wo er die südliche Sulzbachzunge direkt überdeckt.

## Die nördliche Sulzbachzunge

Der Name stammt von L. Kölbl (28), doch hat F. Löwl sehon um die Jahrhundertwende diese Zentralgneiszunge in ihren Umrissen erkannt und als den nördlichen Teil seiner gespaltenen "Sulzbacher Zunge" bezeichnet.

Die südliche Begrenzungsfläche der Zunge wurde, da sie zugleich die nördliche der Knappenwandmulde ist, bereits in diesem Zusammenhang kurz beschrieben. Sie ist eine steile tektonische Grenzfläche.

Das erschlossene O-Ende liegt im Buchwald auf 1250 m Höhe, 300 m ostnordöstlich von P. 1356. Vermutlich taucht aber die nördliche Sulzbachzunge erst 0.5 km weiter nordöstlich, also im Streichen gemessen in 2 km Entfernung vom Untersulzhach, unter die von S her überschobenen Gesteine der Knappenwandmulde endgültig unter. Der innere Bau des O-Endes ist am Steilabfall des Bärngartwaldes gegen den Untersulzbach recht übersichtlich erschlossen. An der Oberkante des Steilabfalles in etwa 1500 m Höhe, fallen die S-Flächen um 20° oder auch flacher gegen SE-NE ein, und bei P. 1334 lassen die dicken Bänke N45E-Streichen bei 45 ° S-Fallen erkennen, oder der Zentralgneis erscheint dem freien Auge völlig ungeregelt. Der N-Rand des anstehenden Zentralgneises zieht 50 m tiefer am Hang durch und läßt sich auf gleichhleibender Höhe im Buchwald nach E verfolgen. Dort zeigt der Gneis immer wieder — soweit er etwas deutlicher geregelt ist - ein NNE-Streichen bei einem unter 45° liegenden Fallwinkel. Die tektonische Achse ist hier leicht gegen NE geneigt. — Diese Angaben beziehen sich jedoch immer auf die tektonisch höchsten Partien der Zunge; in der Tiefe des Untersulzhachtales fällt sie hingegen randlich steil nach S ein, und im Inneren ist sie fast ohne makroskopisch auffallendes Parallelgefüge. Es liegt nahe, die flachere Lagerung in den höchsten Teilen dieser Zunge durch eine Schleppung zu erklären, da auch die tektonisch höchsten Anteile der Knappenwandmulde unzweifelhaft eine Schleppung nach N über die nördliche Sulzbachzunge mitgemacht haben.

Beim Untersulzhach und östlich davon wird die Zunge von einem zumeist gelblich angewitterten, sonst fast rein weißen Granitgneis aufgebaut, der fast keine dunklen Gemengteile enthält. Bei einer Korngröße von meist 3 mm erkennt man mit freiem Auge leicht die trüben, weißen Feldspate mit ihren oft etwas verbogenen Spaltflächen, die großen, klaren Quarze und die verstreut liegenden Serizitflasern, welche das oft kaum merkliche Parallelgefüge kennzeichnen. Daneben kommen helle, fast weiße Porphyroidgneise

vor, mit bis 15 mm großen, in seltenen Fällen noch rosa gefärbten Kalifeldspateinsprenglingen in einer z. T. noch dichten Grundmasse.

Die N-Grenze der nördlichen Sulzbachzunge ist östlich des Untersulzbachtales vom Hangschutt verdeckt; beim Untersulzbach und dann nach W his zum Obersulzbach ist der Granitgneis der Zunge mit einem nördlich anschließenden Parakristallin tektonisch verzahnt. Auffällig ist dahei, daß das Parakristallin, das weiter unten als "Sulzauer Parakristallin" noch näher beschrieben wird, in der Regel unter den Zentralgneis einfällt.

Zwischen den heiden Sulzbachtälern ist der Kontakt zwischen der Zunge und dem Parakristallin an allen Stellen millimeterscharf und unter niedrigsten mineralfaziellen Bedingungen geprägt. Der Randbereich des Parakristallins weist keine Anzeichen einer magmatischen Kontaktwirkung auf. Der Porphyrgranitgneis ist ebenso wie die stellenweise ausgebildete feinkörnige (aplitische) Randfazies wohl durch Kornzerhrechungen stark beeinflußt, hat aber keine deutliche Regelung oder gar Phyllonitisierung üher sich ergehen lassen. Die Bewegungen haben sich in der Hauptsache im anschließenden, weicheren Parakristallin abgespielt, wo plastisch umflossene Gneisknödel, Gneislinsen oder Gneislamellen die Bewegungsbahnen kennzeichnen. Auch das Material dieser Abscherungsreste, das makro- und mikroskopisch völlig dem der nördlichen Sulzbachzunge gleicht, hat trotz des Transportes keine auffällige Verschieferung erlitten, höchstens Andeutungen von Harnischflächen sind zu finden.

Wie im Inneren der Zunge tritt auch am N-Rand zwischen den beiden Sulzhachtälern ein heller Porphyrgranitgneis auf, der sehr arm an dunklen Bestandteilen ist und auch keine dunklen Schollen führt. Ein Schliff durch eine wenige Meter von der N-Grenze entnommene Gneisprobe zeigt folgendes: Korngröße unter 3 mm, alle Bestandteile sind postkristallin mehr oder minder stark mechanisch heansprucht worden, was sich besonders deutlich am Quarz durch Kornzerfall und undulöse Auslöschung, sowie am spärlichen, teilweise in Chlorit umgewandelten Biotit durch Verbiegung zeigt. Aher auch der Mikroklinperthit löscht oft uneinheitlich aus und der gefüllte Plagioklas hat verbogene Lamellen. Im ganzen Schliff ist Trümmertextur zu heohachten, jedoch keine ohne Kornauszählung merkliche Kornregelung. Risse im Mikroklinmikroperthit sind durch Quarz und Chlorit ansgeheilt; Mikroklingittering ist nur selten deutlich. Bei einigen stark, aber ganz fein gefüllten Plagioklaskörnern, die intensiv deformiert wurden und daher nicht mehr einheitlich auslöschen, verfließt die Serizitfüllung mit jenem Serizit, der sich im allerfeinsten Korngrus wolkig angesiedelt hat.

Am Obersulzbach schiebt sich gegenüber dem Wirtshaus Siggen ein Zentralgneiskeil nach NE vor, an dessen Ende die granitaplitische Randfazies ausgehildet ist. Die Grenzverhältnisse bei dieser Verkeilung werden im Abschnitt über das Sulzauer Parakristallin näher beschrieben.

Gegen W liegt der auf etliche Kilometer letzte grenznahe Gneisaufschluß bei etwa 1220 m Höhe westlich von Kalchhütten. Er ist insofern wichtig, als hier der Zentralgneis nachweisbar höchstens 60 m von der Krimmler Trias entfernt ist, und gerade in den gneisnächsten Metern eben dieser Trias gut erkennhare Kalkalgenreste (? Physoporella) gefunden wurden. Der Metamorphosegrad des Triaskalks scheint hier nicht höher zu sein als sonst, und auch der mittelkörnige, helle Zentralgneis weist kein merkliches

Parallelgefüge auf. Und doch müssen es weiträumige tektonische Verschiehungen gewesen sein, die diese Annäherung ermöglichten (siehe S. 174!). Daß trotzdem keine stärkere Verschieferung der heiden Materialien im Vergleich zu mehr geschützten Lagen im Inneren der Gneis- oder Kalkmasse verursacht wurde, ist wohl der zwischen den beiden starreren Massen ausgequetschten Schieferzone zu verdanken, die als ausgezeichnetes Schmiermittel diente, von der selbst aber an dieser Stelle praktisch nichts mehr erhalten hlieb.

Am O-Hang des Krimmler Achentales ist die Grenzregion des Zentralgneises schlecht erschlossen. Wahrscheinlich reicht hier die kaum parallel struierte Aushildung des Porphyrgranitgneises his an den nördlichen Gneisrand.

In der Nähe der Krimmler Wasserfälle und westlich davon macht der Porphyrgranitgneis einen hesonders unfrischen Eindruck. Üherall hat — schon nach den äußeren Kennzeichen zu schließen — die Diaphtorese das Material mehr oder weniger stark üherprägt. Der Biotit ist zumeist chloritisiert und verbogen, grünliche Hellglimmerschüppchen und das Grünlichweiß der gefüllten Plagioklase geben dem Gneis das Gepräge. Die selten auftretenden größeren Feldspat-Spaltflächen sind in der Regel verbogen. In randlichen Partien südlich der Sohneckenscharte findet man auch Typen, deren Handstücke bei etwas besserer Kornregelung dem unterostalpinen Mauterndorfer Granitmylonit völlig gleichen. Die bereits von F. Löwl (33, 34) angeführten basischen Knollen treten auch in diesem Gebiet ganz zurück.

In den von Löwl zuerst erkannten und dann von W. Hammer (21) wieder untersuchten schmalen Verschieferungszonen in der Nähe der Krimmler Wasserfälle ist die Phyllonitisierung des Zentralgneises his ins Extrem fortgeschritten. Es entstehen dann (z. B. 500 m östlich des unteren Wasserfalles) feingefältelte, hellgraue und seidenglänzende Phyllouite, die dem Innsbrucker Quarzphyllit makroskopisch völlig gleichen können; nur die grohen Feldspat- und Quarzkörner, die an weniger beanspruchten Stellen übrig geblieben sind, sowie der kontinuierliche Übergang in fast richtungslos-körnigen Porphyrgranitgneis lassen die wahre Herkunft erkennen. Diese starke Verschieferung des Zentralgneises ist an wenige, locker verteilte Durchscherungszonen gebunden, die steilstehen und subparallel zum N-Rand der Gneismasse verlaufen. W. Hammer (21) hat sie nach E hin ins Krimmler und Sulzauer Rinderkar verfolgt und glauhte an den Zusammenhang dieser Bewegungszonen mit dem Grünschieferzwickel der Knappenwand, den Kölbl (28) ja nur his an den W-Hang des Ohersulzbachtales verfolgt hatte, dessen volle Ausdehnung aber nun kartiert wurde (Knappenwandmulde). Dieser Zusammenhang existiert also nicht. Hammer brachte diese Verschieferungszonen weiters mit jenem Schieferkeil in Verhindung, der westlich der Wilden Gerlos zwischen die Zentralgneise des Hanger und der Ankenspitze von W her eingreift, oder statt dessen eventuell mit seiner "Steinkarschartenstörung". Nun hat aber die Verfolgung der sicheren S-Grenze der nördlichen Sulzbachzunge vom O-Ende his ins Krimmler Tal ergeben, daß die von Hammer 1940 vorgeschlagene Gliederung des Zentralgneises nicht zutrifft, und daß die steilstehenden Verschieferungszonen im Inneren des Zentralgneisgehietes nicht unbedingt mit wichtigeren tektonischen Grenzen zusammenfallen müssen.

Bei der Überschau über die nördliche Sulzbachzunge und die damit im W zusammenhängende Gneismasse erkennt man, daß hier ein steilstehender, tektonisch geformter Gneiskörper vorliegt, der das Nebengestein an keiner einzigen Stelle nachweisbar (oder auch nur wahrscheinlich) syn- oder gar posttektonisch entweder magmatisch oder metamorph beeinflußt hat. Die Entstehung seines granitischen Substrates muß deshalb in die Zeit vor der alpidischen Durchbewegung fallen.

Unsere Erfahrungen über die Grenzverhältnisse des Gneises stimmen auf das beste mit den Beobachtungen W. Hammers vom W-Ende desselben Gneiskörpers (im südlichen Gerlosgebiet) überein; der Gneiskörper verdankt daher in der ganzen aufgeschlossenen Länge (vom Schönachtal bis über den Untersulzbach, d. i. auf 18 km) seine Begrenzung und damit

seine heutige Gestalt der mechanischen Verformung.

Zu einer ganz anderen Auffassung über die Genese der nördlichen Sulzbachzunge kam L. Kölbl (28). Seiner Vorstellung nach wäre die Zunge in eine bereits steilstehende Schieferserie eingedrungen, wobei in der Umgehung der Wildalm sogar schwarze Grauwackenphyllite injiziert worden seien. Daß die nördliche Sulzbachzunge dies nicht getan hat, glaube ich bei der Kartierung des in Frage kommenden Gehietes im Maßstab 1:25.000 erwiesen zu haben (vgl. auch S. 155 und 176).

An der N-Grenze schließen, wie im vorhergehenden z. T. bereits dargelegt wurde, zweierlei Gesteine an die nördliche Sulzbachzunge: Westlich des Obersulzbaches liegt der Hochstegenkalk auf dem Gneis, wobei der Kontakt in der Regel völlig überwuchert ist. Östlich desselben aber steht der Zentralgneis der Zunge in direktem (tektonischen) Kontakt mit dem Sulzauer Parakristallin, so daß man an vielen Stellen die Hand an die Grenze legen kann. Entsprechend dieser engeren stofflichen Verhindung soll nun als nächstes eine kurze Charakterisierung des Sulzauer Parakristallins erfolgen.

## Das Sulzauer Parakristallin und der damit zusammenhängende Teil des Hachelkopfmarmors

Schmutziggraue, mehr oder minder grün oder braun getönte Grauwackenschiefer und in viel geringerer Menge ebenso gefärhte Grauwackengneise setzen dieses Parakristallin zusammen, das mit maximal 500 m Mächtigkeit und 2 km aufgeschlossener Länge zur Gänze im Beobachtungshereich liegt. Eine Fortsetzung ist einzig und allein unter dem Schutz des Buchwaldes zu vermuten. Im S grenzt es tektonisch an den Zentralgneis; im N wurde es vom Hachelkopfkalk üherfahren, der an seiner Basis eventuell Gneisspäne mitgeführt hat. Derzeit ist über das Alter der hiehergehörigen Gesteine nicht mehr auszusagen, als daß sie dem in den Hohen Tauern bisher hekannten Mesozoikum in keiner Weise ähnlich sind und daher als vormesozoisch angesehen werden müssen. Die alles überprägende, zuletzt wirksame Mineralfazies war die Grünschieferfazies (Turner).

W. Hammer (19) bezeichnet die hieher gehörenden Gesteine als Parphyroide und deren Begleitschiefer und steht damit im Gefolge Th. Ohnesorges. Er vergleicht sie auch mit den Wennser Porphyroidgneisen und hebt die hier vorwaltende, starke post-kristalline Deformation als Unterschied hervor. Die Wennser Biotitporphyroidgneise Hammers stehen aber nach meinen Erfahrungen weder petrographisch noch tektonisch mit den Sulzauer Gesteinen in einem engeren Zusammenhang. Hammer dürfte den Porphyroidanteil im "Sulzauer Parakristallin" sehr überschätzt haben, da mir hier nur

an wenigen Stellen Gesteine untergekommen sind, die den verschiedenen anderen metamorphen sauren Ergußgesteinen meines Aufnahmsgebietes ähnlich sehen, und auch da nur sehr entfernt. Eine Beteiligung von Tuffiten oder die sedimentäre Einstreuung von Porphyrverwitterungsmaterial ist schon eher anzunehmen, womit die Ausscheidung von "Porphyrmaterialschiefern" durch Ohnesorge (vgl. 19) z. T. gerechtfertigt erscheint. Die mikroskopische Untersuchung steht jedoch noch aus.

## Der Kontakt mit dem Zentralgneis der nördlichen Sulzbachzunge

Im W ist am Hang 500 m westlich Kalchhütten zwischen dem Porphyrgranitgneis und dem Hochstegenkalk nur ein wenige Meterzehner breiter, unaufgeschlossener Streifen, der auch in der Schuttführung keinerlei Anhaltspunkte über die Zusammensetzung des Untergrundes bietet. Die nächsten Aufschlüsse gleich hinter Kalchhütten zeigen wieder einen Kalkmermor (siehe unten), der sich mit saigerer Grenze an das südlich folgende Sulzauer Parakristellin anlehnt. 150 m südwestlich davon steht man dann am O-Ende einer Anzahl kleiner Felsbuckel, die aus der aplitischen Randfazies des Zentralgneises bestehen. Sie werden vom Sulzauer Parakristallin unterteuft, denn dieses liegt am etwas tiefer gelegenen Fahrweg nahezu söhlig, bei etwa 5-8° nach ENE einfallender Achse. Weiter südlich fallen die Scherflächen nach S ein und werden immer steiler. Westlich P. 920 läuft endlich das Parakristallin in drei schmalen steilstehenden Keilen im Granitgneis der nördlichen Sulzbechzunge aus. Die etwas um die Waagrechte schwankenden, zwischen E und ENE verlaufenden Achsen machen es in Verbindung mit dem Grenzverlauf wahrscheinlich, daß die Keile räumlich gesehen den Zentralgneis von unten her aufspalten. In den beiden südlichen der drei (höchstens einige Meter mächtigen) Schieferzwickel ist nun die Zentralgneisgrenze nicht mehr scharf, denn in Zentimeter- bis Dezimeter-Mächtigkeit ergibt der Feldbefund einen habituellen Übergang, der wohl sohon wieder intensiv tektonisch überprägt, aber doch nicht ausgelöscht worden ist. Dies ist aber die einzige Spur eines Überganges zwischen dem Zentralgneis und dem Sulzauer Parakristallin und sein Charakter war wegen der starken nachträglichen Tektonisierung nicht genauer zu beurteilen.

Auch weiter im E hat an der S-Grenze des Sulzauer Parakristallins eine randliche Verkeilung mit dem Zentralgneis stattgefunden, wobei die Zentralgneiskeile immer von oben her in das Parakristallin eingedrungen sind. Dabei ist der Kontakt hente als ein durchaus tektonischer anzusprechen. Man sieht in der Regel millimeterscharfe Grenzen zwischen zumeist sehr massig erhaltenen, diaphtoritischen Granitgneisen oder deren aplitischer Randfazies einerseits und serizitischen, feinstkörnigen Phylliten von Grauwackengesteinen anderseits. Dabei ist auffällig, daß die Paragesteine immer unter den Zentralgneis einfallen, zwar meist steil, doch kann auch ein Einfallen von 40° S an der Grenze abgelesen werden.

Zentralgneislinsen und -schuppen finden sieh außerdem in allen Niveaus des Parakristallinzuges mit 1—100 m aufgeschlossener Länge. Dergleichen kann man am Fahrweg in das Obersulzbachtal bei der Kapelle, und zwei kleinere Linsen etwa 200 m taleinwärts am Weg beobachten. Am größten ist der Aplitzug, welcher sieh zwischen den beiden Fahrwegen vom Schiedhof und von Einöd in das Untersulzbachtal befindet. Er ist nuretwa 40 m vom Hachelkopfmarmor entfernt und läßt damit die Hauptmasse des Parakristallins stidlich liegen. Gegenüber den Schieferungsebenen im Parakristallin und auch gegenüber der N-Grenze desselben ist er etwas schräge gestellt, was möglicherweise auf die Entstehung aus einem echten Aplitgang hindeuten mag, der noch nicht vollends in die heutige Schieferungsebene eingeschlichtet ist.

Ob nun ganz allgemein vor der intensiven Tektonisierung der Kontaktfläche zwischen dem Granitgneis und dem Parakristallin ein Transgressionsverband oder etwa magmatischer Primärverband vorlag, darüber ist derzeit
keine Entscheidung möglich. Eine an dieser Stelle in Frage kommende
Möglichkeit muß aber mit Bestimmtheit ausgeschlossen werden, nämlich
die eines alpidischen syn- oder gar postorogenen Injektions- oder ganz
allgemein Granitisationskontaktes. Die Stellen stärkerer alpidischer Mobilisation, die dem Verfasser vom O der Habachzunge und aus der weiteren
Umgebung von Gastein (beschrieben von Chr. Exner) bekannt sind, sehen
ungleich frischer aus.

Der auf dem Sulzauer Parakristallin liegende Teil des Hachelkopfmarmors

An der N-Grenze des Sulzauer Parakristallins liegen an den Ausgängen der beiden Sulzbachtäler kleine Kalkmarmorvorkommen. Sie sind, wenn man vom sichtbaren Kontakt mit dem Parakristallin absieht, rundum von jungen Lockergesteinen umgeben, die alle weiteren Zusammenhänge verdecken. Es darf aber angenommen werden, daß beide Kalkvorkommen einander tektonisch entsprechen. Gewisse Schwierigkeiten treten bei der Frage nach der tektonischen Zugehörigkeit des westlichen Vorkommens auf, das bei Kalchhütten liegt. Es liegt einerseits in einer Linie mit dem östlichsten Auftreten von Kalken der Hochstegenkalkfazies (siehe unten), sein Material hat aber ein ganz anderes Aussehen. Helle, hläulichgraue bis weiße, oft leicht gebänderte Marmore treten hier auf, die in ihrer Summe die größte Ähnlichkeit mit den Marmoren am O-Ufer der Untersulzbach-Klamm haben. Der bläulichgraue Typ läßt sich aber im Handstück nicht von der gleich aussehenden Kalkart der sicheren Krimmler Trias unterscheiden, die 300 m nördlich von Kalchhütten bei P. 874 ansteht. Der Zwischenraum zwischen heiden Punkten ist von Schutt überdeckt. Anders ist die Lage am Untersulzbach. Hier ist zwischen dem dunkelgrauen Plattenkalk der Krimmler Trias (beim Schiedhof) und dem 300 m weiter südlich liegenden, maximal 15 m mächtigen, hellen Kalkmarmor (an der Pforte der Untersulzhachklamm) durch den Bach ein Porphyroidvorkommen angerissen, und deshalb kann man beide Kalke hier mit Sicherbeit voneinander trennen.

Am Untersulzbach, speziell an dessen östlichem Hang, gleichen die blaugrauen und weißen, z. T. gebänderten Marmore vollkommen jenen des Aschbaches und denen vom Hachelkopf. Hauptsächlich wegen dieser äußeren Gleichheit werden die an den Ausgängen der heiden Sulzhachtäler auftretenden Kalke in eine Linie mit jenen Vorkommen gestellt und zum Hachelkopfmarmor gerechnet.

In der Kalkanschoppung westlich vom Ausgang der Untersulzbachklamm hat eine teilweise (sekundäre) Dolomitisierung stattgefunden und auch eine ganz schwache Vererzung mit Bleiglanz. Außerdem findet man hier an der nach S gekehrten Basis eine mehrere Meter mächtige Entwicklung von weißem, braun anwitterndem Kalk mit auswitternden Quarzkörnern, während sie sonst nur einige Zentimeter mächtig ist. Außer den bis 5 mm großen Quarzkörnern treten an der SW-Ecke des besagten Vorkommens als besondere Seltenheit bis 8 cm groß werdende Knollen eines granitischen Gesteines im Kalk auf. Die his ins Feinste getriebene mikroskopische Untersuchung erwies deren Ahkunft von der nördlichen Sulzbachzunge, u. zw. durch die Identität der Feldspate, das gleiche, aggressive Verhalten des Quarzes und das Fehlen dunkler Gemengteile, aber auch durch den vollkommen gleichen — und doch so komplizierten — Ablauf der Petrogenese. Diese muß im Zentralgneis völlig abgeschlossen gewesen sein — z. B. samt der Füllung der Plagioklase —, bevor die meist mit einer Serizithaut umhüllten Fremdkörper in den Kalk eingebettet wurden. Wie aber kamen sie in den Kalk? Ihre sedimentäre Einstreuung ist wegen der mit dem Zentralgneis der nördlichen Sulzbachzunge bis in die letzte Phase identischen Petrogenese nicht wahrscheinlich, da ja bei der alpidischen Metamorphose in der Gneiszone andere Umwandlungen (Stoffwechselerscheinungen) zu erwarten sind, als in vom Kalk völlig umschlossenen Gneisgeröllen. Gegen die sedimentäre Entstehung spricht auch die Frische der Feldspate. Deshalb scheint die Deutung als Reibungshreesie richtiger zu sein. Daraus kann man ableiten, daß der Hachelkopfkalk einmal in unmittelbarem Kontakt mit dem Zentralgneis der nördlichen Sulzhachzunge gestanden haben muß, daß er aber seither so weit ahgeschert wurde, daß heute zwischen dem Fundort der Kalkhreccie und dem nächsten Punkt der Zunge ein gut 300 m mächtiges Parakristallin zwischengeschaltet ist. Damit erhält man ein Maß für die Bewegungen, die sich zwischen dem Hachelkopfmarmor und seiner Unterlage ahgespielt hahen, nachdem der Zentralgneis schon ganz fertig ausgebildet vorlag. Im ührigen steht etwa 5 m südlich von hier, an der äußersten SE-Ecke des Karbonatvorkommens ein gelblicher, metergroßer Klotz aus dem Waldboden, der z. T. aus einem gelblichen, azidischen Flasergneis besteht und seinem Aussehen nach wohl ein Scherling von der nördlichen Sulzbachzunge ist.

Außer den Zentralgneisresten findet man an der Kalkbasis westlich vom Untersulzhachausgang im Schutt groben, weißen Serizitquarzit, der an die Triasquarzite anderer Einheiten erinnert. Er ist auch am Fahrweg vom Schiedhof in das Untersulzbachtal wieder an der Basis des Kalkes aufgeschlossen und ist dort 1 m mächtig.

Es ist wichtig festzuhalten, daß der Kalkmarmor an der N-Grenze des Sulzauer Parakristallins früher zumindest z. T. direkt auf dem Zentralgneis der nördlichen Sulzhachzunge gelegen haben muß (siehe oben). Hiemit ergehen sich auffallende Parallelen sowohl nach O — dort liegt der Hachelkopfkalk vom Aschbach an in 4 km Länge auf Zentralgneis oder dessen Randfazies -- als auch nach W. Westlich der Sulzhachtäler hat nämlich der Zentralgneis der nördlichen Sulzhachzunge noch heute eine geringmächtige Kalkmarmorbedeckung: Es ist dies der Hochstegenkalk, der von hier an nach W den ganzen nördlichen Gneisrand bis zum Tauernwestende begleitet. Wenn nun trotz der in allen Teilen nachgewiesenen Auflagerung auf den Zentralgneis der Hachelkopfmarmor in dieser Arbeit mit einem eigenen Namen belegt wurde, dann ist dies deshalb geschehen, weil einmal der Zusammenhang mit dem Hochstegenkalk durch die Ungunst der Aufschlußverhältnisse nicht direkt zu sehen ist, und weil zweitens das Aussehen der beiden Kalkarten etwas verschieden ist — eine Verschiedenheit, die jedoch zwanglos auf das Konto der tektonischen Fazies geschrieben werden kann.

## Der Hochstegenkalk

W. Hammer und H. Dietiker hahen den Hochstegenkalk vom Hochstege bei Mairhofen im Zillertal his nach Krimml verfolgt. Hier hildet er eine geringmächtige, wahrscheinlich tektonisch konkordante Bedeckung der nördlichen Begrenzungsfläche des Zentralgneises. Nichts deutet darauf hin, daß er bei der Entstehung des porphyrgranitischen Suhstrates seiner heutigen Unterlage kontaktmetamorph oder metasomatisch beeinflußt worden wäre. Der Hochstegenkalk gehört ganz allgemein ins Mesozoikum; R. Klebelsherg hat aus ihm einen Perisphinctes sp. beschrieben (25), doch geht es wohl nicht an, deswegen alle hieher gehörenden Kalkvarietäten in den Oherjura zu stellen.

Im Beobachtungsgebiet, das ja nur mehr die östlichsten Ausläufer des Hochstegenkalkes erfaßt, zeigen die sehr feinkörnigen Kalkmarmore zumeist graue Färbung, die sich durch einen charakteristischen bläulichen Stich von dem mehr bräunlichen Grau mancher Kalke der Krimmler Trias bald unterscheiden läßt. Von den dunkler bläulichgrauen Kalkphyllitmarmoren der Schuppenzone des Plattenkogels unterscheiden sie sich durch geringeren Glimmergehalt und das Fehlen der jene begleitenden Kalkphyllite. Die bläulichen Typen sind im Blaubachtal und bei der Breitscharte meist als Breccienmarmore ausgebildet, die hier die Hauptmasse des Hochstegenkalkes stellen. Viel geringer ist die Menge an weißem Breccienmarmor, den man im südlichen Ast des Blaubachteles findet. Dort kommen aber auch als Seltenheit hellgraue, wenig metamorphe Plattenkalke vor, die in einigen mächtigeren Vorkommen des Gerlosgebietes fast den Typus des Hochstegenkalkes darstellen. Weiters gibt es südlich des Blaubachteles auch massige, feinkristalline Kalke (weiß mit einem Schuß hila) und ebenso selten bräunlichweiße Bänderkalke. Alle diese Arten sind praktisch glimmerfrei.

Bei der Schneckenscharte, also am W-Ende der N-Grenze liegt der Hochstegenkalk der Oberfläche des Zentralgneises mit  $60\,^{\circ}$  N bei N $70\,\mathrm{E}$  konkordant auf. Dies gilt bis südlich von Oberkrimml, also auf eine Länge von 2.5~km.

Der Schutt des Krimmler Beckens begräbt dann ein etwa 3 km langes Stück des N-Randes, doch sind aus dem regionalen Bild heraus keine großen Abweichungen von der angegebenen Streichrichtung zu erwarten. Wegen einiger Besonderheiten in der Lagerung der nördlich folgenden Einheiten kann man südlich des Falkensteins auf eine kleine Ausbauchung des Gneisrandes um höchstens 500 m nach N schließen.

Auch der weitere Verlauf des nördlichen Gneisrandes zeichnet sich durch schlechte Aufschlußverhältnisse aus. Es ist dies im Waldgebiet am Wund N-Hang des Rabenkopfes, wo man infolge der Bedeckung mit Gehängeund Moränenschutt in der Grenzziebung eine Unsicherheit von 100 m in Kauf nehmen muß. Hochstegenkalk wurde hier nicht mehr anstehend gefunden, doch wird aus dem Vorhandensein von Kalken der Hochstegenfazies im Gebängeschutt (Bräuer-Grahen 1420 m) auf dessen wahrscheinlich linsenförmiges Vorkommen geschlossen.

Über die räumliche Stellung des Gneisrandes nördlich vom Rabenkopf läßt sich nur ganz grob behaupten, daß wohl die Hauptstreichrichtung zwischen ENE und E im großen gesehen beibehalten wird, daß hier aber mit Seigerstellung und teilweiser Überkippung gerechnet werden muß. Dies geht nicht aus Strukturen im massigen, wirr zerklüfteten Gneis hervor, sondern wird aus der Lagerung der nördlich folgenden Gesteine abgeleitet.

500 m westlich Kalchhütten (Obersulzbach) steht ein größerer Kalkklotz an, der aus bläulichweißem Breccienmarmor besteht. Das Aussehen des Kalkes und die tektonische Lage zunächst dem Zentralgneis begründen die Zuordnung zum Hochstegenkalk, obwohl nur 30 m weiter nördlich die gerade an dieser Stelle durch Funde von Wirtelalgen belegten Dolomite und Kalke der Krimmler Trias anstehen und zwischen beiden Vorkommen weder aufgeschlossen noch im Schutt ein fremdes, trennendes Material zu finden war.

## Die Sulzbachzungen als Kernteile der Krimmler Gneiswalze

Alle im vorhergehenden beschriehenen petrographischen Einheiten sind nur Teile eines größeren tektonischen Körpers, für den ich die Bezeichnung "Krimmler Gneiswalze" vorschlage. Ihn als ganzen zu betrachten, ist die Voraussetzung für das Eingehen auf eine wichtige Frage, nämlich jene, ob man hier im Gebirgsbau voralpine und alpine Strukturen unterscheiden kann.

Daß die beiden Sulzbachzungen gemeinsam mit der Knappenwandmulde und dem Sulzauer Parakristallin von einer Kalkhaut überdeckt sind und auch gemeinsam damit in der für den heutigen Gebirgsbau entscheidenden tektonischen Phase zu einem einzigen Körper vereinigt waren. der einer fremden Umgebung gegenüberstand, darauf wurde sehon oben an mehreren Stellen hingewiesen. Dabei wurde naturgemäß immer nur die Oberseite dieses Körners betrachtet, denn nur sie ist hier durch den heutigen Tagessehnitt erschlossen. Sie wurde mit einem Rücken von etwa halbkreisformigem Querschnitt verglichen, dessen Achse etwa 20° nach ENE eintaucht. Während nun die Oberseite des Körpers wenig östlich vom Untersulzbach untertaucht, kann man die Unterseite 18 km weiter westlich im Schönachtal (Gerlosgebiet) studieren. Die grundlegenden diesbezüglichen Erkenntnisse stammen von W. Hammer (20); sie wurden dann durch Arbeiten von O. Thiele (47) und O. Schmidegg (46) bestätigt und teilweise ergänzt. Auch dort tauchen die für die Stofftektonik maßgeblichen Achsen nach O ein (etwa 25-30° nach E bis ENE) und so konnte der Versuch unternommen werden, durch den ganzen homogen deformierten Bereich ein Sammelprofil senkrecht zur Deformationsachse zu legen. Das Ergebnis zeigt Tafel VIII. Dabei wurden die kilometerweit auseinanderliegenden Profile von der Oherseite, der Mitte und der Unterseite des Körpers konstruktiv vereinigt. Sicherlich weichen auch bei einem derartig stark nach einer Verformungsachse gestreckten Körper die wahren Profile in jedem beliebigen Schnitt etwas von dem nächsten ab, aber in dem vorliegenden Sammelprofil soll auch nur der Deformationstypus charakterisiert werden, und dafür ist die Methode hinreichend genau.

Die "Krimmler Gneiswalze" besteht, wie das Profil zeigt, in der Hauptsache aus Zentralgneis. Dieser steht im S noch in Zusammenhang mit dem Zentralgneisareal der Zillertaler Alpen und der Venedigergruppe, doch ist der Zusammenhang durch die "Habachmulde" auf etwa 5 km eingeschnürt. Von oben her wird der Zentralgneis der Walze etwa his zur Mitte durch die Knappenwandmulde aufgespalten, wodurch zwei steilstehende "Zungen" entstehen: Die sohmächtigere südliche und die voluminösere nördliche Sulzbachzunge. Der Rest von Parakristallin auf der letzteren ("Sulzauer Parakristallin") ist nur schwer in diese Projektion einzufügen, ebenso wie die teilweise Überkippung des nördlichen Gneisrandes durch das Dickerwerden der Walze bei Krimml verzerrt wird. Westlich von Krimml fällt der nördliche Gneisrand steil nach N ein, was im Profil richtig zur Darstellung kommt. Die Unterseite der Walze ist aus dem Kartenbilde, der Höhe der einzelnen Grenzpunkte und dem Achseneinfallen rekonstruiert, steht aber auch im Einklang mit Hammers Profil (20 Fig. 7). Man sieht dabei, daß auch von unten her Schieferkeile in den Zentralgneiskörper eingreifen, jedoch lange nicht so weit wie von oben. Der ganze Körper ist mindestens 4 km über die Paragesteine des Schönschtales nach N geschoben worden. Unter letzteren kommt noch eine tiefere Zentralgneismasse zum Vorschein, die O. Thiele (47) nach dem Vorgange L. Kobers als "Ahornkern" bezeichnet hat. Auch sie hat (im Wimmertal) einen oben gerundeten Querschnitt und taucht nach E bis ENE ab (20, 10, 47, 46). Sie zeigt aber auch sonst größte Übereinstimmung mit der Krimmler Gneiswalze. Beiden liegt im N der Hoch-

stegenkalk auf, beide werden auch auf ihrer Oberseite noch von einer zerrissenen Kalkhaut bedeckt, deren Zusammenhang mit dem sicheren Hochstegenkalk noch etwas fraglich ist (siehe auch S. 167, und Lit. 46, 47). Besonders bei der Kalkbedeckung des Ahornkernes sieht es jedoch so aus, als würde der weichere und früher mächtigere Hochstegenkalk bei der Ausquetschung der "Schönschmulde" (Thiele) abgeschürft worden sein und die Marmorfetzen über der Kulmination wären nur höher metamorphe Abscherungsreste desselben. Auch beim Ahornkern ist der Gneis bis unter die Kalkgrenze steilgestellt (47, 46) und zeigt in den äußersten Metern eine Schleppung, die ganz lokal (unter dem Kugelater Hauer) ebenso nach S weist, wie bei der Kulmination der Krimmler Gneiswalze unter dem Hachelkopf.

Besonders wichtig ist, daß die Krimmler Gneiswalze in den Hochstegenkalk buchstäblich eingewickelt ist. Daher muß - wenn man den Hochstegenkalk als mesozoisch ansicht — die Walzenbildung zwangsläufig alpidisch sein. Ganz abgesehen davon, hat auch die fossilbelegte Krimmler Trias südlich von Wald dieselbe Steilstellung wie der nördliche Gneisrand und ist vom Zentralgneis sogar noch ein wenig überfahren worden. Diese Trias konnte --- ebenso wie die zwischen ihr und dem Hochstegenkalk liegenden Gesteine — nicht in das Sammelprofil aufgenommen werden, da für jenen Bereich ein westgerichtetes Achseneinfallen bestimmend ist.

Die Gesteine der "Habachmulde", die wohl aus dem steilgestellten, tieferen Muldenteil ausgequetscht worden sind und sich nun nach N über die Krimmler Gneiswalze legen, machen zum größeren Teil noch die Tektonik ihrer Unterlage mit, während die Habachzunge selbst in den höheren Teilen schon ein Eigenleben führt.

Es hegt nun auf der Oberseite zweier zumindest z. T. sehr ähnlich gebauter Gneiskörper eine dünne, sicher tektonisch so sehr reduzierte Marmorhaut. Beim Ahornkern hat der darunter befindliche Gneis mit Ausnahme einer randlichen Phyllonitisationszone steilgestellte Schieferungsflächen und es besteht das Liegende ebenso wie bei allen weiter im W gelegenen und von Sander (42, 43, 44) bekannt gemachten Diskordanzen nur aus Zentralgneis. Bei der Krimmler Gneiswalze überspannt die Marmorhaut dagegen vier verschiedene petrographische Einheiten. Auch diese stehen steil und die Marmorhaut greift über sie z. T. flachliegend hinweg. Hier ist die Möglichkeit, daß noch voralpidische Strukturen reliktisch erhalten geblieben sind, nicht von der Hand zu weisen. Mein verehrter Lehrer, Herr Prof. Dr. L. Kober, hat dieser Frage in den Seminarstunden größte Bedeutung beigemessen. Seiner Vorstellung nach würde die zeitliche Abfolge des Geschehens etwa so aussehen: ein Granitgebiet wird mit den noch erhalten gebliebenen Resten des "Alten Daches" von einer (wahrscheinlich der variszischen) Gebirgsbildung erfaßt und steilgestellt; sodann erfolgt eine Zeit der tiefgreifenden Abtragung des Gebirges und darauf die transgressive Auflagerung von sandigen und kalkigen Sedimenten (z. B. Hochstegenkalk). Die tektonische und metamorphe Überprägung während der alpidischen Orogenese und eine neue Abtragung bilden den Abschluß des Geschehens. — Es war nun die wichtigste Aufgabe, zu prüfen, inwieweit einzelne Beobachtungen nun als Beweise für diese kühne Idee Kobers angesehen werden dürfen. Der beste Beweis wäre wohl die Auffindung einer Transgressionsdiskordanz. Musterhafte Beispiele dafür kennen wir z. B. aus dem helvetischen Autochthon der Schweiz. Hier in den Tauern hat jedoch die alpidische Tektonik ungleich stärker gewirkt, wie man aus der enormen Strapazierung der zerfetzten Kalkauflage gerade bei den wegen des Auftretens einer Winkeldiskordanz interessantesten Punkten leicht ersehen kann. Es ist aber auch begreiflich, daß gerade auf den höchsten Punkten der Wölbung von Gneiskörpern der Marmor der Einwirkung der darüber gleitenden Massen ganz besonders ausgesetzt war. So ist es wohl erklärlich, daß es bisher noch nicht gelungen ist, eine Stelle zu finden, an der noch ein ungestörter Transgressionsverband mit primärer Winkeldiskordanz vorliegt, während geschleppte Diskordanzen bereits an mehreren Punkten in der Nähe des nördlichen Gneisrandes gefunden wurden. Die Entstehung dieser geschleppten Diskordanzen kann aber auch auf eine andere Weise erklärt werden, nämlich durch die disharmonische Tektonik zweier verschieden beweglicher Stoffe.

B. Sander veröffentlichte schon 1911 (43, S. 270) ein überzeugendes Profil einer Winkeldiskordanz zwischen Zentralgneis und Hochstegenkalk aus dem Elskar und 1920 (44) brachte er gleich drei Profile aus demselben Kontakt im Gebiet zwischen der Langen Wand und der Realspitze, also immer aus der Gegend westlich Mairhofen im Zillertal. Die Verschieferung im Gneis steht im großen bis zu senkrecht auf die Auflagerungsfläche der Basisbildungen des Hochstegenkalkes, von denen weiße und rote Quarzite, Graphitquarzite, Porphyroide und Arkosen genannt sind. Sander schließt dort auf das Fehlen eines Intrusiykontaktes und das Vorhandensein einer Bewegungsfläche; sichere Schlüsse auf Sedimentärkontakt kann er aber nicht ziehen. W. Hammer (20) zeichnet eine große Diskordanz zwischen Zentralgneis und Hochstegenkalk im Profil durch die O-Flanke des Wimmertales, eine Diskordanz, deren viel größere Reichweite erst aus der Arbeit von O. Thiele hervorgeht (siehe unten). Hammer schließt dort nur auf eine tektonische Diskordanz, auf eine "große Störungsfläche, an welcher nach der Intrusion und nach der Tauernkristallisation, vielleicht schon während letzterer beginnend, tektouische Bewegungen erfolgt sind".

Bemerkenswert ist folgende Beohachtung von B. Sander (44, S. 284): "Anderenorts, wie an der Langen Wand bei Maierhofen und am Tristenspitz im Pustertal setzt die saigere Schieferung der Gneise quer durch die Kontaktfläche in Quarzit und Marmor üher." Das bedeutet nämlich, daß die saigere Schieferung des Gneises zumindest z. T. jünger sein muß, als die Überlagerung durch den Marmor! Ganz entsprechende Beobachtungen haben heim Ahornkern unabhängig voneinander Thiele und Schmidegg gemacht. Jener fand "sowohl oher- wie unterhalb des Bandes Saigerstellung, u. zw. im Zentralgneis echte saigere s-Flächen, in den Gesteinen oberhalb jedoch enge steilstehende Zick-Zack-Fältelung" (47, S. 12). An der Oberseite der Krimmler Gneiswalze begegnet man derselben Erscheinung nochmals, wenn sie dort auch nicht so stark ausgeprägt ist, wie am O-Ende des Ahornkernes. Fig. 1 zeigt das Schema der Lagerung direkt unter dem Hacbelkopf. Unten stehen die nur schwach angedeuteten Schieferungsflächen im Knappenwandgneis saiger. Mit der Schleppung setzt auch die Phyllonitisierung dieses Gneises ein. Darüber folgen einige Meter phyllonitisches Parakristallin, das schon ebenso flach liegt, wie der etwa 10 m mächtige Marmor. Auch die Schiefergneise über dem Marmor

haben in den marmornächsten Metern noch flachliegende Schieferungsflächen. Dann aber werden sie gefaltet, u. zw. zeigen die meterlangen Falten mit zunehmendem Abstande vom Marmor immer größere Amplituden und schließlich werden die Umbiegungen so spitz, daß man die einzelnen Falten nicht mehr länger in ihrem Zusammenhang verfolgen kann. Dann kann man im Schiefergneis nur mehr eine steile s-Fläche einmessen. Diese ist also sichtlich durch enorme Zuspitzung aus ehemals zusammenhängenden, flachliegenden Falten entstanden. Die steilgestellte Verschieferungsfläche ist daher über dem Marmor jünger als die flache Lagerung des Marmors selbst. Jene ist durch eine ganz späte NS-Einengung verursacht, die wohl auch an der Bildung und Steilstellung der s-Flächen im Knappenwandgneis nicht ganz unbeteiligt war. Auch die südgerichtete Schleppung des Knappenwandgneises ist als lokale Relativbewegung bei dieser späten NS-Einengung anzusehen. Bei diesem Stand der Dinge ist also anzunehmen, daß die

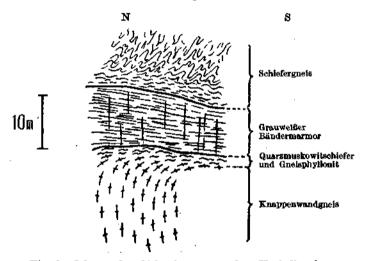


Fig. 1. Schema der Diskordanz unter dem Hachelkopf

Verschieferung des Knappenwandgneises im Liegenden der Diskordanz zumindest z. T. ganz jung ist, jünger als die Auflagerung des Kalkes. Falls aber eine alte Anlage von Verschieferungsebenen im Gneis bestanden haben sollte, dann müssen wir zumindest annehmen, daß sich die Lage derselben im Raum bei der jungen Einengung verändert hat, daß sie rotiert wurden. Also kann hier aus der genauen Analyse des einzelnen Aufschlusses kaum mehr mit Sicherheit auf das Vorhandensein einer primären Winkeldiskordanz rückgeschlossen werden, und schon gar nicht auf den Winkel, der zwischen der Unterlage und der Auflage ehemals bestanden hätte.

Der einzelne Aufschluß ist daher — soweit die bisherige Untersuchung gezeigt bat — nicht geeignet, um das Vorhandensein einer primären Winkeldiskordanz und damit das Auftreten älterer, wahrscheinlich variszischer Strukturen nachzuweisen. Wenn ich dennoch an die von L. Kober (siehe ohen und Lit. 27) geäußerte Möglichkeit glaube, daß sich hier an der N-Abdachung der Tauernkuppel, also im Schatten des Venediger-Gneiskernes noch Reste variszischen Gebirgsbaues erhalten

haben, dann ist dafür der Befund ausschlaggebend, daß in der Krimmler Gneismasse vier verschiedene petrographische Einheiten vom selben Marmor überspannt werden, und daneben auch der Vergleich mit dem Großgeschehen in anderen Teilen der Alpen (Tribulaun, Südtirol und Aarmassiv).

Ganz ahgesehen davon, ob nun der Hochstegenkalk auf einem Granitoder Gneisgrundgebirge sedimentiert wurde oder nicht, möchte ich hezüglich des Alters des Zentralgneises annehmen, daß das granitische Substrat bereits aus vormesozoischer Zeit stammt. Darauf weisen u. a. Porphyroidgneise in der nördlichen Sulzbachzunge hin, die sicher sehmelzflüssiger Entstehung sind. Es geht aber wohl nicht an, hier einen Porphyr ins Mesozoikum zu stellen. Dieser Porphyr hat nun ganz genau wie das Ausgangsmaterial des damit zusammenhängenden Zentralgneises in alpidischer Zeit eine durchgreifende metamorphe Überprägung durchgemacht, die nicht über die Alhitepidotamphibolitfazies hinausging. Eine spezielle Arbeit über diesen Fragenkreis ist in Vorbereitung. Es sei hesonders angemerkt, daß obige Angabe üher das Alter des Zentralgneises vorläufig nur für die Granitgneise der Krimmler Gneiswalze gemünzt ist und nicht für die Zentralgneise ganz allgemein.

#### Der Bereich nördlich der Krimmler Gneiswalze

Die Gesteine dieses Bereiches stehen nicht in direktem Zusammenhang mit den heiden Sulzbachzungen. Ein solcher Zusammenuang wurde aber von L. Kölbl (28) angenommen, weshalb hier auf die wichtigeren Gesteinsgruppen dieses Bereiches und ihre Lagerungsverhältnisse eingegangen werden muß.

## Die Schieferserie zwischen Hochstegenkalk und Krimmler Trias

Beiderseits Krimml liegt über dem Hochstegenkalk eine großenteils mesozoische Schieferserie, die im Profil des Plattenkogels ihre maximale Breite von rund 3 km erreicht, auf deren komplizierte und noch längst nicht geklärte Gliederung jedoch hier nicht näher eingegangen werden soll. Im Hinblick auf ihre Beziehungen zur nördlichen Sulzbachzunge werden nur einige Details aufgezeigt, welche die Streichrichtung betreffen.

Während nämlich J. Neher und H. Dietiker (10) hier eine tektonische Konkordanz mit dem Zentralgneis sehen, schreibt L. Kölbl (28), der übrigens die ganze Serie als vormesozoisch ansieht und nicht von der Grauwackenzone abtrennt: "Die im Profil des Plattenkogels noch mächtig entwickelte Serie wird ... vom Zentralgneis schräg abgeschnitten; nur die unmittelhar an die Trias der Nesslinger Wand anschließenden Phyllite lassen sich mit den mesozoischen Schichten weiter nach O verfolgen."

Am klarsten läßt sich nun die Streichrichtung der Gesteinszüge im Inneren der Schieferserie durch das Herausheben eines Kalkphyllitmarmorund Kalkphyllitzuges aufzeigen, dessen Material im Gelände mit unbedingter Sicherheit von allen anderen Gesteinen der bunten Serie zu unterscheiden ist und außerdem ohne Wiederholung und Komplikation in einer sanft geschwungenen Linie vom Plattenkogel his fast an den Abbruch des Walder-Wieser-Waldes zum Ohersulzbach verfolgt werden kann. Er ist in der heigelegten Karte (Tafel VI) aus der sonst nicht näher differenzierten Zone herausgehoben, ebenso wie jene Grünschiefer, die sich an die Kalkphyllite

immer im S anschließen. Beide Gesteine können dem Baumaterial der sogenannten "Oberen Schieferhülle" der östlichen Hohen Tauern gleichgesetzt werden. Sie liegen im W des Aufnahmegebietes etwa in der Mitte der Schieferserie und halten auf 7½ km Länge bis in den östlichsten Zipfel derselben aus, wo sie ganz nahe an die N-Grenze der Schieferserie und damit an die Krimmler Trias herantreten. Daher ist auf die ganze Länge die Streichrichtung W—E, ja sogar etwas nach ENE gerichtet und kein Anzeichen deutet darauf hin, daß die Schiefer vom Zentralgneis — etwa durch einen magmatischen Quergriff — schräg abgeschnitten wurden. Viel wahrscheinlicher ist es dagegen auf Grund der neuen Beohachtungen, daß die Schieferserie zwischen den relativ starreren Körpern des Zentralgneises und der Krimmler Trias ungleichmäßig ausgewalzt wurde.

Einige weitere Beobachtungen über den Bau der Schieferserie seien hier noch festgehalten. Westlich des Krimmler Achentales stimmt grob genommen die Fächerstellung, so wie sie schon C. Diener (9), F. Löwl (34) und am besten H. Dietiker (10) zeichneten. Zwischen Krimml und dem Plattenkogel tritt an verschiedenen Stellen eine sekundäre Fältelung und Faltung in Millimeter- bis Meterzehner-Bereich mit fisch nach N eintauchender Achse auf, welche die sonst zumeist WNW-W-streichenden Achsen überprägt. Im O ist im Bräuergraben auf 1200 m Höhe das Einfallen etwa 70-80° nach SSW, es wird in den höheren Partien aber noch flacher und bei P. 1490 im westlichen Walder-Wieser-Wald liegt die Schieferserie beinahe söhlig auf den inversen Begleitern (siehe unten) der Krimmler Triss.

Weitere Angaben über diese Schieferzone finden sich besonders bei H. Dietiker (10), aber auch in (33, 9, 34, 38, 28, 20 und 4). In jüngster Zeit wurde ihre westliche Fortsetzung von O. Thiele (47), O. Schmidegg (46) und F. Karl (24) untersucht.

#### Die Dolomite und Kalke der Krimmler Trias

Einen beachtlichen Teil des Untersuchungsgebietes nehmen die Dolomite und Kalke der Krimmler Trias ein. J. Neher und H. Dietiker (10) haben deren Verbreitungsgebiet in der Hauptsache bereits richtig abgegrenzt, nur die kleinen, aber tektomisch wichtigen Vorkommen östlich des Untersulzbaches sind ihnen, nach der Kartenskizze Dietikers zu schließen, entgangen. L. Kölbl (28) verwendet für die Krimmler Trias die Bezeichnung "Trias der Neßlinger Wand".

Es wurde nicht angestreht, eine durchgehende stratigraphische Gliederung der Krimmler Trias und der damit zusammenhängenden Begleitgesteine herauszufinden. Viel wesentlicher für die Problemstellung war vielmehr, die im W bereits bekannte Krimmler Trias möglichst weit nach O zu verfolgen. So sollen nur einige Bemerkungen das Material und dessen stratigraphische Stellung betreffen.

Das triadische Alter der Kalke und Dolomite der Nesslinger Wand war seit dem Wirtelalgenfund C. Dieners (9) gesichert. Ich konnte es durch einen neuerlichen Fund von Wirtelalgenresten bei derselben Wand bestätigen, aber auch durch einen zweiten, der fast 5 km weiter östlich gemacht wurde (WSW P. 1051 auf etwa 1200—1220 m Höhe an der S-Grenze der Krimmler Trias). Nach einem Vergleich mit der Beschreibung der Dienerschen Funde von J. Pia (41, S. 44 und Abb. 17, Tafel V) dürfte es sich bei den neuen Funden ebenfalls um Physoporella pauciforata handeln. Schließlich fanden sich ganz gleich aussehende Formen im Hangschutt des östlichsten Vorkommens der Krimmler Trias (siehe unten).

Beinahe ebensoviel Wert für die Sicherstellung des triadischen Alters haben zwei kleine Gipevorkommen westlich von Sulzau. Das eine ist bei der Anlage eines Fahrweges auf einige Meter Länge angeschnitten worden und liegt auf 1080 m Höhe östlich der Ruine Burgfried. Das zweite, das wohl einer anderen Triasschuppe angehört, ist

100 m nordwestlich P. 1166 im Buschwerk am Rand einer Wiese versteckt. Beide sind sicher stratigraphische Gipsvorkommen, bei denen allerdings der unmittelbare Verband mit den triadischen Karbonatgesteinen nicht aufgeschlossen ist. Daher kann man sie nicht mit Sicherheit dieser oder jener Stufe der Trias zurechnen.

Dem Skyth gehören wahrscheinlich weiße Quarzite an, die in der Karte zu den "Begleitern der karbonatischen Krimmler Trias" gestellt wurden und sowohl stidlich der Kalk- und Dolomitenmassen (z. B. im SE der Samalm), in ihnen selbst (am Bräueregg und nordwestlich der Ruine Burgfried) und auch nördlich derselben (südlich vom Ronach-Wirtshaus) liegen. Sie sind meist mit grünen und grauen Quarziten und Serizituarziten vergesellschaftet, sowie auch mit grauen, braun anwitternden Karbonatquarziten (süd-östlich der Samalm und am Bräueregg). Rauhwacken sind eher an die abgetrennten Triaslinsen gebunden, so z. B. westlich des Kitzpalfen. Sonst sah ich sie nur mehr an der N-Grenze der Krimmler Trias, genau gegenüber dem Ronach-Wirtshaus im oberen Salzachtal.

Ein weißer, seltener auch hellgrauer, alabasterähnlicher Marmor, der von silbrigen Serizitflasern mehr oder weniger spärlich durchzogen ist, wurde von Dietiker bei der Beschreibung der Triasbasis hinter Haus "Schmid" (10, S. 71) dem Anis zugerechnet. Dieser Glimmermarmor bildet die Basis der Trias auf 1320—1350 m Höhe südöstlich der Samalm, dann ist eine Linse von ihm durch das Bachbett des Berger-Grabens bei 1140 m angerissen. Beim Falkenstein liegt er über Quarzit (Dietiker). Weiters ist er im Bräuer-Graben gut erschlossen und auch am Bräueregg, hier wieder an Quarzit stoßend. Schließlich findet man ihn noch 100 m westlich und 200 m östlich von P. 1362 und zu allerletzt baut er einen kleinen Felszug 100 m südlich der Ruine Burgfried auf, wobei er sich ausnahmsweise von der S-Grenze der Krimmler Trias entfernt.

In der Krimmler Trias überwiegen die Dolomite mengenmäßig über die Kalke. Das ist sehr wichtig, da in den übrigen tektonischen Einheiten des bisher beschriebenen Gebietes die Dolomite zumindest sehr gegenüber den Kalksteinen zurücktreten oder auch ganz fehlen.

An der N-Grenze der Krimmler Tries, in der Nähe des Gerlospasses, wurden einige Meter mächtige, monogene Dolomitbreccien beobeohtet, die eine stärkere Streckung und Plättung erfahren haben. Diese Breccien stehen aber stretigraphisch den Dolomiten nahe und können nicht als Äquivalent der typischen unterostalpinen Breccien vom Typus "Schwarzeck-Breccie" und "Tarntaler-Breccie" angesehen werden. Von den Dolomitbreccien der oberen Radstädter Decke E. Braumtillers (1937, S. 59) unterscheiden sie aich nur durch stärkere Deformation.

L. Kölbl (28) läßt nun die Krimmler Trias südlich von Wald nicht wie J. Neher bis an die Salzach herantreten, sondern schaltet noch einen schmalen Streifen von Phyllit ein — ein Streifen, der in seiner Kartenskizze das Heranstreichen des Quarzphyllites an den Zentralgneis der nördlichen Sulzbachzunge anschaulicher macht. Für dieses Quarzphyllitvorkommen fand ich jedoch im Gelände keinerlei Anhaltspunkte, und da nun das O-Ende der Krimmler Trias bei Neukirchen — nördlicher als es Kölbl annahm — liegt (siehe unten), ist es unwahrscheinlich, daß die Quarzphyllite die Salzach hei Wald überschreiten.

Am Knick des Untersulzhaches gegenüber dem Schiedhof liegt direkt am Bach jenes Vorkommen von dunkelgrauem, gestriemtem Kalk, von dem Kölbl schreibt (28, S. 59): "Auch bier würden wir in der direkten Verlängerung des Streichens nach einigen hundert Metern auf den Zentralgneis treffen." Infolgedessen ist es möglich, daß nach seiner Darstellung auch die im N der Krimmler Trias liegenden Phyllite mit dem Zentralgneis der nördlichen Sulzbachzunge in Berührung kommen, so daß ein "richtiger Injektionskontakt" zwischen penninischem Zentralgneis und "typisch ostalpinen Gesteinen" zustande kommt.

Die tatsächlich östlichsten Aufschlüsse der Krimmler Trias liegen aber am Rand des Buchwaldes südlich Neukirchen, höchstens

80 m üher der Salzach in einer Gegend, in der kaum ein anstehender Fels zu erwarten war. W. Del Negro hat hereits in seiner "Geologie von Salzhurg" (8, S. 167) die Konsequenzen aus diesem Fund gezogen. Hauptsächlich findet man in den verstreut liegenden, kleinen Aufschlüssen einen kleinstückig zerfallenden, grauen Dolomit, der in der gleichen Art und mit denselben Varianten auch südwestlich von Sulzau (am Felszug mit P. 1051) vorkommt. Danehen tritt noch gelhlicher Dolomit mit blaßlila Seriziflatschen auf, der an einigen weiter im W gelegenen Stellen für die Basislagen der Krimmler Trias typisch ist, und schließlich wurden in den grauen Kalken des Hangschuttes auch Wirtelalgenreste von derselben Erscheinungsform wie im W gefunden. K. Peters scheint diese Dolomitvorkommen schon gekannt zu hahen, denn er schreibt (39, S. 786): "Bei Neukirchen gibt es zu wenig Aufschlüsse, nur so viel läßt sich hehaupten, daß hier ... die vorderen Schichten des Kalkschiefers und dichten Kalkes in Dolomit umgewandelt sind." Diese vorzügliche und wichtige Beobachtung hat nun nach fast 100 Jahren ihre Bestätigung gefunden, nachdem sie so lange nicht beachtet wurde.

Die S-Grenze der Krimmler Trias gegen eine Porphyroid- und Grauwackenquarzitserie verläuft hier ungefähr zwischen den Höhenlinien 900 und 920 m, streicht ENE—WSW mit etwa 45° S-Einfallen. Mit dieser Grenzfläobe stehen die meist nur ganz schwach vorgezeichneten Schichtflächen im Inneren der massigen Dolomite nicht im Einklang, die etwa N85W bis N45W streichen und 30—45° S einfallen. Dieselben Erfahrungen kann man aber auch in besser aufgeschlossenen Teilen der Krimmler Trias machen. Erstens ist die hauptsächlich durch Farbwechsel erkennbare Feinschichtung mechanisch fast unwirksam und zweitens herrscht hier nicht Gleitbrettsondern Einengungstektonik. Ein besonders schönes Beispiel für letztere ist an dem schon vorhin erwähnten Felszug mit P. 1051 südwestlich Sulzau zu beobachten. Dort sind nämlich bei etwa 1150 m Höhe die Schichten in mehrere übereinanderliegende Falten in der Größe von etwa 10 m gelegt, vergleichbar mit der Zickzackpackung von Watte. Die nur wenige Meter südlich davon verlaufende S-Grenze der Krimmler Trias steht aber saiger.

Das Problem des O-Endes war bei weitem das wichtigste, das sich mir bei der Untersuchung der Krimmler Trias bot. Es ist nun durch die Auffindung der typischen Krimmler Ausbildung der Trias südlich von Neukirchen gelöst worden. Es wird also die Krimmler Trias nicht, wie Kölhl gemeint hat, vom Zentralgneis der nördlichen Sulzbacbzunge schräge abgeschnitten. — Das Triasvorkommen südlich Neukirchen macht es aber auch unmöglich, daß hier die nördlich der Trias gelegenen Quarzphyllite im Tagesschnitt mit dem Zentralgneis einer der beiden Sulzbachzungen in Berührung kommen und deshalb ist auch ein Injektionskontakt zwischen diesen beiden Stoffen ausgeschlossen. Alle weiteren Ergebnisse, welche die Untersuchung der Krimmler Trias noch zeitigte, treten gegen diese Erkenntnis in den Hintergrund. Einige davon seien hier nur kurz zusammengestellt:

Die überkippte Schichtstellung bei Neukirchen war leicht durch die schwache Überkippung des nahen nördlichen Gneisrandes zu erklären. Im Walder-Wieser-Wald stehen die Kalke und Dolomite im großen und ganzen steil und streichen E-W. Die Faltungsachsen liegen bier zumeist horizontal,

im westlichen Teil desselben Waldes senken sie sich schwach gegen W. Tektonische Winkeldiskordanzen und ungleichalterige Gefügeregelungen sind öfters zu erkennen. Mit Annäherung an den Gerlospaß macht sich schließlich die immer stärker werdende Tendenz der Krimmler Trias und der sie unmittelbar umgebenden Gesteine bemerkbar, nach W einzutauchen. So messen die Achsen in der Nähe der Paßhöhe etwa 20°W bei E—W-Richtung. Damit verläßt die Krimmler Trias mein Aufnahmsgebiet.

H. Dietiker (10) <sup>1</sup>), O. Thiele (47) und E. Kupka (30) haben genügend Beohachtungen zusammengetragen, welche die Zusammengehörigkeit der Krimmler Trias und der Trias der Gschößwand bei Mairhofen sicherstellen. Letztere gehört nach den Kartierungsergebnissen B. Sanders (44) zu den Tarntaler Gesteinen. L. Koher (1938) bezeichnet alle eben genannten Triasvorkommnisse als unterostalpin.

#### Die Begleiter der karbonatischen Krimmler Trias

An die Dolomite und Kalke der Krimmler Trias schließen sich auf das engste Halbphyllite, und mit derselben ganz schwachen Metamorphose auch mehr oder minder verunreinigte Quarzite, Breccien und wahrscheinlich Porphyroide an, die die Tektonik der Krimmler Trias weitgehend mitgemacht haben. Sie entstammen wohl demselben Ablagerungsraum, wie die damit verbundenen Karbonatgesteine und alle hilden gemeinsam eine tektonische Einheit. Diese umfaßt also permische und triadische Anteile neben nachtriadischen, jedoch ist die Auswalzung der weicheren Schichten eine derart intensive gewesen, daß kaum Normalprofile erhalten geblieben sind. Das ist besonders bei den zwischen Krimmler Trias und Innsbrucker Quarzphyllit eingeklemmten, in der Hauptsache nachtriadischen Schichten leicht zu erklären, denn sie bildeten das Schmiermittel für den darübergleitenden Quarzphyllit. Der tektonische Komplex der Krimmler Trias und ihrer Begleiter gehört nach der Einteilung Kobers ins Unterostalpin. Er ist faziell und tektonisch schwer vom Liegenden abzugrenzen, obwohl gewisse Unterschiede zu erkennen sind. Scharf ist dagegen auf der ganzen Linie die Grenze gegen den Innsbrucker Quarzphyllit. Hier — und diese Aussage läßt sich nach den Untersuchungen von H. Dietiker, O. Thiele (47) und E. Kupka (30) sowie eigenen Beobachtungen zumindest auf die Strecke zwischen Zillertal und Habachtal ausdehnen - stoßen zwei nach Alter und Metamorphose einander ganz fremde Gesteinswelten aneinander. Ich kenne zwischen hier und dem Zentralgneis keine Linie, die einen auch nur einigermaßen damit vergleichbaren Hiatus zwischen zwei Komplexen erkennen ließe. Daher halte ich die Unterkante des Quarzphyllits für die wichtigste Überschiebungslinie in diesem Raum, in dem man sich über die Grenzziehung zwischen Pennin und Ostalpin noch immer nicht einig ist. Eine derartig weitgreifende Frage kann aber unmöglich vom Blickwinkel einer einzigen Detailkartierung aus gelöst werden.

<sup>1)</sup> Hier wird auf den ersten Teil der Arbeit Dietikers zurückgegriffen, in dem das Beobachtungsmaterial zusammengestellt ist, sowie auf die Darstellung auf Tafel I, während im zweiten, tektonischen Teil derselben Arbeit und auf Tafel II diese Vorkommen zwei ganz verschiedenen Einheiten des Staubschen Deckenschemas zugeordnet wurden (Krimmler Trias = grisonid = mittelostalpin, Gschößwandtrias = Matreier Schuppenzone = höchstes Pennin).

#### a) Die im 8 der Krimmler Trias gelegenen Begleitgesteine

Entsprechend der leichteren Zerstörbarkeit der bieher zu rechnenden Gesteine sind die Aufschlüsse viel dürftiger als im Gebiet der z. T. prachtvolle und übersichtliche Wände auf bauenden Kalke und Dolomite. Die wenigen aus dem Waldboden herausragenden Höcker geben nur eine schwache Markierung des Verlaufes und auch da ist es noch ungewiß, wie weit Gehängerutschungen hier noch Umstellungen bewirkt haben. Dies ist wobl der Grund, weshalb die engen Beziebungen dieser Gesteine zur Krimmler Trias bisher noch nie so recht erkannt wurden. Bei der näheren Untersuchung wurde aber nun eine Gesteinsvergesellschaftung erkannt, welche die Krimmler Trias in vielen Profilen in übereinstimmender Ausbildung begleitet, sich in jeder Lage völlig den Körperformen der karbonatischen Trias anschmiegt und faziell gut dem entspricht, was in anderen, im Sinne Kobers unterostalpinen Gebieten als Perm und Skyth aufgefaßt wird.

Zu den "Begleitern" zählt hier eine Reihe von Gesteinen von kaum phyllitischer Metamorphose, deren Ausgangsmaterial tonig bis sandig und dabei kalkarm bis kalkfrei war und unter denen weiße Quarzite besonders hervorstechen.

Südöstlich der Samalm liegen diese Begleiter überkippt auf der Trias (N 60 W, saiger bis  $20^{\circ}$  S) und sind dort etwa 100~m mächtig. H. Dietiker (10, S. 70) hat dann einen dürftigen Rest dieser Serie auf der Straße von Vorderkrimml nach Krimml beschrieben, den er z. T. dem "Kristallin mit metamorphem Quarzporphyr" zuordnet, z. T. els Quarzit des Werfener Niveaus bezeichnet. Hingegen wurden die Quarzite, Karbonatquarzite und Phyllite, die weiter ostwärts im Walder-Wieser-Wald zwischen Bräueregg und P. 1490 (ebenso wie jene nahe der Samelm) auf Krimmler Trias liegen, von Dietiker zu seiner penninischen Schiates lustrés-Decke gerechnet.

Weiters liegen hieher gehörige grünliche Quarzite mit flachem N-Fallen über der Krimmler Trias im östlichen Walder-Wieser-Wald, u. zw. an der Oberkante des gegen den Obersulzbach gerichteten Abhanges zwischen P. 1362 und P. 1166. In den Wiesen gleich nördlich P. 1166 ist ein wahrscheinlich etwas abgesackter Rest mit der typischen Gesteinsvergesellschaftung der Triasbasis (weiße Quarzite, verunreinigte bis graphitisch gefärbte Quarzitschiefer) aufgeschlossen, der auf einen von oben kommenden Einschnitt in den

sonst einheitlich erscheinenden Zug der Krimmler Tries hinweist.

Ob die Porphyroide, die am Untersulzbach zwischen dem Hochstegenkalk und der Krimmler Trias liegen, hieher zu rechnen sind, ist ungewiß. Dasselbe gilt für die Porphyroide im S der Trias von Neukirchen. Beide Vorkommen könnten auch in eine Linie mit den Porphyroiden des Farnbichl gestellt werden, die also westlich von krimml gleich über dem Hochstegenkalkzug liegen. Alle soeben genannten Porphyroide sind aus Quarzporphyren oder deren Tuffen harvorgegangen und haben korrodierte Quarze.

## b) Die Schuppenzone zwischen Krimmler Trias und Innsbrucker Quarzphyllit

Dieser auf 4 km Länge verfolgbaren, aber durchschnittlich nur 200 m breiten Zone wurde bisher kaum Beachtung geschenkt. An der W-Grenze des Aufnahmsgebietes besitzt sie die größte Mächtigkeit und läßt sich deutlich in zwei durch Triasdolomit getrennte Schuppen gliedern. Gegen O hin dünnt sie langsam aus und ist zwischen Nößlach und Seiten zum letztenmal mit nur mehr 20 m Mächtigkeit erkennbar.

Zuerst hat Th. Ohnesorge (38) tiber die Existenz dieser Zone in meinem Aufnahmsgehiet berichtet und sie als "Gruppe mit grünlichen Quarzserizitschiefern" bezeichnet. Er betrachtet sie als wahrscheinlich auch stratigraphisch über der Krimmler Trias gelegenes, höchstes Glied der Oheren Schieferhülle.

L. Kölbl (28) geht über diese Zone hinweg, indem er die "Phyllite des Blattes Rattenberg" ohne weitere Unterscheidung auf der Krimmler Trias liegen läßt.

H. Dietiker (10) hat nur das westliche Drittel der heutigen Ausdehnung unserer Schuppenzone zwischen Krimmler Trias und Innsbrucker Quarzphyllit erkannt und auf seiner tektonischen Kartenskizze im Anschluß an die im Gerlosgebiet getroffene Einteilung hier die Ausläufer zweier tektonischer Einheiten ausgeschieden, die er beide seiner Matreier Zone, also dem höchsten Pennin, zurechnet. Es sind dies "das Kristallin auf der rechten Flanke des Gerlostales" und die "Richbergkogelserie".

In dieser nördlichen Schuppenzone findet man eine ganze Anzahl von verschiedenen Gesteinen, die nun ohne Rücksicht auf ihre stratigraphische Stellung angeführt seien. Da gibt es weiße Quarzite von genau dem gleichen Aussehen wie an der Triasbasis im S; grünliche Serizitquarzite, die in ebenso gefärbte, feinblätterige Quarzserizitschiefer übergehen; dunkelgraue Quarzite mit bis 2 mm großem Korn und braune, dichte Quarzite (südlich Ronach-Wirtshaus); schwarze, kalkfreie Phyllite, die — zum Unterschied vom Quarzphyllit der anschließenden Quarzphyllitzone — nur eine mäßige, aufateigende Metamorphose mitgemeeht haben. Sie leiten in dunkel blaugraue Kalkphyllite und ebenso gefärbte Kalke über (im Bachbett, das vom Gerlospaß zur Salzach führt). Die letztgenannten Kalke stehen aber offensichtlich in genetischem Zusemmenhang mit den Breccien dieses Gebietes, von denen besonders solche erwähnt seien, bei denen in dunkelgrauem Kalk hellgraue und auch gelbliche Dolomitstücke von einigen Zentimetern Größe eingestreut sind, und andere, deren mehr hellbraune, kalkphyllitische Grundmasse neben den mehrere Zentimeter großen Kalk- und Dolomitbrocken auch weiße, bis 1 cm große Quarzgerölle einschließt (z. B. beim Salzachknie nördlich von P. 1350). Des weiteren seien noch braungraue und grüngraue Kalklagenphyllite erwähnt.

Besondere Beachtung verdienen davon die Dolomitbreccien, denn sie stimmen bis ins Detail mit jenen vom Unterpinzgau überein, die H. P. Cornelius (5), E. Braumüller (4) und H. Holzer (23) beschrieben haben. Das Vergleichsmaterial der beiden letztgenannten Autoren stand mir zur Verfügung, woftr ich ihnen sehr dankbar bin. Ganz gleichartige Breccien sind auch weiter im W (Richbergkogel, Penken und Tarntaler Berge) verbreitet. H. Dietiker hat einige der hier vorkommenden charakteristischen Breccien im Kapitel "Die Richbergkogelserie" (10) eingehender beschrieben, wovon im obersten Salzachtal die Typen 1 und 4 am wichtigsten sind. Sie sind hier am besten am S-Ufer der Salzach gleich unterhalb des Ronachwirtshauses aufgeschlossen.

Das Alter der Dolomitbreccien und der damit durch Übergänge verbundenen, dunkelblaugrauen und weißgeäderten Kalke und schwarzen (Kalk-) Phyllite ist insofern nach oben hin begrenzt, als die Breccien u. a. Fragmente von typischen Triasdolomiten führen. Auf der angewitterten Oberfläche eines solchen Fragmentes habe ich helle Ringel und Rechtecke gefunden, die ich auf Schnitte von Diplopora sp. zurückführen möchte.

Erwähnenswert mag noch sein, daß gerade im östlichsten Aufschluß der nördlich der Krimmler Trias gelegenen Begleiter grünlichweiße Serizitquarzite auftreten, die mit den porphyroidverdächtigen Typen H. Dietikers [10; neue petrographische Bearbeitung durch F. Karl (24)] völlig übereinstimmen, wovon ich mich im Gebiet der Ht. Königsleiten-Alm überzeugen konnte. Dort liegen sie immer unter (= südlich) der breceienführenden "Richbergkogelserie" Dietikers, hier am O-Ende derselben sind sie die einzige Einschaltung zwischen Krimmler Trias und Quarzphyllit. Th. Ohnesorge (38) erwähnt sie als "Gruppe mit grünlichen Quarzserizitschiefern" nördlich der Salzach eußerhalb Nößlach und stellt sie stratigraphisch über die Trias. Ich halte hingegen mit Dietiker ein permisches Alter dieser vorläufig nur als Quarzperphyrderivate anzusprechenden Gesteine für wahrscheinlicher.

Die verschiedenen Baumaterialien lassen sich num nicht etwa als Gesteinsbänder in der ganzen Länge der Schuppenzone verfolgen, sondern lösen sich von einem Profil zum anderen gegenseitig ab. Dieselbe Erscheinung oharakterisiert nach H. Die tiker auch die starke Auswalzung der westlichen Verlängerung dieser Zone im Gerlosgebiet. Der Kontakt gegen den hangenden Quarzphyllit ist ein tektonischer, gegen die Krimmler Trias kann dagegen stellenweise — wie z. B. im W-Teil — ein nur wenig gestörter Primärverband angenommen werden; an anderen Stellen jedoch, wie bei Nößlach, ist die Verschiebung gegen den liegenden Dolomit sicher sehr beträchtlich gewesen. Die Zone ist bei der Auswalzung auch in sich zerglitten, so daß der stratigraphische Verband darin zumeist gestört ist.

Das Schichtfallen ist mittelsteil bis steil nach N. Das Achsengefälle nimmt mit Annäherung an den Gerlospaß etwas zu, wo es endlich um 25° NW beträgt. Es stimmt dann mit der in dieser Region ebenso westtauchenden Achse der Krimmler Trias überein.

Es ist wahrscheinlich, daß zumindest Fetzen dieser Zone auch noch weiter im Ozwischen Krimmler Trias und Innsbrucker Quarzphyllit vorhanden sind. Die fragliche Region nahe den Höfen Orgler, Leiten und Lahn ist aber durch Gehängeschutt des Quarzphyllites bedeckt und über die weitere Fortsetzung schreibt auch Th. Ohnesorge (38) im Jahre 1929: "... sie ist im Walder-Wieser-Wald, wo nach der tektonischen Situation ein Hangendes des Nesslingerwandkalkes (= Krimmler Trias — Aut.) nicht mehr zu erwarten ist, auch nicht mehr zu finden."

#### Die Innsbrucker Quarzphyllitzone

Von dieser weiträumigen Einheit (37) wurde das südliche Randgebiet mit untersucht. Es ist dies nämlich der nördlichste Gesteinszug, der nach der Beschreibung Kölbls (28) mit den Sulzbachzungen noch in Injektionskontakt stehen soll.

Das bei weitem überwiegende Baumaterial ist hier ein mittelgrauer bis dunkelgrauer Quarzphyllit, dessen stumpfe, graue Grundfarhe von Verwitterungslösungen meist mehr oder minder ocker getönt ist. Auf seinem unebenen Hauptbruch wechseln einfache und gekreuzte Fältelungen einander ab. Verschieden gerichtete Einspannungen haben auch öfters zu linsigen Zerscherungen geführt. Die häufig auftretenden Quarzschwielen sind mit verformt worden. Bemerkenswert erscheint mir, daß das Aussehen dieses Gesteins in den verschiedenen Außehlüssen verhlüffend gleich hleibt. Dies läßt sich nicht nur von der 13 km langen Strecke von der Salzachbrücke der Gerlosstraße bis zur Haltestelle "Habachtal" der Pinzgauer Lokalbahn behaupten, sondern auch vom S-Rand des Quarzphyllites bis zum Zillertal 1). So ist eine saubere Abtrennung des Quarzphyllites von den südlich davon bis zum Zentralgneis sich erstreckenden Materialien gut möglich, Das erkannten auch Ohnesorge, Hammer und Dietiker - und im westlich anschließenden Bereich Thiele, Schmidegg und Kupka — und alle zogen immer wieder die gleiche Linie als S-Grenze der Quarzphvllitzone. Nur Kölbl steht auch in dieser Hinsicht abseits, wie am deutlichsten seine Kartenskizze in (28) zeigt.

An der Gerlosstraße kann man in einer dünngesäten Reihe von zumeist dürftigen Aufschlüssen zwischen dem Ronach-Wirtshaus und Hinterwaldberg die Lagerungsverhältnisse in der Nähe der S-Grenze der Quarzphyllitgrenze studieren, während die Grenze selbst nirgends zutage tritt. Hier ist die Feintektonik äußerst unruhig und das Flächen- und Achsengefüge gestattet kaum Rückschlüsse auf die heutige Stofftektonik, wie z. B. auf das örtliche Einfallen der südlichen Grenzfläche der Quarzphyllitzone.

Erst in der Nähe von Wald wird die Lagerung wohl wegen der um einige hundert Meter größeren Entfernung von der vermutlichen S-Grenze etwas ruhiger und die s-Flächen fallen dort durchschnittlich 50° gegen N ein; dabei ist die B-Achse etwa 35° nach WNW—NW geneigt. Bei Neukirchen fällt die B-Achse etwa 30° nach W—WNW ein. Hier sind der Quarzphyllitzone auch Grünschiefer (z. T. Prasinite) und Marmore eingelagert (37). Nördlich der Station Habachtal weisen die B-Achsen kaum eine größere Streuung auf, während die zugehörigen tautozonalen s-Flächen im Diagramm einen vollen Kreis beschreiben; das B fällt durchschnittlich 25° nach N80W ein. Die Verlängerung dieser Achse nach E weist hoch über die südlich von Steinach und Wenns gelegenen Wälder hinweg.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>) Meinen Kollegen Dr. O. Thiele und Dr. E. Kupka danke ich für die Vorweisung ihrer Handstücke.

Für ein Hinüberstreichen der "Phyllite des Blattes Rattenberg" — also unserer Innsbrucker Quarzphyllite — über die Salzach, wie es L. Kölbl (28) behauptet, für ein Hineinstreichen "typisch ostalpiner Gesteine direkt in das penninische Tauernfenster" finden sich im Raum nördlich der Krimmler Gneismasse keinerlei Anhaltspunkte, denn südlich der Salzach ist da kein Quarzphyllit zu finden und die B-Achsen am nördlichen Ufer zeigen — wie oben augegeben — nicht waagrecht in die Tauern hinein, sondern darüber hinaus in die Luft. Gegen ein Hineinstreichen spricht u. a. auch die nun wiedergefundene östliche Fortsetzung der Krimmler Trias gleich südlich von Neukirchen, so daß ein direkter Kontakt zwischen dem Innshrucker Quarzphyllit und den Sulzbachzungen nicht angenommen werden kann. Das Hineinstreichen in die Hohen Tauern wird seit Kölhl immer wieder als schwerwiegendes Argument gegen die Fensternatur der Tauern angeführt. Dieses Argument ist nun im angegehenen Raum binfällig.

## Einige Bemerkungen über die Habachzunge und deren Umgebung

Es wäre ein großer Fehler, etwa allein auf Grund des Kartenbildes anzunehmen, daß die Habachzunge grundsätzlich gleich gebaut sei wie die Krimmler Gneiswalze und der O-Teil des Ahornkernes. Die Habachzunge hat weder eine walzenförmige Gestalt — z. T. ist überhaupt keine tektonische Körperbegrenzung erfaßbar — noch taucht sie im O unter. Außerdem werden nahe dem O-Ende (Scharn-Hochalm) ein paar Nebengesteinszüge vom Zentralgneis spitzwinkelig abgeschnitten (Cornelius, Lit. 6), u.zw. unter Erhaltung des Reaktionssaumes. — So erscheint eine kurze Beschreibung der Habachzunge und ihrer Umgebung als Gegenstück zu den beiden Sulzbachzungen wertvoll, u. zw. besonders deshalb, weil in der bisher einzigen eingebenderen und zusammenfassenderen Bearbeitung aller drei Zentralgneiszungen (Kölbl, 1932) von solchen grundsätzlichen Unterschieden keine Rede ist.

Die Habachzunge (Löwl) besteht aus Granitgneis, der in manchen Teilen (z. B. Fazenwand im Habachtal) bei der Betrachtung mit dem freien Auge keine Regelung aufweist, aber immer ein metamorphes Gestein ist. Ihre N-Grenze steht im Habachtal wie auch in den Sulzbachtälern steil. Dieselbe ist am schärfsten im Untersulzbachtal ausgebildet, dagegen westlich und östlich davon vielfach ganz unscharf. Dort ist dann der Übergang in die Gesteine der nördlich anschließenden "Habachmulde" ungestört erhalten geblieben. Als "Habachmulde" wurde jener Keil niedriger metamorpher Gesteine bezeichnet, der die Habachzunge von der Krimmler Gneiswalze trennt, der in der Tiefe (die im W aufgeschlossen ist) auskeilt und weiter oben (etwa zwischen Untersulzbach- und Habachtal) über 1 km mächtig wird. Die Muldengesteine — von denen als die wichtigsten schwarze Glanzschiefer bis Phyllite, helle Glimmerschiefer, Paragneise, grune Mischgneise sowie grüne Gesteine in der Grünschiefer- bis Albitepidotamphibolitfazies genannt seinen — stehen in der Tiefe der Mulde steil. Weiter oben legen sie sich, wie man sehr schön im Profil durch die O-Flanke des Untersulzbaehtales sehen kann, sehr regelmäßig über die Krimmler Gneiswalze, Erleichtert wird die erste Orientierung über die Tektonik der Muldengesteine durch die Verfolgung der Grenzflächen der schwarzen Phyllite. Diese Grenzflächen zeichnen z. B. an der O-Flanke des Habachtales die

flache Rundung der Oberseite der Krimmler Gneiswalze nach, während die s-Flächen in derselben Gegend steilstehen und daher stoffdiskordant sind (spätalpidische Transversalverschieferung). Die schwarzen Phyllite tauchen hier ebenso nach E bis ENE unter, wie die darunterliegende Krimmler Gneiswalze, und daher richtet sich auch ihre Feinfältelung nach demselben flach nach E his ENE eintauchenden Achsenplan.

In der Gegend des Leutachkopfes, das ist am Kamm zwischen dem Untersnizbach- und Habachtal, kann man an der S-Grenze der schwarzen Phyllite außer der eben genannten Achsenrichtung auch noch eine zweite beohachten, die mit der ersteren einen bis zu rechten Winkel einschließt. Es ist übrigens treffender, hier nicht von einer Gesteinsgrenze, sondern von einer mehr als 50 m breiten diffusen Übergangszone des Phyllites in einen feinstkörnigen Gneis zu sprechen, welcher der Albitepidotamphibolitfazies angehört und in der Kammregion his zum Heuschartenkopf am typischesten entwickelt ist ("Heusohartenkopfgneis": Alhit [Plag. I—II nach Exner¹)], Quarz, Biotit; wenig Mikroklin, Klinozoisit, Serizit, Granat). In den Übergangsgesteinen, in denen dunklere Phyllitflecken von mehreren Zentimeter Größe mit helleren, dichten Quarz-Alhit-Anreicherungen ahwechseln, ist nun die Aushildung der flach nach E eintauchenden Achse auf die Feinfältelung des Phyllitanteils beschränkt, während die Streckung der hellen und dunklen Flecken und auch die Einordnung der Biotite einer anderen, auf Falten nachweisbar älteren Achsenregelung angehört. Letztere ist altersmäßig an die lokale Vergneisung gebunden und ist daher eine kristalloblastische B-Achse, während die erstere sich als schiefe Überprägung erweist, die selektiv nur das Korngefüge der weicheren Anteile des Gesteines erfaßt hat. Wahrscheinlich sind beide Achsenrichtungen alpidisch geprägt.

Dieselben Mischgesteine, die beim Leutschkopf dem südfallenden schwarzen Phyllit aufliegen, findet man des weiteren auch weiter im N im Schönbachtal, am Eingang ins Hahachtal östlich vom WH. Wurnitsch, dann hinter der Ortschaft Habach am Hangfuß und in letzten Ausläufern im Steinachtal. Auch dort, wo sie schon bis an die Talebene der Salzach heranreichen, sind sie an den dunklen und hellen Flasern immer leicht wiederzuerkennen. Sie liegen an den genannten Punkten üher nach N abfallenden schwarzen Phylliten, denn in dieser Position liegen die Gesteine der Hahachmulde bereits auf der N-Flanke der Krimmler Gneiswalze. Dieselben Gesteine, die im S besonders in der Umgebung des Leutachkopfes ein durchaus frisches Aussehen hahen, also im wesentlichen durch aufsteigende Metamorphose charakterisiert sind, haben hier im N, besonders im Schönbachtal, eine unvergleichlich stärkere Phyllonitisation durchgemacht, die an einzelnen Stellen bis zu einer weitgehenden Angleichung an das Aussehen des Innsbrucker Quarzphyllits ausartet, was nicht verwunderlich ist, denn dieser ist nach den Untersuchungen von B. Sander (45) ebenso ein Albitblastophyllonit.

Mischgneise und niedrig metamorphe Gneise von der Art des "Heuschartenkopfgneises" (siehe oben) kommen im O des Hahachtales, nachdem

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>) Ch. Exner: Tektonik, Feldspatausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern (Beiträge zur Kenntnis der Zentralgneisfazies, I. Teil), Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. (3), I, 1949.

der schwarze Phyllit bei der Rabenklamm unter ihnen nach E abgetaucht ist, bis an den Talgrund des Salzachtales heran, u. zw. zwischen Habach und Steinach. Hier macht sich sehon deutlich der tektonische Einfluß. der nahen Quarzphyllitzone bemerkbar, die am gegenüberliegenden Hang des Salzachtales meist 20-35°W-WNW einfallende B-Achsen hat (z. B. hinter der Haltestelle "Habachtal" der Pinzgauer Lokalbahn). L. Kölbl (28) hat angenommen, daß in dieser Gegend die Quarzphyllitzone in einem breiten Streifen quer über das Salzachtal herüherstreicht und mit den Zentralgneiszungen in Injektionskontakt steht. Die freien Enden der soeben im Quarzphyllit angegehenen, W-fallenden Achsen - die übrigens einem Homogenbereich angehören, welcher sich über Neukirchen hinaus nach W und bis zur Station "Hollersbach" im O erstreckt — weisen aher über die südlich der Salzach liegenden Berge hinaus in die Luft. Gerade hier ist die Einmessung der B-Achsen der Angabe des Streichens und Fallens (28) vorzuziehen. Das B ist nämlich das beständigere Datum und die s-Flächenscharen sind diesem B tautozonal zuordenbar. Außerdem streichen die Grenzen der in den Quarzphyllit eingelagerten Grünschieferzüge bei der Haltestelle "Habachtal" WSW-ENE aus, also ungefähr parallel zur S-Grenze der Steinkogelschiefer (37). Beides gemeinsam spricht gegen eine ursprüngliche Zusammengehörigkeit der beiden Talseiten, auch wenn man die deutliche stoffliche Verschiedenheit hüben und drüben auf sekundäre Einwirkungen — stärkere Vergneisung im S oder stärkere Phyllonitisation im N — zurückführen wollte. Übrigens haben die in die Quarzphyllitzone eingelagerten Marmore vom Gernkogel und von Neukirchen ihre Fortsetzung wahrscheinlich in den nördlich von Mühlhach auftretenden Marmorlinsen, worauf wieder der gleichbleihende Ahstand der beiden letztgenannten Vorkommen von Steinkogelschiefer hindeutet. In der weiteren Verlängerung dieser Richtung tritt endlich bei Mittersill nochmals der gleiche Marmor im Quarzphyllit auf 1). Auch dies giht einen Hinweis auf das regionale Streichen der Quarzphyllitzone.

Zwischen Wenns und Veitlehen liegt in nächster Nähe der Spitze der Habachzunge ein größeres Kalkmarmor-Vorkommen (39, 22, 38, 28, 19, 40, 31, 14), dessen regionale Einordnung noch immer nicht geklärt ist. Ohnesorge hat diesen Kalk zum Hochstegenkalk gerechnet (38) und Kölbl brachte ihn mit den in der Quarzphyllitzone bei Neukirchen und unter dem Gernkogel auftretenden Kalkresten in Verbindung (28). Gegen eine Zugehörigkeit zur Krimmler Trias spricht, daß man keine der dort auffälligen und kennzeichnenden Kalk- und Dolomitarten hier wiederfindet, wenn man von vollkommen untypischen weißen und grauen Kalkmarmoren absieht, die man ehenso auch im Hochstegenkalk und in den Kalken der Quarzphyllitzone wiederfinden kann. Besonders fehlen hier die Rauhwacken und gelben Dolomite und die Begleitgesteine der Trias von Krimml (gewisse Quarzite, Tonschiefer und Dolomitbreccien). Bei dem im Bergbau gefundenen Gips (19) wäre erst zu prüfen, ob nicht dessen Genese mit der Vererzung zusammenhängt.

Th. Ohnesorge hat am O-Ende des etwa linsen- bis walzenförmigen Kalkvorkommens Fossilreste gefunden, die F. Heritsch (22) untersuchte und unter Vorbehalt ins Altpaläozoikum stellte. Nun konnten im Sommer

<sup>1)</sup> Blatt Kitzbühel—Zell am See der Geologischen Spezialkarte.

1949 an derselhen Stelle <sup>1</sup>) wieder verschiedene Korallen gefunden werden, jedoch keine, die den von F. Heritsch beschriebenen Favositiden oder Monticuliporiden ähnlich sehen. Dafür sind mir u. a. besonders ästige Korallen aufgefallen, die bei 2—3 mm Querschnitt deutlich etwa 12 Septen erkennen lassen. 2 km weiter westlich <sup>2</sup>) glückte ein weiterer Fossilfund. Nach der Meinung von Herrn Prof. Dr. O. Kühn, dem für die derzeit noch andauernde, schwierige Untersuchung der stark umkristallisierten Korallenreste ganz hesonders gedankt sei, dürfte hier ein Vertreter der Gattung Proheliolites vorliegen.

Die Lagerung des Wenns-Veitlehener Kalkes ist durch junge Brüche stark gestört; er endet z. B. im W an einem Bruch (Hammer, Lit. 19). Die Zerbrechung hat auch zu sekundären Achsenverstellungen geführt, jedoch ist (besonders im O) der Einfluß der nahen Quarzphyllitzone mit den flach W—NW-fallenden Achsen unverkennbar.

Im Norden des Wenns-Veitlehener Kalkes befindet sich nahe Wenns noch ein grünlichgrauer Gneisphyllonit, dessen tektonische Zugehörigkeit vorläufig ganz ungeklärt ist. W. Hammer hat dort in der Geologischen Spezialkarte, Blatt Kitzbühel—Zell am See auch Quarzphyllit eingetragen. Es mag sein, daß ein solcher in den untersten Stollen bei Wenns angefahren wurde. Die dunklen Phyllite aber, die ich obertägig in dem schlecht aufgeschlossenen Gebiet sah, möchte ich nicht zur Innsbrucker Quarzphyllitzone rechnen. Sicher davon abzutrennen sind jene westlich des Wennser Baches befindlichen Gesteine, die Hammer ehenso als Quarzphyllit einzeichnete, die sich jedoch nach den im Gebiete des Leutachkopfes gemachten Erfahrungen als streifige z. T. schwach vergneiste und schon wieder phyllonitisierte Schwarzphyllite der Hahachmulde erweisen.

Im Süden ist die Grenzregion des Wenns-Veitlehener Kalkes manchmal besser aufgeschlossen. So grenzt der Kalk beim Wennser Graben gegen einen wenige Meter mächtigen schwarzen Phyllit und auf diesen folgt nach einer unscharf begrenzten Phyllonitisationszone ein Gneis. Meist ist es nur eine feinkörnigere Randfazies der Habachzunge, aber gerade unten im Graben findet man his  $5\,m$  an den Kalk herankommend noch stark verschieferte Reste des typischen grohkörnigen Habachgneises. Die Grenzverhältnisse sprechen für eine sicher tektonische Auflagerung des Kalkes auf den Zentralgneis und nichts deutet auf eine metamorphe Beeinflussung des Kalkes durch den nahen Zentralgneis hin. In der Mitte und im O legt sich ein weicherer Grünschiefer konkordant an die nach S gewölhte Begrenzungsfläche des Kalkes an.

Im Rosenangerwald (Bezeichnung nach der alten Karte 1:25.000) verwehrt eine mächtige Moränenbedeckung den Einblick in die Grenzverhältnisse bei der N-Spitze der Hahachzunge. Von hier an gegen das Habachtal geht die Hahachzunge ganz allmählich in die Gesteine der Hahachmulde (z. B. in den Heuschartenkopfgneis: siehe oben) über. In den feinkörnigen Randgneisen liegen oftmals größere unzusammenhängende

 $<sup>^1)</sup>$  2·3 km stidöstlich von Mühlbach, auf dem um 1950 angelegten "Neuen Fahrweg" von Mühlbach auf die Gehralm, etwa 100—150 m vor dem Veitlehener Graben in 1160 m Höhe anstehend.

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>) 1.5~km südlich von Mühlbach am "Alten Fahrweg" von Mühlbach zur Gehralm, knapp unter dem Oberrand des Marmors auf 1180 m Höhe, d. i. etwa 50 m westlich des alten Einbaus "Sta. Luzia".

Reste von nicht oder nicht völlig verdauten, grauen Phylliten, von Prasiniten bis zu riesenkörnigen Amphiboliten und ausnahmsweise (über der Feschwand) auch von Serpentin. Die internen stofflichen Grenzflächen steben ebenso wie die s-Flächen in diesem Bereich vorwiegend steil und streichen ungefähr nach NE. Nur die äußerste N-Spitze der Habachzunge ist fast ganz in die N—S-Richtung eingestellt.

Die Lagerungsverhältnisse an der O-Grenze der Habachzunge wurden bereits von H. P. Cornelius (6) trefflich beschrieben. Er erkannte die diaphthoritische Bewegungsfläche, die auf der Großen Gehralm den Zentralgneis von dem groben, aplitisch durchäderten und nun der Albitepidotamphibolitfazies angehörigen Amphiholit im W der Achselalm trenut und steil nach NW einfällt. Diese Bewegungsfläche zieht gegen SW in die Zentralgneiszunge hinein, in Richtung auf den Mahdleitenkopf. Cornelius erkannte weiter, daß die Gneisgrenze bei der Reichertleitenalm nur diskordant verlaufen kann und daß westlich der Scharn-Hochalm einzelne Nebengesteinszüge vom Gneis unter sehr spitzem Winkel abgeschnitten werden. Die eigene Kartierung und auch die Einmessung der von Cornelius nicht erwähnten tektonischen Achsen konnten — mit Vorbehalt ganz geringfügiger Ausnahmen — den Befund von H. P. Cornelius nur bestätigen, den er abschließend in folgende kurze Worte zusammengefaßt hat: .,... der Zentralgneisrand von der Großen Gehralm bis zur Leckbachscharte folgt zwar in der Hauptsache dem Streichen des Nebengesteins, schneidet es aber häufig auch mehr oder minder spitzwinkelig ab,"

Einige neue Beobachtungen könuen dieses Bild ergänzen:

An der östlichen Flanke des Habachtales liegen im Granitgneis die B-Achsen meist horizontal und streichen SW—NE. Im Raum zwischen dem Breitkopf und Schaflegerkopf und der Reichertleitenalm fallen sie im Zentralgneis eher flach nach NE ein.

Demgegenüber tauchen die Achsen in den zwischen der Reichertleitenalm und der Achselalm auftretenden Amphiboliten (bis Grünschiefern) allgemein gegen SW unter. Um dieselbe flach nach SW geneigte Achse ist auch der schwarze Phyllit gewellt, der bei der Achselalm unter den Amphiboliten liegt, in einem geringmächtigen Band beinahe horizontal ausstreicht und ganz grob genommen 30° nach SW einfällt. Und ebenso fallen auch die Achsen in den Grünschiefern, Prasiniten und schwarzen Phylliten einheitlich flach nach SW ein, welche mit sehr unregelmäßigem Flächengefüge die felsigen Hänge unter der Achselalm bis an den Hollersbach aufbauen, u. zw. von der Einmündung des Scharnbaches his fast an den Talausgang. Es liegt also im Längsprofil durch den Steilhang der Achselalm ohen der grobe Amphibolit, unten jedoch Schwarzphyllit und Grünschiefer his Prasinit. W. Petraschek erkannte nun (40), daß zwischen diesen heiden Stoffkomplexen eine Schubfläche durcbzieht, an der auch Talkschiefer auftreten und die nahe der Hangendgrenze des bei der Achselalm flach ausstreichenden Schwarzphyllithandes verläuft. Auf dieser 30° SW fallenden Schnbfläche ist wohl der Zentralgneis und der grobe, injizierte Amphibolit lokal der niedrig metamorphen Serie von Phyllit und Grünschiefer flach aufgeschoben worden.

Es gibt daher zwei Bewegungsflächen, die die Habschzunge im O abschneiden: Die soeben erwähnte und die weiter oben angeführte, die bei

der Gehralm durchzieht. Beide tauchen unter den Zentralgneis ein. Damit — und durch die W-fallenden Achsen — unterscheidet sich der Aufbau des O-Endes der Habachzunge grundsätzlich von dem der heiden Sulzbachzungen und des Ahornkernes, die alle tunnelförmig nach E untertauchen. Außerdem ist hier die Zunge wohl wirklich zu Ende, u. zw. deshalb, weil die granitischen Stoffe nicht mehr genug Kraft hatten, um weiter ins Nehengestein einzudringen und es zu assimilieren. Die tektonische Umgestaltung dürfte demgegenüber nur eine geringere, sekundäre Rolle gespielt haben.

Zu welcher Zeit das Eindringen der granitischen Stoffe erfolgte, ist kaum anzugehen, da auch die Altersfrage der mit der Zunge in Kontakt stehenden Nebengesteine derzeit völlig ungeklärt ist. Die Ergebnisse meiner bisherigen Schliffuntersuchungen deuten jedoch darauf hin, daß vor der heute alle Stoffe gleichmäßig überziehenden Metamorphose, die von der Grünschieferfazies bis zur Albitepidotamphibolitfazies geht, u. a. auch Granite (oder Granitgneise) und Amphibolite einer höheren Mineralfazies, wahrscheinlich der Amphibolitfazies vorlagen. Die niedrig metamorphe Üherprägung kann ohne Schwierigkeit der alpidischen "Tauernkristallisation" (Sander) zugeordnet werden. Zu welcher Zeit die höhere Mineralfazies stahil war, ist hingegen ungewiß, doch würde ich sie derzeit eher für voralpidisch ansprechen.

Auch H. Leitmeier hat es als einer der besten Kenner der lokalen Verhältnisse für möglich gehalten, daß der Zentralgranitgneis ein alpidisches Mobilisat eines vormesozoischen Granits oder Granitgneises ist (Tschermaks Min. Petr. Mitt., 53, 1942). Beachtenswert ist in dieser Hinsicht die spät- bis posttektonische Mineralisation in der Umgebung des Smaragdfundortes der Leekbachscharte, welche Leitmeier eingehend untersucht und beschrieben hat (31). In Verhindung mit den eigenen Beobachtungen ist aus dieser Beschreibung zu schließen, daß während der Mineralisation sowohl im Gneis als auch im basischen Nebengestein höchstens die Albitepidotamphibolitfazies stahil war. Deshalb halte ich die Bildung der Smaragdserie und auch der zugehörigen Aplite (nach Leitmeier sind es meist Albitite!) für das Werk einer jungen Stoffmohilisation, u. zw. genauer definiert einer metamorphen Reaktion unter den maximalen Bedingungen der Albitepidotamphibolitfazies, die am Kontakt zwischen einem älteren Granit (oder Granitgneis?) und Amphibolit- (oder Gabbro-) sowie Peridotitmassen erfolgte.

# Zusammenfassung

Die Sulzhachzungen sind Randteile jenes Granitgneisareals, welches den Tuxer, Zillertaler und den Venediger Kern umfaßt. Sie spalten sich auf der Karte im Krimmler Achental von dem sonst mehr oder minder zusammenhängenden Granitgneisgebiet ab und reichen nach ENE bis etwas über das Untersulzbachtal. Sie werden durch eine auffällige Para- und Grüngesteinszone voneinander getrennt, die von den Söllenkaren im Krimmler Achentale bis etwas über die Knappenwand im Untersulzbachtale hinaus nach O durchzieht und nach dem berühmten Mineralfundpunkt als "Knappenwandmulde" benannt ist. Die wahrscheinlich vormesozoischen Muldengesteine sind Reste des Granitisationshofes der südlichen Sulzbachzunge, während die nördliche Sulzbachzunge tektonisch an sie

anstößt. Eine stark vergneiste Fortsetzung dieser Mulde nach W wurde noch westlich der Krimmler Ache vom Verfasser festgestellt und die jüngsten Beobachtungen von Hornblendegneisen und Glimmerschiefern im Gebiet der Zittauer Hütte im oberen Wildgerlostal durch O. Schmidegg (Verh. G. B. A., 1950/51) deuten darauf hin, daß auch dort noch die Verlängerung der richtigen, gut ausgeprägten Knappenwandmulde — wenn auch nur mehr schemenhaft — beobachtbar ist.

Beide Zungen und die dazwischen eingeklemmte Knappenwandmulde sind steilgestellt. An die nördliche Sulzbachzunge schließt sich im NE noch das ebenfalls steilgestellte "Sulzauer Parakristallin" aufs engste an, eine hauptsächlich aus Phyllit bis Paragneis bestehende, wohl vormesozoische Serie, deren Kontakt mit dem Zentralgneis sehr stark tektonisiert ist.

Die beiden Sulzhachzungen, die Knappenwandmulde und das Sulzauer Parakristallin sind nur Teile eines größeren tektonischen Komplexes, welcher in der für den heutigen Gebirgsbau maßgeblichen Gebirgsbildungsphase als ein einheitlicher Körper gewirkt hat: also Teile der "Krimmler Gneiswalze". Diese Walze ist zwischen dem Schönachtal im W, wo sie etwa 4 km weit nach N über fremde Paragesteine überschoben ist (Hammer, 20), bis zu ihrem tunnelförmigen Untertauchen beim "Ende" der Zungen zwischen Untersulzbach und Habachtal, also auf 18 km Länge, bekannt. Die Walzenachse fällt etwa 15—30° nach ENE ein. Im SW ist die Walze noch mit dem Haupt-Gneisareal verbunden.

Die Krimmler Gneiswalze hat an der Oberseite einen halbkreisförmigen Querschnitt und von diesem nehmen die beiden Sulzbachzungen den größten Raum ein. Sie sind in den Bauplan der Walze streng tektonisch eingeschlichtet. Sie enden nicht etwa deshalb in der Nähe des Untersulzbachtales, weil dort eine von SW her kommende Intrusion oder Injektion am Ende ihrer Durchschlagskraft war, sondern, weil sie dort im Rahmen der Krimmler Gneiswalze als scharf begrenzte, tektonische Körper gemäß dem gemeinsamen Achsenplan flach nach ENE untertauchen. Die schon zum petrogenetischen und tektonischen Einflußbereich der Habachzunge gehörenden Gesteine der "Habachmulde" legen sich dort von S her über die Gneiswalze. Zur Habachmulde gehören auch die Phyllite, Glimmerschiefer und Feinkorngneise der Wildalm. Direkt auf der Oberseite der Krimmler Gneiswalze liegt aber noch eine rudimentäre, bis etwa 10 m mächtige, aber kilometerweit verfolgbare Marmorhaut: der "Hachelkopfmarmor", der so lange mit einem eigenen Namen belegt sei, als seine Zugehörigkeit zum Hochstegenkalk noch unsicher ist. In seiner Fortsetzung, und -- besonders westlich Krimml — als Bedeckung der scharfen nördlichen und z. T. — im Schönachtal — auch als Bedeckung der unteren Begrenzungefläche der Krimmler Gneiswalze ist nämlich der Hochstegenkalk schon längst gefunden worden (34, 20). Weil dieser (mesozoische) Hochstegenkalk und auch der viel mächtigere Hochstegenkalkzug vom Hanger von der Gneiswalze üherschoben wurde, ist die Walzenhildung als sicher alpidisch anzusehen. Die Walze wurde dabei, da der Granitgneis darin das vorherrschende Bauelement ist, als härterer Körper von den weicheren Schiefergesteinen der angrenzenden Komplexe plastisch umflossen.

Heute sind alle Gesteine der Krimmler Gneiswalze ausnahmslos einer niedrigen Metamorphose angepaßt, u. zw. ist höchstens die Albitepidotamphibolitfazies stabil. Relikte einer höheren Fazies dürften u. a. in gewissen Hornblenden der Knappenwandmulde vorliegen. Besonders bemerkenswert erscheinen dem Verfasser aber ein stark verschiefertes Porphyroid mit korrodierten Quarzen am S-Rand der nördlichen Sulzbachzunge bei der Seescharte und ein Porphyroidgneis in der Zunge selbst, u. zw. östlich vom Untersulzbachtal. Die Untersuchung des Porphyroidgneises zeigte nämlich, daß hier ein saures, echt magmatisches Gestein später vollkommen der Zentralgneisfazies angepaßt wurde; u. zw. sehen die Feldspate, die ja besonders empfindliche Anzeiger für petrogenetische Abläufe sind, heute genau so verändert aus — dieselben Füllungstypen der Plagioklase und gewisse Perthitarten treten auf — wie sonst im normalen Granitgneis der nördlichen Sulzbachzunge. Da nun kaum zu erwarten ist, daß hier ein saurer Vulkanismus im alpinen Zyklus aktiv war, erscheint es dem Verfasser wahrscheinlich, daß das porphyrische und damit auch das granitische Ausgangsmaterial des Zentralgneises der nördlichen Sulzbachzunge aus voralpidischer Zeit stammt.

Die von L. Kober (27) erkannte Möglichkeit, daß an der Oberseite der Krimmler Gneiswalze noch Reste variszischer Tektonik reliktisch erhalten seien, hat ibre guten Gründe. Ganz abgesehen von der großen Unsicherheit der stratigraphischen Deutungen in diesem Gebiet, sieht aber der Verfasser die darauf hinweisenden Anzeichen nicht als genügende Beweise an, da bei der unter dem Hachelkopf aufgefundenen Winkeldiskordanz zwischen Gneis und Hachelkopfkalk wegen der enormen Tektonisierung die Frage offen bleiben mußte, ob ein Transgressions-

kontakt vorliegt — oder nicht.

Die nördlich an die Krimmler Gneiswalze anschließenden Gesteinszüge einschließlich der Krimmler Trias und der Innsbrucker Quarzphyllitzone gehören einem anderen tektonischen Bereich an, in dem in gegen N zunehmendem Maße flach nach NW eintauchende Faltenachsen auftreten. Ein schräger Quergriff von Zentralgneis in diese Gesteine fand in der heute von der Abtragung freigelegten Tiefe nicht statt. Die Metamorphose dieser Gesteine steht in keinem Verhältnis zu der Entfernung vom Zentralgneis.

Zum Vergleich mit den beiden Sulzbachzungen wurde noch die Habachzunge und ihre Umgebung mit untersucht. Der hervorstechendste Unterschied liegt in der Beschaffenheit des Zungenendes: trotz der späteren Zerstückelung durch querliegende Bewegungsflächen sieht man, daß die sonst ebenso steilstebende Habachzunge beim Hollersbachtal gegen O hin ausklingt und die Achsen der angrenzenden schwarzen Phyllite und Grüngesteine unter das Zungenende nach WSW eiufallen. Außerdem konnte hier die Beobachtung von H. P. Cornelius (6), daß der Zentralgneis die Nebengesteinszüge an der SO-Front der Habachzunge ostwärts der Leckbachscharte schräge abschneidet, voll bestätigt werden. Im N legen sich die Gesteine der Habachzunge, konkordant und gleichachsig über die Krimmler Gneiswalze und reichen z. T. bis an die Talebene der Salzach heran (zwischen Neukirchen und Wenns). Z. T. stößt der Wenns-Veitlehener Kalk mit tektonischer Grenze an.

Die Innsbrucker Quarzphyllitzone bleiht im N des Salzachtales. Wenn man die freien Enden der nach WNW fallenden Faltenachsen verlängert denkt, heben sie über die südlich der Salzach gelegenen Berge in die Luft aus. Nur in diesem Sinne ist es vertretbar, daß die Quarzphyllite auf breiter

Front die Salzach überqueren, nicht aber im heutigen Tagesschnitt. Es dringen also alle drei genannten Zentralgneiszungen nicht in die nordalpine Grauwackenzone ein, zu welcher der Quarzphyllit von einem Teil der Ostalpengeologen gestellt wird.

Die Richtung der wichtigsten alpidischen Bewegungen ist durch die Schleppung der zwischen den starreren Zentralgneiszungen ausgequetschten Schiefermulden (Schönachmulde [47], Knappenwandmulde und Hahachmulde) nach N sichergestellt. Es müssen sich, um diese Schleppung hervorzurufen, mächtige, tektonisch höhere Bewegungshorizonte relativ zu den Zungen nach N bewegt haben. Alle nördlich der Krimmler Gneiswalze liegenden Gesteine dürften daher aus dem S stammen. Sie sind wohl teils von der normalen Auflage des Zentralgneisgehietes abgeschert, teils noch weiter im 8 heheimatet. Genaue Grenzen der tektonischen Einheiten nach der Fazies der Herkunftsgebiete sind da aber wegen der großen Unsicherheit in der Stratigraphie und wegen der sich gegen O hin ins Enorme steigernden tektonischen Reduktion des im W von Krimml noch mehrere Kilometer mächtigen Serieninhaltes nicht näher anzugeben. Nur die S-Grenze der Quarzphyllitzone ist, soweit sie aufgeschlossen ist, scharf, und kennzeichnet daher wohl eine wichtige, tiefreichende Überschiebungsfläche 1). Die erwähnten großen alpidischen Wanderbewegungen wurden schließlich in unserem Beobachtungsraum immer mehr von der für die Tiefentektonik so bezeichnenden NS-Einengung abgelöst und dabei wurden die nun nördlich an die Zungen anschließenden Gesteine bis einschließlich der Krimmler Trias ebenso wie die Zungen steilgestellt und südlich von Wald wohl auch geringfügig von Zentralgneis überschoben.

P. S. Noch der Einreichung der fertigen vorliegenden Arbeit geb mir Herr Dr. Oskar Schmidegg zwei von ihm im Jahre 1951 aufgefundene Aufschlüsse in besonders dankenswerter Weise bekannt. Sie haben wegen ihrer Lage einige Bedeutung und wurden von mir im Sommer 1952 aufgesucht. Der erste Aufschluß liegt im Buchwald, etwa 300 m südöstlich von P. 944 und zeigt mittelgrauen Hornblendegneis mit Kalifeldspataugen. Der zweite Fundpunkt liegt im Rutschgebiet des unteren Aschbaches, wo erst nach meinen früheren Begehungen ein Bachanriß auf 1020 m Höhe gerade den wenige Meter mächtigen Hachelkopfmarmor aufdeckte. Dieser liegt unmittelbar auf der von mir bereits in (16) theoretisch geforderten Verbindungslinie zwischen den Vorkommen von Hachelkopfmarmor im oberen Aschbachtal und jenen beim Ausgang des Untersulzbachtales. Beide Punkte konnten noch in die Karten aufgenommen werden.

# Angeführte Literatur

- Angel, F.: Der Stüdlgrat (Großglockner). Verh. G. B. A., 1929.
- 2. Beck-Mannagetta, P.: Die Auflösung der Mechanik der Wolfsberger Serie, Koralpe, Kärnten. Jb. G. B. A., 94, 1951.
- 3. Bleser, P.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern östlich der Brennerlinie. — Bull. de l'Inst. Grand-Ducal de Luxembourg, Arch. nouv. ser. Tome XIII., 1934.
- 4. Braumtiller, E.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuscher- und Rauristal. — Mitt. Geol. Ges., Wien, 30, 1937.
- 5. Cornelius, H. P.: Geologie des Großglocknergebietes. I. Teil. Abh. Zweigst.
- Wien, Rst. f. Bodenf., 1939. 6. Cornelius, H. P.: Beobachtungen am Nordostende der Habachzunge. Ber. R. A. f. Bodenf., 1944.

<sup>1)</sup> W. Heißel erblickt hierin wohl den W-Teil seiner Nordrandstörung, die er von Wagrein über die Liechtenstein- und die Kitzlochklamm nach Bruck und Brenntal und bis N der Gerlosplatte verfolgt hat. Bei Wagrein und bei der Liechtensteinklamm ist das Tertiär noch in die Störung einbezogen. (Verh. G. B. A., Sonderheft A, 1950/51.)

- 7. Dal Piaz, G.: Studi geologica sull'Alto Adige orientale e Regione limitrofe. Mem. Ist. geol. Univ. Pedova, 10, 1934.
  - 8. Del Negro, W.: Geologie von Salzburg. Wagner, Innsbruck, 1949.
- Diener, C.; Einige Bemerkungen über die stratigraphische Stellung der Krimmler Schichten und über den Tauerngraben im Oberpinzgau. — Jb. k. k. G. R. A., 50, 1900.
- Dietiker, H.: Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml. — Dissertationsarbeit aus d. eidgen. techn. Hochsch. Zürich, 1938.
- 11. Dünner, H.: Zur Geologie des Tauernwestrandes am Brenner. Dissertationsarbeit Univ. Zürich, 1934,
- 12. Exner, Ch.: Beitrag zur Kenntnis der jungen Hebung der östlichen Hohen Tauern. Mitt. Geogr. Ges. Wien, 91, 1949.
- 13. Exner, Ch.: Die geologische Position des Radhausberg-Unterbaustollens bei Badgastein. Berg- u. Hüttenmännische Monatshefte, 95, 1950.
- 14. Fischer, H.: Beitrag zur Geologie des Tauernnordrahmens zwischen Stubach- und Habachtal. Unveröff. Dissert., Univ. Wien, 1948.
- Fischer, H.: Zur Geologie zwischen dem Stubachtel und dem Habechtel. Verh. G. B. A., 1947.
- Frasi, G.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Gerlospaß und Habachtal. Unveröff. Dissert., Univ. Wien, 1949.
- 17. Frasl, G.: Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im Oberpinzgau. In L. Kober (27).
- 18. Gasser, G.: Die Mineralien Tirols einschließlich Vorarlberg und der Hoben Tauern. Innsbruck, 1913.
- 19. Hammer, W.: Der Tauernnordrand zwischen Habach- und Hollarbachtal. Jb. G. B. A., 85, 1935.
- 20. Hammer, W.: Der Nordrand des Zentralgneises im Bereich des Gerlostels (Tirol). Jb. G. B. A.,  $8\theta$ , 1936.
- 21. Hammer, W.: Zur Gliederung des Zentralgneises im Oberpinzgau. Mitt. Rst. f. Bodenf., Zweigst. Wien, 1940.
- 22. Heritsch, F.: Fossilien aus der Schieferhülle der Hohen Tauern. Verh. G. B. A., 1919.
- 23. Holzer, H.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Stubach- und Dietlsbachtal. Mitt. Ges. Geol. u. Bergb. Stud. Wien, I, Heft 3, 1949.
- 24. Karl, F.: Die Fortsetzung der Tuxer Grauwsckenzone im Gerlostal (Tirol). Min. Petr. Mitt. (3), 2, 1951.
- 25. Klebelsberg, R. v.: Ein Ammonit aus dem Hochstegenkalk. Z. D. Geol. Ges., 1940.
  - 26. Kober, L.: Der geologische Anfbau Österreichs. Wien, Springer, 1938.
- 27. Kober, L.: Bericht über Arbeiten des Geologischen Institutes der Universität Wien. Verh. G. B. A., 1948.
- 28. Kölbl, L.: Das Nordostende des Großvenedigermassivs. Sitzber. Ak. Wiss., Wien, m.-nw. Kl., Abt. 1, 141, 1932.
  - 29. Kölbl, L.: Das Tauernproblem in den Ostalpen. Geol. Rundschau, 26, 1935.
- 30. Kupka, E.: Zur Geologie des Tauernfensters im Raume von Mayrhofen im Zillertal (Gmünd im Gerlostal bis Astegg bei Finkenberg), Tirol. Unveröff. Dissert.; Univ. Wien, 1951.
- 31. Leitmeier, H.: Die Blei-Zink-Vorkommen der Achselalpe im Hollersbachtel. Min. Petr. Mitt., 47, 1936.
- 32. Leitmeier, H.: Das Smaragdvorkommen im Habachtal in Salzburg und seine Mineralien. Min. Petr. Mitt., 49, 1937.
  - 33. Löwl, F.: Der Großvenediger, Jb. k. k. G. R. A., 44, 1894.
- 34. Löwl, F.: Exkursionen durch den mittleren Abschnitt der Hohen Tauern. Führer des XI. int. Geol. Kongr., Wien, 1903, Nr. IX.
- 35. Neher, J.: Der Nordrand der Hohen Tauern im Venedigergebiet. Unveröff. Dissert.; Eidgen. T. H. Zürich, 1932.
- 36. Ohne sorge, Th.: Über Gneise des Kellerjochgebietes und der westlichen Hälfte der Kitzbüheler Alpen und über die Tektonik dieser Gebiete. Verh. k. k. G. B. A., 1908.
- 37. Ohnesorge, Th.: Blatt Rattenberg der Geologischen Spezialkarte (1:75.000); aufgenommen von Th. Ohnesorge und O. Ampferer. G. R. A., 1918.
- 38. Ohnesorge, Th.: Bericht über geologische Untersuchungen um Wald und Krimml im Oberpinzgau. Anz. Ak. Wiss. Wien, 1929, Nr. 17.

- 39. Peters, K.: Die geologischen Verhältnisse des Oberpinzgaues, insbesondere der Zentralalpen. Jb. k. k. G. R. A., 5, 1854.
  - 40. Petraschek, W.: Die alpine Metallogenese. Jb. G. B. A., 90, 1947.
- 41. Pia, J.: Neue Studien über die triadischen Siphonae verticilate. Beitr. z. Pal. u. Geol. Österr.-Ungarns n. d. Orients, 25, 1912.
- 42. Sander, B.: Vorläufige Mitteilungen über Beobachtungen am Westende der Hohen Tauern und in dessen weiterer Umgebung. — Verh. k. k. G. R. A., 1909.
- 43. Sander, B.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. (Erster Bericht). Denkschr. Ak. Wiss. Wien, m.-nw. Kl., 82, 1911.
- 44. Sander, B.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. (Zweiter
- Bericht). Jb. G. St. A., 70, 1920 (1921).
- 45. Sander, B.: Neuere Arbeiten am Tauernwestende aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Innsbruck. Mitt. Rst. f. Bodenf., Zweigst. Wien, 1, 1940.
- 46. Schmidegg, O.: Bericht über die 1947 und 1948 durchgeführten geologischen Aufnahmen im Gebiete von Gerlos. (Blatt Hippach-Wildgerlosspitze der österr. Spezialkarte, 5148.) Verh. G. B. A., 1949.
- 47. Thiele, O.: Beobachtungen am Tauernnordrand im Bereich von Gerlos (Tirol). Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud., Wien, 2, 2. Heft, 1950.
- 48. Turner, F. J.: Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. Mem. Geol. Soc. Amer., 30, 1948.

Des weiteren waren es besonders folgende Werke und Arbeiten, auf deren Erfahrungsschatz, deren Vorstellungen oder Fragestellungen viele von den in der vorliegenden Arbeit niedergelegten Gedanken aufbauen oder durch die diese Gedanken angeregt wurden. Sie haben den Weg bereitet.

Angel, F.: Mineralfazies und Mineralzonen in den Ostalpen. — Wissenschaftliches Jahrbuch d. Univ. Graz. 1940.

Angel, F. und Staber, R.: Migmatite der Hochalm-Ankogel-Gruppe (Hohe Tauern). — Min. u. petr. Mitt., 49, 1937.

Backlund, H.: Der Magmaaufstieg in Faltengebirgen. — Bull. Comm. Geol. Finlende, 115, 1936.

Barth, T. F. W., Correns, C. W. und Eskola, P.; Die Entstehung der Gesteine. ---Berlin, 1939.

Bubnoff, S. v.: Der Werdegang einer Eruptivmasse. — Fortschr. Geol. u. Pal., 7, 1928.

Christa, E.: Das Gebiet des Oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. — Jb. G. B. A., 81, 1931.

Chrieta, E.: Das Greiner-Schwarzensteingebiet der Zillertaler Alpen in geologischpetrographischer Betrachtung. — Univ. Verlag Wagner, Innsbruck, 1934.

Cornelius, H. P.: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. — Zeitschr. D. G. G., 92, 1940.

Cornelius, H. P.: Zur Einführung in die Probleme der nordalpinen Grauwackenzone. — Mitt. R. A. f. Bodenf., Zweigst. Wien, 1941.

Cornelius, H. P.: Zur Geologie des Felber und Matreier Taunerntales und zur Altersfrage der Tauernzentralgneise. — Ber. R. A. f. Bodenf., 1941.

Cornelius, H. P.: Neuere Erfahrungen über die Gesteinsmetemorphose der Hohen Tauern. — Min. u. petr. Mitt., 54, 1942.

Del Negro, W.: Zum Streit über die Tektonik der Ostalpen. — Zeitschr. D. G. G., 93. 1941.

Drescher-Kaden, F. K.: Beiträge zur Kenntnis der Migmatit- und Assimilationsbildungen eowie der synenthetischen Reaktionsformen.—I. und II. Teil, Chemie der Erde, 12, 1939/40 und 14, 1942.

Dreschor-Kaden, F. K.: Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung. — Springer Verlag, Berlin, 1948.

Erdmannsdörfer, O. H.: Studium im Gneisgebirge des Schwarzwaldes. — Teil XIII.: Über Granitstrukturen. — Sitzher. Heidelberger Akad. d. Wiss., m.-nw. Kl., 1942.

Erdmannsdörfer, O. H.: Hydrothermale Zwischenstufen im Kristellisationsablauf von Tiefengesteinen. — Chemie der Erde, 15, 1943.

Erdmannsdörfer, O. H.: Magmatische und metasomatische Prozesse in Graniten, insbesondere Zweiglimmergraniten. — Heidelberger Beitr. zur Min. u. Petr., 1, 1948.

Eskola, P.: The problem of the mantled gneiss domes. — Quarterly Journal of the Geol. Soc. London, 104, 1948.

Exner, Chr.: Das Gneisproblem in den östlichen Hohen Tauern. — Tschermaks Min. Petr. Mitt., 3. Folge, 1, 1948.

Exner, Chr.: Tektonik, Feldspatausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. — (Beitr. Zentralgneisfazies I.), Tschermaks Min. Petr. Mitt., 3. Folge. 1, 1949.

Exner, Chr.: Malinitzer Rollfalte und Stirnfront des Sonnblick-Gneiskernes. — Jb. G. B. A., 93, 1949.

Exner, Chr.: Mikroklinporphyroblasten mit helizitischen Einschlußzügen bei Badgastein. — (Beitr. Zentralgneisfazies V.), Tschermaks Min. u. petr. Mitt., 3. Folge, 2, 1951.

Exner, Chr.: Geologische Probleme der Hohen Tauern. — Verh. G. B. A., 1952. Hammer, W.: Bemerkungen zu Blatt Kitzbühel—Zell a/S. der Geologischen Spezialkarte (1:75.000), Verh. G. B. A., 1937.

Hammer, W.: Beiträge zur Tektonik des Oberpinzgaus und der Kitzbüheler Alpen. — Verh. G. B. A., 1938.

Huttenlocher, H. F.: Über Verschiedenheiten im Verlauf magmatischer und metamorpher Prozesse. — Naturforsch. Ges. Bern. 4, 1947.

Köhler, A.: Erscheinungen an Feldspaten in ihrer Bedeutung für die Klärung der Gesteinsgenesis. — Tschermaks Min. u. petr. Mitt., 3. Folge, 1, 1948.

Köhler, A. und Raaz, F.: Gedanken über die Bildung von Feldspat-Zwillingen in Gesteinen. — Verh. G. B. A., 1945.

Kölbl, L.: Aufnahmsbericht über Blatt Hippach-Wildgerlosspitze. — Verh. G. B. A., 1931.

Kölbl, L.: Aufnahmsbericht über Blatt Hippach-Wildgerlosspitze. — Verh. G. B. A., 1932.

Kölbl, L.: Geologische Skizze des Habachteles. — Festschr. z. 50jähr. Bestehen d. Sekt. Jena des D. u. Ö. A. V., Jena, 1932.

Kraus, E.: Die Beugeschichte der Alpen. — Akademie Verlag, Berlin, 1951.

Leitmeier, H.: Einige neuere Mineralvorkommen im Gebiete des Habechtales, ein Beitrag zur Kenntnis der Entetehung der Zentralgranitgneise der Hohen Tauern. — Tschermaks Min. u. petr. Mitt., 53, 1942.

Leitmeier, H.: Einführung in die Gesteinskunde. - Wien 1950.

Origin of Granite, Conference at meeting of the Geol. Soc. of America. — Mem. Geol. Soc. America, 28, 1948.

Prey, S.: Die Metamorphose des Zentralgneises der Hohen Tauern. — Mitt. Geol. Ges., Wien, 29, 1937.

Sander, B.: Beiträge aus den Zentralalpen zur Deutung der Gesteinsgefüge. — Jb. k. k. G. R. A., 64, 1914.

Sander, B.: Über Flächen- und Achsengefüge. — (Westende der Hohen Tauern, III. Bericht), Mitt. R. A. f. Bodenf., Wien, 1942.

Sander, B.: Die allothigenen Bestandteile der Tuxer Grauwacken. — Jb. Naturw. Mediz. Ver., Innsbruck, 1947.

Sander, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. — 1. Teil, Wien 1948.

Stark, M.: Porphyroide und verwandte Eruptiva aus dem Groß-Arl- und Gasteiner Tal. — Sitzungsber. Akad. d. Wiss. Wien; m.-nw. Kl., Abt. 1, 149, 1940.

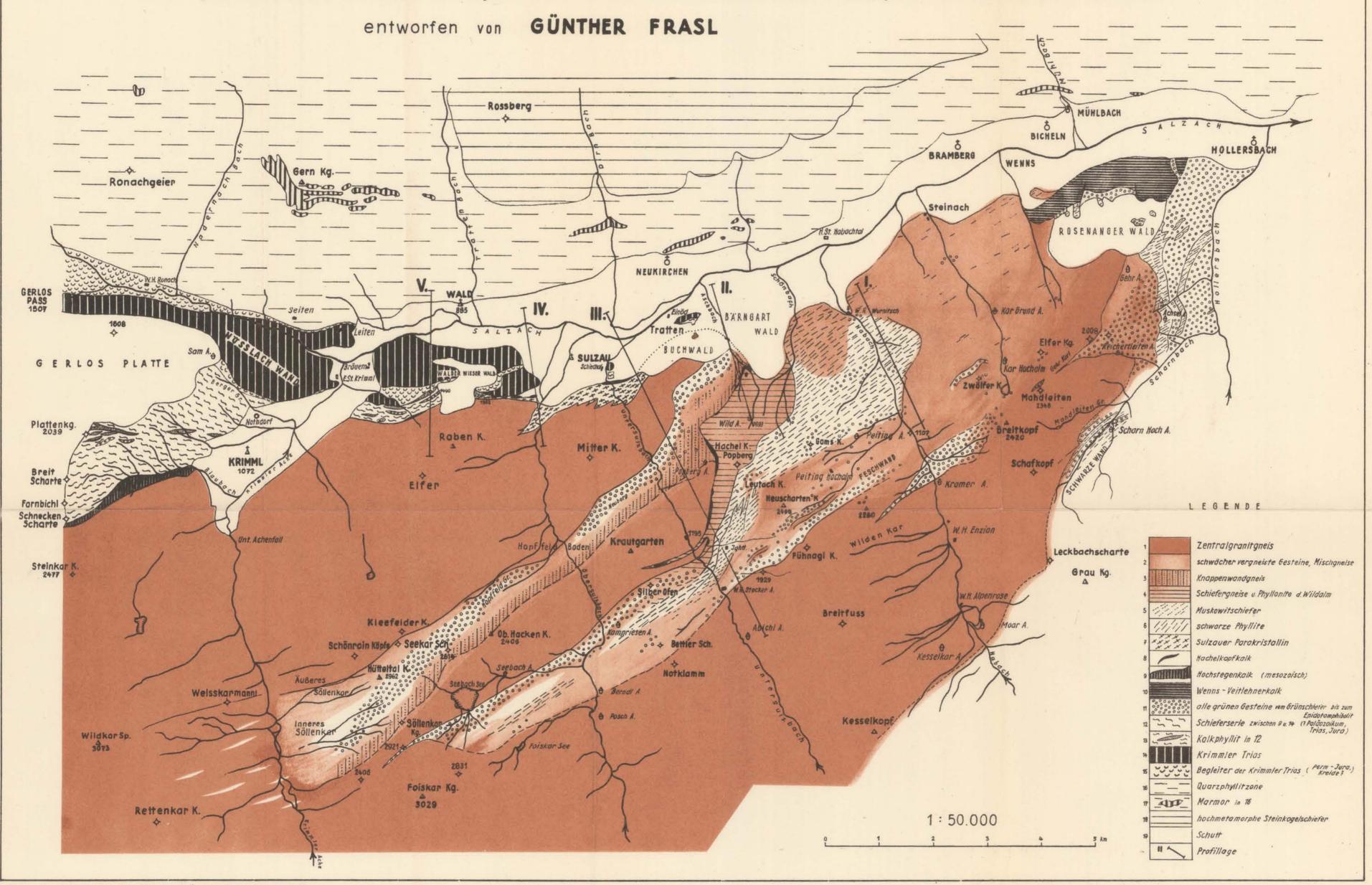
Steinmann, G.: Uber die Stellung und das Alter des Hochstegenkalkes. — Mitt. Geol. Ges., Wien, 3, 1910.

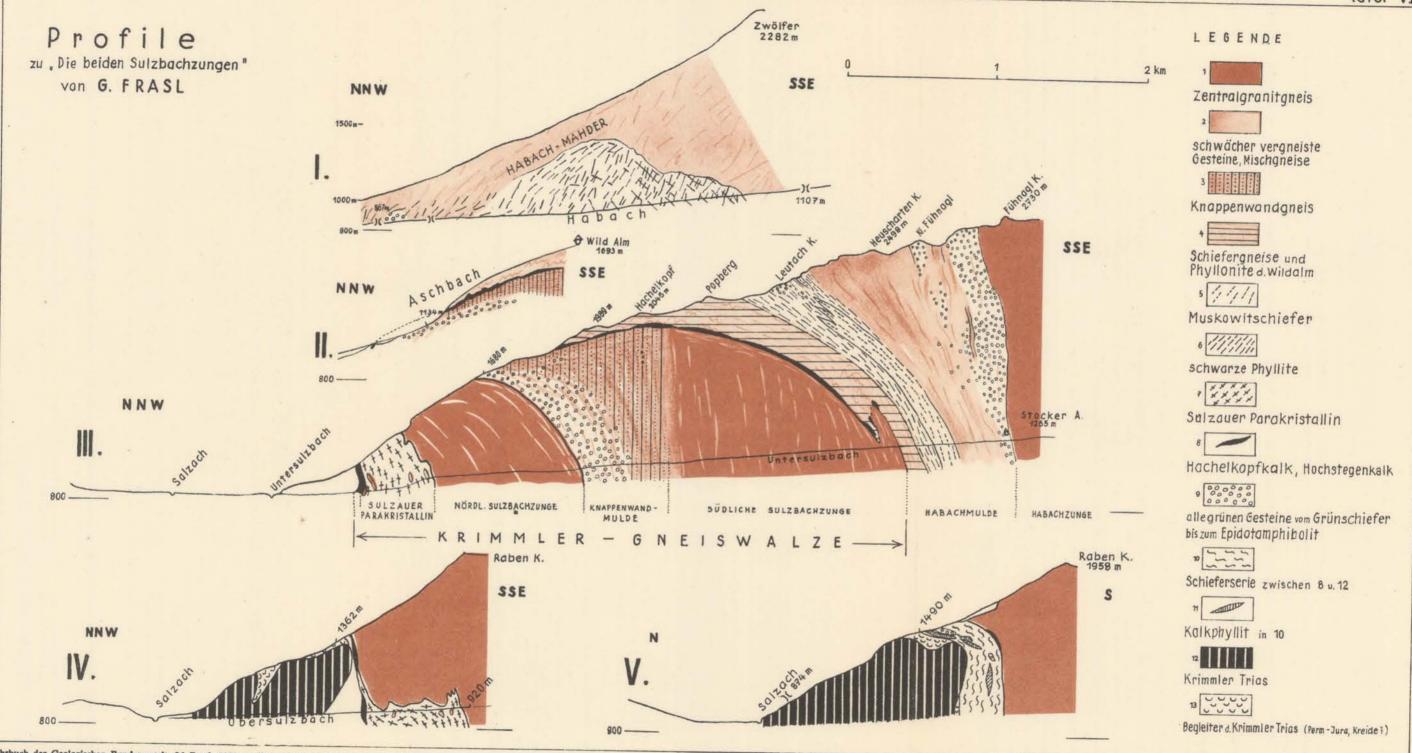
Wegmann, C. E.: Zur Deutung der Migmatite. — Geol. Rundschau, 1935.

Wenk, E.: Ostelpines und penninisches Kristellin. — Schweiz, Min. u. Petr. Mitt., 28, 1948.

# Geologische Übersichtskarte: Die Sulzbachzungen und ihre Umgebung

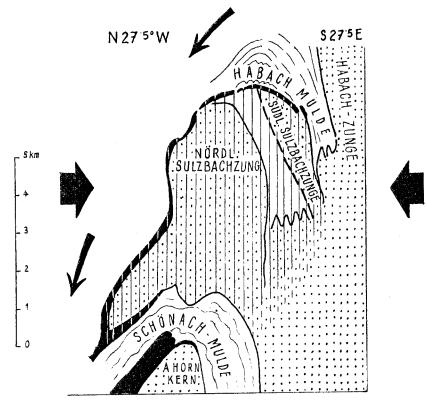
Nach eigenen Aufnahmen (1947 - 50) und unter Benützung der Karten von H.P. Cornelius (1944) und W. Petraschek (1947). - Quarzphyllitzone nach der amtl. Geologischen Karte 1:75.000

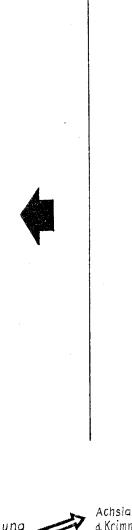


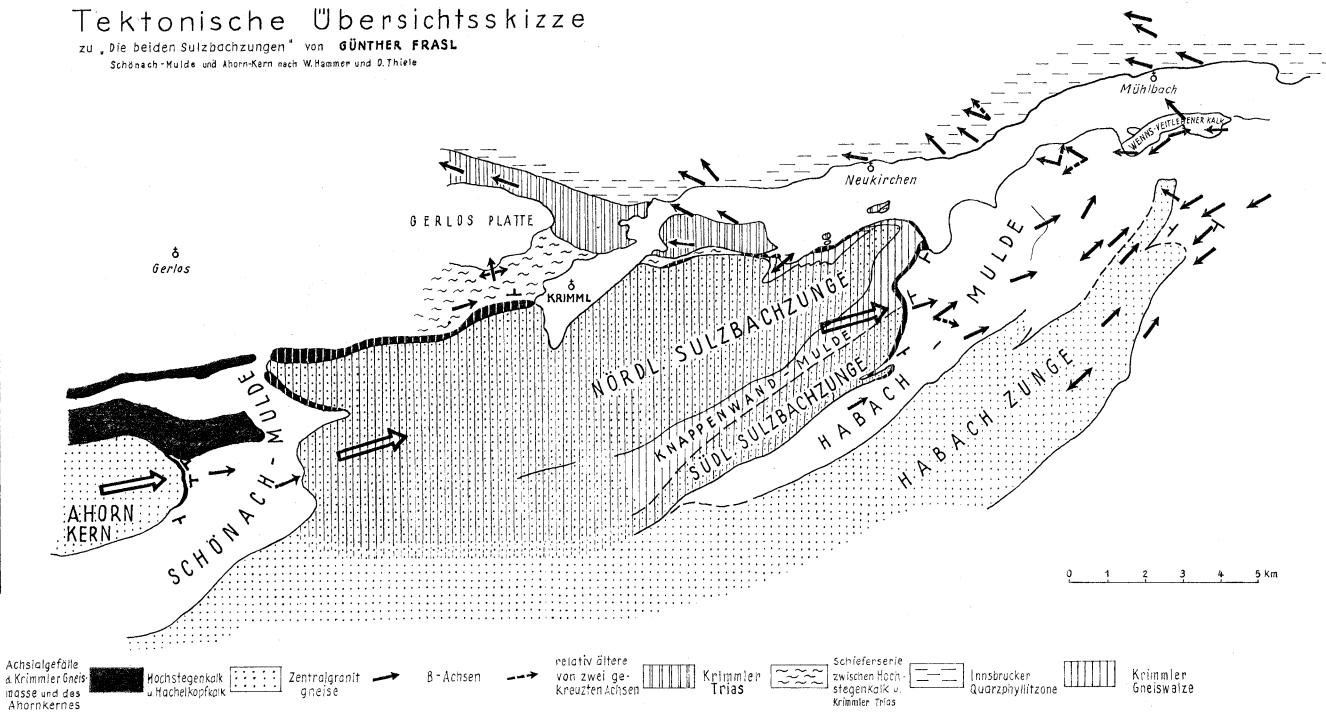


# Schematisches Sammelprofil durch den Homogenbereich der Krimmler Gneiswalze

(senkrecht zur mittleren Achsenneigung von 22° noch N 62'5° E)







# Das Lebenswerk von Franz Eduard Sueß

Eine Einführung von Leo Waldmann

Am 25. Jänner 1942 ist unser ehemaliges Mitglied o. ö. Univ.-Prof. Dr. Franz Eduard Sueß im 75. Lebensjahre gestorben. In dem berrschenden Kriegslärm verhallte die traurige Kunde von seinem Dahinscheiden. Erst nach Jahren konnten würdige Nachrufe über sein Leben und Wirken erscheinen (K. Leucbs 1945 und L. Kölbl 1945). Hier sei vor allem seines wissenschaftlichen Lebenswerkes gedacht, um so mehr, als er dessen Grundlagen sich im Laufe seiner 15 jährigen Tätigkeit im Dienste der k. k. Geologischen Reichsanstalt geschaffen hat.

Franz Eduard Sueß war einer der wemigen bedeutenden Forscher, die verschiedene Teilgebiete ihrer Wissenschaft beherrschten und durch eigene Arbeiten befruchteten. Während seiner beruflichen Wirksamkeit als Aufnahmsgeologe, Lehrer oder Gutachter traten mannigfaltige Fragen an ihn heran, so aus der Stratigraphie und Paläontologie, aus dem Reiche der Minerale und Gesteine, der Erdbebenkunde, aus dem Gebiete des Vulkanismusses, des Gebirgsbaues, der Metamorphose, der Morphologie und außerirdischer Erscheinungen. Die aus ihnen erwachsenen Aufgaben beschäftigten ihn oft jahrelang. Aber unbeirrt verfolgte er seinen Weg, die Frage der Bildungsweise des kristallinen Grundgebirges und seiner Stellung im Baue der Kettengebirge zu klären, von der Böhmischen Masse aus ins übrige Variszische Gebirge und in die Alpen, von da in die Appallachen und Anden Amerikas, zuletzt in die Kaledoniden Schottlands, Skandinaviens und Grönlands. Die Vielseitigkeit seiner Neigungen spiegelt sich auch in den Themen der von ihm gegebenen Doktorsarbeiten wieder; diese sind der Stratigraphie, dem Aufbau und der Lagerung verschiedener Teile Österreichs und des Auslandes gewidmet. In vieler Hinsicht deckten sich seine Ansichten mit denen seines Vaters so in der Ablehnung der Annahme epirogenetischer Bewegungen (säkularer Schwankungen der Kontinente), die die wiederholten ausgedehnten Überflutungen und Trockenlegungen des Festlandes erklären sollten. Auch die Vorstellung der Einseitigkeit des Baues der Gebirge teilte er mit ihm, ebenso leugnete er das Vorhandensein syntektonischer Intrusionen. In anderen Fragen wich seine Auffassung ab. Manche sehen wir gemäß den Fortschritten in der Erkenntnis in abgewandelter Form, so die der Stellung der "Böhmischen Scholle" zum Erzgebirge und zu den Sudeten, die der Alpen als posthnme Altaiden. Nicht immer war es möglich, gegensätzliche Auffassungen, die sich im Lanfe der Zeit entwickelt hatten, auf diese Weise auszugleichen. Gewöhnlich vermied er es, der anders gearteten Anschauung seines Vaters entgegenzutreten. Wo dies nicht ging, legte er seine Gegengründe in bewundernswertem Takte dar, so in der Frage des Vorhandenseins eines ostvariszischen Bogens oder des Schrumpfens der Erde als Ursache der Gebirgsbildung. Beide verbanden in ihren Forschungen

Feinarheit mit großzügiger Auffassung, in der Darstellung verwandten sie mit Vorliebe die vergleichende Betrachtungsweise, aus der sie neue Erkenntnisse für die Klärung verschiedener Fragen schöpften. Während der Vater zur Beschreihung des Antlitzes der Erde stratigraphische und morphologische Methoden heranzog, legte der Sohn in seiner Schilderung das Hauptgewicht auf die Untersuchung des kristallinen Grundgebirges.

In die wissenschaftliche Welt trat Franz Eduard Sueß 1892 entsprechend dem damaligen Studiengange eines Geologen als Stratigraph und Paläontolog ein, u. zw. mit seiner Doktorsarbeit über den Schlier in Oherösterreich und Bayern. Wenige Jahre vorher hatte Wilhelm Carl Gümbel den Schlier des Alpenvorlandes verschiedenen Stufen des mittleren und oheren Miozäns als Fazies zugezählt, so u. a. den Ottnanger ins höchste Mittelmiozän gestellt. Damit setzte er die Kirchberger Schichten, die ihrer Fauna nach den Oncophoraschichten in Niederösterreich und Mähren entsprechen, über die Zweite Mediterranstufe (im Sinne von Eduard Sueß), während bei uns gerade umgekehrt die letzteren und die etwas jüngeren Absätze von Grund den tieferen Teilen der Zweiten Mediterraustufe angehören. Franz E. Sueß stellte nun in zahlreichen Profilen von Mähren über Nieder-Oherösterreich bis tief nach Bayern hinein fest, daß der Schlier sich stets zwischen die Erste Mediterranstufe und die Oncophora- bzw. Kirchherger Schichten einschaltet. Die enge Verknüpfung dieser mit den Absätzen von Grund erwies er durch den Fund von Oncophora in den Grunder Schichten von Windpassing. Alexander Bittner bestätigte dieses Vorkommen (1893). Die Arbeit hat aber erst spät, nach dem ersteu Weltkriege (1914—1918) Anklang gefunden (W. O. Dietrich und F. Kautsky 1920) und seitdem stellt man die Meeresmolasse Bayerns und Schwabens ins Burdigal. Inzwischen aher hat man außer dem bisher bekannten helvetischen Schlier z. B. Ottnang in Oher-, Limberg in Niederösterreich u. a. O.) noch einen burdigalen und oberoligozanen erkannt und ist somit - bis zu einem gewissen Grade zur Auffassung Wilhelm Carl Gümbels des Schliers als Faziesbegriffs zurückgekehrt. Leider hat Franz E. Sueß infolge Änderung seines Arheitsgehietes den paläontologischen Teil seiner am k. k. Naturhistorischen Hofmuseum durchgeführten Untersuchungen nicht mehr veröffentlicht.

Denn anschließend hearbeitete er als Assistent Viktor Uhligs an der Deutschen Technischen Hochschule in Prag die von Carl Diener und unserem Landsmanne, dem späteren Direktor der Geological Survey of India, Carl Ludwig Griesbach in der Landschaft Spiti im mittleren Himalaya aufgesammelte Fauna. Mit Viktor Uhlig bestimmte er zusammen die Ammoniten der Gattungen Haploceras, Oppelia, Astieria, Hoplites aus den Spitischiefern und allein die hauptsächlich aus Belemniten bestehende Fauna im Liegenden der erwähnten Schichten. Die Frucht der Gemeinschaftsarheit war paläontologisch u. a. die Erkenntnis neuer Arten von Ammoniten besonders einer neuen Untergattung von Holcostephanus Spiticeras. In der Familie der Belemniten entdeckte er als neue bezeichnende Art den dorsal und ventral gefurchten Belemnites sulcacutus. Gleichzeitig konnte er nachweisen, daß die Liegendschichten der Spitischiefer die roten Oolithe (die sogenannten Sulcacutus-Beds) auf Grund des Fauneninhaltes nicht dem Lias sondern dem Dogger. u. zw. dem Macrocephalenhorizonte angehören. Leider hat er wiederum das Ergebnis seiner Forschungen der Öffentlichkeit nicht übergehen.

Wir sind daher ganz auf die Angaben angewiesen, die er Carl Diener (1895), Viktor Uhlig (1910) und besonders Ernst Stolley (1929) zur Verfügung gestellt hat und die diese Forscher in ihren Arbeiten uns hinterlassen hahen. Infolgedessen hesitzt G. Böhms Gattungsname Diccelites das Erstlingsrecht vor Bisulcites F. E. Sueß.

E. Stolley sagte, daß F. E. Sueß "in allen wesentlichen Punkten die richtige Unterscheidung getroffen hatte, die ich durch meine zunächst ganz unabhängige Untersuchung nur bestätigen kann."

Trotz seiner Begahung auf stratigraphisch-paläontologischem Gebiete verließ er rasch dieses Arbeitsfeld, da ihn die Alpen und das Studium der kristallinen Schiefer mehr anzogen. Nur ab und zu gelegentlich geologischer Aufnahmen, widmete er sich auch stratigraphischen Fragen, u. a. solchen nach der Herkunft der Gerölle im Kulm östlich von Brünn (1904). In den grobklastischen Schichten an der Basis des Permkarbons der Boskowitzer Furche im Gebiete von Rossitz-Mährisch-Kromau konnte er (1907) nach dem Geröllinhalte zwei verschiedene Ausbildungen unterscheiden: das östlich gelegene Rokytnakonglomerat (Devonkalk und Kulmgrauwacken) und das westlich gelagerte Balinkakonglomerat (vorherrschend kristalline Gesteine). Auch mit der Stratigraphie des Tertiärs des Weihon bei Gr. Seelowitz beschäftigte er sich eingehend, ohne aber seine Untersuchungen abzuschließen.

Immer wieder erheischten andere Teilgehiete der Geologie seine volle Aufmerksamkeit. Schon bald nach seinem Eintritte in die k. k. Geologische Reichsanstalt (1893) lenkte ihn ein schweres Naturereignis auf einen anderen Zweig der Erdgeschichte. Am 14. April 1895, knapp vor Mitternacht, wurde die Stadt Laibach und ihre Umgebung von einem verheerenden Erdbeben heimgesucht. Auf die erste Nachricht hin sandte Vizedirektor Dr. Edmund von Mojsisovics ihn, den jüngsten Praktikanten, zum Studium dieses folgenschweren Geschehnisses an Ort und Stelle. Nach der Bereisung des Schüttergebietes lieferte er eine bis ins einzelne gehende Schilderung der Erdbebenspuren an den Bauten und der sonstigen Begleiterscheinungen des Bebens unter kritischer Prüfung des reichen Nachrichtenstoffes. So konnte er feststellen, daß das Bersten der Gehäude infolge deren langsamen Eigenschwingung von der Bauart und der Anlage, wie auch von der Beschaffenheit des Untergrundes, ob Lockerhoden oder Fels, abhängig war; weiters erkannte er, daß die Längsachse der Isoseismenellipsen zwar im großen gesehen, dem Gebirgsstreichen folgte, jedoch in keinem erkennharen Zusammenhange mit tektonischen Störungen, z. B. einer Verwerfung, stand. Damit lehnte er die bisherige Auffassung der linearen Ahbildung eines flächenhaften Erdbebenherdes durch eine Stoßlinie, wenigstens für dieses Behen, ab.

Diener, C.: Ergebnisse einer geologischen Expedition in den Central-Himalaya von Johar, Hundes und Paikhanda. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. 62/ 1895, S. 533-608, bes. 582-586.

Uhlig, V.: Die Fauna der Spitischiefer des Himalaya, ihr geologisches Alter und ihre Weltstellung. — Ebenda 85/1910. 8. 531—609.

Uhlig, V.: The Fauna of the Spiti-Sheles. — Memoirs Geol. Surv. Ind., Palaeont.

Ind., Ser. 15, Bd. 4, H. 2—4 (1903—1910).

Stolley, E.: Über ostindische Jurabelemniten. — Palaontol. Timor, Liefg. XVI, Abhdlg. 29/1929, S. 91—213, bes. S. 117, 124, 183, 185, 210.

Böhm, G.: Geologische Mitteilungen aus dem Indo-Australischen Archipel. N. Jahrb. Miner. Geol. BB. 21/1906, S. 385-412, bes. 389.

Bei den Erdbeben in der Flyschzone um Neulengbach fiel ihm bereits auf, daß sich die Erschütterungen, ohne der "Kamplinie" zu folgen, zwar weit in die Böbmische Masse hinein fortpflanzten, aber in den Nördlichen Kalkalpen kaum zu spüren waren. Dieses eigenartige Verhalten führte er später zurück auf die wurzellose Lage der Nördlichen Kalkalpen auf dem Flysch. Die Ergebnisse seiner Erdbebenstudien sind erst 1924 von Fritz Kautsky, wenn auch in einem anderen Zusammenhange, gewürdigt worden.

Bald war sein Ansehen als Erdbebenfachmann so groß geworden, daß ibn die k. k. Statthalterei von Böhmen zweimal (1897, 1903) einlud, vor den durch zeitweise ungemein gehäufte, wenn auch nicht heftige, sogenannte Schwarmbehen aufgeschreckten Bewohnern von Graslitz im Erz-

gebirge Vorträge zur Belehrung und Beruhigung zu halten.

Und wieder waren es alarmierende Nachrichten über ein Tagesereignis. das seine Aufmerksamkeit in Anspruch nabm: Am 24. April 1897 waren große Wassermassen in einen Grubenschacht des Duxer Braunkohlenreviers in Nordböhmen eingebrochen. In wenigen Wochen war aber der Schaden wieder behoben. Während bei solchen Einbrüchen und bei der Gewältigung der Wässer in früheren Jahren auch das Thermalwasser von Teplitz nachgezogen wurde, so daß die beißen Quellen zeitweise versiegten, war dies dank der seither getroffenen Vorkehrungen und der raschen Verdämmung nicht mehr der Fall. Hier lernte er die Beziehungen zwischen den aus den Spalten im Quarzporphyr zusitzenden Thermen und dem Grundwasser in der Oberkreide kennen, sowie die Maßnahmen gegen den Wassereinbruch im Bergbau zum Schutze der Quellen in Teplitz-Schönau. Die dabei gewonnenen Kenntnisse konnte er dann später verwerten als geologischer Sachverständiger neben Gustav Laube (Prag) und Franz Wähner (Prag) in der "staatlichen Kommission zur Überprüfung der zum Schutze der Karlsbader Heilquellen gegen Bergbau und Kaohnbetrieb erlassenen behördlichen Vorschriften".

Seit den neunziger Jahren und besonders seit 1901 waren nämlich die Karlabader Quellen in ihrer Ergiebigkeit beängstigend zurückgegangen, so daß ihr Bestand ernstlich gefährdet war. Lange Zeit suchte man die Ursache dieser Abnahme in den Verhältnissen des Quellgebietes und trachtete, ihr durch örtliche Schutzmaßnahmen zu begegnen. Allein vergebens. Das Thermalwasser mußte daher anderswobin einen Abfluß haben. Schon in den siebziger Jahren und später hatte man im Falkenauer Reviere beim Abbobren des tiefsten oligozänen Kohlenflözes Warmwasser erschrotet. Auch nördlich von Karlsbad war es in einen Schacht und in Kaolingruben eingedrungen, doch ohne nachteilige Folgen für die Quellen. Nun wurde im Sommer 1898 beim Abteufen des Schachtes Maria II in das liegende Flöz, 15 km westlich von Karlshad (zwischen Elbogen und Falkenau), abermals Thermalwasser angetroffen. Der geologische Berater der k. k. Mimisterien des Innern und für Kultus und Unterricht, sowie der k. k. Bezirkshauptmannschaft Karlsbad August Rosiwal warute schon damals dringend vor der Fortsetzung des Bergbaues im Liegendflöz, da ihm trotz der großen Entfernung der Grube von den Thermen der Znsammenhang zwischen dem Einbruchwasser und den Karlshader Quellen sehon wegen ihres beträchtlich höher gelegenen Spannungsniveaus sicher sehien. Aber umsonst! Drei Jahre später erfolgte ein gewaltiger Wassereinbruch. Die Schüttung der Quellen nahm darauf hin immer mehr ah und so berief die Regierung (1906) eine

Quellenschutzkommission ein, der neben den früher genannten Geologen zwei um die Sicherung der Teplitzer Thermen und des dortigen Bergbaues verdiente Bergleute Ludwig Wesely und Hermann Löcker, der Hydrologe Wenzel Rippl und der Chemiker Ernst Ludwig angebörten. Leiter dieser Kommission war der damalige k. k. Oberbergkommissär in der Sektion Bergwesen des k. k. Ackerbauministeriums und spätere Leiter unserer Obersten Bergbehörde Otto Rotky. Diese Kommission sollte nun die Frage klären, ob die in den Schächten und Tongruben zusitzenden Kaltund Warmwässer ein den Niederschlägen entstammendes Grundwasser wären oder ob in diesem sich auch Thermalwasser befände, das Spalten im Granite entströmte. Gestützt auf eingehende Arbeiten an Ort und Stelle erstattete sie ein Gutachteu und unter Berücksichtigung der Einwände der Bergwerksbesitzer 1908 ein zweites. Danach sind die im Schachte angetroffenen Warmwässer zweifellos teils reine, teils mit Braunkohlenwässern vermischte Thermalwässer. Die Fortsetzung der Wasserentnahme aus der Grube ist für deu Bestand der Quellen gefährlich und die Wiederherstellung der ursprünglichen hydrologischen Verhältnisse notwendig, da der Zusammenhang zwischen den Thermen im Grundgebirge und den Warmwässern an der Basis des Tertiärs nach ihrer Zusammensetzuug, nach dem Parallelismus zwischen der Entsümpfung und der Abnahme der Schüttung und auch geologisch möglich ist. Dem Spruche der Kommission gab die Bergbehörde statt und im Spätherbst 1908 wurde der Schacht Maria II ersäuft. Einige Wochen danach stieg erwartungsgemäß der Spiegel der Quellen und 1912 war der Beharrungszustand eingetreten. Der Weltkurort Karlsbad war damit der drückenden Sorge um den Bestand seiner Thermen los und eine beilende Quelle zum Nutzen der leidenden Menschheit vor dem Versiegen bewahrt. Das Hauptverdienst daran gebührt nehen dem getreuen Wächter Prof. Ing. August Rosiwal, einem einstigen Mitgliede der Geologischen Reichsanstalt, der Quellenschutzkommission mit ihrem Mitgliede Franz

Die Teilnahme an den Arbeiten der Kommission ermöglichte ihm auch, die während der Schutzvorkehrungen kurzfristig geschaffenen Aufschlüsse im Teplbette zu untersuchen. Dort hatte der sich aus dem einströmenden Thermalwasser ausgeschiedene Aragonit die Fugen und Klüfte im Granit und in dem Flußkonglomerat heim Fortwachsen erweitert und so ein Beispiel für die Kristallisationskraft geliefert.

Aber auch in anderen Fragen der angewandten Geologie wurde er gerne zu Rate gezogen, so bei der Aulage und Ausbeutung von Steinbrüchen am Untersberg in Salzburg, bei Dornach in Oherösterreich und Sternberg in Böhmen, weiters hei der Wasserversorgung von Melk und Baden in Niederösterreich, vou Fulnek in Mähren, Patzau in Böhmen und Mösing bei Jägerndorf in Schlesien, dann bei der Beurteilung von Baugründen in Graz und Tarvis, ferner äußerte er sich gutachtlich über das serbische Braunkohlenvorkommen von Kraljewo—Kruschewac—Paracin und über den Graphit bergbau von Wollmersdorf bei Drosendorf in Niederösterreich. Dem Kurorte Franzensbad stand er ebenfalls beratend zur Seite. Auch über die Schwefeltherme von Mataruga bei Kraljewo erstattete er ein Gutachten. Seiner Tätigkeit als geologischer Sachverständiger bald nach dem ersten Weltkriege verdankt Ungarn den Nachweis der großen Ausdehnung der von Oberst A. Stürmer, Ing. Albert György und ihm entdeckten

Bauxitlagerstätte von Halimba nördöstlich von Tapoleza im Bakonywalde. Zuletzt untersuchte er auch das Eisenerzvorkommen am Sieggrabener Kogel im Burgenland. Bedauerlicherweise hat er über seine praktische Tätigkeit nichts geschrieben.

Frühzeitig fesselte ihn ein anderes Problem, das ihn bis ins Alter immer wieder beschäftigte: In der Mineraliensammlung des gräflich Waldsteinschen Güterinspektors Ernst Hanisch in Trebitsch waren ihm die glasartigen Moldavite aufgefallen. Sie stammen vorzugsweise aus den Schottern um Trebitsch, die nach den Untersuchungen von Robert Janoschek (1934, 1936) in die Oncophoraschichten übergehen. Ihre eigenartigen Gestalten, ihre Reinheit und lichte Farbe, ihre einförmige chemische Zusammensetzung von eigener Gesetzmäßigkeit (hoher SiO2- und Al2O3-Gehalt, merkliche Mengen von MgO, gleichzeitiges Ansteigen von K2O und CaO) unterscheiden sie auffällig von natürlichen wie auch künstlichen Gläsern oder von Gestein, aufgeschmolzen beim Aufschlag großer meteorischer Körper (L. I. Spencer 1933), oder gar von Kolloiden (Wing Easton 1922). Sie finden sich an vielen anderen Orten der Erde, abseits von tätigen wie auch erloschenen Vulkanen. Die bis ins kleinste erfolgte Durchforschung des großen nach und nach aus aller Welt zusammengebrachten Materials an Moldaviten und verwandten Gläsern führten ihn zur Überzeugung ihrer kosmischen Herkunft. Er sah in ihnen eine neue Art von Meteoriten und nannte sie Tektite. Seine Auschauung verteidigte er mit Erfolg auch gegen so gewiegte Meteoritenkenner wie Friedrich Berwerth. Nach ihrer Verbreitung und Zusammensetzung gliederte er sie in die Moldavite, Australite und Billitonite. Die Herkuft der Queenstownite oder Darwingläser mußte er ungeklärt lassen. Anfangs hielt er die Tektite für Teile glasig erstartter planetarischer Körper, die beim Einflug in unsere Lufthülle aufschmolzen und zerspratzten. Später deutete er sie unter dem Einfluß einer Arbeit von Hermann Michel (1925) als die in unserer Atmosphäre unverdampften zähflüssigen Schmelzreste eines verhältnismäßig kleinen Himmelskörpers mit schwach ausgeprägtem Schwerefelde. Alle neueren Funde, wie die jüngsten von Alfred La croix (1932) aus Französisch-Indochina bearbeiteten, haben sich zwanglos seinem Vorstellungskreise einordnen lassen.

In den letzten Jahren zogen ihn auch die vielgedeuteten eigenartigen Landschaftsformen und der Bimssteingung bei Köfels im Ötztal an.

Hinweise: Gutachten der vom k. k. Ackerbauministerium im Einvernehmen mit dem k. k. Ministerium des Innern und dem k. k. Handelsministerium eingesetzten Kommission zur Überprüfung der zum Schutze der Karlsbader Heilquellen gegen Bergbau und Kaolingrubenbetrieb erlassenen behördlichen Vorschriften über die Beziehungen der im Marienschachte II in Königswert erschrotenen Grubenwässer zu den Karlsbader Heilquellen. Wien 1908.

Kampe, R.: Heilquellen und Bergbau. Ein Fall reparativen Quellenschutzes. Jena 1923. Karlsbader ärztliche Vorträge, Bd. 5.

Dittler, E.: Die Bauxitlagerstätte von Gant in Westungarn. — Berg- u. Hüttmann. Jahrb. 78/1930, S. 45—51. Bes. S. 45.

Harrassowitz, H.: Laterit. Fortschr. — Geol. Paläont. 4/1926, S. 253—566, bes. 395.

Roth v. Telegd, K.: Dunéntúl bauxittelepei. — Földtani szemle 1/1928, S. 95—103.

Pobozsny, I.: A Vértes hedység beuxit telepei. — Ebenda S. 215—252. György, A.: Áz Aluminium és érczeiről. Bányaszáti és Kohászati Lapok 56/1923. Bauxittelep Halimbán és Könyékán Veszprém vármegyében. — Ebenda.

Lagerstättenchronik: Zeitschr. Prakt. Geologie, 30/1922, S. 192 und 36/1928, S. 137.

Nach der Auffassung der Hauptkenner dieses Gebietes Wilhelm Hammer (1923, 1930, 1937) und Otto Reithofer (1932) ist der Kessel von Köfels im Zusammenhange mit dem Aufstiege des Bimssteines durch eine jungvulkanische Explosion berausgesprengt worden. Er dagegen deutete den Kessel als Meteorkrater, entstanden durch den Aufschlag einer gewaltigen meteorischen Masse. Das dabei aufgeschmolzene Gestein sei in eine Spalte geflossen und dort als Bimsstein erstarrt.

Nach seiner Berufung zum Hochschullehrer (1908) beschäftigte er sich stärker als bisher auch mit anderen Zweigen der Geologie, so u. a. mit den Beziehungen der Radioaktivität zu dieser Wissenschaft, mit der Kristallisationskraft, mit den vulkanischen Erscheinungen, besonders mit der Frage der Hehungen und Senkungen von Festländern und Meeren. Zu ihrer Lösung zog er neben tektonischen Vertikalbewegungen auch Änderungen der Wasserhülle des Erdkörpers heran, die die wiederholten ausgedehnten Überflutungen und Trockenlegungen von Kontinenten erklären sollten. Der Niederschlag dieser Studien findet sich in resonderten Arbeiten wie auch in der von ihm völlig umgearbeiteten Erdgeschichte von Melchior Neumayr und Viktor Uhlig, einem Buche ausgezeichnet durch seine umfassende Darstellung und seine persönliche, doch sachlich kritische Einstellung. Es ist sehr schade, daß von diesem groß angelegten auch heute noch aufschlußreichen Werke nur der erste, die Allgemeine Geologie behandelnde Band erschienen ist. In einer Arbeit, gewidmet der Tagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Wien (1928) hehandelte er auch Fragen der Tektonik und Morphologie der Landschaft um Wien.

Die aus dem seinerzeitigen Dienste an der Geologischen Reichsanstalt (1893—1908) erwachsene Lebeusarbeit war aher der Geologie des Grundgebirges gewidmet. Es ist nun ungemein anziehend und lehrreich zugleich, das Werden und den Wandel seiner Auffassungen im Laufe seiner feldgeologischen Tätigkeit und seines Wirkens als Hochschullehrer zu verfolgen. Anfangs schien es nicht danach, daß er auf diesem Gebiete Überragendes leisten würde. Er war ja von Haus aus Stratigraph und Paläontolog und gerade im Tertiär daheim. Auch war Wien damals nicht der Ort, wo man mehr über das Grundgebirge und über kristalline Schiefer bören und lernen konnte. Noch als Student hatte er Fritz Frech hei seinen Begehungen in den Karnischen Alpen begleitet. Und die Vorliebe, die er in diesen Tagen für das Gehirge und seinen Bau gefaßt hatte, ließ ihn nicht mehr los. Denn gleich nach dem Doktorat besuchte er das Gebiet der Schottischen Überschiehung zwischen dem Kap Wrath und dem Little Loch Broom zusammen mit dem schottischen Geologen W. Gunn. Bereits im nächsten Jahre folgte er einer Einladung von Fritz Frech, obwohl wissenschaftlich kaum vorbereitet, das schwierige Gebiet der Triasfalten östlich des Brenner aufzunehmen. Bei diesem Wagnis, das Neuland der Aufnahmsgeologie zu hetreten, noch dazu im Bereiche metamorpher Gesteine und eines, wie wir heute wissen, ungemein verwickelten Baues, hatte er das Glück, in Prag sich von unserem Altmeister Friedrich Becke in die mikroskopische Gesteinskunde an der Hand seiner eigenen Aufsammlungen einführen und beraten zu lassen. Damals lernte er bei ihm auch die Entwicklung der neuen Anschauungen auf dem Gebiete der Metamorphose kennen. Zwar ließ sich die von ihm aufgestellte Stratigraphie und die damit verhundene Deutung des Baues des Brennergebietes nicht aufrechthalten,

aber seine mikroskopische Beschreibung zeigt schon den kommenden Meister. So sah er bereits in den Phylliten die Neubildung von Albit, die Streifung in den dem Gebirgsdrucke ausgesetzten Quarzen (von Bruno Sander [1911] Böbm'sche Streifung genannt), die wirbelförmigen Einschlüsse im Granat der Glimmerschiefer u. a. m. Die bei F. Becke erwortenen Kenntnisse bewogen den damaligen Direktor der Geologischen Reichsanstalt Guido Stache, den Neuankömmling (Volontär) mit der geologischen Aufnahme im mährischen Grundgebirge zu betrauen. seiner eigenen Einführuug begleitete er August Rosiwal im böhmischmährischen Grenzgebiete. Anschließend kartierte er das Blatt Groß-Meseritsch (1893—1897) und in den folgenden Jahren der Reihe nach die Blätter Trehitsch-Mährisch Kromau (1897-1900), Brünn (1900-1904) nnd in Niederösterreich das Grundgebirge auf dem Kartenblatte St. Pölten (1901) und die O-Hälfte des Blattes Drosendorf (1905-1908). Die Begehungen hrachten eine große Zahl bedeutsamer Tatsachen, die die älteren für ihre Zeit hervorragenden Aufnahmen von Franz Fötterle und Heinrich Wolf (1854—1856) in Mähren, ferner die von Markus Vinzenz Lipold und Heinrich Prinzinger (1852) in Niederösterreich nicht ahnen ließen. Von Blatt zu Blatt steigerte sich die Genauigkeit seiner Aufnahmen, ebenso die Zahl der Ausscheidungen. Seine Berichte aus der ersten Zeit spiegeln die damals herrschenden Ansichten wieder. Mit dem Fortschreiten seiner Arbeiten verschob sich sein Standpunkt in der Auffassung des Weseus des Grundgebirges.

Zur Vergrößerung seines geologischen Gesichtskreises unternahm er in der Urlaubszeit weite Reisen. Eine solche führte ihn 1897 im Rahmen des Internationalen Geologenkongresses in St. Petershurg unter der Führung von Johann Jakoh Sederholm, Wilhelm Ramsay und Hugo Berghell in das Grundgebirge Südfinnlands sowie in die Umgehung von Moskau unter der Führung von Sergius Nikitin. Im folgenden Jahre hesnehte er den Böhmerwald und anschließend zusammen mit Georges H. Mouret dessen Aufnahmsgehiet, das Grundgehirge im SW-Teile des Französischen Zentralplateaus in der Umgebung von Tulle, südöstlich von Limoges. Hier versprach ihm das geologische Kartenbild mit den gewundenen Amphibolitzügen in den Glimmerschiefern und Gneisen, den begleitenden Serpentinen und Leptyniten, sowie den Granuliten weitere Aufschlüsse üher den Aufbau des Grundgebirges in seinem eigenen Aufnahmsgebiete. Doch traten an Ort und Stelle die Verschiedenheiten viel stärker vor Augen als die Gemeinsamkeiten. So haben die Leptynite und Granulite der französischen Geologen nichts mit den Granuliten der Böhmischen Masse gemeinsam, außer dem kleinen Korne und der lichten Farbe. Es handelt sich vielmehr um körnig-streifige glimmerarme Zweiglimmergneisc, Muskowitgneise und Muskowitaplite, die Adern oder Lagen in den dortigen Gneisen und Glimmerschiefern bilden. Die Arkose an der Störung von Argentat deutete er versuchsweise als ein "autoklastisches Gestein" (Mylonit), eine Auffassung, die wir in den französischen Arbeiten (G. H. Mouret) erst ab 1917 wiederfinden.

In seinem mährischen Aufnahmsgebiete konnte er dank seiner Vertrautheit mit Teilen der Zentralalpen schon bei seinen ersten Begehungen zwei wesensfremde Gesteinsgebiete im Grundgebirge trennen, die scharf voneinander geschieden sind; das eine, später moravisch genannte Gebiet

um Groß Bittesch mit einem serizitischen Augengneise, dem Bittescher Gneise, Phylliten, Kalken und Quarziten, sowie westlich davon im Hangenden einen später moldanubisch genannten Bereich mit mannigfachen Gneisen, Hornblendegesteinen, Granuliten, Serpentinen, Marmoren. Durchsetzt ist diese Gesteinsgruppe von großen granitischen Körpern. Nach dem Baue unterschied er im Moldanubischen eine untere, mittlere und obere Gneisstufe. Letztere stellte er ibrer Lage und ihrem Alter nach Beckes (1882) oberer Stufe im Waldviertel mit dem zentralen oder Gföhler Gneise gleich 1). Diese Lagerung hielt er der damaligen Auffassung gemäß für ursprünglich und das Gestein für einen Teil der ältesten Erstarrungskruste. Die Verschiedenheit der Ausbildung der kristallinen Schiefer beider Gebiete führte er zurück auf abweichende Bildungsbedingungen im Sinne Beckes (1892): Die hangende altarchäische Serie war katogen, die andere weniger metamorphe im Liegenden anogen. Letztere betrachtete er der damaligen Gepflogenheit nach als jünger. Diese verkehrte Lagerung deutete er dahin, daß die katogenen Gesteine mit den in sie eingedrungenen Graniten durch Überfaltung auf das Moravische, auf den Bittescher Gneis gelangt seien. Um die Jahrhundertwende sah er bereits den Unterschied zwischen den beiden Gesteinsgruppen nur mehr als Folge verschiedener Metamorphosen und einer andersartigen Zusammensetzung. Beide bielt er nunmehr für vorkambrisch, ebenso ihren Bau, "ganz nnabhängig" ... "von dem variscischen Bogen der Sudeten" (1903).

Als besondere Frucht seiner Aufnahmen in Mähren hat er uns u. a. eine petrographische Arbeit beschert, die sich durch eine beispielhaft sorgfältige Beschreibung auszeichnet. Dazu luden ihn die kristallinen Schiefer im N des Trebitscher Granitkörpers in der Umgebung von Borry ein, u. zw. die Granulite und in ihnen als Linsen, Lagen oder Flecken steckende rätselhafte biotitreiche Felsarten, die Hornfelsgranulite. Korngröße und Gefüge der letzteren sind durchaus granulitisch. Ihr Mineralbestand aber steht zwischen dem eines Granulits und eines Cordieritgneises. Dem Mengenverhältnis der Bestandteile nach entspricht der Hornfelsgranulit einem Paragneis. Bezeichnend für ihn ist ein Kranz von Cordierit und Spinell um Disthen, Sillimanit und auch Granat. Beide Gesteine, Granulit und Hornfelsgranulit, verdanken ihre Eigenart gegenüher dem benachbarten Cordieritgneis einer hesonderen "granulitoiden Metamorphose", während die benachbarten kristallinen Schiefer (Schiefergneise) unter dem Einflusse des aufsteigenden Granits in Cordieritgneise umgewandelt worden sind. Später (1927) sah er wie Friedrich Becke (1913 u. f.) den Grund der Verschiedenheit in der heutigen Ausbildung z. B. der Hornfelsgranulite und Cordieritgneise in einer ursprünglichen Wasserarmut der Granulitgesteine, leitete aber die Granulite von Quarzporphyren und deren Tuffen ab.

Auch eine mineralogische Besonderheit entdeckte er in den granulitischen Gesteinen einschließlich der Trapp- oder Pyroxengranulite: die Antiperthite, gesetzmäßige Einwachsungen von dicht gescharten parallelgelagerten Kahfeldspatnadeln im Plagioklas. Er deutete sie als Entmischungsform eines ursprünglich kalireicheren Plagioklases während der Metamorphose. Doch gab er später diese Auffassung anf, bestimmt durch die Experimentergebnisse von Emil Dittler und Alexander Köhler (1925).

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>) F. Becke erkannte 1894 in der Mehrzahl der A. Rosiwalschen Proben vom Oberlaufe der Schwarzawa Glieder der "Mittleren Gneisgruppe des Waldviertels" wieder.

Inzwischen hatte er seine Reisen innerhalb der Böhmischen Masse soweit ausgedehnt, daß er 1903 dem Internationalen Geologenkon, gresse in Wien das Standartwerk "Bau und Bild der höhmischen Masse" vorlegen konnte, eine Zusammenfassung seiner eigenen und der damaligen Kenntnisse im Lichte der jüngsten Vorstellungen über die Metamorphose. Er wies darauf hin, daß das Grundgebirge der Masse im S stärker abgetragen sei als im N und daher die Granite häufiger und bedeutender seien. Im Erzgehirge durchbrechen sie ein Faltengebirge, ohne es weiter in seinem Gefüge zu stören. Im S fehlt den kristallinen Schiefern ein einheitliches Streichen; es schmiegt sich vielmehr den Umrissen der granitischen Batholithen an. Denn die Faltenzone ist hier in die Bathosphäre der Erdrinde eingetancht und dabei gleichzeitig dem umformenden Einflusse der eindringenden Granite erlegen. Infolgedessen besitzen die weiter aufwärts gestiegenen Massengesteine einen Kontakthof mit Hornfelsen, während sie in der Tiefe in die benachbarten Gneise übergehen und so eine regionale Umwandlung der Gesteine zu hochmetamorphen Schiefern hewirken.

Die auf dem Wiener Kongresse vorgetragenen neuen Ansichten "über Mineralbestand und Strüktur der kristallinen Schiefer" und "über das alte Grundgebirge" haben auch seine Arbeiten beeinflußt. In der Auffassung des Wesens und der Bildungsweise der metamorphen Gesteine folgte er den von F. Becke entwickelten Vorstellungen. Sehr sprach ihn die Deutung der aplitischen Lagen, Streifen und Linsen in den Gneisen und Glimmerschiefern durch Adolf Sauer an, wonach es sich hier nicht um eine Durchäderung und Durchtränkung der Gneise und Glimmerschiefer seitens magmatischer Lösungen handelte, sondern um einen lagenweisen Wechsel sandig-toniger Ablagerungen in hochmetamorphem Gewande, entsprechend abgeändert unter dem Einflusse einer metamorphen Differentiation (Stoffaustausch im Gesteine während der Umwandlung). Maßgebend war für ihn, daß die Paragneise einen Plagioklas derselben Zusammensetzung führen wie die aplitischen Lagen. Dagegen lehnte er die Vorstellungen von Ernst Weinschenk einer Piezokontaktmetamorphose unter dem Einfiuß einer syntektonischen Intrusion eines gneisig erstarrten granitischen Magmas ab. Auch der temperamentvolle Vortrag Pierre Termiers über die Bildungsweise der westalpinen kristallinen Schiefer mit seiner Ablehnung der Dynamometamorphose zugunsten einer Regionalumwandlung unter Stoffzufuhr aus einem Magmenherde in größerer Tiefe unter der Geosynklinale zog ihn wenig an. Er selbst beteiligte sich an den Veranstaltungen u. a. durch einen Vortrag über "kristallinische Schiefer innerhalb und außerhalb der Alpen" in Österreich, in dem er bereits die Gesteine der Tauern und des Moravischen miteinander verglich.

Die auf dem Kongreß empfangenen Anregungen fanden ihren Niederschlag schon in der Arbeit üher das Grundgehirge westlich St. Pölten (1904) und später dann üher dasjenige in der O-Hälfte des Blattes Drosendorf (1908). So legte er die Bildungsweise der geaderten Gesteine im Sinne von Adolf Sauer aus. Die Aplitgneise und ihre Begleiter, die Pyroxengranulite am S-Rande des Granulits des Dunkelsteiner Waldes betrachtete er als einstige Randfazies eines durch Metamorphose zu Granulit gewordenen Massengesteines. Im moldanubischen Teile des Blattes Drosendorf machte er auf das Einschwenken der sonst gewunden streichenden kristallinen

Schiefer in die Glimmerschieferzone im Dache des Moravischen Gebirges aufmerksam. In den Marmoren, so bei Ungarschitz, wie auch an anderen Orteu z. B. Spitz a. d. Donau (Blatt Krems) beobachtete er zu Schollen zerrissene Lagen von Amphibolit und Aplit, stetig und blastisch vom Marmor umflossen. Er deutete diese Erscheiuung als Folge der höheren Plastizität des Kalkes dank seiner größereu Löslichkeit und seines dadurch bedingten besseren Kristallisationsvermögens, wodurch die Verschiebungen im Karhonatgesteine leichter wettgemacht werden konnten. Dabei ist es auch zu einem Stoffaustausche zwischen den Schollen und dem Wirte an der Grenzfläche unter Mitwirkung von Lösungen gekommen (1908/09). Den Graphit in den Marmoren leitete er schon damals von einem ursprünglichen Gehalte an Bitumen ab.

Besonderes Augenmerk wandte er schon frühzeitig der Abgrenzung des Moravischen vom Moldanubischen Grundgebirge zu. Schon 1901 hatte er durch zahlreiche Begehungen in Mähren und Niederösterreich die Grenze zwischen den beiden festgelegt und so einen geschlossenen moravischen Körper an der Schwarzawa in Mähren, die sogenannte "nördliche Abteilung" von einer gleichartigen "südlichen" zwischen Kromau und Schönberg am Kamp sondern und ihrem Hangenden, den kristallinen Gesteinen des "Donau-Moldaugebietes" gegenüberstelleu können. Beide Abteilungen besitzen kuppelförmigen Bau und deswegen bezeichnete er sie später (1912) als "Schwarzawa-", bzw. als "Thayakuppei". Noch vor 1903 stellte er auf Grund von Begehungen die — 1897 bloß vermutete — Übereinstimmung der moravischen kristallinen Schiefer mit denen des Hohen Gesenkes fest.

Im Laufe der Aufnahme fand er in der südlichen Abteilung unter dem Bittescher Gneise zwischen Hardegg a. d. Thaya und Ludweishofen 1905) ein verschiefertes Augit- und Hornblende-führendes Kontaktgestein, den "Epidotorthoklasschiefer", d. i. den "Fugnitzer Kalksilikatschiefer" (1912). Als das Bemerkenswerteste erkannte er das Auftreten wenig veränderter Gesteine wie Phyllite im Kerne beider Kuppeln und sprach sich daher gegen die Auffassung einer piezokristallinen Erstarrung des Bittescher Gneises im Sinne E. Weinschenks an der Grenze zwischen Moravisch und Moldanubisch aus.

Die Aufnahme des Blattes Brünn (1900-1904) machte ihn mit einem im Gefüge ziemlich weuig, meist nur streifenweise veränderten Grandgebirge, der Brünner Masse bekannt. Der Zusammenhang zwischen ihr und dem stofflich ähnlichen Moravischen ist durch die vorpermisch angelegte Boskowitzer Furche (E. Tietze) der unmittelbaren Beobachtung entzogen. Die Tiefeugesteine der Brünner Masse sind nicht Syenite sondern granitisch- bis tonalitische Gesteine, aber merklich kaliärmer als die entsprechenden moldanubischen Tiefengesteine (1908). Sie umschließen Schollen älterer und jüngerer Diorite. Die ultrabasischen Gesteine im Bereiche der Brünner Masse wie die Serpentine und Hornblendite, dann die sedimentären Einschlüsse (Hornfelse und Kalksilikatgesteine) im Gramte deutete er als metamorphes Devon, bzw. Kulm. Demnach kam für die Brünner Masse nur nachkulmisches Alter in Betracht, um so mehr als er weder im Devon noch im Kulm aber auch nicht im Permkarbon der Boskowitzer Furche Gerölle vou Gesteinen der Bränner Intrusivmasse gefunden hatte. Diesen Standpunkt hatte er lange gegen denjenigen Anton Rzehaks vertreten, der zeitlebens die Ansicht eines vordevonischen Alters verfocht.

Seine Auffassung näherte sich also der seines Vaters (1875), der der Brünner Masse nachpermisches Alter zuschrieb. Ed. Sueß betrachtete diese und den als ihre südwestliche Fortsetzung angesehenen Granit von Znaim und Maissau als die Ausfüllung oder "Narbe" einer alten Trennungsfuge zwischen einer "böhmischen" und einer bogenförmigen "sudetischen" Scholle. Nach seiner Ansicht umfaßte die letztere das Grundgebirge und das sudetische Paläozoikum nördlich und östlich der Lausitzer Überschiebung und ihrer Fortsetzung der Boskowitzer Furche von Senftenberg in Böhmen über Mährisch-Kromau bis Zöbing am Kamp. Demgemäß rechnete er (Antlitz der Erde, III/2, S. 25) das Moravische Gebirge zur Böhmischen Scholle und das silesische zur sudetischen. Aber nach den Untersuchungen des Sohnes (1903 u. f.) C. von Camerlanders, E. Tietzes u. a. durchschneidet die Boskowitzer Furche das Gebirge ohne Beziehung zu seinem inneren Bau und sondert auch keine geologisch selbständigen Körper, während gerade die moravischmoldanubische Grenze in engstem Zusammenhange mit dem Bau des moravo-silesischen Gehirges steht. Franz Eduard Sueß hat also die von seinem Vater geschaffene Gliederung nicht und auch nicht in anderen Formen übernommen! Später (1927) entschied er sich für ein vordevonisches Alter der Intrusivmasse und betrachtete das Devon in ihrem Daché als Ahscherungsdecke. In den letzten Lebensjahren (1938) neigte er hinsichtlich der moravischen Batholithen und des Bittescher Gneises und damit auch der Brünner Masse der Annahme eines nachdevonischeu, jedoch vorkulmischen Alters zu, obwohl Radim Kettner und Karl Zapletal inzwischen an mehreren Orten Gerölle der Brünner Masse im auflagernden Devon gefunden hatten.

Die von seinem Vater entwickelte Vorstellung eines einseitigen Baues der Alpen und die sich daraus entwickelnde Anschauung von dem großen Anteile weitreichender Überschiehungen und Decken am Baue der Alpen und anderer Kettengehirge ließen auch ihn das Vorhandensein einer großen Bewegungsfläche an der Grenze zwischen dem Moldanubischen und Moravischen Gebirge zur Erklärung der Rätsel in Bau und Gestein möglich erscheinen. Dieser Gedanke beschäftigte ihn seit langem. Wiederholt hatte er schon auf die verkehrte Lagerung im Hinblicke auf die Metamorphose hingewiesen. Doch nur zögernd wagte er sich an die weittragende Folgerung heran und erst 1910 sprach er es offen aus: Das Moldanubische Grundgebirge ist weithin über das Moravische geschoben worden. Durch die tiefgreifende Ahtragung tritt dieses in den Fenstern der Schwarzawaund der Thayakuppel zu Tage. Reste des Moldanuhischen sind am O-Rande der Thayakuppel bei Frauendorf au der Schmieda, südöstlich von Znaim an der Thaya und im Mißlitzer Horste erhalten. Die Brünner Masse wurde nicht mehr üherwältigt. Auf den Bewegungsvorgang geht auch die ausgedehnte Verformung und die Um-, hzw. Neubildung des Mineralhestandes im Moravischen zurück. So erhielt auch der Bittescher Gneis sein heutiges Aussehen durch Auswalzung einer großen Granitmasse zu einer langgestreckten Decke. Das Auftreten besonders wenig veränderter — wahrscheinlich devonischer — Gesteine im Innern der Kuppeln deutete er durch die Annahme eines geringeren Grades der Durchbewegung in der Tiefe gegenüber derjenigen in den stärker verschobenen Hangendteilen. Parallel zum Überschiebungsvorgange ging die Veränderung der moldanubischen Schiefergneise an der moravischen Grenze in grobschuppige Glimmerschiefer durch rückschreitende

Umwandlung oder Tiefendiaphthorese (1912) vor sich. Das Ahbiegen der moldanubischen Gesteine im Bereiche der Glimmerschieferzone in das Streichen der moravischen Grenze betrachtete er als eines durch die Überschiebung erzwungenes. In den granitischen Körpern im Moldanubischen sah er mitverschleppte erstarrte Massen, die in der Glimmerschieferzone gelegentlich Verformungsspuren besitzen, die er auf den Überschiebungsvorgang bezog. Diese große Bewegung spielte sich am Ende des Devons und vor der Ablagerung des Kulms ab, wie die Gerölle von Bittescher Gneis und von moldanubischen Glimmerschiefern im mährischen Kulm und der allmähliche Ühergang des unveränderten fossilführenden in umgewandeltes Devon in der Kwietnitza 1) und am N-Rande der Thayakuppel hezeugen. Die hohe Metamorphose der moldanuhischen Gesteine ging in großer Rindentiefe (Bathosphäre) vor sich; doch beteiligten sich an ihr in hohem Grade die ästig verzweigten granitischen Batholithen. Im Moldanubischen dürfte nicht nur das Vorkambrium sondern auch nach der Ansicht von K. Hinterlechner und E. Weinschenk das mittelhöhmische Altpaläozoikum in metamorpher Ausbildung vertreten sein. Er vermutete dies aus einer gewissen stofflichen Ähnlichkeit der magmatischen und sedimentären Gesteine Mittelhöhmens und des Moldanubischen. Da nun im Moravischen das Devon, wenn auch metamorph, in rheinischer Fazies entwickelt ist, so bedeutet die moldanuhisch-moravische Grenze auch die Scheide zwischen der höhmischen und rheinischen Entwicklung des Altpaläozoikums. Zerschnitten wird der Bau von der Boskowitzer Furche und inrer südwestlichen Fortsetzung der Diendorfer Störnng. Die moldanuhische Üherschiehung läßt sich nach NO infolge jüngerer Bedeckung zunächst nur lückenhaft verfolgen. Erst in den Sudeten und im Gesenke tritt das Grundgehirge in breiter Entwicklung wieder geschlossen auf. Wiederholte Begehungen haben nun seine 1897 aus den Beckeschen Aufsammlungen gewonnenen Eindrücke bestätigt. Bereits 1903 hatte er nachdrücklich darauf hingewiesen, daß im schlesischen Vorlande zwischen Frankenstein und Strehlen die Gesteine "moravisches Streichen" hesitzen und sich scharf von den NW-ziehenden Eulegneisen absondern entlang einer großen "ihrer Natur noch nicht erforschten Dislokation", an der der variszische Bogen geknickt ist. Die kristallinen Schiefer des Hohen Gesenkes ähneln zwar denen der moravischen Kuppeln, sind aber nicht in dem hohen Ausmaße von der moldanubischen Schubmasse in Mineralbestand und Gefüge verändert worden, da die Reichweite der Überschiehung nicht so groß war wie im S. Am Ausstrich der Bewegungsfläche (Ramsaulinie) fehlt der Bittescher Gneis. Die an sich geringen Unterschiede bewogen ihn, diesen Bereich des Hohen Gesenkes nicht moravisch sondern silesisch zu nennen. Damit war im wesentlichen seine vieljährige Arheit über das Verhältnis von Moravisch und Moldanuhisch beendet.

Für die Folgezeit stellte er sich weitreichende Aufgaben: Durch sein Ausscheiden aus dem Verbande der Geologischen Reichsanstalt (1908) hatte er ja größere Freizügigkeit gewonnen. Sie waren u. a. im Anschlusse an seine Untersuchungen in der weiteren Umgebung von Joachimsthal dem N-Rande der Böhmischen Masse gewidmet. Jenseits des Fichtelgehirges tritt, wie schon die Aufnahmen C. W. Gümbels zeigen, bei

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>) Das devonische Alter wurde inzwischen von Josef Svoboda und Ferdinand Prantl (1951) durch den Fund von Versteinerungen erwiesen.

Münchberg ein großer elliptischer Körper hochmetamorpher Gneise im Bereiche grüner Gesteine und kaum veränderten Paläozoikums in einem rätselhaften Verbande auf. Begehungen im Jahre 1913 brachten ihm die Überzeugung, daß das befremdende Zusammenvorkommen so verschiedenartiger Gesteine, die eigenartigen Grenzbildungen, die abweichende Zusammensetzung und die muldenförmige Lagerung der Gneise nur durch eine Überschiebung dieser (moldanubischen) Masse aus dem SO über den Fichtelgebirgsgranit erklärbar seien. Diese Deutung übertrug er vier Jahre später auch auf das Frankenberger Zwischengebirge, einem Grundgehirgsstreifen, ähnlich der Münchberger Gneismasse, zwischen dem Erzgebirge und dem Sächsischen Granulitgebirge, auf Grund der von Franz Koßmat und Kurt Pietzsch geschilderten Zusammenhänge. Außer diesen beiden Forschern haben sich Anton Wurm, Karl Hermann Scheumann und seine Mitarbeiter einige Jahre später der Auffassung von F. E. Sueß angeschlossen, andere wie Hans Cloos, Hans Rudolf von Gärtner dagegen ausgesprochen.

Der Weltkrieg 1914-1918 mit dem Zerfalle der Österreichisch-ungarischen Monarchie machte seinen großräumigen Begehungen in der Böhmischen Masse ein jähes Ende. In seinen Arbeiten traten nun theoretische Erwägungen stärker in den Vordergrund und manche kühne Gedanken wurden geboren. Die Zeit der erzwungenen Muße während des ersten Weltkrieges benützte er u. a. zur völligen Umarheitung der Neumayrschen Erdgeschichte und zur Abwehr der abfälligen Kritik an seinen Moravischen Fenstern durch R. Lepsius, F. Kretschmer und K. Hinterlechner. Außerdem nahm er Bezug auf die letzten Arbeiten F. Beckes und seiner Mitarbeiter im Niederösterreichischen Waldviertel (1913) und auf die vielversprechenden Untersuchungen von Bruno Sander. Einige Jahre vor dem Weltkriege nämlich hatte dieser Forscher (1911) eine neuartige Betrachtungsweise in die Geologie und Gesteinskunde eingeführt, die den zeitlichen Zusammenhang zwischen Kristallisation und Korn für Kornbewegungen im Gefüge eines Gesteines im Auge hat. Sie erlaubt so Schlüsse auf geologische Ereignisse, wie sie Sander, gestützt auf eigene Begehungen im Waldviertler und im Mährischen Grundgebirge, sowie auf die Angaben in Veröffentlichungen, bereits 1914 gezogen hat. Unser Meister fühlte sich in dieser neuen Begriffswelt sogleich heimisch, zumal sie nicht nur seinen eigenen Gedankengängen sehr entgegenkam, sondern ihm auch neue Ausdrucksmöglichkeiten und schärfere Formulierungen erlaubte. Damit bahnte er neben Fr. Becke (1916) den bisher wenig beachteten Arbeiten B. Sanders den Weg in die weitere Öffentlichkeit, so auch nach Nordamerika (Eleonora Bliß-Knopf). Da er selbst Gefügeuntersuchungen bloß an wenigen Gesteinen in der Art vor B. Sander durchgeführt hatte, so wandte er die petrotektonische Betrachtungsweise nur in großen Zügen an: Demnach ist der Bau des Moldanubischen im wesentlichen vorkristallin, seine Metamorphose unter dem Einflusse der mächtigen Granitkörper spannungslose Abbildungskristallisation eines älteren Gefüges bis zur völligen Verwischung der Spuren älterer mechanischer Einflüsse und Ausgangsgefäge. Nur die Gesteine der Glimmerschieferzone und des Moravischen sind durch Deformationskristalloblastese ausgezeichnet. Den böchsten Grad der Umwandlung stellen die Cordieritgneise am Granit dar. Die Umrisse der Orthogneise wie des Gföhler Gneises und der Granulite bilden nicht mehr die

ursprüngliche Intrusionsform ab, sondern ihre Lagerungsweise und die Verformung der kristallinen Schiefer in ihrem Liegenden, z. B. bei Dürnstein, sprechen für die Überfaltung des Gföhler Gneises auf die Schiefergneise unter Erzeugung eines großartigen tektonischen Mischgesteines, des Seiberer Gneises von F. Becke. Im übrigen ist der alte vorgranitische Faltenbau des Moldanubischen unter dem Einflusse der Granitintrusion in größerer Rindentiefe weitgehend umgestaltet worden, wobei sich das Parallelgefüge der Schiefer sich den Umrissen der Granitkörper anschmiegt. Von diesen batholithischen Massen geht eine kräftige Durebaderung der Gneise aus teils in selbständigen Gängen, teils in der Anregung eines lebhaften Stoffaustausches zwischen den einzelnen verschiedenartig zusammengesetzten Lagen oder an Spalten und Klüften und anderen Lockerstellen im Gesteine. Diese letztere z. T. sekretionäre Äderung ist demnach gleichzeitig mit der allgemeinen Metamorphose erfolgt.

Die Vorstellung eines reliktischen verwickelten vorgranitischen Faltenbaues hat er jedoch bald (1926) verlassen, zugunsten eines einfachen ziemlich wenig gestörten Baues gleich dem des Altpaläozoikums in Mittelböbmen. Unter diesem Gesichtspunkte deutete er die Granulite als katakristalline Quarzporphyre und deren Tuffe, die mit ihnen vergesellschafteten Eklogite und Pyropolivinfelse als Intrusionen basischer Magmen in den sauren Ergüssen (1926, 1937). Die starken Faltungserscheinungen in den moldanubischen Gneise führte er dann auf das seiner Meinung nach vom Vorkambrium bis ins Perm anhaltende Aufsteigen gewaltiger z. T. lagerförmiger granitischer Massen, die oft ihre Nachbarschaft unter sich, "subbatholithisch", begrabend, sie und ihre weitere Umgebung durchwärmten und so den hohen Grad der Umwandlung bewirkten. Die durch die Tiefenkörper erzwungene Anpassung des Streichens der Umgebung an deren Umrisse, verbunden mit einer nachtektonischen Katametamorphose unter Vernichtung des alten Gefüges bezeichnete er als Intrusionstektonik. Alle Verschiedenheiten des Mineralbestaudes und des Gefüges innerbalb des Moldanubischen sind nur örtliche Abwandlungen, bedingt durch die Ausgangszusammensetzung des Gesteins und seiner Entfernung vom wärmespendenden Granite. Der Bereich der Intrusionstektonik ist ein Rindenstück, in dem die Metamorphose bis nahe an die Erdoberfläche gewirkt hat. Tektonisch steht sie außerhalb des eigentlichen Faltungsbereiches des Variszischen Gebirges. Sie bildete, formte und überwältigte diesen als "Erzeugende Scholle". Aus ihrem Untergrunde stiegen die großen Intrusivmassen des basaltischen Urmagmas auf, schmolzen dabei das Nebengestein ein und nahmen so pazifischen Charakter an. Aber die Intrusionen blieben nicht auf den Raum der Intrusionstektonik beschränkt, sondern drangen im Laufe der Zeit auch in den Faltenbereich und schließlich bis zum Vorlande vor. Im Variszischen Gebirge trennte F. E. Sueß also eine "innere", von der erzeugenden Grundscholle überwältigte, zu Decken und Falten verformte, metamorph gewordene und eine "äußere", jedoch von der erzeugenden Masse nicht mehr erreichte und daher im Mineralbestande und Gefüge nicht mehr metamorphe Zone. Auch diese ist oft in Falten und Decken gelegt, gelegentlich sitzen auf ihr noch Klippen der inneren Zone, die von der erzeugenden Scholle vor sich her hewegt worden sind. Für die erzeugende Scholle schlug er den Namen Bohemiden, für die innere Zone (Erzgehirge) Saxoniden, für den Streifen von grünen Gesteinen im Liegenden der Münchberger Scholle Thuringiden, für die Hauptmasse der äußeren Zone Rheniden und für den karbonen Außensaum Westfaliden vor. Er hat aber diese Bezeichnungen zugunsten der von F. Koßmat (1927) aufgestellten gleichalterigen fallengelassen. Als einen besonderen Teil in der Böhmischen Masse schied er den Bereich zwischen der Mittelsächsischen und Ramsauüberschiehung den Lugischen Raum aus. Er ist gekennzeichnet durch ein autochthones Grundgebirge vergesellschaftet mit rheinisch-sudetischem Altpaläozoikum und den moldanubischen Deckschollen der Eule und des Spieglitzer Schneeberges. Im Eisengebirge tritt das Lugische mit dem Moldanubischen in noch ungeklärter Weise in Berührung. Vielleicht bildet sein Paläozoikum bei Hlinsko unter dem Barrand ein Fenster (1938). Dem Lugischen Raume fehlt ein geordneter Falten- und Deckenbau. Große Teile sind in die Intrusionstektonik einbezogen. Der allgemeine Bau ist durch das Auftreten von zahlreichen NW-streichenden Störungen (Karpinskysches System) schwer durchsichtig. Da im Lugischen Bereiche und im Moravischen das Paläozoikum in rheinischer Ausbildung vorliegt, so ist die Moldanubisch-moravische Überschiebung im nördlichen Teile nicht mehr gleichzeitig auch die Grenze verschiedener Faziesbezirke (1935).

Den verwickelten Bau der Böhmischen Masse deutete er durch die Annahme mehrerer verschieden gerichteter zeitlich aufeinanderfolgender Bewegungen: Zuerst schoh sich das Moldanubische von S her auf die rheinisch-sudetische Fazies (Altmoldanuhische Bewegung). dieser Schubmasse liegen als Deckschollen im Spieglitzer Schneeberge und in der Eule. Anschließend wurde nun der ganze Körper ostwärts auf das moravo-silesische Vorland unter so scharfer Zusammenpressung bewegt, daß es nicht zu einer Intrusion des Magmas im Untergrunde der Schubscholle und auch nicht nach der Bewegung kam. Unter dem Einflusse dieser Uberschiebung wurde das Moravo-silesische zu Deckenumgestaltet. Während diese beiden großen Bewegungen noch vorkulmisch sind, ist der dritte Bewegungsakt, der jnng moldanubische Vorschub, die Überfahrung des ursprünglich mit dem Moldanubischen verschweißten Erzgebirges durch die erzeugeude Schoile nachkulmisch. Zeugen dieses Ereignisses sind die Deckschollen von Münchberg, des Frankenberger Zwischengebirges und des Sächsischen Granulitgebirges. Unter dem Einflusse der großen Schubbewegungen haben sich in der durch das erstarrte Magma versteiften Zone der Intruktionstektonik an der Basis des Moldanubischen wie auch in seinem Inneren Ablösungsflächen mit diaphthoritischer Verschieferung der Gesteine herausgebildet. Diesem Vorgange verdanken nach seiner Auffassung die Glimmerschiefer an der moravischen Grenze, die von Hohenfurt, im Künischen Gebirge u. a. ihre Entstehung. Der 4. Akt umfaßt die Zersplitterung des Gebirges, besonders des Lugischen Raumes entlang NW-NNW streichender Brüche und Überschiebungen, an denen es stellenweise zu beträchtlichen Bewegungsausmaßen gegen SW gekommen ist (Elbtalüberschiebung u. a.). Hieher zählt er auch die Überschiebung des Eisengebirges über die Antiklinale von Swratka.

An Widerspruch gegen "Begriff und Bedeutung der Intrusionstektonik" fehlte es nicht. So wurde sie von Hans Cloos abgelehnt auf Grund eigener und der Untersuchungen seiner Mitarbeiter an etlichen nachtektonischen Granitkörpern des Variszischen Gebirges in Mitteleuropa. Neben grundsätzlichen Unterschieden in den Auffassungen beider Forscher wie in der

Wertung der gestaltenden Beteiligung des Magmas am Gebirgsbaue beruhte der Gegensatz der Meinungen zum guten Teile in der Arbeitsweise. H. Cloos beschrieb — allerdings nur freiäugig — das bisher nur wenig oder gar nicht beachtete Fließgefüge, die Klüftung und ihre gelegentliche Füllung in den Massengesteinen durch deren jüngere Differentiate. Dabei konnte er eine gesetzmäßige Lage der Gefügeelemente zueinander feststellen, die er zur Ergründung der Gestalt der Magmenkörper verwandte (Granittektonik). Dies bezweifelte jedoch F. E. Sueß, da er dem ursprünglichen Fließgefüge nur eine untergeordnete Rolle zuschrieb und die Klüftung selbst auf einen jungen kretazisch-alttertiären tektonischen Vorgang im Zusammenhange mit den Karpinskyschen Störungen bezog, obwohl schon F. Becke (1892, 1903) und B. Sander die räumliche Verknüpfung beider Gefügeelemente z. B. in den Kristallinen Schiefern wiederholt betont hatten.

Auch seine Darstellung des Baues des Variszischen Gebirges wurde von manchen Forschern, wie André Demay, Leopold Kober und anderen umgedeutet. So stellte man z. B. seiner Vorstellung die eines zweiseitigen variszischen Orogens gegenüber, wonach dem nordbewegten Stamme als Gegenflügel die moravisch-silesischen Falten und ihre angenommene Fortsetzung im S-Schwarzwalde und im Französischen Zentralplateau entsprechen sollten. Doch birgt weder der südliche Schwarzwald noch das Französische Zentralplateau etwas dem Moravischen entsprechendes, sei es dem Gesteine, sei es der Metamorphose oder der Stratigraphie nach. Auf der anderen Seite verband Franz Koßmat das Erzgebirge mit dem Moravischen (Schwarzawakuppel) zu einem Ostvariszischen Bogen im abgewandelten Sinne einer Vorstellung von Eduard Sueß und vereinigte damit zwei Bereiche völlig verschiedenen Baues und anderer Geschichte miteinander.

Nach und nach zog Franz E. Sueß auch andere Gebirge der Erde in den Kreis seiner Betrachtungen, um die Tragfähigkeit seiner Vorstellungen zu überprüfen. Allmählich wuchs unter seiner Hand der riesige Stoff zu einer großzügigen Synthese der Gebirgsbildung heran. Immer wieder ergänzte er seine Ansichten über den Bau uud die Entstehung eines Gehirges und seiner Metamorphose oder änderte sie ab teils durch persönlichen Einblick auf größeren Reisen, z. B. iu die Alpen Österreichs und der Schweiz, nach Schottland, Spanien, Südafrika, in die Appallachen, teils durch das Einheziehen neuerer Anschauungen wie derjenigen von Emile Argand, Helge Backlund, Pentti Eskola, Rudolf Staub, Eugen Wegmann u. v. a.

Wenige Jahre vor seinem Ahleben faßte er seine Auffassungen vom Werden der Kettengebirge in erweiterter und verallgemeinerter Form zusammen als "Bausteine zu einem System der Tektogenese", die er aus den alten und jungen Gebirgen Mittel-, West- und Nordeuropas, Nord- und Süd-Amerikas und der Arktis zusammengetragen hatte. Noch vor dem Ahschlusse des 3. Teiles erlöste ihn der Tod von einem qualvollen Leiden. Die aufopfernde Arheit Prof. Dr. Julius von Pias ermöglichte aher die Herausgabe. Bei der Überfülle des zu verarbeitenden Stoffes ließen sich ab und zu Unausgeglichenheiten und Mißverständnisse nicht vermeiden. Aber auch Gegner seiner Ansichten werden der Großartigkeit seines Gedankengehäudes schwerlich ihre Anerkennung versagen. Im Mittelpunkte der Studien steht das allgegenwärtige "ubiquitäre" kristalline Grundgebirge. Aus den geologischen Ereignissen in diesem lassen sich oft weitgehendere Schlüsse auf das Ge-

schehen im Deckgebirge in- und außerhalb des Faltenbereiches ziehen als aus einer nur auf Falten in der Sedimenthülle und auf die Lücken in ihrer Schichtfolge gegründeten Tektonik. Seiner Bildungsweise und seiner Rolle im Bau eines Gebirges ist der größte Teil der Arbeit gewidmet. In seinen Ansichten steht F. E. Sueß mitunter im Gegensatz zu herrschenden Auffassungen. So lehnte er H. Stilles Betrachtungsweise in der Tektonik ab. "die das zeitliche in der Tektonik dem räumlichen voranstellt" und "als den alleinigen Grundsatz für die Einteilung tektonischer Vorgänge gelten lassen will". Die einzelnen übrigens sehr verschiedenwertigen Faltungen sind meist nur Zeitmarken innerhalb eines einheitlichen gebirgsbildenden Vorganges, gekennzeichnet durch das Eingreifen von Transgressionen. Die Vorstellung der einseitigen Anlage der Gebirge teilte er mit seinem Vater. Die nachweisbaren gegensätzlichen Bewegungen, die andere Forscher zur Anuahme eines symmetrischen, bzw. zweiseitigen Baues eines Orogens führten, erklärte er durch einen Rückstau im Verlaufe der Schollenbewegung. Eine Naht oder Narbe ist nicht vorhanden. Auch die Vorstellung von Geosynklinalen im Sinne von Emil Haug als alte erdumspaunende Schwäcbezonen, aus denen sich durch Schrumpfung des Erdkernes die Faltengebirge ableiten sollen, ließ er nicht gelten, da die Orogene nicht zweiseitig symmetrisch sind. Er führte vielmehr die Gebirgsbildung zurück auf eine Wanderung von Kontinentalschollen gegeneinander im Siune von Alfred Wegener und Emile Argand, wobei sich die eine Scholle auf die andere bewegt und das Vorland dabei zu einer Rand- oder Saumtiefe hinabbiegt. Die Sedimente werden vor sich zu Falten, zu Decken zusammengeschoben und überfahren unter Bildung eines Kontinentalrandgebirges. Ein solches ist nichts anderes als die mit dem Kontinente wandernde Vortiefe. Kennzeichnende Beispiele sind die Anden Nord- und Südamerikas, von denen die ersteren den Randwulst des Laurentischen Schildes darstellen,

Für die Gestalt eines Faltengebirges siud maßgebend die Lage, Ausbildung und Umgrenzung der wandernden erzeugenden vor ihrem Zusammenschluß mit der vorliegenden Scholle. Damit gliedert sich ein Gebirge in eine aufgeschobene lastende den Faltenbau erzeugende Scholle, in die belastete mit metamorphem Falten und Deckenbau und in die unbelastete Zone mit nichtmetamorphem Falten- und Deckenbau. An der Stirne der Erzeugenden entwickelt sich während der Gebirgsbildung, wie schon erwähnt, eine Vor- oder Saumtiefe, die man zur Not als Geosynklinale bezeichnen kann. Ihre Gesteine können im Verlaufe der Schollenwanderung selbst in die Gebirgsbildung einbezogen, überwältigt und metamorph werden so wie das Pennin in den Alpen. Nicht selten staut sich die Erzeugende an der vor ihr aufgestapelten Deckenmasse zurück unter Ausbildung gegensinnig gerichteter Überschiebungszonen im Grundgebirge. Erwähnt seien: die Insubrische Zone in den Alpen und die Moine-Überschiebung in Schottland. Der Hochstau der sich aufschiebenden Erzeugenden zieht das basaltische Magma an seiuer Unterseite sozusagen nach und veranlaßt es zum Aufstieg im aufsplitternden Stirngebiete der lastenden Scholle und in den zerrütteten Randteilen der Vortiefe, begleitet von einer Migmatitfront. Dabei schmilzt es von unten und vou der Seite her die Umgebung auf und nimmt so pazifischen Charakter an. Das Magma wird aber nicht syntektonisch in den werdenden Faltenbau miteinbezogen, da es dem eigentlichen Faltenraum nicht entströmt. Die am Rande der Scholle aufsteigenden Magmen krönen nicht selten als Vulkane die jungen Gebirgsketten, wie z. B. in den Anden, in den Bögen der Sunda- nnd Japanischen Inseln u. a. Beim Weiterschreiten der Erzeugenden werden nun die einst vor ihrer Stirn in der zertrümmerten Randzone zu Zentralgraniten erstarrten Magmen selbst noch verformt und zu Zentralgneis metamorph, dabei in den Faltenund Deckenbau miteinbezogen unter den Bedingungen der Tauernkristallisation. Trotz der langen Spanne vom Beginne der Wanderung bis in die nachtektonische Zeit haben die die Intrusionstektonik in der erzeugenden Scholle verursachenden Magmenkörper ihre Sippeneigenschaften bewahrt, z. B. im Moldanubischen vom Vorkambrinm bis ins Perm. Ihrem Ursprunge nach siud die Magmen so wie die erzeugende Scholle selbst außerhalb des Orogens gelegen. Ihr Eindringen übertrifft, da es ja mit dem Wandern der Scholle einsetzt und ihr Aufstieg die tangentiale Bewegung überdauert, den Zeitranm der Gebirgsbildning weit. Nur in einem solchen gedehnten Sinne kann man von einer syntektonischen Intrusion sprechen. Dagegen stieg im Gefolge nachtektonischer Zerstückelung des Gebirges atlantisches Magma empor, das sich durch Differentiation unmittelbar aus dem unvermischten basaltischen Urmagma entwickelt hat.

Die während der Gebirgsbildung auftretende Metamorphose läßt sich räumlich in drei, oft nebeneinander vorkommende Gruppen aufspalten:

- 1. in die periplutonische,
- 2. in die hypokinematische nnd
- 3. in die enorogene Regionalmetamorphose.

Von diesen sind die beiden ersteren an die erzengende Scholle gebanden, während die dritte innerhalb des Orogens während und nach der Überfahrung vor sich geht.

Die periplutonische Regionalmetamorphose stellt sich im wesentlichen im Grenzbereiche zwischen dem lange hochtemperierten Teile der Oherkruste und der magmatischen Unterlage ein. Dabei entwickelt sich unter der Mitwirkung der dem aufsteigenden Magma entströmenden Gase und der ausstrahlenden Wärme ein Stoffaustausch, eine Diffusion, zwischen abweichend zusammengesetzten Gesteinen, ohne daß es zu einer eigentlichen Stoffzufnhr ans dem Magma in seine Umgebung kommt. Dies gilt besonders von den reaktionsempfindlichen Alkalien. Die Alkalifeldspate und die Ghmmer in den kristallinen Schiefern leiten sich nicht aus dem Magma ah, ebensowenig ist dieses an den scheinhar Blatt für Blatt geaderten Mischgesteinen stofflich beteiligt, auch wenn diese in der Nachbarschaft eines älteren Massengesteines auftreten und räumlich eine differentielle Anatexis und Übergänge in granitisch erstarrte Massen pazifischer Zusammensetzung zeigen. Solche Felsarten werden als Entmischungen aufgefaßt, deren Stoffe von der Gesteinsmasse, in der sie stecken, selbst geliefert worden sind. Diese Erscheinungen treten in der Nachbarschaft der Granite hesonders verstärkt auf. Die Annahme einer eigenen granulitischen oder eklogitischen Fazies der Metamorphose im Sinne Pentti Eskolas ist nicht notwendig, da deren Gesteine ihre hesondere mineralogische Zusammensetzung nur der Wasserarmut verdanken, sonst aber alle Grade der Metamorphose wie ihre Umgebung besitzen. Die periplntonische oder kataregionale Metamorphose läßt sich zurückführen auf die heim radioaktiven Zerfall von Elementen freigewordenen Wärmemengen, die unter der erzeugenden Scholle angehäuft wurden. Sie entwickelte sich rasch ohne räumliche Einschaltung einer Zwischenstufe aus unveränderten Gesteinen. Der Vorgang überdauerte auch die beim Emporsteigen des Magmas ausgelösten Bewegungen im Nebengesteine und ist damit nachtektonisch. Im Hangenden, an den Ästen der Batholithen, wo die starke Durchwärmung wesentlich kürzer ist, wird sie von der Kontaktmetamorphose abgelöst. Sie umfaßt also alle thermischen, stofflichen, strukturellen Veränderungen vom Hornfels bis zum Migmatit im Bereiche der Intrusionstektonik.

Letztere ist eine vom aufsteigenden Magma erzeugte Lagerungsform der seitlich ausweichenden und sich damit dem Magmaumrisse anschmiegenden Nachbarschaft, wobei die begleitende periplutonische Regionalmetamorphose alle Spuren älteren Gefüges durch Umkristallisation verwischt. Die sichtbaren Bewegungsspuren sind nichtorogener Entstehung, sondern rühren von der mechanischen Einwirkung der Granite bei ihrer Platznahme her, sind also eine rein örtliche Erscheinung. Hieher gehören die Falten in den hochmetamorphen kristallinen Schiefern und die Zerstückelung der Amphibolite und Aplite in den Gneisen und Marmoren mit den Reaktionssäumen an den Bruchrändern. Zum Teil mögen solche Erscheinungen einem älteren Abschnitte des Aufdringens des Magmas angehören. Verschiedenaltrige Kristalloblastesen im Moldanubischen sind nur zeitlich abgestufte Aufeinanderfolgen im Rahmen der Intrusionstektonik, reichend vom Vorkambrium his ins Perm. Nach den Verhältnissen in den "Metamorphen Inseln" Mittelböhmens zu schließen, hat aber weder vor noch nach der Intrusion eine eigentliche tektonische Umformung des Gesteines stattgefunden. Die Bewegungen führten nur zu einer Anpassung der Gesteinskörper in ihrem Streichen an die Umrisse der Batholithen, d. h. zu einer Schlingentektonik.

Während der Wanderung kann es auch in der erzeugenden Scholle zu Gleitungen und damit zu Veränderungen im Mineralbestand und Gefüge innerhalb bestimmter langgestreckter Zonen kommen. Diese Umwandlung wird als hypokinematische Regionalmetamorphose bezeichnet. Solche Verschieferungszonen treten an der Basis, aber auch im Innern der Scholle auf. Sie gestaltete die ältere ungeordnete Struktur der Intrusionstektonik um in eine neue mit beharrlichem Streichen auf weite Strecken. Bezeichnend für diese Art der Umwandlung sind die Tiefendiaphthorite, nachträglich mesofaziell umgewandelte periplutonregionalmetamorphe Gesteine. Solche derartig veränderte Bereiche im Gebiete der Intrusionstektonik sind z. B. die Antiklinale von Swratka, das Erzgebirge, die moldanubische Glimmerschieferzone u. a., in Schottland das Moinian. Dieser Typus der Metamorphose findet sich also da, wo das Vorland die Erzeugende beim Aufschub behinderte, so daß der Rand der Scholle zersplittert und znsammen mit verschleiften Teilen des Vorlandes zu einem hochgestauten Deckengebäude umgestaltet wurde. Zu dieser Art von gehemmten Kontinentalrandgebirgen gehören auch die Alpen zwischen Europa und Afrika.

Die enorogene Regionalmetamorphose ist die während der Gebirgsbildung innerhalb des von der erzeugenden Scholle überwältigten Rindenstückes vor sich gehende Umwandlung des Gesteins im starren Zustande. Sie ist vorzugsweise nach-, nur untergeordnet auch mittektonisch. Die Mineralfazies entspricht hier der Epi- bis Mesostufe. Aher gegen die

Tiefe zu kann auch der Grad dieser Metamorphose besonders in der Nachbarschaft nachtektonischer Intrusionen zunehmen. Sie entwickelt sich infolge des Staues der aus der Tiefe aufsteigenden Wärme unter der auflagernden mächtigen erzeugenden Scholle. Sie führt zu einer Sammelkristallisation, verbunden mit lebhaftem Stoffaustausch und damit örtlich zu einer Anreicherung von Albit teils in Gestalt von Porphyroblasten wie solcben von Staurolith, Granat, Glimmer u. a. teils als typomorphe Neubildung nach einem basischen Plagioklas (Saussurit). Die Annahme einer eigenen geosynklinalen Metamorphose, erzeugt durch syntektonische Intrusionen oder unter der Geosynklinale steckender Magmen etwa im Sinne P. Termiers wird dadurch hinfällig. Es ist vielmehr das Magma der heutigen Zentralgneise von der Unterseite der erzeugenden Scholle aus in den werdenden Faltenbau der der Schubmasse vorgelegenen Saumtiefe entlang von Zertrümmerungsstreifen eingedrungen und erst nach seiner Verfestigung überfahren und von der Gebirgsbildung überwältigt worden. In diesem Sinne gibt es bloß vor- und nachorogene Intrusionen. wechselten im Laufe der Zeit räumlich die enorogene und die periplutonische. so daß in diesem Falle ein Orogen zu einem Gebiete der Intrusionstektonik wurde oder umgekehrt.

In der zonaren Gliederung eines Gebirges traten manche Störungen ein, z. B. durch Scharung also durch schiefes Auftreffen zweier erzeugender Schollen beim Aufschub auf das gemeinsame Vorland. Die vorgetriebenen Falten zwängten sich dabei in die tiefe Fuge zwischen den beiden Großschollen bis zur Zerschneidung der Falten ein. Dem Außenrande zu gleicht sich die knickförmige Krümmung immer mehr aus. Erwähnt seien hier hloß die Variszisch-armorikanische Scharung und der Grenzbereich von Alpen und Karpathen.

Außer dem Gegeneinandertreiben der Schollen kam es gelegeutlich zum Bersten einer Scholle und zum Abwandern der Bruchstücke. So bat sich in geologisch junger Zeit das Kaledonische Gebirge in Nordeuropa

zerspalten dureb das Abtriften von Grönland.

Beim Zusammenschub der erzeugenden und der vorgelegenen Scholle ist es mitunter weit im Innern des Vorlandes durch den Stau zu Zertrümmerungen und Gleitungen gekommen, oft unter kräftiger Faltung des Deckgebirges. Manche dieser Streifen sind zu großen Gebirgen aufgepreßt. Ihre Grundschollen sind nicht seiten an schrägen Sprüngen verschoben. Sie werden Kontinentalinnengebirge genannt und entsprechen den Grundfalten Emile Argands. Sie spielen in der jüngeren Tektonik Eurasiens eine große Rolle (Kaukasus, Innerasiatische Ketten, anschließend an den Alten und Jungen Scheitel bis an den Himalaya u. a.).

Aus der Fülle der Beispiele sei hier bloß auf die drei wichtigsten Gebirge in Europa hingewiesen: die Alpen, das Variszische und Kaledonische Gebirge. Trotz aller Abwandlungen in ihrem Stile baben diese Orogene eine gleiche dreigliederige Anlage. Allerdings ist nicht immer die erzeugende Scholle erhalten gehlieben. Die Alpen gliedern sich in die Helvetiden mit nichtmetamorphem Falten- und Deckenbau, in die belasteten Penniden mit metamorphem Deckenbau und in die lastenden Austriden oder Dinariden als erzeugende Scholle. In dieser ist der Bereich der Intrusionstektonik aus der Zeit während und nach der Schollentrift durch die Abtragung noch nicht aufgeschlossen, wohl aber sind in dem austridischen Grundgebirge

z. T. noch Reste einer älteren Intrusionstektonik mit ihrem Schlingenbau und der periplutonischen Regionalmetamorphose erhalten, wenn auch meist von der alpinen Gebirgsbildung überarbeitet. Vereinzelte Ausläufer der jüngeren Intrusionstektonik stellen die periadriatischen Intrusivmassen dar. Sie würde in der Tiefe herrschen. Einem vorangegangenem Ahschnitte gehören, wie schon erwähnt, die Zentralgneise an. Da die erzeugende Scholle das austridische oder ostalpine Grundgehirge die Verbindung mit dem Vorlande, der Böhmischen Masse, erst zur Zeit der Alpenfaltung erhalten hat, so können moldanubische und moravische Gesteine im Ostalpinen Grundgebirge nicht erwartet werden. In der Tiefe der Dinariden wird die Wirkung des insuhrischen Rückstaues zugunsten des einseitig nordwärts gerichteten Vorschuhes erloschen sein.

Auch das Variszische Gebirge läßt trotz der starken Zersplitterung die Dreigliederung gut erkennen. Infolge des tiefgehenden Abtrages ist der Bereich der Intrusionstektonik, das Moldanubische Grundgebirge, in allen seinen Eigenheiten aufgeschlossen. Ibm gehören außer dem größten Teile der Böbmischen Masse der Schwarzwald, der südliche (Bergstrasser) Odenwald, die Vogesen und das Französische Zentralplateau an. Am N-Rande ist es durch den nachkulmischen jungmoldanubischen Vorschub im Erzgebirge, Spessart und im Böllsteiner Odenwalde in den metamorphen Faltenund Deckenbau der nächsten überwältigten und belasteten saxothuringischen Zone miteinbezogen. Einem Vorläufer dieser Bewegung, dem vorkulmischen altmoldanubischen Vorschub, gehört die Entwicklung der Antiklinale von Swratka mit ihrer als Deckschollen vorliegenden Fortsetzung dem Spieglitzer Schneegebirge und der Eule an. Damit im Zusammenhange steht die Umgestaltung des ebenfalls außerorogenen Lugischen. Auf die saxothuringische Zone folgt der breite Gürtel des nicht metamorphen Falten- und Deckenbaues die rhenoherzynische Zone (Thüringer Wald, Harz, Rheinisches Schiefergebirge, Ardennen) und schließlich das Vorland, aufgeschlossen im Brahanter Horste mit dem mächtigen karbonen Deckgebirge. Dagegen ist das Moravosilesische Gebirge entstanden durch Ostwärtsgleiten einer großen Scholle entlang eines scharfen Moldanubisch und Lugisch querdurchsetzenden Sprunges unter Ausbildung eines metamorphen Falten-und Deckenbaues, aber nicht begleitet von Intrusionen, die dem Untergrunde der moldanubischen Schollen entstammen. Doch hat, nach vereinzelten Andeutungen (1938) zu schließen, im Zusammenbange mit der Überschiebung im Moravosilesischen eine allerdings scharf ausgeprägte ortsgebundene Magmenförderung stattgefunden (Moravosilesische Batholithen und Bittescher Gneis). Ihre Produkte haben nachdevouisches Alter, sind aber noch vorkulmisch in erstarrtem Zustande metamorph geworden. Der Friedeberger Granit scheint ein nachtektonischer Spätling derselben magmatischen Gaugesellschaft zu sein.

Durch eine Scharung ist mit dem Variszischen Gebirge die Armorikanische Kette verhunden, ein Bestandteil der nichtmetamorphen Falten- und Deckenzone; dagegen fehlen die Vertreter des thüringisch-erzgebirgischen Gürtels. Von der erzeugenden Scholle im Sist nichts mehr erhalten: der biskaysch-aquitanische Block ist "wohl später losgelöst und zusammen mit dem zum armorikanischen Kontinente gewordenen Teilstücke mitgeführt worden". Er ist bloß aus seinen Wirkungen erschließbar. Die Fortsetzung der Variszischen Kette in Nordamerika stellt der südliche (herzynische) Teil der Appallachen

dar. Auch er besitzt denselben großzügigen Zonenbau wie der europäische Ast. Im NW ist er mit dem Nordamerikanischen Urkontinent (Laurentia) Die den Deckenbau mit seiner kristallinen Ausbildung verschweißt. erzeugende Scholle ist nicht mehr vorhanden.

Ebensowenig besitzen die Kaledoniden Skandinaviens und Schottlands sowie ihre Fortsetzung im kaledonischen Teile der Appallachen nördlich von New York einen zweiseitigen (symmetrischen) Bau, sondern verdanken ihre Entstehung einer Wanderung der Großscholle Laurentia-Grönland gegen SO. Der erzeugende Block hat sich nur mehr in Schottland als "Moinian" erhalten. Dieses ist hier mit der Zone der ursprünglich südostwärts überstürzten, nachträglich aber rückgestauten Falten und Decken des penninähnlichen "Dalradian" der Schottischen Kaledoniden in unmittelbarer Berührung. Es ist kräftig hypokinematisch metamorph. Die "Moine-Überschiebung" selbst gehört nicht dem kaledonischen Bau an, sondern durchschneidet ihn als jüngere Strukturfläche und verläßt ihn nach E. B. Bailey in Nordamerika. Sie ist daher nicht der symmetrische Flügel zur skandinavischen Überschiebung. Der die Skandinavischen Kaledoniden erzeugende Block ist die grönländische Scholle mit ihrer Intrusionstektonik. Sie wurde erst im Tertiär aus ihrem Zusammenhange mit Skandinavien losgerissen.

#### Benützte Unterlagen

Die Veröffentlichungen von Franz E. Sueß (Verzeichnis im Nachrufe L. Kölbls). Ein von ihm selbst verfaßter kurzer Lebenslauf (bis 1910 reichend).

Annalen des Naturhist. Hofmuseums, 1890—1892.

Verh. Geol. R.A., 1893—1909.

Mitt. Geol. Ges. Wien, 1908-1945/49.

Anzeiger Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. 1908-1939.

Leuchs, K.: Franz Eduard Sueß. — Almanach Österr. Akad. Wiss., 1945, S. 319—323. Kölbl, L.: Franz Eduard Sueß (Nachruf). — Mitt. Geol. Ges. Wien. 36-38/ 1945-1949, S. 267-284.

## Nachtrag zum Schriftenverzeichnis

Vortrag über die Reise nach Schottland. Lotos, Prag 1892.

Aufnahmsbericht: Blatt Gr. Meseritsch, Verh. Geol. BA., 1894/13, 1895/14-15, 1897/17-18, 1898/18.

Aufnahmsbericht: Blatt Trebitsch-Mährisch Kromau. Ebenda 1898/17, 1899/ 21-22, 1900/15-16, 1901/15-16.

Aufnahmsbericht: Blatt St. Pölten. Ebenda 1902/13—14.

Aufnahmsbericht: Blatt Brünn. Ebenda 1902/13—14, 1903/11, 1904/13, 1905/5.

Aufnahmsbericht: Blatt Drosendorf. Ebenda 1906/8—10, 1907/8, 1908/9, 1909/8. Die Moldavite, eine neue Gattung der Meteoriten. MonBl. wiss. Klub Wien 22/1901,

Die Eruptivmasse der südlichen Umgebung Brünns. Verh. naturforsch. Ver.Brünn 42/1903, S. 46.

Mitarbeit am Kommissionsgutachten, betreffend die Notwendigkeit unaufschiebbarer Maßregeln im Bergbaubetriebe zum Schutze der Karlsbader Heilquellen (31. Jänner 1907).

Mitarbeit am "Gutachten der vom k. k. Ackerbauministerium im Einvernehmen mit dem k. k. Ministerium des Innern und dem k. k. Handelsministerium eingesetzten Kommission zur Überprüfung der zum Schutze der Karlsbader Heilquellen gegen Berghauund Kaolinbetriebe erlassenen Vorschriften über die Beziehungen der im Marien Schachte II in Königswerth erschroteten Grubenwässer zu den Karlsbader Heilquellen." Wien 1908.

Moderne Theorien der Erdbeben und Vulkane. Scientia, Bologna 6/1909, Nr. 3—4. Vorläufiger Bericht über die Untersuchung der weiteren Umgebung von Joachimsthal. Anz. Akad. Wiss. Wien, math. nat. Kl. 48/1911, 308-309.

Über die Entwicklung der modernen Vorstellungen über den Bau der Alpen. Zeitschr.

Ing. Arch. Ver. Wien 66/1914, S. 593-594.

Kristallisationskraft und lineare Kraft wachsender Kristalle. Naturwiss. Wochenschr. 31/1916, 8. 697—701.

Können Tektite als Kunstprodukte gedeutet werden? CentrBl. Min. Geol. 1916,

8. 571--578.

Über das vulkanische Ries von Nördlingen. Mitt. Geol. Ges. Wien 9/1916, S. 95—101. Neuere Arbeiten zur Geologie des sächaischen Erzgebirges. Ebenda 10/1917, S. 142—149.

Zum Vergleiche zwischen variszischem und alpinem Bau. Geol. RdSohr. 14/1923,

S. 1—2.

Paläontologie und Weltanschauung. Zur Tagung der Paläontologischen Gesellschaft

in Wien. "Neue Freie Presse" Wien vom 4. Oktober 1923, S. 15-16.

Mitarbeit an deu Richtlinien für die Entnahme von Proben bei Bohrungen zum Zwecke einer geologischen Auswertung. (Referat v. W. Petrascheck.) "Petroleum" Wien 25/1929, Nr. 40, Referate des österr. Ausschusses f. d. Internat. Bohrtechnikerkongreß in Peris, 8. 1—2.

Bemerkungen zu E. Harmanns Oszillationstheorie. Zeitschr. D. Geol. Ges. 83/1931,

S. **359—36**0.

Zur Synthese des Variszischen Baues. Gibt es einen ostvariszischen Bogen? N. Jahrb. Min. Geol. Bd. 69/1932, S. 1-34.

Australites Geol. Magaz. London 72/1935, S. 288.

Allgemeine Bemerkungen zu H. R. v. Gärtners Studien im französischen Zentralplateau. Mitt. Geol. Ges. Wien, 30—31/1938, S. 215—227.

Bausteine zu einem System der Tektogenese III. Der Bau der Kaledoniden und die Schollendrift im Nordatlantik. Mitt. Geol. Ges. Wien, 36—38/1949, S. 29—130.

# Über geologische Aufnahmen beim Bau der Kampkraftwerke (Südliche Böhmische Masse)

#### Von Christof Exner

(Mit Tafel IX, X, XI und 1 Abb. im Text)

Inhalt: Beschreibung eines Quarprofils durch den westlichen Teil der moldanubischen kristallinen Schiefer bis zum Rastenberger Granitstock, der dem großen studböhmischen Granitgebiet östlich vorgelagert ist. B-tektonitischer Bauplan der moldanubischen kristallinen Schiefer. Flache, N.—S-streichende Faltenachsen. Einströmen des Grobkorngranits (Rastenberger Granit) erfolgte mit Parailelkontakt nach der Prägung dieses Faltenbaues. Jüngere feinkörnige Ganggranite durchschlagen den Grobkorngranit. Später (wahrscheinlich alpidisch) erfolgte kratonische Zerrüttung des Grundgebirges mit Bildung mylonitischer Kluft- und Quetschzonen. Bildung von Mäanderterrassen des sich während der en bloc-Hebung der Südböhmischen Scholle epigenetisch einschneidenden Kampflusses. Nachweis von Löß im mittleren Kamptal.

Petrographische Detailbeschreibung der verschiedenen kristallinen Schiefer mit besonderer Berücksichtigung der Feldspatausbildungen, Reaktionsgefüge und zeitlicher Beziehungen zwischen Deformation und Kristallisation der Gesteinsgemengteile. Kennzeichnung einer sauren Varietät des Spitzer Gneises (alterer moldanubischer Orthogneis). Ichoretische Beeinflussung der moldanubischen Paragesteinsserie von seiten des Göhler Gneises (jüngerer moldanubischer Orthogneis). Besohreibung der moldanubischen Para-

gesteinsserie langs des mittleren Kamptales westlich vom Gföhler Gneis.

## Inhaltsverzeichnis

	Beite
Einleitung	218
Allgemeine geologische Lage	219
Morphologie, Diluvium, Tiefenverwitterung, Klüfte und Quetschzonen	220
Spitzer Gneis	
Allgemeines	223
Detailbeschreibung	225
Granitischer Spitzer Gneis	225
Aplitisoher Spitzer Gneis	227
Amphibolit im Spitzer Gneis	228
Andere geringmächtige Einlagerungen im Spitzer Gneis	229
Die Paragneislage im Spitzer Gneis des Schöberlberges	230
Ostgrenze des Spitzer Gneises	231
Moldanubische Paragesteinsserie westlich des Gföhler Gneises	232
Allgemeines	232
Detailbeschreibung	
Die feinkörnige Paragesteinsserie im E-Trum des Stollens Dobra-Krumau	
Die grobkörnigen Injektionsgneise unter dem Gföhler Gneis	
Über einige ergänzende Beobachtungen obertags	
Gföhler Gneis	243
Rastenberger Granit	245
Grobkorngranit und basische Schollen	
Feinkörnige Ganggranite und Aplite	
Auablick	
Sohrifttum	
	-01

## Einleitung

Im niederösterreichischen Waldviertel zwischen Zwettl und Rosenburg liegt das mittlere Kamptal. Hier waren in den Jahren 1950 bis 1952 im Raume: Ottenstein—Dobra—Krumau am Kamp—Thurnberg—Wegscheid vorzügliche künstliche geologische Aufschlüsse im Zuge der Ausbauarbeiten der Kampkraftwerke vorhanden.

Es wurde im genannten Zeitraum von der niederösterreichischen Elektrizitätswerke A. G. (NEWAG) an den Speicherwerken: Dobra—Krumau und Tburnberg—Wegscheid gebaut mit rund 3·8 km langen Stollenstrecken; ferner wurden vorbereitende Bauarbeiten für den Bau des Speicherwerkes Ottenstein ausgeführt, dessen Stausee bis in die Gegend von Zwettl reichen wird.

Da ich mich bereits als Student in den Jahren 1934—1935 mit den geologischen Verhältnissen der Umgebung von Krumau am Kamp befaßte, interessierte ich mich für die neuen prächtigen künstlichen Aufschlüsse in dieser obertags doch recht aufschlußarmen Gegend. Nach anfänglich selbständigen Untersuchungen in meinen Urlaubstagen der Jahre 1949—1950 wurde ich zur Aufnahme eines Stollenkatasters für technische Zwecke herangezogen und erhielt dann noch den Auftrag zur Erkundung eines geeigneten Steinhruchplatzes bei Ottenstein. Ermöglicht wurden diese geologischen Arbeiten durch die tatkräftige Förderung von Seiten der Direktion der Geologischen Bundesanstalt, wofür Herrn Direktor Dozent Dr. H. Küpper auch an dieser Stelle gedankt sei.

Herrn Prof. Dr. Ing. J. Stini, der die technisch-geologischen Gutachten beim Bau der Kampkraftwerke ausführt, danke ich für das mir geschenkte Vertrauen und für manche Anregung.

Um die an den künstlichen Aufschlüssen gewonnenen Beobachtungen abzurunden, nahm ich im Frühjahr 1952 das Gebiet des Kamptales zwischen Ottenstein und Wegscheid in Form der dieser Arbeit beiliegenden geologischen Übersichtskarte im Maßstah 1: 25.000 auf. Dazu stellte die Generaldirektion der NEWAG in dankenswerter Weise eine Suhvention zur Verfügung.

Für fachliche Hinweise danke ich dem großen Kenner der variszischen außeralpinen Grundgebirge, Herrn Prof. Dr. L. Waldmann. Herr Dr. O. Reithofer machte mich mit seiner praktisch gut erprohten Methode für die Stollenaufnahme mit einer einfachen 5 m-Holzlatte vertraut. Die Herren der Bauleitung, Herr Baurat Dipl.-Ing. G. Lahr, Herr Dipl.-Ing. F. Jordan und Herr Dipl.-Ing. R. Kersch förderten die Arbeit durch ihre stete Hilfe an Ort und Stelle.

Das in meine Studienjahre zurückreichende wissenschaftliche Interesse an den Problemen der Geologie und Petrographie des Grundgebirges der Böhmischen Masse wurde in den vergangenen Jahren auf Exkursionen und in Aussprachen mit unserem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. Alexander Köhler und mit den Kollegen, Herrn Dr. Max Sedlacek und Herrn Dr. Günther Frasl wieder wachgerufen. Die vorliegende Arbeit soll hauptsächlich Detailbeobachtungen in einem Raume bringen, der bisher weniger gut bekannt war.

Einige Auskünfte hezüglich lokaler Mineralvorkommen und historischer Daten verdanke ich dem Pfarrer von Krumau, Herrn Geistl. Rat Krelowetz sowie dem verstorbenen Oberlehrer der Dorfschule, Direktor Pistracher und dem Herrn Lehrer Marcho.

Gedacht sei vor allem der Gastfreundschaft im Hause der Familie Gall-Skronicek in Krumau am Kamp.

Im Text werden für immer wiederkehrende Ausdrücke der petrographischen Detailbeschreibung folgende Abkürzungen verwendet: An = Anorthitgehalt; Knaf = Kalinatronfeldspat; Plag = Plagioklas; Polys = polysynthetisch; Polys Zw = polysynthetische Zwillingslamellen; Rh Karb = Rhomboedrisches Karhonat; Xen = xenomorph; Zw = Zwillingslamellen. — Zur Beschreibung der Korngröße der einzelnen gesteinsbildenden Minerale sind die längsten beobachteten Korndurchmesser angegeben. Zur Kennzeichnung des Pleochroismus bei Biotit, Hornblende, Titanit und Turmalin sind die bei gewöhnlicher Schliffdicke in den Richtungen a und o beobachteten Farben mitgeteilt.

## Allgemeine geologische Lage

Das untersuchte Gebiet (Tafel IX) befindet sich im tief denudierten Kristallinsockel des variszischen Gebirges. Auf der Geologischen Übersichtskarte des Grundgebirges von Österreich außerhalb der Alpen (L. Waldmann 1951 in Schaffers Geologie von Österreich) ist unser Untersuchungsgebiet leicht dort aufzufinden, wo sich der Kampfluß zwischen dem Granit bei Rastenfeld und dem Gföhler Gneis nördlich Gföhl durch die moldanubischen kristallinen Schiefer den Weg bahnt. Die entsprechende Waldmannsche Übersichtskarte ist auch der petrographischen Zusammenfassung von A. Köhler 1941 beigegeben.

Das Kamptal zwischen Ottenstein und Wegscheid folgt im allgemeinen der W—E-Richtung. Die: Gesteinszüge streichen nordsüdlich und fallen steil gegen E. Die Faltenachsen sind im allgemeinen flach und streichen ebenfalls nordsüdlich. Das Tal bietet somit zwischen Ottenstein und Wegscheid ein geologisches Querprofil (senkrecht zu den Faltenachsen) folgender Gesteinszonen:

- 1. Rastenberger Granit;
- Spitzer Gneis (moldanubischer Orthogneis);
- 3. Moldanuhische Paragesteinsserie westlich des Gföhler Gneises;
- 4. Gföhler Gneis (moldanuhischer Orthogneis).

Der Rastenberger Granit ist das jüngste Glied dieser Serie. Er ist ein Teilkörper des großen spätvariszischen südböhmischen Granits. Im Untersuchungsgebiet ist sein recht scharfer Parallelkontakt mit den kristallinen Schiefern (Spitzer Gneis) sichtbar.

Die moldanubischen Paragesteine zwischen der Donau und dem Kamptal fallen bekanntlich synklinal unter den Gföhler Zentralgneis ein. Nur der W-Flügel der Synklinale ist im Untersuchungsgehiet vorhanden. Das stratigraphische Alter der Sedimentation der Sande, Tone, Mergel und Kalke, aus denen die moldanubischen Quarzite, Glimmerschiefer, Plagioklasgneise (= "Schiefergneise"), Augitgneise und Kalkmarmore durch Metamorphose hervorgegangen sind, ist noch ungeklärt. Nach L. Waldmann (1951) mehren sich die Anzeichen für kambro-silurisches Alter. Über Entstehung und Alter der Amphibolite des Untersuchungsgebietes sagen meine Beobachtungen wenig aus.

Die beiden großen Orthogneiskörper, welche in das Untersuchungsgebiet hineinragen, nämlich Gföhler Gneis und Spitzer Gneis gehören zwar beide zu den moldanubischen kristallinen Schiefern, sind aber petrologisch und bezüglich des Alters ihrer Entstehung verschieden. Ihre Altersverschiedenheit hat L. Waldmann 1938 in dem Sinne geklärt, daß der Spitzer Gneis bedeutend älter ist als der Gföhler Gneis.

Die typischen Eigenschaften des Gföhler Gneises, seine Hybridität, seine unruhige kleingefältete Anordnung der Glimmerlagen und vor allem die starke Injektionswirkung seiner leichtflüchtigen Bestandteile aufs

Nachbargestein sind im Untersuchungsgebiet ausgeprägt.

Der Spitzer Gneis des Kamptales zeigt hingegen geringe Injektionswirkung und einen allmählichen Übergang ins Nachhargestein (moldanubische Paragesteinsserie). Makroskopisch ist er ein straff geregelter B-Tektonit mit annähernd konstanter N—S-Richtung der Faltenachsen und mit prachtvollen Falten vom Cm- bis zum 100 m-Bereich. Eine straffe Striemung (Elongation der Biotitblättchen) ist stets auf den s-Flächen deutlich ausgeprägt und streicht parallel den Faltenachsen. Durehwegs fehlen unruhige, wirr aussehende Kleinfältelungen, wie sie für manche Gföhler Gneise so typisch sind.

## Morphologie, Diluvium, Tiefenverwitterung, Klüfte und Quetschzonen

In die flachwellige Rumpffläche ("Hochebene") des niederösterreichischen Waldviertels ist unvermittelt das Kamptal steil eingeschnitten. Im Tal hat man den Eindruck, sich in einem Mittelgehirge zu befinden. Der Höhenunterschied zwischen Hochebene und Talsohle beträgt im Untersuchungsgebiet 100—200 m und erreicht östlich von Wegscheid im Horner Wald (hereits außerhalb des Untersuchungsgebietes) 300 m.

Die oben genannten 4 Gesteinszonen treten morphologisch recht deutlich in Erscheinung. Spitzer Gneis und Gföhler Gneis bilden Härtlingsrücken.

Im 615 m hohen Dobrawald und im Schöberlberg überragt der Spitzer Gneis die Hügellandschaft des Restenberger Granits bei Rastenfeld und die unübersichtliche kuppige Landschaft der moldanubischen Paragesteine. Die Paragesteine fallen bei den Ortschaften Idolsberg und Eisenberg unter den Gföhler Gneis ein, der über ihnen mit markantem morphologischem Gehängeknick das breite hohe Plateau des Gaisbüchel auf baut. Wo dieser Gehängeknick das Kamptal erreicht, erhebt sich die höchste Steilwand des Gebietes: Die Felswand aus Gföhler Gneis am rechten Kampufer gegenüber Thurnberg; der maandrierende Fluß war hier dem harten Gestein ausgewichen und räumte die weicheren Schisfergesteine ab.

Die Mäander des Kampflusses sind im Spitzer Gneis enge. Im Gebiet der weniger widerstandsfesten Paragesteine ist die Talsohle hreiter und die Mäander sind weniger ausgeprägt, ja z. T. durch gerade Talstrecken ersetzt. Nun kann man aher hei näherer Betrachtung Mäanderterrassen im Gehiete der Paragesteinszone verfolgen und da erhält man den Eindruck, daß die heute geraden Talstrecken bloß sekundäre Erscheinungen sind, welche durch Zerstörung älterer Mäander hervorgerufen wurden.

So halte ich die Ebenheit bei Gfehler Hütte und westsüdwestlich Idolsberg für Mäanderterrassen und die Höhe nordwestlich Idolsberg für einen alten Umlaufberg. Idolsberg liegt demnach in einer alten Kampschlinge und die gerade Talstrecke zwischen "Weißer Wand" bei Krumau und Sperre Thurnberg ist sekundärer Entstehung, indem sie einen komplizierten alten Mäanderlauf abgelöst hat.

Ganz einfach ist die Sachlage bei Krumau. Wie sohon der Name sagt, hat sich hier eine breite krumme Au entwickelt mit zwei alten Umlaufbergen ("Kuchelberg" und

"Stoanmäuerl") und zugehörigen Mäanderterrassen (besonders gut erhalten im Halhkreis nördlich des Kuchelberges). Ein dritter Umlaufberg ist wahrscheinlich der Krumauer Schloßfels selbst.

Ein sehr schmaler Umlaufberg befindet sich am rechten Kampufer östlich Wegscheid bei dem Buchstaben "d" des Wortes "Wegscheid" (altes österreichisches Aufnahmshlatt 1:25.000). Sein Verlauf folgt dem Gesteinsstreichen im Gföhler Gneis.

Im Gebiet des Spitzer Gneises dürfte die Ebenheit südlich Waldreichs als Mäanderterrasse aufzufassen sein, womit dann wieder der abnormal gerade Verlauf des Kampflusses zwischen Dobrabachmündung und Patzelmühle als sekundäre Erscheinung zu erklären ist.

Im Gebiet des Rastenberger Granits am rechten Kampufer halbwegs zwischen Brücke Ottenstein und Loismühle dürfte einst nördlich P. 553 eine Kampschlinge etwa 200 m nach SE gereicht haben. Hier ist keine Ebenheit mehr vorhanden, sondern ich möchte diese Stelle, einer anderwärtigen Anregung von Prof. J. Stini folgend, durch Talzuschub erklären. Heute ist ein kleines Tälchen ohne anstehendem Fels dort vorhanden.

Somit scheint folgende Schlußfolgerung berechtigt zu sein: Die geraden Strecken des Kamptales im Untersuchungsgebiet sind bloß sekundäre Durchbruchstrecken in dieser romantischen Mäanderlandschaft. Die geraden Strecken sind nicht schon primär vorhanden gewesen, als der Kamp noch freie Mäander auf der Rumpffläche des Waldviertels bildete, sondern sie haben sich erst im Laufe der Epigenese (Hebung des Blockes der Böhmischen Masse) auf Kosten eingesenkter Mäander gebildet. Letztere sind entweder noch als Mäanderterrassen erkennbar, oder sie sind durch Talzuschub (Abrutschen von Hangmassen) unkenntlich geworden.

Zur Aktuogeologie der Mäander konnte ich noch vor der Umwandlung der Landschaft in ein Seengebiet folgende Beobachtungen anstellen:

Das Stadium knapp vor dem Durchschneiden des Halses eines Umlauf berges (Mäanderdurchbruch) war zwischen Patzel- und Schloteinmühle, etwa 300 m südöstlich der Brücke bei der Patzelmühle zu sehen. Die niedrigste Stelle im Felsgrat des Halses lag nur 10 m über dem Flußspiegel. Die Breite des Halses an dieser engsten Stelle betrug etwa 40 m. Unter dem Hals befindet sich ein Stellen des Werkskanals der Schloteinmühle. An der westlichen Steiliflanke des Halses befanden sich die Gneisplatten im Zustand der Loslösung vom Fels.

Auskolkungen waren an den meisten Prallhängen zu sehen. Höhlen sind so entstanden. Z. B. die 3—4 m tiefen Löcher im Burgfelsen Krumau knapp über dem Flußniveau. Ferner das "Weberloch", etwa 10 m über dem Flußspiegel am Prallhang östlich Kienberg. Auch die "Frauenlucken" mit Magdalénien-Kultur höher oben am Hang dürfte hierher gehören. Eine kleinere Höhle befindet sich am linken Kampufer nahe der Mündung des Schmerbaches westlich Krumau.

Der Löß-artige Lehm in der Grube der Gerstlschen Ziegelei in Krumau am Kamp nahe dem rechten Kampufer führt die Lößschnecken Succinea oblonga, Pupa muscorum und Helix hispida.

Ähnliche Lehme finden sich in den verlassenen Ziegelgruben zwischen Waldreichs und Patzelmühle; ferner in den Ziegelgruben von Preinreichs. Eine Lehmdecke liegt auch meistens an den Gleithängen der Kampmäander. Beim Mundloch Kampbrücke des Stollens Dobra—Krumau (W.Trum) erforderten wenig standfeste Lehme beträchtliche Erdarbeiten. Sie besitzen dort mehrere Meter Mächtigkeit. Am linken Kampufer bei der Straßengabel Brücke Thurnberg lagert 4 m mächtiger Löß-artiger Lehm auf einer Kiesschichte über dem Gföhler Gneis,

Beim Aushub für die Schürzen des Erddammes Sperre Thurnberg fand man in einer Kiesschichte 9 m unter der Grasnarbe im rechtsufrigen Gleithang das kalzifizierte Fragment eines Rothirsch-Geweihahwurfes (Cervus elaphus L. Der Umfang der Rose beträgt 20·7 cm. Das Fragment des Basalsprosses ist 15 cm lang. Der Umfang des basalen Stangenbeines beträgt 14·5 cm. Nach freundlicher Ausmessung und Bestimmung von Herrn Dozent Dr. E. Thenius). Die Kiesschichte ist dort von 8·5 m mächtigem Lehm bedeckt, der auch bei den Kandlwieshütten in bedeutender Mächtigkeit ansteht. Das Alter der Kiesschichte mit dem Hirschgeweih, dessen Ausmaße größer sind, als die hente bei uns vorkommenden, dürfte diluvial sein.

Beim Vortrieb der Stollen machte man die Erfahrung, daß stellenweise tiefe Verwitterungsschläuche den Fels nördlich und südlich des Kampflusses bis ins Niveau der Talsohle durchsetzen. Die Verwitterungszonen sind an Schwächestellen im Felslaib und an die fossile und rezente Wasserführung des Gebirges geknüpft. Oberflächennahe Zerrüttungszonen und tiefgreifende Kluftmylonite und Quetschlagen kommen als Schwächestellen in Betracht. Für den Baufortschritt heim Stollenvortrieb und dann für die technische Beurteilung der Stollenstrecken waren diese Erscheinungen zusammen mit der Klufthäufigkeit oft wichtiger als die petrographischen Verschiedenheiten im unverwitterten Fels. Die betreffenden Angaben enthält der nicht publizierte Stollenkataster.

Oberflächennahe Zerrüttung und Verwitterung spielte im W-Trum des Stollens Dobra—Krumau im Abschnitt nahe der Kamprohrhrücke und im Stollen Thurnherg—Wegscheid eine große Rolle.

Auf Tafel XI sind für das W-Trum des Stollens Dobra—Krumau die "Zerrüttungszonen mit zahlreichen kleinen Klüftchen" ausgeschieden. Der Fels war streckenweise kleinstückig mosaikartig zerrissen. Die Wasserführung war dementsprechend groß. Allerdings ist bezüglich der Eintragung "Firstentropf" auf Tafel XI zu beachten, daß bloß die Wasserverhältnisse zur Zeit der geologischen Aufnahme dargestellt sind. Es handelt sich nur um qualitative, nicht ummittelbar vergleichbare Werte, weil jahreszeitliche Schwankungen und Auslaufen des Wassers aus dem Gebirge beim Vortrieb des Stollens in Nähe der Stollenbrust nicht für die Darstellung in Tafel XI reduziert wurden. Im Stollen Thurnberg—Wegscheid waren sehr häufig die Glimmerschiefer angewittert und zu sandigem Grus zerfallen.

Die tektonischen postkristallinen (kratonischen) Beanspruchungen, wahrscheinlich während der alpidischen Orogenese, wirkten sich im Grundgebirge des Untersuchungsgebietes in zweierlei Weisen aus: In den kompakten, weniger gleitfähigen Gesteinen (Spitzer Gneis, Amphiholit, Augitgneis, Kalkmarmor) hildeten sich steile Mylonit-Klüfte. Sie streichen hauptsächlich entweder N—S oder E—W und erreichen im Spitzer Gneis 2—3 m Mächtigkeit.

Die Gneismylonite des Spitzer Gneises sind grüne Kakirite. Im Mikroskop (Kluft bei Meter 2090 im Mitteltrum des Stollens Dobra—Krumau) sind Qnerz, Knaf und Plag in rundlichen Körnern zu sehen, schwimmend in einer Masse von neugebildetem rh Karb und Chlorit (Pennin). Die Feldspate sind intensiv mit Hellglimmermikrolithen gefüllt und teilweise granuliert.

Die bedeutenderen Kluft-Mylonitzonen sind auf Tafel XI maßstabgetreu eingetragen. Viele kleinere Klüfte sind im nichtpublizierten Stollenkataster festgehalten. Für eine statistische Behandlung reichen meine Messungen nicht aus; ferner bedingte es die E—Worientierung der Stollen, daß die Daten über E—W-streichende Klüfte spärlich blieben. Immerhin verdient festgehalten zu werden, daß solche E—W-streichende Klüfte (senkrecht zur Faltenachse) in bedeutender Mächtigkeit vorhanden sind.

Die andere Weise der Auswirkung kratonischer Tektonik findet man in den gleitfähigen glimmerreichen Plagioklasgneisen, Glimmerschiefern, Graphitschieferu usw. In diesen Gesteinen sucht man vergehens nach diskordanten Kluftmyloniten. Hier handelt es sich um Quetschzonen, konkordant mit der Hauptschieferung der hetreffenden Gesteine. Besonders die Graphitschiefer hilden stets vortreffliche kratonische Gleithorizonte. Sehr häufig sind lettige Mylonitschiefer mit graphitischen Bestegen. Natürlich sind auch die sehr zahlreichen Glimmerschieferlagen prädestinierte kratonische Gleithorizonte. Man findet dann immer wieder mylonitische

Glimmerschiefer mit Lettenbestegen. Wo die Lettenfüllungen der Quetschzonen beim Stollenvortrieb angefahren wurden, liefen sie mitsamt dem Wasser aus und es entstanden örtlich mehrere Meter lange Schläuche im Gestein.

# Spitzer Gneis Allgemeines

Beim Bau der Kampkraftwerke wurde ein 6 km breiter Orthogneiskörper gefunden. Das Kamptal quert diesen N—S-streichenden Orthogneis im Dobrawald, der seit der geologischen Aufnahme von J. Cžjžek im Jahre 1849, also in den vergangenen 100 Jahren, kaum von einem Geologen oder Petrographen untersucht wurde.

Da ich zunächst nicht wußte, wie sich dieser Orthogneiskörper räumlich und zeitlich in die Geologie des niederösterreichischen Waldviertels einfügt, bezeichnete ich ihn als "Dobragneis". Diesen Namen erwähne ich nur, da er in einige nicht publizierte technischgeologische Ausarbeitungen einging und sich auf Baustellen einbürgerte. Den Namen ließ ich aber fallen, nachdem Herr Prof. L. Waldmann im Herbst 1950 bei einem Besuch der Baustelleu Dobra—Krumau die Zugehörigkeit dieses Orthogneises zum Spitzer Gneis erkannt hatte und mich auf diesen Zusammenhang aufmerksam mechte.

Bekanntlich prägte L. Waldmann 1938 den Begriff: Spitzer Gneis als geologischen Sammelbegriff für eine Reihe von Orthogneisen, deren petrographische Zusammensetzung von aplitischen Gneisen bis zu Granodioritgneisen und noch basischeren Typen schwankt, deren Durchbewegung, Altersstellung und auch räumliche Ausbreitung aber recht einheitlich sind. Nach den Beobachtungen von L. Waldmann im Sommer 1937 im Raume: Scheideldorf—Göpfritz—Allentsteig (also einige Kilometer nördlich unseres Untersuchungsgebietes) ist der Spitzer Gneis älter als der Granulit und mithin auch älter als der Gföhler Gneis. Die Vorkommen des Spitzer Gneises streichen aus dem Donautal in die Gegend von Waidhofen a. d. Thaya.

Unser Orthogneis im Kamptal (Dohrawald) fügt sich in diese Reihe der Spitzer Gneis-Züge gut ein. Makroskopisch handelt es sich um einen Gesteinshabitus, der den Spitzer Gneisen im Kremstal (nördlich Eppenberg) analog ist, wovon ich mich auf einer Vergleichsexkursion üherzeugen konnte. Zum dunkleren Granodioritgneis des Jauerling ergeben sich enge Beziehungen: Analoger Habitus der Durchbewegung, straffe Paralleltextur und Striemung (Vergleich mit Gesteinsproben, welche Herr Prof. Waldmann im Gebiete des Jauerling aufsammelte).

F. Becke 1880 fand unseren Orthogneis auf der Hochfläche hei Marbach und Großmotten, also 5 km südlich des Kamptales. Er bezeichnete das Gestein als "Unteren Gneis" und gab eine kurze, sehr treffende petrographische Beschreibung (F. Becke 1882, S. 220—221), welche ausgezeichnet mit meinen Beobachtungen ühereinstimmt. Bloß ist zu bemerken, daß Sillimanit auch vorhanden ist, u. zw. in wahrscheinlich sedimentogenem Zweiglimmergneis innerhalh des Spitzer Gneises im Kamptal.

Nördlich unseres Untersuchungsgebietes fand L. Waldmann 1937 — worauf oben schon hingewiesen wurde — mächtige Orthogneisvorkommen (Spitzer Gneis) im Gebiete Scheideldorf—Neunzen—Göpfritz und im Raume Scheideldorf—Stögersbach—Thaua—Allentsteig. Leider war

es mir nicht möglich, diese Gebiete selbst kennenzulernen, weil sie derzeit als Truppenübungsplatz Verwendung finden. Nach der Beschreibung von L. Waldmann 1938 (S. 44) ist dort eine beträchtliche petrographische und tektonische Mannigfaltigkeit vorhanden, welche unserem Untersuchungsgebiet fehlt. Das mag damit zusammenhängen, daß in dem Raum um Göpfritz die Göpfritzer Granulite und der Predigtstuhler Gföhler Gneis nahe an den Spitzer Gneis herantreten. Neben den Gesteinstypen, die auch im Kamptal leitend sind, nennt L. Waldmann fast granitisch körnige, nur leicht gestreckte Spitzer Gneise, die meinem Untersuchungsgebiet fehlen. Ehenso konnte ich in meinem Untersuchungsgebiet im Kamptal keine Fleckamphibolite \*) finden und auch keine hasischen Gesteine mit noch erhaltenem Erstarrungsgefüge von opbitischer oder porphyrischer Art, wie sie L. Waldmann in der genannten Gegend angetroffen hat. Weiters beschrieb L. Waldmann im Gebiete Stögershach-Göpfritz-Allentsteig Einschlüsse massiger Granite in blastoporphyrischen Amphiboliten und auch gangförmige Amphibolite. Er zog daraus die Schlußfolgerung, daß die hasischen Gesteine (Amphibolite) jünger seien als die Orthogneise (Spitzer Gneis). Beide zusammen sind dann in einer späteren Phase von mobilen Alkalilösungsumsätzen (pegmatitische Adern und Linsen) beeinflußt worden. Die Ansicht von L. Waldmann, daß das Ausgangsgestein der Spitzer Gneise zuerst vorhanden war und dann im Zuge einer Intrusion basischen Magmas das Gesteinsmaterial der Amphibolite intrudierte, wurde von A. Köhler 1941 und F. Ellenberger 1948 diskutiert. Neuere diesbezügliche Beohachtungen hat L. Waldmann 1951, 1952 und 1953 aus dem Gebiet der Wachau mitgeteilt.

Zwischen dem Spitzer Gneis des Kamptales und der östlich anschließenden moldanubischen Paragneisserie sind makroskopisch kontinuierliche Übergänge innerbalb einer Übergängszone von einigen Meterzehnern Mächtigkeit (bei der Mündung des Genitzbaches in den Kamp) vorhanden. Leider war es mir nicht möglich, in dieser Grenzzone eine wirklich hefriedigende petrographische Bearbeitung mit mehrfacher Wechselbeohachtung zwischen Mikroskop und Aufschluß vorzunehmen.

Im Spitzer Gneis des Kamptales fanden sich einige sedimentogene Einlagerungen (z. B. Kalkmarmorlage im Amphibolit beim Mundloch des Mitteltrums des Stollens Dohra—Krumau hei der Kamprohrhrücke und die Paragesteinslage im Spitzer Gneis des Schöberlherges).

Auf Grund meiner lokalen Erfahrung aus dem Kamptal meine ich, daß der Spitzer Gneis des Kamptales älter ist als die Sedimentation der östlich anschließenden moldanubischen Quarzite, Kalkmarmore, Augitgneise, Graphitschiefer, Glimmerschiefer und Paragneise. Beide Serien sind dann gemeinsam gefaltet worden, wobei metasomatische Stoffumsätze unscharfe Grenzen geschaffen haben (Granitisation). In Synklinalen des Spitzer Gneises wurden Paragesteinskomplexe steil eingefaltet. Die Amphibolitlagen im Spitzer Gneis scheinen mir in meinem Untersuchungsgehiet älter zu sein als der Orthogesteinskörper des Spitzer Gneises. Diese im Spitzer Gneis so regelmäßig anzutreffenden Amphibolitlagen würden demnach Reste einer noch älteren präkambrischen Formation darstellen.

<sup>\*)</sup> Im Sinne der von F. Becke und A. Marchet im Gebiete um Spitz an der Donau beschriebenen.

### Detailbeschreibung

### Granitischer Spitzer Gneis

Der 6 km breite, N—S-streichende und östlich einfallende Orthogneiskörper im Kamptal zwischen Waldreichs und Mündung des Genitzbaches bestebt aus mittelkörnigem bis kleinkörnigem hellem Gneis. Sein Mineralbestand entspricht granitischer bis aplitischer Zusammensetzung. Rein beschreibend ohne genetische Betonung seien die Ausdrücke "granitischer Gneis" und "aplitischer Gneis" hier in Anwendung gebracht. Das Gestein hat meist ebenflächiges Parallelgefüge mit stets deutlicher Striemung auf s. Außerdem kamen prachtvolle Faltenbilder in diesem Gneis zum Vorschein. Die Faltenscheitel sind verdickt. Biotit ist parallel zur Striemung elongiert. Nicht nur im cm- und m-Bereich wurden Falten beobachtet, in Handstücken aufgesammelt und bei der Stollenaufnahme gezeichnet (z. B. Antiklinale bei M 525 im W-Trum des Stollens Dobra—Krumau, Tafel XI), sondern sie lassen sich auch im 100 m-Bereich im Umkreis der Ruine Dobra ausgezeichnet obertags verfolgen. Die s-Flächen rotieren dort tautozonar um die flach südlich einfallenden B-Achsen (Tafel IX und X).

Im Quer- und Längsbruch des Gesteines ist deutlicher Zeilenbau, also Abwechslung von Quarzfeldspat- und Biotitzeilen vorhanden. In den Biotitzeilen findet sich mitunter auch Hornhlende. Die Biotitzeilen gehen häufig in dünne amphibolitische Lagen über, welche dem granitischen oder aplitischen Gneis konkordant eingelagert sind. Der Wechsel des Biotitgehaltes im Gestein bedingt etwas dunklere (granitische) und hellere (aplitische) Gneise. Mitunter bringt der Wechsel beider Typen im cm-Bereich Bändergneise hervor. Typisch für den Spitzer Gneis des Kamptales sind in regelmäßigen Abständen eingeschaltete, stets geringmächtige kleinkörnige Amphibolit- und Biotitschieferlagen. Ihre Kartierung wurde hauptsächlich im Mitteltrum des Stollens Dohra—Krumau sorgfältig vorgenommen und illustriert diese sonderhare Regelmäßigkeit der amphiholitischen Lagen im Spitzer Gneis (Tafel XI). Vorwiegend handelt es sich um geringmächtige Lagen von wenigen Zentimetern bis zu 2 m Dicke; selten erreichen sie mehrere Meter Mächtigkeit. Im cm-Bereich sind kontinuierliche Übergänge zu den gewöhnlichen Biotit-Hornhlende-Zeilen des Spitzer Gneis reichlich vorhanden.

Streckenweise ist der Spitzer Gneis des Kamptales als Augengneis entwickelt. Es handelt sich um Kristallaugen von Kalinatronfeldspat (häufig Karlsbader Zwillinge, maximal 4 cm lang) in einem Gesteinsgewehe, das durchaus dem gewöhnlichen granitischen oder aplitischen Spitzer Gneis des Untersuchungsgehietes entspricht. Die Kristallaugen erscheinen in den wenigen Schliffen, die hisher von ihnen angefertigt werden konnten, mechanisch und optisch unverletzt (Kristallisation überdauerte die letzte Kornfürkorndurchhewegung des Gesteines). Von Gesteinsbereichen, in denen nur vereinzelte Kristallaugen auftreten, vermitteln Ühergänge bis zu pegmatoiden Augengneisen, in denen die Kristallaugen mengenmäßig vorherrschen.

Der mikroskopische Mineralbestand des granitischen Gneises (Spitzer Gneis) in einer Serie von 11 Dünnschliffen aus den Gesteinsproben des W- und Mitteltrums des Stollens Dobra—Krumau stellt sich folgendermaßen dar:

Hauptgemengteile sind Knaf, Plag, Quarz und Biotit. Der herrschende Feldspat ist Knaf. (Bloß in einer Probe bei der Sperre Dobra wurde Plag in Vormachtstellung gefunden;

das entsprechende, dort im Umlaufstollen anstehende Gestein ist auch makroskopisch dunkler als der gewöhnliche granitische Spitzer Gneis des Untersuchungsgebietes.)

Biotit (2.5 mm): Hellgelb bis dunkelbraun, selten grünlichbraun oder rotbraun. Zahlreiche radioaktive Höfe um Einschlüsse von Zirkon und Titenit. Lappige Korrosionsformen. Anordnung in s. Querbiotit vorhanden.

Chlorit (2 mm) ist mitunter reichlich vorhanden und meist sekunder aus Biotit unter Ausscheidung von Erz entstanden. Die Umwandlungsstadien sind zu sehen, Radioaktive Höfe um Zirkon und Titanit.

Granat (0.75 mm) ist stets vorhanden. Idiomorphe oder rundliche Körner. Farblos bis hellrosa. Häufig korrodierte Umrißformen. Umwandlung zu Chlorit.

Apatit  $(0.28 \ mm)$  und Zirkon  $(0.08 \ mm)$  sind stets vorhanden. Idiomorph oder rundlich.

Nur sporadisch treten auf: Hornblende, Titanit, Orthit, Turmalin, Magnetit, Pyrit, Eisenglanz und Muskowit. — Hornblende (1·2 mm): Farblos, hellgelb bis grün. Korrodierte Umrißformen. Radioaktive Höfe um Einschlüsse von Zirkon und Orthit. — Titanit (0·6 mm): Tendenz zu Idiomorphie. Mitunter Zonenbau. Apatit findet sich in ihm als Einschluß. — Orthit (1·2 mm) bildet graubraune bis honigbraune idiomorphe Einzelkörner mit randlichem Zoisitsaum. — Turmalin (0·45 mm): Farblos bis blau oder braun. Korrodierte Säulchen. Selten. — Magnetit (1 mm): Idiomorph und zen. Mitunter mit Biotit parallel verwachsen. — Pyrit findet sich auf Klüftchen und in Quarzadern. — Eisenglanz ist selten. — Muskowit (1 mm) ist selten.

Plag (3 mm). 18—31% An. Mengenmäßig gegenüber Knaf zurücktretend. Leistenförmig bis zen. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. Es findet sich häufig inverszonarer Plag mit Kern 18—25% An und Hülle 26—28% An. Reich an Einschlüssen der übrigen Gemengteile. Harmonisch verteilte Hellglimmermikrolithen sind häufig vorhanden.

Knaf (4 cm) ist der herrschende Gesteinsgemengteil. Er findet sich sowohl im Grundgewebe als auch in Form der Kristallaugen. Xen. Die Großkörner besitzen Leistenform mit zen Rand, der amöbenartige Fortsätze ins nachbarliche Gesteinsgrundgewebe aufweist. Karlsbeder Zwillinge sind auf die Großkörner beschränkt und zeigen die charakteristische Einwinkelung der Zwillingsmaht. Ein Zonenbau ist vor allem mit U-Tisch häufig zu beobechten. Der Achsenwinkel 2  $V_\alpha$  schwankt zwischen 55 und 73°. Die Auslöschungsschiefe nach P (auf Spaltplättehen parallel M) beträgt 5-6°. Orthoklas wurde mittels Spaltpräparaten festgestellt und unabhängig davon im Dünnschliff mit U-Tisch eingemessen (Winkel zwischen Optik und Spaltrissen) mit dem eindeutigen Resultat: Orthoklas, der zugleich perthitfrei oder sehr sehwach perthitisch ist. Häufiger als Orthoklas ist im Spitzer Gneis des Untersuchungsgebietes Mikroklin vorhanden; dieser ist "flau", d. h. die Mikroklingitterung ist auch in Schnitten parallel P nur schwach angedeutet. Scharf gegitterte Mikrokline sind selten. Übergånge von fehlender zu schwacher bis zu beträchtlicher Perthitbildung sind vorhanden und nicht bloß durch verschiedene Schnittlage bedingt. Faserperthit wird schräg von jüngerem Aderperthit, der von perthitfreien Resorptionsrändern begleitet ist, durchschnitten. Große Plag-Körner sind häufig im Knaf eingeschlossen. Auch die übrigen Gesteinsgemengteile finden sich als Einschlüsse. Knaf verdrängt Plag. Das zeigen zergangene Randpartien von Plag-Körnern, welche an Knaf angrenzen oder im Knaf eingeschlossen sind.

Quarz (4.2 mm): Xen. Gelängt in s. Undulös. Unverlegtes Biotit-Interngefüge kommt vor. Einschlüsse sind jedoch sonst selten. Zahlreiche Porenflächen mit Flüssigkeitseinschlüssen.

Antiperthit ist in allen untersuchten Dünnschliffen des Spitzer Gneises im Untersuchungsgebiet vorhanden. Im Plag befinden sich Spindeln and Flecke von Knaf. Die Spindeln sind meist parallel P oder M des Wirtes angeordnet. Verbindungen zum Kornrend sind nicht sichtbar.

Myrmekit ist ebenfalls in allen untersuchten Proben des Spitzer Gneises un Untersuchungsgebiet vorhanden. Der Myrmekitquarz ist häufig parallel P und M des Myrmekitplagioklas angeordnet. Der Myrmekitplagioklas ist polys nach Albit- und Periklingesetz verzwillingt. Die durch Myrmekitquarz abgeteilten Einzelfelder des Myrmekitplagioklas kongruieren nicht beztiglich der Anordnung ihrer polys Zw. Daraus kann gefolgert werden, daß die Zw im Myrmekitplagioklas erst nach Genese des Myrmekitquarzes entstanden. In genetischer Hinsicht handelt es sich um Myrmekit Typ I (Myrmekit in Plag-Körnern des Grundgewebes abseits von Knaf. Myrmekit in Plag-Körnern, welche in Knaf eingeschlossen sind und sich bezüglich Form, Größe und Ausbildung nicht von den anderen in Knaf eingeschlossenen Plag-Körnern unterscheiden).

Im chemischen Laboratorium der Geologischen Bundesanstalt wurde eine Analyse des granitischen Spitzer Gneises aus dem westlichen Abschnitt des Mitteltrums des Stollens Dobra—Krumau durchgeführt (1 in nebenstehender Tabelle).

	1	2
SiO <sub>2</sub>	78-42	46.78
TiO <sub>2</sub>	0.18	1.95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.36	15.25
Fe <sub>g</sub> O <sub>g</sub>	0.69	2.53
FeO	1.40	10-44
MnO	0.03	0.03
CaO	1.49	9-73
MgO	0.38	7.35
K <sub>2</sub> O	5.84	0-65
Na <sub>2</sub> O	2.84	2.66
H <sub>2</sub> O bis 110°C	0.19	0.46
H <sub>2</sub> O über 110°C	0.22	1.69
CO <sub>2</sub>	0-10	0.19
$\mathbf{P_2O_5}$	0.07	0.18
Ges. S	0.03	0.13
BaO	0.07	0.015
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.019	0.037
$V_2O_3$	0.006	0-039
ZrO <sub>2</sub>	0.01	0.018
Ges. Ci	Spur	0.05
		abzüglich O (für Cl) 0.01
ľ	100-35	100-17
Spezifisches Gewicht	2.65	3.02

<sup>1)</sup> Spitzer Gneis. 2) Amphibolit in Spitzer Gneis. Analytiker: K. Fabich.

Die Probe (1) führt Kalinatronfeldspat sowohl im Grundgewebe als auch in 2-5 cm langen Kristallaugen mit pseudopodienförmig ins Grundgewebe eindringendem Randsaum; flauer Mikroklin mit Faser- und Aderperthit. Plagioklas enthält Hellglimmermikrolithen. Ferner sind vorhanden: Biotit, Granat, Chlorit, Apatit, Zirkon, Quarz, Antiperthit und Myrmekit.

Die Berechnung nach der Methode von A. Köhler-F. Raaz 1951 ergibt die Werte: qz = +63; F = 31; fm = 6; F—fm = +25. Vergleicht man die Lage des Analysenpunktes (1) mit anderen kristallinen Schiefern des nieder-österreichischen Waldviertels im Diagramm (Köhler-Raaz 1951, Abb. 5), so wird folgendes ersichtlich: Der analysierte granitische Spitzer Gneis aus dem Mitteltrum des Kampstollens Dobra—Krumau liegt dem F-Punkt näher als der granodioritische Spitzer Gneis vom Jauerling (Wachau) und besitzt eine bedeutend größere +qz-Zahl. Chemisch fällt unser granitischer Spitzer Gneis des Kamptales ins Feld der reinen Granulite.

## Aplitischer Spitzer Gneis

Feinkörnig und arm an dunklen Gemengteilen. Der Mineralbestand kommt dem des granitischen Spitzer Gneises sehr nahe. Es fehlen Hornblende und Titanit. Die Umwandlung des Biotits zu Chlorit ist besonders häufig. Granat bildet 2 mm große korrodierte Körnchen und zeigt Umwandlung zu

Chlorit. Die im granitischen Spitzer Gneis nicht seltene inverse Zonenstruktur der Plagioklase fehlt dem aplitischen Spitzer Gneis. Myrmekit kann fehlen. Antiperthit wurde nicht gefunden. Makroskopisch sind Pyrit-reiche Quarzadern zusammen mit Aplitadern häufig.

### Amphibolit im Spitzer Gneis

Auf das eigenartige geologische Auftreten des Amphibolits im Spitzer Gneis des Kamptales wurde bereits oben hingewiesen. Es handelt sich um

geringmächtige, sehr zahlreiche konkordante Lagen.

Der Amphibolit ist kleinkörnig. Stets ist ein deutliches flächiges und lineares Parallelgefüge — konform mit demjenigen des Spitzer Gneises — vorhanden. Biotit tritt gegenüber Hornblende mengenmäßig zurück. Mitunter sind Biotitamphibolite entwickelt. Von diesen finden sich Übergänge zu Biotitschiefern und Biotitgneisen. Grobkörnige Partien, in welchen die Hornblendesäulchen 1·5 cm Länge erreichen, fand ich nur an Kontaktstellen des Amphibolits mit aplitischen Adern des Spitzer Gneises (Wirkung der mobilen Alkali-Lösungsumsätze). Aplitische Durchäderung des Amphibolits war in den Stollenaufschlüssen häufig zu beobachten. Im Gefolge der aplitischen Durchäderung sind lokal Grohmengungen zwischen Amphibolit und aplitischen Stoffen vorhanden: Bändergneise, geaugte Biotitamphibolite und Biotitgneise und diffus von aplitischen Stoffen durchtränkte Amphiholitschollen.

Drei Dünnschliffe von Proben aus dem W. und Mitteltrum des Stollens Dobra—Krumau zeigen folgenden mikroskopischen Mineralbestand:

Die Hauptgemeogteile sind Hornblende und Plag. Quarz fehlt.

Hornblende (1.3 mm): Hellgelblichgrün bis olivgrün oder blaßgrün.  $\gamma/z = 17^{\circ}$ . Idiomorph bis xen. Säulchen vorwiegend in s angeordnet. Radioaktive Höfe um Einschlüsse von Zirkon und Titanit. — Plag (0.8 mm): 15—31% An. Xen. Polys Zw, Einfachzwillinge und sehr häufig auch nicht verzwillingte Individuen. Zwillinge nach Albit- und Periklingesetz. Inverser Zonenbau ist allgemein vorhanden: Kern 15—24% An. Hülle 27—31% An. Der Plag ist häufig getrübt; mitunter Mikrolithen un Plag. — Magnetit (0.44 mm) ist in beträchtlicher Menge vorhanden. Xen. — Biotit (0.9 mm): Farblos, hellgelb bis fuchsrot, rotbraun. Wenige, aber große Scheiter, deren Umrisse gegen Hornblende den Anschein erwecken, daß Biotit metasomatisch auf Kosten der Hornblende wächst. Erz ist parallel eingelagert. Radioaktive Höfe um Einschlüsse vom Zirkon. Biotit kann auch fehlen und an seiner Stelle findet sich Chlorit. — Chlorit (0.75 mm): Klinochlor und Pennin. Mitunter ist an entsprechenden Umwandlungsstadien die Umwandlung von Biotit zu Chlorit erkennbar. — Pyrit (0.0 mm); Apatit (0.08 mm) und Zirkon (0.045 mm). Stellenweise findet sich Titanit. Auf sekundären Klüftehen kommt rh Karb zusammen mit Chlorit vor.

Eine Amphibolitprobe aus dem Spitzer Gneis wurde im Lahoratorium der Geologischen Bundesanstalt chemisch analysiert (siehe vorstehende Tabelle, 2).

Die Probe stemmt aus einer Amphibolitlage im Spitzer Gneis bei der Sperre Dobra, aus dem Umlaufstollen. Das Gestein ist kleinkörnig (Korndurchmesser  $\langle 0.6 \ mm \rangle$ ). Der volumetrische Mineralbestand (Indikatrixlänge = 522 mm) beträgt: Hornblende 60, Plag 34, Magnetit und Pyrit 3, Chlorit 2 und Biotit 1 Vol.-%. Plag besitzt inversen Zonenbau: Kern 24% An, Hülle 36% An. Nicht zonerer Plag wurde mit 35% An beobachtet. Auf jungen Klüftehen sitzt rh Karb.

Die Berechnung nach Köhler-Raaz ergab; qz = -21; F = 24; fm = 55; F - fm = -31. Im Diagramm des Chemismus der kristallinen Schiefer des niederösterreichischen Waldviertels (Köhler-Raaz 1951,

Abb. 5) liegt die Amphibolitprobe aus dem Spitzer Gneis bei Dobra (2) in nächster Nähe des Fleckamphibolits von Spitz a. d. Donau.

Andere geringmächtige Einlagerungen im Spitzer Gneis

Neben den Amphiboliten finden sich als Einlagerungen im Spitzer Gneis: Biotitschiefer, Biotitamphibolite, Biotitgneise, Zweiglimmerschiefer und hei der Kamprohrbrücke auch Kalkmarmor. Auf der Cžjžek-Karte ist ein Kalkvorkommen südsüdöstlich Strones im Gebiet des Schloteinbachgrabens eingetragen, das ich nicht finden konnte.

Ein flasriger Biotitglimmerschiefer mit Plagioklasporphyroblasten (helle Knoten) von M 420 hat als Hauptgemengteile: Biotit, Plag und Quarz.

Biotit (2·2 mm): Hellgelb bis rotbraun. Postkristallin verbogen. Radioaktive Höfe um Zärkon. — Plag (1·7 mm): 27—36% An. Xen. Gelängt in s. Pol Zw nach Albitund Periklingesetz. Auch nichtverzwillingte Individuen vorhanden. Inverse Zonenstruktur ist häufig: Kern 27% An, Hülle 36% An. Biotit ragt vom Rande her in die Plag-Körner ein Stück hinein; somit Andeutung eines randlichen Internreliktgefüges in den Plag-Porphyroblasten. — Quarz (0·85 mm) ist zen und schwach undulös. — Chlorit sekundär aus Biotit. — Ferner: Apatit (0·18 mm) und Zirkon (0·09 mm).

Biotitamphibolit aus dem westlichen Teil des Mitteltrums des Stollens Dobra--Krumau zeigt ebenflächiges s und Elongation von Hornblende und Biotit parallel der Striemung. Magnetit ist makroskopisch zu sehen.

Hauptgemengteile sind Hornblende, Biotit und Plag. — Hornblende (1·2 mm): Hellgelblichgrün bis olivgrün.  $\gamma/z=16^{\circ}$ . Radioaktive Höfe um Zirkon und Titanit. — Biotit (1 mm): Hellgelb bis rötlichbraun. Radioaktive Höfe um Zirkon und Titanit. — Apatit (0·24 mm) ist idiomorph oder rundlich. — Magnetit (0·4 mm), Pyrit (0·45 mm). Titanit (0·13 mm), Chlorit (0·51 mm) und Zirkon (0·09 mm). — Plag (0·6 mm): Xen. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. Auch nichtverzwillingte Individuen vorhanden. Inverser Zonenbau. — Quarz (0·3 mm): Xen. Schwach undulös. Gelängt in s.

Die Probe einer aplitischen Injektionslage in Biotitamphibolit aus Spitzer Gneis ist wegen des Fehlens der inversen Zonenstruktur der Plagioklase bemerkenswert. Die 3.5 m mächtige aplitische Lage zeigt unter dem Mikroskop einen offensichtlich aus dem angrenzenden Amphibolit stammenden Mineralreichtum:

Hauptgemengteile sind Plag und Quarz. — Hornblende (3.6 mm): Hellgelb bis grün. Radioaktive Höfe um Zirkon und Titanit. — Titanit (0.41 mm). — Biotit (0.42 mm); Hellgelb bis dunkelgrün. Radioaktive Höfe um Zirkon und Titanit. — Granat (1.1 mm): Hellgelb bis dunkelgrün. Radioaktive Höfe um Zirkon und Titanit. — Granat (1.1 mm): Hellges. Korrodiert. Teilweise Umwandlung zu Chlorit und Karbonat. — Chlorit: Klinochlor. Sekundär aus Biotit und Granat. — Orthit (0.32 mm): Teilweise pseudomorphosiert. — Apatit (0.13 mm) und Zirkon. — Plag (0.7 mm): Polys Zw nach Albitund Periklingesetz. Auch nichtverzwillingte Individuen. Xen. — Knaf (0.2 mm) ist sehr wenig vorhanden. — Antiperthit bildet Spindeln und Flecke in den Plag-Körnern. — Quarz (0.85 mm): Xen. Schwach undulös. Gelängt in s.

Wahrscheinlich als sedimentogene Einlagerung im Spitzer Gneis dürfte Sillimanit-führender Zweiglimmergneis im Mitteltrum des Stollens Dobra—Krumau, M 1390, zu deuten sein. Es handelt sich um Biotit-reichen feinkörnigen Gneis mit ebenflächigem s und deutlicher Striemung (Elongation des Biotits). Hauptgemengteile: Biotit, Plag, Sillimanit und Quarz.

Biotit, Pyrit, Muskowit und Sillimanit sind streifenförmig parallel angeordnet; Falten bilden sie polygonal ab. In Plag erscheint hauptsächlich Pyrit und Biotit, aber auch Muskowit und Sillimanit als internes reliktisches Parallelgefüge. — Biotit (3 mm); Farblos bis fuchsrot. Radioaktive Höfe um Zirkon. Querbiotit kommt vor. — Sillimanit

(0.85, mm) bildet Säulchen. — Pyrit (1.3 mm); Xen. Häufig mit Biotit parallel verwachsen. — Muskowit (1.4 mm) ist ebenfalls mit Biotit parallel verwachsen. — Magnetit und Zirkon. — Plag (1.2 mm) ist mengenmäßig der wichtigste Gemengteil dieses Gesteins. 25—30% An. Gelängt in s. Nichtverzwillingte Körner besitzen internes reliktisches Parallelgefüge von Pyrit, Glimmer und Sillimanit. Polys nach Albit- und Periklingesetz verzwillingte Individuen zeigen nur spärliche Andeutungen internen reliktischen Parallelgefüges; Einschlüsse liegen in ihnen mehr oder minder desorientiert. Hermonisch verteilte Hellglimmermikrolithen kommen vor. — Quarz (1.15 mm); Xen. In s gelängt. Schwach undulös.

Eine Tremolit-reiche Kalkmarmorlage ist dem Amphibolit bei dem Mundloch östlich der Kamprohrbrücke eingeschaltet (M 1347). Es handelt sich um grauen mittelkörnigen Kalkmarmor mit ebenflächigem Parallelgefüge. Tremolit ist makroskopisch als zarter Filz parallel s sichtbar. Hauptgemengteile sind Kalzit und Tremolit.

Kalzit (1·4 mm) ist granoblastisch. — Tremolit (2·3 mm): Farbles. Poikiloblastisch. — Muskowit (0·75 mm) und Apatit.

### Die Paragneislage im Spitzer Gneis des Schöberlberges

Eine mächtigere Paragesteinslage im Spitzer Gneis findet sich nahe der E-Grenze des Spitzer Gneises im Schöherlherg (siehe Tafel IX und X). Östlich P. 548 wird das Plateau des Schöberlherges von einer Mulde unterbrochen, die zum Kamp entwässert. Ihr entspricht die Paragesteinslage im Mitteltrum des Stollens Dobra—Krumau von M 1824—2063 (Tafel XI). Ihre östliche Begrenzung ist unscharf, da sich Übergänge zwischen Paragneis und Spitzer Gneis einstellen. Ihre westliche Begrenzung ist durch Mylonit verwischt. Die wesentlichen Gesteinstypen der Paragneisserie des Schöberlberges seien im folgenden beschrieben.

Granatführender Plagioklasgneis ist sehr häufig. Er hesitzt flächiges Parallelgefüge. Biotit bildet Schuppen his zu 5 mm Länge und ist parallel der Striemung elongiert. Die Granaten erreichen 4 mm Durchmesser. Eine Probe von M 1900 zeigt folgenden Mineralbestand:

Hauptgemengteile sind Biotit, Granat, Plag und Quarz. Die Granatkörner werden von den Glimmerscheitern in Polygonalzügen umgeben. — Biotit (5 mm): Hellgelb bis rotbraun. Radioaktive Höfe um Zirkon. — Chlorit (Pennin) ist aus Biotit unter Erzausscheidung hervorgegangen. Übergangsstadien sind sichtbar. — Granat (4 mm): Korrodierte Rundlinge. Umwandlung zu Pennin und rh Karb. — Magnetit und Graphit (0·24 mm). — Zirkon (0·1 mm). — Plag (1·4 mm): 29—30% An. Xen. Inverse Zonenstruktur. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. Internes reliktisches Parallelgefüge von Biotit ist randlich im polys verzwillingten Plag vorhanden. Ferner sind Erzkörnchen im Plag-Korn eingeschlossen. — Quarz (2·8 mm): Xen. Gelängt in s. Schwach undulös.

Biotitschiefer und Zweiglimmerschiefer (grobschuppig, gefältelt) bilden mehrere Meter mächtige Lagen. Auch Graphitschiefer sind vorhanden.

Durch Zunahme des Feldspatgehaltes entwickeln sich aus dem granatfübrenden Plagioklasgneis Streifengneise, in denen aplitische Partien häufig sind. Diese aplitischen Lagen besitzen keine inverse Zonenstruktur der Plagioklase.

Ein sehr quarzreicher aplitischer Gneis im Streifengneis bei M 2035 führt als Hauptgemengteil Quarz (2.5 mm). Xen. Gelängt in s. Flüssigkeitseinschlüsse längs Porenflächen. — Biotit (0.5 mm): farhlos bis rotbraun. — Chlorit (Pennin) ist sekundär aus Biotit unter Erzausscheidung hervorgegangen. — Granat (0.34 mm): Farblos. Korrodiert. — Apatit und Zirkon. — Plag (0.55 mm): 27% An. Nur in kleinen Mengen vorhanden. Xen. Polys nach Albit- und Periklingesetz verzwillingt. Auch nichtverzwillingte Indi-

yiduen sind vorhanden. Keine inverse Zonenstruktur. — Knaf (1·2 mm): Mengenmäßig dem Plag überlegen. Scharfe Mikroklingitterung. Aderperthit. Xen. Keine Zwillinge. —

Myrmekit ist wenig vorhanden.

Ein anderer aplitischer Gneis steht bei M 2002 zwischen Amphibolit und Streisengneis an. Hauptgemengteile sind Biotit, Plag und Quarz. — Biotit (1.7 mm): Farblos, hellgelb bis rotbraun. Radioaktive Höse. — Muskowit (1.4 mm), Titanit (0.2 mm), Apatit und Zirkon. — Plag (0.85 mm): Xen. Keine Zonenstruktur. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. Auch nichtverzwillingte Individuen sind vorhanden. — Knaf (1.2 mm): Schargegitterter Mikroklin. Aderperthit. Keine Zwillinge. — Quarz (0.56 mm): Xen. Schwach undulös. — Quarzgewächse greisen aggressiv Knaf und Plag an.

Die Amphibolite der Paragneislage des Schöberlberges unterscheiden sich nicht wesentlich von denjenigen Amphiboliten, die unmittelbar dem Spitzer Gneis eingelagert sind (siehe S. 228). Sie sind kleinkörnig und besitzen ebenflächiges Parallelgefüge.

Ein Amphibolit bei M 1906 zeigt folgende Hauptgemengteile: Hornblende und Plag. — Hornblende  $(2\ mm)$ : Farblos, blaßgelblichgrüu bis blaßgrün.  $\gamma/z=14\cdot5^\circ$ . Zwillinge häufig Radioaktive Höfe um Zirkon. — Biotit  $(1\cdot12\ mm)$ : Farblos bis rotbraun. — Chlorit  $(0\cdot73\ mm)$ : Klinochlor. Sekundär aus Biotit unter Erzausscheidung. — Magnetit  $(0\cdot75\ mm)$ , Pyrit, Apatit  $(0\cdot12\ mm)$  und Zirkon  $(0\cdot022\ mm)$ . — Plag  $(0\cdot6\ mm)$ : 24-39% An. Xen. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. Inverser Zonenbau: Kern 24% An,

Hülle 39% An. — Quarz (0.47 mm): Xan. Schwech undulös.

Biotitamphibolit bei M 1953 zeigt folgenden Mineralbestand. Hauptgemengteile sind Hornblende, Biotit und Plag. — Hornblende (1·7 mm): Farblos bis blaßgrün.  $\gamma/z=14^\circ$ . Zwillinge sind häufig. — Biotit (2 mm): Farblos, hellgelb bis rotbraun. Massenhaft radioaktive Höfe um Zirkon. — Muskowit (0·45 mm) ist nur wenig vorhanden. Parallel mit Biotit verwachsen. — Magnetit (0·44 mm), Pyrit (0·15 mm), Apatit (0·09 mm) und Zirkon. — Plag (0·65 mm): 22—40% An. Xen. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. In verser Zonenbau: Kern 22% An, Hülle 40% An. — Quarz (0·73 mm): Xen. Gelängt in s. Schwach undulös.

Kleinkörniger grünlichgrauer Augitgneis findet sieh angrenzend an Amphibolit oder Kalkmarmor.

Augitgneis bei M 1920 zeigt folgenden Mineralbestand. Hauptgemengteile sind Augit, Hornblende und Plag. Es wechseln Augit mit Hornblendelagen ab. Mitunter finden sich Parallelverwachsungen von Augit und Hornblende. — Augit (2·3 mm): Farblos, γ/z = 47°. Die dickprismatischen Säulchen sind meist korrodiert. — Hornblende (1·7 mm): Hellgelb bis grün. γ/z = 16°. Zwillinge vorhanden. Radioaktive Höfe um Zirkon und Titanit. — Biotit (0·3 mm): Hellgelb bis rotbraun. — Chlorit (0·85 mm): Pennin. Sekundär unter Erzausscheidung aus Biotit und Hornblende bervorgegangen. — Magnetit (0·24 mm), Titanit (0·3 mm), Apatit (0·15 mm), Zirkon (0·02 mm). — Rh Karb (0·28 mm) und Muskowit (0·24 mm) sind sekundäre Bildungen. — Plag (1·5 mm): 34—55% An. Xen. Mitunter idiomorph gegenüber Quarz. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. Neben nichtzonaren Körnern finden sich Körner mit kräftiger inverser Zonenstruktur: Kernstruktur: Kern hille 55% An. Nichtzonare Körner wurden mit 55% An gemessen, entsprechen also der Hülle. — Knaf (0·56 mm): Xen. Flauer Mikroklin. Schwache Aderperthite. — Quarz (1·8 mm): Xen. Schwach undulös. Gelängt in s.

Die drei Kalkmarmorlagen der Paragneisserie des Schöberlberges bestehen aus grau-weiß-gebändertem Tremolit-führendem Kalkmarm or mit ebenflächigem Parallelgefüge.

Eine Probe von M 1978 zeigt granoblastische Struktur, Rh Karb (1 mm) ist herrschender Gemengteil. — Tremolit (1·3 mm): Farblos,  $\gamma/z=11$ °. 2Va=76—76°. Poikiloblastisch. — Chlorit ist in geringen Mengen vorhanden.

## Ostgrenze des Spitzer Gneis

Beim Mundloch Genitzbrücke des Mitteltrums (Stollen Dobra—Krumau) steht glimmerreicher Streifengneis an, der auch Muskowit führt. Ebenflächiges Parallelgefüge und Striemung sind gut entwickelt. Das Gestein

unterscheidet sich nicht wesentlich von den Paragneisen östlich des Genitzbaches.

Vom Mundloch hei der Genitzbrücke in westlicher Richtung stolleneinwärts nimmt der Feldspatgehalt des Streifengneises zu. Das Gestein wird heller. Adergneise und Augengneise sind vorhanden. 45 m westlich des Mundloches steht bereits ein bedeutend hellerer Streifengneis an, der sehon mehr dem Spitzer Gneis ähnlich sieht. 70 m westlich vom Mundloch befindet man sich im typischen hellen Spitzer Augengneis. Der Übergang vom moldanuhischen Paragneis zum Spitzer Augengneis ist also nicht scharf. Der analoge kontinuierliche Übergang ist obertags am rechten Kampufer westlich der Genitzbachmündung an den Aufschlüssen des Fahrweges zu beohachten und könnte hier noch detailliert petrographisch untersucht werden.

# Moldanubische Paragesteinsserie westlich des Gföhler Gneises Allgemeines

Die Paragesteinsserie westlich des Gföhler Gneises (W-Flügel der großen Synklinale) war bedeutend weniger gut bekannt und petrographisch durchgearbeitet als der E-Flügel. Bezüglich des E-Flügels, der ja schon außerhalb unseres Untersuchungsbereiches liegt, sei auf die Arbeiten von F. Becke und mehrerer seiner Schüler verwiesen, vor allem auf die grundlegende moderne Monographie der moldanubischen Paraschiefer östlich vom Gföhler Gneis von H. Schumann 1929.

Auf den W-Flügel im Kamptal beziehen sich nur wenige Notizen von J. Cžjžek, 1853, F. Becke, 1882, und A. Himmelhauer, 1913. Es kann hier unmittelbar an eine Anregnng von F. Becke, 1913, die wir in seiner zusammenfassenden Schrift üher das niederösterreichische Waldviertel

(S. 27) lesen, angeknüpft werden:

F. Becke schildert zunächst für den E-Flügel die Zunahme der Kristallinität (Gröherwerden des Kornes) der Paragesteinsserie mit Annäherung an den Gföhler Gneis und die aplitisch-pegmatitische Durchäderung der dem Gföhler Gneis östlich benachharten Paragneise (Schumann hat dann später diese Verhältnisse eingehend studiert und auch in einer geologischen Übersichtskarte des E-Flügels festgehalten). Daran schließt F. Becke folgende Uherlegung: "Dieselben hochkristallinen Schiefergneise tauchen auch im W unter dem flachen Gesteinskörper des Gföhler Gneises wieder auf, und es entsteht die Frage, ob man in dieser Zunahme der Kristallinität denn etwa noch eine Kontaktwirkung des Intrusionskörpers des Gföhler Gneises zu erblicken hat? Dies würde als hewiesen gelten können, wenn sich dieselbe Reihe von Erscheinungen auch westlich in umgekehrter Reihenfolge nachweisen ließe 1). Das ist aber bis jetzt nicht unzweifelhaft dargetan; der W ist noch zu wenig genau untersucht. Es könnte auch sein, daß die erwartete Erscheinung verdeckt würde durch eine in ganz großem Maßstabe zunehmende Kristallinität bei der Annäherung an die in Entfernungen von 10 bis 20 km westlich auftretenden S-böhmischen Granitmassive, die nach den weitausgreifenden Untersuchungen von F. E. Suess ohne Zweifel vorhanden ist,"

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>) Im Original nicht ausgezeichnet.

Meine Detailuntersuchungen im Kamptal bringen eine eindeutige Bestätigung, daß die Kristallinität (Korngröße) auch im W-Flügel gegen den Gföhler Gneis hin zunimmt. Die im E von Schumann kartierten Injektionsgneise im Grenzbereich zum Gföhler Gneis sind symmetrisch auch im W des Gföhler Gneis vorhanden.

Das E-Trum des Stollens Dobra—Krumau lieferte feinkörnige Plagioklasgneise meist ohne aplitisch-pegmatoide Durchtränkung. Das gleiche gilt für die Glimmerschiefer, Amphibolite, Quarzite, Kalkmarmore, Augitgneise usw. dieses Stollens.

Hingegen befindet sich der Stollen Thurnberg—Wegscheid in der Injektionsgneisserie unmittelbar unter dem Gföhler Gneis. Hier ist ein mit Worten nicht zu schildernder Reichtum an aplitisch-pegmatoider Durchtränkung der moldanubischen Paragesteinsserie vorhanden. Plagioklasgneise, Graphitgneise und Glimmerschiefer sind grobkörnig und durchädert. Die Amphibolite sind gefeldspatet, durchtränkt, zu Adergneisen bis zu makroskopisch regellos grobkörnigen Meta-Dioriten umgewandelt. Kalkmarmore und Augitgneise sind gefeldspatet. Iu den Adern besteht Plagioklas-Vormacht, obwohl der Gföhler Gneis, von dem die Injektion zweifellos ausgeht, Kalinatronfeldspat-Vormacht besitzt. Die analoge Erscheinung beobachteten bekanntlich F. Becke, F. Reinhold, Ch. Bacon und H. Schumann hauptsächlich im Gehiete östlich des Gföhler Gneis, F. Reinhold auch westlich des Gföhler Gneises.

Auf Grund der lokalen Beschränkung der Adergneise meines Untersuchungsgebietes auf die nächste Nähe des Gföhler Gneises und auf Grund der eindeutig erwiesenen Zunahme der Korngröße der kristallinen Schiefer meines Untersuchungsgebietes in Richtung zum Gföhler Gneis scheint mir zweifellos die Auffassung von L. Waldmann richtig zu sein, daß die Metamorphose der kristallinen Schiefer unseres Bereiches nur sehr wenig, ja ich möchte für mein Untersuchungsgebiet sagen, überhaupt nicht vom S-Böhmischen Granit abhängig ist. Dazu kommen noch die makro- und mikroskopischen Gefügeeigenschaften, auf die ja L. Waldmann in diesem Zusammenhang auch immer wieder hinwies. Im Abschnitt Krumau am Kamp-Wegscheid sah ich schon als Student keine eigene Intrusionstektonik \*) und wurde darin auch durch meinen Lehrer, Herrn Prof. Dr. L. Kober, bestärkt. Es liegt ein straffer Faltenbau mit annähernd parallelen Faltenachsen vor, der, wie der letzte Abschnitt dieser Arheit zeigen wird, älter ist, als der mit Parallelkontakt aufdringende Rastenberger Granit. Mikroskopisch sind postkristalline Verbiegungen und Quälungen der Gesteinsgemengteile trotz des kristallinen Charakters der moldanubischen Paragesteine häufig, worauf ja neben anderem L. Waldmanns (1929) polymetamorphe Gliederung beruht.

Einige Anregungen erhielt ich auch durch die sehr ausführliche und mit vielen Ahbildungen versehene Arbeit des französischen Alpengeologen F. Ellenberger, 1948, der vor allem die differentielle Durchbewegung der moldanubischen Paragneise studierte und das Wachstum von Kalinatron-

<sup>\*)</sup> Im Sinne von F. E. Sueß, 1926: "Intrusionstektonik" der moldanubischen Kristallinen Schiefer als ein Bewegungsbild, das nach F. E. Sueß wesentlich von den Graniten mitverursacht sei und von alpinotypen Falten recht weitgehend unterscheidbar wäre.

feldspat und Quarz in den zugehörigen Adergneisen (Alkali und SiO<sub>2</sub>-Metasomatose) verfolgte:

Zirka 11 km nördlich von Krumau am Kamp lag das Kriegsgefangenenlager Edelbach. Hier untersuchten französische Geologen und Studenten als Kriegsgefangene in den Jahren 1940-1945 mit rein wissenschaftlichem Interesse ohne Wissen oder Unterstützung von deutscher Seite die geologischen Verhältnisse des bloß 400 m² großen Platzes innerhalb der Umzäumung des Gefangenenlagers. F. Ellenberger schreibt: Wir haben 5 Jahre bindurch eine überbevölkerte Wüste durchforscht, die man in 3 Minuten traversieren konnte und die stärker als eine Insel im Ozean von der übrigen Welt abgeschnitten war. Wir mußten alles improvisieren außer dem wenigen, das wir uns in familiären Paketen an Stelle der doch so unentbehrlichen Lebensmittel schieken ließen. Trotzdem bauten sich die gefangenen Geologen zwei Polarisationsmikroskope auf; sie fertigten 300 Dünnschliffe an, indem Gesteinssplitter mit einer Mischung von Kolophonium (eines Geigenspielers) und Speiseöl auf Glasscherben aufgekittet, geschliffen und mit einem anderen Glasscherben abgedeckt wurden. Außer dem Wissen, das sie im Kopfe trugen, besaßen sie als einzige schriftliche Anregung die Monographie üher Mikrotektonik von Demay, 1942. Die Beobachtungen im Lager Edelbach sind unter der Leitung von Ellenberger in einer 170 Seiten starken Schrift nach dem Krieg und nach Einsichtnahme der Waldmannschen Arbeiten veröffentlicht worden mit einem meisterhaften Vorwort von Prof. E. Wegmann und bringen sehr wesentliche Erkenntnisse.

Zur Untersuchung gelangte eine 200 m mächtige Biotit, Graphit oder Hornblende führende Plagioklasgneisserie mit syntektonischen AlkaliInjektionen. Die Faltenachsen streichen NNE; sie sind durch Elongation des Biotits und der Hornblende charakterisiert und stellen außerdem Schnittgerade der s-Flächen dar, die sich keilförmig mit Winkeln von 15 his 30° schneiden. Ellen berger fand 25 m mächtige reine Plagioklasaplite (also analog den unten zu beschreibenden reinen Plagioklaspegmatoiden im Stollen Thurnberg—Wegscheid). Ferner beschreibt Ellen berger basische Fronten im Kleinbereich: Am Rand der Plagioklasaplite z. B. sammelt sich grobkörnige Hornblende und Biotit an.

Die Kristallisation des Biotits und Graphits erfolgte vor Abschluß der Feldspatkristallisation. Häufig ist der Biotit gestaucht und gequält. Es ist überhaupt erstaunlich und wird von Ellenberger hervorgeboben und mit vielen Details helegt, daß postkristalline Deformationen gar nicht selten sind, was ebenfalls mit meinen Beobachtungen übereinstimmt. So wie bei Demay, 1942, scheint mir allerdings auch bei Ellenberger, 1948, an manchen Stellen des Guten zu viel getan zu sein, wenn versucht wird, die zeitlichen Beziehungen zwischen ruptureller Deformation und syntektonischer Alkali-Intrusion bis ins kleinste Detail zu gliedern. So wünschenswert eine solche Rekonstruktion auch ist, so ist es in den pt-Starkwirkungshereichen des variszischen Grundgebirges, wo internes Reliktgefüge in den Porphyroblasten häufig fehlt, nicht so einfach zu entscheiden, oh z. B. Biotit vor oder nach der Feldspat-Blastese verbogen wurde.

Besonders wertvoll sind Ellenbergers genaue Beschreibungen der Kalinatronfeldspat- und Quarz-reichen Injektionshänder und diffusen Injektionszonen in den Plagioklasgneisen. Kalinatronfeldspat korrodiert

die älteren Plagioklase. Dabei bildet sich Antiperthit und Myrmekit. Myrmekitquarz findet sich in Plagioklasvorsprüngen und -inseln, die von großen perthitischen Kalinatronfeldspaten umgeben sind. Ellenberger nimmt syntektonisches Wachsen von 2 bis 3 cm langen Kalinatronfeldspataugen (Karlsbader Zwillinge) an. Die verschiedenen Stadien der metasomatischen Verdrängung des Plagioklasgneises durch die sprossenden Kalimatronfeldspate werden beschrieben. Reste des Grundgewebes sind im Kalinatronfeldspat eingeschlossen. Übergänge der Kalinatronfeldspatzeilen zu Kalinatronfeldspataugen (Porphyroblasten) sind vorhanden. Die Kalinatronfeldspataugen sind teilweise zerbrochen und von jüngerem Kalinatronfeldspat umwachsen und ausgeheilt, wobei ältere und jüngere Generation gleichzeitig optisch in Auslöschung gehen. Quarz wächst poikilitisch im Grundgewebe; er umwächst Plagioklasinseln, Graphitschüppehen und Hornblenderelikte; er korrodiert große Hornblenden. Im Quarz finden sich Einschlüsse von Biotit, Apatit und Titanit. Auch diskordant das Gestein durchsetzende Risse füllt der Quarz aus. In einem Spätstadium der Metamorphose verheilten diagonale Diaklasen (Haarrisse). Erst viel später (wahrscheinlich während der alpidischen Orogenese) bildeten sich Serizitlagen als Scherzonen im Plagioklasgneis. An solchen Zonen wirken besonders hydrothermale SiO<sub>2</sub>-Infiltrationen, über die ein eigener Abschnitt der inhaltereichen Schrift berichtet.

#### Detailbeschreibung

Die feinkörnige Paragesteinsserie im Osttrum des Stollens Dobra-Krumau

Das E-Trum des Stollens Dobra—Krumau durchörtert eine meist feinkörnige Paragesteinsserie mit mächtigen Glimmerschieferlagen und feinkörnigen Biotitplagioklasgneisen. Die Serie ist reich an Graphitgneisen, Graphitschiefern, Quarziten, nicht gefeldspateten Kalkmarmoren, feinkörnigen Amphiboliten und Augitgneisen. Graphit-reiche Kalke sind feinkörnig geblieben und führen viel Pyrit. Es folgt eine Detailbeschreibung der von W nach E im Stollen angetroffenen Gesteine (Tafel XI).

Im E-Trum des Stollens Dobra—Krumau sind nahe dem Mundloch Genitzbrücke tremolitführende Kalkmarmore, Graphitphyllite und Glimmerschiefer dem Plagioklasgneis eingelagert. An der Grenze zum Kalkmarmor zeigt der Plagioklasgneis postkristalline Deformationen.

Granat-führender feinkörniger Plagioklasgneis von M 2417 ist ein Beispiel für die typischen feinkörnigen Schiefergneise dieses Gebietes. Es handelt sich um ein feinkörniges graues Gestein mit ebenflächigem Parallelgefüge und viel Biotit.

Hauptgemengteile sind Biotit, Plag und Quarz. — Granat (0.5 mm): Korrodierte Formen. Umwandlung zu Pennin. — Biotit (0.6 mm): Heligelb bis dunkelbraun. Post-kristallin schwach deformiert. Radioaktive Höfe um Zirkon. Umwandlung zu Klinochlor. — Chlorit: Sekundär aus Grant und Biotit. — Graphit (0.6 mm). Apatit (0.15 mm) und Zirkon. (0.68 mm). — Plag (0.9 mm): 28% An. Xen. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. Auch Einfachzwillinge und Einfachindividuen. — Quarz (2.2 mm): Xen. Undulös.

Bei feinkörnigem glimmerarmem Plagioklasgneis ist es schwer zu entscheiden, ob der Stoffbestand des Gesteines mehr sedimentogenes Material oder mehr aplitischen Lösungsumsatz (Plagioklasaplit) enthält. So zeigt feinkörniger quarzreicher glimmerarmer Plagioklasgneis bei M 2355 makroskopisch quarzitischen Habitus. Es ist etwas mehr Quarz als Plagioklas vorhanden. Die übrigen Gemengteile treten ganz zurück.

Das Gestein zeigt postkristalline Deformation (undulöser Quarz und gequälter Muskowit). — Quarz (0.6 mm): Xen. Gelängt in s. Stark undulös. — Plag (0.8 mm): Opt. negativ. Xen. Gelängt in s. Hellglimmermikrolithen. Polys Zw nach Albit., seltener nach Periklingesetz. Auch nichtverzwillingte Individuen vorhanden. — Muskowit (0.45 mm): Korrodiert. Postkristallin deformiert. — Chlorit (0.3 mm): Pennin. Sekundär aus Biotit unter Ausscheidung von Erz. — Ferner: Pyrit, Magnetit und Titanit.

Bei M 2550 findet sich, angrenzend an Kalkmarmor, ein sehr feinkörniger graphitreicher Plagioklasgneis mit den Hauptgemengteilen: Biotit, Graphit, Quarz und Plagioklas.

Biotit (1.4 mm): Hellgelb bis braun. Mitunter postkristallin verbogen. — Graphit (1.8 mm), Titanit (0.15 mm), Apatit (0.12 mm) und rh Karb. — Turmalin (0.17 mm): Farblos bis gelb. — Quarz (0.4 mm): Xen. Schwach undulös. — Plag (0.42 mm): Xen. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz.

Im Verbande mit Kalkmarmor folgt feinkörniger Amphibolit und bei M 2583 weiß-grün gebänderter Quarzit mit ebenflächigem Parallelgefüge. Hier handelt es sich wohl um einen echten sedimentogenen Quarzit. Quarz ist alleiniger Hauptgemengteil. Die Bänderung des Gesteines beruht auf lagenförmig wechselndem Augitgehalt.

Quarz (1 mm): Xen. Kaum undulös. Nur wenige Porenflächen vorhanden. — Augit (0·52 mm): Farblos. Korrodiert. — Plag (0·28 mm): Xen. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. — Graphit und Erz (1·1 mm), Apatit (0·1 mm); rh Karb (0·2 mm) als syngenetischer Gemengteil und auf sekundären Spalten.

Der mächtige Kalkmarmorzug zwischen M 2597 und 2685 besteht vorwiegend aus grobkörnigem grau-weiß gebändertem Kalkmarmor. Pyrit siedelt reichlich auf Klüftchen.

Eine Probe von M 2642 zeigt granoblastisches Kalzitgefüge (2 mm), mitunter mit etwas verbogenen Zw. Zwischen den Kalzitkörnern findet sich nur wenig Quarz (0·2 mm), der absolut nicht undulös ist. Ferner: Pyrit (0·75 mm), Muskowit und Graphit.

Besonders Graphit-reicher Kalk ist bei der Metamorphose kleinkörnig geblieben, färbt schwarz ah, ist Pyrit-reich und erreicht einige Meter Mächtigkeit (M 2600—2613). Häufig finden sich Graphitphyllite mit Graphitschmitzen. Pyritkristalle in den Kalzitadern erreichen 2 cm Durchmesser.

Bei M 2687 folgen mächtige graphitreiche feinkörnige Plagioklasgneise.

Hauptgemengteile: Biotit, Graphit, Quarz und Plag. — Biotit (1·4 mm): Hellgelb bis rotbraun. Mitunter postkristallin deformiert. — Quarz (0·5 mm): Gelängt in s. Xen. Undulös. — Plag (0·26 mm): Xen. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. — Turmalin (0·09 mm): Farblos bis gelb. — Graphit (0·5 mm), Chlorit (0·5 mm), Apatit (0·07 mm) und rh Karb (0·25 mm).

Sie gehen in feinkörnige Biotit-reiche Plagioklasgneise über, z. B. M 2707 mit den Hauptgemengteilen: Biotit, Plagioklas und Quarz. Postkinematische Kristallisation bezüglich sämtlicher Gemengteile.

Turmalin (0·3 mm): Farblos bis graugrün. Die kleinen Säulchen sind sehr zahlreich. — Biotit (0·85 mm): Hellgelb bis rotbraun. Redioaktive Höfe um Zirkon und Epidot. — Chlorit: Sekundär aus Biotit unter Ausscheidung von Erz. — Apatit (0·07 mm), Graphit und Magnetit (0·45 mm), Zirkon. — Kleinkörnige Epidot-ähnliche Aggregate (0·25 mm) stellen offensichtlich Pseudomorphosen dar. — Plag (0·5 mm): 38% An. Xen oder leistenförmig. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. Mitunter inverser Zonenbau. — Quarz (0·45 mm): Xen. Schwach undulös. Gelängt im s.

Einen Wechsel Quarz-reicher und Augit-reicher Lagen zeigt feinkörniger hellgrauer Augitgneis bei M 2767.

Hauptgemengteile: Quarz, Plag und Augit. — Quarz (0.94 mm): Xen. Undulös. Gelängt in s. — Plag (0.5 mm): Xen. Gelängt in s. Dicht gefüllt mit Hellglimmermikrolithen. — Augit (0.6 mm): Farblos. Korrodiert. — Biotit (0.5 mm): Hellgelb bis rotbraun. — Chlorit sekundär aus Biotit unter Ausscheidung von Titanit und Erz. — Ferner: Magnetit (1.2 mm), Titanit (0.22 mm), Apatit (0.14 mm) und Zirkon (0.09 mm).

Es folgt Biotit-führender Hornblende-reicher Kalkmarmor (M 2772). Teilweise radialstrahlige grüue Hornblendegarben und zahlreiche Biotit-täfelchen durchsetzen das Gestein.

Kalzit (2·5 mm). — Hornblende (3 cm): Farbles bis hellgrün.  $\gamma/z=17\cdot5^{\circ}$ . — Biotit (1·4 mm): Farbles bis hellbraun.

Feinkörniger grüner Augitgneis (M. 2777) besitzt ebenflächiges Parallelgefüge, das durch spärliche Biotitflasern angedeutet ist. Schwaches Brausen mit HCl. Hauptgemengteile sind: Augit, Kalzit, Plag, Knaf und Quarz.

Augit (1·4 mm): Farblos bis hellgrün; nicht pleochroitisch.  $\gamma/z=40^{\circ}$ . Prismatisch mit xen Umrandung. — Rh Karb (3·4 mm): Häufig postkristellin deformiert. — Titenit (0·45 mm): Farblos bis hellbraun. Idiomorph. Spitzrhombisch. — Biotit (0·22 mm): Hellgelb bis rotbraun. — Chlorit sekundär aus Biotit. — Plag (0·6 mm): Xen. Polys Zwnach Albitgesetz. Dicht mit Hellglimmermikrolithen gefüllt. — Knaf (1·9 mm): Xen. Undulös. Mitunter Mikroklingitterung sichtbar. Aderperthit. Gelängt in s. — Quarz (0·55 mm): Xen. Undulös.

In Graphit-reichem Kalkmarmor bei M 2817 sind Quarz und Kalzit nebeneinander beständig und wechseln lagenförmig miteinander ab.

Rh Karb  $(1 \ mm)$ : Xen. — Quarz  $(0.5 \ mm)$ : Xen. Schwach undulös. — Graphit und Erz  $(0.3 \ mm)$ , Muskowit  $(0.5 \ mm)$ , Turmelin  $(0.2 \ mm)$ , Apatit  $(0.12 \ mm)$  und sehr wenig Feldspat.

Aus einem mächtigen Augitgneiszug stammt der feinkörnige dunkelgraue Augitgneis von M 2882.

Hauptgemengteile: Augit, Plag, Quarz, Biotit und Magnetit. — Augit (5.4 mm): Farblos. Poikiloblastisch. — Biotit (0.5 mm): Hellgelb bis rotbraun. — Magnetit (0.48 mm), Chlorit (sekundär aus Biotit), Titanit (0.73 mm), Apatit (0.2 mm). — Plag (0.6 mm): gemessen wurden Körner mit 30.51 und 75% An. Also auffallend große Spannweite des An-Gehaltes. Xen. Polys Zw nach Albit, seltener nach Periklingesetz. Hellglimmermikrolithen. In nichtverzwillingten Individuen findet sich unverlegtes internes reliktisches Parallelgefüge von Biotit. — Quarz (0.84 mm): Undulös. Xen. Gelängt in s.

Ein Beispiel für mittelkörnige Plagioklasgneise dieser Serie liefert der flasrige Granat-führende Plagioklasgneis von M 2939. Makroakopisch deutliches lineares Parallelgefüge der elongierten Biotite auf s.

Hauptgemengteile sind Plag, Biotit und Quarz. — Postkinematische Kristallisation. — Biotit (1·3 mm): Hellgelb bis rotbraun. Radioaktive Höfe um Einschlüsse von Zirkon. — Granat (10 mm): Hellrosa. Rundliche und in s gelängte Formen. Umwandlung zu Chlorit. — Graphit und Magnetit (0·5 mm), Chlorit (Klinochlor, sekundär aus Granat), Zirkon (0·06 mm), Epidot (0·2 mm). — Plag (1·6 mm): 42—48% An. Xen. Polys Zw nach Albit-Periklin- und Karlsbader Gesetz. Klares Korn. Kein Zonenbau. — Quarz (1·7 mm): Xen. Schwach undulös.

Anschließend folgt Granatamphibolit mit 6 mm großen Granaten (M 2948 bis 2980) und Magnetkies-führender Kalkmarmor mit amphibolitischen Einlagerungen.

Eine schmale Kalkmarmorlage im Amphibolit bei M 3013 führt reichlich Augit und phlogopitischen Glimmer.

Hauptgemengteile sind Kalzit, Augit und phlogopitischer Glimmer. — Rh Karb (1·2 mm): Granoblastisch. Stellenweise postkristallin verbogene Lamellen. — Augit (3 mm): Farblos. Poikiloblastisch. — Phlogopitischer Glimmer (0·8 mm): Farblos bis hellgelb. Mitunter postkristallin deformiert. — Muskowit (1 mm), Tremolit (1·3 mm), Titanit (0·6 mm), Graphit (0·5 mm) und Magnetit.

Im Plagioklasgneis vor dem Steigschacht findet sich Kalinatronfeldspatführender Aplitgneis (M 3106).

Hauptgemengteile sind Plag, Quarz und Knaf. Postkinematische Kristallisation. — Muskowit (0·17 mm), Graphit und Pyrit (0·2 mm), Chlorit (0·45 mm, Klinochlor und Pennin). — Plag (1·5 mm): Xen. Polys Zw nach Albitgesetz und nichtverzwillingte Individuen. Kein Zonenbau. — Knaf (0·6 mm): Xen. Perthitfrei. Keine deutliche Mikroklingitterung. — Antiperthit: Flecke im Plag. — Quarz (1·5 mm): Schwach undulös. Gelängt in s.

Zwischen Steigschacht und Schrägstollen befindet sich eine pegmatitische Lage (M 3123) mit flächigem und linearem Parallelgefüge, 7 mm großen Muskowitblättchen, Granat und Turmalin.

Hauptgemengteile sind Knaf, Plag, Quarz und Muskowit. Postkinematische Kristallisation. — Muskowit (7 mm). — Granat (1 mm): Rundlich. — Biotit (0·2 mm): Hellgelb bis rotbraun. Nur in geringer Menge vorhanden. — Turmalin, Eisenglanz, Magnetit und Pyrit. — Plag (4·6 mm): Leistenförmig bis xen. Polys Zw nach Albitgesetz, Einfachzwillinge und nichtverzwillingte Individuen. — Knaf (7·6 mm): Schwache Mikroklingtung. Faser- und Aderperthit. Die Großindividuen sind haufig Karlebader Zwillinge und leistenförmig, randlich xen und von einem Quarzsaum umgeben. Sonstige Körner sind xen. — Antiperthit: Flecke in Plag. — Myrmekit Typ I. — Quarz (2·5 mm): Xen. Gelängt in s. Schwach undulös.

Die grobkörnigen Injektionsgneise unter dem Gföhler Gneis

Auf die große Mannigfaltigkeit der Grobmengungen aplitisch-pegmatoider Stoffe mit Amphiboliten, Plagioklasgneisen, Glimmerschiefern, Graphitgneisen, Kalkmarmoren und Augitgneisen im Stollen Thurnberg—Wegscheid wurde schon oben hingewiesen. Die Plagioklasgueise sind hier grobkörnig entwickelt.

Der Stollen Thurnberg—Wegscheid (Tafel XI) heginnt bei der Sperre Thurnberg mit Granatamphibolit. Diesem sind Plagioklasgneise eingelagert. Die Granatkristalle im Amphibolit werden 1 cm groß. Die Serie ist aplitisch-pegmatoid injiziert.

Der injizierte Amphibolit (M 650) ist mittelkörnig und zeigt helle Äderung und diffuse Feldspatisation. Wo besonders viel Ichor eindrang, bildeten sich 2 cm große Feldspate und 1 cm lange Hornblenden.

Hauptgemengteile sind Hornblende und Plag. — Hornblende (1 cm): Hellgelb bis dunkelgrün. Automorph. — Titanit (2 mm): Idiomorph. Besonders in den Hornblenden und an deren Rändern massenhaft vorhanden. — Chlorit (1·7 mm) ist Pennin. — Biotit (0·75 mm): Hellbraun bis dunkelbraun. — Apatit (0·45 mm) und Zirkon. — Plag (2 cm): 28—33% An. Leistenförmig bis zen. Polys Zw nach Albit-, seltener nach Periklingesetz. Häufig ist das Zentrum des Kornes nicht verzwillingt und polys Zw sind nur am Rande des Kornes vorhanden. Es kommen auch nichtverzwillingte Individuen vor. Zw sind mitunter verbogen,

Wo die aplitisch-pegmatoiden Stoffe die mengenmäßige Vorherrschaft in den injizierten Amphiboliten erringen, treten Plagioklaspegmatoide auf. Bei M 195 steht ein Plagioklaspegmatoid in injiziertem Granatamphibolit an. Das grobkörnige weiße Feldspat-Quarzgestein blättert den Amphibolit auf, der an der Grenze zum Pegmatoid als Biotitschiefer entwickelt ist. Der im Pegmatoid eingeschlossene restliche Biotit des aufgezehrten Biotitschiefers ist in Chlorit umgewandelt.

Hauptgemengteile: Plag und Quarz. — Plag (2 cm): 33% An. Leistenförmig. Gegentiber Quarz meist idiomorph. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. Zw sind hänfig verbogen, oder es sind Teile der Kristalle blockförmig gegeneinander verschoben. — Quarz bildet Überindividuen mit Durchmesser bis zu 8·4 mm Länge. Diese Überindividuen füllen die einmal breiteren, dann wieder ganz schmalen Zwischenräume zwischen den Plag-Körnern aus. Die Überindividuen bestehen aus zackig umgrenzten, kompliziert verzahnten, in Richtung der z-Achse gelängten Subindividuen. — Chlorit ist Pennin, sekundär aus Biotit unter Ausscheidung von Titanit hervorgegangen. — Biotit (2 mm): Hellgelb bis dunkelbraun. Radioaktive Höfe um Zirkon. Korrodiert. — Muskowit (0·2 mm): Parallel verwachsen mit Chlorit. — Ferner: Apatit (2·2 mm), Zirkon (0·06 mm), Granat (0·5 mm) und Titanit (0·1 mm).

Bei M 5 stellt mittelkörniger Hornblendegneis, teilweise Granatführend, ein Grobmengungsprodukt zwischen Amphibolit und aplitischpegmatoiden Substanzen dar. Die schwarze Hornblende ist in dem farblos bis grünlichgrauen Gesteinsgewebe recht gleichmäßig verteilt. Flächiges Parallelgefüge. Granatkörner erreichen 4 mm Durchmesser. Ein Dünnsschliff aus einer Granat-freien Lage zeigt folgendes:

Hauptgemengteile: Plag, Quarz und Hornblende. — Plag (9·5 mm): 32% An. Leistenförmig. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. Zw häufig auskeilend. Die Zw sind mitunter auf den Kornrand beschränkt. Hellglimmermikrolithen. — Quarz (4·2 mm): Xen. Undulös. — Hornblende (2·3 mm): Hellgelb bis blaßgrün. Unregelmäßige Umrisse. Siebstruktur. — Chlorit (1·4 mm): Sekundär aus Hornblende unter Ausscheidung von Titanit. — Titanit (0·33 mm), Magnetit (1 mm) und Apatit (0·22 mm).

Ein anderes derartiges Grobmengungsprodukt ist der eingangs genannte Meta-Quarzdiorit. Eine Probe von M 135 zeigt grobkörniges, schwarzweiß geflecktes, annähernd richtungslos körniges Gestein, das alle Übergangsstadien zu Amphibolit hesitzt. Die schwarzen Hornblenden erreichen 5 mm Länge.

Hauptgemengteile: Hornblende, Biotit, Plag und Quarz. — Hornblende (5 mm): Hellgelb bis grün.  $\gamma/z = 9$ ° (erstaunlich niedriger Wert!). Radioaktive Höfe um Einschlüsse von Orthit, Titanit und Zirkon. — Biotit (5 mm): Hellgelb bis dunkelbraun. Parellel verwachsen mit Hornblende. Radioaktive Höfe um Orthit und Zirkon. Mitunter postkristallin deformiert. — Chlorit sekundär aus Biotit. — Apatit (0·24 mm): Idiomorph. Reichlich vorhanden. — Titanit (0·28 mm) ist besonders am Rande der Hornblenden angereichert. — Orthit (0·2 mm): Hellgelb. Deutliche Spaltbarkeit. Chm = negativ. Chz = positiv und negativ. Opt. zweiachsig. a/z ist annähernd 38°. Breite des radioaktiven Hofes in Hornblende = 0·035 mm. Die Interferenzfarben bei normaler Schliffdicke sind abnormal niedrig: Gran I. Ordnung. — Magnetit (0·2 mm). — Zirkon (0·15 mm) ist reichlich vorhanden. — Plag (4 mm): 38—45% An. Leistenförmig bis xen. Polys Zwnach Albit- und Periklingesetz. Auch nichtverzwillingte Individuen sind vorhanden. — Quarz (3·3 mm): Xen. Undulös.

Pegmatit in Amphibolit bei M 615 führt Kalinatronfeldspat mit Karlsbader Zwillingen. Leider konnte ich keine Beobachtungen der räumlichen Beziehung dieses Pegmatits zu den Plagioklaspegmatoiden und Plagioklaspliten der injizierten Amphibolite anstellen.

Injizierter Graphitgneis mit hohem Pyrit-Gehalt findet sich bei M 480.

Granat-führender Biotit-Sillimanitglimmerschiefer bei M 410 hat flächiges Parallelgefüge und deutliche Striemung durch Elongation des Biotits. Fihrolith ist makroskopisch deutlich. Die roten Granatkristalle erreichen 6 mm Durchmesser.

Hanptgemengteile: Granat, Biotit, Chlorit, Sillimenit, Graphit und Quarz. — Granat (6 mm): Idiomorph und rundlich. — Biotit (4 mm): Heilgelb bis dunkelbraun. Sagenit. Umwandlung zu Chlorit. Radioaktive Höfe um Zirkon und Orthit. Häufig postkristallin verbogen. — Sillimanit (0.5 mm): Säulchen und kurze Einzelindividuen mit Basis-

schnitten. — Quarz (1.8 mm): Xen. Gelängt in s. Schwach undulös. — Chlorit, Graphit und Magnetit, Zirkon (0.06 mm) und Orthit.

Auch die Glimmerschiefer sind aplitisch injiziert mit Bildung von Adergneisen.

In den Plagioklasgneisen finden sich mannigfaltige Grobmengungen im Zuge der Injektion. Sie führen von Perlgneisen zu Adergneisen und Nebuliten.

Granat-führender Perlgneis mit fiasrigem Biotit bei M 325 führt als Hauptgemengteile Biotit, Granat und Plagioklas.

Granat (4 mm): Rundlich. — Biotit (3 mm): Hellgelb bis dunkelbraun. Radioaktive Höfe um Zirkon. Mitunter postkristallin verbogen. Graphit (1·4 mm). — Chlorit: Klinochlor und Pennin; sekundär aus Biotit. — Zirkon (0·09 mm). — Plag (6 mm): 27% An. Xen. Polys Zw nach Albit., selten Periklingesetz. Karlsbader Gesetz kommt vor. Polys Zw sind häufig auf den Kornrand beschränkt, während das Kornzentrum nichtverzwillingt ist. Einschlüsse von Biotit sind häufig. Die polys Zw sind mitunter verbogen. — Quarz (1·1 mm): Xen. Schwach undulös.

Der Granat-führende Perlgneis von M 245 ist ein mittelkörniger Biotitgneis mit kleinen Granatkörnchen.

Hauptgemengteile sind Biotit, Granat, Plag und Quarz. — Granat (1·4 mm): Zahlreiche kleine rundliche Kristalle. — Biotit (2 mm): Hellgelb bis dunkelbraun. Radioaktive Höfe um Einschlüsse von Zirkon. Mitunter schwach postkristallin deformiert. — Chlorit sekundär aus Biotit unter Ausscheidung von Titsnit und Erz. — Zirkon (0·1 mm), Titanit (0·05 mm) und Erz. — Plag (8 mm): 29% An. Xen. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. Auch einfache Zwillinge und nichtverzwillingte Individuen vorhanden. Sehr häufig sind Biotiteinsohlüsse, teilweise mit unverlegtem reliktischem Parallelgefüge. Oft sind die Zw nur am Rande der Plag-Körner vorhanden, während das Kornzentrum nicht verzwillingt ist. — Quarz (3·4 mm): Xen. Undulös.

Der geaugte Granat-führende Plagioklasgneis von M125 besitzt in geringen Mengen Kalinatronfeldspat in Form von Antiperthit. Zugleich stellt sich Myrmekit ein. Es handelt sich um ein mittelkörniges graues Biotit-reiches Gestein mit ebenflächigem Parallelgefüge. Helle Quarz-Feldspat-Adern und -Augen sind vorhanden. Mitunter ist Granat makroskopisch erkennbar.

Hauptgemengteile: Biotit, Plag und Quarz. — Biotit (2 mm): Hellgelb bis dunkelbraun. Radioaktive Höfe um Zirkon. Parallel mit Graphit verwachsen. — Graphit (0·6 mm), Granat (1·3 mm), Chlorit, Zirkon (0·08 mm) und Apatit (0·18 mm). — Plag (5 mm): 30 % An. Xen. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. Einfachzwillinge und nichtverzwillingte Individuen. Biotiteinschlüsse. Mitunter sind die polys Zw verbogen. Häufig sind polys Zw nur am Rande der Plag-Körner vorhanden, während das Kornzentrum nicht verzwillingt ist. — Quarz (1 mm): Xen. Schwach undulös. Gelängt in s. — Antiperthit: Orientierte Lamellen und unregelmäßige Flecke in Plag. — Myrmekit in geringer Menge vorhanden.

Bemerkenswert ist gefeldspateter Augit-führender Kalkmarmor aus dem Stollen nahe dem Steigschacht. Farblose automorphe 1·3 cm lange Feldspatkristalle sind in mittelkörnigem grünem Augit-führendem Kalkmarmor eingewachsen. Wo die Feldspate eng aneinandergepackt sind, ist auch Quarz vorhanden, so daß pegmatoide Gesteinspartien entstehen. Quarzfrei hingegen sind die Gesteinsteile, die vorwiegend aus Augit-führendem Kalkmarmor mit diffus im Gestein verstreuten Feldspatkristallen bestehen. Die letztgenannte Ausbildungsart stellt sich mikroskopisch folgendermaßen dar:

Hauptgemengteile sind Knaf, Plag, Kalzit und Augit. — Rh Karb (1·4 mm): Xen. — Augit (2·5 mm): Farblos bis bellgrün. Nicht pleochroitisch.  $\gamma/z = 50$ °. Poikiloblastisch. —

Hornblende (0.56 mm): Blaßgelb bis hellgrün.  $\gamma/z = 20^{\circ}$ . Nur in geringen Mengen vorhanden. — Biotit (0.3 mm): Farblos bis hellbraun. Parallel verwachsen mit Hornblende. Radioaktive Höfe um Zirkon. — Chlorit, Titanit (0.84 mm), Apatit (0.2 mm) und Zirkon (0.06 mm). — Plag (2.3 mm): 23—28% An. Mengenmäßig gegenüber Knaf zurücktretend. Xen. Polys Zw nach Albitgesetz. Einfachzwillinge und nichtverzwillingte Individuen vorhanden. Häufig sind die zentralen Teile des Plag-Kornes nicht verzwillingt und den vorhanden. Häufig sind die zentralen Teile des Plag-Kornes nicht verzwillingt und der Rand des Kornes ist polys enge verzwillingt. Nicht selten sind die Zw verbogen. Hellglimmermikrolithen. — Knaf (1.3 cm): Automorphe Großkörner mit zen Rändern. Mikroklingitterung. Keine Zwillinge. Faserperthit. Einschlüsse aller übrigen Gemengteile. Besonders häufig ist Plag in Knaf eingeschlossen. Auch lamellierter Kalzit findet sich als Einschluß in Knaf. — Myrmekit Typ I.

Feinkörniger grüner Granat-führender Augitgneis mit roten Lagen, die hauptsächlich aus Granat und Quarz aufgebaut sind, findet sich ebenfalls im Stollen nahe dem Steigschacht. Flächiges Parallelgefüge. Granat ist auch im feinkörnigen Augitgneis in Form einzelner 1—2 mm großer Körner vorhanden.

Hauptgemengteile: Quarz, Granat, Augit und Plag. — Quarz (2·3 mm): Xen. Undulös. Gelängt in s. — Granat (2·6 mm): Hellgelb. Unregelmäßige Umrisse. Teilweise gelängt in s. Siebförmig durchlöchert. — Augit (1·2 mm): Farblos bis hellgrün. Nicht pleochroitisch.  $\gamma/z = 48-52^{\circ}$ . — Plag (1·7 mm): 39% An. Xen. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. Zw sind häufig verbogen. — Muskowit (0·56 mm), Apatit (0·26 mm) und Pyrit.

Kalzit-reicher Augitgneis bei M 70 ist ein grün-weiß getupftes Gestein mit flächigem Parallelgefüge. Braust schwach mit HCl.

Hauptgemengteile: Augit, Kelzit, Plag und Qnarz. — Augit (1 mm): Hellgrün. Nicht pleochroitisch. Dickprismatisch. — Biotit (0·44 mm): Hellgelb bis dunkelbraun. — Muskowit (1·4 mm), Titanit (0·59 mm), Graphit (0·44 mm) und rh Karb (0·8 mm). — Plag (0·56 mm): 37% An. Xen. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. Auch nichtverzwillingte Individuen. — Quarz (2 mm): Xen. Undulös.

## Über einige ergänzende Beobachtungen obertags

Die Injektionsgneiszone westlich des Gföhler Gneises ist im Kamptal etwa 1.5 km breit. Die Zone ist reich an Turmalinpegmatiten, Aplit und Gangquarz. Besonders schön sind die Faltenmigmatite im Liegenden des Gföhler Gneises an der Straße von Thurnberg in Richtung Tiefenbach aufgeschlossen. Hier findet sich auch Kalkmarmor, der von Aplit durchädert ist. Die Ruine Thurnberg steht auf Kalkmarmor in streichender Fortsetzung des Marmors beim Krafthaus Wegscheid. Unsere Injektionsgneiszone im Kamptal entspricht der streichenden Fortsetzung der prachtvollen Migmatitaufschlüsse im Kremstal, ebenfalls unmittelbar westlich des Gföhler Gneis zwischen Königsalm und Untermeisling.

In der feinkörnigen Paragesteinsserie von Krumau sind die folgenden Gesteinsausbildungen besonders erwähnenswert:

Sedimentogene Quarzite erreichen bis 35 m Mächtigkeit in dem Zug, der von Krumau in nördlicher Richtung über Tiefenbach in den Töpenitzgrahen streicht, den er etwa 400 m westlich der Straßenbrücke (Straße Tiefenbach—Altpölla) quert (siehe Tafel IX). Die Faltenachsen sind in diesen Quarziten so prächtig entwickelt wie in alpinen Gesteinen. Es kommt stellenweise zur Ausbildung typischer Stengeltektonite. Im Töpenitzgraben fallen die Faltenachsen flach nördlich ein.

Der Töpenitzgraben zeichnet sich durch gute Aufschlüsse und zahlreiche Steinbrüche aus. Etwa  $600\ m$  westlich der eben genanuten Straßeubrücke

steht am linken Hang des Töpenitzgrabens ein 10 m mächtiger Kalkmarmor mit einem 0·4 m mächtigen Salband aus Salit an. Der kleine Steinbruch hier ist heute verlassen; bei meinem ersten Besuch im Jahre 1935 baute ein Steinmetz den rein weißen Tremolit-führenden Kalkmarmor ab und Herr Prof. Dr. A. Köhler hatte damals die Freundlichkeit, den von mir gesammelten Salit zu bestimmen. Heute ist die Salit-reiche Randzone des Kalkmarmors gegen den angrenzenden Plagioklasgneis ebenfalls noch gut zu beobachten. Ich habe den Eindruck, daß die Salit-reiche Randpartie des Kalkmarmors einer Reaktionszone des metamorphen Lösungsumsatzes entspricht.

Die dicken Prismen der im frischen Zustand glänzend milohig-weißen, im angewitterten Zustand porzellanertig matt-weißen Salitkristalle erreichen 5 cm Länge und 3 cm Breite. Der Winkel zwischen den Prismenspaltflächen beträgt 87 °.  $\gamma/z=37$ °. Die Säulchen des ebenfalls weißen Tremolits erreichen 5 cm Länge ( $\gamma/z=13-14$ °). Der Kalkmarmor ist rein weiß und grobkörnig (3 mm Korngröße). Trotzdem stinkt der Kalkmarmor beim Anschlagen penetrant nach  $H_xS$  (wahrscheinlich organische Substanz in gaaförmigem Zustand in den Porenräumen des Gesteines).

Nicht nur grobkörnige, sondern auch graue feinerkörnige Kalkmarmore des Untersuchungsgebietes stinken beim Anschlagen nach H,S (Tiefenbach, Krumau, Eisengrabner Amt). Im Töpenitzgraben (östlich der genannten Straßenbrücke), ferner bei Tiefenbach, Krumau und vor allem un Reislingtal führen graue gebänderte Kalkmarmore reichlich Tremolit. Monomikter, 3 m mächtiger Hornblendefels wurde bei den Bauarbeiten in der Felswand hinter dem Krafthaus Krumau freigelegt; in seinem Liegenden befindet sich feinkörniger Amphibolit (8 m machtig) und in seinem Hangenden liegt Kalkmarmor (4 m machtig). Diesen Hornblendefels wird man wohl ebenfalls als Reaktionsprodukt der metemorphen Lösungsumsätze zu betrachten haben. Lesesteine von monomiktem Hornblendefels kommen im Reislingtel vor. Hinter dem Krafthaus Krumau waren auch schöne Boudinagen starrer Amphibolitschollen in plastischem Kalkmarmor zu sehen; ebenso auch im E-Trum des Stollens Dobra-Kruman und im Stollen Thurnberg-Wegscheid. Der schon beschriebene (S. 236) reichliche Pyritgehalt des Kalkmarmors im E-Trum des Stollens Dobra-Krumau hat in der streichenden Fortsetzung dieser Kalkmarmorbänder Veranlassung zu Bergbauversuchen in früheren Zeiten gegeben. Eine 5 m hohe und 6 m tiefe Pinge, angeblich auf silberhaltigen Pyrit, befindet sich in grauem Bändermarmer am linken Hang des Schmerbachgrabens nahe dessen Mündung ins Kamptal.

Ein Graphitberg bau war noch vor wenigen Jahrzehnten halbwegs zwischen Krumau und Tiefenbach (zwischen P. 526 und P. 497) in Betrieb. Neben Graphitschiefern und Graphitgneisen findet man dort viel Gangquarz umherliegend mit kleinen Bergkristallen (auch Amethyst). Der Gangquarz dürfte einer sekundären Mineralisation längs einer an Graphitschiefer gebundenen Quetschzone entsprechen (bloß Vermutung! Aufschlüsse sind nicht vorbanden).

Wie die Vorkommen von Chalcedon in der Umgebung von Krumau am Kamp (eingetragen in der geologischen Übersichtskarte, Tafel IX. Es handelt sich nur um Funde von Lesesteinen!) zu erklären sind, weiß ich nicht. Die ältere Auffassung (A. Himmelbauer 1913), daß es sich um SiO<sub>2</sub> handle, die bei der Serpentinhildung aus Ohvinfels frei wurde, sagt mir für die Krumauer Chalcedon-Vorkommen nicht zu, weil keine zugehörigen Serpentine aufzufinden sind. Der einzige Serpentin unseres Untersuhungsgebietes ist der altbekannte, etwa 150 m mächtige Zug bei Wegscheid, mit gut erhaltenem Olivinfels. SiO<sub>2</sub>-Infiltration längs Klüften zur Zeit der Alpenfaltung kommt mir zur Erklärung der Chalcedon-Bildung wahrscheinlicher vor.

Ein basisches Ganggestein hahe ich nur an einer Stelle, u. zw. recht schlecht aufgeschlossen gefunden. Die Lokalität ist der Hohlweg westlich Lempenhütten. Der Gang scheint nordsüdlich konform mit den kristallinen Schieferu zu streichen. Natürlich ist das Gestein unfrisch. In dunklem feinkörnigem Grundgewebe befinden sich idiomorphe leistenförmige Feldspat-Einsprenglinge (7mm) und selten Augit-Einsprenglinge (idiomorph, 2mm. Größtenteils dürften sie hereits der Verwitterung zum Opfer gefallen sein). So kann man das Gestein als Augitporphyrit bezeichnen.

Das Grundgewebe besteht hauptsächlich aus feinkörniger Hornblende (hellgelb bis grün.  $\gamma/z$  um 12°); dazu: Magnetit, rh Karb, Apatit, Chlorit und Hellglimmer. — Augit-Einsprenglinge: Farblos. Idiomorph dickprismatisch mit ausgebildeten Pyramidenflächen.  $\gamma/z=37.5^{\circ}$ . — Plag-Einsprenglinge: 49—91% An. Idiomorph leistenförmig. Zonenbau: Kern 91% An, mittlere Schale 71% An, Randsaum 49% An. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. Karlsbader Zwillinge sind vorhanden.

In Fortsetzung der ohen (S. 232) heschriehenen Grenzzone der Paragesteinsserie gegen den Spitzer Gneis ist noch zu erwähnen, daß diese Grenzregion recht dürftig einerseits im Schmerhachgraben zu finden ist; hachaufwärts der Stelle, wo der gelb markierte Weg den Bach quert, steht Glimmerschiefer mit viel Muskowit an und höher oben geaugter Streifengneis, der in Spitzer Gneis übergeht. Anderseits ist die Grenze 150 m westlich der Einmündung des Nondorf-Grabens in den Töpenitzgraben morphologisch deutlich; die ungenügenden Aufschlüsse dort zeigen ebenfalls Streifengneise, welche in den Spitzer Gneis überzugehen scheinen.

#### Gföhler Gneis

L. Kölbl (1925) fand die richtige Grenzlinie des Gföhler Gneises bei Wegscheid. Wenn Kölbl im Rahmen seiner großtektonischen Untersuchung auch nur schematische Profile durch Wegscheid und Idolsberg legt (L. Kölbl, 1925, S. 534—535), so sind an seiner Darstellung doch vor allem die Proportionen und die Einfallswinkel der Schieferungsflächen, mithin auch der Basisfläche des Gföhler Gneises über dem W-Flügel der Paragesteinsserie, gut getroffen. Nach Kölbl liegt der Gföhler Gneis diskordant (in regionaltektonischer Hinsicht) auf der Unterlage.

Aus meiner Aufnahme in dem allerdings schlecht aufgeschlossenen Terrain unmittelbar südlich der Ortschaft Wegscheid kann ebenfalls auf eine diskordante Auflagerung des Gföhler Gneises über den darunterliegenden Plagioklasgneisen und Amphiholiten geschlossen werden. Trotz eifrigen Suchens konnte ich keine Fortsetzung des Serpentins südlich des Kampflusses hei Wegscheid erkennen.

Einige Details längs der Gföhler Gneis-W-Grenze sind folgende (Tafel IX): Am E-Rand der Ortschaft Wegscheid nördlich des Kamps folgt über dem Serpentin Plagio-klasgneis (15 m mächtig) und dartiber Gföhler Gneis (St. 18°, F. 45° E). Südlich des Kamps befinden sich im Tal des Bruchetbaches nahe der Mündung in den Kamp drei Steinbrüche im Gföhler Gneis (St. 165°, F. 45° E) mit typischen Migmatitstrukturen und Kleinfältelungen. Am rechten Kampufer, zirka 80 m unterhalb des Wehres der Mühle und des Sägewerkes Thurnberg ist die unmittelbare Basisfäche des Gföhler Gneises aufgeschlossen. Amphibolit liegt unter dem Gföhler Gneis. Zwischen beiden befinden sich 5 m mächtige Bändermigmatite. Sie streichen 30°, F. 52° E. Auch im südlich folgenden Graben am rechten Kampufer gegenüber dem Sägewerk Thurnberg liegt unter dem Gföhler Gneis (St. 15°, F. 44° E) Amphibolit. Nun quert die Grenze den Kampfuß und ist sehr bequem neben der Straße wieder aufgeschlossen, zirka 100 m von der Straßenkreuzung bei Brücke Thurnberg entfernt, in Bichtung nach Tiefenbach. Über Amphibolit folgen 2 m Mylonit und Letten. Darüber lagert der Gföhler Gneis (St. 17°, F. 45° E). 20 m südlich befindet sich ein kleiner Stembruch im Gföhler Gneis (St. 17°, F. 42° E). Die imposante Felswand gegenüber Thurnberg wird von einem Trigonometer gekrönt.

Dort streichen die Faltenachsen im Gföhler Gneis 155° und fallen mit 18° nach S. Die s-Flächen streichen 168° und fallen 48° E. Überhaupt habe ich im Gebiet um Wegscheid mit wenigen Ausnahmen hauptsächlich S-fallende Faltenachsen beobachtet. Unter der Wand, am rechten Kampufer der Kampsohlinge ist der Gföhler Gneis stark hybrid und streicht 3°, F. 50° E. Es handelt sich um den typisoben klein- bis mittelkörnigen flasrigen Gföhler Gneis mit flächigem Parallelgefüge Biotit-reicher und -ärmerer Lagen und

unruhiger Fältelung. Granet ist makroskopisch erkennbar.

Hauptgemengteile sind Biotit, Plag, Knaf und Quarz. — Granat (0.9 mm): Hellgelb. Xen. Häufig gelängt in s. — Biotit (1.2 mm): Hellgelb bis rotbraun. Korrodiert. — Chlorit (1.1 mm): Sekundär aus Biotit. — Magnetit (0.4 mm) und Apatit (0.11 mm). — Plag (1.2 mm): 15% An. Xen. Polys Zw nach Albit., seltener Periklingesetz. Auch auskeilende Zw, Einfachzwillinge und nichtverzwillingte Individuen vorhanden. Mitunter sind die Zw verbogen. — Knaf (2 mm): Xen. Teils flauer, teils etwas schärfer gegitterter Mikroklin. Perthitarın bis Aderperthit. Häufig gelängt in s. — Antiperthit: Scharf nach P und M des Plag-Wirtes eingeregelte Knaf-linsen und -flecke. Bemerkenswert ist, daß Knaf des Antiperthits selbst wiederum Faser- und Aderperthit besitzt. — Quarz (1.9 mm): Xen. Undulös. Gelängt in s. — Myrmekit.

Auf Vergleichsexkursionen in den Steinbrüchen Kienstock und Lehen Ebersdorf sammelte ich Proben von Gföhler Gneis, die denen bei Wegscheid gleichen, obwohl Kölhl den Gföhler Gneis von Wegscheid und Idolsberg zum Typus Grimsing stellt. Es lassen sich eben, wie ja auch Kölbl betont, die beiden Typen stellenweise schwer trennen. Südlich unseres Untersuchungsgebietes liegen aus der Gegend von Gföhl bis zu den Injektionsgneisen von Eisenberg-Preinreichs interessante Beobachtungen von L. Waldmann (1938, S. 42) über Zusammensetzung, Tektonik und Begleitgesteine des Gföhler Gneises vor.

In der NE-Ecke des von mir aufgenommenen Gebietes ist noch ein kleines Stück der E-Grenze des Gföhler Gneises vorhanden. Hier herrscht bereits ein anderer Bauplan, nämlich der der St. Leonharder Granulitscholle. Die Faltenachsen fallen nach SE ein.

Am rechten Kampuser, 700 m östlich Kapelle Wegscheid, ist die E-Grenze des Gföhler Gneises ganz vortresslich gut in den Felsen des Prellhanges ausgeschlossen. Wie schon L. Kölbl gezeigt hat, fällt hier der Gföhler Gneis unter den Amphibolit ein, der die Granulitschelle umgibt. Die Grenze zwischen dem Gföhler Gneis und dem auf lagernden Amphibolit ist durch Schwarz-Weiß-Bändermigmatite (injizierter Amphibolit) mit metadioritischen Reaktionszonen gekennzeichnet. Der Amphibolit streicht 150°, F. 60° E; seine Faltenachsen streichen 137°, F. 22° 8.

Die Frage nach der Entstehung der heutigeu Lagerung des Gföhler Gneises über deu westlich anschließenden moldanubischen Paragesteinen ist die Teilfrage eines der interessantesten Probleme des niederösterreichischen Waldviertels. Ich möchte vor allem den groben Unterschied zwischen der Beschaffenheit der Grenze des Gföhler Gneises einerseits und der Grenze des Spitzer Gneises zu der Paragesteinsserie anderseits betonen. Die Grenze des Gföhler Gneises ist trotz der ihn umgebenden Migmatite scharf. Man kann die Hand auf die Grenze legen. Die Grenze des Spitzer Gneises gegen die Paragesteinsserie ist unscharf. Trotzdem zeigt der Gföhler Gneis viel ausgeprägtere Merkmale eines hybriden Gesteines als der Spitzer Gneis. Der Migmatitmantel des Gföhler Gneises beruht ganz offensichtlich auf Injektion alkalireicher Stoffe aus dem Gföhler Gneiskörper ins Nehengestein. Doch sind die Anzeichen für diskordante Auflagerung des Gföhler Gneises über der Paragesteinsserie vorhanden, was wieder mehr für eine mechanisch verfrachtete Decke spricht. So birgt der Gföhler Gneis die typischen Zentralgneisprobleme.

#### Rastenberger Granit

#### Grobkorngranit und basische Schollen

Über den Rastenberger Granit liegen neuere Beobachtungen von L. Waldmann (1929, 1938 b), A. Köhler (1941) und E. Nickel (1950) vor. Die Aushildung des Rastenberger Granits bei Ottenstein entspricht makround mikroskopisch dem Mischgestein vom Typus Echsenbach, von dem E. Nickel eine mustergültige Petrographie geliefert hat. Wo ich eigene Beobachtungen anstellte, fand ich Übereinstimmung mit den entsprechenden Beobachtungsdaten von E. Nickel. Und auch bezüglich der Deutung dieses interessanten grobkörnigen Hornblendegranits und seiner ultrabasischen bis dioritischen Schollen möchte ich mich E. Nickel anschließen. So bleibt außer einigen lokalen Beobachtungen, welche als Zusatz zur vorzüglichen Arbeit von Herrn Kollegen Dozent Dr. E. Nickel (Münster) gedacht sind, nichts wesentlich Neues mehr zu herichten.

Der Rastenberger Granit bei Ottenstein führt massenhaft basische Schollen mit mannigfaltigen Umwandlungsstadien (Sprossen von Kalinatronfeldspat in basischen Schollen, ichoretische Durchtränkung, diffuse Auflockerung, Nehulite). Pilitknödel im Hornblendegranit sind ebenso häufig und staunenswert gut erhalten wie im Echsenbacher Steinbruch. Die idiomorphen Kalinatronfeldspate mit zonaren Biotiteinschlußringen sind wie in Echsenbach häufig als Karlsbader Zwillinge ausgebildet und erreichen 11 cm Länge. Die idiomorphen Hornblendesäulen werden in pegmatoiden Partien des Granits 4 cm lang. Gänge von Pegmatoid wurden anstehend (z. B. an der Straße von Brücke Ottenstein nach Peigarten), Turmalinpegmatite nur als Lesesteine gefunden. Niemals habe ich Gneiseinschlüsse im Rastenberger Granit gesehen, sondern stets nur basische Schollen: Pilitknödel, Diorite und nur am Rande des Granits auch Amphibolitschollen.

Die E-Grenze des Rastenberger Granits gegen den Spitzer Gneis ist im Kamptal östlich Ottenstein folgendermaßen beschaffen (Tafel IX): 300 m flußabwärts der Loismühle nimmt der gewöhnliche grobporphyrische Rastenberger Granit das Gefüge eines augig-grobflasrigen Granitgneises oder "Flasergranits" an, der N-S streicht und 75° E einfällt. Es handelt sich um einen zirka 50 m mächtigen migmatischen Flasergranitgneis mit 3 cm langen Kalinatronfeldspatkristallen. Amphibolitschollen sind eingeschaltet. Ein 3 m mächtiges Aplitband trennt ihn vom konkordant darüber folgenden Spitzer Gneis, dem auch die typischen dünnen Amphibolitbänder des Spitzer Gneis eingeschaltet sind. Mitunter finden sich, besonders südlich des Kamps, Gneise im Zustande der Granitisation (Sprossen von Kalinatronfeldspaten im Gneisgrundgewebe und eckige Gneiseinschlüsse in Migmatitgranit); diese Granitisationszone südlich des Kamps ist jedoch nur wenige 100 m mächtig. Denn schon an der Mündung des Dobrabaches trifft man nur noch den ganz gewöhnlichen Spitzer Gneis, ohne Anzeichen einer stofflichen Veränderung von seiten des Rastenberger Granits; die s-Flächen stehen steil, häufig saiger; die Faltenachsen fallen steil südlich ein (Neigungen bis 60°). Da im ührigen Untersuchungsgebiet (östlich anschließende kristalline Schiefer) keine so steilen Faltenachsen vorkommen. kann man vermuten, daß beim Aufdringen des zähen Granitkuchens die s-Flächen des Spitzer Gneises unmittelbar neben der Granitgrenze etwas steiler aufgebogen und somit die präexistierenden Faltenachsen steiler

gestellt wurden. Abhängigkeit der Faltenachsen in den kristallinen Schiefern vom Hebungsvorgang des Rastenberger Granits mitsamt seinem Schieferdach hat L. Waldmann (1938 b, S. 116) an der W- und S-Flanke des Granitkörpers schon beschriehen. Eine gefügliche Gesamtuntersuchung dieser Erscheinungen wäre wünschenswert.

Der Rastenberger Granit taucht also mit 75° Neigung unter die Spitzer Gneise östlich ein und die N—S verlaufende Granitgrenze verläuft konform mit dem Streichen der Gneise. Wie die nur geringen und auf eine schmale Zone beschränkten Veränderungen des Gneises andeuten, scheint der Rastenberger Granitkörper hier in wenig reaktionsfähigem Zustand ("kalter" Teig), den Unstetigkeitsflächen eines weit älteren kristallinen Schiefergebirges folgend, eingeströmt zu sein. Zeitlich vor dem Einströmen des Granitkörpers ist ortsfremd (irgendwo in der Tiefe wahrscheinlich) die Granitisation des basischen Muttergesteines (Genese des Rastenberger Granitkörpers) anzunehmen. Wie das basische Muttergestein aussab, wie weit der Spitzer Gneis vor dem Aufdringen des Granits nach W reichte und wohin die vor dem Aufdringen des Granits an Ort und Stelle vorhanden gewesenen Gesteine verschwunden sind? Das wissen wir nicht. Es handelt sich um das allgemeine physiko-chemische Rätsel derartiger Intrusionsgranite.

Warun der Granit eigentlich Rastenberger (nach Schloß Restenberg im Tal des Puzzelkamp) und nicht — wie man meinen möchte — Rastenfelder (nach der immerhin bekannten größeren Ortschaft Rastenfeld) heißt, wurde ich auf den Baustellen mehrfach gefragt. Die Anwort darauf lautet: Ursprünglich hieß der Granit natürlich "Granit von Rastenfeld" (J. Cžjžek 1853). Aber dann sammelte F. Becke einige Gesteinsproben dieses Granits beim Schloß Rastenberg (im selben Gestein, bloß 2 km von Rastenfeld entfernt) und überließ sie zur petrographischen Bearbeitung einem Schüler des großen Mineralogen G. Tschermak. Dieser Schüler (R. Koller) scheint hauptsächlich die Etiketten mit der Aufschrift: Rastenberg aber kaum den geologischen Granitkörper in natura gesehen zu haben. Und so trug seine 1883 erschienene Arbeit prompt die Überschrift: "Der Granit von Rasteuberg". F. Becke (1882) gebraucht noch den Ausdruck: "Granit von Rasteufeld" und spricht erst später vom "Granitstook von Rastenberg" (Becke, 1882, 8. 396 und 397), weil er an Stelle einer falschen Grenzführung der älteren geologischen Karten bei Schloß Rastenberg auch Granit fand. So geht der Namen "Rastenberger Granit" auf Zufälligkeiten zurück; er hat sich in der geologischen Literatur eingebürgert, obwohl er unpraktisch ist und auch nicht dem Prioritätsprinzip entspricht.

Übrigens ist auf Cžjžek's geologischer Karte (1853) die Grenze des Rastenberger Granits gegen die kristallinen Schiefer im Kamptal schon im wesentlichen richtig eingetragen. In den Erläuterungen schreibt Cžjžek: "An den Grenzen dieses (Rastenberg) Granites stellt sich sein Glimmer nech einer Richtung, so daß er flesrig wird und einen großkristallinischen Gneis bildet." Das entspricht meinen Beobachtungen, 300 m flußabwärts der Loismühle (siehe obeu). F. Becke (publiziert in der Arbeit von R. Koller, 1883) beobachtete im Umkreis von Schloß Rastenberg "Aufschlüsse un typischen, porphyrartigen Granit und im unverkennbaren viel feinkörnigeren flasrigen Gneis" (unser Spitzer Gneis) "... oft hart nebeneinander, wenn es auch wegen Mangelhaftigkeit der Aufschlüsse nirgends gelang, die Gesteinsgrenze nachzuweisen". L. Waldmann (1938) stellte bei der Untersuchung des Gebietes: Söllitz—Döllersheim—Nieder Plöttbach—Pötzles—Gerotten—Friedersbach—Looschberg Beobachtungen über das flächige Parallelgefüge des Granits an und beschrieb Verzahnung des Granits mit Cordieritgneisen und Amphiboliten

am Looschberg.

Eine petrographische Untersuchung der basischen Schollen im Rastenberger Granit bei Ottenstein wäre noch eine dankbare Aufgabe. Hier seien nur wenige Beispiele herausgegriffen:

Neben der Straße nördlich der Ortschaft Peigarten (Tafel IX) steht im Rastenberger Granit ein mehrere Meterzehner langer und einige Meter breiter dioritischer Fisch an, der makroskopisch durch wirrstrahlig angeordnete Biotitleisten in Quarz-Feldspat-Grundgewebe gekennzeichnet ist. Dunkle Anreicherungen bestehen aus Augit.

Hauptgemengteile dieses Gesteines sind Biotit, Augit, Plag und Quarz. Da auch Plag und Augit leistenförmig entwickelt sind, besitzt das Gestein typisches Intersertalgefüge. Quarz ist nur wenig vorhanden und füllt Zwischenräume, wobei isolierte, voneinander weit abstehende Zwickel häufig zu einem Quarzgroßindividuum zusammengehören und optisch gleichzeitig in Auslöschung gehen. — Biotit (1 cm): Gelb bis dunkelbraun. Auffallend lange schmale Leisten. Mitunter postkristallin deformiert. Korrosionsrånder, Radioaktive Höfe. — Augit (2·3 mm): Farblos,  $\gamma/z=43\cdot5^{\circ}$ . — Titanit (0·5 mm), Magnetit (0.6 mm), Apatit (0.52 mm). — Chlorit ist wenig vorhanden. Sekundär aus Biotit und Augit. — Plag (2 mm): 53—36% An. Zonenbau ist häufig: Kern 53% An, Hülle 38% An. Nichtzonare Körner besitzen 36—40% An. Leistenförmig. Lange schmale Leisten sind nicht selten. Idiomorph gegenüber Quarz. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. Karlsbader Zwillinge wurden beobachtet, Nicht mit U-Tisch untersuchte Zwillingsstöcke beherbergen wahrscheinlich auch noch andere Zwillinge. — Querz (4.8 mm): Xen. Undulös, Bildet die Ausfüllung der Zwiekel und ist auffallend reich an Einschlüssen der übrigen Gemengteile. Selten sind Quarzschläuche in den Randteilen der Plagioklase (aggressiver Quarz).

Besonders gut können die Grobmengungen zwischen besischen Fischen und grenitischem Ichor an den Felsaufschlüssen des linken Kampufers zwischen Brücke Ottenstein und Loismühle studiert werden. Auch die Strecke Kamp-aufwärts Ottenstein bis Bruggmühle ist reich an diesen Bildern.

In der nordöstlichen Felswand des Schloßfelsens Rastenberg liegt feinkörniger Amphibolit konkordant im flächigen Parallelgefüge des Granits. Bemerkenswerterweise ist hier die Grenze des Fisches gegen den Granit sehr scharf. Ähnliche konkordante, bis 4 m lange basische Fische mit recht scharfer Grenze gegen den Granit finden sich in der Felswand neben der Schöpfmühle ebenfalls im Puzzelkamptal. Große idiomorphe Kalinatronfeldspete (5 cm lange Karlsbader Zwillinge) sprossen isoliert in diesen basischen Schollen. Wunderschöne Aufschlüsse basischer Schollen bilden die Felsen des Puzzelkamptales zwischen Rastenberg und Lichteufels.

Die Haupt-s-Fläche des Rastenberger Grobkorngranits konnte ich mangels genügender Graniterfahrungen nur schätzungsweise erraten, indem die Absonderungsflächen in den Wänden der Kamptäler angesehen wurden. In der m- und m-Dimension konnten Haupt-s-Fläche (foliation) und Klüfte selten unterschieden werden. Im Kamptal auf der Strecke: Bruggmühle—Ottenstein streicht die Haupt-s-Fläche des Granits N—S und fällt scheinbar flach (25—30°) nach E, während sie talabwärts Ottenstein bei gleichem Streichen steil östlich einfällt.

#### Feinkörnige Ganggranite und Aplite

Saigere oder sehr steil einfallende, bis 25 m mächtige und bis 600 m im Streichen verfolgbare Feinkorngranitgänge durchschlagen den Rastenberger Granit. Die schnurgeraden bis sanft gebogenen, im kuppigen Gelände als widerstandsfähige mauerförmige Felsblockzüge auswitternden Feinkorngranitgänge (siebe Textabbildung S. 248) sind besonders nahe der E-Grenze des Rastenberger Granits bis etwa 2 km westlich derselben zahlreich vorbanden. Sie scheinen weiter im Inneren des Rastenberger Granitkörpers bedeutend seltener zu sein.

Makro- und mikroskopisch entspricht der feinkörnige Ganggranit (mit Ausnahme der weiter unten zu besprechenden Gangdiorite) dem Typus: Mauthausener Granit.

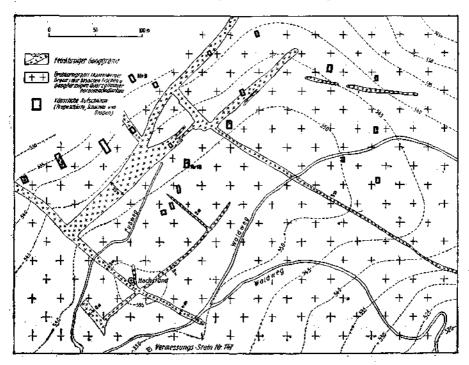
Eine Probe vom rechten Kampufer gegenüber Loismühle hat hellgraue bis weiße Farbe; 2 mm lange Biotitschüppchen. Makroskopisch ist eine Regelung schwach angedeutet. Automorphe Knaf-Individuen erreichen 7 mm Durchmesser. Die Biotite bilden mitunter Aggregate von 1 bis 2 cm Größe, die parallel der Haupt-e-Fläche liegen und un Längebruch als Linsen erscheinen. Im Mikroskop: Biotit (1.5 mm): Hellgelb bis dunkelbraun. Korrodiert. Teilweise postkristallin schwach deformiert. Zahlreiche radioaktive Höße um Zirkon. — Chlorit: Sehr wenig. Sekundär aus Biotit: — Apatit (0.16 mm), Zirkon (0.06 mm). — Plag (2 mm): 32—19% An. Zonenstruktur: Kern 31—32% An,

Hülle 19—22% An. Leistenförmig. Zwillinge nach Albit- und Karlsbadergesetz, selten Periklingesetz. — Knaf (7 mm): Mikroklin, Karlsbader Zwillinge. Schwacher Zonenbau. Aderperthit. Orientierte Verwachsung mit Plag. — Quarz (1·7 mm): Xen. Schwach undulös. — Myrmekit.

Aplitgänge finden sich besonders zahlreich unmittelbar an der Granitgrenze; sie werden kaum über 2 m mächtig. Solche Aplitgänge und einzelne mächtige Feinkomgranitgänge reichen auch noch in das Areal des Spitzer Gneises hinein bis etwa 400 m Horizontalentfernung von der E-Grenze des Rastenberger Granits.

Eine Probe des Aplitganges der Baustelle Sperre Ottenstein (linkes Kampufer) zeigt grellweißes, anscheinend regellos körniges Gestein mit porzellanweißem Feldspat und grauem Quarz. Hauptgemengteile sind: Plag, Knaf und Quarz. — Biotit (0·8 mm): Hellgelb bis dunkelbraun. Korrodiert. Mitunter postkristallin schwach deformiert. — Chlorit: Sekundär aus Biotit. — Muskowit (0·8 mm), Ilmenit (0·28 mm). — Plag (3·4 mm): 10% An. Leistenförmig. Zonenbau ist durch zonere Anordnung von Hellglimmermikrolithen angedeutet. Polys Zw nach Albit- und Karlsbader-, seltener Periklingesetz. — Knaf (2·8 mm): Xen. Mikroklin. Aderperthit. Karlsbader Zwillinge. — Quarz (2·4 mm): Xen. Schwach undulös.

Aplit mit granophyrischen Quarzgewächsen findet sich unmittelbar an der E-Grenze des Rastenberger Granits, am oberen Ende des Tälchens westlich Buchstaben "B" des Wortes "Dobra Bach" des alten österreichischen Aufnahmsblattes 1: 25.000. Makroskopisch sind im weißen Gestein 5 mm lange Feldepatkristalle, Quarz und etwas Biotit erkennbar. Hauptgemengteile: Knaf, Plag und Quarz. — Biotit (2·5 mm): Hellgelb bis braun. Umwandlung zu Chlorit und Sagenit. — Chlorit, Magnetit (0·08 mm). — Plag



Textabbildung 1. Feinkorngranit-Gänge (Typus: Manthausener Granit) im Rastenberger Grobkorngranit. Gebiet der Kuppe nördlich P. 537 (1.2 km südwestlich Schloß Ottenstein). Vermessungsunterlage: Detailvermessung der NEWAG. Geologische Aufnahme: Ch. Exner 1951.

(1.5 mm): Xen. Polys Zw nach Albitgesetz. — Knaf (5 mm): Xen. Mikroklin. Aderperthit. Karlsbader Zwillinge. — Quarz (1 mm): Xen. Undulös. — Myrmekit. — Grenophyr: 2-7 mm große Quarzgewächse in Knaf. In der Mitte befindet sich ein rechteckig oder quadratisch umgrenzter Bereich kleiner isometrischer Quarzdurchschnitte. Die Peripherie wird von langen radialstrahligen Quarzstengeln eingenommen, die nach außen immer breiter werden. Sämtliche Quarzstengeln eines Gewächses gehen optisch gleichzeitig in Auslöschung. Jedes Gewächs ist jeweils auf ein Knaf-Korn beschränkt.

Die häufigsten Gangstreichen der Feinkorngranite und Aplite sind N—S und E—W, entsprechend dem flächigen Parallelgefüge des Rastenberger Granits. Bei der Loismühle (Wände am linken Kampufer) streichen die Feinkorngranit- und Aplitgänge N—S und fallen um 60° E ein; sie folgen hier konkordant dem Haupt-s des Rastenberger Granits. Andernorts kommen schräge Richtungen vor (Tafel IX).

Im Feinkorngranitgang 200 m südöstlich Kampbrücke Ottenstein finden sich unverdaute basische Schollen (Diorit) von 5 bis 15 cm Durchmesser, die von auffallend regelmäßigen 1—2 cm dicken aplitischen Schalen (Reaktionshüllen) umschlossen werden. Diese Dioritkugeln mit den aplitischen Hüllen schwimmen also im gewöhnlichen Feinkorngranitgang und sehen wie unverdaute Fremdschollen aus.

Die Lokalität befindet sich östlich über der Quellmulde des kleinen Tälchens, das bei der Brücke Ottenstein am rechten Kampufer mündet. Der Gang ist dort in einer 20 m hohen und 15 m breiten Felswand aufgeschlossen. Er streicht 82° und fällt 78° N. Nach E läßt er sich länge der Kante der Hochfäche noch 150 m weiterverfolgen.

Schließlich wurden in den Probeschürfen nördlich P. 537 (Textabb. S. 248) im geologischen Verband mit Ganggraniten auch makroskopisch regellos körnige, gangförmige Quarzglimmerhornblendediorite freigelegt, die petrographisch gewissen basischen Schollen im Rastenberger Granit sehr ähnlich sind, hier aber im Verbande jüngerer Gänge den Rastenberger Granit mitsamt seinen basischen Schollen durchschlagen. Ihre Genese ist noch unklar. Es ergibt sich die Frage, die ja auch anderwärts (z. B. in den Hohen Tauern) heute eine petrologische Kardinalfrage ist, ob und in welcher Art und Weise sich alte basische Schollen des Granits bei metasomatischer Granitisation zu jungen diskordanten dioritischen Gängen umformen. Echte Lamprophyre wurden im Gebiet des Rastenberger Granits nicht gefunden.

Im Probeschurf Nr. 18 (Textabb. S. 248) ist gangförmiger Querzglimmerhornblendediorit mittelkärnig ausgebildet. Es handelt sich um ein schwarz-weiß gesprenkeltes Gestein, an dem makroskopisch Feldspat, Quarz, Biotit und Hornblende zu erkennen sind. An Stelle einheitlicber Hornblendekristalle sind meist Aggregate kleinkörniger Hornblende mit Biotit vorhanden. Diese Aggregate zeigen annähernd rechteckige Umrisse und dürften Pseudomorphosen nach einst bestandenen Großhornblenden darstellen. Unter dem Mikroskop beobachtet man als Hauptgemengteile des Gesteines: Hornblende, Biotit, Plag, Knaf und Quarz. — Hornbleude (2·5 mm): Hellgelb bis rotbraun. Korrodiert. Radioaktive Höfe um Zirkon. — Chlorit: Pennin und Klinochlor. Sekundär aus Biotit. — Apatit (0·22 mm), Titanit (0·15 mm) und Zirkon (0·03 mm). — Plag (1 cm): 29—20% An. Leistenförmig. Zonenbau: Kern 29% An, Hülle 20% An. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. Der Zonenbau tritt auch sehr deutlich durch Trübung (Mikrolithen) des kernes, jedoch klare Hülle in Erscheinung. Die Zw übersetzen die Grenze zwischen Kern und Hülle. Biotit ist im Kern in Form von Einschlußringen, hingegen in der Hülle regellos verteilt. Die Grenzschale zwischen Kern und Hülle ist besonders dicht mit Mikrolithen gefüllt. — Knaf (1·2 cm): Mikroklin. Schwach perthitisch. Zonenbau. Karlsbader Zwillinge. — Querz (1·7 mm): Xen. Undulös. — Myrmekit.

Im Probeschurf Nr. 9 (Textabb. S. 248) ist gangförmiger Quarzglimmerhornblendediorit als kleinkörniges, schwarz-weiß getüpfeltes Gestein entwickelt. Ein flächiges Parallelgefüge ist schwach angedeutet. Mikroskopisch ist ersichtlich, daß Plag gegenüber Knaf vorherrscht. Auffallend ist an den zonaren Plagicklasen eine besonders dicht mit Mikrolithen gefüllte Zone an der Grenze zwischen Kern und Hülle der Plegicklase. Hauptgemengteile des Gesteines sind Hornblende, Biotit, Plag, Knaf und Quarz. — Hornblende (1·7 mm): Gelblichgrün bis grün. Korrodiert.  $\gamma/z = 17^{\circ}$ . — Biotit (1·3 mm): Hellgelb bis dunkelbraun. Korrodiert. Zahlreiche radioaktive Höfe. — Orthit (0·4 mm), Apatit (0·22 mm) und Titanit (0·34 mm). — Plag (1·3 mm): 27—28% An. Die Kernteile der Plagicklase haben An-reichere Zusammensetzung, konnten jedoch nicht gemessen werden. Leistenförmig. Polys Zw nach Albit- und Periklingesetz. Oszillierender Zonenbau. Eine deutliche Zone trennt den Kern vom Randsaum; diese Zone ist durch feine dichte Trübung markiert; hingegen sind Kern und Hülle klar (füllungsfrei). Mitunter sind die polys Zw schwach verbogen. — Knaf (1·2 mm): Leistenförmig oder xen. Mikroklingitterung ist mitunter sichtbar. Faser- und Aderperthit. Deutlicher Zonenbau. Karlsbader Zwillinge kommen vor. — Quarz (0·7 mm): Undulös. Xen. — Myrmekit.

#### Ausblick

Entsprechend dem Zweck dieser Arbeit, die vergänglichen Aufschlüsse bei den Bauarbeiten für die geologische Forschung festzuhalten und das reiche frische Gesteinsmaterial, das bei den Bauarbeiten anfiel, zu beschreiben, wurden bauptsächlich Detailbeohachtungen mitgeteilt. Ich habe mich im Text hemüht, auch die Fragestellungen regionalgeologischer und petrologischer Art hervorzuheben. Jede einzelne dieser Fragen erscheint mir so interessant, daß ich sie nicht durch voreilige, auf mein kleines Untersuchungsgebiet basierte Hypothesen verunstalten möchte.

Um die Weiterarbeit zu erleichtern, will ich bloß in übersichtlicher Form wiederholen, wo Ansätze für fruchtbringende, auf Beantwortung wissen-

schaftlicher Probleme ausgerichtete Arbeiten zu liegen scheinen:

1. Die Beziehung des Spitzer Gneises zur moldanubischen Paragesteinsserie. Wurden die Paragesteine auf dem Spitzer Gneis sedimentiert und dann zusammen mit dem Spitzer Gneis bei einer nachfolgenden Orogenese gefaltet und zusammen mit dem Spitzer Gneis metamorph (meine derzeitige Auffassung) oder entspricht der Spitzer Gneis einer magmatischen Intrusion in die Paragesteine? Oder ist der Spitzer Gneis nichts anderes als granitisiertes Paragesteinsmaterial? (Wobei keinesfalls der Rastenberger Granit als Granitisator in Frage kommt.) Die Antwort könnte eine regionale Untersuchung der Grenzverhältnisse, verhunden mit einer petrographischen Untersuchung der vorhandenen, einige Meterzehner mächtigen Übergangsserie: Paragneis — Streifengneis — Spitzer Gneis bringen.

- 2. Wie reimt sich die scheinhar vorhandene diskordante Lagerung des Gföhler Gneises über den Paragesteinen mit der vom Gföhler Gneis ausgehenden ichoretischen Injektion in die Paragesteine zusammen? Handelt es sich hier um synorogenen Einschuh einer Gneisdecke unter pt-Verhältnissen, bei welchen der Ichor mobil war (dahin zielen meine gegenwärtigen Vermutungen), oder kommt autochthon Magma aus der Tiefe heraus und quillt pilzförmig seitlich über die Paragesteine, wobei die Intrusionsspalte diskordant zum Streichen der Paragesteine verläuft? Oder hahen wir mehrere (polymetamorphe) Prägungsphasen vor uns? Die Aufnahme eines regionalen Achsenplanes könnte die tektonische Position des Gföhler Gneises klären helfen.
- 3. Welche geologische Bedeutung kommt der sonderbaren Ausbildung der Plagioklase in den Injektionsgneisen unter dem Gföhler Gneis zu, nämlich den polysynthetischen Zwillingslamellen im Randsaum der Plagioklase,

deren Kern nicht verzwillingt ist? Im Spitzer Gneis, seinen Amphiboliten und den angrenzenden Paragesteinen hat sich ergeben, daß die Plagioklase häufig inverszonar gebaut sind, während die aplitischen Partien keine inverse Zonenstruktur der Plagioklase besitzen.

4. Bei meinen Aufsammlungen habe ich zwar einige Gesteinsproben orientiert dem anstehenden Fels entnommen, jedoch nicht gefügeanalytisch untersucht. Hier liegt noch ein reiches Arbeitsfeld mit der Möglichkeit, Näheres über die Tektonik der moldanubischen Serien zu erfahren.

5. Daß die Tektonik und Metamorphose der moldanubischen kristallinen Schiefer des vorliegenden Untersuchungsgehietes älter ist als der Rastenberger Granit, scheint mir evident. Eine "Intrusionstektonik" in dem Sinne, daß der Granit bei seinem Einströmen die typisch B-tektonische Faltung im Spitzer Gneis und in den Paragesteinen erzeugt hat, möchte ich ausgesprochen ablehnen. Jedoch dürfte der Granit bei seiner Hebung randlich die zunächst liegenden Gneise etwas aufgerichtet und dahei die präexistenten flachen Faltenachsen sekundär innerhalh einer schmalen Randzone steilgestellt haben. Hier ist zur Entzifferung und Prüfung dieses vermuteten Vorganges wiederum ein regionaler Achsenplan in den Gneisen rund um den Rastenberger Granit erforderlich. Und es wäre immerhin auch denkhar, daß Mittel und Wege gefunden werden zu einer exakten tektonischen Erforschung des Grohkorngranit-Körpers (z. B. mit Hilfe von Einmessung der stellenweise scheinbar konkordant zum Haupt-s des Granits lagernden hasischen Schollen).

An Reichtum der Forschungsmöglichkeiten, die hei gewissenhafter Arbeit zu wichtigen Schritten nach vorwärts in der geologisch-petrographischen Erkenntnis führen, können wir uns in diesem schönen, der Großstadt so nahe gelegenen Gebiet also wirklich nicht beklagen!

#### Schrifttum

Aurada, F.: 1950, Die "Kraftwerkkette" am Kamp. Mitt. geogr. Ges., Wien, 92. Bacon, Ch.: 1927, Moldanubische Orthogneise des niederösterreichischen Waldviertels. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., 37.

viertels. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., 37. Becke, F.: 1882, Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels.

Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., 4.

Becke, F.: 1913, Das niederösterreichische Waldviertel. I. Übersicht der petrographischen Verhältnisse. In: F. Becke, A. Himmelbauer, F. Reinhold und R. Görgey, Das niederösterreichische Waldviertel. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., 32.

Cžjžek, J.: 1853, Geognostische Karte der Umgebungen von Krems und vom

Manhardsberg. Wien.

Cžjžek, J.: 1853, Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebungen von Krems und vom Manhardsberg. Beilage zum VII. Bande der Sitz. Ber. Ak. d. W. Wien, math.nat. Kl.

Demay, A.: 1942, Microtectonique et tectonique profonde. Cristallisations et injections magmatiques syntectoniques. Mémoires d. l. Carte géol. dét. d. l. France. Drescher-Kaden, F. K.: 1948, Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite

Drescher-Kaden, F. K.: 1948, Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung. Mineralogie und Petrographie in Einzeldarstellungen, I, Berlin.

Ellenberger, F. und Mitarbeiter: 1948, Métamorphisme, Silicifications et Pédogénése en Bohême Méridionale. Traveaux pétrographiques et paléobotaniques de l'Université de captivité d'Edelbach (Oflag XVII A 1940—1945). Annales scientifiques de Franche-Comté, 3. Organe de l'Université de Besançon et de l'Institut d'Etndes Comtoises et Jurassiennes. Besançon.

Exner, Ch.: 1952, Aufnahmen beim Bau der Kampkraftwerke (Bericht 1951). Verh.

geol. B. A., Wien 1952.

Exner, Ch.: 1953, Aufnahmen beim Bau der Kampkraftwerke (Blatt Horn 4555/3)

(Bericht 1952). Verh. geol. B. A., Wien 1953.

Himmelbauer, A.: 1913, Das niederösterreichische Waldviertel. II. Die kristallinen Schiefer zwischen dem mittleren Kremstel und der Horner Bucht. In: F. Becke, A. Himmelbauer, F. Reinhold und R. Görgey, Das niederösterreichische Waldviertel. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., 32.

Kober, L.: 1938, Der geologische Aufbau Österreichs. Wien.

Köhler, A.: 1941, Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels (Niederdonau) und seiner Randgebiete. I. Die petrographischen Verhältnisse. Fortschr. d. Mineralogie, Krist. u. Petr., 25.

Köhler, A.: 1948 (a), Erscheinungen an Feldspaten in ihrer Bedeutung für die Klärung der Gesteinsgenesis. (Ein Versuch und eine Anregung.) Tschermaks Min. u. Petr. Mitt. (3. Folge), }

Köhler, A.: 1948 (b), Zur Entstehung der Granite der Südböhmischen Masse.

Tschermaks Min. u. Petr. Mitt. (3. Folge), 1.

Köhler A. und Raaz, F.: 1951, Über eine neue Berechnung und graphische Darstellung von Gesteinsanalysen. Neues Jb. f. Mineralogie. Monatchefte. Jg. 1951.

Kölbl, L.: 1925, Die Stellung des Gföhler Gneises im Grundgebirge des niederösterreichischen Waldviertels. Tschermake Min. u. Petr. Mitt., 38.

Koller, R.: 1883, Der Granit von Rastenberg. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., 5. Leitmeier, H.: 1950, Einführung in die Gesteinskunde. Wien.

Marchet, A.: 1924, Zur Kenntnis der Amphibolite des niederösterreichischen Waldviertels. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., 36.

Marchet, A.: 1925, Über Hornblenden aus dem niederösterreichischen Waldviertel.

Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., 38. Marchet, A.: Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels (Niederdonau) und

seiner Randgebiete. II. Teil: Der Gesteinschemismus. Fortschr. d. Mineralogie, Krist. u. Petr., 25.

Nickel, E.: 1950, Das Mischgestein vom Typus Echsenbach (Niederösterreich) und seine Stellung im Rastenberger Tiefenkörper. Neues Jb. f. Mineralogie. Abhandl. 81.

Reinhold, F.: 1910, Pegmetit- und Aplitadern aus den Liegendschiefern des Gföhler Zentralgneises un niederösterreichischen Waldviertel. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., 29.

Sander, B.: 1914, Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies und Tektonik des Grundgebirges. Verh. geol. R. A., Wien 1914.

Sander, B.: 1927, Referat des Buches von F. E. Sueß: Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge (Berlin 1926). Verb. geol. B. A., Wien 1927. Sander, B.: 1948, Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. I. Teil.

Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis Profil. Wien.

Schumann, H.: 1930, Über moldanubische Paraschiefer aus dem niederöster-reichischen Waldviertel zwischen Gföhler Gneis und Bittescher Gneis. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., 40.

Stini, J.: 1952, Ganggestein und Bauwesen. Geologie und Bauwesen, 19.

Sue 0, F. E.: 1926, Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. Berlin.

Waldmann, L.: 1929, Umformung und Kristellisation in den moldanubischen Katagesteinen des nordwestlichen Waldviertels. Mitt. geol. Ges., Wien, 20.

Waldmann, L.: 1938 (a), Bericht über die geologischen Aufnahmen im Raume des

Kartenblattes "Horn". Verh. geol. B. A., Wien 1938. Waldmann, L.: 1938 (b), Über weitere Begehungen im Raume der Kartenblätter

Zwettl—Weitra, Ottenschlag und Ybbs. Verh. geol. B. A., Wien 1938. Waldmann, L.: 1949, Der Kamp. Geologische Beschreibung. Österreichischer

Wasserkraftkataster: Kamp. Wien.

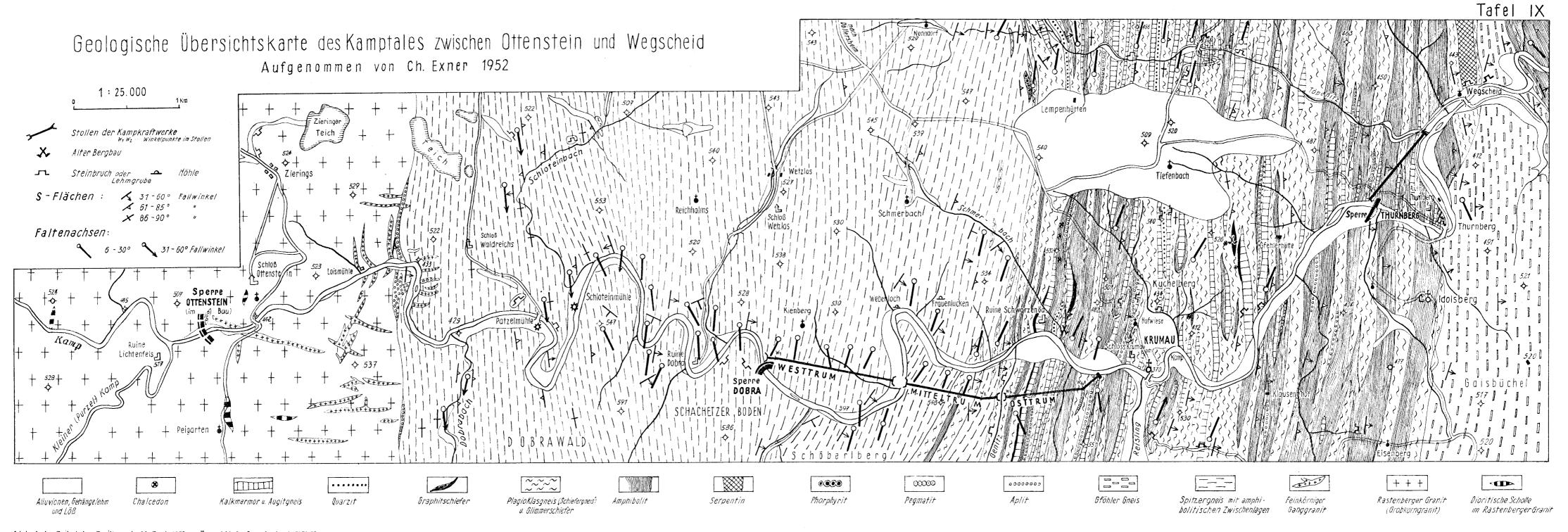
Waldmann, L.: 1951 (a), Aufnahmen auf den Kertenblättern Krems (4655/3) und Ottenschlag (4654/4) (Bericht 1950). Verh. geol. B. A., Wien 1950/51.

Waldmann, L.: 1951 (b), Das außeralpine Grundgebirge Österreichs. In: F. X. Schaffers Geologie von Österreich. Wien.

Waldmann, L.: 1952, Aufnahmen auf den Kartenblättern Krems (4655/2-4) und

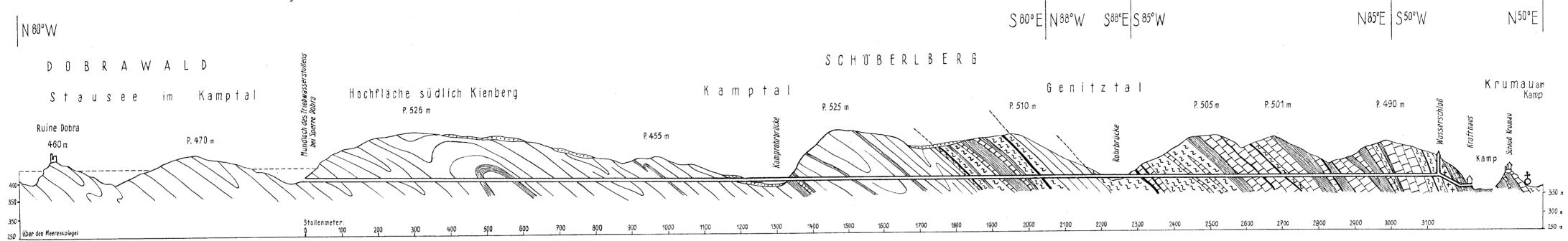
Ottenschlag (4654/5) (Bericht 1951). Verh. geol. B. A., Wien 1952.

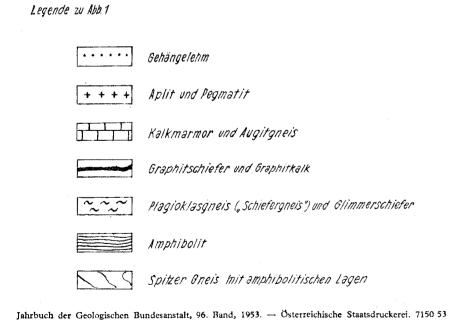
Wegmann, E.: 1948, Vorwort zu F. Ellenberger und Mitarbeiter, Métamorphisme, Silicifications et Pédogénêse en Bohème Méridionale (mit kurzer Charakteristik der Probleme). Annal, soientifiques Franche-Comté, 3, Besançon.



## Abb. 1 Übersichtsprofil: DOBRA - KRUMAU

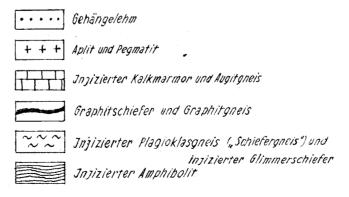
längs des Triebwasserstollens

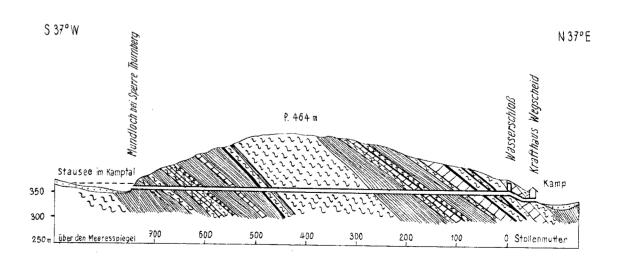




# Abb. 2 Übersichtsprofil THURNBERG - WEGSCHEID

längs des Triebwasserstollens





Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt. 96. Band, 1953. — Österreichische Staatsdruckerei. 7150 53

# Allgemeine Kennzeichnung und regionale Stellung alpiner Dolomittektonite

Von Josef Ladurner, Innsbruck

Aus dem Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck (Mit 26 Gefügediagrammen auf Tafel XII, 3 Abbildungen im Text und 9 Tabellen)

<b>Inhaltsverzeichnis</b>	Seite
Überblick	253
Einleitung	254
Gefügeuntersuchungen	257
S-Tektonite (Hoher Napf, Senges-Wilder See, Rinne zur Kramerspitze)	257
B-Tektonite	260
Typus I (Amras, Igls, Ahrntal bei Patsch, Pfelders, Nösslach NE-Grat, Hochfeiler Gipfel, Kalk-Dolomitlage des Hochfeiler, Schlüsseljoch, Bloder- alm, Schöberspitze, Moarer Weiße, Plon, Margaretabach, Telfer Weiße, Trens, Kramerspitz)	
Typus II (Brixlegg-Großkogel, Riederbach, Wieslehen)	274
Typus III (Truna-Tal, Pflerscher Kalkkeil, Stein am Brenner, Arzl bei Imst)	277
Uneindeutige Fälle (Grießscharte, Schleierberg, Schneeberger Weiße, Halslbach)	281
Polfreie Areale (Areal o)	284
Synoptische Betrachtung	290
Zusammenfassung und regionalgeologische Zuordnung	294

Neben allgemeinen Untersuchungen an regional und altersmäßig verschiedenen Dolomitgesteinen (Dolomite des Devons, Karbons und Mesozoikums aus Tauernhülle, Schneebergerzug, Brenner Mesozoikum, Steinacher Decke, nördliche Grauwackenzone, Querzphyllit, Krimmler Trias, Inntal) hinsichtlich Größe, Kornform, Kornkonturen, Zwillingsbildung der einzelnen Dolomitkörner erfolgten statistischen Einmessungen der C-Achsen der Dolomitkörner. Die dabei erhaltenen Gefügediagramme wurden nach S.Tektoniten und B-Tektoniten getrennt und für letztere hinsichtlich der Zahl der auftretenden Scherflächenscharen und der diesen Scherflächen znordenbaren Achsenhäufungen Typisierungen vorgenommen und die mögliche Zuordnung der erhaltenen Regelungstypen zu geologischen Einheiten geprüft. Diese Dolomitgefüge werden neben Korund als ein weiteres Beispiel von mit Calcittektoniten isotypen Gefügen beschrieben. Die Areslziffer o wurde erstmalig für eine größere Zahl von Dolomitgefügen (S- und B-Tektonite) plenimetrisch ermittelt und mit Arealziffern elpiner Calcit S- und B-Tektonite (Marmore aus Griechenland und Yule Marble, Amerika) bestimmt. Die aus der Gefügeregelung erschlossenen B-Achsen werden in Übersicht gebracht.

Für die Beschreibung wurden die in der Gefügekunde üblichen Koordinate abe verwendet. hkl (ohne runde Klammer) beziehen sich auf Flächen im Korngefüge. Wo es sich um kristallographische Daten handelt, ist dies ausdrücklich betont. Die Vertrautheit mit den genauen Definitionen der Gefügekunde (L. 18, 21) wird vorausgesetzt.

Die Größenangaben bei den einzelnen Kornquerschnitten erfolgten in Millimeter, dabei ist D der jeweils längste Durchmesser eines Kornquerschnittes und d der darauf senkrecht stehende Durchmesser. Die angegebenen Werte für D und d wurden aus einer größeren Anzahl als Mittelwert errechnet.

Von den eingemessenen Diagrammen (43) wurden lediglich 18 publiziert, die anderen sind im Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck hinterlegt.

#### Einleitung

Nachdem E. Felkel (L. 3) alpine Calcit-Tektonite eingehend beschrieben und typisiert hat, wurden in der vorliegenden Arbeit alpine Dolomit-Tektonite auf ihre Regelung hin untersucht.

Ein Großteil der untersuchten Stücke entstammt den Arbeitsgebieten von Prof. Sander (Blatt Brixen und Blatt Meran der italienischen Karte 1:100.000; L. 15, 16). Für die Überlassung der Handstücke möchte ich Herrn Prof. Sander meinen herzlichsten Dank aussprechen. Ein anderer Teil der Proben entstammt Arbeitsgebieten von Dr. O. Schmidegg, dem ich ebenfalls dafür zu Dank verpflichtet bin. Eine Reihe von Handstücken wurde von mir aufgesammelt. Herr Prof. Sander hat mir die Originaldiagramme der Gefügekunde der Gesteine (L. 18) zur Planimetrierung der Calcit-Tektonite zur Verfügung gestellt, wofür ich herzlichst danke.

Die folgende Zusammenstellung gibt eine Ühersicht über die untersuchten Vorkommen (siehe heiliegende Karte S. 255).

#### Dolomite aus den Schieferhüllen

- 1. Schöberspitze
- 2. Hoher Napf
- 3. Bloderalm
- 4. Grahen bei Stein
- 5. Schlüsseljoch
- 6. Südwestlich Hochfeiler Gipfel
- 7. Äußere Kalk-Dolomitlage des Hochfeilers
- 8. Grießscharte
- 9. Trias über Trens
- 10. Senges-Wilder See
- 11. Kramerspitze
- 12. Rinne zur Kramerspitze

#### Dolomite aus dem Schneebergerzug

- 13. Wieslehen
- 14. Moarer Weiße
- 15. Schneeherger Weiße
- 16. Pfelders

#### Dolomit aus dem Brenner Mesozoikum

- 17. Halsbach
- 18. Margaretahach
- 19. Plon
- 20. Pflerscher Kalkkeil
- 21. Sohleierherg
- 22. Telfer Weiße
- 23. Truna-Tal

#### Dolomit aus der Steinacher Decke

24. Nößlachjoch NE-Grat

#### Dolomit aus der nördlichen Grauwackenzone

25. Brixlegg, Großkogel

#### Dolomiteinschaltungen im Innsbrucker Quarzphyllit

- 26. Amras
- 27. Igls
- 28. Ahrntal (Patsch)

#### Dolomit aus dem Zug der Krimmler Trias

#### 29. Riederbach

#### Dolomit aus den nördlichen Kalkalpen

#### 30. Arzl bei Imst

Zunächst sollen einige Daten des Dolomits als Mineralkorn in Übersicht gebracht werden. Zwillingsbildungen sind angegeben nach (0001) von Dana L. 1, Winchel L. 28, nach (10 $\overline{10}$ ) von Dana L. 1 und Niggli L. 11, nach (1 $\overline{120}$ ) von Dana L. 1 und Niggli L. 11 und dann noch nach (10 $\overline{11}$ ) von Dana L. 1 und Winchel L. 28. Die Zwillingslamellen mit parallelen Achsen machen sich bei gesteinsbildenden Dolomiten aber nicht bemerkbar. Kennzeichnend für Dolomit ist aher das Auftreten sichtharer Zwillingslamellen nach (02 $\overline{21}$ ) mit (02 $\overline{21}$ )  $\wedge$  (0001) = 62° 31' (Dana) und das Fehlen der für Calcit so charakteristischen polysynthetischen Zwillingslamellen nach (01 $\overline{12}$ ). Ehenso wird ein größerer Idiomorphismus hei Dolomit



Abb. 1. Regionale Übersicht der untersuchten Dolomitgesteine. Die Nummern stimmen mit der auf S. 254 gegebenen Zuordnung der einzelnen Gesteine zu bestimmten geologischen Einheiten überein. O sind S.Tektonite; ● B.Tektonite Regelungstypus I, ▲ B.Tektonite Regelungstypus II, ♠ uneindeutige Fälle. Br. M. = Brennermesozoikum, Br. G. = Brixner Granit, St. D. = Steinacher Decke, Br. = Brenner.

angegeben. Die Zwillingsbildung nach  $(02\bar{2}1)$  liefert auf dem Spaltrhomboeder auf zwei Flächen Streifen parallel der kurzen Diagonale, auf der dritten Fläche Streifen parallel der langen Diagonale. Solche Zwillingslamellen nach  $(02\bar{2}1)$  wurden bereits von Haidinger (L. 6), Vogt (L. 27), Grünling (L. 5) und einigen anderen in stark deformierten Gesteinen beschrieben. Translation ist von Johnson (L. 7) nach T=(0001) mit  $t=[10\bar{1}1:0001]$  publiziert mit Gleichwertigkeit der einzelnen t als Kante der Spaltfläche zu  $\{0001\}$ . Die Spaltbarkeit bei Dolomit ist nach  $(10\bar{1}1)$  mit  $(10\bar{1}1):(0001)=43°52'$  (vgl. hiezu Abb. 2).

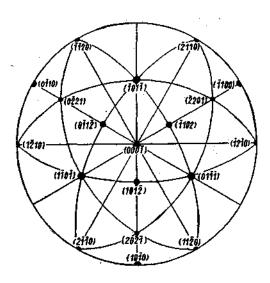


Abb. 2. Übersicht der Flächen- und Winkelbeziehungen in einem Dolomiteinkristell, dessen c-Achse im Mittelpunkt der Projektion aussticht (mit nur geringen Unterschieden gilt dieses Diagramm auch für Calcit). Untere Hohlkugel einer flächentreuen Azimutalprojektion (Schmidt'sches Netz).

Zur Unterscheidung von Calcit- und Dolomitkörnern wurde die Lembergsche Färbemethode (Schwefelammon nach Eisenchlorid) verwendet. Zunächst wurde jedes Handstück angeschliffen und auf einen eventuellen Calcitgehalt durch mehrmaliges Färben geprüft. Dann wurde der entsprechende Dünnschliff vor seiner Deckung ebeufalls gefärbt, um so jede Beimengung von Calcit mit Sieherheit auszuschließen. Die eingemessenen Körner sind also reiner Dolomit.

Die Handstücke sind zum Teil unorientiert, zum Teil aber orientiert entnommen. Die Gefügeeinmessungen erfolgten vorwiegend in Schliffen  $\bot$  b, teilweise auch in Schliffen  $\bot$  a des Gefüges. Die Untersuchungen hinsichtlich Korngehalt der Dolomitkörner erfolgten in drei aufeinander senkrecht stehenden Schliffen ( $\bot$  a,  $\bot$  b,  $\bot$  c).

Eingemessen wurde an allen Dolomitkörnern die kristallographische c-Achse, zugehörige Lamellendiagramme fehlen. Dolomitlamellen nach (0221) treten zwar an allen untersuchten Dolomitgefügen auf, immer aber nur sporadisch und umfassen nie größere Korngruppen.

Gefügeeinmessungen an Dolomiten wurden erstmalig von E. Felkel (L. 3) an einem Dolomitmarmor von Pfelders durchgeführt und für den erhaltenen Achsengürtel  $\bot$  h eine analoge genetische Deutung wie für ähnliche Calcitdiagramme (L. 3, Abh. 23) durch Einregelung von (01I2) in Scherflächen mit Rotationsfreiheit um die b-Achse als naheliegend angenommen. F. Fuchs (L. 4) hat Dolomite an der Basis der Trias aus dem Brenner Mesozoikum (Hoher Zahn) eingemessen und einen c-Achsengürtel mit ringförmigen Häufungen erhalten (L. 4, D 26) und diesen durch Einregelung von (10I1) der Dolomitkörner subparallel einem s gedeutet. H. W. Fairbairn (L. 2) hat Dolomite in einem amerikanischen Dolomitgestein untersucht.

#### Gefügeuntersuchungen

Die statistischen Gefügeuntersuchungen an den alpinen Dolomit-Tektoniten ergaben in den meisten Fällen einen deutlichen e-Achsengürtel senkrecht zu einer in vielen Fällen mehr oder weniger deutlichen linearen Richtung im Großgefüge (B-Tektonite). An einigen Beispielen ergaben diese Gefügeeinmessungen aber auch S-Tektonite, zum Teil mit Übergängen zu B-Tektoniten.

#### S-Tektonite

Der Anteil der S-Tektonite an den hisher untersuchten Dolomitgefügen ist gering (3 von insgesamt 30 Dolomitgefügen).

Dolomit, Hoher Napf (Nr. 2 der Karte S. 255, Diagramm D 1)

Ein hellgelbes Dolomitgestein mit einem deutlichen Glimmer s, auf s eine lineare Richtung b.

In einem im Schliff  $\bot$  b im großen und ganzen feinkörnigen Dolomitkorngefüge mit Kornquerschnitten um 0.007 m Durchmesser liegen regellos verteilt, zahlreiche größere Kornquerschnitte bis zu 0.1523 mm. Die Form der Kornquerschnitte ist vorwiegend isometrisch, die Intergranulare ist stark verzahnt. Innerhalb dieses doch mehr oder weniger feinkörnigen Dolomitgefüges liegen in großen Abständen voneinander parallel dem Glimmer s Lagen aus wesentlich größeren Dolomitkörnern (Querschnitte bis zu 0.763 mm), Hellglimmer und reichlich Quarz. Zwillingsbildung nach  $(02\bar{2}1)$  ist an den kleinen Dolomitkörnern nicht sehr häufig, sie tritt aber an den großen Dolomitkörnern in den Lagen  $\parallel$  s reichlich auf. Im Schliff  $\bot$  a nnd  $\bot$  c des Gefüges sind die Kornquerschnitte isometrisch bis schwach gelängt nach h des Gefüges. Die Korngestalt entspricht also bei einem Teil der Körner in ihrer Symmetrie einem dreischsigen Ellipsoid mit der längsten Achse in b, der mittleren Achse in a und der kürzesten Achse in c des Gefüges.

U-Tischeinmessungen. Eingemessen wurde das feinkörnige Dolomitgefüge und die Glimmer im Schliff senkrecht zu jener linearen Richtung bauf s. Die Glimmer ergaben ein in Ebene (ac) des Gefüges stark gelängtes Maximum mit einer stärksten Besetzung im Pol von s (Ühergang zu einem B-Tektonit).

Entsprechend diesem in (ac) gelängten Glimmerdiagramm ergab sich auch für den Dolomit kein reiner S-Tektonit, sondern ein ehenfalls in Ebene (ac) des Gefüges auseinandergezogenes Achsendiagramm entsprechend der Rotation der einzelnen hol-Flächen um h (B) des Gefüges. Innerhalh dieses nicht geschlossenen Gürtels  $\bot$  B liegen im Ahstand von 26° von der Peripherie Achsenhäufungen, die Peripherie selbst ist stark unterbesetzt. Entsprechend den verschieden stark besetzten hol-Flächen im Glimmerdiagramm ist auch die Besetzung des Dolomitachsendiagramms eine verschieden starke. Die den einzelnen hol-Flächen des Glimmerdiagramms zuordenbaren Dolomitachsenanordnungen zum Teil mit Kleinkreisbesetzungen lassen eine Einstellung von (0112) des Dolomits in diese hol-Fläche deutlich erkennen.

Dolomit, südlich des Weges Senges-Wilder See (Nr. 10 der Karte S. 255, Diagramm D 2)

Ein lichtrötlichgelbes Dolomitgestein mit einem s, das sich durch weniger stark verwitterte und auch etwas rötlichere Lagen gegenüber dem anderen helleren Dolomitgestein heraushebt. In den Dünnschliffen hebt sich dieses s durch Lagen mit wesentlich größeren Dolomitkörnern heraus. Im Schliff \( \pm \) b sind die Kornquerschnitte der Dolomite in den groben Lagen in vielen Fällen deutlich gelängt nach a des Gefüges mit  $D: d = 0.454 \, mm \, (\parallel a): 0.286 \, mm \, (\perp s \, (ab))$ . Zwischen diesen bis zu  $2.05 \, mm$ breiten Lagen, die im Handstück in verschieden großen Abständen (9 mm, 7 mm, 14 mm, 9 mm, 8 mm) im Dünnschliff mit noch einzelnen dazwischen liegenden, im Handstück aber nicht mehr hervortretenden Lagen aufeinander folgen, liegt ein feinkörniges Dolomitgefüge von etwas wechselnder Korngröße. Diese Kornguerschnitte sind teils isometrisch, teils aber auch deutlich geläugt nach a mit  $D: d = 0.206 \ mm \ (\parallel a): 0.109 \ mm \ (\perp s \ (ab)).$ Im Schliff  $\perp$  a sind neben isometrischen Kornquerschnitten in vielen Fällen deutlich gelängte Kornquerschnitte mit dem längsten Durchmesser || b des Gefüges und dem Verhältnis D: d = 0.175 mm (|| h): 0.104 mm (1 s (ab)). Bei den wieder | b gelängten Kornquerschnitten in den grobkörnigen Lagen | s ist D:  $d = 0.414 \ mm \ (\parallel b) : 0.276 \ mm \ (\perp s \ (ab))$ . Im Schliff  $\perp$  c sind die Kornquerschnitte isometrisch bis schwach gelängt nach a des Gefüges mit D:  $d = 0.212 \, mm \, (\parallel a) : 0.180 \, mm \, (\parallel b)$  bei den kleinen Körnern. Bei den großen Körnern ist D:  $d = 0.435 \ mm$  (|| a):  $0.399 \ mm$  (|| b).

Daraus ergiht sich also für einen Teil dieser Dolomitkörner eine deutlich stengelige Kornform nach a des Gefüges mit der Symmetrie eines dreiachsigen Ellipsoids, dessen längste Achse in a, dessen mittlere Achse in hund dessen kürzeste Achse in c des Gefüges liegt.

Zwillingslamellierung nach  $(02\overline{2}1)$  ist an einzelnen großen und kleinen Körnern vorhanden und umfaßt nie größere Schliffbereiche.

Die Form der Kornquerschnitte ist unregelmäßig, die Kornkonturen sind scharf, geradlinig, zum Teil aber auch gestuft, gezackt his verzahnt.

U-Tischeinmessungen. Wieder ein ähnliches Achsendiagramm wie das Dolomitdiagramm Hoher Napf mit dem Übergang von einem S-Tektonit zu einem B-Tektonit. Das c-Achsendiagramm ± b des Gefüges zeigt im Pol von s eine Gruppe von mehreren Achsenuntermaxima, die einem Kleinkreis mit einem Radius von zirka 30° besetzen und die ihrerseits wieder

eine achsenfreie periphere Stelle umgeben. Die Abweichung von einem reinen S-Tektonit ist durch das Auftreten eines wenn auch nicht geschlossenen Gürtels in Ebene (ac) gegeben. Dieses Diagramm läßt also neben einem betonten s (ab) auch noch ein B erkennen.

#### Dolomit, Rinne zur Kramerspitze (Nr. 12 der Karte S. 255)

Ein hellgraues, feinkörniges Dolomitgestein mit einzelnen feinen, weißen Adern parallel und schräg zu einem nicht sehr ausgeprägtem s. Auf s eine undeutliche lineare Richtung b.

Im Schliff L a ist dieses s durch einzelne, dünne, nicht sehr deutliche Lagen aus größeren Dolomitkörnern gegeben, die in einem Gefüge aus kleinen Dolomitkörnern liegen. Die kleinen Dolomitkornquerschnitte sind ausgesprochen länglich nach b des Gefüges mit  $D: d = 0.089 \ mm$  (|| b): 0.0392 mm (\(\pm\) s (ab)). Die großen Dolomitkornquerschnitte in den Lagen || s sind ehenfalls deutlich || b des Gefüges gelängt mit D:  $d = 0.4373 \ mm$  (|| b): 0.2385 mm (\pm (\pm schliff \pm b)). Im Schliff \pm b bilden diese großen Dolomitkörner im feinkörnigen Dolomitgefüge teils Lagen || s, teils liegen sie mit 32° schräg zu s in hol- und hol-Flächen des Gefüges. Die Kornquerschnitte der kleinen Dolomitkörner sind teils isometrisch, zum größten Teil aber mehr oder weniger stark gelängt mit D: d = 0.075 mm (|| a): 0.043 mm ( $\perp$  s (ab)), bei den großen Dolomitkörnern ist das Verhältnis D: d = 0.3802 mm (|| a): 0.2271 mm ( $\perp$  s (ab)). Im Schliff  $\perp$  c liegeu die großeu Dolomitkörner in nicht sehr ausgeprägten Zeilen || b des Gefüges. Ihre Kornquerschnitte sind wieder mehr oder weniger gelängt nach b mit D:d = = 0.4636 mm (|| b):0.3766 mm (|| a). Die Kornquerschnitte der kleinen Körner sind ebenfalls deutlich gelängt nach b mit D:  $d = 0.087 \ mm$  (|| b):  $0.072 \ mm$ (|| a).

Die Korngestalt entspricht also in ihrer Symmetrie zum Teil der Symmetrie eines dreiachsigen Ellipsoids mit der längsten Achse in b, der mittleren Achse in a und der kürzesten Achse in c des Gefüges, zum Teil aber auch einem Rotationsellipsoids mit der singulären Achse in b des Gefüges.

Die Form der Kornumrisse ist zum Teil unregelmäßig, zum Teil lassen sich besonders an den großen Kornquerschnitten spitzwinkelige Parallelogramme vor allem in den Schliffen  $\perp$  a und  $\perp$  b erkennen. Die Kornkonturen sind geradlinig, aher auch verzahnt. Zwillingslamellen nach  $(02\overline{2}1)$  sind an den kleinen Körnern selten, an den großen Körnern etwas häufiger.

Als Gefügegenosse tritt vereinzelt Quarz auf.

U-Tischeinmessungen. Diese wurden im feinkörnigen Bereich des Schliffes  $\bot$  h des Gefüges durchgeführt und ergaben das c-Aobsendiagramm eines S-Tektonits, aber mit einem deutlichen Übergang zu einem B-Tektonit. Die stärkste Besetzung zeigt das Untermaximum um den Pol von s, während die anderen schwächer hesetzten Untermaxima sich Scherflächen nach höl und höl zuordnen lassen, die mit Winkel um 32° zu s liegen. Es stimmen diese aus dem Dolomitachsendiagramm erschlossenen Gefügeflächen nach s(ah), höl und höl in ihrer Lage üherein mit jenen am Handstück wahrnehmharen helleren, grobkörnigeren Lagen  $\parallel$ s und schräg zu s. Die Achsenmaxima zeigen undeutliche Kleinkreishesetzungen (Radius bis 30°) mit

einem Abfall der Besetzungsdichte gegenüber den an der Peripherie gelegenen

Mittelpunkten dieser Kleinkreise.

Für die Dolomitgefüge dieser drei S-Tektonite ergab sich als gemeinsamer Zug eine um den Pol von s (ah) liegende Kleinkreisbesetzung mit r=26—30° und mehreren Untermaxima innerhalb dieser Kleinkreise, immer aber mit einem Übergang zu B-Tektoniten (Ausweitung im Ebene (ac)). Die Korngestalt der Dolomitkörner ist in zwei Fällen gelängt nach h, in einem Fall gelängt nach a des Gefüges, immer mit der Symmetrie eines dreiachsigen Ellipsoids, mit Ausnahme eines Falles, bei dem auch Körner mit der Symmetrie eines Rotationsellipsoids (singuläre Achse in b) vorkommen. Die Größe der Dolomitkörner in den einzelnen Dolomitgesteinen ist sehr verschieden.

#### **B-Tektonite**

Weitaus verbreiteter als S-Tektonite sind unter den Dolomitgefügen B-Tektonite (23 von 30 untersuchten Fällen).

Die c-Achsendiagramme von Dolomit B-Tektoniten zeigen fast immer einen mehr oder weniger deutlichen (ac)-Gürtel und meistens mehrere Untermaxima in diesem Gürtel. Auf Grund der Anordnung dieser Untermaxima im (ac)-Gürtel ließen sich für die Dolomit B-Tektonite, was Zahl und Besetzungsdichte der Scherfläche anlangt, drei Typen unterscheiden:

Typus I: Besetzung des (ac)-Gürtels ohne Symmetrieebene senkrecht zum Gürtel (mehr als zwei Scherflächenscharen); monokliner Fall.

Typus II: Besetzung des (ac)-Gürtels ohne Symmetrieebene senkrecht zum Gürtel (zwei Scherflächenscharen); monokliner Fall.

Typus III: Besetzung des (ac)-Gürtels erlaubt zwei Symmetrieebenen senkrecht zum Gürtel (zwei Scherflächenscharen); rhombischer Fall.

#### Typus I

Typus I: Besetzung des (ac)-Gürtels ohne Symmetrieebene senkrecht zum Gürtel (mehr als zwei Scherflächenscharen); monokliner Fall.

Unter den 23 untersuchten B-Tektoniten ist dieser Typus mit der größten Zahl von Fällen (16) vertreten.

#### Dolomit, Haltestelle Amras (Nr. 26 der Karte S. 255, Diagramm D 3)

Ein mittelgraues feinkörniges Dolomitgestein mit einzelnen feinen Durchäderungen. Im Handstück deutlich eine lineare Richtung b, senkrecht auf einer im Aufschluß gut bervortretenden Fugenschar. ((ac)-Kluft). Untersucht wurden die Schliffe  $\bot$  a,  $\bot$  b,  $\bot$  c, die Gefügeeinmessungen erfolgten im Schliff  $\bot$  b.

Schliff  $\bot$  a. Die einzelnen Dolomitkörner sind ungleich groß. Neben sehr kleinen Kornquerschnitten deutlich größere Kornquerschnitte, teils in unregelmäßiger Verteilung, teils aber auch in deutlichen Lagen  $\parallel$  s nnd schräg zu s. Sowobl die kleinen als auch die großen Kornquerschnitte sind vorwiegend deutlich gelängt mit  $D: d = 0.08 \ mm: 0.04 \ mm$  bei den kleinen und  $D: d = 0.17 \ mm: 0.08 \ mm$  bei den großen Kornquerschnitten. Der längste Korndurchmesser liegt bei allen diesen Kornquerschnitten immer subparallel b. Im Schliff  $\bot$  h ist ein ganz ähnliches Gefüge aus feinen Dolomitkörnern mit zwischengeschalteten wesentlich größeren

Dolomitkörnern gegeben. Die größeren Dolomitkörner sind teils in Nestern zusammengeschlossen, teils bilden sie, wenn auch manchmal nur undeutliche, in b des Gefüges sich kreuzende Lagen. Die Kornquerschnitte sind fast durchwegs isometrisch mit einem mittleren Durchmesser von 0·04 mm bei den kleinen und 0·08 mm bei den großen Körnern. Im Schliff  $\bot$  c bilden die großen Dolomitkörner Lagen  $\parallel$  b des Gefüges entsprechend dem Ausstreichen jener in b sich kreuzenden hol-Lagen mit großen Dolomitkörnern. Deutlich ist wieder die Längung der Dolomitquerschnitte  $\parallel$  b des Gefüges mit D: d = 0·081 mm: 0·039 mm für die Dolomitquerschnitte im feinkörnigem Bereich und D: d = 0·181 mm: 0·079 mm bei den großen Dolomitquerschnitten.

Die Korngestalt dieser Dolomitkörner entspricht also vorwiegend der eines Rotationsellipsoids mit der singulären Achse in b.

Die Form der Kornquerschnitte ist unregelmäßig, selten sind spitzwinkelige Parallelogramme. Die Intergranulare ist besonders bei den großen Körnern verzahnt. Zwilliugsbildung nach  $(02\overline{2}1)$  ist an einer Reihe von Körnern vorhanden. Spaltbarkeit nach  $(10\overline{1}1)$  ist häufig.

Als Gefügegenossen treten Feldspat (vorwiegend Orthoklas, daneben Plagioklas) und etwas feinschuppiger, meist stark zerschmierter Mnskowit auf. Die Feldspate bilden insulare Anhäufungen innerhalb der großkörnigen Dolomitlagen und kurzen Zeilen || b und schräg zu b, die Glimmer liegen in b sich kreuzenden tautozonalen Fugenscharen.

U-Tischeinmessungen. Im Schliff  $\perp$  b wurde für die Gefügeeinmessungen eine möglichst homogene feinkörnige Stelle ausgewählt. Das c-Achsendiagramm zeigt einen deutlichen Gürtel  $\perp$  b in einer Breite von zirka 120°. Die Hauptbesetzungen in diesem (ac)-Gürtel liegen aber nicht peripher, sondern sind von der Peripherie abgerückt und liegen auf Kleinkreisen mit Radius bis zu 42°. Diese ringförmigen Achsenmaxima umgeben periphere Achsenmimma des Diagramms. Die einzelnen Untermaxima sind teils in Ebene (ac) gelängt, teils auch deutlich zweigeteilt. Die einzelnen ringförmig angeordneten Untermaxima sind mehreren Scharen von in B sich schneidenden hol-Gefügeflächen zuordenbar, die zum Teil im Handstück durch feinsten Glimmerbelag nachweisbar sind.

Die im Gelände eingemessene lineare Richtung b, die durch Gefügeeinmessung als Schnittgerade von zu b tautozonalen hol-Gefügeflächen gedeutet wird, verläuft N 85° W, 10° W und stimmt überein mit der in benachharten Quarzphylliten gemessenen linearen Richtung b: E—W, 15° W.

#### Dolomit, Steinhruch südlich Igls (Nr. 27 der Karte S. 255, Diagramm D 4)

Ein hellgraues, ziemlich feinkörniges Dolomitgestein mit einer undeutlichen linearen Richtung b. Im Dünnschliff ist dieses Dolomitgestein sehr feinkörnig mit einzelnen großkörnigen Einlagerungen von Dolomitund Calcitkörnern. In den feinkörnigen Bereichen ist Calcit nur ganz vereinzelt in kleinen Körnchen vorhanden. Im Schliff  $\bot$  a bilden diese großen Dolomitkörner zusammen mit Quarz und Calcit zu b des Gefüges subparallele schmale Lagen, ebenso im Schliff  $\bot$  c, im Schliff  $\bot$  b bilden diese großen Dolomitkörner zusammen mit Calcit und Quarz einzelne insulare Anhäufungen, aber auch Lagen tautozonal zu h des Gefüges.

Die Querschnitte der kleinen Dolomitkörner sind im Schliff zum Teil isometrisch, zum Teil deutlich gelängt nach b mit  $D: d=0.059\ mm:0.034\ mm$ , im Schliff  $\bot$  b vorwiegend isometrisch mit einem mittleren Durchmesser von  $0.033\ mm$  bis schwach länglich nach a mit  $D: d=0.0381\ mm:0.033\ mm$ . Im Schliff  $\bot$  c sind die Kornquerschnitte dieser kleinen Körner znm Teil isometrisch, zum Teil aber gelängt nach b des Gefüges mit  $D: d=0.062\ mm:0.037\ mm$ .

Die Korngestalt der kleinen Dolomitkörner entspricht in ihrer Symmetrie einem dreischsigen Ellipsoid mit der längsten Achse in b, der mittleren Achse in a und der kürzesten Achse in c des Gefüges.

Die Querschnitte der großen Dolomitkörner sind im Schliff  $\bot$  a vorwiegend gelängt  $\parallel$  b mit D:d=0.29~mm:0.19~mm; im Schliff  $\bot$  b sind neben vorwiegend isometrischen Kornquerschnitten (mittlerer Durchmesser 0.21~mm) noch nach a schwach längliche Kornquerschnitte mit D:d=0.20~mm:0.18~mm. Im Schliff  $\bot$  c sind die Kornquerschnitte zum Teil wieder ausgesprochen gelängt nach h mit D:d=0.31~mm:0.20~mm. Es ergibt sich also auch für die großen Dolomitkörner eine ähnliche Korn-

gestalt wie für die kleinen.

Die Kornumrisse sind unregelmäßig, kristallographische Umgrenzungen sind selten. Zwillingsbildung nach (0221) ist an den kleinen Dolomitkörnern selten, etwas reichlicher an den großen Dolomitkörnern. Deutlich ist immer die Spaltbarkeit nach (1011).

U-Tischeinmessungen. Die U-Tischeinmessungen wurden im feinkörnigen Dolomitgefüge eines Schliffes ⊥ b durchgeführt. Auch hier wieder ein deutlicher (ac)-Gürtel mit peripher gelegenen Achsenminima, die ringjurmig von Achsenmaxima mit meist zwei oder mehreren Untermaxima ömgeben sind. Der Radius dieser ringförmigen Anordnungen von Achsenmaxima geht bis zu 40°. Nimmt man auch hier wieder zu b tautozonale hol-Flächen des Gefüges an, wie sie im vorangehenden Beispiel durch Glimmer besetzte Gefügeflächen wahrscheinlich gemacht werden konnten, so sind diese einzelnen ringförmigen Anordnungen von Achsenmaxima auch hier solchen hol-Gefügeflächen mit Eigenregel zuordenhar. B ist Schnittgerade ziemlich gleichwertiger hol-Flächen des Gefüges, zugeordnet einem ohne Transport ⊥ b geprägtem B axialer bis dreidimensionaler Einengung bzw. Belastung.

Für die durch Gefügeeinmessung sichergestellte B-Achse ergab sich als Richtung N 70° W, 15° W; in den benachbarten Quarzphylliten ist die

Achsenrichtung N 70° W, 23° W.

#### Dolomit, Ahrntal hei Patsch (Nr. 28 der Karte S. 255, Diagramm D 5)

Ein weißlicher, leicht zuckerkörniger Dolomit mit einer deutlichen linearen Richtung b und einem nicht sehr deutlichem s. Im Dünnschliff ist dieses s einmal durch schmale, verschieden lange Lagen aus großen Dolomitkörnern, Quarz, Orthoklas und Calcit innerhalb eines feinkörnigen Dolomitgefüges und dann durch Lagen mit feinschuppigem Glimmer parallel diesen Dolomit-Quarz-Feldspatlagen angedeutet. Calcit kommt außer in diesen großkörnigen Lagen || s auch noch in kleinen Körnern im feinkörnigem Dolomitgefüge vor und läßt auch hier öfter eine Anordnung

in Lagen || s erkennen. Calcit liegt aber auch (im Schliff  $\perp$  a) in hol-Flächen des Gefüges mit einem Winkel von 38—42° zu s. Die Kornquerschnitte der kleinen Dolomitkörner sind im Schliff  $\perp$  a zum Teil deutlich gelängt nach b des Gefüges mit D: d = 0.048 mm: 0.021 mm, zum Teil aber auch isometrisch. Im Schliff  $\perp$  b sind die Kornquerschnitte vorwiegend isometrisch bis schwach heterometrisch mit der längsten Achse || a des Gefüges; D: d = 0.024 mm: 0.021 mm. Im Schliff  $\perp$  c ist ein Teil der Kornquerschnitte wieder deutlich gelängt in b des Gefüges mit D: d = 0.051 mm: 0.023 mm, ein anderer Teil aber wieder mehr oder weniger isometrisch. Die großen Dolomitkörner in den Lagen || s sind in den Schliffen  $\perp$  a und  $\perp$  c deutlich gelängt nach b, im Schliff  $\perp$  h isometrisch bis schwach länglich nach a des Gefüges.

Die Korngestalt der kleinen und großen Dolomitkörner ist also vorwiegend deutlich gelängt nach b des Gefüges mit der Symmetrie eines dreiachsigen Ellipsoids, desseu längste Achse in b, dessen mittlere Achse in a und dessen kürzeste Achse in c des Gefüges liegt.

Bei den kleinen Dolomitkörnern sind die Kornquerschnitte unregelmäßig mit einer zum Teil stärker verzahnten Intergranulare, die Querschnitte der großen Körner sind ebenfalls nnregelmäßig, nur in einzelnen Fällen siud sie rhombenförmig und dann mit der längsten Diagonale  $\parallel$  b. Zwillingsbildung nach (02 $\overline{2}1$ ) ist in einzelnen Fällen sowohl an den kleinen als auch an den großen Dolomitkörnern vorhanden.

U-Tischeinmessungen. Ein deutlicher Achsengürtel senkrecht jener am Handstück gut sichtbaren linearen Richtung, wodurch diese lineare Richtung als B nachgewiesen ist. In diesem (ac)-Gürtel liegen eine Reihe nichtperipherer Untermaxima, an der Peripherie selbst deutlich unterbesetzte Stellen. Das Glimmerdiagramm zeigt einen nahezu geschlossenen Gürtel ⊥ b (B) mit einem stark besetzten Maximum im Pol von s (ab), das in Ebene (ac) gelängt ist. Diesem Glimmermaximum im Pol von s entspricht ein deutliches ringförmiges Dolomitachsenmaximum mit mehreren Untermaxima im Dolomitgürtel ⊥ b mit einem Radius von zirka 30°. Andere Dolomituntermaxima lassen sich ebenfalls Glimmeruntermaxima zuordnen, für einige Dolomitnntermaxima fehlen aber entsprechende Glimmeruntermaxima.

Als Richtung von B ergah sich E-W, 10° E. In den in der Nähe aufgeschlossenen Quarzphylliten verläuft B mit N 60° W. 15° W.

#### Dolomit Pfelders (Nr. 16 der Karte S. 255, Diagramm D 6 und D 7)

Ein heller, zuckerkörniger Dolomitmarmor mit einem deutlichen Ghmmer s.

Das Gefügebild  $\perp$  b zeigt ein inhomogenes Mosaik von Kornquerschnitten. Neben deutlich größeren Kornquerschnitten mit in den meisten Fällen reichlichen, eng distanzierten Lamellen liegen kleinere Kornquerschnitte mit nur gelegentlich einzelnen Lamellen. Die Lembergfärbung ergab für jene meist größeren Kornquerschnitte Calcit, während die kleineren, mehr gleichmäßigeren Kornquerschnitte Dolomit sind. Die Calcite liegen in Lagen parallel dem Glimmer s und sind selbst parallel a vielfach gelängt. Auch bei den Dolomitkornquerschnitten ist eine oft deutliche Anordnung

in Lagen  $\parallel$  s mit gleichzeitiger Längung  $\parallel$  a gegeben mit D: d = 0·1382 mm: 0·0805 mm. Der Calcitanteil beträgt in den hier untersuchten Gefügebereichen 33·5%. Die Lamelleneinmessung an den Calciten ergab ausschließlich Winkel von 26° zwischen Lamellenlot und c-Achse der Calcite, also Lamellen nach (0112). Ähnliche Messungen an den vereinzelt am Dolomit auftretenden Lamellen ergahen hingegen Winkel um 62°, also Lamellen nach (0221). Sowohl bei den Dolomitkörnern als auch bei den Calcitkörnern ist die Intergranulare fast unverzahnt. Die Grenze zwischen Calcit- und Dolomitkörnern ist an allen vorliegenden Fällen immer scharf, nirgends zeigt sich eine mehr nebulose Dolomitisation, auch ist immer das ganze Korn, nicht etwa nur Teile davon Dolomit. Neben den Zwillingslamellen treten als weitere Zeichen mechanischer Beanspruchung Spaltrisse nach (1011) an vielen Dolomitkörnern auf, besonders reichlich aber am Calcit.

Als Gefügegenosse tritt neben reichlich Hellglimmer noch Quarz auf nit der für kristallisierten Quarz in Calcit-Gefüge typischen rundlichen his tropfenförmigen Korngestalt.

U-Tischeinmessungen. Sie ergaben im Schliff 1 h für die Glimmer ein scharfes Maximum im Pol von s, damit auch senkrecht zum Lagenbau innerhalh des Calcit-Dolomitgefüges. Die Calcit c-Achsen hilden einen deutlichen Gürtel  $\perp$  b des Gefüges mit einer achsenfreien Kalotte um b von zirka 25° Radius und ist ähnlich den in L. 3 beschriebenen Diagrammen von Calcittektoniten. In diesem Achsengürtel ± h liegen eine Reihe von Untermaxima in einer Entfernung von 26-30° von der Peripherie des Diagramms, während gegen die Peripherie hin teilweise ein oft deutlicher Ahfall in der Besetzungsdichte gegeben ist, zum Teil treten auch achsenfreie Stellen an der Peripherie auf. Dies entspricht der durch zahlreiche Beispiele belegten Achsenanordnung in Calcit B-Tektoniten (vgl. L. 3, 18, 21) mit unmittelbarer Einregelung des flachen Rhomboeders (0112) in mehrere Scharen zu b tautozonalen hol-Flächen des Gefüges. Die Calcit-c-Achsen sind bei Einregelung von (0112) in h0l-Flächen diesen h0l-Gefügeflächen mittelhar zugeordnet und ergeben dann jene Gürtelbesetzung, wie sie im vorliegenden Diagramm aufscheint.

Mit diesem Calcit-Achsendiagramm stimmt nun bis in Einzelheiten das Diagramm der Dolomitachsen überein. Die Übereinstimmung dieser beiden Diagramme geht so weit, daß sich die einzelnen Untermaxima des Dolomitdiagramms mit den Untermaxima des Calcitdiagramms decken. Auch jener periphere Abfall in der Besetzungsdichte des Calcitdiagramms scheint im Dolomitdiagramm auf. Es ist auf Grund dieser bis in Einzelheiten gehenden Übereinstimmung zwischen Calcit-Achsendiagramm und Dolomit-Achsendiagramm auch für Dolomit ein ähnlicher Translationsmechanismus nach (0112) wahrscheinlich.

Achsenmessungen, getrennt nach Dolomitkörnern mit Zwillingslamellen und Dolomitkörnern ohne Zwillingslamellen ergaben keine Unterschiede.

Als Ausgangszustand für diesen Marmor sind möglicherweise jene Calcit-Dolomitgesteine (Camgite) anzunehmen, in denen es durch Sammel-kristallisation zu diesem heute vorliegenden Gesteinstypus gekommen ist. Eine andere Möglichkeit wäre es auch, daß diese großen Calcite ehemals Fossilien waren, die dann mehrfach zerschert und wieder rekristallisiert sind. Daß zunächst ein reines geregeltes Calcitgefüge vorhanden war, das

später größtenteils unter Beibehaltung dieser Regel dolomitisiert wurde, ist bei der scharfen Abgrenzung von Dolomit- und Calcitkörnern gegeneinander nicht wahrscheinlich.

Dolomit, Nößlachjoch NE-Grat (Nr. 24 der Karte S. 255, Diagramm D 8)

Ein im Handstück lichtbräunlichgraues Dolomitgestein mit einzelnen unregelmäßig verlaufenden Durchäderungen, s und b sind nur undeutlich. Untersucht wurden die Schliffe  $\perp$  a,  $\perp$  b,  $\perp$  c.

Unter dem Mikroskop fällt in allen Schliffen besonders die Verschiedenheit in der Größe der einzelnen Kornquerschnitte auf. Im Schliff  $\bot$  b liegen in einem Gefüge mit isometrischen Kornquerschnitten (Durchmesser um 0·027 mm) in regelloser Verteilung zahlreiche, wesentlich größere, ebenfalls mehr oder weniger isometrische Kornquerschnitte mit Durchmesser bis zu 0·556 mm. Auffallend an den großen Kornquerschnitten ist eine oft starke undulöse Auslöschung. Neben den isometrischen Kornquerschnitten kommen auch nach a des Gefüges gelängte Kornquerschnitte vor mit D: d=0·041 mm: 0·024 mm bei den kleinen und D: d=0·329 mm: 0·224 mm bei den großen Kornquerschnitten. In den Schliffen  $\bot$  a und  $\bot$  b sind ähnliche Gefüge hinsichtlich Größe und Form der Kornquerschnitten gegeben wie im Schliff  $\bot$  b. Neben vorwiegend isometrischen Kornquerschnitten sowohl an den großen als anch an den kleinen Körnern kommen wieder heterometrische Kornquerschnitte vor, im Schliff  $\bot$  a mehr oder weniger gelängt nach b, im Schliff  $\bot$  c gelängt nach b des Gefüges.

Die Korngestalt entspricht also in ihrer Symmetrie in einer Reihe von Fällen einem dreischsigen Ellipsoid mit der längsten Achse in b, der mittleren Achse in a und der kürzesten Achse in c des Gefüges, in der größeren Zabl

von Fällen aber annähernd der Symmetrie einer Kugel.

Die Konturen der einzelnen Kornquerschnitte sind durchwegs scharf, geradlinig, in vielen Fällen aber auch gestuft, manchmal etwas stärker verzahnt. Kristallographische Begrenzungen nach (1011) kommen nicht selten vor.

In den einzelnen hellen Adern dieses Dolomitgesteins liegen neben sehr kleinen Dolomitkörnern auch einzelne sehr große langgestreckte Dolomitkörner (D:  $d=2\cdot385\ mm:0\cdot286\ mm$  in extremen Fällen) oft mit deutlichen Zwillingslamellen. Die Grenzen dieser großen, langgestreckten Kornquerschnitte gegenüber dem angrenzenden Dolomitgefüge sind äußerst unregelmäßig.

Zwillingsbildungen nach (0221) sind an den großen und kleinen Korn-

querschnitten nicht sehr häufig, ebenso Spaltrisse nach (1011).

Als Gefügegenossen kommen etwas Quarz in rundlichen Kornquerschnitten und reichlicher Hellglimmerschüppehen vor.

Das Gesamtgefüge macht den Eindruck eines rekristallisierten und durch Sammelkristallisation grobkörnig gewordenen Dolomitgefüges.

U-Tischeinmessungen. Die U-Tischeinmessungen wurden im Schliff  $\bot$  b in einem möglichst homogenen, gleichkörnigen Bereich durchgeführt. Sie ergaben einen deutlichen Achsengürtel  $\bot$  b mit der für alle bisherigen Dolomitachsendiagramme kennzeichnenden peripheren Unterbesetzung und jenen in einem Abstand zwischen 15 und 35° von der Peripherie entfernt liegenden verschieden stark besetzten Untermaxima. Im zugebörigen

Glimmerdiagramm besetzen die c-Achsen einen geschlosseneu (ac)-Gürtel mit einem deutlich in (ac) des Gefüges gelängten Untermaximum. Die einzelnen Dolomitachsenmaxima, mit teilweiser Kleinkreisbesetzung, lassen sich zu b tautozonalen höl-Gefügeflächen zuordnen, die in ihrer Lage mit höl-Flächen des Glimmerdiagramms übereinstimmen.

Es ist also auch hier wieder eine Einstellung von (0112) des Dolomits in zu b tautozonalen hol-Flächen des Gefüges anzunehmen, also eine Einregelung in mehrere Scherflächenscharen mit asymmetrischer Achsenanordnung.

Die aus dem Dolomit-c-Achsendiagramm erschlossene B-Achse verläuft N 70° E, 70° W und stimmt überein mit den von Schmidegg (L. 26) und Fuchs (L. 4) für diese Gebiete angegebenen großtektonischen Achsenrichtungen.

#### Dolomit, südwestlich Hochfeiler Gipfel (Nr. 6 der Karte S. 255, Diagramm D 9)

Ein hellgraues, feinkörniges Dolomitgestein mit einem deutlichen s durch feinere und etwas dunklere Lagen; auf s eine lineare Richtung b.

Im Schliff 1 b ein sehr feinkörniges Dolomitgefüge aus isometrischen his schwach heterometrischen Kornquerschnitten mit einem mittleren Durchmesser von 0-11 mm hei den isometrischen Kornquerschnitten, bei den heterometrischen Kornquerschnitten ist  $D: d = 0.13 \ mm: 0.11 \ mm$ . Die längsten Korndurchmesser liegen a des Gefüges. Nur vereinzelt kommen größere Dolomitkörner zusammen mit Calcit in den etwas dunkleren Lagen | s vor (Dolomitkornquerschnitte bis zu 0.77 mm). Die Calcite füllen meist Zwickel zwischen den großen Dolomitquerschnitten aus. Die einzelnen Dolomitkornquerschnitte sind meist ziemlich scharf gegeneinander ahgegrenzt, stärkere Verzahnung ist selten. Die Form der Kornumrisse ist unregelmäßig. Im feinkörnigen Gefüge kommt ziemlich häufig feinschuppiger Muskowit, in den Lagen | s außerdem Calcit, Muskowit und Quarz vor. Im Schliff La herrschen heterometrische Kornquerschnitte gegenüber isometrischen stark vor mit D:  $d = 0.22 \ mm$ :  $0.12 \ mm$ . Die längsten Korndurchmesser liegen || h des Gefüges. Die Form der Kornquerschnitte ist in den meisten Fällen unregelmäßig, vereinzelt kommen spitzwinkelige Parallelogramme mit der längsten Achse || b des Gefüges als Querschnittsformen vor. Im Schliff \(\percap \) c vorwiegend heterometrische Kornquerschnitte mit  $D: d = 0.18 \ mm: 0.12 \ mm$ . Die läugsten Durchmesser liegen || b des Gefüges. Die Form der Kornquerschnitte ist zum größten Teil unregelmäßig, es kommen aber auch spitzwinkelige Parallelogramme mit dem läugsten Durchmesser subparallel b des Gefüges als Querschnittsform vor.

Die Korngestalt dieser Dolomitkörner entspricht also einem dreiachsigen Ellipsoid, dessen längste Achse || b, dessen mittlere Achse || a und dessen kürzeste Achse || c des Gefüges liegt; also eine in Ebene s (ab) abgeflachte oblong-plattige Korngestalt.

Zwillingsbildung nach (0221) ist nicht besonders häufig, dagegen tritt die Spaltbarkeit nach (1011) an einer großen Zahl von Kornquerschnitten deutlich hervor.

U-Tischeinmessungen. Die Gefügeeinmessungen im Schliff  $\perp$  b ergaben für die Glimmer einen sehr schmalen aber nicht vollkommen geschlossenen Gürtel  $\perp$  b mit einem in Ebene (ac) des Gefüges geläugten und in einzelne

Untermaxima aufgeteilten Hauptmaximum. Das Glimmer s liegt um b des Gefüges rotiert mit 35° schräg zu jenem am Handstück durch dunklere Lagen angedeuteten s. Die Dolomit-c-Achsen bilden ebenfalls einen deutlichen Gürtel ⊥ b mit der für die bisher beschriebenen Dolomitgefüge charakteristischen Achsenanordnung. Die einzelnen Untermaxima in diesem Gürtel liegen auch hier wieder auf Kleinkreisen mit Radius um 26°, die sich einzelnen aus dem Glimmermaxima erschlossenen h0l-Gefügeflächen zuordnen lassen mit asymmetrischer Anordnung der Dolomit-c-Achsen.

Die lineare Richtung b des Handstückes entspricht also dem B einer mehrscharigen Umformung mit B=N80° E, 36° W, einer tektonischen Achse, die mit der für diese Gebiete schon lange bekannten B-Achsenrichtung (Sander, L. 13) gut übereinstimmt.

## Dolomit, äußere Kalk-Dolomitlage des Hochfeilers (Nr. 7 der Karte S. 255)

Ein helles, zuckerkörniges Dolomitgestein mit einem deutlichen s, gegeben durch gelbliche bis weißliche, verschieden breite Lagen mit etwas größeren Dolomitkörnern. Eine lineare Richtung ist am vorliegenden Handstück nicht zu erkennen. Eine erste Gefügeeinmessung in einem Schliff  $\bot$ s (ab) ergab die Koordinaten a und b. Es wurden drei senkrecht aufeinanderstehende Schliffe ( $\bot$ a,  $\bot$ b,  $\bot$ c) untersucht.

Im Schliff  $\bot$  a ist s durch Hellglimmer und durch verschieden dicke Lagen aus im Durchschnitt wesentlich größeren Dolomitkörnern und Quarz (zum Teil als si im Dolomit) gegeben. Die Kornquerschnitte dieser größeren Dolomitkörner sind vorwiegend heterometrisch mit dem längsten Durchmesser  $\parallel$  b des Gefüges. Das feinkörnige Dolomitgefüge zeigt ebenfalls vorwiegend deutlich nach b des Gefüges gelängte Kornquerschnitte mit D: d = 0.239 mm ( $\parallel$  b): 0.128 mm ( $\bot$  s (ab)). Die Kornquerschnitte im Schliff  $\bot$  b sind deutlich gelängt  $\parallel$  a des Gefüges: D: d = 0.272 mm ( $\parallel$  a): 0.140 mm ( $\bot$  s (ah)). Im Schliff  $\bot$  c sind die Kornquerschnitte schwach heterometrisch nach a des Gefüges mit D: d = 0.281 mm ( $\parallel$  a): 0.242 mm ( $\parallel$  b).

Durch diese Korngrößenbestimmung in drei aufeinander senkrecht stehenden Schliffen ergab sich für die Korngestalt die Symmetrie eines dreiachsigen Ellipsoids mit der längsten Achse in a, der mittleren Achse in b und der kürzesten Achse in c des Gefüges.

Zwillingsbildung nach (0221) ist nur an wenigen Körnern vorhanden, hingegen ist Spaltbarkeit nach (1011) sehr häufig. Kristallographische Begrenzungen an den Kornquerschnitten fehlen. Die Konturen der einzelnen Kornquerschnitte sind vorwiegend scharf und geradlinig, selten etwas verzahnt.

U-Tischeinmessungen. Auch hier wieder ein deutlicher Gürtel ⊥ b mit einigen peripher gelegenen unterbesetzten Stellen. Die achsenfreie Kalotte um h beträgt rund 20°. Die Haupthesetzungen liegen wie bei allen hisher heschriebenen Dolomitachsendiagrammen zirka 20—30° von der Peripherie entfernt. Entsprechend der großen Zahl von Untermaxima in diesem (ac)-Gürtel ist für dieses Dolomitgefüge äbnlich wie für die hisher beschriebenen Dolomitgefüge die Annahme einer nachkristallinen Deformation mit mehreren Scharen von Scherflächen und asymmetrischer Achsen-

anordnung als wahrscheinlich anzunehmen. Durch diese Gefügeeinmessungen konnte ein B, das als Lineare am vorliegenden Handstück nicht aufscheint, nachgewiesen werden.

#### Dolomit, Schlüsseljoch (Nr. 5 der Karte S. 255, Diagramm D 10)

Ein schwach gelbliches Dolomitgestein mit einem am Handstück deutlichen leicht welligen s; auf s eine lineare Richtung b. Im Schliff L b ist dieses s durch Lagen aus großen Dolomitkörnern, leicht undulösen Quarzen, Hellglimmer und etwas Calcit in den Zwickeln zwischen den großen Dolomitkörnern gegeben. Diese Lagen ziehen in den meisten Fällen in einer ziemlich gleichbleibenden Breite (im Durchschnitt 1 mm) durch den ganzen Schliffbereich hindurch. Die Kornquerschnitte der Dolomitkörner in diesen Lagen sind isometrisch bis leicht gelängt | a mit  $D: d = 0.15 \ mm: 0.11 \ mm$ . Bei den isometrischen Kornquerschnitten liegen die Durchmesser im Mittel um 0.08 mm und gehen in einzelnen Fällen bis zu 0.5 mm. Das übrige calcitfreie Dolomitgefüge besteht aus sehr kleinen Dolomitkörnern mit zum Teil isometrischen (mittleren Kornquerschnitt 0.03 mm), zum Teil | a gelängten Kornquerschnitten mit D: d=0.08 mm: : 0.05 mm. Im Schliff  $\perp$  a ist ein ähnlicher leicht welliger Lagenbau durch Lagen mit wesentlich kleineren Körnern und Lagen mit wesentlich größeren Dolomitkörnern gegeben. In den großkörnigen Lagen ist neben Dolomit reichlich Quarz, Calcit und Hellglimmer enthalten. Die Mächtigkeit der feinkörnigen Lagen gemessen  $\perp$ s beträgt zwischen 1.0 und 2.4 mm, die Mächtigkeit der großkörnigen Lagen zwischen 0-4 und 1-8 mm. Die einzelnen Dolomitkörner sowohl in den feinkörnigen Lagen als auch in den großkörnigen Lagen sind deutlich gelängt nach b mit D: d=0.094 mm: 0.04 mm bei den kleinen Dolomitkörnern und D: d = 0.32 mm: 0.14 mm bei den großen Körnern. Im Schliff  $\perp$  c kein derartiger Lagenbau und wenn einzelne Bereiche mit großen Körnern ungefähr || b des Gefüges auftreten, so entstehen diese durch Anschnitte der in s (ab) leicht gewellten grobkörnigen Lagen dieses Gesteins. Auch in diesem Schliff ausgesprochen gelängte Kornquerschnitte | b mit D: d = 0.10 mm : 0.07 mm hei den Kornquerschnitten in den feinkörnigen Bereichen und D: d = 0.28 mm : 0.12 mm in den großkörnigen Bereichen.

Die Korngestalt ist also für einen Großteil der Körner deutlich gelängt nach b des Gefüges mit der Symmetrie eines dreischsigen Ellipsoids, dessen längste Achse in b, dessen mittlere Achse in a und dessen kürzeste Achse in c des Gefüges liegt. In einer Reihe von Fällen haben die Körner aber die Symmetrie eines Rotationsellipsoids mit der singulären Achse in h des Gefüges.

Zwillingsbildung nach (0221) ist sowobl an den kleinen als auch an den großen Dolomitkörnern vorhauden. Die Kornkonturen sind scharf und ohne gegenseitige Verzahnung. Im feinkörnigen Dolomitgefüge ist neben einzelnen Quarzen noch reichlich Hellglimmer in Lagen || s vorhanden.

U-Tischeinmessungen. Eingemessen wurde lediglich das feinkörnige Dolomitgefüge im Schliff  $\bot$  b. Es ergab sich dabei ein deutlicher Achsengürtel senkrecht zu jener linearen Richtung b auf s, die somit als B bestimmt ist. Innerhalb dieses Achsengürtels liegen wieder einzelne periphere Unter-

besetzungen, die von Achsenmaxima im Abstand von 26—30° umringt sind. Dem durch Glimmer und große Dolomitkörner gegebenen s ist in diesem (ac)-Gürtel ein stark besetztes Untermaximum mit einzelnen Teilmaxima zuordenbar. Anderen Achsenhäufungen lassen sich vorwiegend zwei Scharen von b0l-Scherflächen zuordnen mit h0l  $\wedge$  h0l = 85°. s liegt symmetrisch zn h0l und h0l. Innerhalb des Glimmergefüges sind keine Andeutungen für diese h0l und h0l-Scherflächen gegeben. Das Glimmerdiagramm selbst zeigt ein deutliches Maximum in Pol von s.

Es ergaben sich auf Grund dieser Gefügeeinmessungen für B die Koordinaten E—W, 13° W, für die Ebene der Durchbewegung mithin N—S, 77° E, was mit der von B. Sander für diese Gebiete angegebenen Achsenrichtung übereinstimmt (L. 22).

#### Dolomit, Bloderalm (Nr. 3 der Kerte S. 255)

Ein fast reinweißes Dolomitgestein mit lichthellgrauen, schmalen Zwischenlagen  $\parallel$ s (ab). Auf s angedeutet eine lineare Richtung b. Untersucht wurden die Schliffe  $\perp$ a,  $\perp$ b und  $\perp$ c, die Gefügeeinmessungen erfolgten im Schliff  $\perp$ a.

Im Schliff  $\perp$  a ein sehr feinkörniges, ziemlich gleichmäßiges und fast reines Dolomitgefüge. Die Kornquerschnitte sind teils isometrisch mit Durchmesser bis zu 0.1~mm im Mittel um 0.05~mm, teils aber deutlich nach b gelängt mit D: d=0.06~mm: 0.04~mm. Im Schliff  $\perp$  b sind die Kornquerschnitte ausgesprochen länglich nach a mit D: d=0.09~mm: 0.04~mm. Im Schliff  $\perp$  0 sind die Kornquerschnitte mehr oder weniger isometrisch, aber auch deutlich gelängt nach a des Gefüges mit D: d=0.09~mm: 0.05~mm.

Die Korngestalt ist also in vielen Fällen deutlich gelängt nach a des Gefüges mit der Symmetrie eines dreiachsigen Ellipsoids, dessen längste Achse wie die Gefügeeinmessungen ergeben haben in a, dessen mittlere Achse in b und dessen kürzeste Achse in c des Gefüges liegt.

Die Form der Kornquerschnitte ist unregelmäßig und in vielen Fällen stark verzahnt. Zwillingslamellierung nach  $(02\bar{2}1)$  ist an einer Reihe von Kornquersehnitten mit ganz verschieden großen Abständen der einzelnen Zwillingslamellen voneinander vorhanden. Spaltrisse nach  $(10\bar{1}1)$  sind nicht besonders häufig.

Inuerhalb dieses feinkörnigen Dolomitgefüges liegen in Abständen von 2—4 mm voneinander bis zu 1·6 mm dicke Lagen, die neben undulösen Quarzen vorwiegend aus großen stark lamellierten (nach (0221)) Dolomitkörnern bestehen. Dazu kommt noch in diesen Lagen Calcit, teils als Einzelkorn, teils als Füllung von Lücken zwischen den großen Dolomitkörnern. Im feinköruigen Dolomitgefüge liegen hie und da einzelne kleine Calcitkörner. Die Querschnitte dieser großen Dolomitkörner sind meist unregelmäßig und ohne besondere Vorzugsrichtung. Ihre Korngröße geht bis zu 1·3 mm. Hellglimmer liegt in einzelnen kleinen Schuppen | s (ab) des Gefüges.

U-Tischeinmessungen. Sie ergaben in den kleinköruigen Bereichen im Schliff  $\perp$  a einen deutlichen c-Achsengürtel  $\perp$  b des Gefüges. Die Anordnung der einzelnen Untermaxima in diesem (ac)-Gürtel entspricht wieder der durch eine Reihe von Beispielen bisher belegten nachkristallinen Umformung mit mehreren Scharen von Scherflächen und asymmetrischen

Achsenanordnungen. Die einzelnen Untermaxima liegen mit geringen Ausnahmen von Ebene (ao) bis zu 30° entfernt, in Ebene (ac) selbst sind einzelne unterbesetzte Stellen. Das Glimmerdiagramm zeigt ein scharfes Maximum im Pol von s.

#### Dolomit, Schöberspitze (Nr. 1 der Karte S. 255)

Ein hellgraues, leicht weiß gebändertes, feinkörniges Dolomitgestein. Auf Grund einer ersten Gefügeeinmessung senkrecht jenen weißen Lagen (s) wurden die Koordinaten a und b in s und c  $\perp$  s (ab) gewählt.

Im Schliff  $\perp$  a deutlich gelängte Kornquerschnitte  $\parallel$  b mit D: d = 0.083~mm:0.031~mm. Im Schliff  $\perp$  b sind die Kornquerschnitte isometrisch bis leicht gelängt nach a mit D: d = 0.051~mm:0.030~mm. Im Schliff  $\perp$  c sind die Kornquerschnitte vorwiegend gelängt nach b mit D: d = 0.088~mm:0.056~mm. Die Korngestalt entspricht also in ihrer Symmetrie einem dreiachsigen Ellipsoid mit der längsten Achse in b, der mittleren Achse in a und der kürzesten Achse in c des Gefüges. Die Form der Kornquerschnitte ist unregelmäßig, die Kornkonturen bäufig verzahnt. Zwillingslamellen nach (0221) kommen vereinzelt vor.

Als Gefügegenossen kommen etwas Quarz und dann Hellghimmer vor, letzterer mit (001) subparallel s (ah). In dem sonst ziemlich gleichmäßig feinkörnigen Dolomitgefüge liegen in Gruppen einzelne größere Dolomitkörner.

U-Tischeinmessungen. Sie ergaben im Schliff  $\bot$ a einen zirka 120° breiten Achsengürtel  $\bot$ b mit beiderseits der Ebene (ac) gelegenen verschieden stark besetzten Untermaxima in Abständen bis zu 30° von Ebene (ac). Die Ebene (ac) selhst ist teilweise unterbesetzt bis frei von Achsenpolen. Ringförmige Anordnungen von c-Achsenpolen mit r=26-30° sind gegeben. Also auch hier wieder aus der Gefügeregelung deutlich ablesbar ein B (am Handstück nicht sichtbar) mit mehreren Scharen zu B tautozonalen Scherflächen mit asymmetrischer Anordnung der einzelnen verschieden stark besetzten Untermaxima.

## Dolomit, Moarer Weiße (Nr. 14 der Karte S. 255, Diagramm D 11)

Ein hellgraues, feinkörniges Dolomitgestein mit einer undeutlichen linearen Richtung.

Der Schliff  $\perp$  a zeigt neben isometrischen Kornquerschnitten auch nach b gelängte Kornquerschnitte mit D: d = 0·1876 mm: 0·1017 mm. Im Schliff  $\perp$  b sind die Kornquerschnitte mehr oder weniger isometrisch bis gelängt nach a mit D: d = 0·143 mm: 0·1088 mm. Im Schliff  $\perp$  c kommen neben isometrischen Kornquerschnitten nach b gelängte Kornquerschnitte vor mit D: d = 0·201 mm: 0·1334 mm. Ein Teil der Körner besitzt also die Symmetrie eines dreiachsigen Ellipsoids mit der längsten Achse in b, mit der mittleren Achse in a und der kürzesten Achse in c des Gefüges. Die Form der Kornquerschnitte ist unregelmäßig. Die Konturen der einzelnen Körner sind meist scharf und geradlinig und nur selten ist eine stärkere Verzahnung. Zwillingsbildung nach (02 $\overline{2}$ 1) ist vorhanden, weitaus häufiger sind aber Spaltrisse nach (10 $\overline{1}$ 1).

Als Gefügegenossen kommen Quarz als Einzelkorn im Dolomitgefüge und dann in einzelnen linsenförmigen Anhäufungen zusammen mit großen Calciten vor, außerdem reichlich Hellglimmer.

U-Tischeinmessungen. Diese ergaben im Schliff ⊥ b für die Hellglimmer einen deutlichen Gürtel ⊥ b mit einem ausgesprochenen Hauptmaximum und einer großen Zahl mehr oder weniger stark besetzter Untermaxima. Das Dolomitachsendiagramm zeigt ebeufalls einen deutlichen Gürtel ⊥ b des Gefüges, mit der für alle hisher beschriebenen Dolomitgefügen charakteristischen Achsenanordnung und einer verschieden starken Besetzung der einzelnen Untermaxima im (ac)-Gürtel. Die einzelnen Untermaxima lassen teilweise ringförmige Anordnung erkennen mit einem Radius von zirka 30° und umgeben achsenfreie oder nahezu achsenfreie peripher gelegene Stellen. Die aus dem Glimmerdiagramm erschlossenen zu b tautozonalen Scherflächen stimmen gut überein mit den aus dem Dolomitdiagramm ablesbaren Gefügeflächen. Die am Handstück nur undeutliche Richtung b ist mithin als B nachgewiesen.

#### Dolomit, Plon (Steinach am Brenner) (Nr. 19 der Karte S. 255)

Ein helles Dolomitgestein mit feinen rötlichen Adern. Weder s noch b sind am vorliegenden Handstück zu erkennen.

Ein wahllos gelegter Schliff zeigt ein Mosaik verschieden großer, vorwiegend isometrischer bis schwach heterometrischer Kornquerschnitte. Als mittlerer Korndurchmesser wurde 0.0767 mm errechnet, Höchstwerte gehen bis 0.2862 mm. Eine bestimmte Vorzugsrichtung der längsten Durchmesser der schwach heterometrischen Kornquerschnitte läßt sich nicht mit Sicherheit erkennen. Die Kornquerschnitte sind polygonal umgrenzt ohne bestimmte deutbare Querschnittsform. Die Kornkonturen sind scharf und verlaufen geradlinig bis leicht verzahnt. Zwillinge nach  $(02\overline{2}1)$  sind vereinzelt vorhanden.

U-Tischeinmessuugen. Sie ergaben einen breiten nicht sehr deutlichen Achsengürtel, der in Anlehnung an ähnliche Dolomitdiagramme als (ac)-Gürtel gedeutet wurde mit einer großen Zahl verschieden stark besetzter Untermaxima, aber auch mit zum Teil kleinen achsenfreien Stellen in und um Ebene (ac). Die achsenfreie Kalotte um b hat nabezu 55° Durchmesser. Die Untermaxima lassen sich zum Teil auf Kleinkreise mit r=26° anordnen, deren Mittelpunkte in oder nahe Ebene (ac) liegen. Eine eindeutige Zuordnung zu einer hier aufgestellten Regelungstypen an Dolomit ist nicht exakt durchführbar, doch scheint nach der großen Zahl von verschieden stark besetzten Untermaxima der Typns I der Dolomitregelung vorzuliegen.

Auf Grund der Gefügeeinmessung ergab sich als Richtung für die B-Achse dieses Dolomits: N 12° E, 7° S, eine Richtung, wie sie allenthalben in diesem Gebiet vorkommt (Schmidegg).

#### Dolomit, Margaretabach (Stubaital) (Nr. 18 der Karte 8, 255)

Ein dunkelgraues, feinkörniges Dolomitgestein mit deutlicher Absonderung (s). Auf s eine nur schwach sichtbare lineare Richtung b.

Untersucht wurde der Dünnschliff  $\perp$  b. Er zeigt ein sehr gleichmäßiges, reines Dolomitgefüge. Die Kornquerschnitte sind polygonal begreuzt und im großen und ganzen isometrisch. Ausgesprochen heterometrische Kornquerschnitte fehlen. Zwillingslamellen nach  $(02\overline{2}1)$  sind nicht sehr häufig, Spaltbarkeit nach  $(10\overline{1}1)$  an vielen Kornquerschnitten deutlich. Die Kornkonturen der einzelnen Kornquerschnitte sind manchmal scharf, häufig ist aber eine mehr oder weniger starke Verzahnung der Intergranulare. Die Kornquerschnitte haben einen mittleren Durchmesser von 0.05 mm, Höchstwerte liegen bei 0.17 mm.

U-Tischeinmessungen. Sie ergaben einen stark in die Breite gezogenen Achsengürtel senkrecht zu jener am Handstück nur undeutlichen linearen Richtung b, womit also diese Richtung als B nachgewiesen ist. Innerhalb dieses nahezu  $140^{\circ}$  breiten Gürtels  $\bot$  B liegen zahlreiche Untermaxima, die aber gegenüber bisher beschriebenen Achsendiagrammen von Dolomit B-Tektoniten ziemlich regellos verteilt sind und sich nicht mit Sicherheit irgendwelchen Scherflächen zuordnen lassen. Die Peripherie selbst zeigt deutlich unterbesetzte Stellen, wie bei allen bisher beschriebenen Dolomitachsendiagrammen  $\bot$  b. Es mußte also von einer Deutung dieses Dolomitachsendiagramms abgesehen werden, wahrscheinlich ist aber auch hier Typus I der Dolomitregelung gegeben.

#### Dolomit, Telfer Weiße (Nr. 22 der Karte S. 255)

Ein graues, sehr feinkörniges Dolomitgestein mit einem deutlichen s. Auf s undeutlich ein b.

Im Schliff  $\perp$  a in b gelängte Kornquerschnitte mit D: d = 0·1175 mm: :0·0785 mm. Im Schliff  $\perp$  b sind es vielfach in a gelängte Kornquerschnitte mit D: d = 0·0909 mm: 0·0722 mm. Im Schliff  $\perp$  e sind die Kornquerschnitte vorwiegend leicht gelängt nach b mit D: d = 0·1197 mm: :0·0908 mm. Die Korngestalt entspricht also in ihrer Symmetrie einem dreiachsigen Ellipsoid mit der längsten Achse in b, mit der mittleren Achse in a und der kürzesten Achse in c des Gefüges. Die Form der Kornquerschnitte ist unregelmäßig, die Kornkonturen meist geradlinig, teils leicht verzahnt. Zwillingsbildung nach (0221) ist an einer Reihe von Körnern vorhanden.

U-Tischeinmessungen. Sie ergaben im Schliff  $\bot$  b einen deutlichen (ac)-Achsengürtel wieder mit peripherer Unterbesetzung und einer Reihe verschieden stark besetzter Untermaxima in einem Abstand von 30—40° von der Peripherie. Irgend eine bestimmte Anordnung dieser Untermaxima in Kleinkreisen läßt sich nicht feststellen, wenn auch manchmal Andeutungen derartiger Besetzungen gegeben scheiuen. Auf Grund ähnlicher Dolomitachsendiagramme ist auch für dieses Dolomit-c-Achsendiagramm die Annahme mehrerer Scherflächenscharen mit Eigenregelung ebenfalls als wahrscheinlich anzunehmen.

#### Dolomit, Trias über Trens (Nr. 9 der Karte S. 255)

Ein leicht gelbliches, feinkörniges Dolomitgestein ohne im vorliegenden Handstück wahrnehmbare Koordinaten. Die Gefügeeinmessung ergab dann für einen wahllos gelegten Schliff deutbare Koordinaten ( $\bot$  a).

Das Dolomitgefüge in diesem Schliff  $\perp$  a zeigt neben isometrischen Kornquerschnitten mit einem mittleren Durchmesser von 0·0436 mm auch mehr oder weniger nach b gelängte Kornquerschnitte mit D: d=0·0785 mm: :0·0441 mm. Zwillingslamellen nach (0221) sind an einer Reihe von Kornquerschnitten vorhanden, Spaltbarkeit nach (1011) ist häufig. Die Kornkonturen sind scharf und geradlinig bis leicht zackig, die Form der Kornquerschnitte ist unregelmäßig.

U-Tischeinmessungen. Das c-Achsendiagramm im Schliff ⊥ a zeigt einen sehr breiten Gürtel⊥ b mit einer deutlichen Unterbesetzung um b. Innerhalb des (ac)-Gürtels liegen eine Reihe von verschieden stark hesetzten Untermaxima, die sich mehr oder weniger auf Kleinkreisen im Abstand von 26—30° heiderseits der Ehene (ac) anordnen lassen. Die stark unterbesetzten Mittelpunkte dieser Kleinkreise liegen in und nahe Ebene (ac). Die Anordnung dieser Maxima und ihre verschieden starke Besetzung legen auch bier wieder die Annahme von mehreren ungleich besetzten h0i-Scherflächen mit Eigenregelung nahe.

#### Dolomit, Kramerspitze (Nr. 11 der Karte S. 255)

Ein bellgelbliches, sehr feinkörniges Dolomitgestein mit einem nur schwach angedeuteten b.

Der Dünnschliff  $\perp$  b zeigt ein sehr gleichmäßiges Dolomitkorngefüge. Die einzelnen Kornquerschnitte sind vorwiegend isometrisch mit einer mittleren Korngröße um  $0.0269\,mm$ , größte Durchmesser liegen hei  $0.0762\,mm$ . Die Kornkonturen sind teils geradlinig und scharf, teils leicht verzahnt. Zwillingslamellen nach  $(02\bar{2}1)$  sind nicht sehr häufig.

U-Tischeinmessungen. Sie ergaben einen nicht sehr ansgesprochenen Achsengürtel senkrecht jener linearen Richtung, womit diese also als B nachgewiesen ist. Dieser (ac)-Gürtel zeigt teilweise unterhesetzte periphere Stellen und eine große Zahl von verschieden stark besetzten Untermaxima in Abständen bis zu 40° von der Peripherie, entspricht also in seinen Zügen Diagrammen von Dolomit B-Tektoniten mit mehreren Scharen von hölflächen und asymmetrischer Achsenanordnung.

Der Typus I umfaßt, was Korngröße und Aufbau der einzelnen Dolomitgefüge anlangt, sehr verschiedene Dolomitgesteine. Nehen Dolomitgesteinen mit Kornquerschnitten im Schliff  $\perp$  b mit D: d = 0.03 mm: 0.02 mm kommen Dolomitgesteine vor mit Kornquerschnitten mit D: d=0.27 mm: :0.14 mm. Was die Korngestalt betrifft, so sind die einzelnen Körner bei 14 von 16 untersuchten Dolomitgefügen mehr oder weniger deutlich gelängt nach b und nur in 2 Dolomitgefügen sind die Körner gelängt nach a des Gefüges. Die Korngestalt entspricht in ihrer Symmetrie einem dreiachsigen Ellipsoid mit der längsten Achse in b, der mittleren Achse in a und der kürzesten Achse in c des Gefüges, in zwei Fällen aher einem dreiachsigen Ellipsoid mit der längsten Achse in a, der mittleren Achse in h und der kürzesten Achse in e des Gefüges. Nur in zwei Fällen ist die Symmetrie eines Rotationsellipsoids mit der singulären Achse in b des Gefüges gegeben.

Die Dolomit-c-Achsen hilden beim Typns I immer einen in Ehene (ac) deutlich gespaltenen Gürtel, der stets eine größere Zahl von Untermaxima

vielfach zusammengeschlossen in einzelnen Gruppen enthält und die sich mebreren Scharen von zu b tautozonalen Scherflächen zuordnen lassen. Die Besetzungsdichte der einzelnen Scherflächen ist eine verschiedene. Innerhalb der einzelnen den Scherflächen zuordenbaren Maximagruppen ist oft eine deutliche ringförmige Besetzung (r = 26—30°, seltener bis 40°) mit einem deutlichen Abfall in der Besetzungsdichte gegen die Peripherie hin gegeben. Außer der Ebene (ac), die selbst Symmetrieebene ist, tritt keine weitere Symmetrieebene auf; also Dolomitgefüge mit monokliner Symmetrie.

#### Typus II

Typus  $\Pi$ : Besetzung des (ac)-Gürtels ohne Symmetrieebene senkrecht zum Gürtel (zwei Scherflächenscharen); monokliner Fall.

Unter den 23 untersuchten Dolomit B-Tektoniten ist dieser Typus nur mit drei Fällen vertreten.

Dolomit, Brixlegg, Bergbau Großkogl (Gertraudi-Stollen, Georgi-Unterbau)

(Nr. 25 der Karte S. 255, Diagramme D 12)

#### Gertraudi-Stollen

Ein rötlichgraues, durch verschieden gefärbte Partien inhomogenes Dolomitgestein mit einer deutlichen linearen Richtung b (im Aufschlußsenkrecht stebend) und einer nabezu horizontalen Klüftung ((ac)-Kluft).

Der Dünnschliff  $\bot$  b zeigt einen ausgesprochen b-axialen Bau durch zum Teil insulare Anhäufungen großer Dolomitkörner mit Kornquerschnitten bis zu 0.5~mm Durchmesser, die in einem Gefüge von kleinen Dolomitkörnern mit Kornquerschnitten bis zu 0.027~mm Durchmesser liegen. Große und kleine Dolomitkörner sind mehr oder weniger isometrisch. Zusammen mit den großen Dolomitkörnern kommt noch reichlich Quarz vor. Im feinkörnigen Dolomitgefüge fehlt Quarz vollkommen. Neben diesen b-axialen Anhäufungen großer Dolomitkörner sind vereinzelt auch noch Lagen solcher großer Dolomitkörner in hol-Flächen des Gefüges vorhanden. Zwillingslamellen nach  $(02\bar{2}1)$  sind sehr selten.

U-Tischeinmessungen. Sie ergaben im feinkörnigen Bereich des Schliffes  $\bot$  b einen Achsengürtel  $\bot$  b mit einer achsenfreien Kalotte von 60° um b und der für alle bisber beschriebenen Dolomitgefüge charakteristischen Achsenanordnung mit einer großen Zahl nicht peripherer Untermaxima und deutlich nnterbesetzten peripheren Stellen. Die Untermaxima lassen sich zwei Scharen von h0l-Flächen des Gefüges zuordnen, die ungleich stark besetzt sind und zeigen teilweise Kleinkreisbesetzung mit dentlich unterbesetzten Stellen im Pol von h0l und  $\hbar$ 0l. Die aus der Gefügeregelung erschlossenen Scherflächen nach h0l und  $\hbar$ 0l (b0l  $\land$   $\hbar$ 0l=82°) stimmen in ibrer Lage überein mit jenen oben erwähnten in b sieb schneidenden Gefügeflächen mit großen Dolomitkörnern. Mithin ist diese am Handstück deutliche Lineare als B-Achse einer zweischarigen und nachdem die den einzelnen Scherflächen zuordenbaren Maxima ungleiche Besetzungsdichte zeigen, ungleichscharigen Scherung mit steilendendem B zuordenbar. Die Ebene der Durchbewegung liegt horizontal.

#### Georgi-Unterbau

Ein Dolomitgestein mit einem deutlichen s durch Wechsellagerung von verschieden breiten und auch verschieden langen weißen und roten Lagen. Es sind dies keine sich regelmäßig abwechselnde Lagen, sondern meist mehr ungleichmäßige, wohl aber zum größten Teil lagenförmige Anordnungen, teilweise aber auch mehr unregelmäßig begrenzte rotgefärbte Handstückbereiche. Immerhin läßt sich im größeren Bereich deutlich ein s erkennen. Auf a liegt eine nicht sehr deutliche Lineare b. Die roten Lagen bestehen aus ziemlich kleinen zum Teil leicht verzahnten Dolomitkörnern (Durchmesser im Mittel 0.09 mm) mit an allen Körnern deutlichen Spaltrissen nach (1011). Zwillingsbildung fehlt an diesen kleinen Körnern. Außerdem enthalten diese roten Lagen noch etwas Quarz in ganz unregelmäßig begrenzten kleinen Körnern und feinste Muskowitschüppchen. Die weißen Lagen bestehen aus überwiegend sehr großen Dolomitkörnern (Kornquerschnitte bis zu 1.9 mm Durchmesser, im Mittel 0.8 mm) mit einer auffallend starken undulösen Auslöschung. Die zahlreichen Spaltrisse nach (1011) sind in vielen Fällen gekrümmt. Zwillingsbildungen fehlen auch an diesen Körnern.

U-Tischeinmessungen. Sie wurden an den kleinen Körnern des rotgefärbten Handstückbereiches in einem Schliff ⊥ b des Gefüges durchgeführt. Sie ergaben einen etwas lückenhaften Gürtel ⊥ b des Gefüges, womit diese lineare Richtung b als B bestimmt ist. Innerhalb dieses Achsengürtels ist wieder die an allen bisher beschriebenen (ac)-Gürteln bekannte Achsenanordnung mit einer Reihe verschieden stark besetzter nicht peripherer Untermaxima gegeben; die Peripherie selbst zeigt wieder schwächer besetzte oder achsenfreie Stellen. Es entspricht dies wieder einer Einregelung von (0112) in hol-Flächen des Gefüges. Auch hier ergibt sich wieder das Bild einer im großen und ganzen zweischarigen Scherung und nach der ungleichen Besetzungsdichte der einzelnen Maxima asymmetrischen Achsenanordnung mit unter 80° sich schneidenden Hauptscherflächen.

Aus diesem Diagramm läßt sich B mit N 60° E, 70° È angeben, für die Ebene der Durchbewegung ergibt sich demnach N 30° W, 20° W.

#### Dolomit, Riederbach (Nr. 20 der Karte S. 255, Diagramm D 13)

Ein weißes bis lichtgraues, sehr feinkörniges Dolomitgestein mit einer leichten Bänderung durch lichtgelblichgraue schmale Lagen, die in größeren Abständen aufeinander folgen. Auf s eine sehr deutliche lineare Richtung b. Untersucht wurden die Schliffe  $\bot$  a,  $\bot$  b,  $\bot$  c, die Gefügeeinmessungen erfolgten im Schliff  $\bot$  h des Gefügees.

Der Schliff  $\bot$  h zeigt ein äußerst feinkörniges Dolomitgefüge aus unverzahnten, größtenteils isometrischen Koruquerschnitten mit einem mittleren Durchmesser von 0·022 mm ohne größere Abweichungen nach beiden Seiten hin. Durchzogen wird dieses sehr gleichmäßige und feinkörnige Dolomitgefüge von einigen wenigen Lagen, die neben unvergleichlich größeren Dolomitkörnern noch aus leicht undulösen Quarzen und kleinen Muskowitschüppehen besteben. Die Dolomite in diesen Lagen sind bis zu 0·4 mm groß, sind manchmal etwas undulös, mit leicht verzahnter Intergranulare, gegenüher Quarz aber vereinzelt mit eigengestaltlicher

Begrenzung. Im Schliff  $\perp$  a sind die Kornquerschnitte ausgesprochen gelängt  $\parallel$  b mit D: d = 0.049 mm: 0.023 mm. Innerhalb dieses sehr gleichmäßigen, feinkörnigen Dolomitgefüges liegen ähnlich wie im Schliff  $\perp$  b einige wenige Lagen mit wesentlich größeren Dolomitkörnern und einzelnen Quarzen und Muskowitschüppchen. Der Schliff  $\perp$  c zeigt deutlich längliche Kornquerschnitte mit dem längsten Durchmesser  $\parallel$  b und mit D: d = 0.052 mm: 0.024 mm.

Die Korngestalt entspricht der eines Rotationsellipsoids mit der singulären Achse in b des Gefüges. Die Form der Kornumrisse ist in allen Schliffen unregelmäßig, nur selten ergaben sich Begrenzungen nach (1011). Zwillingslamellen nach (0221) fehlen an den kleinen Körnern, sind aber an

einigen großen Kornquerschnitten deutlich.

U-Tischeinmessungen. Sie ergaben wiederum einen sehr deutlichen, breiten Achsengürtel  $\bot$  b des Gefüges mit mehreren Untermaxima. Die Untermaxima lassen sich in zwei gegenüberliegende verschieden stark besetzte Gruppen zusammenfassen, wobei jede einzelne solche Gruppe mehrere Untermaxima enthält, die auch hier wieder mehr oder weniger deutlich auf Kleinkreisen mit einem Radius von rund 26—28° liegen. Deutlich ist der Abfall der Besetzungsdichte gegen die peripher gelegenen Mittelpunkte dieser Kleinkreise. Diese beiden Gruppen von Untermaxima lassen sich zwei Scharen aufeinander senkrecht stehenden, verschieden stark besetzten Scherflächenscharen zuordnen. s liegt asymmetrisch zu hol und hol; hol  $\land$  s = 22°, hol  $\land$  s = 68°. Im Gefügebild sind keinerlei Anzeichen für diese Scherflächenscharen gegeben.

Die lineare Richtung b auf s wurde also als B einer zweischarigen, ungleichscharigen Scherung nachgewiesen mit B=N 30° E, 21° S, was übereinstimmt mit dem von Schmidegg (L. 25) und Karl (L. 8) nachgewiesenem linearen Gefüge.

#### Dolomit, Wieslehen (Nr. 13 der Karte S. 255, Diagramm D 14)

Ein hellgelbliches, gelbbraun anwitterndes, sehr feinkörniges Dolomitgestein ohne einem am vorliegenden Handstück sichtbaren s und einer nur

ganz undeutlichen linearen Richtung b.

Der Dünnschliff  $\perp$  b zeigt ein sehr inhomogenes Dolomitgefüge. Neben sehr kleinen, ziemlich gleichmäßigen, meist isometrischen, nicht oder nur wenig verzahnten Dolomitquerschnitten mit Durchmesser his zu 0·16 mm, im Durchsebnitt 0·07 mm, kommen wesentlich größere Dolomitquerschnitte vor mit Durchmesser bis zu 0·97 mm. Die großen Kornquerschnitte bilden einmal insulare Häufungen, sie liegen aber auch in bis zu 1·13 mm breiten nahezn rechtwinkelig sich kreuzenden Lagen, die zum Teil durch den ganzen Schliffbereich hindurchziehen.

U-Tischeinmessungen. In einem ziemlich breiten Achsengürtel  $\bot$  b mit einzelnen deutlichen peripheren Unterbesetzungen liegen wieder zirka  $26-30\,^\circ$  von der Peripherie entfernt eine größere Zahl von Untermaxima, die in zwei im Diagramm gegenüberliegende Gruppen zusammengefaßt werden können, wobei die eine dieser beiden Gruppen gegenüber der anderen wesentlich stärker betont ist. Die einzelnen Untermaxima lassen sich unschwierig auf Kleinkreise mit  $r=26-30\,^\circ$  anordnen, die Achsenminima

ringförmig umgeben. Analog ähnlichen Gefügediagrammen von Dolomittektoniten lassen sich diese beiden Gruppen von Maxima zwei Scharen von hol und hol-Flächen zuordnen, die in ihrem Verlauf im großen und ganzen gut übereinstimmen mit jenen Lagen größerer Dolomitkörner, wie sie oben beschrieben wurden. Jene am Handstück nur undeutliche lineare Richtung b ist also Schnittgerade zweier Scharen von Scherflächen, womit diese lineare Richtung als B nachgewiesen ist. Jene im Schliff  $\perp$  b insularen Häufungen wesentlich größerer Kornquerschnitte entsprechen h-axialen Anordnungen größerer Dolomitkörner.

Der Vergleich der einzelnen Dolomitdiagramme dieses Typus II miteinander ergiht bei den sonst großen Verschiedenheiten in der Korngröße und im Aufbau der einzelnen Dolomitgefüge doch in ihren wesentlichen Zügen gleiche c-Achsendiagramme. Die c-Achsen bilden in allen Fällen einen senkrecht b des Gefüges gespalteuen (ac)-Gürtel. Bei allen Diagrammen stehen die den einzelnen Maxima zuordenbaren Scherflächen senkrecht oder nahezu senkrecht aufeinander, falls ein s gegeben ist, liegt dieses s asymmetrisch zu den Scherflächenscharen. Innerhalb der den einzelnen Scherflächen zuordenbaren Maximagruppen treten in allen Diagrammen immer zwei, meist aber drei Untermaxima auf. Außer der Symmetrieebene nach (ac) treten keine weiteren Symmetrieebenen auf: also Gefüge mit monokliner Symmetrie.

#### Typus III

Typus III: Besetzung des (ac)-Gürtels erlauht zwei Symmetrieebenen senkrecht zum Gürtel (zwei Scherflächenscharen); rhomhischer Fall. Dieser Typus ist mit vier Fällen am untersuchten Material vertreten.

> Dolomit, Truna-Tal (Nr. 23 der Karte S. 255, Diagramm D 15)

Ein weißes, lichtgrau gebändertes Dolomitgestein mit einem deutlichen Glimmer s, auf s eine lineare Richtung b.

Das Dolomitkorngefüge im Schliff  $\bot$  a ist sehr feinkörnig. Die Kornquerschnitte sind vorwiegend gelängt nach b des Gefüges mit D: d=0.069 mm: :0.029 mm. Parallel zu den durch Glimmer und lichtgraue Lagen gegebenen s liegen im Dünnschliff bis zu 0.67 mm dicke Lagen aus großen Dolomitkörnern ebenfalls deutlich gelängt nach b mit D: d = 0.29 mm: 0.13 mm. Im Schliff  $\bot$  b siud die Kornquerschnitte der kleinen Dolomitkörner zum Teil isometrisch his schwach heterometrisch mit einem mittleren Korndurchmesser von 0.029 mm, zum Teil aber ausgesprochen gelängt nach a des Gefüges mit D: d=0.035 mm: 0.027 mm. Die großen Dolomitkörner liegen in manchmal etwas linsigen Zeilen  $\parallel$  s mit ähnlichen Kornquerschnittsformen wie die Dolomitkörner in den kleinkörnigen Bereichen. Im Schliff  $\bot$  c sind die Kornquerschnitte mehr oder weniger deutlich gelängt nach b des Gefüges mit D: d=0.071 mm: 0.034 mm. Ebenfalls gelängt nach b sind auch die großen Dolomitkörner in den Lagen  $\parallel$  s.

Die Korngestalt einer großen Zahl dieser Dolomitkörner hat also die Symmetrie eines dreischsigen Ellipsoids mit der längsten Achse || b, der mittleren Achse || a und der kürzesten Achse || c des Gefüges.

Zwillingsbildung nach  $(02\overline{2}1)$  ist selten, etwas häufiger sind Spaltrisse nach  $(10\overline{1}1)$ . Die Form der Kornquerschnitte ist unregelmäßig, die Kornkonturen sind scharf.

U-Tischeinmessungen. Sie wurden im Schliff  $\bot$  b im kleinkörnigen Dolomitgefüge durchgeführt und ergaben einen dentlichen Gürtel senkrecht zu jener linearen Richtung b auf s, wodurch also diese Lineare als B gekennzeichnet ist. Die einzelnen Untermaxima in diesem (ac)-Gürtel, der rhomhische Symmetrie aufweist, umgeben ringförmig ( $r=26-30^{\circ}$ ) Achsenminima. Diese Untermaxima lassen sich zwei Scharen von aufeinander senkrecht stehenden Scherflächen nach hol und hol zuordnen. Die heiden Scherflächen nach hol und hol liegen annähernd symmetrisch zu s (ab). Nimmt man eine unmittelbare Einregelung von (0112) des Dolomits in diese hol- und hol-Flächen an, so bilden dann die c-Achsen durch mittelbare Einregelung jene oben erwähnten Kleinkreisbesetzungen. Den Achsenminima entsprechen dabei Maxima von Lote auf (0112). Eine gegenüber anderen Untermaxima hetontere Häufung nahe c des Gefüges ist wahrscheinlich durch Überlagerung zweier achsenbesetzter Kleinkreise zn erklären.

Für das aus dem Dolomitdiagramm ablesbare B ergab sich als Richtung N 76° W, 10° E.

## Dolomit, Pfterscher Kalkkeil (Nr. 20 der Karte S. 255)

Ein graues Dolomitgestein mit einem deutlichen Hellglimmer s. Auf s einzelne Schuppen eines dunkleren Glimmers. Eine lineare Richtung b auf s ist nicht sehr deutlich. Untersucht wurden drei aufeinander senkrecht stehende Schliffe ( $\perp$  a,  $\perp$  b,  $\perp$  o).

Im Schliff 🗘 a ein deutlicher Lagenbau || s durch Lagen mit sehr kleinen Dolomitkörnern, Hellglimmerschüppehen und vereinzelten Quarzen und Lagen mit im Durchschnitt wesentlich größeren Dolomitkörnern, reichlich stark undulösem Quarz und auch reichlich Hellglimmer. Die Kornquerschnitte in den feinkörnigen Lagen sind deutlich gelängt in b mit  $D: d = 0.08 \ mm: 0.04 \ mm$ . Isometrische oder annähernd isometrische Kornquerschnitte sind selten. Die Form der Kornumrisse ist in den meisten Fällen unregelmäßig, nur hie und da kommen spitzwinkelige Parallelogramme mit dem längsten Durchmesser || b des Gefüges vor. Die Quarzquerschnitte sind ebenfalls gelängt nach h des Gefüges. Die Dolomitquerschnitte in den grob körnigen Lagen sind ehenfalls deutlich gelängt nach h des Gefüges. Im Schliff ⊥b ein ähnlicher Lagenbau wie im Schliff ⊥a, nur sind teilweise diese Lagen etwas kürzer und in einigen Fällen deutlich linsenförmig. Die Dolomitquerschnitte in den grobkörnigen Lagen sind isometrisch mit Durchmesser bis zu 0.16 mm bis deutlich heterometrisch. Die Dolomitquerschnitte in den feinkörnigen Lagen sind wesentlich kleiner, zum Teil isometrisch mit einem mittleren Korndurchmesser um 0.05 mm, zum Teil aber auch beterometrisch || a mit D: d = 0.08 mm: 0.05 mm. Hellglimmer liegt in einzelnen schmalen Lagen || s innerhalb des feinkörnigen Dolomitgefüges. Dunkler Glimmer mit (001) || s, vereinzelt aber auch mit (001) \( \preceq \) s (Querglimmer) kommt vor. Im Schliff \( \perp \) c fehlt ein derartiger Lagenbau und es ist eine mehr unregelmäßige Verteilung von Bereichen mit ausgesprochen kleinen

Dolomitkörnern und Bereichen mit im Durchschnitt wesentlichen größeren Dolomitkörnern, die zusammen mit reichlich Quarz auftreten, gegeben. Die Kornquerschnitte sind sowohl an den großen als auch an den kleinen Dolomitkörnern zum größten Teil deutlich gelängt nach b des Gefüges mit  $D:d=0.09\ mm:0.04\ mm$  bei den kleinen Dolomitkörnern. Ausgesprochen isometrische Kornquerschnitte sind selten. Die Form der Kornquerschnitte ist vorwiegend unregelmäßig, spitzwinkelige Parallelogramme kommen vereinzelt vor. Die Kornkonturen sind vorwiegend glatt und scharf, Verzahnungen sind selten. Zwillingsbildung nach  $(02\bar{2}1)$  ist an den großen und kleinen Körnern vorhanden. Die Korngestalt entspricht in ihrer Symmetrie einem dreiachsigen Ellipsoid mit der längsten Achse in b, der mittleren Achse in a und der kürzesten Achse in c des Gefüges.

U-Tischeinmessungen. Sie wurden im feinkörnigen Bereich im Schliff  $\bot$  b durchgeführt. Das c-Achsendiagramm zeigt wieder einen ausgesprochenen Gürtel  $\bot$  h. Die einzelnen Untermaxima lassen sich zwei Hauptscherflächenscharen zuordnen mit hol  $\land$   $\overline{h}$ 01=64°. hol und  $\overline{h}$ 01 liegen symmetrisch zum Glimmer s. Im Pol von hol und  $\overline{h}$ 01 sind deutliche Unterbesetzungen (entsprechend der Einstellung von (01 $\overline{1}$ 2) in eine der beiden Scherflächen), die im Abstand von rund 26° ringförmig von Achsenmaxima umgehen sind. Die achsenfreie Kalotte nm b heträgt 30°.

## Dolomit, Graben hei Stein (Nr. 4 der Karte S. 255)

Ein belles, zuckerkörniges Dolomitgestein mit einer leichten Bänderung durch verschieden gefärbte Lagen. Eine lineare Richtung ist nur sehr undeutlich. Der Schliff  $\bot$ s und nahe  $\bot$ a zeigt eine Wechsellagerung von Lagen mit feinkörnigen Dolomitkörnern und Lagen mit im Durchschnitt größeren Kornquerschnitten von Dolomit und Calcit. Calcit bildet einzelne größere Kornquerschnitte, liegt aber auch im Zwickeln zwischen Dolomitkörnern. Im feinkörnigen Dolomitgefüge fehlt Calcit nahezu ganz. Die einzelnen Kornquerschnitte sind deutlich gelängt nach b des Gefüges mit D:  $d = 0.19 \ mm: 0.11 \ mm$  bei den kleinen Dolomitkörnern. Im Schliff  $\bot$  h sind es vorwiegend längliche Kornquerschnitte  $\parallel$ a des Gefüges mit D:  $d = 0.18 \ mm: 0.10 \ mm$ . Im Schliff  $\bot$  c sind es vorwiegend isometrische Kornquerschnitte mit einem mittleren Korndurchmesser von  $0.17 \ mm$ , ganz untergeordnet kommen längliche Kornquerschnitte mit längstem Durchmesser  $\parallel$ b des Gefüges vor.

Die Korngestalt entspricht also in ihrer Symmetrie in den meisten Fällen einem abgeflachten Rotationsellipsoid mit der singulären Achse in c des Gefüges.

Die Form der Kornquerschnitte ist dnrchwegs deutlich polygonal mit scharfen Konturen der einzelnen Körner gegeneimander. Zwillingshildung nach (0221) ist an einer Reihe von Kornquerschnitten zu beohachten, ehenso Spaltrisse nach (1011).

U-Tischeinmessungen. Sie erfolgten im Schliff ⊥ a des Gefüges. Auch hier ist wieder jener Achsengürtel ⊥ b deutlich mit unterbesetzten peripheren Stellen und deutlichen Häufungen in einem Abstand von rund 26—30° von der Peripherie. Zuordenbar sind die Untermaxima zwei sich nahezu rechtwinkelig kreuzenden Scherflächenscharen, symmetrisch zu s, mit einer annähernd gleichen Besetzungsdichte.

## Dolomit, Arzl bei Imst (Nr. 30 der Karte S. 255, Diagramm D 16)

Ein dunkelgraues, leicht zuckerkörniges Dolomitgestein. Ein s ist leicht angedeutet, eine lineare Richtung auf s nur sehr undeutlich. Auffallend sind ziemlich geradlinig verlaufende weiße Durchäderungen, die zwei Systemen angehören und sich unter einem Winkel von 70—80° kreuzen. Nimmt man für jene schwach augedeutete lineare Richtung auf s die Koordinate h an, so würden jene weißen Durchäderungen hol und hol-Flächen des Gefüges entsprechen.

Der Schliff senkrecht zu jener Linearen b auf s zeigt ein sehr gleichmäßig körniges, leicht dunkel pigmentiertes mosaikartiges Dolomitgefüge mit einer in den meisten Fällen unverzahnten oder nur schwach verzahnten Intergranulare. Die einzelnen Kornquerschnitte sind vorwiegend isometrisch mit einem mittleren Korndurchmesser von 0·142 mm. Ausgesprochen heterometrische Kornquerschnitte siud selten. Die Dolomitkörner in jenen am Handstück deutlich sichtbaren weißen Adern sind etwas größer und besitzen gegenüber den anderen Dolomitkörnern dieses Gefüges keine oder nur geringe Pigmentierung. Auch die Schnitte  $\bot$  a nnd  $\bot$  c des Gefüges zeigen fast ausschließlich isometrische Kornquerschnitte. Zwillingslamellen nach (02 $\overline{2}$ 1) sind in diesem Gefüge selten. Die Korngestalt entspricht also in ihrer Symmetrie einer Kugel.

U-Tischeinmessungen. Sie ergaben einen deutlichen Achsengürtel senkrecht zu jener linearen Richtung h, wodurch also diese Lineare als B gekennzeichnet ist. Wie an allen bisher beschriebenen Dolomitgefügen ist auch in diesem Achsendiagramm eine teilweise periphere Unterbesetzung gegeben, während dicht besetzte Stellen dieses Gürtels zirka 30° von der Peripherie abgerückt sind und teilweise deutliche Kleinkreisbesetzungen aufweisen. Die Mittelpunkte dieser Kleinkreise sind deutlich unterbesetzt. Die Untermaxima dieses (ac)-Gürtels lassen sich in zwei im Diagramm einander gegenüberliegende Gruppen zusammenfassen, mit Zuordenbarkeit zu zwei in B sich schneidenden Scherflächenscharen nach hol und hol mit h0l  $\wedge$  h0l = 80°. Diese Scherflächen verlaufen fast genau parallel jenen weißen Durchäderungen des Handstückes. Eine gewisse Asymmetrie in der Besetzung ist allerdings durch die nicht ganz gleiche Besetzungsdichte der gegenüberliegenden Untermaxima gegeben, was auch mit der verschiedenen Deutlichkeit dieser hol-Flächen am Handstück übereinstimmt (Übergang zu Typus II). Für das durch Gefügeeinmessung nachgewiesene B ergab sich N 40° W, 60° SE, was mit der durch Schmidegg für die angrenzenden Gesteine angegebenen Achsenrichtung übereinstimmt.

Die Dolomitgesteine dieses Typus III sind vorwiegend feinkörnig, die Korngestalt der einzelnen Dolomitkörner entspricht in ihrer Symmetrie teils einem dreiachsigen Ellipsoid mit der längsten Achse in b, der mittleren Achse in a und der kürzesten Achse in c des Gefüges, teils aber auch einem abgeflachten Rotationsellipsoid mit der singulären Achse in c des Gefüges. In einem Fall ist die Symmetrie einer Kugel gegeben.

Die Gefügediagramme dieser Dolomite zeigen immer einen deutlichen, gespaltenen Achseugürtel  $\bot$  b des Gefüges. Die durch Gefügeregelung nachgewiesenen Scherflächen stehen vorwiegend aufeinander senkrecht oder nahezu senkrecht, nur in einem Fall ist der Winkel 62°. s liegt symmetrisch

zu den Scherflächen nach hol und hol. Die beiden Scherflächenscharen zeigen in allen Fällen nahezu gleiche Besetzungsdichte, also Gleichwertigkeit der einzelnen Scherflächen nach hol und hol. Innerhalb der einzelnen, den Scberflächen nach hol und hol zuordenbaren Maximagruppen liegen fast durchwegs zwei bis drei Untermaxima ringförmig (r = 26–30°) um achsenfreie oder unterbesetzte periphere Stellen innerhalb des Achsengürtels  $\bot$  b des Gefüges. Es ergeben sich für diese Diagramme außer der Ebene (ac) noch Symmetrieebenen nach (ab) und (bc), mithin also rhombische Symmetrie.

## Uneindeutige Fälle

In den folgenden vier Beispielen werden Dolomitgefüge beschrieben, für die noch keine siehere Deutung ihrer c-Achsendiagramme gegeben werden kann.

## Dolomit, Grießscharte (Nr. 8 der Karte S. 255)

Ein hellgraues, zuckerkörniges Dolomitgestein. s ist durch Lagen aus etwas gelblicheren und größeren Dolomitkörnern gegeben, ferner durch Glimmer. Auf s schwach angedeutet ein b.

Im Dünnschliff  $\bot$  a liegen in einem feinkörnigen Dolomitgefüge mit nur vereinzelt etwas größeren Körnern wesentlich größere Dolomitkörner in jenen schon am Handstück deutlich sichtbaren gelblichen Lagen. Die Kornquerschnitte im feinkörnigen Dolomitgefüge sind in vielen Fällen deutlich gelängt nach a des Gefüges mit D: d=0.1093~mm:0.0695~mm. Im Schliff  $\bot$  a sind es meist ausgesprochen längliche Kornquerschnitte mit der längsten Achse  $\parallel$  b des Gefüges und mit D: d=0.1360~mm:0.0729~mm. Auch im Schliff  $\bot$  c vorwiegend nach b gelängte Kornquerschnitte mit D: d=0.1420~mm:0.1133~mm.

Die Korngestalt entspricht also in ihrer Symmetrie einem dreiachsigen Ellipsoid mit der längsten Achse in b, der mittleren Achse in a und der kürzesten Achse in c des Gefüges. Die Form der Kornquerschnitte ist bei den kleinen Dolomitkörnern unregelmäßig, die Kornkonturen scharf und vielfach geradlinig, selten verzahnt.

Die Kornquerschnitte der Dolomitkörner in den Lagen || s sind um ein Vielfaches größer als die der kleinen Dolomitkörner (Durchmesser || b bis zu  $1.485 \ mm$ ).

Zwillingslamellierung nach  $(02\overline{2}1)$  ist häufiger an den großen Dolomitkörnern als an den kleinen Dolomitkörnern.

U-Tischeinmessungen. Eingemessen wurden Glimmer und Dolomit im Schliff senkrecht zu jener linearen Richtung b auf s. Die Hellglimmer zeigen einen nicht vollkommen geschlosseneu (ac)-Gürtel mit einem ausgesprochenen Maximum  $\bot$  s, das aber in Ebene (ac) stark gelängt ist. Das Dolomitachsendiagramm der kleinen Dolomitkörner läßt die sonst in ähnlichen B-Tektoniten begegnete Regelung in einem Gürtel  $\bot$  b nicht erkennen. Es läßt vielmehr einen breiten, in bezug auf das Glimmerdiagramm in Ebene (bc) durch das Diagramm gehenden Gürtel vermuten, dem ein bentsprechen würde, das mit dem a des Glimmerdiagramms nahezu zusammenfällt. Es stimmen also Glimmerdiagramm (Koordinaten a, b, c) und Dolomitachsendiagramm (Koordinaten a', b', c') in ihren Koordinaten nicht überein; a'= b', h= a', c= c', möglicherweise also ein Fall einer senkrechten

Überprägung. Die Besetzung dieses 140° breiten, nicht sehr deutlichen Gürtels ist eine ziemlich gleichmäßige mit nur wenigen, etwas stärker besetzten Untermaxima. Es ist eine Zuordenbarkeit dieses Diagramms zum einen oder anderen der oben unterschiedenen Regelungstypen von Dolomitgefügen nicht möglich, vermutlich handelt es sich um Typus I der Dolomitregelung mit einer großen Zahl von zu b tautozonalen Scherflächen mit Eigenregelung, was aber noch offen bleiben muß.

## Dolomit, Schleierberg (Nr. 21 der Karte S. 255)

Ein fast reinweißes, feinkörniges Dolomitgestein mit einem wenig ausgeprägten s durch einzelne in großen Abständen folgenden Hellglimmerlagen und verschieden großen, unscharf hegrenzten Einlagerungen parallel diesem Glimmer s. Auf s eine lineare Richtung b. Untersucht wurden die Schliffe  $\bot$  a,  $\bot$  b,  $\bot$  c.

Im Schliff \( \perp \) a deutlich verschieden große Kornquerschnitte in wenig ausgeprägten Lagen | s des Gefüges. Die Form der Kornquerschnitte ist vielfach gelängt nach b des Gefüges mit D; d= 0.19 mm; 0.10 mm bei den kleinen Kornquerschnitten und mit D: d = 0.32 mm: 0.17 mm bei den großen Kornquerschnitten. Im Schliff L b sind die Kornquerschnitte vorwiegend isometrisch mit einem mittleren Durchmesser von 0.09 mm bei den kleinen und 0.17 mm bei den großen Kornquerschnitten. Im Schliff \( \preceq \) c sind die Kornquerschnitte vielfach deutlich gelängt nach b des Gefüges mit D:  $d=0.20 \ mm: 0.10 \ mm$  bei den kleinen und  $0.28 \ mm: 0.16 \ mm$ bei den großen Kornquerschnitten. Die Korngestalt der großen und kleinen Körner ist also vorwiegend gelängt nach b des Gefüges und entspricht in ihrer Symmetrie nahezu einem Rotationsellipsoid mit der singulären Achse in b des Gefüges. Die Konturen der Kornquerschnitte sind teils geradlinig, teils verzahnt. Zwillingshildung nach (0221) ist an einer Reihe von großen und kleinen Körnern vorhanden, wesentlich häufiger sind Spaltrisse nach  $(10\bar{1}1).$ 

U-Tischeinmessungen. Sie wurden im Schliff La des Gefüges durchgeführt und ergaben eine Besetzung in Ebene (ac) mit einer zu s (ab) symmetrischen Anordnung der Untermaxima. Dieses Diagramm zeigt eine auffallende Ähnlichkeit, was die Lage der Maxima betrifft, mit dem Calcitdiagramm D 133 in L. 21, für dessen Deutung B. Sander außer der Möglichkeit von hol- und hol-Flächen mit Eigenregelung auch die Möglichkeit von Zwillingsindividuen betrachtet, derart, daß die Zwillingsehene des Calcits in die Ebene (ab) = s eingestellt wird und bald das eine und bald das andere Zwillingsindividuum zu einer mit dem U-Tisch einmeßbaren Größe heranwächst oder heide zusammen. Es sind also auch für dieses Dolomitdiagramm in Analogie zum annähernd gleichbesetzten Caloitdiagramm zunächst ähnliche Deutungsmöglichkeiten in Betracht zu ziehen. Es wurden nun in einer großen Zahl von Fällen die Winkel sich berährender Dolomitkörner gemessen um eventuelle Zwillingsbildungen aufzudecken. Dabei ergaben sich Winkel zwischen 4° und 175°, mit deutlicher Betonung der Werte 18°, um 48°, 62°, 75° und um 100°. Vergleicht man diese Werte mit den Winkelwerten zwischen den einzelnen Untermaxima des Dolomit-c-Achsendiagramms — es scheinen hier Werte von 17°, 26°, 27°, 36°, 38°, 40°, 44°, 46°, 50°, 54°, 64°, 76°, 84°, 90°, 91°, 94°, 100°,

 $101\,^\circ$  auf —, so ergaben sich übereinstimmende Werte. Der Winkel  $54\,^\circ$  zwischen  $c_1$  und  $c_2$  bei Dolomitzwillingen nach  $(02\overline{2}1)$  ist gegenüber anderen nicht betont. Es scheinen also in diesem Gefüge wirkliche Zwillingsindividuen nicht vertreten zu sein. Vermutlich ist hier also eine Einregelung von  $(01\overline{1}2)$  in h0l-Flächen des Gefüges gegeben. Aus dem Glimmerdiagramm, das eine deutliche Einstellung von (001) des Glimmers in ein s zeigt, ergeben sich aber keine derartigen Gefügescherflächen nach h0l und  $\overline{h}0l$ .

## Dolomit, Schneeberger Weiße (Nr. 15 der Karte S. 255)

Ein helles, zuckerkörniges Dolomitgestein nut einer undeutlichen linearen Richtung. Diese lineare Richtung wurde als bangesetzt und drei aufeinander senkrecht stehende Schliffe  $\perp$  a,  $\perp$  b,  $\perp$  o untersucht.

Schliff  $\bot$  a zeigt ein sehr scharf gegeneinander abgegrenztes Mosaik von vorwiegend isometrischen Kornquerschnitten verschiedener Größe (Korndurchmesser his 0.60 mm, Mittelwert 0.194 mm). Schliff  $\bot$  b zeigt, was Korngröße und Kornquerschnittsform anlangt, ein ganz ähnliches Gefüge wie Schliff  $\bot$  a. Die größten Kornquerschnitte gehen bis 0.64 mm, der Mittelwert liegt um 0.198 mm. Der Schliff  $\bot$  c ist ähnlich den Schliffen  $\bot$  a und  $\bot$  h. Auch hier wieder vorwiegend isometrische Kornquerschnitte mit Durchmesser bis zu 1.02 mm, der Mittelwert liegt bei 0.199 mm.

Die Umrißformen der Kornquerschnitte sind vorwiegend scharf gegeneinander abgegrenzte Polygone, vielfach mit geradlinigen Konturen; Verzahnungen sind nicht sehr häufig. Zwillingsbildungen nach (0221) kommen vor, umfassen aber nirgends größere zusammenhängende Kornbereiche. Irgendwelche Gefügegenossen fehlen im untersuchten Bereich.

U-Tischeinmessungen. Das c-Achsendiagramm senkrecht zu linearen Richtung (als b angenommen) zeigt eine gegenüber den bisherigen Diagrammen L b deutliche Besetzung zentraler Teile des Diagramms bei einer ausgesprochenen Unterhesetzung an der Peripherie. Innerhalb dieser zentralen Besetzung, die einen Durchmesser von 130° aufweist, ist eine große Zahl von Untermaxima auf einen Kleinkreis mit r = 50° um b als Mittelpunkt. Die Rotation dieses Diagramms um eine angenommene Achse in die Lage 1 a des Gefüges ergab eine deutliche Auflockerung entlang der Ebene (ac), ähnlich der bei B-Tektoniten. Gegenüher diesen liegen aber die einzelnen Untermaxima auf Kleinkreisen mit größeren Abständen (35° gegenüber 26°) von Ebene (ac). Die immer deutliche Unterbesetzung um B bei typischen B-Tektoniten ist hier nur annäherungsweise vorhanden. Dieses Diagramm ist wohl als Diagramm \( \perp \) B zu deuten, stellt aber einen Fall von unvollständiger, erst heginnender Einregelung dar (Streuung der Einregelung). Aus der Korngestalt (isometrische Kornquerschnitte in allen Schlifflagen) sind keinerlei Anhaltspunkte für Koordinaten gegeben.

## Dolomit, Halslbach (Nr. 17 der Karte S. 255)

Ein heligraues, sehr feinkörniges Dolomitgestein mit einem nur schwach angedeuteten s und einer deutlich in Erscheinung tretenden Schar paralleler Klüfte senkrecht zu einer auf s nur schwach ausgeprägten linearen Richtung. Ein Teil dieser Klüfte hat Calcitbelag. Untersucht wurden die Schliffe  $\perp$  a,  $\perp$  b,  $\perp$  c, die Gefügeeinmessungen erfolgten im Schliff  $\perp$  a.

Der Schliff  $\perp$  a zeigt Kornquerschnitte vom kleinsten Durchmesser bis zu Durchmesser von 0.56 mm. Innerhalh dieses Dolomitgefüges ist ein leichter Lagenbau  $\parallel$  s durch Lagen mit im wesentlichen kleineren Dolomitkörnern angedeutet. Deutlich ist dieser Lagenbau  $\parallel$  s im Quarzgefüge. Die Quarze sind in Lagen  $\parallel$  s als Einzelkorn oder als Körnergruppe angereichert und es wechseln Lagen mit reichlich Quarz mit solchen, die nur eine geringe Menge Quarzkörner enthalten. Die Kornquerschnitte der Dolomitkörner sind vorwiegend isometrisch bis schwach heterometrisch nach h des Gefüges mit D: d=0.157 mm: 0.096 mm. Der mittlere Durchmesser der isometrischen Kornquerschnitte liegt um 0.10 mm. Der Schliff  $\perp$  b ist ähnlich dem Schliff  $\perp$  a. Nehen isometrischen Kornquerschnitten mit Durchmesser um 0.11 mm auch wieder heterometrische Kornquerschnitte nach a des Gefüges mit D: d=0.152 mm: 0.093 mm. Im Schliff  $\perp$  c sind es fast durchwegs isometrische Kornquerschnitte mit einem mittleren Korndurchmesser von 0.149 mm.

Als Bezugskörper für die Korngestalt ergibt sich also für einen großen Teil dieser Dolomitkörner ein abgeflachtes Rotationsellipsoid mit der singulären Achse in c des Gefüges.

Die Form der Kornquerschnitte ist unregelmäßig mit vorwiegend geringer Verzahnung der Kornkonturen. Zwillingslamellen nach (0221) sind sowohl an den großen als auch an den kleinen Körnern vorhanden.

U-Tischeinmessungen. Sie ergaben einen breiten Achsengürtel ⊥ b mit einer nahezu achsenfreien Kalotte von 60° um b des Gefüges. Gegenüber anderen (ac)-Gürteln mit deutlichen Unterbesetzungen in Ebene (ac) selbst fehlen diesem Diagramm derartige Unterbesetzungen. Innerhalb dieses (ac)-Gürtels treten eine Reihe kleinerer Untermaxima auf, die aber nicht mit voller Sicherheit eine Zuordnung zum einen oder anderen Typus der Dolomitregelung erlauben. Wahrscheinlich dürfte Typus I mit mehreren Scharen von Scherflächen und asymmetrischer Achsenanordnung vorliegen.

Die im Handstück deutlichen, zum Teil mit Calcit belegten Fugenscharen liegen senkrecht zu dem durch Gefügeeinmessung ermittelten B, sind also (ac)-Klüfte mit N 55° W, 60° SW; B hat die Koordinaten N 35° E, 30° NE, also eine Achsenrichtung, die von Sander (L. 20) aus dem Bereich der Kalkkögel und des Tauernwestendes, von Fuchs (L. 4) und von Schmidegg (L. 26) für die Gebiete südlich der Kalkkögel angegeben wurde und die nun auch für die Triasdolomite an der Basis der Kalkkögel nachgewiesen ist.

## Polfreie Areale (Areal o)

Zur weiteren Typisierung dieser Dolomittektonite wurde die Arealziffer o als Kennziffer für das polfreie Areal durch Planimetrieren der leeren Areale der einzelnen Dolomitdiagramme ermittelt. Die im Folgenden angegebenen Werte für die Arealziffer o sind nicht der Prozentanteil bloß für eine Hälfte der Lagenkugelbesetzung, sondern umfassen das betreffende polfreie Areal der gesamten Lagenkugelbesetzung. Da bei den meisten Dolomitgefügen dieselbe Kornzabl (200) eingemessen wurde, bietet diese Kennziffer eine gute Vergleichbarkeit für die Schärfe der Regelung des Dolomitgefüges in den einzelnen Gesteinen.

Innerhalb des Areals o wurde im vorliegenden Fall unterschieden zwischen dem polfreien Areal um b des Gefüges und den anderen meist

peripher gelegenen polfreien Arealen.

Die folgende Tabelle 1 zeigt in Übersicht die Arealziffer o als planimetrisch gemessene, in Prozenten der gesamten Lagenkugelbesetzung ausgedrückte Kennziffer. Die Kolonne I umfaßt das polfreie Areal um b, die Kolonne II die anderen polfreien Areale, die Kolonne III das gesamte polfreie Areal der betreffenden Lagenkugelbesetzung. Es ergaben sich für das polfreie Areal um b Arealziffern zwischen 0 und 26.9%, im Mittel 9.5%, heim anderen meist peripheren polfreien Areal liegen die Arealziffern zwischen 0 und 13.8%, im Mittel 6.4%. Für das gesamte polfreie Areal ergahen sich Arealziffern zwischen 0 und 28.5%, im Mittel um 15.9%.

Diese an den Dolomit B-Tektoniten planimetrisch ermittelten Arealziffern wurden nun mit auf gleiche Weise gewonnenen Arealziffern von

Tabelle l Übersicht der Arealziffern in den einzelnen Dolomit B-Tektoniten in Prozenten der Lagenkugelbesetzung.

Dolomit B-Tektonite	Arealziffer des polfreien Areals um B	Areelziffer der peripheren polfreien Areele	Arealziffer des gesamten polfreien Areals
Haltestelle Amras Steinbruch südlich Igls Ahrntal bei Patsch Pfelders Nößlachjoch NE-Grat Südwestlich Hochfeiler Gipfel Äußere Kalk-Dolomit-Lage des Hochfeiler Schlüsseljoch Blodereim Schöberspitz Moarer Weiße Plon Margaretabach Telfer Weiße Trias über Trens Kramerspitze Truna-Tal Pflerscher Kalkkeil Graben bei Stein Arzl bei Imst Brixlegg: Georgi-Unterbau Gertraudi-Stollen Riederbach Wieslehen Grießscharte Schleierberg	10·4% 7·6% 4·3% 9·7% 10·6% 10·6% 10·6% 6·2% 10·6% 4·5% 10·6% 10·6% 7·3% 10·6% 14·0% 7·3% 16·5% 10·5%	10.6% 9.5% 10.1% 0.44% 8.3% 6.5% 6.0% 1.6% 1.6% 12.3% 10.9% 12.1% 5.7% 13.8% 5.8% 5.8% 5.8% 6.9% 11.4% 8.8%	23·3% 19·9% 17·7% 4·7% 18·0% 17·1% 18·1% 17·1% 22·6% 13·1% 22·9% 17·1% 16·3% 16·3% 16·3% 19·0% 26·3% 19·4% 20·0%
Schneeberger Weiße			7.8%
Mittelwert aus allen 28 Dolomit B-Tektoniten	9.5%	6-4%	15-9%

13 Calcit B-Tektoniten verglichen. Die Calcit B-Tektonite entstammen den Schieferhüllen der Tauern, dem Schneebergerzug, dem Innshrucker Quarzphyllit, der Ortler-Trias und dem steirischen Karhon. Die Diagramme sind Origanilaufnahmen zu B. Sander, L. 18, E. Felkel, L. 3, und unveröffentlichte Gefügeeinmessungen an Calcittektoniten der Brennerlinie (Dissertation Walter Sander) und ehenfalls nichtveröffentlichte Einmessungen von I. Schüller (Glocknerstraße, Povererjöch).

Für diese Calcit B-Tektonite ergahen sich für das polfreie Areal um b des Gefüges Arealziffern zwischen 0.9 und 34.4%, im Mittel um 17.8%, beim peripheren polfreien Areal liegen die Arealziffern zwischen 0 und 7.1%, im Mittel um 4.2%, für das gesamte polfreie Areal ergaben sich Arealziffern zwischen 1.0 und 40.8%, im Mittel 22.0%. Die folgende Tabelle 2 gibt für die einzelnen Gesteine die betreffenden Arealziffern in Übersicht wieder, wobei gleich wie in Tabelle 1 (Dolomit B-Tektonite) das betreffende polfreie Areal in Prozent der gesamten Lagenkugelbesetzung betrachtet ist.

Tabelle 2 Übersicht der Arealziffern in den einzelnen Calcit B-Tektionen in Prozenten der Lagenkugelbesetzung.

Calcit B-Tektonite	Arealziffer des polfreien Areals um b	Arealziffer der peripheren polfreien Areale	Arealziffer des gesamten polfreien Areals
Glocknerstraße (Untere Schieferhülle)	0.9	0.1	1.0
Grießscharte (Untere Schieferhille)	34.4	5-4	39-8
Daxkar (Obere Schieferhülle)	19-8	0-2	20.0
Stafflachwand (Obere Schieferhülle)	9-2	5-8	15.0
Stafflachwand (Obere Schieferhülle)	8.7	4.1	12.8
Südlich Steinsch (Obere Schieferhülle)	22.3	3.2	25-5
Pfelders (Schneebergerzug)	11.8	5-5	17-3
Poverer-Jöchl (Quarzphyllit)	10-2	0.6	10-8
Poverer-Jöchl (Quarzphyllit)	24.9	3.6	28.5
Sidanjoch (Quarzphyllit)	5.9	4.7	10-6
Patsch (Quarzphyllit)	33.7	7-1	40.8
Zufritt (Ortler-Triss)	28.3	_	28.3
Sunk (Steirisches Karbon)	19-5	5.4	24.9
Mittelwert aus den 13 Calcit B-Tektoniten	· 17·8	4-2	22.0

Der Vergleich dieser Arealziffern o für Dolomit und Calcit B-Tektonite ergibt für das gesamte polfreie Areal deutlich verschiedene Mittelwerte: 15.9% hei Dolomit B-Tektonite und 22.0% bei Calcit B-Tektonite. Betrachtet man das polfreie Areal um b des Gefüges für sich allein, so tritt

ein noch deutlicherer Unterschied zwischen Dolomit und Calcit B-Tektoniten hervor. Bei Dolomit B-Tektoniten umfaßt das polfreie Areal um b des Gefüges Werte zwischen 0·0 und 26·9%, im Mittel 9·5% der gesamten Lagenkugelbesetzung, bei Calcit B-Tektoniten liegen diese Werte im einzelnen zwischen 0·9 und 34·4%, im Mittel um 17·8%, also wesentlich höher als bei den Dolomit B-Tektoniten. Das periphere polfreie Areal umfaßt bei Dolomit B-Tektoniten 0·0—I3·8%, im Mittel um 6·4% der der gesamten Lagenkngelbesetzung. Die entsprechenden Werte für Calcit B-Tektonite liegen zwischen 0·0 und 7·1%, im Mittel aber bei 4·2%, sind also wesentlich kleiner als bei Dolomit B-Tektoniten.

Der Vergleich dieser Arealziffern o zeigt deutlich, daß bei den Calcit B-Tektoniten eine schärfere Einregelung erfolgt ist, die zu einer größeren polfreien Kalotte um b und geringeren polfreien Stellen in oder nahe der Peripherie geführt hat, als bei den Dolomit B-Tektoniten, wo das polfreie Areal um b kleiner und das polfreie Areal in oder nahe der Peripherie größer ist als bei den Calcit B-Tektoniten.

Zum weiteren Vergleich werden noch einige Arealziffern für unmittelbar benachbarte oder wenigstens in derselben geologischen Einheit liegenden Calcit und Dolomit B-Tektoniten angegeben, nachdem in der oben angefübrten Gegenüberstellung nur die extremen Werte und die Mittelwerte aus 28 Dolomit B-Tektoniten und 13 Calcit B-Tektoniten in Übersicht gebracht wurden.

Die Planimetrierung an Dolomit und Calcit B-Tektoniten aus dem Verband des Innsbrucker Quarzphyllit ergab bei den Dolomit B-Tektoniten für das polfreie Areal um b Werte zwischen 7.6 und 12.7%, im Mittel 10.2%, für das peripher gelegene polfreie Areal Werte zwischen 9.5 und 10.6%, im Mittel 10.4%, und für das gesamte polfreie Areal Werte zwischen 17.7 und 23.3%, im Mittel 20.7%. Bei den Calcit B-Tektoniten liegen die Werte für das polfreie Areal um b zwischen 5.9 und 33.7%, im Mittel 18.7%, für das andere polfreie Areal zwischen 0.6 und 7.1%, im Mittel 4.0%, und für das gesamte polfreie Areal zwischen 10.6 und 40.8%, im Mittel 22.7%. Es ist also bei einem nahezu gleichen gesamten polfreien Areal die polfreie Kalotte um b des Gefüges bei den Calcit B-Tektoniten nahezu doppelt so groß als wie bei Dolomit B-Tektoniten, was also wieder für weitaus schärfere Regelung bei den Calcit B-Tektoniten spricht.

Für die Dolomit B-Tektonite aus den Schieferhüllen ergaben sich Werte für das polfreie Areal um b zwischen 0·0 und 26·9%, im Mittel 12·9%, für das übrige periphere polfreie Areal zwischen 0·0 und 6·5%, im Mittel 4·5% und für das gesamte polfreie Areal zwischen 0·0 und 28·5%, im Mittel 17·4%. Die eutsprechenden Kennziffern der Calcit B-Tektonite hegen beim polfreien Areal um b zwischen 0·9 und 22·3%, im Mittel 15·9%, beim anderen polfreien Areal zwischen 0·1 und 5·8%, im Mittel 3·1%, und für das gesamte polfreie Areal zwischen 1·0 und 25·5%, im Mittel 19·0%. Auch hier zeigt sich wieder eine schärfere Regelung bei den Calcit B-Tektoniten gegenüber den Dolomit B-Tektoniten.

Der Vergleich zwischen einem Calcit uud einem Dolomit B-Tektonit aus demselben Gestein (Calcit-Dolomitmarmor Pfelders mit 33·5% Calcit) ergibt bei sonst vollkommener Übereinstimmung beider Lagenkugelhesetzuugen hinsichtlich der polfreien Areale deutliche Unterschiede. So beträgt das polfreie Areal um b beim Calcit B-Tektonit 11·8%, heim

Dolomit B-Tektonit nur 4·3%, das periphere polfreie Areal umfaßt beim Calcit B-Tektonit 5·5%, beim Dolomit B-Tektonit 0·4%, das gesamte polfreie Areal beträgt beim Calcit B-Tektonit 17·3% und beim Dolomit B-Tektonit 4·7% der gesamten Lagenkugelbesetzung. Es ist also die Einregelung von Calcit gegenüber Dolomit bei gleichen äußeren Bedingungen eine wesentlich schärfere.

Zusammenfassend kann also gesagt werden, daß, wie der Vergleich der Arealziffern zwischen sämtlichen, verschiedenen geologischen Einheiten zuordenbaren Dolomit und Calcit B-Tektoniten ergeben hat, die Einregelung bei den Calcit B. Tektoniten fast durchwegs eine weitaus schärfere ist, als bei den Dolomit B-Tektoniten. Im Mittel ist das polfreie Areal um b des Gefüges bei den Caloit B-Tektoniten um das 1.9 fache größer als bei den Dolomit B-Tektoniten. Ähnliche Unterschiede ergeben sich auch bei den Dolomit und Calcit B-Tektoniten derselben geologischen Einheit. So ist bei den Gesteinen aus dem Quarzphyllit das polfreie Areal um b des Gefüges bei den Calcit B-Tektoniten um das 1.8 fache und bei den Gesteinen aus den Schieferhüllen um das 1.5 fache größer als bei den Dolomit B-Tektoniten. Am deutlichsten ist aber der Unterschied an einem Calcit-Dolomitgestein (Calcit-Dolomitmarmor Pfelders), wo die Arealziffer für das polfreie Areal um b des Gefüges beim Calcit B-Tektonit um das 2.8 fache größer ist als das entsprechende Areal heim Dolomit B-Tektonit (vgl. hiezu Tabelle 3).

Tabelle 3

Mittelwerte der Arealziffern für sämtliche Calcit und Dolomit B-Tektonite, für die Dolomit und Calcit B-Tektonite verschiedener geologischer Einheiten und für einen Calcit-Dolomitmarmor.

<del></del>						
	Mittlere Arealzissern des polfreien Areals um b in % bei		Mittlere Arcalziffern des peripheren pol- freien Arcals in % bei		Mittlere Arealzlffern des gesamten pol- freien Areals in % bei	
	Dolomit B-Tek- toniten	Calcit B-Tek- loniten	Dolomit B-Tek- toniten	Calcit B-Tek- toniten	Dolomit B-Tak- toniten	Calcit B-Tek- toniten
Alle untersuchten Dolomit und Calcit B-Tektonite	9-5	17.8	6-4.	4.2	15.9	22.0
Dolomit und Calcit B-Tek- tonite aus Quarzphyllit	10-2	18.7	10-4	4-0	20-6	22.7
Dolomit und Calcit B-Tek- tonite der Schieferhüllen .	12-9	15-9	4.5	3-1	17-4	19-0
Calcit-Dolomitmarmor Pfelders	4.3	11-8	0-4	5.5	4.7	17-3

Zum Vergleich werden neben den in Tabelle 2 angeführten Arealziffern für alpine Calcit B-Tektonite die Kennziffern für einige griechische Calcitmarmore mit deutlichen (ac)-Gürteln in Tabelle 4 in Übersicht gebracht (Einmessung der Calcitdiagramme N. Herz).

Tabelle 4

Arealziffern griechischer Calcit B-Tektonits.

Calcit B-Tektonit	Arealziffer des polfreien Areals um b	Arealziffer der peripheren polfreien Areale	Arealziffer des gesamten polfreien Areals
Paros-Marmor	2.4	0-6	3.0
Pentelischer Marmor	15-8	7.8	23.6
Pentelischer Marmor	23.6	6.8	30∙4

Es zeigt sich also, daß bei den untersuchten Beispielen alpmer und außeralpiner Calcit B-Tektonite die betreffenden Arealziffern weitgehend übereinstimmen.

In gleicher Weise wie für die Dolomit B-Tektonite wurden auch für die drei Dolomit S-Tektonite die Arealziffer ermittelt, wobei aber diese Dolomit B-Tektonite keine reinen S-Tektonite darstellen, sondern mehr oder weniger deutliche Übergänge zu B-Tektoniten sind.

Es ergaben sich für die Dolomit S-Tektonite folgende in Tabelle 5 angeführten Arealziffern in Prozenten der Lagenkugelbesetzung für das gesamte polfreie Areal.

Tabelle 5 Übersicht der Arealziffern o von Dolomit S-Tektonien (mit Übergängen zu B-Tektoniten.

Dolomit S-Tektonit	Arealziffer o in % der Lagenkugelbesetzung
Hoher Napf	31.2
Senges—Wilder See	23.5
Rinne zur Kramerspitze	24.1

Zum Vergleich mit diesen Arealziffern für Dolomit S-Tektonite werden Arealziffern für Calcit S-Tektonite angegeben. Als Grundlage dienten die von E. Felkel (L. 3) eingemessenen Diagramme alpiner Calcittektonite, in einem Fall das Diagramm eines außeralpinen Calcit S-Tektonites (Yule Marble, Amerika; Einmessung I. Schüller). Zum Teil sind diese Calcitgefüge reine S-Tektonite, zum Teil aber auch Übergänge zu B-Tektoniten. Tabelle 6 zeigt die Arealziffer o für reine S-Tektonite, Tabelle 7 die Arealziffern für S-Tektonite mit mehr oder weniger deutlichen Übergängen zu B-Tektoniten.

Tabelle 6 Übersiebt der Arealziffern o von Calcit S-Tektoniten.

Calcit S-Tektonit	Arealziffer o in % der Lagenkugelbesetzung
Grießscharte	59·1
Grießscharte	64-8
Vennatal	76-2
Vennatal	58-7
Vennatal	57•5
Mittelwert aus allen S-Tektoniten	63-3

Tabelle 7

Übersicht der Arealziffern o von Calcit S-Tektoniten mit Übergängen zu B-Tektoniten.

Calcit S-Tektonit	Arealziffer o in % der Lagenkugelbesetzung
Vennatal	46-7
Weißespitz	43.2
Yule Marble	39-5

Dieser Vergleich zwischen den Arealziffern von Dolomit und Calcit S-Tektoniten ergab auch hier, ähnlich wie bei den B-Tektoniten, größere Werte für die Calcit S-Tektonite, also eine bessere Einregelung der Calcitgefüge. Die Calcit und Dolomit B-Tektonite sind aber keine reinen S-Tektonite, sondern sind verschiedene Übergänge zu B-Tektoniten, so daß also die Vergleichbarkeit dieser Arealziffern nicht mit Sicherheit durchzuführen ist.

## Synoptische Betrachtung

Synoptische Betrachtung wurden sowohl an S-Tektoniten als auch an B-Tektoniten durchgeführt.

S-Tektonite. In einem synoptischen Diagramm (Diagramm D 19) wurden die Diagramme der betreffenden S-Tektoniten mit ihren s-Flächen zur Deckung gebracht und die stärkst besetzten Untermaxima durch ihre Schwerpunkte verzeichnet. Es ergab sich für das synoptische Diagramm der S-Tektonite von Dolomit eine achsenfreie Kalotte von 26° um den Pol von s und es gleicht dieses synoptische Diagramm D 19 in allen seinen Zügen weitgehend dem synoptischen Diagramm von Calcit S-Tektoniten (L. 21, D 77), welches im Diagramm D 20 mit meinem Dolomitdiagramm zusammengefaßt ist.

Es ist also auch für Dolomit als Gefügekorn ein ähnlicher Translationsmechanismus wie für Calcit anzunehmen: eine Einregelung von e (0112) in s (ab) des Gefüges. Die Achsenmaxima des synoptischen Diagramms D 19 umgeben ringförmig Achsenminima. In Analogie zu ähnlichen Calcitdiagrammen müßte in diese Achsenminima die Maxima der Lote auf e (0112) fallen, was im Falle von Calcit durch Einmessen der Lamellen an zahlreichen Beispielen kontrollierbar war, im Falle von Dolomit aber wegen des Fehlens solcher als Fugen sichtbaren und dadurch einmeßbaren Flächen nicht durchführbar war.

Durch das Fehlen sichtbarer Lamellen nach e (01I2) ist bei Dolomit als Gefügekorn eine Einregelung der Gleitgeraden des Kornes (kürzere Diagonale von e) in a des Gefüges, wie sie an Calcit durch direkte Einmessung der Lamellen gegeben ist, nicht direkt nachweisbar, wennschon die einzelnen Dolomituntermaxima im Achsenkleinkreis um das Lot auf e (01I2) die Annahme eines ähnlichen Translationsmechanismus wie bei Calcit durchaus wahrscheinlich machen.

B-Tektonite. Zehn Achsendiagramme von Dolomit-B-Tektoniten mit sicheren Koordinaten a und b wurden zu einem synoptischen Diagramm vereinigt, derart, daß ein Teil der Diagramme aus der Lage  $\bot$  b des Gefüges konstruktiv in die Lage  $\bot$  a des Gefüges rotiert und mit direkt eingemessenen Achsendiagrammen der Schlifflage  $\bot$  a zu einem synoptischen Diagramm vereinigt wurden. In diesem synoptischen Diagramm D 21 wurden lediglich die stärkst besetzten Stellen der einzelnen Teildiagramme durch ihre Schwerpunkte verzeichnet. Es wurde also derselbe Arbeitsvorgang eingehalten wie von Sander in L. 21, D 78, für B-Tektonite von Calcit.

Dieses synoptische Dolomitdiagramm D 21 zeigt einen in Ebene (ac) deutlich gespaltenen Gürtel  $\perp$  B. Die Maxima beiderseits der Ebene (ac) — die Ebene (ac) selbst ist nahezu frei von Achsenpolen — lassen sich auf Kleinkreisen K anordnen, die von der Ebene (ac) nach beiden Seiten hin um 26° entfernt liegen. Die Besetzung in diesem (ac)-Gürtel ist keine gleichmäßige, sondern es lassen sich die einzelnen Häufungen über diese Kleinkreisbesetzungen hinaus noch zu ringförmigen Anordnungen Rg zusammenfassen (r = 26—30°), deren Mittelpunkte in oder nahe in Ebene (ac) liegen.

Dieses synoptische Diagramm der Dolomit-c-Achsen gleicht bis in Einzelheiten dem synoptischen Diagramm von Calcit-c-Achsen in B-Tektoniten, wie es B. Sander in L. 21 gibt. Ebenso besteht vollkommene Übereinstimmung zwischen dem Diagramm der Achsenminima bei Dolomit und jenem synoptischen Diagramm der Achsenminima von Calcit (B. Sander L. 21, D 79). Vergleiche biezu Diagramm D 21 (Dolomit), dann Diagramm Sander L. 21, D 78 (Calcit) nach Auszählung (Diagramm D 22) und die Überlagerung der Maxima der beiden genannten Diagramme in Diagramm D 23 (Dolomit und Calcit).

Die gute Übereinstimmung auch der synoptischen Diagramme von Calcit und Dolomit B-Tektoniten machen nebeu der bereits angeführten guten Übereinstimmung der synoptischen Diagramme von Calcit und Dolomit S-Tektoniten anch hier wieder die Einregelung von e (0112) des Dolomits in hol-Flächen des Gefüges wahrscheinlich. Die unmittelbare Einregelung von e (0112) führt dann zu jener ringförmigen Anordnung der c-Achsen der Dolomite (mittelbare Einregelung der c-Achsen). e (0112) ist als einmeßbare Fuge zwar in keinem der bisher untersuchten Beispiele von Dolomitgefügen aufgetreten, es muß dies aber nicht unbedingt der

Fall sein, da auch bei Calcit genügend Beispiele bekannt sind, wo Achsenhäufungen um Achsenminima ein Maximum von nicht als Fugen einmeßbaren Translationsflächen erschließen lassen (vgl. u. a. korrelate Häufungen in L. 21, S. 128 ff., und L. 23 bezüglich axialer Formungen mit Druckmaxima senkrecht Zylinderachse).

Angesichts der bis in Einzelheiten gebenden Übereinstimmung der synoptischen Diagramme von Calcit und Dolomit ist die Einregelung von e (0112) in h0l-Flächen des Gefüges und die Einstellung der Gleitgeraden

(kürzere Diagonale von e) in a des Gefüges wahrscheinlich.

Die zum Teil ringförmigen Besetzungen Rg im synoptischen Diagramm D 21 mit einzelnen Untermaxima innerhalb der einzelnen Ringe machen bei als gegeben angenommener Einregelung von e  $(01\overline{1}2)$  in s die Deutung dieser Ringe durch eine Rotation der e  $(01\overline{1}2)$  um ihr Lot möglich, welches auf b senkrecht steht (mithin auch  $\bot$  s).

Das synoptische Diagramm D 21 läßt aber noch einen anderen Zug erkennen als den bisher beachteten, nämlich die Spaltung des Gürtels in zwei Kleinkreise K, welche durch die bisherige Betrachtung nicht erklärt ist.

Diese Kleinkreisbesetzungen K des synoptischen Diagramms D 21 lassen sich micht durch eine Rotation der mit (0112) in s des Gefüges eingeregelten Dolomitkörner um b des Gefüges erklären. Bei dieser Rotation würde, falls man eben für Dolomit dieselbe Korntranslation annimmt, wie sie durch die Isotypie durch Calcit und Dolomit gegeben erscheint, die Gleitgerade des Kornes mit b des Gefüges zusammenfallen und stünde damit im Gegensatz zu der bei Calcit nachgewiesenen Einstellung der Gleitgeraden in a des Gefüges, so daß also diese Ahleitung der Kleinkreisbesetzungen K nicht möglich ist.

Geht man wieder von der Einregelung von e (0112) in s aus mit Rotation der e um ihr Lot, welches auf b des Gefüges und mithin auch auf s senkrecht steht, so ergeben sich bei Rotation dieser ringförmigen Besetzungen um b des Gefüges Überlagerungen dieser Ringe Rg (vgl. hiezu Diagramm D 21), welche zu Häufungen beiderseits der Ebene (ac) führen und dann jene Kleinkreisbesetzungen K ergeben.

Neben Dolomit B-Tektoniten mit deutlich gespaltenem (ac)-Gürtel ist aber auch ein Dolomitdiagramm mit einem ungespaltenen (ac)-Gürtel publiziert (vgl. B. Sander L. 18, D 109). In diesem Diagramm liegen die c-Achsenmaxima in Ebene (ac) des Gefüges (vgl. hiezu Diagramm D 24, schwarze Punkte).

Dieses Dolomitachsendiagramm läßt sich ebenfalls durch Einregelung von e  $(01\overline{1}2)$  in s mit gleichzeitiger Einstellung der Gleitgeraden des Kornes (kürzere Diagonale von e) in a des Gefüges erklären. Bei Rotation des Gefüges ergibt sich dann jener in Ehene  $\perp$  b (B) ungespaltene Achsengürtel.

Auch bei Calcit sind neben den vorwiegend in Ebene (ac) gespaltenen (ac)-Gürtel ungespaltene (ac)-Gürtel hekannt (vgl. hiezu B. Sander L. 21; Einmessungen von Walter Sander; N. Herz; E. Felkel L.3; J. Ladurner). Das synoptische Diagramm D 24 (Calcitachsen = Kreis'chen), das auf gleiche Weise wie die anderen synoptischen Diagramme aus fünf Calcit B-Tektoniten gewonnen wurde, zeigt gegenüber dem synoptischen Diagramm D 21 (Calcit B-Tektonite mit gespaltenem Gürtel) einen in Ebene (ac) ungespaltenen Gürtel mit Häufung der Achsenpole in und nahe der Ebene (ac).

Das synoptische Diagramm D 2I der Calcit B-Tektonite mit gespaltenem (ac)-Gürtel ist ähnlich dem synoptischen Diagramm von Quarz B-Tektoniten mit einem ebenfalls in Ebene (ac) deutlich gespaltenen Achsengürtel (B. Sander L. 21, D 49, D 50). Auch im synoptischen Diagramm der Quarz B-Tektonite ist eine ähnliche ringförmige Anordnung der Achsenmaxima innerhalb des (ac)-Gürtels gegeben (B. Sander L. 21, D 49, D 51).

Ebenso ergibt sich eine gute Übereinstimmung zwischen dem synoptischen Diagramm D 24 von Calcit und Dolomit B-Tektoniten mit ungespaltenem (ac)-Gürtel und den synoptischen Diagrammen von Quarz B-Tektoniten mit ebenfalls ungespaltenem (ac)-Gürtel (vgl. hiezu B. Sander L. 21, D 52, D 53).

Der Vergleich der synoptischen Diagramme von Dolomit und Calcit B-Tektoniten mit gespaltenem (ac)-Gürtel (Diagramm D 23) und ungespaltenem (ac)-Gürtel (Diagramm D 24) mit einem synoptischen Diagramm (Diagramm D 25) von fünf Korund B-Tektoniten aus Naxos (vgl. biezu L. 10) mit einem in Ebene (ac) ungespaltenen Achsengürtel, das auf gleiche Weise wie die synoptischen Diagramme D 23 und D 24 gewonnen wurde, ergah eine weitgehende Ähnlichkeit des synoptischen Diagramms D 25 von Korund B-Tektoniten mit dem synoptischen Diagramm D 24 von Calcit und Dolomit B-Tektoniten mit ungespaltenem Achsengürtel. In beiden Fällen besetzen die durch ihre Schwerpunkte dargestellten Achsenmaxima einen in Ebene (ac) ungespaltenen Gürtel.

Es ergahen also die untersuchten Dolomittektonite neben Korundtektoniten ein weiteres Beispiel von mit Calcittektoniten isotypen Gefügen.

Als Korundvergleichsmaterial standen allerdings nur Smirgelgesteine derselben geologischen Einheit (Naxos-Smirgel) zur Gefügeeinmessung zur Verfügung.

Dieselbe Erscheinung eines (ac)-Gürtels mit einer achsenfreien Zone  $\bot$  h erhält man auch dann, wenn man das Dolomit Rhomboeder R (1011) so einstellt, daß eine der drei Rhomboeder-Polkanten parallel h des Gefüges zu liegen kommt und (0112) in hol-Flächen des Gefüges liegt. Bei Beanspruchung senkrecht der Polkante wäre Zwillingsschiebung nach (0112) möglich, entsprechend dem Versuch von Reusch, wobei der Winkel zwischen  $c_1$  und  $c_2$  52° heträgt. Die Rotation eines derartigen durch Zwillingsschiebung entstandenen Kristalls um b des Gefüges (hei obiger Einstellung) würde dann einen (ac)-Gürtel mit einer achsenfreien Zone  $\bot$  h und einer Anordnung der c-Achsen im Abstand von 26° beiderseits der Ehene  $\bot$  b ergeben. Eine derartige Entstehung dieses  $\bot$  b gespaltenen (ac)-Gürtels ist aber nicht als wahrscheinlich anzunehmen, da Zwillingsgefüge in diesen Dolomitgesteinen nicht nachgewiesen werden konnten, wie zahlreiche Messungen von Winkeln zwischen benachbarten Dolomitkörnern ergeben haben.

Eine Einstellung des Zwillingsrhomboeders f (0221), das wohl in allen Dolomitgefügen aber meist nur vereinzelt aufscheint, mit (0221) in holflächen des Gefüges und der längeren Diagonale || h des Gefüges würde bei Rotation um b des Gefüges Kleinkreisbesetzungen in Ahstand von 62° beiderseits von Ehene (ac) ergeben, was dem synoptischen Diagramm D 21 widerspricht.

Eine Einstellung des Spaltrhomboeders r (1011), wie es Fuchs (L. 4) für ein Dolomitgefüge aus dem Brennermesozoikum annimmt, ist nach den

vorliegenden Diagrammen als nicht wahrscheinlich anzunehmen. Bei der Einstellung der Rhomboederfläche (1011) in hol-Flächen des Gefüges und der kürzeren Rhomboederdiagonale in b des Gefüges und Rotation dieser Rhomboederfläche um b müßten beiderseits der Ebene (ac) in einem Abstand von 44° von (ac) Kleinkreisbesetzungen auftreten. Derartige Kleinkreisbesetzungen fehlen im synoptischen Diagramm D 21.

Fairbairn (L. 2) findet bei Dolomitkörnern eines Dolomitmarmors mit sichtbaren Lamellen nach  $(02\overline{2}1)$  eine Einstellung der c-Achsen  $\perp$  s mit Zwillingsgleitung der Dolomite nach  $(02\overline{2}1)$ .

Eine derartige Einstellung der c-Achsen von Dolomit  $\bot$ s (ab) bei Körnern mit Zwillingslamellen nach (0221) ließ sich am vorliegenden Material nicht nachweisen, ebenso nicht bei Körnern ohne Zwillingslamellen. Anzeichen für eine Translation nach (0001) sind im vorliegenden Material nicht gegeben.

## Zusammenfassung und regionalgeologische Zuordnung

Die Gefügeuntersuchung an alpinen Dolomittektoniten verschiedenster geologischer Position und verschiedensten geologischen Alters (devonisch bis mesozoisch) hat folgendes ergeben:

Die Korngestalt der Dolomitkörner in den einzelnen Dolomitgesteinen ist bei 22 in den Schnittlagen  $\bot$  a,  $\bot$  b und  $\bot$  c des Gefüges untersuchten Dolomiten in 17 Fällen deutlich gelängt, davon in 14 Fällen nach b und in 3 Fällen nach a des Gefüges, wenn sich auch bei den in a gelängten Körnern nicht immer eine eindeutige Entscheidung mit Sicherheit fällen läßt, da die zugehörigen Gefügediagramme eine etwas undeutliche Regelung zeigen und auch sonst keine sicheren Anhaltspunkte für Gefügekoordinaten gegeben sind.

Als Bezugskörper für die Korngestalt ergab sich in zehn Fällen ein dreiachsiges Ellipsoid mit der längsten Achse in b, der mittleren Achse in a und der kürzesten Achse in c des Gefüges, in vier Fällen ein Rotationsellipsoid mit der singulären Achse in b des Gefüges. Ein dreiachsiges Ellipsoid als Bezugskörper mit der längsten Achse in a, der mittleren in b und der kürzesten Achse in c des Gefüges ist in drei Fällen gegeben. In zwei Fällen ergab sich als Bezugskörper für die Korngestalt ein abgeflachtes Rotationsellipsoid mit der singulären Achse in c des Gefüges. Dolomite mit statistisch vorwiegend isometrischen Kornformen (Bezugskörper eine Kugel) sind in drei Fällen vorhanden.

Die Form der Dolomitkornquerschnitte ist unregelmäßig und nur in wenigen Fällen ist kristallographische Begrenzung nach dem Rhomboeder (1011) vorhanden. Die Konturen der einzelnen sich berührenden Dolomitkornquerschnitte sind teils glatt, teils aber auch mehr oder weniger gestuft bis verzahnt.

Dolomitkörner mit Zwillingen sind in allen untersuchten Dolomitgesteinen vorhanden, sie kommen aber nur vereinzelt im Gefüge vor und bilden nirgends zusammenhängende größere Areale innerhalb eines Dolomitgefüges. Derartige Zwillingsbildungen konnten sowohl an großen als auch an kleinen Dolomitkörnern beobachtet werden, sie sind aber etwas reichlicher an großen Körnern. Zwillingsrhomboeder ist f (0221) mit c  $\land$  f=62° 31′. Andere Zwillingsbildungen ließen sich am vorliegenden Material nicht nachweisen.

Die Korngrößen der Dolomitkörner in den einzelnen Dolomitgesteinen sind ganz verschieden. Häufiger sind fein bis feinstkörnige Dolomitgesteine, während gröhere Körnungen relativ selten sind. Die Größenhestimmungen an den Kornquerschnitten wurden an fast allen untersuchten Gesteinen an drei aufeinander senkrecht stehenden, gegenüher den Gefügekoordinaten definierten Schnittlagen durchgeführt. Ist D der jeweilig längste Durchmesser eines Kornquerschnittes und d der kürzeste Durchmesser, so ergaben sich bei diesen Dolomitkörnern Verhältnisse von D: d in den Schliffen L a von 0.05 mm: 0.02 mm bis zu 0.44 mm: 0.24 mm mit einem mittleren Wert von D: d aus allen gemessenen Dolomitgefügen errechnet von 0·172 mm: 0·093 mm. In den Schliffen  $\perp$  b liegen die Verhältnisse von D: d zwischen 0.03 mm: 0.02 mm und 0.27 mm: 0.14 mm, im Mittel um 0.144 mm: :0.094 mm. Bei den isometrischen Kornquerschnitten in der Schlifflage ⊥ b ergaben sich für die Durchmesser Werte zwischen 0.03 und 0.2 mm, vereinzelt his 0.5 mm. In den Schliff L c liegen die Verhältnisse von D: d zwischen 0.05 mm; 0.02 mm und 0.47 mm; 0.38 mm, der Mittelwert aus einer größeren Zahl von Dolomitgefügen errechnet ergab für D:d den Wert 0.181 mm: 0.130 mm. Bei Dolomitgefügen mit in allen Schnittlagen isometrischen Kornquerschnitten lagen die Korndurchmesser vorwiegend zwischen 0.03 mm und 0.2 mm, in einzelnen Fällen ergaben sich Durchmesser his zu 0.9 mm.

Ein Großteil der untersuchten Dolomitgesteine sind reine Dolomitgefüge. Als Gefügegenosse kommt iu wenigen Fällen noch etwas Calcit vor, in einem einzigen Fäll (Pfelders) steigt der Calcitanteil bis auf 33·5% an. Die Calcite bilden immer einzelne scharf konturierte Körner, teils als Einzelkorn, teils zusammengeschlossen zu etwas größeren Gruppen, vielfach in Lagen  $\parallel$  s (ab), aber auch in hol und hol-Flächen des sonst reinen Dolomitgefüges. Als weitere Gefügegenossen kommen Muskowit, oft in reichlicher Menge uud Quarz, häufig in tropfenförmiger Gestalt, vor.

Die statistische Emmessung der Dolomit-c-Achsen ergab in den meisten Fällen einen mehr oder weniger ausgesprochenen Gürtel senkrecht zu einer in vielen Fällen am Handstück mehr oder weniger deutlichen linearen Richtung, womit diese lineare Richtung dann als B bestimmt ist (B-Tektonite). An einigen Beispielen ergaben diese Gefügeeinmessungen aber auch S-Tektonite mit Übergängen zu B-Tektoniten.

Die B-Tektonite zeigen immer einen mehr oder weniger deutlichen, gespaltenen Achsengürtel  $\bot$  h des Gefüges. Die Hauptbesetzungen in diesem Gürtel liegen aber nicht peripher, sondern sind meist in Abständen von  $20-30^{\circ}$  von der Peripherie des Diagramms entfernt und lassen sich in vielen Fällen in Gruppen zusammengeschlossen mehr oder weniger deutlich hol und hol-Flächen des Gefüges zuordnen. Diese Achsenmaxima in den (ac)-Gürteln hilden oft deutliche Kleinkreisbesetzungen mit einem Radius von zirka  $26-30^{\circ}$ , seltener etwas mehr und umgeben in einer großen Zahl von Beispielen ringförmig peripher gelegene Achsenminima.

Die S-Tektonite zeigen eine deutliche Kleinkreisbesetzung um den Pol von s mit r = 26-30° und einem deutlichen Abfall in der Besetzungsdichte gegen die peripher gelegenen Mittelpunkte dieser Kleinkreise.

Diese c-Achsendiagramme von Dolomittektoniten (B-Tektonite und S-Tektonite) zeigen eine weitgehende Übereinstimmung mit entsprechenden c-Achsendiagrammen von Calcittektoniten und es ist daher, wie der Vergleich

zwischen den synoptischen Diagrammen der B-Tektonite und S-Tektonite von Calcit und Dolomit ergeben hat, auch für Dolomit als Gefügekorn ein ähnlicher Translationsmechanismus wie für Calcit mit Translation nach e (0112) als wahrscheinlich anzunehmen. (0112) ist zwar als Fuge in keinem der bisher untersuchten Beispiele von Dolomitgefüge sichtbar, es muß das aber nicht unbedingt der Fall sein, da auch bei Calcit genügend Fälle hekannt sind, in welchen Achseumaxima um Achsenminima ein Maximum von nicht als Fugen nachweisharen Translationsflächen erschließen lassen (siehe u. a. L. 18, 21). Es ist also auch bei Dolomit eine wechselweise Einstellung je einer der drei untereinander gleichwertigen flachen Rhomboederflächen e (0112) in hol-Flächen des Gefüges als wahrscheinlich anzunehmen. Die unmittelhare Einregelung von e (0112) in hol-Flächen des Gefüges ergibt als mittelhare Einregelung der c-Achsen dann jene Kleinkreisbesetzungen um das Lot auf (0112), wie sie durch eine große Zahl von Beispielen auch an Dolomitgefügen nachgewiesen werden konnten.

Diese weitgehende Übereinstimmung zwischen Dolomitregelung und Calcitregelung wird besonders deutlich durch das Beispiel eines Calcit-Dolomitgefüges (Pfelderer Marmor). Die c-Achsen der Dolomit- und Calcit-körner besetzen nicht nur ganz gleiche Gürtel  $\perp$  b, sondern auch die Untermaxima innerhalb dieser (ac)-Gürtel stimmen, was Lage und Besetzungsdichte

anlangt, bis in Einzelheiten miteinander überein.

Es ergaben also die untersuchten Dolomittektonite neben den Korundtektoniten (L. 9, 10) ein weiteres Beispiel von mit Calcittektoniten isotypen Clafüren

Ähnlich wie bei Calcitgefügen (L. 3) wurde auch bei den Dolomitgefügen der Versuch unternommen, innerhalb der B-Tektonite eine Typisierung der einzelnen Gefügediagramme hinsichtlich der Zahl der auftretenden Scherflächenscharen, als auch hinsichtlich der diesen Scherflächen zuordenharen Achsenhäufungen durchzuführen. Es ergahen sich drei Typen von (ac)-Gürteln:

Typus I: Besetzung des (ac)-Gürtels ohne Symmetrieehene senkrecht zum Gürtel (mehr als zwei Scherflächenscharen); monokliner Fall.

Typus II: Besetzung des (ac)-Gürtels ohne Symmetrieebene senkrecht zum Gürtel (zwei Scherflächenscharen); monokliner Fall.

Typus III: Besetzung des (ac)-Gürtels erlauht zwei Symmetrieebenen senkrecht zum Gürtel (zwei Scherflächenscharen); rhombischer Fall.

Von insgesamt 27 untersuchten B-Tektoniten gehören 16 dem Typus I an, während 3 Fälle dem Typus II und 4 Fälle dem Typus III zuordenbar sind. In 4 Fällen war eine eindeutige Zuordenbarkeit zum einen oder anderen Typus nicht mit Sicherheit möglich.

Eine Zuordenbarkeit der einzelnen Typen zu bestimmten geologischen Einheiten ist nicht streng und restlos gegeben, aber weitgehend wahrnehmbar (vgl. hiezu Karte S. 255 und Tabelle 8). So zeigen die Dolomiteinschaltungen im Innsbrucker Quarzphyllit alle denselhen Regelungstypus (Typus I) und auch für die Gesteine der Schieferhüllen, des Schneebergerzuges und des Brenner Mesozoikums ist vorwiegend Regelungstypus I gegeben. Regelungstypus II tritt nur in der nördlichen Grauwackenzone, dann in der Krimmler Trias und in einem Fall auch in Dolomiten des Schneebergerzuges auf. Regelungstypus III tritt zweimal an Dolomiten im Brenner Mesozoikum auf und ist mit einem Beispiel in der Schieferhülle

Tabelle 8
Zuordnung der einzelnen Regelungstypen zu geologischen Einheiten.

	Tauern. hüllen	Schnee- bergerzug	Brenner Mesozoikum	Steinacher. decke	nördl, Grau- wackenzone	Quarzphyllit	Krimmler Trias	nördliche Kalkalpen
Regelungstypus I der B-Tektonite	7	2	3	1		3		
Regelungstypus II der der B-Tektonite		1			1		1	
Regelungstypus III der B-Tektonite	1		2					1
S-Tektonite	3							

vertreten. Der einzige untersuchte Dolomit der nördlichen Kalkalpen ist Typus III. S-Tektonite treten nur in Dolomiten der Schieferhüllen der Tauern auf.

Die Gefügeeinmessungen an Dolomittektoniten ergaben fast in allen Fällen eine deutliche B-Achse. Bei den orientiert entnommenen Handstücken ergab sich eine vollkommene Übereinstimmung dieser aus der Gefüge-

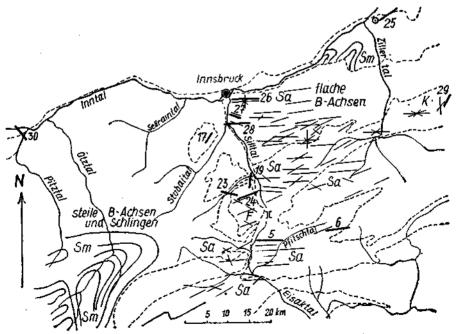


Abb. 3. Übersicht der steilen uud flachen B-Achsen im Bereich der untersuchten Dolomite (Dolomitachsen stärker ausgezogen; ⊙ steile B-Achsen; hinsichtlich Nummern siehe S. 255). Sa, Sm, F und K (Karl) vergleiche B. Sander L 22.

regelung erschlossenen B-Achsen der Dolomite mit den von Sander L. 13, 20, 22, Schmidegg L. 25, 26, Fuchs L. 4 und Karl L. 8 im Großgefüge nachgewiesenen B-Achsen der diese Dolomite begleitenden Gesteine, so daß also für die Dolomite und ihre Nachbargesteine ein und derselbe Deformationsplan nachzuweisen ist. Die Abb. 3, S. 297, gibt eine regionale Übersicht dieser durch Gefügeeinmessungen erschlossenen B-Achsen (dick ausgezogene Striebe). Der dazu verwendete Achsenplan ist der Arbeit von B. Sander (L. 22) entnommen. In der folgenden Tabelle 9 sind die einzelnen Werte für diese in Abb. 3 eingetragenen B-Achsenrichtungen der Dolomite in Übersicht gebracht.

Tahelle 9 Übersicht der durch Korngefügeeinmessungen nachgewiesenen Dolomit B-Achsen.

Dolomit	Dolomit B-Achse	Dolomit	Dolomit B-Achse
Amras	N 85°W, 10°W	Brixlegg, Gertraudi- Stollen	saiger
Igls	N 70°W, 15°W	Brixlegg, Georgi- Unterbau	N 60°E, 70°E
Patsch (Ahrntal)	EW, 10 ° E	Riederbach	N 30° E, 21° S
Nöselech, NE-Grat	N 70° E, 70° W	Trunatal	N 76° W, 10° E
Hochfeiler Gipfel	N 80°E, 36°W	Arz bei Imst	N 40° W, 60° SE
Schlüsseljoch	EW, 13° W	Halslbach	N 35° E, 30° NE
Plon	N 12° E, 7° 8		I
			<u>.</u>

Zur weiteren Kennzeichnung dieser Dolomitgefüge wurde noch die Arealziffer o als planimetrisch ermittelte Kennziffer der polfreien Areale ausgedrückt in Prozenten der gesamten Lagenkugelbesetzung, getrennt nach den polfreien Arealen um b des Gefüges, den anderen polfreien Arealen und schließlich des gesamten polfreien Areals ermittelt.

Es ergaben sich bei Dolomit B-Tektoniten als Arealziffer 0 für das polfreie Areal um b Werte zwischen 0.0 und 26.9%, im Mittel 9.5%, bei den peripheren polfreien Arealen liegen die Kennziffern zwischen 0.0 und 13.8%, im Mittel bei 6.7%. Für das gesamte polfreie Areal ergaben sich Werte zwischen 0.0 und 28.5%, im Mittel um 16.2%.

Obwobl also die Arealziffer o großen Schwankungen uuterworfen ist, ist eine Zuordenbarkeit bestimmter Werte zu bestimmten regional gleichen Vorkommen nicht möglich.

Mit den Arealziffern von Dolomit B-Tektoniten wurden die Arealziffern von Calcit B-Tektoniten verglieben und es ergab sich für die Calcit B-Tektonite eine in allen Fällen schärfere Einregelung als bei den Dolomit B-Tektoniten. So ist das polfreie Areal um b des Gefüges bei den Calcit B-Tektoniten um das 1.9 fache größer als bei den Dolomit B-Tektoniten. Innerhalb von Dolomit und Calcit B-Tektoniten derselben geologischen Einbeit ist das polfreie Areal um h des Gefüges um das 1.5 fache bis 1.8 fache

größer. Am deutlichsten aber ist der Unterschied zwischen Dolomit und Calcit B-Tektoniten innerhalb desselben Gesteins (Calcit-Dolomitmarmor Pfelders), wo im Calcit B-Tektonit das polfreie Areal um b des Gefüges um das 2.8 fache größer ist als beim Dolomit B-Tektonit.

Der Vergleich mit nichtalpinen Calcit B-Tektoniten (Griechenland) ergab ähnliche Kennziffern für die polfreien Areale.

Die auf gleiche Weise ermittelten Arealziffern für Dolomit S-Tektonite wurden mit den entsprechenden Arealziffern von Calcit S-Tektoniten verglichen, wobei sich für die Dolomit S-Tektonite Arealziffern zwischen 23·5 und 31·2% und für die Calcit S-Tektonite Werte zwischen 39·5 und 46·7% ergaben. Dolomit und Calcit S-Tektonite sind allerdings keine reinen S-Tektonite, sondern sind Übergänge zu B-Tektoniten, was die Vergleichbarkeit der Arealziffern der einzelnen Lagenkugelbesetzungen bei den allmählichen Übergängen von S-Tektoniten zu B-Tektoniten nicht mit Sicherheit durchführen läßt. Es scheint aher ähnlich wie bei den B-Tektoniten auch bei den S-Tektoniten die Regelung der Calcitgefüge schärfer zu sein.

Die Arealziffern o liegen für reine Calcit S-Tektonite zwischen 57.5 und 76.2%, im Mittel um 63.3% der gesamten Lagenkugelbesetzung.

Was die Gefügetracht des Dolomits als eine dem Gitterbau zugeordnete Außengestalt des Kornes betrifft, so ergaben die Gefügeuntersuchungen in 14 Fällen eine deutlich gelängte Korngestalt nach b des Gefüges, also eine gestaltliche Vorzugsrichtung in b des Gefüges. Die c-Achsen der betreffenden Dolomitkörner besetzen dabei einen deutlichen, meist stark in die Breite gezogenen Gürtel  $\bot$  b, die Ebene genau  $\bot$  b zeigt aber einen in allen Diagrammen deutlichen Abfall in der Besetzungsdiobte (gespaltener Gürtel). Es fällt also für diese Fälle diese gestaltliche Vorzugsrichtung nicht zusammen mit einer Geraden  $\bot$  c der Dolomitkörner, sondern die gestaltliche Vorzugsrichtung bildet mit der eiugemessenen kristallographischen Richtung (c-Achse der Dolomite) im Durchschnitt einen Winkel um 60°. Für die Dolomitkörner mit Längung in a des Gefüges (3 Fälle) ist keine Beziehung zwischen gestaltlicher Vorzugsrichtung in kristallographischer Richtung gegeben.

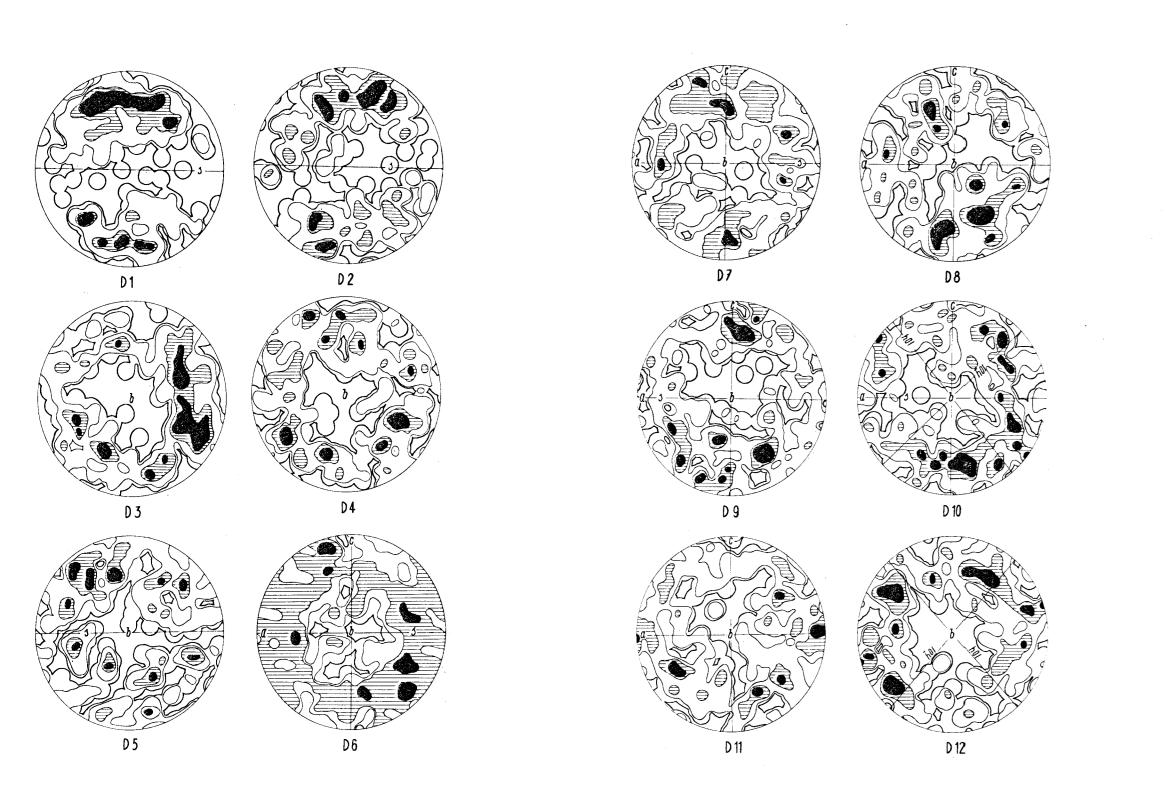
#### Literaturverzeichnis

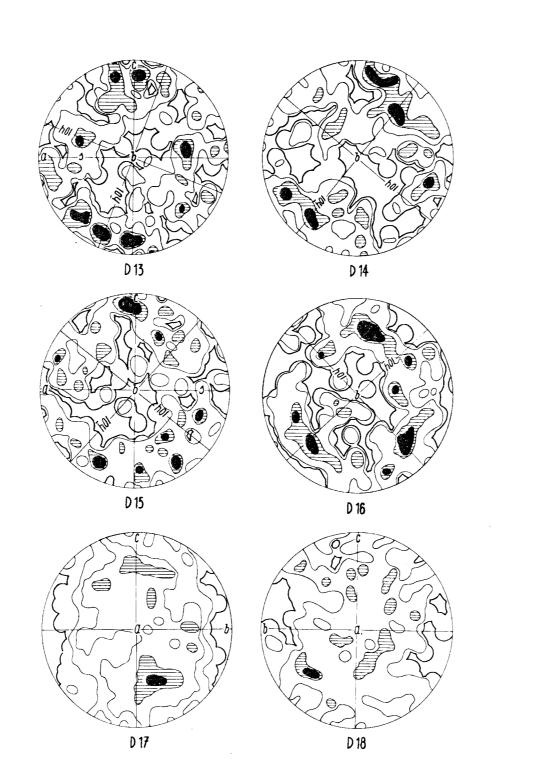
- Dana J. D.: A System of Mineralogy. John Wiley and Sons, New York, 1892.
   Fairbairn H. W.: Structural Petrology of deformed rooks, Addisen-Wesley Press
   Inc., Cambridge Mass., 1949.
- 3. Felkel E.: Gefügestudien an Kalktektoniten, Jahrb. d. Geol. Bundesanstelt, 79,
- 4. Fuchs A.: Untersuchungen am tektonischen Gefüge der Tiroler Zentralalpen (Berge westl. des Brenner). I. Jb. d. Zweigst. Wien d. Reichsstelle f. Bodenf., 89, Wien 1939.
- 5. Grünling: Über die Mineralvorkommen von Ceylon, Zeitschr. f. Kristallographie, Bd. 33. 1900.
  - 6. Haidinger: Poggendorfs Annalen, Bd. 63, 1844.
- 7. Johnson A.: Biegungen und Translationen, Neues Jahrb. f. Mineralogie, Geologie und Palaontologie, 1902, II. Bd., Stuttgart 1902.
- 8. Karl F.: Analytisch-tektonische Studien an Gesteinen des Gerlostales, N. Jb. f. Mineralogie, Monatshefte, Heft 1, Stuttgart 1952.
- 9. Ladurner J.: Zur Kenntnis von Korundgefügen (Achsenverteilungsanalyse an Naxos-Smirgel). N. Jb. f. Mineralogie, Abh. 84, 1952.

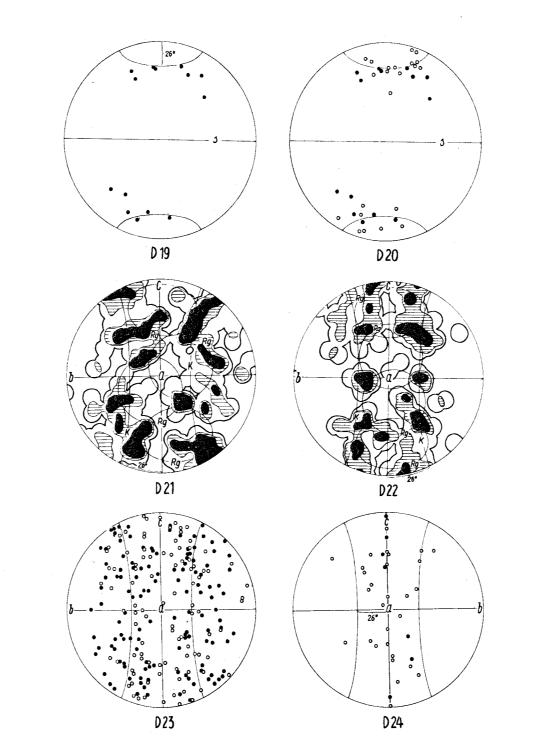
- Ladurner J.: Die Rolle der Endfläche des Korund (0001) in der Gefügeregel verschiedener Vorkommen von Naxos-Smirgel. N. Jb. f. Mineralogie, Monatshefte, Heft 1, 1952.
  - 11. Niggli P.: Lehrbuch der Mineralogie, Verl. Gebr. Borntraeger, Berlin 1926.
- 12. Rosenbusch-Wülfling-Mügge: Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Minerale, Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgert 1927.
- Sander B.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (1. Bericht). Denkschriften der mat.-naturw. Kl. d. Akad. d. Wiss., Wien 1911.
- 14. Sander B.: Tektonik des Schneeberger Gesteinszuges zwischen Sterzing und Meran, Jb. d. Geol. Bundesanstalt, 70, Wien 1920.

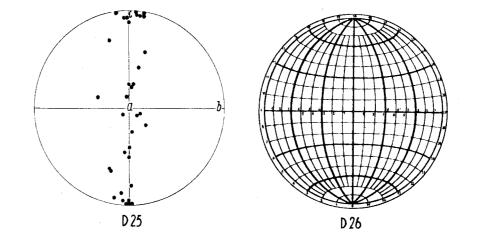
  - Sander B.: Carta geologica delle Tre Venezie, Merano (1:100.000).
     Sander B.: Carta geologica delle Tre Venezie, Bressanone (1:100.000).
- 17. Sander B.: Erläuterungen zur geologischen Karte Meran-Brixen, Schlern Schriften, 16. Heft, Verlag Wagner, Innsbruck 1929.
  - Sander B.: Geftigekunde der Gesteine, Springer-Verlag, Wien 1930.
- Sander B.: Untersuchungen am Tektonischen Gefüge des Tauernwestendes, Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges., 91, 1939.
- Sander B.: Über Flächen- und Achsengefüge (Westende der Hohen Tauern, III. Bericht), Mitteilungen des Reichsamtes f. Bodenforschung, Wien 1942.
- Sander B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. II. Teil: Die Korngefüge, Springer-Verlag, Wien-Innabruck 1950.
- 22. Sander B.: Über einige Innsbrucker Institutsarbeiten seit 1940, Geolog. Rundschau, 39, 1951.
- 23. Sander B.: Applicazioni e problemi più recenti della petrografia strutturale, Acta geologica alpina, Bologna 1052.
- 24. Schmidegg O.: Der geologische Bau des Bergbaugebietes von Schwaz in Tirol. Jahrb. d. Reichsanstalt f. Bodenforschung, 63, Berlin 1943.
- 25. Schmidegg O.: Bericht über die 1947 und 1948 durchgeführten geologischeu Aufnahmen im Gebiete von Gerlos. Verh. d. Geol. Bundesanstalt, Heft 1—3, Wieu 1949.
- 26. Schmidegg O.: Der geologische Bau der Steinscher Decke mit dem Anthrazitkohlenflöz am Nösslachjoch (Brenner-Gebiet). Veröffentl. d. Museum Ferdinandeum (Innsbruck), Bd. 26/29, Innsbruck 1949.
  - 27. Vogt J. H. L.: Zeitschrift f. prakt. Geologie, 1898.
- 28. Winchell A. N.: Elements of optical Mineralogy, Verl. John Wiley and Sons, New York 1927.

# Tafel XII









## Erläuterung zu den Diagrammen

- Diagramm D 1: Hoher Napf,  $\perp$  s, 200 Dolomit-c-Achsen, 6-3-2 -1-0.5, 0%.
- Diagramm D 2: Senges—Wilder See,  $\perp$  s,  $\perp$  b, 200 Dolomit-c-Achsen, 6-3-2-1-0.5, 0%.
- Diagramm D 3: Haltestelle Amras,  $\perp$  b, 200 Dolomit-c-Achsen, 6 3 -2-1-0.5, 0%.
- Diagramm D 4: südlich Igls,  $\perp$  b, 200 Dolomit-c-Achsen, 5-3-2-1-0.5, 0%.
- Diagramm D 5: Ahrntâl (Patsch),  $\perp$  b, 200 Dolomit-c-Achsen, 4-3-2-1-0.5, 0%.
- Diagramm D 6: Pfelders,  $\perp$  b, 534 Dolomit-c-Achsen, 4-2-1-0.5-0.2, 0%.
- Diagramm D 7: Pfelders,  $\perp$  b, 245 Calcit-c-Achsen, 4-3-2-1-0.5, 0%.
- Diagramm D 8: Nößlachjoch NE-Grat,  $\perp$  b, 200 Dolomit-c-Achsen, 5-3-2-1-0.5, 0%.
- Diagramm D 9: südwestlich Hochfeiler Gipfel,  $\perp$  b, 200 Dolomit-c-Achsen, 6-3-2-1-0.5, 0%.
- Diagramm D 10: Schlüsseljoch,  $\pm$  b, 200 Dolomit-c-Achsen, 5-3-2-1-0.5, 0%.
- Diagramm D 11: Moarer Weiße,  $\perp$  b, 200 Dolomit-c-Achsen, 5-3-2-1-0.5, 0%.
- Diagramm D 12: Brixlegg-Großkogel, Gertraudi-Stollen,  $\perp$  b, 200 Dolomitc-Achsen, 6-3-2-1-0.5, 0%.
- Diagramm D 13: Riederbach,  $\perp$  b, 200 Dolomit-c-Achsen, 4-3-2-1-0.5, 0%.

- Diagramm D 14: Wieslehen,  $\perp$  b, 200 Dolomit-c-Achsen, 5-3-2-1-0.5, 0%.

  Diagramm D 15: Truna-Tal,  $\perp$  b, 200 Dolomit-c-Achsen, 5-3-2-1-0.5
- Diagramm D 15: 1runa-121, \( \( \) \( \) b, 200 Dolomit-c-Achsen, \( 5 = 3 = 2 = -1 = 0.5 \), 0%.

  Diagramm D 16: Arzl bei Imst, \( \pm \) b, 200 Dolomit-c-Achsen, \( 5 = 3 = -2 = -1 = 0.5 \), \( \)
- Diagramm D 17: Schleierberg,  $\pm$  a, 800 Dolomit-c-Achsen, 4-3-2
- -1-0.5-0.1, 0%.
  Diagramm D 18: Halsbach,  $\perp$  a, 348 Dolomit-c-Achsen, 4-3-2
- ramm D 18: Haisibach,  $\perp$  a, 348 Dolomit-c-Achsen, 4 -1 0.3, 0%.
- Diagramm D 19: Synoptisches Diagramm der Achsenmaxima von drei Dolomit S-Tektoniten bei Deckung ihrer s (ab).
- Diagramm D 20: Synoptisches Diagramm der Achsenmaxima von drei Dolomit S-Tektoniten (schwarze Punkte) und sechs Calcit S-Tektoniten (Kreis'chen) bei Deckung ihrer s (ab). Kleinkreis um c mit Radius von 26°. Achsenmaxima der Calcit S-Tektonite entnommen B. Sander L. 21, D 77.
- Diagramm D 21: Synoptisches Diagramm der Achsenmaxima von zehn Dolomit B-Tektoniten mit Deckung von B als b und dem am besten merklichen s als (ab),  $\perp$  a, 131 Schwerpunkte von Achsenmaxima, 5-2-1.5-0.8, 0%. Gespaltener (ac)-Gürtel. Rg = ringförmige Besetzungen (r = 26°) im (ac)-Gürtel, K = Kleinkreise im Abstand von 26° beiderseits Ebene (ac).
- Diagramm D 23: Achsenmaxima von zehn Dolomit und sieben Calcit
  B-Tektoniten synoptisch dargestellt mit Deckung von
  B als b und dem am besten merklichen s als (ab).
  Dolomit-Achsenmaxima schwarze Punkte, Calcit-Achsenmaxima Kreis'chen. Achsenmaxima der Calcit B-Tektonite entnommen B. Sander L. 21, D 78. Gespaltener (ac)-Gürtel. Vgl. hiezu Diagramme D 21 und D 22.
- Diagramm D 24: Synoptisches Diagramm von fünf Calcit B-Tektoniten und einem Dolomit B-Tektonit mit Deckung von B als b und dem am besten merklichen s als (ab). Schwerpunkte von Calcit-Achsenmaxima (Kreis'chen) und Dolomit-Achsenmaxima (schwarze Punkte). Ungespaltener Gürtel
- Diagramm D 25: Synoptisches Diagramm von fünf Korund B-Tektoniten, La, 35 Schwerpunkte von Korundachsenmaxima. Ungespaltener Gürtel.
- Diagramm D 26: Schmidtsches Netz.

# Flysch, Klippenzone und Kalkalpenrand im Almtal bei Scharnstein und Grünau (O.O.)

Von S. Prey

(Mit Tafel XIII, 1 Abbildung im Text und 1 Tabelle)

## Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit bringt geologische Beobachtungen im Flysch west- und westsüdwestlich Scharastein. Im Gebiete westlich Mühldorf bis zur Schrattenau tauchen im Kern der Antiklinen tiefere Flyschschichteu und Helvetikum auf. Südlich schließt die Klippenzone an mit Schüblingen von Grestener Schichten, verschiedenen anderen Jura- und Neokomgesteinen und Flysch, gebettet in Buntmergelserie mit etwas Helvetikum. Im Gebiet Hochreith- und Hauergraben herrschen mächtigere Neokomzüge mit Flysch dazwischen. Darüber greißt verhältnismäßig flach die Überschiebung der Stauffen-Höllengebirgsdecke, von der zwei Deckschollen abgetreunt sind. Ihr Rand entspricht nicht gut der gegenüberliegenden anders außgebauten Salmgruppe (Reichraminger Decke). Damit besteht eine deutliche Verbindung zwischen der äußeren Flyschzone und dem Flysch bei Grüneu.

## Inhalt

	Perre
Einleitung	301
1. Der Flysch westlich Scharnstein	302
Der Zug von Helvetikum Gatterstall—Kornstein—Schrattenau	308
Über Blöcke in der Rutschmasse des westlichen Trambach-Astes	
2. Die Klippenzone stidwestlich Scharnstein	312
3. Der Kalkalpenrand zwischen Grünau und dem Laudachsee	330
4. Zum Bau des W.Endes der Salmgruppe nach J. v. Pia	332
5. Zusammenfassendes geologisches Bild	332
Bemerkungen über die diluviale Bedeckung	335
Rutschungen	336
6. Diskussion älterer Derstellungen	336
7. Spezialfragen	339
Über das Verhältnis von Helvetikum zur Buntmergelserie	339
Bemerkungen über den Flysch	340
8. Schlußwort	343
Wichtigste angeführte Literatur	343

Die Darstellung betrifft hauptsächlich den Raum westlich vom Almtal, etwa zwischen der Breite von Scharnstein und Grünau, bzw. dem Zwillingskogel und reicht gegen W bis an den Laudachsee, um den Anschluß zum benachbarten Gschliefgraben herzustellen. Über diesen möge ein kurzer Vortragsbericht [S. Prey, 1951 (a)] unterrichten. Ein Anschluß nach O wird hergestellt durch Übernahme der Ergebnisse J. v. Pias (1942) aus den unmittelbar anschließenden Teilen der Salmgruppe und durch Einbeziehen von Angaben E. Gasches über das Flyschfenster von Grünau (meist brieflich, mit freundlicher Erlaubnis), der eine eigene Publikation darüber vorbereitet.

Die geologischen Aufnahmen des Verfassers wurden größtenteils im Jahre 1948 durchgeführt und später noch etwas revidiert (besonders 1952). Leider ist auch hier die Kartengrundlage, nämlich die alten Meßtischblätter 1:25.000 sehr mangelhaft, insbesondere im Bereiche östlich vom Steineck und um den Kornstein. Es wurde versucht, einige der Fehler in der vorliegenden geologischen Karte ein wenig zu berichtigen <sup>1</sup>).

Der geologischen Karte auf Tafel XIII wurde eine Serie von Profilen und eine geologische Ansiobtsskizze des Gebirges südwestlich Scharnstein, gesehen von einem erhöhten Standpunkt östlich Scharnstein, zur besseren

Erläuterung beigegeben.

Die Bearheitung der Foraminiferenfaunen hat Herr Dr. R. Noth in dankenswerter Weise durchgeführt und hat damit einen bedeutenden Anteil an den erzielten Ergebnissen. Zur Ergänzung wurden auch einige Proben durch Frau Dr. G. Woletz auf ihren Gehalt an Schwermineralien untersucht.

Die Befunde in diesem Raume sind von größter Bedeutung für die Auffassung des Flyschvorkommens von Grünau als Halbfenster. Der Darstellung von E. Gasche soll aber damit nicht vorgegriffen werden.

Von Arbeiten, die unser Gebiet betreffen, ist zunächst die Aufnahme und ein Bericht von G. Geyer (1911) zu nennen. Die Aufnahmen sind in der 1913 erschienenen geologischen Spezialkarte 1:75.000, Blatt Kirchdorf, niedergelegt (Erläuterungen erschienen 1918). Darstellung und Auffassung sind weitgehend zu berichtigen. 1936 hat R. Brinkmann in seiner Arbeit über die Flyschfenster von Grünau und Windischgarsten ein geologisches Kärtchen dieses Raumes veröffentlicht, ehenfalls noch mit manchen Abweichungen von meiner Darstellung. Ferner bat E. Kraus (1944) versucht, den geologischen Aufbau des Gebietes zu deuten. Der Auseinandersetzung mit den Auffassungen der genannten Autoren wird im Anschluß an die Mitteilung meiner Beobachtungen ein eigener Abschnitt gewidmet werden.

Folgende Großgliederung soll meinen Ausführungen als Gerüst dienen: Die Flyschzone, die von N her etwa bis zur Linie Matzing—Kornsteingebiet—Schrattenau—p. 895 m nördlich Laudachsee reicht, südlich anschließend die "Klippenzone" (in weiterem Sinne) und schließlich der Kalkalpenrand, der südlich vom Laudachsee vorbeiziehend bis zur Schrattenau vorspringt, dann nach Sabbiegt und im Bogen durch den S-Hang des Hauergrabens und gegen Grünau zieht. Ein Kapitel über die Salmgruppe nach Pia zur Ergänzung. In groben Zügen wurden die tektonischen Verhältnisse dieses Gebietes bereits im Exkursionsführer der Geologischen Bundesanstalt Wien, 1951 (b), im Kärtchen Tafel VII, Fig. I, skizziert.

## 1. Der Flysch westlich Scharnstein

Auf die stratigraphische Gliederung des Flysches, die auch für unseren Raum gültig ist, braucht nicht noch einmal eiugegangen zu werden. Sie

¹) So ist z. B. der Kornstein der Karte, P. 1068 m, gar nicht der eigentliche Kornstein und auch nicht der höchste Punkt hier bzw. auch nicht so hoch. Dieser liegt vielmehr südsüdöstlich P. 975 m, wo die geologische Karte den großen Kalkklotz verzeichnet. Im Kar östlich Steineck ist ein kleiner Moränenwell als zu mächtige Gratrippe gezeichnet. Das Gipfelgebiet des Steinecks weist in der Karte einen Gipfel zu wenig auf. Der untere Matzingbach fließt in der Hauptmasse nach SSO usw.

wäre nachzulesen in einer genaueren Darstellung (S. Prey, 1950) oder in der Zusammenfassung [S. Prey, 1949 (b)]. Auch die der ersteren Arbeit entnommene Tabelle des Exkursionsführers [1951 (b)] gibt Aufschluß.

Der N.Rand unserer Karte liegt rund 6-7 km südlich vom N.Rand der Flyschzone. In diesem Streifen sind die zwei Aufbrüche von Helvetikum im Tal der Dürren Laudach gelegen. Der südlichere wird im S von einer Flyschantiklinale begleitet, der noch etwas südlicher die Antiklinale des Hochstraßfeld (760 m) und Hackelsberges (777 m) folgt; die tiefsten Teile ihrer S-Gehänge reichen bereits in das Gebiet der Karte hinein. Es steht mürbsandsteinführende Oberkreide an mit grauen und schwärzlichen Tonschiefern, grauen Mergeln, Kalksandsteinbänken von feinerem und gröberem Korn und bis einige Meter mächtigen Bänken von glimmerführenden Mürbsandsteinen. Die Gesteine sind gefaltet und streichen vorherrschend O-W bis OSO. Erst südlich des nach O verlaufenden Talstückes des Tramhaches und des 614 m hohen Hals Sattels, den die Straße Scharnstein-St. Konrad-Gmunden benützt, tauchen in dem Rücken, der den Kirsenhof (P. 641 m) trägt und im Gehänge zwischen Unter und Ober Dürrnberg Schichten der Zementmergelserie unter ihnen auf und setzen sich in den Wieserberg (P. 866 m) fort, wobei die Art der Verfaltung mit den wiederum der Mürbsandstein führenden Oberkreide zugehörigen Schichten im S der Antiklinale auf steileres O-Tauchen der Faltenachsen hinweist. Zementmergelserie taucht dann neuerlich im Kamm Hoch Riedel (1085 m)—Riedelleiten steil, z. T. überkippt auf und überquert die beiden Äste des Trambaches südwestlich der Gabelung, um in den Petergrahen weiterzuziehen. Dort ist sie allerdings mangels guter Aufschlüsse schwer zu erkennen und noch schwerer abzugrenzen.

Im Liegenden der Zementmergelserie kommen nun die tieferen Schichten des Flyschprofils zutage, die ihrerseits wieder mit Helvetikum verschuppt sind. In diesem Bereich wurzeln die recht ansehnlichen abgerutschten Massen, die zungenförmig die beiden Hauptäste des Trambaches erfüllen. Auf den Bau dieses sehr interessanten Streifens muß nun näher eingegangen werden.

Im S-Gehänge des Schrattenaubaches sind bunte Flyschschiefer nur etwa nordöstlich vom Laudachsee etwas besser aufgeschlossen. Die komplizierte Faltung der Zementmergelserie im obersten Schrattenauhach kündigt die Auffaltung der unter der Zementmergelserie liegenden hunten Schiefer der Schrattenau an. Sie tauchen knapp westlich der Wasserscheide auf und überschreiten sie in einer feuchteren Einsattelung, die im S (nördlich der tiefsten Einsattelung, P. 991 m) von einer flachen Kuppe aus Zementmergelserie und im N von der zusammenhängenden Masse von Zementmergelschichten des Hoch Riedels flankiert werden. Am Kamm dürften die grünen Schiefer herrschen, während in der Mulde östlich davon auch die roten Tonschiefer vorkommen. Die Schiefer werden im N sicher, im S wahrscheinlich von dünnbankigen Zementmergelbasisschichten begleitet. Starke tektonische Beanspruchung und tektonische Reduktion kennzeichnen den hier gelegenen Bewegungshorizont. In der östlichen Fortsetzung waren noch spärlich grüne Schiefer mit einigen violettroten Lagen und dünnen Saudkalkbänkchen an der Schrattenaustraße nördlich der scharfen Biegung SSO der Holzknechthütte zu sehen, dann wird das Schiefermaterial gegen N zu vorwiegend grün und in der Rinne 350 m südöstlich P. 1085 m stehen die dünnbankigen Zementmergelbasisschiebten oberhalb der Straße gelegentlich an (O—W bis O 15° S, zirka 50° S). Ein Zermalmungsstreifen trennt sie von der eigentlichen Zementmergelserie, die stärker gestört im tieferen Teil des Grabens ansteht. Rund 0·5 km an der Straße talwärts liegt sodann die Grenze der Zementmergelserie gegen die hangende mürbsandsteinführende Oberkreide. Die bunten Schiefer sind nun in einer Mulde, der die Straße ein kurzes Stück O—W verlaufend am N-Rand folgt, mit Helvetikum verbunden, das später genauer betrachtet werden soll. Gaultflysch in seiner Begleitung wird durch spärliche Blöcke, vor allem von dunklen glasigen Glaukonitquarziten angedeutet.

Diese Unterlagerung der tieferen Flyschschichten durch Helvetikum und die antiklinale Struktur des ganzen ist wiederum beweisend für die tektonische Stellung des Helvetikums unter der Flyschdecke.

Eine Fortsetzung der bunten Flyschschiefer ist am O-Rand der einige hundert Meter breiten Rutschmulde in zirka 880 m Seehöhe zu finden, u. zw. teigige rote und grüne Tonschiefer mit zerrissenen Sandkalkbänkchen, in denen nach N die roten Tonschieferlagen in den grünen bald aussetzen und schließlich geht der Komplex durch Zunahme der Mergelbäukchen in die dünnbankigen Zementmergelbasisschiebten über. Zermalmungsstreifen geben durch. Die tieferen, steileren Hänge werden dann von Zementmergelserie gebildet. Die ganze Schichtfolge liegt überkippt und fällt meist 65—70° nach S 20° W.

Die weitere Fortsetzung ist in den sackenden Mulden am N- und NO-Hang von P. 1068 m der Karte zwischen dem vielen Triasschutt, der aus der Gebängebrekzie stammt, nur aus Lesesteinen zu ersehen. Etwaige Anteile an Gesteinen der Zementmergelserie entziehen sich einer sicheren Feststellung. Aber in dem Zwickel zwischen den beiden Rutschmulden, die zur Hauptmasse des östlichen Rutschstromes zusammenfließen, stehen reichlich rote und grüne Flyschschiefer an und gegen N ist in dem Rücken mit P. 791 m die Zementmergelserie öfter gut aufgeschlossen.

Auch hier lassen sich Komplikationen feststellen. So sind O-ONO P. 791 m am Talrand im Kern einer Antiklinale unter Schichten der Zementmergelserie bunte Flyschschiefer (grüngraue, spärlich rote Tonschiefer, dünne Sandkalkbänkchen) steil aufgefaltet worden.

Am O-Rand der Rutsebzunge im östlichen Trambachast bieten sieb bessere Aufschlüsse. Von N nach S kann man hier beobachten: Zuerst mürbsandsteinführende Oberkreide (glimmerige mürbe Sandsteine, feinkörnige Kalksandsteinbänke, Mergel, Tonschiefer), überkippt und etwa 45° nach S—SSO einfallend. Dünne zarte und breite ästige Chondriten wurden geseben. Etwa 60 m hinter der scharfen Biegung beginnt dann Zementmergelserie zu herrseben mit viel Mergeln und selteneren Sandkalkbänken (znerst zirka 50--70° S, dann 45° SSO einfallend). Allmählieb werden die Gesteine dünnbankig und es erscheinen die für die dünnbankigen Zementmergelbasisschichten bezeichnenden Mergelplatten mit grünlichen Chondriten. Eine zirka 20 m weiter auftretende Feuchtstelle könnte durch bunte Schiefer bedingt sein. Nach dieser Antikline aber herrsebt wieder gefaltete Zementmergelserie.

Die Zementmergelserie wird dann etwas weiter wieder von verwalzten grüngrauen Schiefern mit zu Linsen zerrissenen Sandkalkbänkchen (mit grünen Bestegen und kleinen Hieroglyphen) abgelöst. Wenig dahinter mündet ein kleiner Graben von rechts mit interessanten Aufschlüssen, die noch zu schildern sein werden. Im Hauptbach weiter stehen dann graue Mergel mit feinkörnigen Kalksandsteinbänken an, einige Meter dahinter grüne und rote Schiefer mit Sandkalkbänkchen, die nunmehr eine größere Strecke weit — gelegentlich aufgeschlossen — anhalten. Einmal aber tritt auch hier eine Einschaltung von Gesteinen aus dem Übergang der bunten Schiefer zu den Zementmergelbasisschichten auf. Üherall kann man stärkere Faltung erkennen.

Nun zurück zu dem Seitengerinne, das etwa westlich Hochbuchberg in den östlichen Trambachast einmündet. An der Mündung steht eine stark zerbrochene, etwas kieselige Kalksandsteinbank an. Dahinter folgt nun Schutt von teils blasseren, teils dunkelschwarzgrünen glasigen Glaukonitquarziten und feinkörnigen glaukonitfübrenden Sandsteinen des Flyschgaults, begleitet von den rissigen Sandkalkplatten aus bunten Schiefern. Nach ungefähr 15 Höhenmetern aber stößt man völlig unerwartet auf kleinere und einige große (einer 1.5×3 m!) Blöcke von braunem, unverwittert mehr hellgrauem, mergeligem, auch ziemlich viel Glaukonit enthaltendem Nummulitenkalk. Die zahlreichen Nummuliten sind zwar durchschnittlich nicht groß, einige erreichen aber bis einige Zentimeter Durchmesser. Ferner wurden beobachtet: Tubulostium spirulaeum, Terebratula aequivalvis Schafh., deformierte Reste kleiner Seeigel (Prenaster alpinus Desor?), Bruchstücke von Pecten. Es lassen sich mürbere und blättrigere sowie fester kalkig zementierte Gesteinsarten unterscheiden. Im ganzen scheint die Linse sehr klein zu sein. Von irgendwelchen anderen Begleitgesteinen des Helvetikums, zu denen der Nummulitenkalk zweifellos gehört, waren keinerlei Spuren wahrzunehmen. Jenseits dieser Einspießung von Helvetikum streichen wieder bunte Flyschschiefer in größerer Breite durch. Eine Probe aus der westlichsten der in diesen Seitengrahen mündenden Rinnen enthielt eine für die bnnten Flyschschiefer charakteristische Foraminiferenfauna: (Pr. 540) häufig Dendrophrya latissima Grzyb. und D. robusta Grzyb., Trochamminoides sp., Radiolarien.

Man kann aus diesem Vorkommen von Helvetikum nahe dem N-Rand der bunten Schiefer ersehen, daß diese sich tektonisch ein wenig selbständig verhalten, u. zw. muß eine steil aufgefaltete, enggepreßte Antiklinale mit fast ganz ausgewalztem Liegend-(N-)Schenkel vorliegen. Eine relative tektonische Selbständigkeit der besonders gut faltbaren bunten Schiefer gegenüber den etwas starreren Schiebten der Zementmergelserie wurde in der Flyschzone in der Umgebung öfter wahrgenommen.

Etwa 120 m weiter westlich erreicht eine andere Rinne den östlichsten Trambachast von S her, westlich von dem hohen Aufschluß, der die Übergangsschichten zur Zementmergelbasis zeigt. Zuunterst liegt eine Rutschmasse graugrüner Schiefer. Schutt von glimmerigen Sandsteinen nimmt talaufwärts zu und mindestens zwei mächtigere Bänke zeichnen sich ab. Dahinter sind auch Begleitgesteine der cenomanen Mürbsandsteine der Beobachtung zugänglich: graugrüne, wenig duukelgraue Schiefer, rissige feinkörnige Kalksandsteinplatten mit kleinen Hieroglyphen, graue Mergel, gelegentlich mit zarten Chondriten. Auch kieselige Glaukonitsandsteine kommen

vor. Die Schiefer sind arm an Mikrofossiken: eigentlich nur Radiolarien. Das Einfallen scheint unter verschiedenen Winkeln nach SSO gerichtet zu sein. Weiter oben sind dieselben Gesteine, verbunden mit glimmerreichen, mäßig feinkörnigen, etwas kieseligen Sandsteinen, bisweilen bloßgelegt. Die Störungen nehmen gegen Sanscheinend zu und in einer beiläufig 50 m weiter westlich gelegenen Rinne erscheinen auch Blöcke von Gaultflyschgesteinen.

Der östlichste Trambachast biegt etwa nordwestlich P. 832 m scharf nach SSW um. Da sind nun die graugrünen Schiefer mit den feinkörnigen Kalksandsteinbänkchen bis zum Hangfuß berabgezogen und rund 25 Höhenmeter weiter oben streicht eine Bank von glimmerigem Sandstein in Breite von zirka 20 m durch, gefolgt wiederum von graugrünen Schiefern mit etwas feinkörnigeren und bärteren Sandsteinbänken, dann zirka 17 Höhenmeter weiter eine zweite Bank von glimmerigem gröherem Sandstein, im unteren Teil gröher, nach oben zunehmend feinkörniger und schichtig (zirka 5 m). In einer Gesamthreite von etwa 50 m folgen noch weitere Sandsteinbänke, die aher dann wieder gegenüber den grüngrauen Schiefern mit rissigen Feinsandsteinbänkchen sehr zurücktreten, bis auf eine auffallendere, aher wenig mächtige Bank. Zirka 100 Höhenmeter üher dem Bachkme jedoch treten unvermittelt dürftige Spuren von Helvetikum auf, meist nur die bezeichnenden Kalzitplättchen, die Hauptmasse der Gesteine ist aber noch Flyschgault: dunkelgrünschwarze glasige Glaukonitquarzite, graue Hartmergel, ein braunschwarzer, etwas fleckiger Schiefer mit kleiner Foraminiferenfauna: (Pr. 502) Globigerina infracretacea Glaessner, Lenticulina aff. complanata Rss., Vaginulina strombecki Rss., Pleurostomella subnodosa Rss., Ramulina globulifera Brady, Textularia parallela Rss., Glomospira gordialis (J. u. P.), Robulus sp., Lenticulinen, Nodosarien, Dentalinen. Nach 10 m allerdings wird ein dünner Span von Helvetikum, u. zw. von grauen, uur spurenweise roten Mergeln ganz deutlich. Sie sind reich an Kalzitausscheidungen. Die Foraminiferenfauna des obersten Campan enthält u. a. (Pr. 883) Globotruncana stuarti (de Lapp.), Gl. arca (Cushm.), Globotruncana contusa (Cushm.), Pseudotextularia elegans Rzehak, Globigerina intracretacea Glaessner, Gümbelina sp., Planoglobulina acervulinoides (Egger) u. v. a. Dahinter breitet sich neuerlich Schutt von glimmerreichen Sandsteinen mit Spuren grüner Schiefer. Erstere stehen dann am rotmarkierten Weg am Bergrücken in größerer Mächtigkeit an. Es handelt sich wieder um die cenomane Mürbsandsteinzone.

Man konnte hier also trotz der oft bedeutenden Störungen doch die stratigraphische Folge von der mürbsandsteinführenden Oberkreide abwärts über Zementmergelserie, deren dünnbankige Basisschichten zu den bunten Schiefern, dann zu der hier mächtiger erhaltenen cenomanen Mürbsandsteinzone (Reiselsherger oder Hauptflyschsandstein) his zum Gault deutlich wieder erkennen. Im Kern ist ein Span von Helvetikum aufgeschuppt, der aber beiderseits rasch auskeilt. Im S stößt der Flysch an mächtigeres Helvetikum.

Der ganze Streifen tieferen Flysches läßt sieh weiter nach O verfolgen, wo er sich stärker verhreitert. Nordöstlich und nördlich P. 832 m überschreiten die Mürbsandsteinzüge, begleitet von Schiefern und etwas kieseligen, feineren glimmerreichen Sandsteinen den Kamm und sind offenhar auch mit bunten Schiefern verfaltet, die z. B. in einem kleinen Hohlweg neben dem markierten

Weg, der zu einer kleinen Waldwiese am Kamm hinaufführt, ein wenig aufgeschlossen sind, mit einer kleinen Fauna: (Pr. 475) Dendrophrya excelsa Grzyb., D. latissima Grzyb., Gaudryina tenuis Grzyb., Trochamminoides sp., Trochammina sp., Ammodiscus sp., Radiolarien — also das im Flysch übliche Bild. Auch im Hintergrund der großen Mulde östlich P. 832 m treten bisweilen bunte Schiefer zutage.

Der kleine Bach im Petergraben mit seinen Verzweigungen kommt aus einem Gebiet, in dem die bunten Schiefer herrschen und nur im oberen Teil der beiden Quelläste scheinen die cenomanen Mürbsandsteine anzustehen. Genaue Abgrenzungen sind hier leider nicht möglich. Südwestlich vom Gehöft Herndlsberg beim Waldvorsprung kommt ein dürftiges Gerinne herab, zwar ohne Aufschluß aber in den Lesesteinen überwiegen die glimmerigen Sandsteine. 120 m weiter südlich verläßt ein weiteres Gerinne den Wald, nachdem sich zwei Rinnen vereinigt haben. Der N-Ast schließt sofort nach dem Zwiesel rote, selten grünlichweiße Mergel des Helvetikums auf mit typischer Foraminiferenfauna: (Pr. 451) Globotruncana lapparenti tricarinata (Quereau), Gl. cretacea Cushm., Globigerina infracretacea Glaessner, Gümbelinen, Textularia excolata Cushm. und einige andere. Die Fauna dürfte ins Santon einzustufen sein. Etwa 40 m weiter stehen dann stark verruschelte und an Kalzitausscheidungen reiche schwarze Mergelschiefer an, die vielleicht Unterkreide sind, aber nicht näher untersucht wurden. Dahinter aber stehen wieder bunte Flyschschiefer beinahe an und der Bacbschutt ist reich an rissigen Sandkalkplatten. Es folgt sogar ein schöner Aufschluß, der den engen Wechsel grüngrauer und weinroter Tonschieferlagen mit einigen dünnen Sandkalkbänkchen, in Falten gelegt zeigt. Im Hintergrund der Mulde dürften wieder die cenomanen Mürbandsteine anstehen. südlichen Ast nun, der etwas tiefer in derselben Mulde entspringt, macht sich schon nahe der Quelle Helvetikum an der charakteristischen roten Bodenfärbung bemerkbar, dann kommen auch Sphtterchen und Lesesteine von hellgrauen und roten Mergeln sowie der grauweißen Fleckenmergelkalke des helvetischen Cenomans hinzu. Weiter abwärts auch Aufschlüsse in roten, weißen und grünlichweißen Mergeln des Helvetikums.

In einem Gerinne zirka 50 m weiter südlich waren noch einmal Spuren von Helvetikum nachzuweisen, ebenso am Fahrweg südsädwestlich Herndlsberg etwa 150 m südlich des kleinen Hauses. Ein Rückeu unmittelbar dahinter scheint aus Märbsandsteiu zu bestehen. Die Abgrenzungen müssen hier leider sehr nngenau bleiben. Jedenfalls dürfte eine lieftige Verfaltung oder Verschuppung von Flysch und Helvetikum vorliegen.

Etwa 300 m südlich Herndlsberg rinnt ebenfalls ein kleiner Bach durch die Moränen. Er wurde durch rutschendes Material aus bunten Flyschschiefern und Mürbsandsteinzone, mit Spuren von Helvetikum, gegen die Moränen abgedrängt und kommt aus einem Wiesengelände der schon erwähnten großen Mulde östlich P. 832 m. Diese wird im N begrenzt von einem vorwiegend aus glimmerreichen Sandsteinen aufgebauten Rücken, der bis zum Kamm 200 m südlich Hochbuchberg hinaufzieht. In der Mulde liegt eine größere, von etwas Wald bestandene Rutschmasse. Bunte Flyschschiefer, eventuell auch Helvetikum dürften die Ursache der Rutschung sein.

Die tieferen Hangteile werden von Moränen eingenommen, deren Verbreitung aus der Karte entnommen werden kann.

## Der Zug von Helvetikum Gatterstall-Kornsteingebiet-Schrattenau

Die östlichsten Spuren davon fanden sich unter glazialem Schutt im Aushub des Grabens für die Wasserleitung von Mübldorf am oberen O-Hang der ersten Bodenwelle westlich Matzing. Es waren braunrote, selten grünlichweiße Mergel mit (Pr. 871) Globotruncana lapparenti tricarinata (Quereau), Gl. arca (Cushm.), Globigerina infracretacea Glaessner, Gümbelina globulosa (Ebrenbg.), G. aff. semicostata Cushm., Pseudotextularia elegans Rzebak, Textularia excolata Cushm., T. nacataensis White, Schackoina sp., u. e. a. (Unt. Campan).

In dem kleinen Gerinne südlich Gatterstall kommt unter der Moräne wenig östlich der Waldecke etwas Helvetikum in Form von Splitterchen stark gepreßter hellgrauer Mergel hervor. Die reiche, etwa ins oberste Campan bis Maestricht einzustufende Fauna wird charakterisiert durch (Pr. 470) Globotruncana rosetta (Carsey), Gl. stuarti (de Lapp.), Gl. contusa (Cushm.), Gl. ventricosa White, Gümbelina globulosa (Ehrenbg.), Pseudotextularia elegans Rzehak, Planoglobulina acervulinoides (Egger), Globigerina intracretacea Glaessner, Reussella szajnochae calitornica Cushm, und Goudkoff, Planulina dayi White, Rotalia beccariiformis White, Lenticulina nuda (Rss.), Pleurostomella wadowicensis Grzyb. und viele andere. Zunächst nimmt dann die Morane wieder zu und erst in dem westlicheren Waldzipfel nordwestlich vom Knie des Matzingbaches stand in einer kleinen Grube nördlich vom Bach wieder hellgrauer schwach fleckiger Mergel des Helvetikums an. Die reiche Fauna mit (Pr. 471) Globotruncana rosetta (Carsey), Gl. stuarti (de Lapp.), Gl. lapparenti lapparenti Bolli, Gl. contusa (Cushm.), Gl. lapparenti tricarinata (Quereau), Globigerina infracretacea Glaesener. Gümbelina globulosa (Ehrenbg.). Pseudotextularia elegans Rzehak, Ps. varians Rzehak, Planoglobulina acervulinoides (Egger), Pleurostomella wadowicensis Grzyh., Textularia nacataensis White, Dorothia pupoides (d'Orb.), Planulina dayi White, Lenticulina nuda (Rss.), Cyclammina polygonata Noth und vielen anderen läßt sich ins untere Maestricht eiureihen. Dieselben Mergel stehen auch im Bach ein wenig talaufwärts an. Sie scheinen O 20° S zu streichen. Etwa 80 m östlich der Oberkante der Steilstufe sind auch rote Mergel mit den hellgrauen heftig verspießt. 30 m bachaufwärts beginnen dann ungefällr 40 m anhaltende Aufschlüsse bis knapp unterhalh der moränentragenden Oberkante der Steilstufe, u. zw. sind es dunkler graue, ein wenig fleckige Mergel mit wiederum reicher Foraminiferenfauna des Maestricht: (Pr. 870) Globotruncana stuarti (de Lapp.), Gl. contusa (Cushm.), Gl. rosetta (Carsey), Gl. fornicata Plummer, Globigerina infracretacea Glaessner, Gümbelina globulosa (Ehrenbg.), Pseudotextularia elegans Rzehak, Ps. varians Rzehak, Ps. mendezensis White, Planoglobulina acervulinoides (Egger), Bolivina incrassata Rss., Reussella szajnochae (Grzyb.), Spiroplectammina dentata (Alth), Pseudoclavulina amorpha (Cushm.), Clavulinoides trilaterus (Cushm.), Ammodiscus incertus (d'Orb.), Lenticulina (Astacolus) velascoensis White, Rotalia beccariiformis White, Nodosarien, Dentalinen, Lagena sp. Im N werden diese Mergel begleitet von anderen Gesteinen des Helvetikums, u. a. von etwas Cenoman (Fleckenkalkblöcke) und fast beim Waldrand roten Mergeln.

Oberhalb der Stufe erweist sich der N-Hang (gegen P. 832 m) nördlich Talgrund füllenden Moranen zunächst von Flyschschutt überrollt, unter dem in einem Gerinne, das sichtlich einem ehemaligen Hohlweg folgt, zuweilen Mergel des Helvetikums zutage treten. Es sind vorwiegend rote, weniger graue Mergel, mit reichlich Kalzitausscheidungen infolge tektonischer Beanspruchung. Erst ungefähr südwestlich P. 832 m hört der Flyschschutt langsam auf und das Helvetikum erscheint bis etwa 100 m breit. Am S-Rand deuten Lesesteine von hellem Fleckenmergelkalk auf das Vorkommen von Cenoman. (Das Gelände ist hier nicht so steil und der Graben nicht so tief, wie die Karte zeigt!) Hellrote bis grünlichweiße Mergel aus dem Bachbett westsüdwestlich P. 832 m enthalten eine etwa untercampane Fauna mit (Pr. 869) Globotruncana lapparenti tricarinata (Quereau), Gl. canaliculata (Rss.), Globigerina infracretacea Glaessner, Gümbelina globulosa (Ehrenbg.), Textularia excolata Cushm., T. nacataensis White, Pseudotextularia elegans Rzehak, Lenticulina sp. Bald streicht das Helvetikum zum Kamm östlich P. 975 m binauf. Auch hier kommen weiße Mergel vor (Ob. Campan) (Pr. 868) mit Globotruncana stuarti (de Lapp.), Gl. rosetta (Carsey), Gl. tornicata Plummer, Globigerina infracretacea Glaessner, Gümbelina globulosa (Ehrenbg.), Pseudotextularia elegans Rzehak, Verneuilina bronii Res., Reussella szajnochae (Grzyb.), Rhizammina grilli Noth, Ammodiscus sp., Pulvinulinella sp., Ostracoden. In der Nähe gibt es auch rote Mergel mit einer individuenreichen, aber sonst eintönigen Fauna: (Pr. 473) Globotruncana arca Cushm., Gl. lapparenti lapparenti Bolli, Globigerina infracretacea Glaessner, einige Radiolarien (Santon). Das Durchstreichen von cenomanen Fleckenkalkbänken ist durch ein Hervortreten als flacher Rücken in Richtung O 5° S markiert.

Im S des Helvetikums kann man aus spärlichen Lesesteinen ablesen, daß wiederum bunte Schiefer und cenomane Mürbsandsteine des Flysches anschließen, die am Nordrande oder nahe demselben innerhalb der Lokalmoräne zu finden sind.

Eine Fortsetzung befindet sich weiter westlich am O-Rand der Mulde westlich Kornstein der Karte (P. 1068 m), jenseits der den Zusammenhang verhergenden Decke diluvialer Gehängebrekzien. Es ergehen sich dabei bemerkenswerte Tatsachen.

Es ist vorteilhaft, von dem markierten Weg Scharnstein-Schrattenau kurz nach Überschreitung der Höhe südwestlich P. 1068 m nach NW zum Rand der Rutschmulde hinabzugehen. Nach zirka 20 m erweisen sich graue Mergelsplitterchen mit viel Kalzit als Helvetikum mit reicher Fauna: (Pr. 872) Globotruncana stuarti (de Lapp.), Gl. fornicata Plummer, Globigerina infracretacea Glaessner, Gümbelina globulosa (Ehrenbg.), Pseudotextularia elegans Rzehak, Ps. varians Rzehak, Planoglobulina acervulinoides (Egger), Bolivina incrassata Rss., Rzehakina epigona (Rzehak), u. v. a. (Maestricht). 25 m nach N steht es besser an und hier konnten auch Inoceramen, Seeigel und Baculites sp. gesammelt werden. Sehr große Schalen gehören wohl zu Inoceramus salisburgensis F. und K. Die Mikrofauna ist nicht sehr reich: (Pr. 873) Globotruncana stuarti (de Lapp.), Gl. contusa (Cushm.), Gl. fornicata Plummer, Gl. arca (Cushm.), Gümbelina globulosa (Ehrenbg.), Globigerina infracretacea Glaessner, u. a. Von hier ist Helvetikum etwas abgesackt, am Steilhang darunter wurden ehenfalls Inoceramen und Seeigel gefunden. Eine dritte Probe aus diesem Vorkommen nun führt wiederum eine reiche Fauna: (Pr. 524) Globotruncana fornicata Plummer, Gl. arca (Cushm.), Gl. stuarti (de Lapp.), Gl. canaliculata (Rss.) Cushm., Gl. marginata (Rss.) Thalmann, Gl. globigerinoides Brotzen, Globorotalites michelinianus (d'Orb.), Globigerina infracretacea Glaessner, Gümbelina globulosa (Ehrenbg.), Pseudotextularia elegans Rzehak, Neoflabellina delicatissima Plummer, Frondicularia elongata White, Fr. striatula Rss., Lenticulina navicula (d'Orb.) Cushm. und Jarvis, Astacolus crepidulus (Fichtel und Moll) White, Astacolus velascoensis White?, Rotalia beccariiformis White, Valvulineria cretacea (Carsey) Cushm. und Todd, V. sp., Stensiöina sp., Clavulinoides sp., Spiroplectammina sp., Pleurostomella sp., Dentalina sp., Robulus sp., Bulimina sp., Ramulina sp., Ammodiscus sp., dazu Inoceramenreste, Ostracoden und Seeigelstacheln. Geht man aber nun am SW-Rand dieser Mulde abwärts, so beobachtet man plötzlich lebhaft rote Tonmergel. Sie enthalten eine micht sehr reiche, vorwiegend aus Sandschalern bestehende Fauna, wie sie für die "Buntmergelserie" bezeichnend ist: (Pr. 877) Reussella szajnochae (Grzyb.), Dendrophrya latissima Grzyb., D. excelsa Grzyb., Spiroplectammina dentata (Alth), Textularia excolata Cushm., Gaudryina abbreviata Grzyb., Trochamminoides irregularis White, Hyperammina sp., Ammodiscus sp., Hormosina ovulum (Grzyb.), eine Globotruncana stuarti (de Lapp.), selten Globigerina infracretacea Glaessner, Nodosaria sp., Gyroidina sp., Lenticulinen, Radiolarien, Fischzähne. An der nicht aufgeschlossenen Grenze liegen nur wenige Blöcke grauer Feinsandsteine und rissiger Sandkalkplatten mit kleinen Hieroglyphen (Flysch), von denen nicht gesagt werden kann, ob sie an der Grenze eingeklemmt waren oder von böher oben abgerutscht sind. Am Ende des Vorsprunges scheinen Flysohgesteine (bunte Schiefer?) anzusteben. Über die roten Schiefer sind einige Blöcke von Glaukonitquarzit gestreut und, sehr bezeichnend, wenige Stücke von Glimmerschiefer: die Kombination rote Tonmergel und Glimmerschieferstückehen wird uns noch öfter begegnen. Eine andere Probe aus den roten Schiefern enthielt eine reichere Fauna: (Pr. 521) Reussella szajnochae (Grzyb.), Textularia excolata Cushm., T. nacataensis White, Dendrophrya latissima Grzyb., Rhabdammina abyssorum M. Sars, Gaudryina abbreviata (Grzyb.), Placentammina placenta (Grzyb.), Pl. diffugiformis (Grzyb.), Hormosina ovulum (Grzyb.), H. ovuloides (Grzyb.), Trochamminoides irregularis White, Nodellum velascoense (Cushm.), Spiroplectammina dentata (Alth), Recurvoides sp., Ammodiscus incertus (d'Orb.), Glomospira charoides (J. und P.), Glomospira gordialis (J. und P.), Robulus sp., Lenticulina velascoensis White, Eponides sp., Gyroidina sp., Nodosarien, Dentalinen (Obersenon). Eine weitere Fauna (Pr. 522) aus diesem Komplex ist reicher an Dendrophrya robusta Grzyb., D. excelsa Grzyb., ferner kommen zu den vorigen noch Textularia nacataensis cyclostoma White, Pseudoclavulina amorpha (Cushm.) var. incrustata Cushm., Haplophragmoides eggeri Cushm., H. sp., Cribrostomoides aff. trinitatensis Cushm. und Jarvis, Falsopalmula aff. pilulata (Cushm.), Lituotuba sp., Tolipammina sp., Eponides haidingeri (d'Orb.) Cushm., Globorotalites sp. Die Schiefer zeigen öfter auch einen Farbübergang von rot zu grün, auch violettrote Färbungen sind nicht selten.

In der Rutschmasse etwas unterhalb kommen blaßrote Mergel vor, die fleckig in grünlichweiße übergehen. Ihre Fauna ist wiederum sehr reichbaltig mit vielen Globotruncanen: Globotruncana stuarti (de Lapp.), Gl. fornicata

Plummer, Gl. lapparenti lapparenti Bolli, Reussella szajnochae (Grzyb.), Globigerina infracretacea Glaessner, Gümbelinen, Pseudotextularia elegans Rzehak, Gümbelina velascoensis (Cushm.), Pleurostomella wadovicensis Grzyb., Verneuilina bronii Rss., Textularia nacataensis White, Gaudryina pupoides d'Orb., Neoflabellina rugosa d'Orb., Stensiöina sp., u. a. (Pr. 875), Obercampan. Sie hat ganz Helvetikum-Charakter, ebenso ein dunkelgrauer, etwas feinsandig aussehender Mergel aus der Rutschmasse mit sehr reicher Fauna des Maestricht: (Pr. 876) Globotruncana fornicata Plummer, Gl. arca (Cushm.), Gl. lapparenti lapparenti Bolli, Gl. lapparenti tricarinata (Quereau), Globigerina infracretacea Glaessner, Gümbelinen, Pseudotextularia varians Rzehak, Bolivina incrassata Rss., Pleurostomella wadowicensis Grzyb., Bolivinoides draco draco (Marsson), Neoflabellina rugosa d'Orb., Planulina dayi White, Rotalia beccariiformis White u. a.

Etwa nordwestlich von P. 1068 m der Karte ragt aus den Rutschmassen ein kleiner Hügel, der dieselben wie ein Wellenbrecher zerteilt. Ein Fleck darauf ist mit Splittern rotbrauner, weniger grüner Hornsteine bedeckt. Offenbar liegt hier eine Klippe vor, die anznsteben scheiut. Die umgebenden Gesteine sind nicht zu erkennen (rote Schiefer mit Reussella?). Am S-Rande des Klippenhügels lag ein etwa metergroßer Block von bräunlichem Konglomerat mit Geröllen von Quarz, Glimmerschiefer, Granit, Gneis, bräunlichen Kalken in braunem sandigem, kalkig stark verfestigtem Bindemittel. Darin fand sich eine große bauchige Gryphaea vom Habitus der Gr. cymbium. Der Block dürfte aber kaum hier anstehen. Es könnte sich um das gleiche Gestein haudelu, das G. Müller-Deile (1940) als eozäne "Dürrnbachbrekzie", gefunden nördlich vom Kornstein, beschreibt. Über das wahrscheinlich liasische Alter siehe Seite 319.

Das Helvetikum setzt sich dann in die bereits erwähnte Mulde unterhalb der Schrattenau fort. Südlich des W-O verlaufenden Stückes der Schrattenaustraße durchfließt ein kleines Gerinne in gleicher Richtung die Mulde. Die Aufschlüsse darin sind dürftig. Etwa südlich der Mitte dieses Straßenstückes stehen hellgraue Mergel von Helvetikum-Charakter an. Sie führen gelegentlich Reste von dünnschaligen Muscheln, Inoceramen, Seeigeln. Die Foraminiferenfauna ist ziemlich reich: (Probe 879) Globotruncana fornicata Plummer, Gl. arca (Cnshm.), Gl. marginata (Rss.), Gl. globigerinoides Brotzen, Globigerina infracretacea Glaessner, Globigerina belli White, Gümbelinen, Textularia ef. trochus d'Orb., Gaudryina serrata Franke, Marssonella oxycona (Rss.), Frondicularia elongata White u. a. Santon bis eventuell Untercampan.

Etwa 20 m östlich stehen am Bachufer dunkler graue etwas blättrige Mergel an, darüber abgerutschte hellgraue Mergel. Die letzteren führen eine am besten als Coniac einzustufende Fauna mit (Pr. 518) Globigerina infracretacea Glaessner, Globotruncana lapparenti lapparenti Bolli, Gl. globigerinoides Brotzen, Gümbelina globulosa (Ehrenbg.), Marssonella oxycona (Rss.), Bulimina truncata Rss., Ramulina globulifera Brady, Radiolarien, Ostracoden. Die dunkler grauen Mergel darunter sind durch eine sehr reiche Fauna als Maestricht gekennzeichnet: (Pr. 880) Globotruncana stuarti (de Lapp.), Gl. contusa (Cushm.), Gl. lapparenti lapparenti Bolli, Gl. fornicata Plummer, Globigerina infracretacea Glaessner, Gümbelina globulosa (Ehrenbg.), Gümbelinen, Pseudotextularia varians Rzehak, Bolivinoides draco draco (Marsson), Bolivina incrassata Rss., Pleurostomella wadowicensis Gtzyb.,

Stensiöina sp., Neoflabellina sp., Robulus trinitatensis Cushm. und Jarvis, Nodosaria affinis Rss., Spiroplectammina dentata (Alth), Ramulina globulitera Brady, Clavulinoides trilaterus (Cushm.) u. a. 4 m etwa ONO davon befinden sich, ehenfalls am rechten Uferhang, grüngraue Mergel mit roten bis violettroten Lagen. Die Foraminiferen sind — auch im roten Material häufig mit Glaukonit erfüllt, selten mit Pyrit. (Pr. 519.) Auffällig und vorherrschend sind die großen Globigerinen vom Typus der Globigerina bulloides und dagegen selten Globorotalia sp. Dazu kommen Pulvinulinella velascoensis (Cushm.), Anomalina sp., Nodosaria sp., Haplophragmoides sp., Recurvoides subturbinatus (Grzyb.), Trochamminoides contortus (Grzyb.), Hormosina ovulum (Grzyb.), Spiroplectammina grzybowskyi Trizzell. Clavulinoides sp., Rhabdammina abyssorum M. Sars, Reophax sp., Textularia sp., Ammodiscus incertus (d'Orb.), Glomospira charoides (J. und P.), Ammoglobigerina globigeriniformis (P. und J.). Die Fauna wird am besten an die Wende Oberkreide zu Paleozän zu stellen sein. Diese aber bat im Helvetikum kaum ein Gegenstück, wohl aber in der Buntmergelserie. Im Helvetikum könnte sie noch am ehesten mit den nur sporadisch vorkommenden roten und grünlichweißen Mergeln verglichen werden, die zwischen Maestricht und Thanet der "Roten Kirche" im Gschliefgraben liegen und offenhar Dau sind. Zum Verhältnis von Helvetikum zur Buntmergelserie siehe später! Das hiesige Helvetikum ist jedenfalls mit dem Helvetikum des Gschliefgrabens zu verbinden.

## Über Blöcke in der Rutschmasse des westlichen Trambach-Astes

Selbstverständlich besteht der größere Teil der Blöcke in der Rutschmasse aus Gesteinen, die ringsum anstehend zu finden sind, so vor allem Blöcke von Oberkreideflysch. Interessanter aber sind Blöcke von Gesteinen, die direkt anstehend nicht zu finden waren. Dazu gehören vor allem zunächst die Blöcke von Gaultflysch, besonders die glasigen Glaukonitquarzite, dunkle Kieselsandkalke u. dgl., ferner Gesteine des Flyschneokoms, vor allem Brekzien. Sie bestehen aus Kalkstückchen, grauen. grünlichen und schwärzlichen Tonschiefer- und Phyllitstückchen, Quarzkörnern, hellgrügen Tonschmitzen u. a., mitunter mit unbestimmbaren Fossilresten. Ein anderer solcher Block enthielt als Komponenten heller und dunkler graue Kalke, grünliche Mergelbröckehen, etwas Hornstein, Quarzkörner u. a., ferner grüne oder dunkelgraue Tonschmitzen, spätige Echinodermenreste und Bruchstücke von Aptychen (höchstwahrscheinlich Lamellaptychus seranonis [Coqu.]) und einen Belemnitenrest. Auch die die Brekzien meist hegleitenden sandigen Spatkalke feblen nicht. Eine andere Brekzie war gekennzeichnet durch häufige Stückchen grüner phyllitischer Glimmerschiefer.

Feruer sind höchst bemerkenswert Funde von grüuem, öfter auch violettem, gerne blättrig struiertem und mit reichlich Kalzit durchsetztem Ophikalzit.

## 2. Die Klippenzone südwestlich Scharnstein

Abgesehen von der ungewöhnlich weit gegen N vorgeschobenen Klippe in der Mulde nordöstlich Schrattenau beginnt die Klippenzone südlich des zuletzt beschriebenen Streifens von Helvetikum. Sie hat also gegenüber dem Helvetikum eine ganz ähnliche Position, wie im Gebiet des Gschliefgrabens. Vom Laudachsee gegen O verschwindet sie unter dem vorspringenden Rand der Kalkalpen, um östlich vom Steineck und der Schrattenau wieder aufzutauchen.

Die ersten Klippen treten an dem Weg, der von der Jagdhütte in der Schrattenau gegen SO führt in einem kleinen Einschnitt unterhalb des vom Ameisplan zu P. 1068 m ziehenden Rückens undeutlich in Erscheinung, u. zw. Blöcke von einer teilweise verkieselten Brekzie mit grauen, gelblichen und grünlichen Kalken, wenig Quarzkörnern, etwas Glaukonit. Zu ihr gehört offenhar auch der daheiliegende graue, schwach glaukonitführende Kalksandstein. Es besteht Ähnlichkeit zu manchen Brekzien des Flyschneokoms. Ein schwarzer Schiefer südlich davon dürfte ein Mylonit sein. Spuren roter Schiefer und dünne Späne von verwalztem Fleckenmergel waren wahrzunehmen.

Am Rücken vom Weg nach O stehen harte, graulila, untergeordnet graue oder rötlichgraue, stellenweise hornsteinführende plattige Kalke an, die zuerst ONO, dann NO streichen und etwas gefaltet sind. Nach etwa 100 m gegen NO erscheinen auch die normalen hellgrauen, hisweilen fleckigen Kalkmergel, dazu grünlichgraue oder blaßrosa Typen mit häufig Hornstein. Bald danach hören diese Aptychenkalke wiederum auf. In dem NO folgenden kaum aufgeschlossenen Gelände lag ein dunkler grauer, braun verwitternder, feinspätig glitzernder und etwas glaukonitführender Kalksandstein in losen Stücken, der mit einer grauen kalkreichen Brekzie mit einigen bunten Komponenten verbunden war. Die Brocken bestanden aus gelbhraun anwitternden Kalken, nicht viel Quarz, lehhaft grünen Tonschmitzchen, schwarzem Tonschiefer, grüngrauen Tonschmitzchen; spätige Echinodermenreste in kalkreicher Grundmasse, die stellenweise leicht verkieselt ist. Unverkennbar ist eine Verwandtschaft mit der vom Weg beschriehenen Brekzie.

U. d. M. (Pr. 513): Komponenten: Quarzkörner (teilweise undulös und verzahnt), Plagioklas mit spärlichen Serizitschtippchen, Kalifeldspat (? teilweise kalzitisiert), Granitgneis (saurer Plagioklas mit Quarz zermörtelt und mit etwas Serizit und Chlorit, oder Quarz mit serizitreichem Plagioklas), Gneisdiaphtorit und Gneis (undulöse Quarzkörner, Mörtel von Querz und Albit mit Serizit und Chlorit), Serizit- und Chloritphyllit, zum Teil mit dunklem Pigment, auch mit Turmalin, Tonschiefer; ferner Eruptivgesteine (Plagioklasleisten, dazwischen etwas Quarz und Chlorit oder fast nur Chlorit), Quarzporphyre (meist die feinkörnige Grundmasse mit Mikrolithen, öfter auch eisblumenartig, Einsprenglinge von Plagioklas, Quarz, kalzitisiertem Kalifeldspat, seltener Pseudomorphosen aus Serizit und Kalzit oder Chlorit; gelegentlich tektonisch beanspruchte Typen mit Serizitstreifen), Diabas (chloritreiche Grundmasse, größere Plagioklase, Titanit); einige Stückehen von Dolomit, häufig trübe Kalkbrocken mit mehr minder deutlichen Fossilspuren und hisweilen auch Glaukonit, die den Eindruck erwecken, als waren sie in noch nicht ganz verfestigtem Zustand eingebettet worden (aufgearbeitete Neckommergel?), etwas gröber kristalliner Kalk, Glaukonitsandkalke bis Kalksandsteine. Glaukonit, Pyrit, Zirkon. Echinodermenreste, Bryozoen, einige Mollusken-Schalen (darunter eine querfasrige), Lithothamnien, einige kaum kenntliche Foraminiferen u. a. Das Bindemittel ist kristalliner Kalkspat.

Nördlich davon war ein schwärzlicher, blättriger Schiefer, scheinbar mit schichtigen sandigen Einschaltungen (vorwiegend Mylonit?), ferner Blöcke von hellgrauem Mergelkalk, selten mit dunkleren Flecken und schwarzen Harnischflächen, also offenhar Neokom zu finden. Auf der Höhe kommen auch violette Schiefer vor (wohl auch Jura), am N-Hang viel roter Jura-Hornstein, harte heilgraue und grüngraue, seltener dunkelgraue Kalkmergel mit weißen Spatadern, zum Teil mit chondritenartigen Gehilden, schließlich Stücke der Kalkbrekzie. Etwa 50 m nordöstlich vom Ende des geschlossenen Tithon-Neokomzuges standen unter einer Wurzel grünliche bis hlaßrosa Jura-Mergelkalke an. Diese Aufzählung soll nur einen Begriff geben von der starken tektonischen Vermischung und Beanspruchung der Gesteine und der Schwierigkeit, sich mittels der Lesesteine zurechtzufinden.

Auf der Höhe südwestlich P. 1068 m liegen am markierten Weg Scharnstein—Schrattenau einige Blöcke einer Brekzie von Neokomcharakter. Die roten Jura-Hornsteine scheinen sich vom SO-Hang der Mulde östlich Schrattenau (siehe den vorhergehenden Absatz) nun längs des Weges ONO fortzusetzen, um dann unter Moräne zu verschwinden, die knapp nördlich des Weges den Fuß der Gehängebrekzienkappe von P. 1068 m säumt.

Die Mulden des obersten Matzingrahens sind sehr unübersichtlich und die Karte ganz unzulänglich. Zunächst das Gehiet südlich des genannten Tithon-Neokomzuges und westlich vom eigentlichen Kornstein <sup>1</sup>). Genaue Ahgrenzungen sind fast immer unmöglich.

In der innersten Mulde sind zunächst zwei Streifen von rot, lilarot, lilagrau, auch grüngrau gefärbten Jura-Hornsteinen und Kieselmergeln durchstreichend zu erkennen, der südlichere zirka 40 m breit. In einem Gerinne kam in einem kleinen Aufschluß ein grauer Mergel mit harten Bänkchen hervor, der zum Jura oder Neokom gehören dürfte (Schlämmprobe mit Radiolarien, die zum Teil pyritisiert sind). Von den offenbar in größerer Menge anstehenden Gaultflyschgesteinen liegen hauptsächlich die dunklen glasigen Glaukomitquarzite herum. Mitten unter ihnen wurde eine Probe von einem Brekzienblock für eine mikroskopische Untersuchung ausgewählt. Es war eine Brekzie mit hellen und dunkler grauen Kalken, grünlichem Mergelkalk, etwas Quarz und einem erhaben answitternden kalkig-kieseligen Bindemittel.

U. d. M. (Pr. 537): Klastische Bestandteile sind: einige Quarzsplitter (sehr unterschiedlich verzahnt und undulös), kelzitisierter Schachbrettalbit (in Kalzitmasse gleich orientierte Albite mit absätzigen Zwillingslamellen. Kalzit hat die Kalifeldspatsubstanz ersetzt), Gneis (Quarz, Albit, unfrischer Biotit, Apatit, Pyrit; postkristellin durchbewegt. Andere mit reichlicher Biotit, Muskowit, Zirkon), Quarzknauern mit etwas Muskowit, Serizitphyllit. Ferner Quarzporphyrite (mikrolithengetrübte, sehr feinkörnige Grundmasse mit Fluidalstruktur, Einsprenglinge von korrodiertem Quarz, serizitische Pseudomorphosen u. a.). Diesen Bestandteilen gegenüber sind die Kalke weitaus in der Überzahl: Trübe Mergelkalke (öfter mit wolkig aussehenden Fossilspuren), Kieselkalke (trüber Kalk mit Erzkörnehen und Fleckehen von SiO<sub>3</sub>), Sandkalke, feinkristalline Kalke, etwas Dolomit. Das Bindemittel ist faseriger Chalcedon, der die Gerölle rindenförmig umgibt. Den Rest des Raumes füllt schwach undulöser Quarz oder Kalkspat. Fossilreste fehlen.

Der Befund der Zusammensetzung macht eine Zugehörigkeit zur Gruppe der Flysch-Neokombrekzien wahrscheinlich.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>) Der eigentliche Kornstein ist der Kalkklotz zirka 200 m SSO P. 975 m, der jedenfalls über 1000 m hoch ist.

Den Anschluß weiter nach S vermittelt ein kleines schlecht aufgeschlossenes Profil im nördlichsten Zweig des Matzinggrabenbaches von der scharfen Umbiegung an der flachen Schwelle westlich vom eigentlichen Kornstein abwärts (gegen S). Im N liegen zuerst die Jura-Hornsteine, zum Teil bedeckt von gemischtem Schutt, dann folgen Reste von Gehängebrekzie an beiden Ufern, die ein Stück weit anhalten. Dann sind zu Beginn eines Einschnittes einige Meter breit Arkosekonglomerate zu erkennen - offenbar die Fortsetzung derienigen von P. 875 m - mit Quarz, Kalken, Glimmerschiefern u. a. Dahinter wieder Schutt, in dem nur Blöcke eines feinkörnigen grauen, glimmerführenden Sandsteins erwähnenswert sind. der am ehesten zu den Grestener Schichten paßt. Etwa 30 m südlich der Arkosekonglomerate kamen im rechten Uferhang blaßgrünliche Mergel mit weißen, aber auch rötlichen Kalzitplättchen zutage, die eine reichere Fauna des Unter-Campans ergahen; (Pr. 446) Globotruncana arca (Cushm.), Gl. fornicata Plummer, Globorotalites michelinianus (d'Orh.), Globigerina intracretacea Glaessner. Globigerina belli White, Gümbelina sp., Pseudotextularia elegans Rzehak, Textularia excolata Cushm., Planoglobulina acervulinoides (Egger), Reussella szajnochae (Grzyh.), Rotalia beccariitormis White, Anomalina rubiginosa Cushm., u. v. a., darunter auch häufiger Sandschaler. Die Fauna hat Helvetikumcharakter. Wenig ahwärts konnten im Schutt Splitterchen roter und grüner Mergel, Blöcke von Gaultflysch, Stücke von Glimmerschiefer (!) u. a. beobachtet werden (bei einer Bachgabelung).

Es folgt nun ein Streifen von Moränenschutt von größerer Breite. Jenseits desselhen kommen rosa his hlaßgrüne Mergel hervor, die eine reiche, ins Campan einzustufende Foraminiferenfauna (Pr. 448) von stärkeren Anklängen an Helvetikum enthielten. Nicht so zahlreich wie sonst im Helvetikum sind Globotruncana lapparenti lapparenti Bolli, Gl. rosetta (Carsey), Gl. fornicata Pluminer, Gl. ventricosa White; Globigerina infracretaca Glaessner und Gümbelina sp. treten sehr zurück. Bezeichnend sind Reussella szajnochae (Grzyh.) und Gaudryina pyramidata Cushm., Verneuilina abbreviata Grzyh., Textularia excolata Cushm., Spiroplectammina sp. und verschiedene andere Sand- und auch Kalkschaler. Es sind Charakterzüge des Helvetikums und der Buntmergelserie hier vereinigt.

Etwas abseits davon und wenig nördlich vom Bach schien inmitten von roten und grünen Schiefern eine Scholle des Arkosekonglomerates anzustehen. Unterhalb dieser Stelle wurde aus abgerutschtem Material am Bachufer eine Probe hell schmutzigroter Mergel mit eigentümlichen kleinen Knötchen entnommen und geschlämmt. Die Fauna (Pr. 480) hesteht überwiegend aus Sandschalern: Dendrophrya robusta Grzyb., Reussella szajnochae (Grzyh.) (selten), Textularia excolata Cushm., T. nacataensis cyclostoma White, T. trochus d'Orh., Gaudryina abbreviata (Grzyh.), G. reussi Grzyh., G. sp., Spiroplectammina dentata (Alth), Clavulinoides amorphus (Cushm.), Ammobaculites sp., Recurvoides sp., Hormosina ovulum (Grzyb.), H. ovuloides (Grzyb.), Ptacentammina placenta (Grzyh.), Lituotuba sp., Tolipammina sp., Ammodiscus sp., Lenticulina sp., Eponides sp. — also eine typische Fauna der Buntmergelserie, die etwa ins Campan zu stellen ist.

Etwa südlich P. 875 m hefand sich zur Zeit der früheren Begehungen am Hangfuß die ausgewaschene Rinne einer ehemaligen Holzriese. Darin

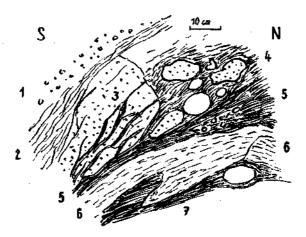


Abb. l. l = Sandüberschüttung, 2 = Verrutschter Schieferteig, z. T. rot, 3 = Basel zerscherter und von grünen Tonhäuten durchzogener Block von Arkosekonglomerat, 4 = Grüner Letten mit Brocken von Konglomerat, Granitgeröllen, Glimmerschiefer-, Quazzgeröllen u. a., 5 = Verschmierter grüner sandiger Mergeltonschiefer mit Geröllchen von Quarz u. a., 6 = Roter Mergel, 7 = Grüner glimmerig feinsandiger Mergel, darin Lettenschmitze mit Quazzgeröll

war der in Textabb. I abgebildete kleine Aufschluß zu sehen, der aber leider einige Jahre später wieder völlig verschwunden war. Man konnte sehen, daß rote und grüne, etwas schiefrige Mergel einen an Scherflächen mit grünen Lettenhäuten in Zerteilung begriffenen Block des Arkosekonglomerates, wie es gleich nebenan im Hügel P. 875 m ansteht, umgaben. Etwas tiefer lag in den Mergeln eine Schmitze von grünem Letten mit weniger gerundeten Brocken des Arkosesandsteins und wohlgerundeten Geröllen von Granit und Quarz aus dem Konglomerat. Die grünen Mergel enthielten ganz dünne sandige Schichten mit Quarzkörnchen und grünen Schiefersplitterchen und die weniger sandigen kleine Knötchen, wie in der vorigen Prohe. Sie ergahen auch einen Gehalt an Schwermineralien, der der Tabelle S. 317 entnommen werden kann. Auf Foraminiferen wurde das rote und grüne Material getrennt untersucht. Das grüne zunächst: (Pr. 450) häufig sind Globigerina infracretacea Glaessner, Gümbelina globulosa (Ehrenbg.), Globotruncana lapparenti Bolli, Gl. sp. (einkielig), dazu Reussella szajnochae (Grzyh.), Gaudruina pyramidata Cushin., G. abbreviata (Grzyh.), Textularia nacataensis cyclostoma White, T. trochus d'Orb. f. subconica Franke, Spiroplectammina sp., u. a., auch einige Kalkschaler wie Eponiden, Robulus sp. Am ehesten tieferes Campan mit starkem Helvetikum-Charakter. Das rote Material hingegen zeichnet sieh durch ein Übergewicht der Sandschaler aus: (Pr. 449) Selten sind Globotruncana fornicata Plummer, Reussella szajnochae (Grzyb.) (klein), Globigerina infracretacea Glaessner, Gümbelina sp., als Formen mit Leitwert. Die übrige Fauna wird gehildet von Dendrophrya latissima Grzyb., Rhabdammina abyssorum M. Sars, Placentammina grandis (Grzyh.), Reophax sp., Trochamminoides sp., Hyperamminoides sp., Recurvoides subturbinatus (Grzyb.), Hormosina ovulum (Grzyh.), H. ovuloides (Grzyb.), Textularia nacataensis White, T. excolata Cushm., Spiroplectammina sp., Clavulinoides sp., Ammo-

# Schwermineralspektren einiger klastischer Gesteine des Gebietes, untersucht von Frau Dr. Woletz

	Opsk	Biotit-Chlorit	Baryt	übrige durch- sichtige Minerale	Granat	Rutil	Zirkon	Turmalin	Apatit	Titanit	Monazit	Zoisit	Epidot	Staurolith	Disthen	Augit	Hornblende
1327. Höllbach, zirka 250 m talaufwärts vom letzten Haus (NO Jäger i. Hals) Mürbsandstein — Flysch, Mürbsandstführ. Oberkr.	22	1		77	<b>4</b> 5	6	<b>4</b> 5	2	+		1			+			
1328. Hochreithgraben (Truckenbach), am Weg zirka NNO P. 762 m. Mürbsandstein — Flysch, Cenoman	30	13		57	92	3		1	4								
1316. Dürmberg, NO Hoisn a. Traunsee. Mürbsandstein — Flysch, Cenoman	20	5		75	77	3	6	4	10								
1319. Dürrnberg, NO Hoisn a. Traunsee. Mürbsandstein — Flysch, Cenoman	10	2		88	92	ı	2	3	2								
1350. Matzinggraben, S P. 875 m. Pr. 450. Etwas sandige bunte Mergel — Buntmergelserie, Oberkr.	41	12	26	21	59	3	29	2	5		1			1			
1649. Matzinggraben, Kamm O. P. 875 m. Pr. 189. Kongl. Arkose-Sandstein — Grestener Schichten	68	10		22	32	8	31	1	28					:			
1650. Matzinggraben 200 m SSW P. 875 m. Pr. 496. Grober Sandstein — Grestener Schichten	88	3		9	76	5	1	1	17								
1651. Matzinggraben, 200 m SW P. 875 m. Pr. 698 a. Grober Sandstein — Grestener Schichten	36	20	32	11	52	4	18	_4	22								
1652. Matzinggraben. Wie 1651. Pr. 498 c	40	3	1	56	28	7	13		52		l			1			
1648. W-Ufer v. Laudachsee. Pr. 130. Sandstein (m. Arietites) — Grestener Schichten	9	3		88	84	Ð	3		4								
1326. Gerinne SW Ottdorf (Kremstal), zirka 120 m oberh. d. oberen Straßenbrücke. Grober Sand- stein — Cenoman (kalkalpin)	80	2		18	. 5	10	70		15								

discus incertus (d'Orb.), Glomospira charoides (J. und P.), Gl. gordialis (J. und P.) und einige Kalkschaler wie Rotalia beccariiformis White, Gyroidina sp., Pullenia sp., Dentalina sp., Entosolenia sp.; Fischzähne. Am ehesten Santon-Unt. Campan, Charakter der Buntmergelserie entsprechend.

Es ist nun keine Frage, daß man das Zusammenvorkommen der Gesteine in diesem Aufschluß als rein tektonisch bedingt deuten kann und zum Teil auch muß. Daneben kann aber auch eine zweite Deutung erwogen werden. Die Zerteilung des Konglomeratblockes hat sicher tektonische Ursachen und auch der Letten mit Geröllen könnte so erklärt werden. Daneben wäre aber die Möglichkeit, daß es sich um ehemaliges einsedimentiertes Strandgeröll haudelt, nicht ganz von der Hand zu weiseu, besonders in Hinblick auf die auffallenden sandigen Lagen im Mergel, deren Sand sehr gut von dem benachbarten Konglomerat hergeleitet werden könnte, das ja hier neben Quarz und Granit u. a. auch ziemlich häufig Glimmerschieferblöcke enthält. Ein Vergleich der Schwermineralspektren ssiehe die Tabelle S. 317) des Mergels (Nr. 1350) und des benachbarten Konglomerates (Nr. 1649) ergibt keinerlei Widerspruch. Die Verbindung der roten und grünen Mergel mit Glimmerschieferstücken (bisweilen aber auch Granit, einmal auch Marmor) wurde an verschiedenen Stellen festgestellt und wird auch noch später Erwähnung fluden. Das geht so weit, daß nicht selten auch in den Schlämmrückständen solcher Mergel die grünen Schiefersplitterchen zu finden sind. Jedenfalls könnte man hier an einen natürlich tektonisch kräftig überarheiteten Transgressionsverband der Bunten Mergel mit den Konglomeraten der Grestener Schichten denken. Allerdings müßten noch genauere Beweise erbracht werden, die für die Auffassung über die Klippenzone von grundlegender Bedeutung wären.

Das einige Meter nördlich des Aufschlusses bereits beginnende Konglomerat ist eines der auffälligsten Gesteine des Gehietes. Hier liegt auch sein größtes Vorkommen und baut den beiderseits in O-W-Richtung gestreckten, steiler ahfallenden Hügel mit der Höbenkote 875 m auf. Es handelt sich einerseits um weniger fest verkittete, weniger grobsandige, etwas grünliche Gesteine mit Körnern von Quarz und Feldspat - die geringere Verfestigung dürfte wohl auf Herauswittern von Kalk des Bindemittels beruben - in anderen Fällen um mehr blaßgraue und zum Teil gröber sandige und fester kalkig verkittete Gesteine. In der sandigen Masse sind die Gerölle eingebacken. Das klastische Material besteht vorherrschend aus Quarz und Feldspäten, feruer oft rötlich gefärhten Graniten und grauen bis grünlichen Glimmerschiefern mit Muskowit und teilweise vergrüntem Biotit; dagegen treten mehr zurück serizitische Gneise bis grünliche Gneisdiaphthorite oder meist gelbliche Mergel- oder Kalkbrocken. Die Komponenten sind verschieden, oft aber gut gerundet, was im besonderen für Granit und Quarz, weniger aber für die Glimmerschiefer und Kalke gilt. Zwischen den häufiger nuß- bis faustgroßen Geröllen und Blöcken können einzelne bis zu einem halben Meter Durchmesser und darüber erreichen. Als Einschlüsse fanden sich auch einige grüngraue oder auch dunkelgraue Tonschmitzen.

Nach Fossilien, die für die Altersfrage entscheidend sind, wurde bisher vergeblich gesucht. Ein Austernbruchstück besagt nichts. Mehr Bedeutung kann den kleinen Bivalvenresten in einer der grüngrauen Tonschmitzen beigemessen werden, die solchen gleichen, wie sie mir aus den Grestener

Schichten des Laudachsee-Gebietes hekannt sind und die auch dieselbe kleine Astarte enthalten, wie jene. Unserem Konglomerat entspricht ferner recht genau der schon erwähnte Konglomeratblock aus der Mulde nordwestlich P. 1068 m mit der großen, wahrscheinlich liasischen Gryphaea und dem Belemnitenfragment. Eine petrographische Verwandtschaft zu den Konglomeraten beim Laudachsee, aus denen liasische Grypbaeen und in einem damit verbundenen Sandstein auch ein Aritetites sp. gesammelt werden konnten, ist ausgeprägt. Solange also keine etwaigen anderen noch zu findenden Fossilien eine Revision dieser zugegebenermaßen nicht sehr gut fundierten Altersdeutung erzwingen, kann man an einer Zuordnung der Konglomerate zum Grestener Lias festhalten. Nachdem die Grestener Schichten hier überall — im Gegensatz zu denen etwa der Gegend von Gresten — Granatvormacht im Schwermineralspektrum zu haben scheinen (vgl. die Tabelle S. 317. Es wurden mehr Proben untersucht als in der Tabelle aufscheinen), so ordnet sich unser Gestein auch hier harmonisch ein. Über die Grestener Schichten des Gschliefgrahens und Umgebung und ihre Fauna schrieb F. Trauth (1909). Auch er stellt darin solche Konglomerate zu den Grestener Schichten.

Für eine Untersuchung im Dünnschliff wurden zwei Proben ausgewählt, die allerdings von losen Stücken stammen, die aber dem Anstehenden gegenüher den Vorteil größerer Frische voraushaben. Die eine stammt aus einer westlichen Fortsetzung unseres Vorkommens, die andere aus der Rutschmasse im Matzinggraben, etwa südwestlich P. 875 m.

U. d. M. (Pr. 437, 527): Quarzkörner (zum Teil schwach oder stark undulös, dann auch stärker verzahnt, saure Plagioklase (Zwillingslamellen, bisweilen auch Zonarstrukturen, ab und zu eine lockere "Fülle" mit Serizitschüppchen, häufig durch Zersetzung getrübt), Schachhrettalbite (Kalifeldspatsubstanz meist kalzitisiert, Myrmekit), gestauchte Blätter von Muskowit und vielfach chloritisiertem Bibiti in wechselnder Menge. An Gesteinsfragmenten gibt es Stückchen von Granit (Quarz, locker gefüllte Plagioklase, Biotit, kalzitisierter Schachbrettalbit), Gneis (mehr feinkörniges Gemenge von Quarz und meist getrübtem Albit, Muskowit, bzw. Serizit, Biotit, der oft zu Chlorit umgewandelt ist; gute Schieferung. Auch Schiefer mit blassem Chlorit mit Biotitresten, etwas Quarz und Albit sind wohl hier einzureihen), Serizit- und Muskowitschiefer. In dem einen Gestein sind Kalkstücke selten und fehlen im Schliff, wogegen das andere reichlicher trübe Kalkstücke, selten mit kaum kenntlichen Fossilspuren, enthält. Die ganzen Komponenten sind zum kleinen Teil nicht, größerenteils aber mehr minder gut gerundet. Das Einbettungsmaterial ist kristalliner Kalzit, der einen nicht geringen Prozentsatz der Gesteinsmasse ausmacht. Fossilien wurden in keinem der beiden Dünnschliffe angetroffen.

Ergänzend folgt eine kurze petrographische Beschreibung einiger wichtigerer Komponenten. Zuerst ein Granit mit bis zirka 1 cm großen rötlichen Kalifeldspäten, grünlichem Plagioklas, grauem Quarz und schwärzlichem Biotit. Angedeutet sind einige wenige Rupturflächen mit hauchdünnem grünem Belag.

U. d. M. (Pr. 444): Die Einsprenglinge sind scharf gegitterte, zum Teil perthitische Mikrokline mit Einschlüssen von zonaren Plagioklasen, auch von Biotit und Quarz. Die oft reich zwillingslamellierten seuren Plagioklase zeigen öfter Zonarstrukturen und selten Einschlüsse winziger Mikroklinkörnchen. Quarz bildet pflasterartig gefügte Aggregate aus schwach undulös auslöschenden Körnern. Die oft großen, aber öfter ein wenig zerfranst aussehenden und teilweise verbogenen Biotite umschließen Zirkonkriställchen, umgeben von pleochroitischen Höfen. Wenige grüne Pseudomorphosen mit durch Titanmineralien markierten Spaltrissen sind nicht bestimmbar. Im Ganzen herrscht ziemlich unversehrte Erstarrungsstruktur, in kleinem Umfange aber bestehen Zerbrechungen oder kleine Mörtelstreifehen mit zerriebenem Biotit, Biotitkristalle sind manchmal verbogen.

Ein gut geschiefertes Gneisgerölle aus feinkörniger Quarz-Feldspatmasse und dünnen grauen Flasern von Muskowit und Serizit zeigt:

U. d. M. (Pr. 442): Ziemlich kleine bis sehr kleine Körner von zum Teil scherf gegittertem Mikroklin sind mit sauren, oft lamellierten, locker eingestreute Serizitschüppehen führenden Plagioklasen und häufig undulös auslöschenden mehr minder verzahnten Quarzen zu einem kleinkörnigen Gemange verflößt. Mörtelstreifen und Muskowit-Serizit-flasern, die von vergrüntem und zu kleinem Haufwerk zerstoßenem Biotit begleitet werden, heben die gute Schieferung besonders hervor. Butil, Zirkon. Titanitbildung hängt mit der Vergrünung des Biotits zusammen. Trotzdem ist die Kristellisation größerenteils posttektonisch.

Dieser Gneis kann sehr gut aus einem Granit nach Art des vorigen entstanden sein.

Es folgt das Dünnschliffbild eines Glimmerschiefergerölles:

U. d. M. (Pr. 440): Das Gestein besteht aus einem mäßig kleinkörnigen Gewebe aus Quarz und oft schwach getrübtem Albit in wechselndem Mengenverhältnis. Viele Körner sind in der Schieferung gestreckt. Blätter und Flasern von Muskowit und rehbraunem Biotit betenen scharf die Schieferung. Enge Knitterfalten herrschen. Der Biotit erscheint gegenüber dem Muskowit öfter ein wenig größer und auch porphyroblastenartiger Habitus kommt vor. Chlorit tritt zurück. Porphyroblasten von Granat mit wirbelartig angeordneten Einschlußreihen, Erzkörner, Apätit, Zirkon (pleochroitische Höfe in Biotit), selten grüne Turmalinsaulchen und Spuren von Karbonat vervollständigen den Mineralbestand. Die letzten Bewegungen haben die Kristallisation ein wenig überdauert.

Zu den seltenen Bestandteilen gehören Grüngesteine. Ein solches Gerölle zeigt im Anschliff eine an ein ophitisches Gefüge erinnernde Verteilung grüngrauer und weißlicher Flecken.

U. d. M. (Pr. 527): Ein bedeutender Teil des Gesteins besteht aus Kalkspat, darin sind Felder mit einem farblosen Serpentinmineral und einem bläulichgrünen Chlorit abgegrenzt. Titanmineralien kommen gerne in kleinen Anhäufungen vor, die nicht selten säulige Pseudomorphosen andeuten. Apatit, Titanit, Rutil. Im Schliff ist eine deutliche Eruptivgesteinsstruktur nicht mehr erkennbar. Das Gestein wird man am besten als Ophikalzit bezeichnen.

Es muß betont werden, daß in diesem Konglomerat in allen seinen Vorkommen niemals ein Splitterchen roter Werfener Schiefer beobachtet wurde. Darauf wird noch zurückzukommen sein.

Vom O-Ende des Rückens mit P. 875 m scheint sich das Konglomerat noch einige hundert Meter gegen O fortzusetzen und dann unter den Rutschmassen des Matzinggrabens zu verschwinden. Wie im S wird der Zug auch im N von roten, untergeordnet grünen Tonmergelschiefern hegleitet. Eine aus Splitterchen in dem Gerinne nordöstlich P. 875 m gesammelte Probe (434) war gekennzeichnet durch viele große Globigerinen und einige wenige Globorotalien, dazu häufiger Dendrophrya latissima Grzyb., Haplophragmoides sp., Recurvoides sp., Trochamminoides coronatus (Brady), Ammodiscus incertus (d'Orb.), Glomospira gordialis (J. und P.), Gl. charoides (J. und P.), Cyclammina sp., Lenticulina (Robulus) sp., Anomalina sp., Gyroidina sp., Eponides sp., Nodosarien. Das Faunenbild entspricht dem der alttertiären Gesteine der Buntmergelserie. Die Mulde mündet dann steiler und stark rutschend in den Matzinggraben. Aus der Rutschmasse wurden hellrote Mergel gesammelt, deren Fauna aus weißen und roten Elementen hesteht. Die weißen sind größerenteils Kalkschaler: (Pr. 435) Globotruncana rosetta Carsey, Gl. arca (Cushm.), beide nicht allzu selten, Gümbelina pupa (Rss.), G. globulosa (Ehrenbg.), Pseudotextularia elegans Rzehak, Plano-globulina acervulinoides (Egger), Stensiöina pommerana Brotzen, Globigerina infracretacea Glaessner, selten Reussella szajnochae (Grzyb.), u. e. a. Unter den roten Formen sind u. a. vertreten Dendrophrya excelsa Grzyb., Rhabdammina abyssorum M. Sars, Reophax texanus Cushm. und Waters, Trochamminoides contortus Grzyb., Hormosina ovulum (Grzyb.), H. ovuloides (Grzyb.), Clavulinoides amorphus (Cushm.), Textularia excolata Cushm. Das Alter ist etwa Campan.

Fast an der gleichen Stelle wurden auch dunkelrote und violettbraune, selten grüne Schiefer aus der Rutschmasse aufgelesen, die eine kleinwüchsige Oberkreidefauna (Pr. 436) von der Art der Buntmergelserie entbielten mit Dendrophrya robusta Grzyb., Placentammina grandis (Grzyb.), Textularia excolata Cushm., Gaudryina reussi Grzyb., Gaudryina pupoides d'Orb., Trochamminoides subcoronatus (Grzyb.), Recurvoides subturbinatus (Grzyb.),

Glomospira gordialis (J. und P.), Gl. charoides (J. und P.) u. a.

Das obere Matzinggrabengebiet ist jedenfalls recht kompliziert gebaut und der Gesteinswechsel ein reger, die Aufschlußverhältnisse aber sehr schlecht, so daß die geologische Karte an dieser Stelle mehr als schematisch geriet, bald nur mehr als Anhalt zu werten. Zuerst im Anschluß an das bereits S. 315 geschilderte Profil im nördlichen Quellbach des Matzingbaches einige Angaben über den oberen Teil dieses Wasserlaufes, von der scharfen Biegung aufwärts. Gelegentlich sind rote, auch grünlichweiße Mergel zu beobachten, die zunächst im Bereich der sumpfigen Quellmulde verbreitet sind, hier allerdings kräftig rot gefärbt. In der Fauna (Pr. 534) sind häufig Dendrophrya excelsa Grzyb., D. robusta Grzyb., D. latissima Grzyb., Ammodiscus incertus (d'Orb), dazu Glomospira gordialis (J. und P.), Reophax subnodulosus Grzyb., R. sp., Placentammina diffugiformis (Grzyb.), Glomospira charoides (J. und P.), Recurvoides subturbinatus (Grzyb.), Trochammina sp., Gaudryina reussi Grzyb., Hormosina ovulum (Grzyb.), H. cf. monile Cushm., Nodellum velascoense (Cushm.). Also Obersenon der Buntmergelserie. Im selben Bereich sind vielfach Stückchen von Glimmerschiefer verstreut und Gerölle von Quarz.

Ein Stück abwärts dem Wasser folgend wurden rote, zum Teil auch graue Mergel gesammelt. Das Faunenbild (Pr. 535) ist wieder ein anderes, es hat etwas mehr Helvetikum-Charakter: selten sind Globotruncana arca (Cushm.), Globigerina infracretacea Glaessner, Gümbelinen; ferner kommen vor: Textularia excolata Cushm., Gaudryina abbreviata (Grzyb.), Spiroplectammina dentata (Alth), Gyroidina florealis White u. a. (höberes Senon). Zwischen den Vorkommen, aber besonders unterhalb sind Lesesteine von Flysch stärker verbreitet, darunter viele Gaultquarzite, aber auch einige Klippengesteine, wie Arkosekonglomerat und Neokomkalk.

Die Gesteinsgesellschaft im Bereich des nächstsüdlichen Gerinnes ist eine ähnliche. Öfter trifft man die Spuren roter, seltener grünlicher Mergelschiefer in dem etwas sackenden Gelände. In letzteren wurden öfter die schon in dem Aufschluß südlich P. 875 m beobachteten dünnen sandigen Lagen oder kleine Quarzgeröllchen angetroffen, ferner auch Fragmente des Arkosekonglomerates und Gerölle daraus, wie Granit und vor allem Glimmerschiefer. Daraus könnte auf ähnliche Verhältnisse geschlossen werden, wie in dem Aufschluß S P. 875 m. Eine Probe blaßroter bis grünlichweißer Mergel, zirka südsüdöstlich P. 1068 m gelegen, lieferte eine reichere Fauna: (Pr. 530) Nicht allzu häufig Globotruncana fornicata Plummer, Gl. canaliculata (Rss.), Gl. lapparenti coronata Bolli, Gümbelina sp., häufiger sind

Globigerina infracretacea Glaessner, Reussella szajnochae (Grzyb.); die übrige Fauna setzt sich zusammen aus Sand- und Kalkschalern u. a. auch Dendrophrya latissima Grzyb., Textularia excolata Cushm., Gaudryina abbreviata (Grzyh.), Spiroplectammina dentata (Alth), Globorotalites michelinianus (d'Orb.). Der Charakter dieser Probe etwa campanen Alters vereinigt Charaktere des Helvetikums mit solchen der Buntmergelserie. Etwas weiter oben wurden lebhaft rote Schiefer untersucht, für die ähnliches gilt, wie für die vorhergehende Probe. Ziemlich häufig sind (Pr. 531) Globotruncana lapparenti coronata Bolli, Gl. lapparenti tricarinata (Quereau), Globigerina infracretacea Glassener, Gümbelinen, nicht selten Reussella szajnochae (Grzyb.). Die übrige Fauna besteht aus Planoglobuling acervulinoides (Egger), Textularia excolata Cushm., Gaudryina pyramidata Cushm., G. abbreviata (Grzyb.), G. reussi Grzyb., Spiroplectammina dentata (Alth), Dendrophrya latissima Grzyb., Rhabdammina abyssorum M. Sars, Placentammina placenta (Grzyb.), Pl. grandis (Grzyh.), Haplophragmoides sp., Hormosina ovulum (Grzyb.), Ammodiscus sp., Eponides sp., Pullenia sp., Gyroidinen, Nodosarien, Lagenen. Das Alter ist ebenfalls Campan.

Unter den häufigen Flyschblöcken sind einige Brekzien bemerkenswert. Eine entbielt viel Kalk, Quarz und grüne Phyllite bis Glimmerschiefer in grüner mergeliger Einbettungsmasse - möglicherweise Gault. Daß aber bei der Alterseinstufung solcher zusammenhanglos daliegender Brekzien Vorsicht geboten ist, beweist die erlebte Überraschung, als ein Dünnschliff einer Brekzie, die man dem Habitus nach ohne weiteres ins Flyschneckom stellen würde, eine Anzahl zweikieliger Globotruncanen und auch Globigerina infracretacea zeigte, womit das Oberkreidealter des Gesteines (Pr. 529) einwandfrei bewiesen ist! Die Brekzie bestand aus grauen bis gelblichen Kalkfragmenten, Quarzkörnern, grünlichen Phyllit- bis Glimmerschieferstückehen, bellgrünen Mergelschmitzen in bräunlicher sandig kalkiger Masse und gebt in schwach spätigen Sandstein über, ganz ähnlich wie die Neokombrekzien. In der Flysch-Oberkreide ist mir so ein Gestein nicht recht geläufig. Eine andere Brekzie unklaren Alters entbielt spärlich auch rötliche Fragmente. Graue sandige Spatkalke dürften aber doch wohl neokomen Alters sein. Gleiches Alter hat ein grauer feinsandiger Fleckenmergel, der schon dem Quellgebiet genähert spärlich aufgeschlossen war. In der Schlämmprobe waren enthalten: (Pr. 533) Ostracoden, Schwammnadeln, pyritisierte Gastropoden-Steinkerne, pyritisierte Radiolarien; knochenförmige Seeigelstacheln; Spiroplectammina annectens (P. und J.), Pseudoglandulina humilis (Roemer), Lenticulina (Lenticulina) münsteri (Roemer), Lenticulina crepidularia (Roemer), Lenticulinen, aber auch Dendrophrya sp. und Hyperamminoides sp.

Aus dem Quellgebiet sind auch Stücke von Buntsandsteinen und glimmerigen Werfener Schiefern bis weit abwärts vertragen worden. Zu ihnen gehört wabrscheinlich auch ein eigentümlich violettbrauner geröllführender glimmeriger Sandstein, der im unteren Teil dieses Gerinnes, sowie auch etwas südlich davon in einigen Blöcken vorkommt.

In dem nächst südlichen, dem Matzingbach von rechts zufließenden Seitengerinne lag bei der Mündung ein Block von dunkelgrauem, glimmerreichem sandigem Tonschiefer der Grestener Schichten, herum gemischter Schutt. Aber zirka 20 m taleinwärts scheinen verschiedene graue Quarzsandsteine und Arkosesandsteine, zum Teil mit Kohlenhäcksel, andere mit

seltenen kleinen Bivalven- und Brachiopodenresten der Grestener Schichten anzustehen. Dabei Spuren eines schwarzen Quetschschiefers. Folgte man dem Gerinne nun rund 50 m aufwärts, so stand der graue Sandstein an und im Liegenden ein feinsandigglimmeriger, etwas schiefriger, grauer, bräunlich verwitternder Mergel, der 40° nach 8 10° O einfiel. Es handelt sich augenscheinlich um einen mehr minder fortlaufenden Sandsteinzug. Der Mergel enthielt eine ziemlich reiche Foraminiferenfauna des Lias (Punkt etwa 100 m südlich P. 875 m): (Pr. 497) Lenticulina (Lenticulina) acutiangulata (Terqu.), Lenticulina (Planularia) arietis (Issler), Lent. (Astacolus) breoni (Terqu.), Lent. (Astacolus) prima d'Orb., Nodosaria dispar Franke, Nodosaria (Glandulina) multicostata Bornem., Dentalina exilis Franke, D. cf. sublinearis Franke, Lingulina cf. pupa (Tergu.), L. testudinaria Franke, Frondicularia pulchra Terqu., Ammobaculites agglutinans (d'Orb.), Marginulina sp., Ammodiscus incertus d'Orb., u. a., ferner zahlreiche Ostracoden, Seeigelstacheln, auch Gastropoden-Steinkerne, Fischreste. Weiters gibt es auch Sandsteine mit bis erbsen-, selten sogar haselnußgroßen Quarzmit schichtigen pflanzenhäckselführenden Sandsteinen verbunden sind und in mürbe Sandschiefer übergehen.

Einer der gröberen Sandsteine, die mit dem Mergel zusammen vorkommen, der graue, vereinzelt auch rötliche Quarzkörner, etwas Feldspat, Glimmerschiefer und wenige Kalk- und Mergelbrocken makroskopisch erkennen läßt, wurde auch im Dünnschliff untersucht:

U. d. M. (Pr. 498): Quarzkörner (unterschiedlich undulös und verzahnt), Mikroklin (oft schön gegittert, manchmal mit kleinen Perthitspindeln und Plagioklaseinschlüssen), saurer Plagioklas (Zwillingslamellen, oft durch Zersetzung fein getrübt), Chlorit, Muskowit, Biotit, einige Splitter von Granat, Apatit; dazu als Gesteinsfragmente Gneisgranit und Granitgneis (Mikroklin und saurer Plagioklas mit lockerer Serizit-"Fülle", granulierte undulös auslöschende Quarze, Mörtelstreifehen mit kaum verbogenen grünlichen Muskowitschüppehen), Gneise (deutlich geschiefertes feinkörniges Gemenge von Quarz und Albit mit Muskowit, Serizit, Biotitresten, Titanit, Rutil, Erz, vereinzelt Karbonatgesteine, Die meist gerundeten Körner liegen in feiner oder gröber kristalliner Kalkmasse, die etwas Pyrit und spärlich Glaukonit, sowie vereinzelt unbestimmbare organische Reste enthält. Zahlreiche kalzitgefüllte Klüfte bildeten sich infolge Pressung des Sandsteins.

Die Ergebnisse der von Dr. Woletz durchgeführten Untersuchung des Schwermineralgehaltes zweier Sandsteine dieses Vorkommens sind in der Tabelle S. 317 (Nr. 1651 und 1652) angeführt. Nr. 1650 wurde zirka 50 m weiter östlich gesammelt und enthält Fossilbruchstücke.

In dem gemischten Schutt der Umgebung sind besonders Stücke von blaßgrünen bis blaßroten teilweise hornsteinführenden mergeligen Jurakalken von einer nicht näher lokalisierbaren Klippe erwähnenswert. Unter dem Steilabfall der Moränen am SW-Rand der Mulde scheinen noch Grestener Schichten anzustehen und einige Granitblöcke liegen dort. In der Nähe der Jurakalke, zirka 60 m bachaufwärts von dem vorigen Aufschluß, war am rechten Ufer nochmals ein grauer Mergelschiefer aufgeschlossen, dessen Fauna ebenfalls das Lias-Alter verbürgt: (Pr. 499) Spirophthalmidium concentricum (non Terqu. und Bert.) Franke 1936, Sp. sp., Involutina sp., Lenticulina (Lenticulina) varians Bornem., Thurammina subfavosa Franke, Ammobaculites sp., Ammodiscus sp., Glomospira charoides (J. und P.).

Von Grestener Schichten kann man weiter unten im Matzinggraben öfter Blöcke von granen Sandsteinen mit kalkigem Bindemittel und Bruchstücken von Bivalven- und Brachiopodenschälchen finden (u. a. Pecten, Rhynchonella), Typen, die auch nördlich vom Laudachsee vorkommen. Blöcke von feinsandig-glimmerigen Gesteinen enthalten Fossilien der Grestener Schichten (Gryphaeen, Pectines, Pentacrinen u. a.). Auch die Toneisensteine mit *Gryphaea arcuata* fehlen nicht.

Der S-Teil des Matzinggrabengebietes ist reich an Schutt. Gleich beim Talzwiesel mit dem rechten etwas stärkeren Zufluß häufen sich weiße Kalke so, daß man versucht sein könnte, dort eine Khppe zu vermuten, jedoch handelt es sich sicher um Moränenschutt. Moränenschutt, fast nur aus Triasgesteinen bestehend, ist weiter gegen den Talrand und talaufwärts ausgebreitet. Die Quellen der neuen Wasserleitung für Mühldorf entspringen in diesem Schutt.

Der zentrale Teil des Matzinggrabens wird von einer breiteren Rutschmasse eingenommen, die sich am W-Rand der westlichsten Wiese (westlich vom obersten Gehöft) zu einem Wulst staut und zum Stillstand kommt.

Im Kamm südlich Matzinggrahen tauchen etwa NO P. 1053 m unter den aus dem Kar östlich Steineck his herah verbreiteten eiszeitlichen Lokalmoränen 60° SO, bzw. an einer östlicheren Stelle 40° S fallende helle Neokomkalke rückenförmig auf, teils massig, teils plattig und bisweilen mit dunkleren Flecken. Jenseits einer durch Schutt verhüllten Strecke streichen sie dann im nördlichen Hang desselben Kammes, eine Steilstufe hildend, nach O weiter und enden etwa NNO P. 818 m. Im oheren Teil des Schichtstoßes werden sie etwa südöstlich vom größeren Bachzwiesel im Matzinggraben dünnplattiger und rötliche bis violettgraue Färhungen und bisweilen Hornsteinführung treten in Erscheinung. Die Gesteine sind ähnlich denen weiter nördlich. Im Hangenden geben Lesesteine von Glaukonitquarziten des Flyschgaults und Stücke des Arkosekonglomerates Anhaltspunkte, was für Gesteine im Hangenden des Neokoms zu erwarten sind. Viel wird von der noch zu besprechenden Gehängehrekzie verhüllt.

NNO. P. 818 m aber beginnt unterhalb des Neokomzuges versumpftes und rutschendes Gelände. Am Holzweg im oberen Teil sind wenig braun verwitternde feinsandige, mitunter auch sohwach gefleckte Mergel aufgeschlossen und dabei liegen Stücke von dunkelgrauen schichtigen feinkörnigen Kalksandsteinen und spätigen Kalksandsteinen, die sehr an Flyschneokom erinnern. In der Nähe liegen auch Brekzien mit Kalkkörnern, dunkelgrünen Tonschieferstückchen, Quarzkörnern u. a., die in spätig glitzernden Sandstein übergehen. Die kleine Mikrofauna der Mergel (Pr. 429) mit Nodosarien, Lenticulinen, Ostracoden, Seeigelstacheln und vor allem Vaginulina striolata Rss. spricht für Neokom; die Gesellschaft kann also als Flyschneokom gelten. Von den Lesesteinen wurde ein dunkelgrauer kalkreicher, spätig glitzernder Glaukonitsandstein untersucht.

U. d. M. (Pr. 491): In viel meist gröber kristallisiertem Kalkbindemittel liegen Körner von Quarz (schwach bis stark undulös, auch oft verzahnt), selten Plagiokles mit Zwillingslamellen, gesteuchter Biotit, Muskowit, Staurolith, ferner Gesteinsfragmente von Granitgneis (meist Plagioklas und Quarz, auch Kalifeldspat und Quarz), Biotitgneis oder Glimmerschiefer (kleinkörniger Quarz, etwas Albit und grünbraune Biotitschüppchen), Phyllit (Quarz, Albit, Serizit), Serizitphyllit, zum Teil mit Graphitoid; ferner Quarz-porphyrit (sehr feinkörnige Grundmasse mit feinsten Serizitschüppchen, getrübt durch dunkle Mikrolithen, mit zum Teil korrodierten Quarzeinsprenglingen, auch einmal mit leistenförmigen zersetzten Feldspäten und Fluidalstruktur), Diabas (Plagioklasleistchen, dazwischen etwas Chlorit); Mergelkalke (sehr feinkörnig, trüb) bisweilen mit Fossilspuren,

u. a. auch Calpionella alpina Lor. (sie könnten sehr wohl in noch halhfestem Zustand eingebettet worden sein), feinkristalline Kalke (oder Dolomit?). Das Bindemittel enthält häufig grüne Glaukonitkörner, seltener Pyrit und eine Anzahl organischer Reste: Echinodermenreste, Bryozoen, Spongiennadeln, Bruchstücke von Molluskenschalen (u. a. Inoceramus?), seltener Foraminiferen (viele Sandschaler und rotalide Kalkschaler).

Dieses Flyschneokom ist sicherlich abzutrennen von dem großen Neokomzug im Hangenden, der Merkmale des Klippenneokoms aufweist.

Daneben gibt es aber auch Stücke von Arkosekonglomerat. Neokomkalke sind von höher oben abgeglitten.

Um den unteren Teil des Grabens unterhalb vom Ende der Rutschmasse haben eiszeitliche Lokalgletscher weitläufige Moränen abgelagert. Es gibt darin aber Stellen, an denen mehr oder weniger unsicher Rundbuckel anzunehmen sind. So gibt es an dem blau markierten Wege, der von Mühldorf über Matzing zum Durchgang führt, nach Übersetzen des Matzingbaches und bevor er die Höhe südlich davon erreicht, am Abkürzungsweg der obersten Wegserpentine einen Fleck, an dem gehäufte Gerölle aus dem Bestande von Arkosekonglomerat einen Rundbuckel solchen Gesteins anzudeuten scheinen. Noch unsicherer ist ein Vorkommen von Helvetikum (meist rote Mergelsplitter und Kalzitplättchen) am selben Weg, etwa 100 m südlich der Brücke über den Matzingbach. Dagegen gibt es einen sicheren Rundbuckel von Arkosekonglomerat der Grestener Schichten inmitten der Moränen nahe östlich des nach SO gerichteten Laufstückes des Matzingbaches, zirka 250 m NNW vom Zusammenfluß mit dem Hochreithbach (Truckenbach). Eine weitere Fortsetzung taucht nun als zirka 250 m langer, in N—S-Richtung sich erstreckender Rundbuckel am O-Fuß des Reuth-Kogels westlich Traxenhichl aus den Moranen. Im Waldboden liegen häufig Gerölle von Quarz, Glimmerschiefer und Granit, (auch einige größere Blöcke) und den Boden bildet ein auffallend quarzsandiger brauner Verwitterungslehm, wie ihn das Grestener Arkosekonglomerat zu liefern pflegt. Darüber ist etwas erratisches Kalkmaterial gestreut. Die Blockgesellschaft ist hesonders deutlich in einem Wasserlauf nahe dem südlichen Waldrand. Aber am N-Ende stehen in einem Hohlweg verschiedene Sandsteine, zum Teil mit Pflanzenhäcksel, von der Art mancher Grestener Sandsteine an, darunter auch ein grauer, kalkig zementierter Sandstein mit Geröllen von Quarz, spärlichen Brocken von Kalk u. a., der im Liegenden in bräunlichen Krinoidenkalk und grauen Kalk übergeht. Das Fallen ist unter mittlerem Winkel gegen W gerichtet. Der Sandstein wurde im Mikroskop untersucht.

U. d. M. (Pr. 867); Körner von Querz (schwach bis stark undulös auslöschend und verzahnt), Mikroklin (stark gegittert, etwas perthitisch), albitreichem Plagioklas (Zwillingslamellen, zuweilen locker eingestreute Serizitschüppchen), Blätter von Muskowit und Biotit; Stückehen von Granitgneis und Granit (Quarz, Plagioklas, Mikroklin, Myrmekit, zersetzter Biotit; Mörtelbildungen und verheilte Zerbrechungen), schiefrige Gneise (stark zermörtelter Quarz und Albit, Serizit, oft auch zersetzter Biotit, Chlorit), Glimmerschiefer (Muskowit, zersetzter Biotit, Rutil, Gewebe aus undulös auslöschendem Quarz), Chloritschiefer mit Biotitresten, Serizitschiefer (Quarz, Serizit, etwas Chlorit, Rutil), Serizitquarzit; Quarzporphyrit (feinkörnige Grundmasse, Einsprenglinge von Plagioklas und korrodiertem Quarz), Diahas (verzwillingte Plagioklasleisten, dazwischen Pennin mit Titanmineralen, Kalkspatfleckchen); Granat, Zirkon. Alle diese unterschiedlich gerundeten klastischen Bestandteile sind in reichlich Kalzit eingebettet. Spärlich sind Bruchstücke von Molluskenschalen und Echinodermen.

Die Fläche am Kamm südlich Matzinggraben wird von diluvialer Gehängebrekzie eingenommen, die an der O- und N-Seite der Schulter mit P. 818 m in kleinen Felsen entblößt und zirka 20 m mächtig ist. Sie besteht in der Hauptsache aus Gutensteiner und Reiflinger Kalken, beigemengt sind Wettersteinkalke, heller Dolomit, roter Werfener Sandstein (Buntsandstein) und wenig andere, verkittet durch ein bräunliches, poröses, kalkiges Bindemittel. Die Verwitterung bedingt gerne im bedeckenden Lehm eine Auslese der Sandsteine, die zu Täuschungen Anlaß geben kann. Am W-Ende der sanfter geneigten Fläche liegt ein Steinhaufen, einen kleinen Hügel bildend, aus Gutensteiner Kalk. Er dürfte eher zur Brekzie gebören, als eine Deckscholle sein.

Auch der Hochreithbach (Truckenbach der Spezialkarte) hat durch seine teilweise recht mächtigen eiszeitlichen Lokalmoränen stellenweise deren Untergrund angeschnitten. Etwas taleinwärts unterhalb des einige hundert Meter westlich Sölden am Ehrl gelegenen einschichtigen Gehöftes hat der Bach am rechten Ufer unter dem Moränenschutt spärlich grünlichweiße, selten rote, an tektonisch bedingten Kalzitausscheidungen reiche Mergel angeschürft. Die Foraminiferenfauna der entnommenen Probe (486) erwies sich als gemischt. Einerseits sind Oberkreideelemente (Campan) vorhanden: Globotruncana lapparenti lapparenti Bolli, Gl. rosetta Carsey, Globigerina infracretaca Glaessner, Gümbelina sp., Pseudotextularia elegans Rzehak. Anderseits gehört ein Teil der Formen in das Tertiär: große Globigerinen vom Typus der Globigerina bulloides d'Orb., Globorotalia sp., und Vulvulina nummulina (Gümbel). Indifferent sind Ammodiscus sp., Rhabdammina abyssorum M. Sars, Haplophragmoides sp., Pseudoclavulina sp., Textularia sp., Entosolenia ex gr. Lag. orbignyana (Seg.), Lagena sp., Ostrucoden u. e. a. Offenbar sind Bröckehen cretacischer und tertiärer Mergel (Stockletten?) in der Probe vereinigt worden. Die Formen sind weiß, seltener bräunlich, einige der Tertiärformen auch grünlich, wie öfter im Stockletten. Wenig weiter waren dunkelgraue Schiefer zu sehen. Es sind Gesteine des Helvetikums.

Bachaufwärts folgen dann Spuren bunter Flyschschiefer. Nach etwa 60 m längs des Baches taleinwärts stehen am linken Ufer wieder rote, grüne und graue (bisweilen zarte Chondriten führende) Tonschiefer und Mergel mit zerrissenen grünlichen Sandkalkhänkchen an. Die ärmliche und kleinwüchsige Fauna umfaßt hauptsächlich folgende Formen: (Pr. 487) -Gaudryina reussi Grzyb., G. tenuis Grzyb., Trochamminoides folium (Grzyb.), Haplophragmoides sp., Tolipammina sp., Dendrophrya sp. und Glomospira gordialis (J. u. P.). Unweit davon liegen im Bach Stücke von plattigen Hartmergeln mit verschiedenen Chondriten, ganz wie die aus dem Gaultflysch des Siebenbrunner Grabens östlich Steinbach am Ziehberg (Prev. 1950). Nach 15 m folgt nochmals ein Aufschluß in bunten Flyschschiefern, während schon vorher und auch nachher verschiedene feinkörnige Kalksandsteine und Glaukonitquarzite des Flyschgaults und ab und zu ein Block einer Brekzie vom Charakter der Flyschneokombrekzien im Bachbett liegen und sich mit dem Moränenschutt vermengen. Vielfach kann auch auf Grund von Abrutschungen das Anstehen von Flysch unter der Morane vermutet werden.

Oberhalb einer steileren Bachstrecke befindet sich dann am linken Ufer ein Aufschluß in etwas verrutschten bunten Flyschschiefern, nämlich roten, untergeordnet grünen Tonschiefern mit wenigen grünlichen, rissigen Sandkalkplatten, überlagert und teilweise überrollt von Triasschutt. Die Foraminiferenfauna zeigt durchaus Flyschcharakter (Oberkreide): (Probe 493) häufig Dendrophrya latissima Grzyb., D. excelsa Grzyb., D. robusta Grzyb., Ammodiscus incertus (d'Orb.), Glomospira charoides (J. u. P.), Recurvoides subturbinatus (Grzyb.), Gaudryina reussi Grzyb., Reophax scalaria Grzyh., Trochamminoides sp. In der Moräne sind übrigens gerade hier Werfener Sandsteine nicht selten.

Etwa 70 m hinter diesem Aufschluß streicht eine Bank von braungrauem, glimmerführendem Mürbsandstein mit Körnern von Quarz, auch etwas Feldspat, seltener Glimmerschiefer, Tonschmitzen u. a., deren größte Körner einige Millimeter groß werden, durch das Bachbett. Sie fällt nach S-SSW. Nach 15 m folgt eine zweite. Es sind die cenomanen Flyschsandsteine. An dem am nördlichen Gehänge oherhalh des Baches verlaufenden Wege stehen dieselhen Sandsteine an. Von ihnen wurde die Probe für die Schwermineralanalyse (Nr. 1328 der Tabelle S. 317) genommen. Er steht in guter Übereinstimmung mit den beiden zum Vergleich angeführten cenomanen Flyschsandsteinen vom Dürrnberg nordöstlich Hoisn am Traunsee (Nr. 1316 und 1319). Im Bach sind dann Blöcke von dunklen glasigen Glaukonitquarziten und dunklen kieseligen Kalksandsteinen, auch Hartmergeln des Flyschgaults nehen den Blöcken der Cenomansandsteine charakteristische Bestandteile des Bachschuttes. Auch am genannten Weg kommen zirka 20 m westlich vom O-Rand der Wiese einige Blöcke von Gaultflysch unter der Moräne bervor.

Dieselbe Gesteinsgesellschaft, noch vermehrt durch feinkörnige plattigschichtige Kalksandsteine (Oberkreide?) hält — neben viel Triasschutt — auch in dem Einschnitt jenseits der Wiese an. Vielleicht spiegelt das Mengenverhältnis der einzelnen Flyschgesteine in groben Zögen die Verteilung im nicht sichtbaren Anstebenden wider.

Etwa 180 m westlich der Einmündung des Gerinnes nordwestlich P. 762 m der Karte (in dem auch Flyschspuren zu erkennen sind), lag ein loser Block von dunkelgrauem brekziösem Spatkalk, der mikroskopisch untersucht wurde.

U. d. M. (Pr. Grünau 19): Häufig Splitterchen und oft stark verzahnte und undulös auslöschende Körner von Quarz (häufig gut gerundet), seltener getrübte Feldspäte, gelegentlich Stückchen von Serizitschiefer (gestreckte, verzahnte und undulöse Quarzgewebe, Serizit, manchmal mit dunklem Pigment) u. ä., ferner häufig verschiedene Kalke, darunter auch solche mit kleinsten Quarzsplitterchen oder mit Fossilspuren, und ein Sandsteinfragment aus Quarzkörnchen in kalkigem Bindemittel. Sehr häufig sind Knöllchen von trüber feinkörniger Mergelmasse, zum Teil mit Andeutungen oolithischer Bildungen. Ein solcher Mergelmasse, zum Teil mit Andeutungen oolithischer Bildungen. Ein solcher Mergelmasse, zum Teil mit Andeutungen oolithischer Bildungen. Ein solcher Mergelknollen zeigte schöne Querschnitte von Calpionella alpina Lor. Viele sind mit eckig, anscheinend kristallographisch begrenzten Quarzkörnchen durchsetzt und dürften zu dem sonst aus mehr minder feinkörnigem Kalkspat bestehendem und reichlich vorhandenem Bindemittel gehören. Dieses enthält selten auch sonnenförmige kleine Aggregate von Chalcedon und Glaukonitkörner. An organischen Resten sind häufig Echinodermenbruchstücke, verschiedene Schalentrümmer von Muscheln, darunter auch querfaserige, und Brachiopoden, gelegentlich auch Foraminiferenschälchen (u. a. Milioliden).

Die Calpionella alpina läßt schließen, daß dieses Gestein bestenfalls tithon-neokom oder jünger sein kann. Der Befund mahnt in anderen Fällen wieder zur Vorsicht, weil sehr ähnliche Gesteine im Gschliefgrahen als Einlagerungen in fossilbelegten Liasfleckenmergeln vorkommen. Die Zugehörigkeit unseres Gesteins muß vorläufig noch offen bleiben.

Daneben lag ein Block von graugrünem, stellenweise rotbraunem Ophikalzit. Wenige Platten von grüngrauen, feinkörnigen Kalksandsteinen dürften zu den bunten Flyschschiefern gehören. Ins Flyschgault paßt vielleicht ein hellerer, mittelfeiner Glaukonitsandstein mit wurstförmigen Wülsten. Etwa NNO P. 1026 m konnten in einem Schuttblock einer bunten Brekzie mit kalkigem Bindemittel, Körnern von Quarz, Kalken und Phylliten, kleine schlecht erhaltene lamellöse Aptychen und querfaserige Schalenreste (Inoceramen?) festgestellt werden, die ein Neokomalter sicherstellen. Nachdem nirgends mehr wirklich anstehendes Gestein zutagetritt, mußte Zuflucht zu einer Sammelsignatur für die Karte genommen werden, die auch für die scheinbar aus solchem Flysch bestehenden, aber zum Teil von Triasschutt bedeckten Hänge nördlich des Grabens verwendet werden mußte.

Die weitläufigen Moränen am rechten Ufer des mittleren und unteren Hochreithbaches reichen bis zum Gerinne nordwestlich P. 762 m; ihr Rand biegt dann scharf nach S zurück und lehnt sich an den steiler aufragenden Berg mit der Kote 1026 m an, der aus Neokommergeln besteht. An seinem nördlichen Hangfuß sind kleine Absackungen erfolgt. Der Hintergrund dieses Grabens ist von sackendem Schutt anisischer Kalke bedeckt, der auch in einer schmalen Zunge längs des Baches noch über 200 m nach O vorstößt und der von der Deckscholle des Hochreithberges (P. 1053 m) stammt. Der Schutt scheint aber Flyschgesteinen aufzuliegen, denn in der nach WSW hinaufziehenden seichten Furche wurden in zirka 930 m Höhe Spuren grüner und roter Schiefer und grüngrauer rissiger Sandkalkplatten, also bunter Flyschschiefer, zwischen dem Schutt aufgefunden. Ein ähnliches Vorkommen ist auch beim Talzwiesel mit den Quellen am Hangfuß angedeutet.

Westlich der Neokommasse des Berges mit P. 1026 m konnten auch im S-Hang des Hochreithberges (P. 1053 m) nnter der Schuttüberrollung Neokommergel nachgewiesen werden, u. zw. in den tieferen Hangteilen. Es bleiht aber ungewiß, ob sie mit den erstgenannten Vorkommen in ununterbrochener Verbindung stehen, denn einerseits sind größere Flächen von Schutt bedeckt, anderseits läßt ein Rutschgehiet, das im S-Hang von P. 1026 m nach W ansteigt und in dem einige Blöcke von dunklen kieseligen Sandkalken und von Brekzien von Gaulttypus vorkommen, die Vermutung aufkommen, daß hier etwas Flysch zwischen beiden durchzieht.

Die Mulden südlich der genannten Berge sind wiederum von eiszeitlichen Lokalmoränen ausgekleidet, zwischen denen nirgends der Untergrund gesichtet werden konnte. Vermutlich liegen dort weichere Gesteine, möglicherweise ebenfalls Flysch. Erst im Kamm zwischen den südlichen Mulden des Hochreithgrabens und dem südlicheren Hauergraben steht Fels an, wenn auch wenig aufgeschlossen. Es sind hellgraue, stellenweise gelblichgraue, bisweilen auch grünliche, einerseits weichere und etwas schiefrige Mergel, anderseits aber vorherrschend, hellgraue bis gelblichgraue harte kalkige, nicht selten auch fleckige, manchmal auch leicht kieselige Mergel — durchaus von Neokomcharakter. Funde von Makrofossilien sind mir (und wie mir E. Gasche mitteilte, auch ihm) noch nicht gelungen. Um so wichtiger ist der Nachweis von Calpionella alpina Lor. im Dünnschliff. An einigen Stellen, so auch in den N-Hängen des Hauergrabens,

sind geringmächtige sandige Bänke oder sehr feinkörnige Sandkalke eingeschaltet. Ab und zu führen die Mergel auch Chondriten. Eine untersuchte Schlämmprobe enthielt nur pyritisierte *Radiolarien*.

Einige Gesteine wurden im Dünnschliff betrachtet. Zunächst ein dichter, hellgrauer, von zahlreichen feinen Klüften durchsetzter Mergel aus einer Rutschung etwa 400 m WNW vom letzten Haus im Hauergraben.

U. d. M. (Pr. 543): Das genze Gestein besteht aus einer ziemlich gleichmäßigen, sehr feinkörnigen, trüb erscheinenden mergeligen Kalkmasse, in die spärlich kleinste Quarzsplitterchen und vereinzelt kleinste Serizitschüppchen, dagegen häufiger kleine Pyritkörnehen eingestreut sind. Eine feine Schichtung ist erkennbar. Runde bis ovale, selten leicht gebogene stäbchenähnliche Gebilde aus gröberem Kalzit sind offenbar Fossilspuren (Schwammnadeln?). Die feinen Klüfte wurden durch Kalzit verheilt.

Vom selben Fundpunkt stammt ein grauer feinsandiger Kieselkalk mit Spuren einer feinen Kreuzschichtung, die an angewitterten Flächen zum Vorschein kommen kann.

U. d. M. (Pr. 544): Die Gesteinsmasse wird gebildet aus zahlreichen, sehr kleinen und fast immer unscharf begrenzten, manchmal auch zu Gruppen gehäuften oder wie zerteilt aussehenden trüben Mergelklümpchen in ein wenig gröberer Kalzitmasse und dezwischen unregelmäßigen, aus vielen strahligen Aggregaten bestehenden Fleckchen von Chelcedon. Beigemengt sind ferner nicht allzu zahlreich mineralische Splitter (Quarz, etwas Plägioklas, kleine Muskowitflitterchen), nicht selten Pyritkörner. An Fossilien sind sehr zahlreich Radiolarien (meist kieselig und schlecht erhalten, selten kalzitaiert und mit besser sichtbarer Struktur, gefüllt mit Kieselsubstanz, seltener mit Kelkspat oder trüber Mergelmasse), Spongiennadeln, ferner selten im Mergelklümpchen Calpionella alpina Lor., einige Foraminiferen, darunter rotalide Formen. Auch einige der trüben Klümpchen scheinen sandschalige Foraminiferen zu sein. Ostracoden und Fischreste.

Nördlich P. 722 m im Hanergraben wurde auch ein grauer bräunlich verwitternder, ziemlich feinkörniger kalkreicher Sandstein mit spätigeu Echinodermenresten gesammelt und untersucht.

U. d. M. (Pr. 545): Die Sandkörner sind Quarz (einfach oder verzahnt, schwach bis stark undulös auslöschend), saurer Plagioklas, Schachbrettalbit (zum Teil kalzitisiert), Stückchen von Gneis (feinkörniges Gewebe aus undulösem Quarz und saurem, durch Serizit ein wenig getrübtem Plagioklas, oft Chlorit und Serizit, Titanit; gute Paralleltextur), Glimmerschiefer (Muskowit und Biotit, bzw. Chlorit mit Sagenit), Serizitphyllit, Tonschiefer, heftig gestauchte Blätter von Muskowit, Biotit, Chlorit, ferner Rutil, Turmalin, Granat, selten Quarzporphyrit. Häufig sind Bröckchen von Kelk, trübe Mergel mit Fossilspuren, die aber oft mehr den Eindruck von Konkretionen, als von Geröllen erwecken (selten mit Calpionella alpina Lor.). Das reichlich vorhandene Einbettungsmaterial aus Kalzit enthält neben Mergelschmitzen auch organische Reste (selten sand- und kalksohalige Foraminiferen, wenige Trümmer von Molluskenschalen, kleine Röhrehen, einen Fischzahn) und ein wenig Glaukonit.

In den Verband dieser Neokommergel könnten auch spärliche Bröckchen dunkler grünlichgrauer feinsandiger Tonmergel gehören, die zirka 70 m nordnordwestlich vom unteren Ende des NO-Spornes des Reuthkogels in der Abrißnische einer Absackung des Gehängeschuttes aufgelesen wurden. Sie wurden auch als solche in der Karte eingetragen. Leider enthielt eine Schlämmprobe davon so gut wie keine Fossilien, nur wenige Pyritstengel und Pyritsteinkerne von Radiolarien.

Die im allgemeinen in mehr südlichen Richtungen einfallenden Neokomgesteine tauchen östlich der Stelle, wo der Weg zum Durchgang den Rücken erreicht, unter den Lokalmoränen hervor und bauen den langgestreckten Rücken bis zur Koglau auf. Auch in dem südwestlich Reuthkogel befindlichen Gerinne sind sie noch im Schutt zu finden und reichen offenbar noch ein Stückehen am SW-Hang des Kogels aufwärts, der selbst aus anisischen Kalken besteht und als Deckscholle auf dem Neokom aufruht.

Dieselben Neokomgesteine unterlagern auch am S-Hang des Hauergrahens die Triaskalke des Zwillingskogels. Südöstlich Rauscher reichen
sie his nahezu 800 m Höhe hinauf und auch südlich Kieserberg sind sie
im Untergrund der tieferen, wiesenbedeckten Gehänge zu finden. Westwärts
ist ihr Vorkommen auch 200 m westlich des genannten Geböftes in größerer
Fläche und weiter mittels spärlichen Lesesteinen bis in die Gegend der
starken Quellen des Hauergrabenbaches nachweisbar, die ihr Wasser
in den moränenerfüllten Mulden des oberen Hauergrabens sammeln. Ostwärts steht Neokom am Hangfuß und am Rundbuckel westlich und südlich
Kendibauer an und ist mit den anisischen Kalken der darübergeschobenen
Stauffen-Höllengebirgsdecke Spenglers (gleich Tirolische Decke
Hahns, Traunalpendecke Trauths) verschuppt. Hier verraten sie durch
zahlreiche Kalzitklüfte und oft intensive Pressung und Auswalzung die
unmittelbare Nähe einer bedeutenden tektonischen Grenze. Im folgenden
werden die Neokomgesteine noch mehrmals Erwähnung finden.

## 3. Der Kalkalpenrand zwischen Grünau und dem Laudachsee

Beim W-Ende der an der Eintrittsstelle des Almflusses in das Becken von Grünau gelegenen Schotterterrasse steht ein heller Triasdolomit an (nach E. Gasches freundlicher brieflicher Mitteilung Hauptdolomit, wie bei Geyer. Ich hatte ihn [Prey 1953] seiner hellen Farbe wegen eher für Wettersteindolomit gehalten). In einem Wasserriß südlich Maurer grenzen an den stark zermalmten Dolomit steilstehend einige Meter dunklen Gutensteiner Kalkes und zirka 30 m nördlich davon ragt aus dem Abhaug der eiszeitlichen Terrasse eine schmale, steilgestellte und stark gepreßte Scholle von Neokommergel. Eine Fortsetzung ist der ebenso von Schotter umgebene und vom Reifgrabenbach nahe seiner Ausmündung ins Alm-Schwemmland angeschnittene Neokombuckel südwestlich Maurer. Wo der Bach des Reifgrabens die Terrassen- und Rundbuckellandschaft betritt, reicht am Wiesenrand ein aus Neokomgesteinen bestehender Sporn hervor. Die Neokomgesteine halten am Hangfuß etwa 300 m lang gegen NW an und enden nicht ganz 100 m weiter. Nach Lesesteinen sind auch hier Spuren von Gutensteiner Kalk zwischen das Neokom und den Dolomit geklemmt. Die Rundbuckel westlich Maurer bestehen aus einem Zug von Gutensteiner Kalk und nördlich anschließend wieder Neokom, das über den Graben südwestlich Kendlbauer in den nächsten Rundbuckel weiterstreicht. Die Rinne westsüdwestlich Kendlbauer scheint einer kleinen Verwerfung zu folgen, denn jenseits erscheint das an den Dolomit grenzende Neokom ein wenig tiefer gerückt. Im unteren Teil der Rinne steht Dolomit an, jedoch lassen Rollstücke von Gutensteiner Kalken etwas höher oben noch eine Schuppe solcher Gesteine vermuten. Westlich der Rinne ziehen die Neokomgesteine zwischen Dolomit im S und Gutensteiner Kalk im N als schmaler Zug durch die oberste Wiese nach WNW, eine schwache Rampe bildend; sie wurden aber dann nicht weiter verfolgt. Die anisischen Kalke unter diesem steil S-fallenden, stark gepreßten Neokom schwellen dann nach W an und steben mit der großen Masse von Gutensteiner und Reiflinger Kalken in den S-Hängen des Hauergrabens in direkter Verbindung, am Fuße ebenfalls von dem schon im vorhergehenden Abschnitte erwähnten Neckom begleitet.

Die Gutensteiner und Reiflinger Kalke sind dann die schließlich alleinherrschenden Gesteine in den S-Hängen des Hauergrabens und bis zum Weidenplan (P. 1412 m). Von der Gegend nordöstlich Zwillingskogel an wurde der Wandfuß allerdings nicht mehr genau kartiert, vielmehr eher angedeutet. Werfener Schichten habe ich nirgends gesehen. Das auf Geyers Karte im Grunde des Hauergrahens eingezeichnete Haselgebirge hat auch E. Gasche (1938) nicht gefunden. Allerdings muß mir auch das von ihm beschriebene Anstehende in der Umgebung vom P. 811 m am N-Hang des Zwillingskogels mit Gutensteiner Kalken, die von Werfener Schichten normal unterlagert werden, entgangen sein.

Von dieser (ehemals weiter nach N verbreiteten) Kalkmasse hat die Erosion Deckschollen abgetrennt. Die eine ist die Scholle des Reuth-Kogels (P. 856 m), aus Gutensteiner Kalk bestehend, der SSW his SW einfällt und auf Neokom aufruht. Im Gipfelgebiet fallen löcherige Brekzien aus diesem Kalk mit braunem Bindemittel auf. Die zweite ist die Scholle des Hochreith-Berges (P. 1053 m), dessen vorwiegend dünnbankige dunkle, weißgeaderte Kalke meist S—SSO einfallen, am W-Ende aber auch muldenförmig zusammengebogen sind. Die steilen Hänge nach O und S sind stark verstürzt und sacken ab, wohl infolge der Unterlagerung durch Neokom und Flysch (siehe S. 328). Wenig oberhalb vom Steig, der den Kamm südsüdöstlich P. 1053 m am Fuß des steileren Aufschwunges überquert, ist ein kleines Vorkommen von Werfener Schiefern an der Basis der Deckscholle der Beobachtung zugänglich.

Im Steineckkamm stößt in der Einsattelung nördlich Weidenplan (P. 1412 m) nordwärts an die anisischen Kalke heller Wettersteindolomit und dann Wettersteinkalk, der nunmehr das Gehirge bis zum Traunstein beherrscht. Im Liegenden ist nur ein schmaler Streifen von Gutensteiner und Reiflinger Kalk nachzuweisen, der nur in kleinen Partien zum Vorschein kommt, im übrigen aber unter Schutt begraben sein dürfte. Eine kleine Scholle davon, am Oberrand der Matzinggrabenmulde östlich des Weges gelegen, sieht fast deckschollenartig aus. Eine andere recht kleine Masse von Gutensteiner Kalk östlich der Jagdhütte in der Schrattenau ist auf Werfener Schichten abgeglitten. Die darunterliegenden Werfener Schichten besitzen sicher auch keine bedeutendere Mächtigkeit; eine solche wird eher durch Abrutschungen vorgetäuscht. Es sind feinsandige, glimmerreiche Schiefer; die berrschenden Farben sind braunviolett, violettgran, grüngrau bis grau. Rötlicher Sandstein von der Art des Buntsandsteins ist ebenfalls vorhanden, aber kaum anstehend, nur in diluvialen Bildungen der Umgebung aufbereitet öfter zu finden. Schließlich ist der S. 322 beschriehene violetthraune konglomeratische Sandstein dazuzurechnen, der aus viel sandig-tonigem Material mit reichlich Glimmer und darin eingestreuten braun inkrustierten Geröllen und Brocken von Quarz. Pegmatit?. Glimmerschiefer, Sandstein und Tonschiefer besteht. Aus den Werfener Schichten des Gebietes nennt G. Gever (1911) Myophoria ovata Goldf. Größere Vorkommen befinden sich in der Mulde östlich und südöstlich Schrattenau und inmitten von Lokalmoranen nördlich Steineck.

Am Fuße der Wettersteinkalkzacken des Katzensteins sind keine Werfener nachweisbar. Ein zum Teil gefalteter Zug von Gutensteiner und Reiflinger Kalk üherquert die auffallende Scharte am O-Ende der Felsgruppe und streicht im unteren Wandteil gegen die Hänge unterhalb der Laudachscharte. Er ist den Aufschuppungen anisischer Kalke im Traunstein zu vergleichen.

# 4. Zum Bau des W-Endes der Salmgruppe nach J. v. Pia

Ein paar Bemerkungen über den Bau des W-Endes der Berggruppe des Hochsalm (1403 m) sollen dartun, daß sich die beiden Ränder des Flysch- und Klippengebietes südwestlich Scharnstein nicht entsprechen. Genaueres kann in J. v. Pias (1942) Originalarbeit nachgelesen werden. Der betreffende Teil unserer geologischen Karte (Tafel XIII, Abb. 1) ist Pias Arbeit entnommen.

Das Baumaterial: sehr spärlich Werfener Schichten und Haselgebirge, nur wenig Wettersteinkalk, Lunzer Schichten und Opponitzer Kalk, dagegen viel Hauptdolomit, darüber Plattenkalk und Kössener Schichten, Krinoiden- und Hornsteinkalke des Lias, rote Hornsteinkalke und Knollenkalke des höheren Jura, Oberalmschichten und mehr sandig-schiefrige Gesteine der Unterkreide.

Im Großen besteht das Gebirge hier aus dem nach N abbiegenden Sattel des Scharnsteinberges, an den sich südwärts die stark zusammengequetschte Salmmulde anschließt, auf die der verkehrte Flügel der Windhag-Decke üherschoben ist.

So obne weiteres läßt sich also die Masse der Salmgruppe mit dem Steineck-Zwillingskogelkamm üher den Flysch binweg nicht verbinden.

Nach einer freundlichen brieflichen Mitteilung von E. Gasche stehen am S-Fuß des Schütterberges Gesteine des tieferen Kreideflysches, tektonisch eng vermengt mit Werfener Schiefern und Haselgebirge an. Damit ist eine weitere Brücke zwischen unserem Flyschgebiet und dem des Grünauer Flysches geschlagen.

# 5. Zusammenfassendes geologisches Bild

Dazu Tafel XIII, Abbildungen 1-3

Die Flyschschichten im Norden sind häufig beftig gefaltet und im großen in eine Anzahl von Faltenwellen gelegt, wohei meist die Schichten der Zementmergelserie die Kerne zwischen den aus Mürbsandsteinführender Oberkreide gebildeten Mulden einnehmen. Ein wechselndes Gefälle der großen Faltenachsen ist schon aus der Gesteinsverteilung in der geologischen Karte (Tafel XIII, Abb. 1) ahzulesen. Als komplizierend kommen noch hinzu Schuppungen, Ausdünnung einzelner Schichtglieder durch tektonische Vorgänge u. a.

Am S-Rand nun sind die Antiklinalen höher aufgepreßt und die Kerne durch die Erosion tiefer aufgerissen, so daß die unter der Zementmergelserie liegenden Schichten, nämlich bunte Schiefer, die cenomane Mürbsandsteinzone, Gault und Neokom, gewöhnlich sehr gestört, zum Vorschein kommen. Ein solcher komplizierter Antiklinalkern nimmt am Talrand westnordwestlich Matzing breiten Raum ein und verschmälert sich gegen W, bis sich in der Schrattenau die Antikline der Zementmergelserie schließt. Leider aber ist der S-Flügel durch die Aufschuppungen der Klippenzone größtenteils entfernt worden. Eine wenig südlicher gelegene ähnliche Antikline

setzt diese Struktur weiter gegen W fort. Der Knäuel dieser tieferen Flyschschichten ist kaum richtig auflösbar, zumal die Aufschlüsse nicht ausreichen.

Wichtig ist, daß im Kern dieser Flyschantiklinalen unter den Flyschschichten Helvetikum auftaucht, wenn auch der Verband der beiden tektonisch noch weiter kompliziert worden ist. In der Schrattenau ist dieses Auftauchen unter den Flyschschichten einwandfrei zu beobachten. Es ist das ein weiterer Beweis für die von M. Richter und G. Müller-Deile (1940) und ihnen folgend von mir (S. Prey, 1950) vertretene Meinung, daß das Helvetikum eine Decke unter der Flyschdecke ist. Dasselbe gilt natürlich auch für den westlicheren Gschliefgraben (S. Prey, 1951), dessen Helvetikum eine Fortsetzung des unseren ist. Ein Licht auf die enormen tektonischen Verspießungen zwischen Helvetikum und Flysch wirft das Vorkommen von Nummuhtenkalk des Helvetikums inmitten von Flysch westlich Hochbuchberg in der Nähe der N-Grenze der bunten Schiefer gegen die hangenden Schichten der Zementmergelserie.

Die ausführlicheren Faunenlisten der Detailbeschreibung beweisen das Nebeneinandervorkommen verschiedener Fazies des Helvetikum-Faziesraumes, nämlich des echten Helvetikums — das eigentlich Ultrahelvetikum heißen müßte (S. Prey, 1952 a) — und der südlicheren Fazies der "Buntmergelserie" (wegen der Benennung vgl. S. Prey, 1952 b). Letztere ist das eigentliche Hüllmaterial der Klippenzone. Dem Verhältnis der beiden wird noch ein kurzes Kapitel gewidmet werden.

In die bunten Mergel sind in unserer Klippenzone verschiedene große und kleine Schühlinge hauptsächlich mesozoischer Gesteine gebettet: Tithon-Neokomkalke, Jura-Hornsteine, blaßrot bis grünliche Jura-Mergelkalke, Spuren von Liasfleckenmergel und liasische Grestener Schichten, zu denen auch die Arkosekonglomerate des Matzinggrabengehietes zu rechnen sind. Bedeutender ist auch der Anteil von Flyschgesteinen in der Klippenzone: besonders Gault und Reste von Neokom, aber anch bunte Schiefer und cenomane Sandsteine. Verschiedene Brekzien des Flyschneokoms, aber auch der Oberkreide spielen eine gewisse Rolle. Unter den verschiedenen bunten Mergeln ist das echte Helvetikum im Hochreithgraben, also in weit südlicher Lage, besonders bemerkenswert. Es ist möglich, daß die Buntmergel des Matzinggrabens im Transgressionsverband mit den Grestener Arkosekonglomeraten stehen.

Die charakteristischen Arkosekonglomerate markieren eine Leitlinie, die vom höheren Matzinggraben zuerst ostwärts verläuft, dann aber südwestlich Matzing offenbar scharf gegen S umbiegt, denn die nächste Aufragung liegt im S am O-Fuß des Reuthkogels.

Im Hochreithgraben (Truckenbach) ist Flysch wieder tonangebend. Von hier nach S wird der Bau, soweit er sichtbar ist, wesentlich einfacher. Eine Anzahl von Zügen neokomer Gesteine, zum Teil in beachtlicher Breite, werden vermutlich durch Flyschstreifen getrennt. Ihre Anordnung folgt O-W-streichenden Baulinien. Die Neokomzüge gleich südlich vom Matzinggraben muß man noch zur Klippenzone zählen. Sie kommen in enge Nachbarschaft auch zu Flyschneokom, so z. B. den Mergelu, den sandigspätigen Kalken und Brekzien nordnordöstlich P. 818 m im S-Teil des Matzinggrahens. Die Zugehörigkeit der südlicheren größeren Neokommassen wird in einem eigenen Ahsatz noch erörtert werden. Dieses Neokom

zieht dann sichtlich unter der Basis der überschobenen Stauffen-Höllengebirgsdecke gegen Grünau weiter.

Über den ganzen ziemlich kompliziert gebauten und durch mehr minder O-W-streichende Bauelemente gekennzeichneten 2.5 km breiten Streifen der Klippenzone mit ihren südlichen Vorlagen greift nun die Überschiebung der kalkalpinen Stauffen-Höllengebirgsdecke Spenglers (gleich tirolische Decke Hahns, Traunalpendecke Trautbs) verbältnismäßig flach und diskordant bis zum S-Rand des geschlossenen Flyschgebietes vor. Die Abtragung hat von diesem Rand die Deckschollen des Hochreithberges und des Reuthkogels abgetrennt, die ihre Gegenstücke auch östlich Grünau haben. Die Basis der Decke ist mit dem liegenden Neokom verschuppt. Der geologische Aufbau kommt in der morphologischen Gestaltung der Landschaft deutlich zum Ausdruck. Die Ansichtsskizze, Tafel XIII, Abb. 3, soll veranschaulichen, wie vor dem nach N vorgreifenden randlichen Steilabsturz der Stauffen-Höllengebirgsdecke die Zertalung ungefähr den O-W-verlaufenden Bauelementen folgt. Der Hauer-, Hochreith- und Matzinggraben nehmen am Kalkalpenrand ihren Ausgang und nehmen ihren Lauf nach O.

Daß die Salmgruppe nicht unmittelbar zu dem Kalkalpenrand im Wunseres Gebietes paßt, wurde schon hervorgehoben. Dagegen verraten die Aufragungen der Arkosekonglomerate Querstrukturen, die größtenteils unter dem Schutt des Almtales begraben und die südwärts gegen Grünau gerichtet sind. Zwischen dem geschlossenen Rand der Stauffen-Höllengebirgsdecke, der mit ganz gleichartigem Gepräge über Grünau weiter nach O zieht, und dem Rand der Salmgruppe besteht somit eine, wenn auch nicht durchgehend aufgeschlossene, aber aus der Richtung der Strukturen und der Konstellation der beiderseitigen kalkalpinen Einheiten sicher erschließbare Verbindung zwischen der eigentlichen Flyschzone und dem Flysch von Grünau, an dessen Existenz ich nicht zweifle. Ein wichtiger Beleg dafür ist der im NW des Grünauer Flysches gelegene Vorposten von Flysch am S-Fuß des Schütterberges. Bei den Querstrukturen handelt es sich jedenfalls nicht um eine Blattverschiebung, sondern eher um eine Querpressung unter dem Einfluß eines Heraushebens der Salmmasse gegen W.

Daraus ergibt sich, daß der N-Rand der Stauffen-Höllengebirgsdecke südlich an Grünau vorbei nach O weiterzuziehen ist, die nach W aushebende Einheit der Salmgruppe aber, die zur Reichraminger Decke gehört, kann am besten als Äquivalent der Scholle des Zirler Berges unterhalb vom Traunstein (vgl. S. Prey, 1951 b, Profil im Exkursionsführer), bzw. der weiter westlich gelegenen Langbathscholle Pias betrachtet werden. Beide werden hier durch den Grünauer Flysch getrennt.

Über das Flyschgehiet von Grünau bereitet E. Gasche eine Veröffentlichung vor, die genauere Angaben erwarten läßt. Vorläufig sei hier nur nochmals kurz skizziert, was schon gelegentlich von mir darüber publiziert worden ist (S. Prey, 1950). Es wurde vor allem Gewicht auf die Feststellung gelegt, daß sich die Flyschschichten dort in gleicher Weise gliedern lassen, wie in der eigentlichen Flyschzone und daß auch die Faunen der ganz wenigen, von mir gesammelten Proben mit solchen aus dem Flysch sehr gut harmonieren. Ferner kenne ich verschiedene Schüblinge von dort, wie Ophikalzit, verschiedene Brekzien, Stücke von Glimmerschiefer u. a., die solchen aus dem eben beschriebenen Gebiet und seinen Nachbargebieten

zum Teil genau entsprechen. Schließlich sitzen auf dem Flysch Deckschollen von Gutensteiner und Reiflinger Kalken, wie westlich vom Almtal. Die Auffassung des Flysches von Grünau als echten Flysch teile ich mit E. Gasche, wie auch mit Brinkmann, Richter und Müller-Deile. Nachdem Gasche die Flyschgesteine von Grünau weiter gegen Windischgarsten verfolgen konnte, gewinnt das Flyschfenster von Windischgarsten (Brinkmann, 1936) weiter an Wahrscheinlichkeit (vergl. S. Prey, 1950).

Im übrigen muß noch untersucht werden, oh etwa auch Gesteine der Buntmergelserie im Grünauer Gebiet vorhanden sind. Einen Hinweis könnte man nämlich darin erblicken, daß eine Probe von roten und grünen teigigen Schiefern in einer Rinne östlich der südlich Dachskogel gelegenen Wiese eine spärliche Foraminiferenfauna von alttertiärem Charakter geliefert hatte, jedoch soll es nur ein Hinweis sein, solange nicht die Gültigkeit der Fauna durch eine Kontrollprohe erhärtet ist. Aber auch gewisse rote und grüne Schiefer erscheinen in dieser Hinsicht einer näheren Überprüfung wert, so z. B. die roten Schiefer östlich Looskogel. Jedenfalls wäre der Nachweis von Buntmergelserie im Grünauer Gebiet eine weitere Stütze unserer Auffassung.

In unserer Karte (Tafel XIII, Abb. 1) wurde schließlich der SW-Rand des östlich vom Almfluß sich fortsetzenden Flysches aus der Karte (S. Prey, 1950) des Perneckerkogelgebietes mit aufgenommen. Demnach muß ein Zweig des Helvetikums westlich Matzing mit dem nach Steinhach am Ziehberg weiterstreichenden Helvetikum verhunden gedacht werden, wobei natürlich offen bleiben muß, oh es sich um eine direkte Verhindung handelt oder ob nicht das Helvetikum östlich Scharnstein wieder in einer nördlicheren Antikline auftaucht, vergleichbar dem Verhältnis der Aufbrüche im Gschliefgrabengebiet und in der Schrattenau.

Als Hauptfaltungszeit muß — wie in dem gesamten benachbarten Abschnitt der Flyschzone — die oligozäne Faltungsphase gelten, der später noch Bewegungen geringeren Ausmaßes gefolgt sind. Die Alttertiärfauna aus dem Grünauer Gebiet wäre in diesem Zusammenhang von großer Bedeutung.

# Bemerkungen über die diluviale Bedeckung

Von Interesse ist hier die in einigen Resten erhaltene diluviale Brekzie. Sie wird vermutlich in das Mindel-Riß-Interglazial zu stellen sein, wie die Mehrheit der Gehängebrekzienhildungen der Ostalpen. Hier kommt sie vor am südöstlichen Oberrand des Gechliefgrahens, östlich vom Laudachsee, im Gebiet des Kornsteins, am Kamm südlich Matzinggrahen und in der Koglau nördlich Hauergraben. Der nicht oder nur wenig gerollte Schutt wird durch ein löcheriges kalkiges Bindemittel von bräunlichgrauer Farbe verbunden und seine Zusammensetzung ist sichtlich vom Einzugsgebiet, den Kalkbergen der unmittelbaren Umgehung, abhängig. So hestehen die Brekzien beim Gschliefgrahen, Laudachsee und Kornstein bauptsächlich aus weißen Wettersteinkalken, nur in südlichsten hangenden Lagen der Brekzie, beim Kornstein beginnen dunkle Kalke häufiger zu werden. Die südlicheren Vorkommen hingegen bestehen wieder fast ausschließlich aus Gutensteiner und Reiflinger Kalken. Eine interessante Erscheinung sind die Riesenhlöcke von weißem Kalk, die von den Brekzien im Gebiet des Kornsteins umhüllt werden und die auch in der Karte zur Darstellung gebracht worden sind. Der größte ist der eigentliche Kornstein — etwa 200 m südsüdöstlich P. 975 m gelegen — mit einer Höhe von nahezu 45 m! Man könnte beinahe an tektonische Deckschollen denken, wenn nicht die enge Bindung zu den Brekzien bestünde, weshalb eine Erklärung als Bergsturzblöcke (ähnlich G. Geyer, 1911), eventuell auf Gletschereis, wahrscheinlicher erscheint. Die Blöcke werdeu zum Teil von rostbraun gefärbten Klüften und Zertrümmerungen durchzogen.

Die eiszeitlichen Lokalmoränen sind in ihrer Zusammensetzung naturgemäß von den gleichen Einzugsgebieten abhängig wie die Brekzien. Ihr Schutt besteht also von NW her bis ins Gehiet des Matzinggrabens vorwiegend aus hellen Kalken (Wettersteinkalk), während der Moränenschutt des Hochreith- und Hauergrabens fast nur aus Gutensteiuer und Reiflinger Kalken besteht. Diese Einförmigkeit des Sohuttes der Lokalmoränen bietet ein gutes Unterscheidungsmerkmal gegenüber den bunter zusammengesetzten Moränen des Almtalgletschers, die die tieferen Hangteile säumen. Die Lokalmoränen sind zum größten Teil Würm.

## Rutschungen

Helvetikum und Buntmergelserie, bunte Schiefer und Gault des Flysches neigen zu Rutschungen. Die bedeutendsten erfüllen die beiden Quelläste des Trambaches, eine erfüllt den mittleren Matzinggraben, östlich und südlich Hochreithberg gleitet der Schuttmantel. Eine größere Rutschmulde liegt südöstlich Hochbuchberg. Vermutlich sind eiszeitliche Khimate für die Ingangsetzung derselben verantwortlich. Die Bewegungen dürften aber, wenu auch sehr langsam, heute noch andauern.

# 6. Diskussion älterer Darstellungen

Die soeben gegebene Darstellung des geologischen Baues des Gebietes weicht in manchen Punkten nicht unbeträchtlich von älteren Darstellungen ab.

G. Gever hat 1911 eine kurze Darstellung gegeben; die dort publizierten Ergebnisse liegen der 1913 erschienenen geologischen Karte 1:75.000, Blatt Kirchdorf (4852) mit Erläuterungen zugrunde. Ein Vergleich zeigt zunächst, daß Geyer die vielfach roten und grünen Elemente des Helvetiknms, der Buntmergelserie und der bunten Flyschschiefer irrtümlich als Werfener Schiefer angesprochen hat. Abgesehen von der rein petrographisch guten Unterscheidbarkeit der beiden schließen die im Vorhergehenden in größerer Zahl mitgeteilten Foraminiferenfaunen eine Vereinigung der beiden aus. Es sei nur daran erinnert, daß die Werfener Schiefer durch Glimmerreichtum und feinsandige Beschaffenheit, sowie durch abweichende Färbung sich sehon rein äußerlich von den in Frage stehenden Kreidegesteinen sehr gut unterscheiden. Ihr Vorkommen beschränkt sich (mit Ausnahme verrutschter und glazial vertragener Stücke) auf die Triasbasis. Die Vorkommen im oberen Hauergraben und das Haselgebirge mit Gips im Hauergraben unterhalb vom Zwillingskogel konnte ich nicht finden — ebenso wie E. Gasche (1938). Sie dürften als sichtbares Anstehendes zu streichen sein.

Die von Geyer ausgeschiedenen großen Massen von anisischen Kalken zwischen Hochreithgraben und Zwillingskogel umfassen auch die aus diesem Material bestehenden Lokalmoränen! Ihre Verbreitung ist also auf die beiden Deckschollen und die Felsen der Talumrahmung zu beschränken. Schon R. Brinkmann (1936) hat das richtiggestellt und auch Geyers Gosauschichten im Hauergraben als Neokomfleckenmergel und die im Hochreithgraben (bzw. Truckenbach der Karte) als Flysch umgedeutet. Die auf der Geyer-Karte eingetragene Auflagerung von Lunzer Schichten und Hauptdolomit auf den Wettersteinkalk des Ameisplans (von ihm schon genau von Mojsisowicz übernommen) wurde nicht näher überprüft, jedoch in der Form, wie sie die Karte zeigt, ist sie sicherheb unrichtig. Ich möchte ihre Existenz überhaupt eher bezweifeln, weswegen sie auch in unserer Karte (Tafel XIII, Abb. 1) weggelassen wurde. Die N-Wand des Ameisplanes ist jedenfalls einheitlich Wettersteinkalk.

Auch in den NO- und N-Hängen des Steinecks wurden die anisischen Kalke viel zu mächtig eingetragen.

Die Konglomerate im Matzinggraben-Gebiet faßte Gever als "Grundkonglomerate" des Flysches auf und leitete aus dem Vorkommen von kalkalpinen Komponenten, darunter auch Werfener Schiefern, eine unmittelbare Nachbarschaft des Flysch-Ablagerungsraumes zu den Kalkalpen ab. Damit meinte er alle Theorien von einem weiteren Heranschub der nördlichen Kalkalpen entkräftet zu haben. Nun ist es nicht leicht zu beurteilen, welchem Irrtum Gever unterlegen sein mag. Nach seiner Karte und Beschreibung umfaßt sein Konglomeratzug jedenfalls meine liasischen Arkosekonglomerate des Matzinggrabens, doch muß betont werden, daß ich in diesen niemals irgendwelche Gerölle von Werfener Schiefern oder ähnlichem, sehen gar nicht gehäuft, wie Geyer es darstellt, beobachten konnte! Außerst selten nur kommen Brekzien von Flyschneokomtypus vor, in denen rote Schiefersplitterchen vorkommen, aber daß sie aus Werfener Schiebten stammen, ist keineswegs sicher; wahrscheinlich sind es bunte Flyschschiefer. Schließlich müssen noch die Gehängebrekzien am Kamm südlich Matzinggraben in Betracht gezogen werden, in denen Stücke von Werfener Schichten nicht selten sind, in denen aber wiederum die Granite und Glimmerschiefer fehlen. Vermutlich ist die Geyersche Auffassung auseiner Kombination aller dieser Vorkommen geboren worden, die aber sicher nichts miteinander zu tun haben. Geyers Schlüsse sind auf jeden Fall hinfällig, selbst wenn die Arkosekonglomerate des Matzinggrabens ein anderes Alter haben sollten als Lias, denn es steht fest, daß sie ein Bestandteil der Klippenzone sind und mit Flysch nichts gemein haben. Also auch die "Grundkonglomerate des Flysches" sind unbedingt zu eliminieren!

R. Brinkmann (1936) hat die genannten Konglomerate als Cenoman ausgeschieden (wobl kalkalpin?), u. zw. in ähnlichem Umfange wie Geyer, und noch die Brekzien des Kornsteins damit verbunden. Die Kalkklötze darin erscheinen als Basis-Trias derselben. Er hat somit, wie Geyer, heterogene Dinge miteinander vereinigt, einerseits die Arkosekonglomerate, deren Alter auf S. 319 unserer Arbeit erörtert worden ist, und die Brekzien vom Kornstein, deren diluviales Alter schon aus der über steil aufgeschupptes Gebirge flach übergreifenden Lagerung offensichtlich wird. Diese Brekzie bat Geyer wiederum richtig aufgefaßt. Daher bestebt der von Brinkmann umgedeutete Konglomeratzug ebenfalls nicht zurecht.

Dieselben Konglomerate gelten bei E. Kraus (1944) als Cenoman und Gosau. Aus der Zusammensetzung der "Gosaukonglomerate" aus Abtragungsprodukten der Höllengebirgsdecke leitete er eine vorgosauische Unterschiebung der Höllengebirgsdecke ab. Er trennt sie somit vom Flysch ah. Als Begründung für die Ablehnung auch dieser Auffassung kann ich dasselbe anführen, wie bei Brinkmann. Aber er weist auch darauf hin, daß die Konglomerate keinen so einheitlichen Zug hilden, wie ihn Geyer und Brinkmann zeichnen!

Richter und Müller-Deile (1940) vereinigen die Konglomerate vom Laudachsee und die "Grundkonglomerate" hier zu einem "Randcenoman". Wegen des beim Laudachsee allein schon durch den Arietites (Prey, 1948) nachgewiesenen Liasalters der Konglomerate ist diese Auffassung irrig. Die Konglomerate vom Laudachsee hat ührigens Geyer (1917) einmal für Alttertiär gehalten.

Kraus und Geyer stellen üherdies die "exotische" Komponenten führenden Konglomerate (meine Arkosekonglomerate) vom Matzinggrahen und diejenigen unterhalb vom Schomreithnerstein (südwestlich Kirchdorf), hzw. die von Steinbach am Ziehberg als ein und dasselbe hin, ohwohl schon O. Ahel (1909) darauf hinwies, daß in den ersteren Granit und Glimmerschiefer, in den letzteren Porphyre charakteristisch sind. Eine Vereinigung der heiden, die, ahgesehen vou der verschiedenen Zusammensetzung auch ganz verschiedenen tektonischen Einheiten — die ersteren der Klippenzone, die letzteren aber den Kalkalpen — angehören, ist unmöglich und beide sind daher scharf zu trennen. Zur Erhärtung dieser Ansicht wurde in der Tahelle S. 317 ein Sandstein aus dem Cenoman südsüdwestlich Kirchdorf angeführt (Nr. 1326), dessen Schwermineralgehalt mit Zirkonreichtum und besonderer Granatarnut ein ganz anderes Bild ergibt, wie die Konglomerate und Sandsteine der Grestener Schichten (Nr. 1648 bis 1652), die granatreich sind.

Während der auf der erschienenen geologischen Karte von O. Ahel aufgenommene Flysch nördlich der "Grundkonglomerate" nicht gegliedert ist, scheidet R. Brinkmann (1936) nördlich derselhen "Nierentaler Schichten" aus, die also nach meiner Auffassung das Helvetikum, etwas Buntmergelserie, aher auch etwas Flysch (hunte Schiefer) umfassen. Bei Kraus finde ich sie nicht erwähnt. Im Matzinggraben sind sie ihm sichtlich entgangen. Brinkmann sieht sie richtig als Fortsetzung des Streifenfensters des Gschliefgrahens an.

In noch größerem Umfang als Geyer gibt Brinkmann (1936) in seinem Kärtchen die Verbreitung der Werfener Schichten an. Unsere Kartierung hat nur Anhaltspunkte für das Vorkommen von Flysebgesteinen unter den moränenerfüllten Muldenzonen ergehen. Auch E. Kraus (1944) konnte die große Verbreitung der Werfener Schichten nicht bestätigen.

Die Flyschnatur der im Hochreithgraben (Truckenhach) anstehenden Gesteine, die Geyer als Gosau auffaßte, und die Brinkmann (1936) erstmalig erkannt hat, wird auch von Kraus (1944) bestätigt, nur denkt Brinkmann an wirklich auftauchenden Flysch, während Kraus diesen Flysch zusammen mit dem weiter südlicher anstehenden Neokom, der Reichraminger Decke als Kreidebedeckung zuteilt. Die Flyschfazies soll in der unteren Kreide auf den Raum der nördlichen Kalkalpen übergegriffen haben. Auf Grund dieser Auffassung schildert Kraus (1944) den Bau unseres Gehietes etwa folgendermaßen: an den Flysch im N schließt südwärts eine Randmulde mit Gosauschichten, wohl cenomanem Flyschsandstein,

Gault in Flyschfazies und Neokom als Liegendem auf bunten Jurakalken, allerdings gestört, an (Reichraminger Decke). Darüber die Unter- und Mitteltrias der Höllengebirgsdecke.

Meine Forschungen haben keinerlei Anhaltspunkte für eine solche Bindung des Flysches vom Hochreithgraben (Truckenbach) an die Kalkalpen erbracht. Vielmehr ist er eng mit Gesteinen der Klippenzone und deren Begleitgesteinen (Buntmergelserie und Helvetikum) verschuppt und daher kann kein Zweifel bestehen, daß er wirklich noch zur Flyschzone gehört. Höchstens die Stellung des Neokoms von P. 1026 m und vom Kamm westlich Reuthkogel ist noch fraglich; es liegt aber jedenfalls unter der Höllengebirgsdecke. Es wird also in bezug auf den südlicheren Flysch einer Brinkmann entsprechenden Auffassung der Vorzng gegehen.

Den Krausschen Befund eines vorgosauischen Schubes der Stauffen-Höllengebirgsdecke auf Grund der Gosaukonglomerate hat auch E. Spengler (1951) im Kalkalpenabschnitt der "Geologie von Österreich" erwähnt, aber auch darauf hingewiesen, daß dieser Befund nicht recht zu anderen am Rande derselben Decke gemachten paßt und seiner Ausdrucksweise ist Zweifel daran zu entnehmen. Der Zweifel ist somit berechtigt, die Angahe von Kraus enthehrt einer Grundlage.

## 7. Spezialfragen

# Über das Verhältnis von Helvetikum zur Buntmergelserie

Charakteristik und Gliederung des Helvetikums möge in meinen Arbeiten (S. Prey, 1949 h, 1950, 1952 a) nachgelesen werden. Die Ahlagerungen des Helvetikums sind durch reiche Foraminiferenfaunen, in der Oberkreide mit zahlreichen Globotruncanen, gekennzeichnet. Es wurde schon (Prey, 1952 a) angedeutet, daß man eigentlich von Ultrahelvetikum sprechen müßte, weil es sich um einen etwas südlicheren Ahlagerungsraum handelt, als etwa der des Bayerischen Helvetikums ist.

Der Name "Buntmergelserie" wurde vorläufig (zuerst für das Gebiet von Gresten-Scheibbs, Prey, 1952 h) einer mergeligen Schichtfolge gegeben, die sich gesteinsmäßig stark dem Helvetikum nähert, sich von ihm aber doch vor allem durch den vorherrschenden Charakter der Foraminiferenfaunen etwas unterscheidet, u. zw. dominieren häufig stärker die Sandschaler und als Leitfossilien der Oberkreide treten die Globotruncanen zurück und Reussella szajnochae wird kennzeichnend. Nun aber kommen auch in der Gegend von Gresten-Scheibhs in der Buntmergelserie ärmere oder auch reichere Globotruncanenfaunen vor, die anf engere Beziehungen zum Helvetikum hinweisen, weshalb auch als Arheitshypothese die Meinung geäußert wurde, daß heide nur verschiedene Fazies des gleichen großen Ablagerungsraumes darstellen und daß die Klippenzone im südlichen Randgehiet des ganzen Troges gelegen ist. Gewisse Verschiedenheiten bestehen auch in den alttertiären Ablagerungen, so sind in der Buntmergelserie hunte Mergel auch hier stärker vertreten, dagegen sehen die Nummuhtenkalke hier etwas anders aus als im Helvetikum und das Paleozän in sandig-glaukonitischer Fazies scheint zu fehlen. In der Oberkreide fehlen besonders die Fleckenkalke des Helvetikum-Cenomans.

Es wurde nun auch in diesem Gebiet Ausschau gehalten nach Merkmalen, die geeignet sind, die Arbeitshypothese zu stützen.

Wie auch im Gschliefgraben (Prey, 1951 a) kommen hier beide Serien in enge Berührung. In dieser Beziehung sei auf die Profile im Gebiete der Schrattenau verwiesen. Dort stehen am O-Rand der großen, vom westlichen Trambach entwässerten Mulde die hellgrauen Mergel mit Inoceramen, Seeigeln und reicher Foraminiferenfauna von Helvetikum-Charakter unmittelbar neben roten, selten grünen Mergeln mit Sandschalerfauna mit Reussella szajnochae. Leider liegen im Grenzbereich auch einige Blöcke von Flyschgesteinen, so daß eine tektonische Trennung nicht auszuschließen ist. Dafür grenzen in der westlichen Schrattenaumulde in überkippter Lagerung hellere Mergel des Coniac und dunkelgraue Mergel des Maestricht (Helvetikum) fast unmittelbar an rote und grünlichgraue Mergel der Wende Oberkreide-Alttertiär, wie sie dem Helvetikum eigentlich fremd sind. An dieser Stelle befindet sich im Helvetikum eine Schichtlücke, die sich erst im südlichen Gschliefgraben zu schließen beginnt (Schmitzen bunter Mergel mit großen Globigerinen und Globorotalien zwischen Maestrichtmergeln und Paleozän) und anscheinend in der Buntmergelserie geschlossen ist. Im Matzinggraben finden sich immer wieder Mergel mit typischen Merkmalen der Buntmergelserie und unmittelbar dabei auch solche mit mehr minder starkem Hinneigen zum Helvetikum. Diese weitgehende Durchdringung der beiden Fazies spricht doch sehr für engere Beziehungen der beiden und es ist wahrscheinlich, daß auch — in stärkerem Maße als bei Gresten—Scheibbs — hier im Schichtstoß Gesteine mit Helvetikum- und Buntmergelserienmerkmalen durcheinander abgelagert worden sind. Die sehr bedeutende Verschuppung hat dann alles auf engstem Raume konzentriert. Die Charaktere der Buntmergelserie nehmen im gemeinsamen Ablagerungsraum jedenfalls den südlicheren Raum ein nnd stehen offensichtlich mit der Klippenzone in enger Beziehung. Extremer noch gestalten sich die Merkmale der Buntmergelserie im Gebiet der Klippenzonen des Wienerwaldes, wo die Faunen häufig recht ärmlich geworden sind. Die vorhin gestellte Frage nach Anhaltspunkten, die geeignet sind, die Arbeitshypothese zu stützen, erhält also eine gewisse bejahende Antwort.

Außer der sehon an vielen Punkten der Klippenzone festgestellten räumlichen Verbundenheit der Buntmergelserie mit den Klippen erscheint auch ein Transgressionsverband der Oberkreidemergel mit den Klippen (hier den liasischen Arkosekonglomeraten des Matzinggrabens) durchaus möglich. Allerdings müßten die Verhältnisse im Klippenraum uneinheitlich sein, weil die Buutmergelserie der Gegend von Gresten—Scheibbs einen bis ins Cenoman hinabreichenden größeren stratigraphischen Umfang besitzt. Weitere Forschungen müssen die Sachlage weiter klären.

# Bemerkungen über den Flysch

Von den Schichtgliedern bieten Gault und Neokom nichts Neues, zumal sie fast nie gut aufgeschlossen sind und auch nur seltener mächtigere Massen bilden. Das vorhandene entspricht ganz dem, was etwa im Gebiet des Pernecker Kogels beobachtet wurde. Dagegen ist hier in größerer Mächtigkeit und Mannigfaltigkeit als dort die cenomane Mürbsandsteinzone vorhanden. Als Begleiter der stärker hervortretenden gröberen Sandsteinbänke, die offenbar in mehreren Horizonten eingeschaltet sind, finden sich auch gröbere und feinere glimmerreiche Sandsteine mit etwas kieseligem

Bindemittel und daher rissiger Oberfläche, dazwischen eine Folge von grüngrauen und grauen, seltener dunkelgrauen Tonschiefern mit feinkörnigen Kalksandsteinbänkehen mit rissiger Oberfläche und kleinen Hieroglyphen. Graue Mergel führen bisweilen zarte Chondriten. Auch kieselige Glaukonitsandsteine wurden beobachtet. Wie viele Wiederholungen infolge Faltung allerdings möglicherweise vorliegen, entzieht sich einer Beurteilung. Die übrige Schichtfolge darüber bietet keine Besonderheiten. Auch hier konnten keine Brekzien aufgefunden werden, hei denen sich die Notwendigkeit ergibt, sie als eozäne "Dürnbachbrekzien" hervorzuheben. Ich zweifle immer mehr an der tatsächlichen Existenz solcher Eozängesteine in unserer östlicheren Flyschzone.

Es verdient betont zu werden, daß die Flyschvorkommen südlich der Klippenzone nicht von den nördlicheren abweichen. Der cenomane Mürbsandstein aus dem Hochreithgraben unterscheidet sich in seinem Schwermineralgehalt von solchen etwa östlich Hoisn am Traunsee so gut wie nicht und auch petrographisch lassen sie sich nicht unterscheiden. Wie schon andere Forscher (Brinkmann, Kraus) äbnlich festgestellt haben, fehlt hier Zementmergelserie und mürbsandsteinführende Oherkreide, außer es wären noch Vorkommen davon unter den Moränen begraben. Daß diese aber nicht primär fehlen, ergibt sich aus dem Nachweis von Oberkreideflysch bei Windischgarsten (Prey, 1950). Es ist daher anzunehmen, daß sie nur tektonisch ahgesohert sind.

M. Richter und G. Müller-Deile (1940) sind übrigens der Meinung, daß die höheren Teile des Flyschprofils weder durch Abscherung entferut wurden noch stratigraphisch fehlen, sondern der Abtragung zum Opfer gefallen sind. Die genannten bezeichnen die Überschiebung der Kalkalpen daher als "Reliefüberschiehung". Das ist jedenfalls möglich. Ein schlüssiger Beweis läßt sich leider weder für Abscherung noch für Abtragung in diesem Gehiete erhringen.

Eine schwierige Frage ist die, wohin die größeren Massen von Neokommergeln aus dem Gehiete des Hochreithgrabens (Truckenbach) und Hauergrabens gehören. Möglich erscheint eine Zugehörigkeit: 1. zum Flysch, 2. irgendwie zur Klippenzone und 3. zu den Kalkalpen.

Die erste Möglichkeit ist verlockend. E. Gasche (briefliche Mitteilung) möchte diese Neokomgesteine zum Flysch stellen, zumal sie auch weiter östlich mit dem Grünauer Flysch zusammen vorkommen. Wenn wir nach Vergleichsmöglichkeiten mit Flyschneokom Ausschau halten, so scheiden zunächst die spärlichen Neokomvorkommen in der benachbarten Flyschzone aus. Hellgraue Mergel und Mergelkalke treten sehr zurück, oft sind nur Brekzien erhalten. Mit dem mir bekannten Neokom der Gegend nördlich Reinsberg (Niederösterreich), das sehr stark sandig entwickelt ist, haben unsere Neokomgesteine hier kaum viel gemein. Die Neokomkalke am Außensaum des Wienerwaldes sind auch fast immer mehr sandig und baben anderen Charakter, während ich hei denen der Hauptklippenzone bezweifle, oh sie überhaupt zum Flysch gehören, sondern eher zur Klippenzone zu stellen sind. Die einzige Vergleichsmöglichkeit ergibt sich (nach freundlicher Mitteilung von E. Braumüller) mit dem Neokom vom Haunsberg nördlich Salzburg, wo tatsächlich ein mächtiger Stoß kalkigmergeliger Neokomgesteine vorhanden ist. Die dortigen aptychenführenden

Brekzien bevorzugen den Übergang zur Gaultfazies, weshalb sie bei uns nicht unbedingt im mergelig-kalkigen Schichtstoß enthalten sein müßten, vielmehr im umgebenden Gaultflysch stecken könnten. Trotzdem scheint mir - auch bei Annahme einer mehrfachen tektonischen Wiederbolung desselben Schichtstoßes, das anscheinend von Gaultflyschfazies freie Areal zu groß zu sein, d. h. es wäre verwunderlich, daß nicht mehr Gesteine von Gaultflysch eingeschuppt sein sollten. Ferner ist sehr auffallend, daß in der zum Teil nicht allzu schlecht aufgeschlossenen Verschuppungszone des Neokoms mit der darübergeschobenen Trias keine Spur von anderem Flysch zwischengeschaltet ist und kein Aufschluß oder nur Lesestein auf dessen Anwesenheit hindeutet. In diesem Zusammenhang kann auch auf die Verhältnisse bei Windischgarsten hingewiesen werden, wo die Neokomgesteine des Kalvarienberges zum dortigen Flysch eine gleichartige Stellung einnehmen, wie die des Hauergrabens und dort wäre mir nie der Gedanke gekommen, sie zum Flysch zu rechnen, zumal sie sich auch dem Flyschrand in ihrer Lagerung angepaßt haben. Die Neokomgesteine des Kalvarienberges sind doch eher ein selbständiges tektonisches Element.

Die räumliche Nachbarschaft der Neokomvorkommen vom Hochreithund Hauergraben zu denen der Klippenzone — sie begegnen sich im nördlicheren Zweig des Hochreithgrabens — wäre ein Moment, das geeignet ist, für eine Zugehörigkeit zur Klippenzone zu sprechen. Diese wurde im Exkursionsführer (Prey, 1951 h) zum Ausdruck gebracht. Es ist ja auch nicht nnmöglich, daß sich andere Klippengesteine unter dem Moränenschutt in den Mulden verbergen.

Nun wurde schon für das Gebiet des Gschliefgrabens der Fall wahrscheinlich gemacht, daß Schollen kalkalpiner Herkunft tektonisch mit der Klippenzone vermengt sind (vgl. Prey, 1951 a). An eine solche Möglichkeit kann man auch in Hinblick auf nnsere Neckomvorkommen denken. Die Lage der Neckomgesteine im Hauergraben und ihre Verschuppung mit der Triasbasis der Stauffen-Höllengehirgsdecke, also ihre Stellung zwischen Flysch und Trias spräche dafür. Auch E. Gasche (freundliche briefliche Mitteilung) konnte mir im S-Teil des Grünauer Flysches einige Neckomvorkommen namhaft machen, die dieser Lage entsprechen würden. Der Kalvarienberg hei Windischgarsten wurde hereits erwähnt.

Schließlich ist aber festzuhalten, daß das in Frage stehende Neokom keinesfalls in eine Beziehung zur Salmgruppe, also zur Reichraminger Decke, gebracht werden kann, denn es ist nicht daran zu zweifeln, daß es tektonisch mit dem Grünauer Flysch geht und daß es bedeutende Störungen von der Schuhmasse der Salmgruppe (Reichraminger Decke) trennen. Man könnte also auch daran denken, diese Neokommassen der Herkunft nach als kalkalpin (tief bajuvarisch) zu betrachten, dem Baustil und der Nachbarschaft wegen aber zur Klippenzone zu rechnen.

Eine klare Stellungnahme in dieser Frage dürfte aber noch verfrüht sein. Es bleibt noch abzuwarten, ob nicht Gasche noch triftige Gründe für eine Zugehörigkeit zum Flysch anführen wird können. Vermutlich wird erst die Sammlung noch weiterer Tatsachen und Erfahrungen in weiterem Rahmen für eine Entscheidung nötig sein. In hezug auf die großtektonischen Fragestellungen des Gebietes ist diese Entscheidung allerdings von minderer Bedeutung.

#### 8. Schlußwort

Das im Vorhergehenden dargestellte Gebiet hat eine Schlüsselposition für die Auffassung des Grünauer Flysches als Fenster bzw. Halbfenster inne. Das zusammengetragene Tatsachenmaterial spricht für eine mehr minder direkte Verbindung der eigentlichen Flyschzone mit dem Grünauer Flysch. Damit hoffe ich einen bescheidenen Beitrag zu einem sehr umstrittenen und für die Auffassungen vom Aufbau dieses Gebietes überaus bedeutungsvollen Problem beisteuern zu können.

## Wichtigste angeführte Literatur:

Abel, O., 1909: Aufnahmsbericht. In Jahresbericht, Verh. Geol. R. A., Wien. Brinkmann, R., 1936: Über Fenster von Flysch in den nordöstlichen Kalkalpen. Sitzber. Preuß. Ak. d. W., Jg. 1936, Berlin.

Gasche, E., 1938: Cephalopoden aus dem Hydasp (der untersten Mitteltrias) der

nördlichen Kelkelpen. Zentralblatt f. Min. usw., Jg. 1938, Abt. B.

Geologische Spezialkarte, Blatt Kirchdorf (4852), 1:75.000. Hrsg. v. d. Geol. R. A., Wien.

Geyer, G., 1911: Über die Kalkalpen zwischen dem Almtal und dem Traungebiet.

Verh. Geol. R. A., Wien. Geyer, G., 1917: Über die Querverschiebung am Traunsee. Verh. Geol. R. A., Wien. Geyer, G. und Abel, O., 1918: Erläuterungen zur geologischen Karte, Blatt Kirchdorf (4852). Geol. R. A., Wien.

Kraus, E., 1944: Über den Flysch und den Kalkalpenbau von Oberdonau. Jb. d. Ver. f. Landeskunde u. Heimatpflege im Gau Oberdonau (Oberösterr. Musealverein), Bd. 91, Linz.

Müller-Deile, G., 1940: Flyschbreccien in den Ostalpen und ihre paläogeographische Auswertung. Neues Jb. f. Min., Geol. u. Pal., Beil., Bd. 84, Abt. B, Stuttgert.

Pia, J., 1942: Geologische Untersuchungen in der Salmgruppe. Annalen d. Naturhist. Mus. in Wien, Bd. 53.

Prey, S., 1948: Aufnahmsbericht (1947). Verb. Geol. B. A., Wien.

Prey, S., 1949 (a): Aufnahmsbericht (1948). Verh. Geol. B. A., Wien.

Prey, S., 1949 (b): Zur Stratigraphie von Flysch und Helvetikum im Gebiet zwischen Traun- und Kremstal in Oberösterreich. Verh. Geol. B. A., Wien.

Prey, S., 1950/51: Aufnahmsbericht (1950). Verh. Geol. B. A., Wien.

Prey, S., 1950: Geologie der Flyschzoue im Gebiete des Pernecker Kogels westlich Kirchdorf an der Krems (Oberösterreich). Jb. Geol. B. A., Wien.

Prey, S., 1951 (a): Der Gschliefgraben in der Flyschzone bei Gmunden (Vortrag).

Mitt. Geol. Ges., Wien, Bd. 44.

Prey, S., 1951 (b): Helvetikum und Flysch. In: Exkursionen aus Anlaß der Wiederaufbau- u. Hundertjahrfeier usw., Geol. B. A., Wien, Sonderheft A.

Prey, S., 1952 (a): Helvetikum in der oberösterreichischen Flyschzone. Verh. Geol.

B. A., Wien, Sonderheft C.

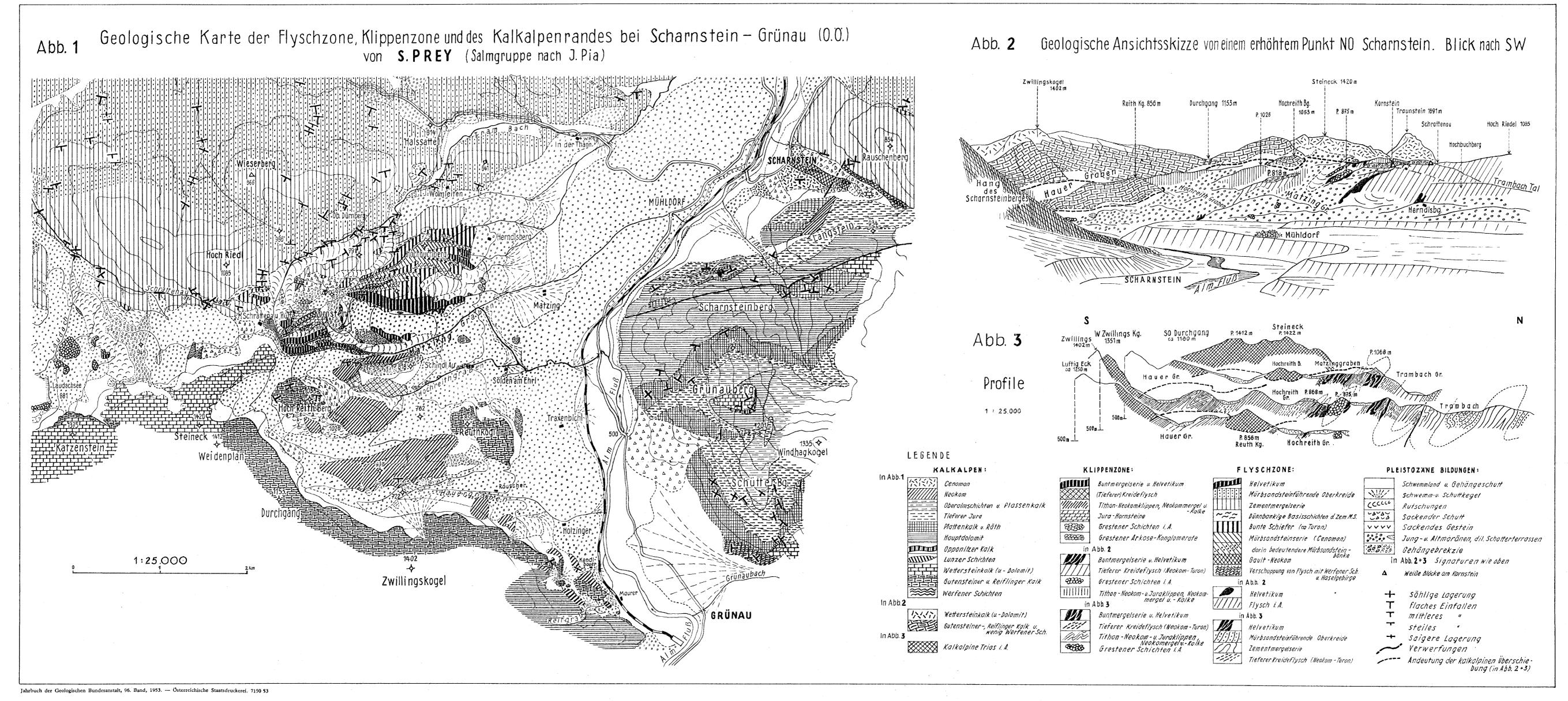
Prey, S., 1952 (b): Aufushmsbericht (1951). Verh. Geol. B. A., Wien.

Prey, S., 1953: Aufnahmsbericht (1952). Verh. Geol. B. A., Wien.

Richter, M. und Müller-Deile, G., 1940: Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen (Obb.) und der Enns (Oberdonau). Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges.,

Spengler, E., 1951: Die nördlichen Kalkalpen und die Flyschzone. In: Geologie von Österreich. Hrsg. v. F. X. Schaffer, 2. Aufl., Wien, Verl. Deuticke.

Trauth, F., 1909: Die Grestener Schichten der österreichischen Voralpen und ihre Fauna. Beitr. z. Geol. u. Pal. Öst.-Ung., Bd. XXII, Wien und Leipzig.



# Zur Stratigraphie und Tektonik des Hochkönig (Salzburg)

#### Von Werner Heißel

Mit einem Beitrag von Helmuth Zapfe (Mit Tafel XIV und 1 Abb. im Text)

Es werden, bisher noch unbekannt, dem Dachsteinkalk des Hochkönig aufliegende Schichten des Rhät und Jura und eine größere Deckscholle beschrieben, die aus Ramsau-Dolomit, Raibler Schichten, Hauptdolomit und Dachsteinkalk besteht. Diese Deckscholle ist sowobl dem Dachsteinkalk des Hochkönig unmittelbar (Riedelwand) wie auch dessen aufgelagerten Rhät- und Juragesteinen aufgeschoben. Lagemäßig und auch nach Gesteinsbestand wird diese Deckscholle mit jenen Deckschollen im Steinernen Meer verglichen, die dort als Juvavische Deckenreste schon lange bekannt sind.

#### Übersicht

An der Ostseite des Hochkönig liegt ein Gebiet, das sich in mehrfacher Hinsicht gegenüber dem Hochkönig-Massiv im engeren Sinn (als Hochgebirge) abhebt. Dieses Gebiet wird hegrenzt im S von den N-Abstürzen des Kammes der Manndlwand 1), im W von den Felswänden der Schoberköpfe. Im N und O bricht es mit fast senkrechten Felswänden gegen Imlau-Tal, Imlberg und hinteres Hölltal (Hanting-Alm) ab. Dieses so umrahmte Gebiet ist durch einen eigenen Schichtbestand und eine eigene Tektonik ausgezeichnet. Nur im W greift seine abweichende Schichtfolge auch noch auf den Bereich der Schoberköpfe über.

Der so umschlossene Raum läuft gegen O in einen Felskopf aus, der Riedelwand (P. 2014), die mit fast senkrechten Wänden gegen N und S abbricht. Gegen O läuft sie in eine dem Bug eines Schiffes ähnlich zugeschärfte Kante aus. Während im Hochkönig-Massiv Höhenlagen über 2500 m vorherrschen, liegen die Höhen in unserem Bereich zwischen 2100 und 1900 m.

Morphologisch wird das Gebiet durch eine NNO-SSW streichende tälchenartige Senke in zwei Teile geteilt. Der kleinere östliche wird vom Felskopf der Riedelwand (2014 m) eingenommen. Westlich der Senke aber zieht ein Gebiet westwärts bis unter die Wände der Teufelskirche, das sich schon durch seine Gesteinsfärbung und stärkere Vegetationsbedeckung von den Karrenfeldern des Dachsteinkalkes im N abheht. Gegen das südlich anschließende Dachsteinkalk-Gebiet des Ochseuriedel allerdings bestehen keine so deutlichen Unterschiede. Hier bedingt der reichliche Moränenschutt sanftere Formen und stärkeren Bewuchs. Der so umgrenzte Geländestreifen

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>) Alle Orts- und Höhenangaben nach der neuen österreichischen Karte 1:25.000, Blatt Werfen 125/1.

wird in den westlicheren Teilen von roten Kalken aufgebaut, die in Stufen von S nach N (gegen die Scheibwies 2172 m) ansteigen, wobei die einzelnen Stufen von W nach O geneigt sind. Im (unteren) Hirschland <sup>2</sup>) werden die roten Kalke durch andere Gesteine verdeckt, unter denen Dolomite vorherrschen und die mit einer markanten Felswand in Dachsteinkalk gegen S abbrechen.

Im S und N wird der ganze Bereich westlich der Tiefenfurche durch verhältnismäßig tief eingesenkte Tälchen begrenzt. In ihnen treten mehrere dolinenartige Einsenkungen auf. Am Rande des südlichen Tälchens liegen auch zwei Höhlen und zwei Karstschlote, von denen besonders der eine nach kurzem stollenförmigen Eingang fast senkrecht mindestens 30 m in die Tiefe setzt.

#### Schichtbestand

Die Schichtfolge des Hochkönig beginnt über basalen Schuppen (5) <sup>3</sup>) mit Buntsandstein und reicht über Gutensteiner- und Ramsau-Dolomit, Raibler Schichten (Reingrabener Schiefer mit Kalkzwischenlagen) und Hauptdolomit bis zum Dachsteinkalk. Dieser vertritt mindestens in seinem höheren Teil die rhätische Stufe. Zwischen Riedelwand und den Schoberköpfen sind ihm noch jüngere Schichtglieder aufgelagert.

#### Dachsteinkalk

Der Dachsteinkalk bildet das Liegende der stratigraphischen und tektonischen Überlagerungen, die dieses Gebiet auszeichnen. Er ist im betrachteten Bereich überwiegend massig entwickelt, an einigen Stellen aber auch deutlich bankig geschichtet. Vom massigen zum bankigen Kalk bestehen allmähliche Übergänge. Deutliche Bankung weist der Dachsteinkalk unmittelbar südlich der Jagdbütte 1907 an der Riedelwand auf und nördlich des unteren Hirschlandes oberhalb P. 1808. Die Bankungsmächtigkeit beträgt annähernd 5 m. An der Riedelwand selbst wird der Dachsteinkalk durch einzelne Bankungsfugen gegliedert. Im Gebiete Torsäule, Schoberköpfe, Teufelskirche hingegen ist er vollkommen massig. Am Ochsenriedel sind in ihm zwei kleine Linsen von Dolomit (gleich dem Hauptdolomit) stratigraphisch eingelagert. Die eine Linse liegt am Weg zum Hochkönig-Gipfel hei 2000 m, die andere nnmittelbar östlich des P. 2213 am Fuß der Torsäule. Diese Dolomiteinlagerungen beweisen aber nicht, daß hier tiefere, basale Teile der Dachsteinkalkserie vorliegen, denn dolomitische Einlagerungen kommen auch am Hochkönig-Plateau in Nähe einwandfrei rbätischer Kalke vor. An Fossilien führt der Dachsteinkalk in unserem Bereich nur gelegentlich Korallen. Die fossilreichen Bänke des Hochkönig (7) fehlen hier.

Aus der stratigraphischen Überlagerung ergibt sich aber, daß der Dachsteinkalk hier bereits die oberen Horizonte der Trias vertritt, trotz der von A. Bittner (1, S. 106) gemachten Funde von Arcestes und

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>) Die Bezeichnung Hirschland kommt in diesem Raume zweimal vor, westlich der Riedelwand in Höhen zwischen 2000 und 1900 m und nördlich der Schoberköpfe bei P. 2458. Das Hirschland westlich der Riedelwand wird in der Folge als unteres, jenes bei P. 2458 als oberes Hirschland bezeichnet.

<sup>\*)</sup> Die Zahlen in Klammer ( ) verweisen auf die betreffenden Nummern des Schrifttumsnachweises,

Megaphyllites nächst der Torsäule, die E. v. Mojsisovics (8) als "oberkarnische Cephalopoden der Subbulatus-Zone aus den Hallstätter Kalken der Torsäule" beschrieben hat. Würde das oberkarnische Alter hier zutreffen, so müßte man einen erosiven Abtrag fast der ganzen norischen und rhätischen Stufe annehmen. Denn über diesem Dachsteinkalk liegen  $\frac{1}{2}km$  entfernt Liaskalke und rund 1km entfernt auch noch Kössener Schichten (siehe S. 353).

#### Dunkle Kalke des Rhät

Im Gebiet von Riedelwand und unterem Hirschland liegen dunkle, dünnplattige bis dünnbankige Kalke. Sie wittern graubraun an. Im frischen Bruch sind sie schwarz und führen vereinzelt grauen Hornstein.

Mit diesen dunklen Kalken zusammen treten dünnplattige, flaserige Kalke auf, im frischen Bruch grau, hellgrau anwitternd, mit licht-bräunlichgrauen mergeligen Häuten. Wulstartige und knotige Bildungen auf den Schichtflächen lassen verwischte Fossilreste vermuten. Jedoch konnten bis jetzt weder in ihnen noch in den schwarzen Kalken keine als solche kenntliche Versteinerungen gefunden werden. Die hellgrauen Mergelkalke ähneln sehr manchen Mergelkalken der Kössener Schichten.

#### Graue Crinoidensandsteine

In enger Verbindung mit den dunkel- und hellgrauen Kalken kommen dickbankige, rauh anwitternde, graue Kalke vor. Im frischen Bruch erscheinen sie feinspätig und nur von kleinen Kalzitkörnehen unter 1 mm Durchmesser aufgebaut. Gelegentlich kann man aber im Mittelpunkt dieser Kalzitspaltflächen einen dunklen Punkt beobachten, der sich einwandfrei als Zentralkanal eines Crinoiden-Stielgliedes erkennen läßt. Die Schlußfolgerung, das ganze Gestein als etwas umgewandelten Crinoidenkalk zu bezeichnen, ist damit jedenfalls berechtigt. Nie konnten aber ursprünglich zusammenhängende Stielglieder gefunden werden. Stets bilden die einzelnen Stielglieder ein einzelnes Kalzitkörnchen. Dies deutet auf eine stärkere Aufarbeitung im Absatzbereich hin und somit wäre das Gestein eigentlich als Criuoidensandstein zu bezeichneu.

Schwarze und graue Kalke sowie Crinoidenkalke werden von roten Kalken üherlagert, deren liassisches Alter außer Frage steht. In den ersteren daher rhätische Kalke (Kössener Schichten) zu erblicken, scheint vollauf berechtigt.

#### Rote Kalke

Im Gebiet westlich und südwestlich des unteren Hirschlandes, zwischen oberem Hirschland und Flachfeld und auf der Scheibwies haben blaßrote Kalke ihre Hauptverhreiterung. Sie liegen hier üherall unmittelbar dem Dachsteinkalk auf. Eine Diskordanz zwischen beiden Gesteinen ist wegen des Fehlens deutlicher Schichtung im Dachsteinkalk nicht klar ersichtlich, läßt sich aher aus dem tiefen Herahsteigen der roten Kalke über das Flachfeld als sehr wahrscheinlich annehmen. Die roten Kalke sind im Gegensatz zum Dachsteinkalk deutlich gebankt und führen besonders in höheren Teilen reichlich Crinoiden-Stielglieder, örtlich auch nicht näher bestimmbare Brachiopoden. Im Gegensatz zu den grauen Crinoidenkalken des Rhät erreichen aber hier die einzelnen Crinoiden-Stielglieder Durchmesser bis

 $10 \ mm$ . Auch finden sich wiederholt mehrere Stielglieder im ursprünglich zusammenhängenden Verband.

Innerhalb dieser blaßroten Kalke treten auch Mergel-, Breceien- und Konglomeratlagen auf. Die Breceien sind teilweise als Grobbreceien entwickelt und führen aufgearbeiteten Dachsteinkalk, vereinzelt in Blöcken bis zu 1 m Durchmesser. In den Konglomeraten kommen auch Gerölle von rotem Crinoidenkalk (Hierlatz-Kalk) vor.

Am Fuße des Flachfeldes fand sich an den Steigspuren zur Scheibwies ein Fallstück mit einer *Pecten*-ähnlichen Versteinerung. Trotzdem das Fossil nur als Fallstück vorliegt, geht aus der Gesteinsbeschaffenheit doch vollkommen einwandfrei hervor, daß es aus den roten Kalken am Flachfeld stammt.

Durch die Bestimmung von H. Zapfe (siehe unten) ergibt sich, daß für das Fossil aus den roten Kalken Rhät- bis Unterlias-Alter in Betracht kommt. Die Lagerungsverhältnisse der roten Kalke diskordant über höherem, wohl rhätischen Dachsteinkalk im Bereich der Schoberköpfe und konkordant üher Kössener Schichten südlich des unteren Hirschlandes sprechen für liassisches und gegen rhätisches Alter. Faziell kommen die roten Kalke mehr dem Adnether als dem Hierlatzkalk nahe.

# Zapfe Helmuth: Lima (?Ctenostreon) alpis sordidae Winkler

Die vorliegende linke Schale erinnert im ersten Anblick ganz außerordentlich an einen Pecten. Nicht in Übereinstimmung mit dieser Deutung
steht die asymmetrische Berippung, der etwas schiefe Umriß und der
asymmetrische Bau der ältesten Schalenteile, der sich in den Anwachsstreifen der Wirbelregion zu erkennen giht. Ein weiteres Merkmal dieser
Form hesteht in den sehr kräftigen Anwachslinien der jüngeren Schalenteile,
die eine knotige Skulptur der 10 Radialrippen hedingen. Der Gesamtumriß
der Schale ist schief-oval, die Höhe zirka 25, die Länge 21 mm, die Wölbung
ist flach, Pecten-ähnlich. Dem schiefen Gesamtumriß entsprechend sind
auch die Radialrippen etwas unsymmetrisch, schief nach hinten gebogen.
Die mittleren zeigen außerdem in ihrem Verlauf vom Wirbel aus eine leichte
sigmoide Krümmung. Zu beiden Seiten des Wirbels sind Ohren vorhanden.
Das vordere Ohr ist etwas heschädigt und dürfte etwas kleiner als das
hintere gewesen sein.

Die Zuordnung dieses an sich recht gut erhaltenen Fossilrestes zu dieser Art beruht in erster Linie auf der von W. Goetel (1917, Tafel VIII, Abb. 8) gegebenen Beschreibung. Wie aus dieser hervorgeht, ist die systematische Stellung dieser Art noch recht unklar und dasselbe gilt hinsichtlich der von Goetel beschriehenen, heträchtlichen Variahilität. Goetel betont, daß ihm von flachen pectiniformen Stücken — wie das vorliegende — alle Übergänge bis zu typisch Lima-ähnlichen, hochgewölhten Schalen bekannt geworden sind. Leider war es nicht möglich, die von Goetel erwähnten Belege dieser Art aus dem alpinen Rhät in den Wiener Sammlungen derzeit aufzufinden. Die Abhildung des Typus bei Winkler (1864, Tafel VI, Ahb. 5) aus dem Rhät der Kotalpe ist leider ziemlich unvollkommen. Immerhin läßt sie eine sigmoide Krümmung der mittleren Rippen erkennen, die auch für das vorliegende Exemplar kennzeichnend ist. Dieses scheint, obwohl vielleicht noch nicht vollerwachsen, doch einer

der besten Belege seiner Art zu sein. — Es ist in diesem Zusammenhang, es handelt sich in erster Linie um die stratigraphische Stellung der Fundschicht, nicht erforderlich, die verschiedenen systematischen Fragen und Unklarheiten weiter zu erörtern, die mit dieser Bivalve zusammenhangen (z. B. ob der von Goetel beschriebene Formenkreis einheitlich ist, ob das Subgenus Ctenostreon schon in der Trias vorkommt, sowie die Beziehungen dieser eigenartigen Formen zu den Pteriiden und Pectiniden. Vgl. Bittner, 1900, S. 207—208).

Wichtig ist hier vor allem, daß man diese Muschel auf eine bisher nur aus dem Rhät der Alpen und Karpathen bekannte Formengruppe heziehen darf. Wenn man weiter in Erwägung zieht, daß verschiedene typische Rhätfossilien lokal in den Unterlias überleben — z. B. Terebratula (Rhaetina) gregaria Suess im Hierlatzkalk — so wird man das Alter des vorliegenden Fossils als Rhät bis Unterlias festsetzen dürfen.

Bittner, A.: Über nachtriadische Verwandte der Gattung Mysidioptera. Verh. Geol. Reichsanst. Wien 1900.

Goetel, W.: Die rhätische Stufe und der unterste Lias der subtatrischen Zone in der Tatra. Bull. Acad. Sci. de Cracovie, Classe Sci. Mathém. et Nat. Sér. A, 1916, Cracovie 1917.

Winkler, G. G.: Beiträge zur Geologie der bayerischen Alpen. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1864, Stuttgart 1864.

#### Rote Kalke mit Hornstein

Südlich des unteren Hirschlandes treten im Verbande der rhätischen und liassischen Schichten karminrote Kalke auf. Sie sind dünnbankig und führen roten Hornstein. Fossilfunde konnten in ihnen keine gemacht werden. Als linseuförmige Einlagerungen liegen an ihrer Basis und auch höher oben ebenso tiefrot gefärbte, dünnplattige Mergelkalke ohne Hornstein. Ähnliche mergelige Kalke mit Hornstein liegen am oberen Hirschland auf den roten Liaskalken in Resten auf.

#### Hornsteinkalk-Radiolarit

Das hangendste Schichtglied dieser Serie jüngerer Schichten hilden nur wenige Meter mächtige lichte kieselige Hornsteinkalke bis Radiolarite. Ihre Farbe ist bleich- bis gelblichgrau. Diese Gesteine sind stark gequetscht. Es ist daher denkbar, daß die helle Tönung des Gesteines auf Entmischungsvorgänge infolge der Durchbewegung zurückgeht.

Neben diesen stratigraphisch auf dem Hochkönig-Dachsteinkalk liegenden jüngeren Schichten treten im Bereich des unteren Hirschlandes und der Riedelwand auch ausgedehnte tektonische Auflagerungen älterer Gesteine auf

#### Ramsau-Dolomit

Das älteste Glied dieser Schichtgruppe bildet ein dünnbankiger (Bankungsmächtigkeit 3—5 cm), rauher und bräunlich anwitternder Dolomit. Er entspricht faziell vollkommen Teilen des Ramsau-Dolomits, wie er am S-Fuß der Manndlwand in geschlossener Schichtfolge Buntsandstein — Dachsteinkalk auftritt.

## Reingrabener Schichten

Dort, wo sie mächtiger sind, sind es tafelig brechende, tiefschwarze Tonschiefer typischer Reingrabener Schichten. Am W-Hang der Riedelwand führen sie auch dünne Lagen brauner Mergel und Knollen und Linsen grauen Kalkes. Wahrscheinlich gehören auch hier auftretende rauhwackige Dolomite in ihren Verband. Die Reingrabener Schichten fungieren hier stets als Gleithorizont. Sie finden sich zwischen den einzelnen tektonischen Schuppen, oft nur wenige Zentimeter dicke Zwischenlagen bildend. Dort, wo sie so stark ausgewalzt sind, gehen sie in grüne blättrige, fast haselgebirgsähnliche Schiefer über. Daß es sich aber auch bei diesen einwandfrei um Reingrahener Schichten handelt, läßt sich an Übergängen klar erkennen.

# Hauptdolomit (Dachstein-Dolomit)

Nach Ausdehnung und Mächtigkeit hat unter den tektonischen Schuppen ein bleichgrauer, grusig brechender Dolomit die größte Bedeutung. Er entspricht vollkommen dem in normalem Schichtverband liegenden Hauptdolomit des Hochkönig.

#### **Dachsteinkalk**

Als letztes Glied der triadischen Schuppen kommen weiße, ziemlich mächtige Kalke vor. Sie sind teils massig, teils bankig entwickelt und vom Dachsteinkalk des Hochkönig nicht zu unterscheiden.

# Lagerungsverhältnisse und Tektonik

Wie schon eingangs erwähnt, gliedert sich der Bereich der stratigraphisch und tektonisch aufliegenden Schichten in drei Teile: die Riedelwand als östlichen, das untere Hirschland als mittleren und die Gebiete nördlich des Ochsenriedel, am Flachfeld usw. als westlichen Teil (=Gebiet zwischen Ochsenriedel und Scheibwies). Der mittlere und östliche Teil gehören zusammen. Beide werden nur durch die Senke unter der Jagdhütte 1907 getrennt. Beide sind durch das Auftreten tektonischer Schuppen gekennzeichnet, der mittlere Abschnitt außerdem durch die stratigraphisch dem Dachsteinkalk aufliegenden hunten Schichten des Rhät und Jura. Im westlichen Ahschnitt dagegen fehlen sowohl die tektonischen Schuppen wie auch die verschiedenen bunten Schichtglieder des Rhät und Jura. Hier liegen nur die blaßroten Kalke des Lias dem Dachsteinkalk auf.

#### Die Riedelwand

(hiezu Tafel XIV)

Die Riedelwand (2014 m) springt erkerartig vom Hochkönig gegen O vor. Gegen N und S bricht sie mit fast senkrechten Wänden aus Dachsteinkalk ab. Diese Wände laufen gegen O zu einer scharfen Schneide zusammen, die gegen den Imlberg steil abfällt. Gegen W senkt sich die Riedelwand mit gut begrünten Hängen sanfter gegen jene Senke ab, die sie vom unteren Hirschland trennt. An diesem W-Hang liegt aber nicht Dachsteinkalk, sondern das Hauptgestein ist lichtgrauer Dolomit vom Aussehen des Hauptdolomit. Dieser baut auch die Graskuppe südwestlich des P. 2014 auf, während dieser selbst Dachsteinkalk ist. Der Hauptdolomit zieht

an der S-Seite von P. 2014 vorbei und läuft in der zum Imlberg abbrechenden Schneide aus. Im Hauptdolomit eingeschlossen liegen Schollen anderer Gesteine, von denen die schwarzen Reingrabener Schichten die auffälligsten sind. Sie ziehen hart am N-Rand der Schuppen aus der Senke in jene Mulde hinauf, die zwischen P. 2014 und der bereits erwähnten Graskuppe südwestlich davon liegt. Von diesem O-W streichenden Keil zweigt aber auch ein Streifen schwarzer Schiefer gegen S ab, den W-Hang des Berges querend. Eine zweite, ziemlich mächtige Schuppe typischer Reingrabener Schichten liegt südlich der erwähnten Graskuppe. In ihrem Liegenden (südlich anschließend) tritt auch bräunlicher Ramsau-Dolomit auf. Unmittelbar östlich der Jagdhütte 1907 ist, allseits von Hauptdolomit umgeben, eine kleine Scholle von Dachsteinkalk. Südlich der Jagdhntte 1907 zieht ein Streifen von Rhätkalken, vornehmlich O-W streichend, durch. Er liegt über gut gehanktem Dachsteinkalk. Dieser wird morphologisch durch eine Kerbe, die offenbar einer Bewegungsfläche folgt, vom mehr massigen Dachsteinkalk der (eigentlichen) Riedelwand (S-Wand) getrennt.

Diese Schollen von Ramsau-Dolomit, Reingrabener Schichten, Dachsteinund Rhätkalk bilden den Kern des Berges. Seine Flanken, N. und S-Wand, werden vom Dachsteinkalk des Hochkönig-Massivs gebildet. Auf der Kuppe der Riedelwand kann man deutlich erkennen, daß die Grenzfläche zwischen dem tektonischen Kern und dem Hochkönig-Dachsteinkalk der Außenwände tektonische Bewegungsflächen sind, deren nördliche saiger steht und deren südliche ebenfalls teils saiger, teils steil nordwärts, bergein einfällt. Diese Bewegungsflächen sind auch morphologisch scharf herausgearbeitet. Besonders an der S-Seite bildet der Hochkönig-Dachsteinkalk, durch ein der Grenzfläche folgendes Tälchen bedingt, streckenweise einen wallartigen Ahschluß gegen den Wandabbruch (siehe Tafel XIV, Prof. 3). Dadurch wird jener eigenartige Bau der Riedelwand gegeben; dünne Wände aus Dachsteinkalk und im Kern ältere Dolomite und Raibler Schichten. Diese Kernschuppe hat, wie sich aus den steilen Begrenzungsflächen und den Verhältnissen an der W-Seite erkennen läßt, hier größeren Tiefgang. Sie dürfte mindestens 200 m tief in den Berg hineiu reichen. Daß es sich aber um eine Einschuppung von ohen her handelt und nicht um ein fensterartiges Emporkommen aus der Tiefe, ergibt sich einwandfrei aus den Verhältnissen im unteren Hirschland.

Am W-Fuß der Riedelwand zieht NNO-SSW eine talartige Wiesenmulde durch, die an der N- und S-Wand in die Luft ausstreicht. Sie ist schutterfüllt. In ihrem N-Ende liegt eine große dolinenartige Vertiefung. Der Hochkönig-Dachsteinkalk bildet auch hier einen wallartig aufragenden Abschluß.

#### Das untere Hirschland

(hiezu Tafel XIV, sowie Ahb. 1)

Der Mittelahschnitt zeigt den verwickeltsten Bau. Nicht nur daß auch hier in Fortsetzung der Schuppen der Riedelwand ausgedehnte tektonisch aufgeschuppte Schollen liegen, auch dereu Liegendes ist durch reichen Fazieswechsel der Rhät- und Juragesteine ausgezeichnet. Das Wahrzeichen des Mittelabschnittes ist eine O—W streichende nach S gerichtete Felswand, der Abbruch einer südlich des Namens "Hirschland" der Karte 1:25.000 liegenden großen Scholle von Dachsteinkalk. Diese

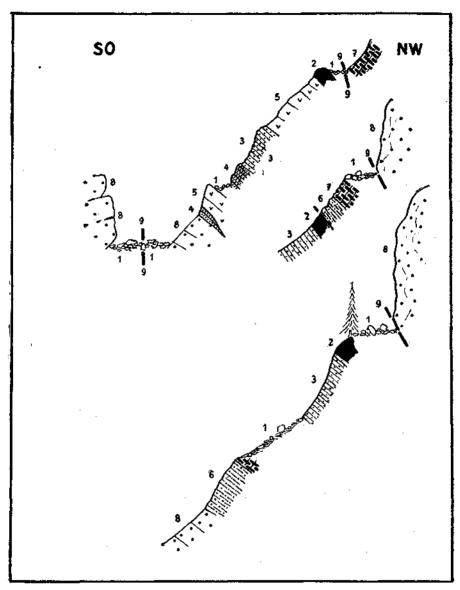


Abb. 1: Die Rhat-Jura-Folge stidlich des unteren Hirschlandes.

1 = Schutt, 2 = Rediolarit, 3 = roter Kalk mit Hornstein, 4 = roter Mergelkalk,
 5 = blaßroter Liaskalk, 6 = Crinoidensandstein, 7 = dunkle Rhātkalke, 8 = Dachsteinkalk, 9 = Störungsflächen.

Dachsteinkalkscholle und ihre S-Wand bilden die markanteste Erscheinung im Gelände. Dieselbe soll auch im Folgenden für die Beschreibung der Lagebeziehungen herangezogen werden.

Die Schichtfolge am Fuße dieser Felswand geben die Profile Ahb. 1 wieder. Während im östlichen Teil des Fußes der Felswand die Schichtfolge Dachsteinkalk, rhätischer Crinoidensandstein, dunkler Rhätkalk, roter, Hornstein führender, dünnbankiger Kalk, Hornsteinkalk bis Radiolarit ist, haben westlich einer schmalen durch Schutt verdeckten Zwischenstrecke die Rhätgesteine bereits ausgekeilt und eine kleine Linse intensiv roter Mergelkalke liegt hier unmittelbar dem Dachsteinkalk auf (Tafel XIV und Abb. 1). Es folgen darüber blaßrote Liaskalke mit Crinoiden und dann wieder dieselben roten Mergelkalke wie über dem Dachsteinkalk. Sie werden von denselben roten Kalken mit Hornstein überlagert, wie östlich der Schutthalde, deren streichende Fortsetzung sie bilden. Darüber kommen wieder rote Kalke mit Crinoiden und schließlich vergnetschte Hornsteinkalke bis Radiolarite. Es zeigt sich also, daß die roten Kalke mit Hornstein einschließlich der Mergelkalke teils unmittelbar über dem Rhät liegen, teils als Linse in die Liaskalke hineinreichen und in diesen auskeilen. Unmittelbar unter der Dachsteinkalkwand kommt es zu einer Schichtwiederholung durch Verschuppung. Hier liegen Rhätkalke (Crinoidensandstein und schwarzer Kalk) auf Jura-Radiolarit.

Die Rhät-Jura-Folge wird von der Dachsteinkalkwand durch ein schmales Schutt- und Grasband getrennt. Hier konnten mehrere Fallstücke stark zerscherter und von kleinen Rutschflächen durchzogener Gesteine gefunden werden. Neben Kalk führen sie vor allem Quarz und auf den Rutschflächen reichlich verschmierten Chlorit. Es ist wahrscheinlich, daß diese Gesteinsstücke aus der Bewegungsbahn der den Rhät-Jura-Gesteinen aufgeschobenen Dachsteinkalkscholle stammen.

Diese mit einer Felswand gegen S abbrechende Dachsteinkalkscholle ist die südlichste einer Reihe aneinander anschließender Gesteinsschollen, die mit ost-westlichem Streichen die Schuppen der Riedelwand hier fortsetzen. Der Dachsteinkalk ist stark zerklüftet und entsprechend verkarstet. Im mittleren Teil liegt ein tiefer Karstschacht. Gegen N folgen Schollen von Haupt- und Ramsau-Dolomit. Der dünnbankige Ramsau-Dolomit ist wellig verhogen bis leicht gefaltet. An einer Stelle tritt auch eine schmale Lamelle von Dachsteinkalk in ihnen auf. Am NO-Ende der großen Dachsteinkalkscholle kommt eine dünne, wenige Meter mächtige Lage von Hornsteinkalk (gleich dem am S-Fuß der Felswand) eingeklemmt vor. Es dürfte sich hiebei nm einen aus dem tektonisch Liegenden aufgeschuppten Span handeln.

Nördlich der geschlossenen Masse tektonischer Schuppen des unteren Hirschlandes liegt auf Dachsteinkalk ein kleiner isolierter Rest schwarzer Reingrahener Schichten.

Am W-Ende der Dachsteinkalkwand kommen unter derselhen schwarze Reingrabener Schichten zum Vorschein. Sie liegen teils flach unter dem Kalk, teils sind sie in dessen Fugen hineingepreßt. Hier ist auch die Stelle, an der sie in grünlich-graue, haselgebirgsartige Schiefer übergehen. Diese Reingrabener Schichten liegen auf Rhätgesteinen auf: schwarzen Kalken und grauen Mergelkalken in Kössener Fazies, die ihrerseits wieder im 8 dem Radiolarit, im W den roten Liaskalken aufliegen. Es unterliegt keinem Zweifel, daß diese Rhätkalke derselben Schuppe angehören, wie jene oher den roten Jurakalken liegenden, am Fuße der Dachsteinkalkfelswand.

Hat man auf der Riedelwand den Eindruck steiler und tiefer reichender Einschuppung der tektonischen Schollen, so weisen die Verhältnisse am W-Ende der Dachsteinkalkwand auf mehr flachsohligen Ausstrich dieser hangenden tektonischen Einheit.

#### Zwischen Ochsenriedel und Scheibwies

(Hiezu Tafel XIV)

Es ist der Verbreitungsbereich der roten Liaskalke. Sie setzen am S-Rand bei P. 2049 (nördlich Oehsenriedel) ein und steigen treppenartig bis zu einem markanten Felskopf am SO-Fuß des Flachfeldes an. Das Schichtstreichen ist ziemlich gleichmäßig WNW—OSO und das Fallen mit Winkeln um 30° gegen NNO, also bergeinwärts. Da aber diese Liaskalke keine allzugroßen Mächtigkeiten aufweisen können, ist die Mächtigkeit derselben von P. 2049 bis binauf zum Felskopf südöstlich des Flachfeldes nur eine scheinbare und wohl durch ost-westlich durchstreichende Störungen bedingt. Eine derselben dürfte in der Verbindung des Ausstriches der Aufschiebung der Dachsteinkalkscholle und der liegenden Rhätschuppe mit einem Keil von Dachsteinkalk zu suchen sein, der am S-Fuß des oben erwähnten Felskopfes in die Liaskalke hineinreicht. Auf diese Störungen dürfte auch im Zusammenwirken mit dem nordostwärts gerichteten Fallen der Liaskalke das treppenartige Ansteigen derselben gegen N zurückzuführen sein.

Ähnliche Störungen treten auch als Begrenzung der kleinen Erosionsreste von Liaskalken im Raume der Schoberköpfe, nördlich P. 2663 und östlich des oberen Hirschlandes auf.

Das große Vorkommen von Liaskalk westlich des unteren Hirschlandes wird sowohl im N wie im S von Störungen gegen den vorgelagerten Dachsteinkalk abgetrennt. Diese Störungen treten morphologisch als tälchenartige Karstgassen deutlich hervor.

#### Zusammenhänge

Westlich des unteren Hirschlandes liegen die roten Liaskalke in Höhen zwischen 1900 und 2100 m, während sie in kaum 1/2 km Horizontalabstand am Flachfeld bereits bis 2500 m und nördlich P. 2663 sogar bis 2600 m hinaufreichen. Zwischen böchstem und tiefstem Punkt liegt ein Horizontalabstand von 1.5 km und ein Höhenunterschied von 700 m. Dies scheint nur durch Störungen erklärlich. Und doch ergibt sich, daß die Liaskalke in einer einheitlichen, gegen O geneigten Fläche liegen: nördlich P. 2663 bei 2600 m. Oberrand Flachfeld hei 2500 m. Unterrand Flachfeld bei 2300 m, Scheibwies 2160-2100 m, unteres Hirschland 2140-1900 m. Am Hange der Teufelskirche lassen dünne rotgefärbte Auflagerungen zwischen 2500 und 2400 m die ursprüngliche Liasüberlagerung erkennen und damit auch hier ein ähnlich steiles Absteigen wie am Flachfeld. Diese Vorkommen ordnen sich alle einer eiustmals geschlossenen, gegen O ahfallenden Decke roter Liaskalke ein. Es bedarf keiner Störungen, die diese Höhenunterschiede bedingen würden. Sie sind auch nicht vorhanden. Die beobachtbaren Störungen haben alle ost-westliches Streichen und, wie man am Vorkommen nördlich P. 2663 deutlich erkennen kann, nur geringe Sprunghöhe. Es ist klar, daß dieses Herabsteigen der Liaskalke gegen O um rund 700 m nicht allein transgressiv und auf Erosion des Dachsteinkalkes vor der Liasablagerung zurückzuführen ist. Man muß

hier wohl auch ein gegen O gerichtetes Niederbiegen des Dachsteinkalkes annehmen. Dazu kommt, daß im Dachsteinkalk selbst eine beträchtliche Abnahme seiner Mächtigkeit gegen O zu beobachten ist. Während er im eigentlichen Hochkönig-Massiv üher 700 m mächtig ist, weist er an der Riedelwand nur mehr 200 m Mächtigkeit auf.

Ein Niederhiegen der Schichten gegen O ist auch an den tieferen Triasschichten östlich der Manndlwand zu erkennen. Die Raibler Schichten steigen von P. 1880 an der O-Ecke der Manndlwand über die Mitterfeld Alm (1668 m) ostwärts ab und liegen am Flachen Berg bei Bischofshofen in Höhen bei 1200 m, was ebenfalls einem Absinken um 700 m entspricht.

Die tektonischen Schollen im Raume Riedelwand-unteres Hirschland weisen eine Längserstreckung in der O-W-Richtung von 1 km auf und eine Breite von 0.4-0.6 km. Es unterliegt keinem Zweifel, daß es sich hier um Reste einer überschobenen Einheit handelt, die hier auf der gegen O absteigenden Fläche vor der gänzlichen erosiven Entfernung bewahrt geblieben ist. Diese Scholle einer höheren tektonischen Einheit findet ein Gegenstück im Steinernen Meer in den kleinen Deckschollen am Funtensee, deren größte den Stuhlgrabenkogel oder Hahnenkamm aufbaut. Diese Deckscholle nimmt nach F, F, Hahn (4, S, 342) eine Fläche von 1500  $m^2$  ein. Diese Angabe Hahns stimmt allerdings nicht mit der auf der "geologischen Karte des Gebirges um den Königssee in Bayern" (3) gegebenen Darstellung überein, auf der diese Scholle immerhin eine Länge von 900 m und eine mittlere Breite von 400 m aufweist. Sie besteht aus Werfener Schichten, Gutensteiner und Ramsau-Dolomit und liegt über Dachstein- und Liaskalk. Die letzte genaue Beschreibung dieses Vorkommens gab E. Wirth (9). Ihm ist zu entnehmen, daß nicht nur eine vollkommene Übereinstimmung zwischen beiden Vorkommen hinsichtlich der Lage besteht, sondern daß auch hinsichtlich der Gesteinsausbildung und Gesteinsvergesellschaftung hemerkenswerte Übereinstimmungen gegeben sind. Wirth beschreibt als ältestes Schichtglied Werfener Schichten: dunkelgrünliche Schiefertone mit phyllitischem Glanz, 0.75 m mächtig (!) und auf 30 m anstehend. Sollte es sich hier etwa um ein Gegenstück zu den infolge der tektonischen Beanspruchung ausgebleichten und jetzt grüngrauen Reingrabener Schiehten am W-Ende unserer Dachsteinkalkwand im unteren Hirschland handeln? Weiters beschreibt Wirth Gutensteiner Kalk als schwarzen plattigen Kalk mit hellgrauer Verwitterung, Crinoiden-Stielglieder führend. Diese Beschreihung würde auch auf unsere Rhätkalke passen. Wirths Ramsau-Dolomit "gelblich, zuckerkörnig, mit 2 cm mächtigen Bänkeben" entspricht ganz unserem Ramsau-Dolomit im Hirschland und auf der Riedelwand.

Die Deckschollen in der Umgebung des Funtensees werden allgemein als Juvavische Deckschollen aufgefaßt. Bei der vollkommenen Übereinstimmung ist auch die Deckscholle vom unteren Hirschland—Riedelwand als solche aufzufassen. Inwieweit das eine oder andere Schichtglied am Funtensee eine andere Alterseinstufung erfahren kann, muß erst ein Vergleich an Ort und Stelle ergeben.

Die Überschiebung im Raume unteres Hirschland—Riedelwand übergreift teils Jurakalke, teils Dachsteinkalk. Dies zeigt, daß ihr eine beträchtliche Erosion vorausgegangen ist, die die jüngeren Schichtglieder des Rhät und Jura und wahrscheinlich auch Teile des Dachsteinkalkes entfernt hat.

Im Dachsteinkalk des Hochkönig sind reichlich steilstehende Störungen zu beobachten. Es handelt sich aber durchwegs um meist selektiv-erosiv gut herausgearbeitete Klüftung ohne größere Beträge der Schichtenverstellung.

#### Quartär

Im beschriebenen Gebiet liegen einige sehr gut ausgeprägte Wälle einstiger Gletscher vom Hochkönig. Die höchsten Wälle finden sich am Ausgang der karförmigen Felsnische südlich des Flachfeldes. Es sind mehrere kleine Wallstücke zwischen 2200 und 2100 m. J. Goldberger (2) hat sie als Daunmoränen beschrieben. Unter Berücksichtigung der ausgesprochen günstigen Lage würden die obersten Wallstücke vielleicht noch einem Egessen-Gletscher angehört haben, der vom Plateau der Schoberköpfe in dieses Kar herabgereicht hat, zum mindesten liegen hier oberste Daun-Wälle vor. Denn dem eigentlichen Daun gehört jene Endmoräne mit anschließendem linken Uferwall an, die bei P. 1770 das untere Ochsenkar abschließt. Der Weg auf den Hochkönig führt über sie hinweg. Auch J. Goldberger (2) erkennt in diesen Wällen Daun. Entsprechende kleine Wälle liegen in der kleinen Talung, die, tektonisch angelegt, die Rhät-Jura-Gesteine einschließlich der juvavischen Deckscholle gegen S, gegen den Ochsenriedel, begrenzt. Hier liegen uuter 1900 m drei kleine Stirnwälle quer und unterhalh zeigen, etwa 150 m westlich der Riedelwand-Jagdbütte 1907. zwei auch von J. Goldberger beobachtete Ansätze von linken Uferwällen eine Gletscherzunge an, die noch etwas in die darunterliegende Eisgleitrinne hinabgereicht hat. Bei P. 1770 und westlich der Jagdhütte 1907 liegen demnach die Enden zweier Gletscherzungen des Daunstandes aus dem oheren Ochsenkar sowie aus dem Eiskarl und dem Kar am S-Fuß des Flachfeldes. Die beiden Gletscherzungen waren durch den Ochsenriedel getrennt. Auf diesem liegen auch mehrfach Reste von Uferwällen. Am W-Fuß der Riedelwand liegt in der tälchenartigen Senke bei 1880 m nördlich der Jagdhütte 1907 ein kleiner undeutlicher Wallrücken, der vielleicht von einem kleinen Firnfeld der Daunzeit an der W-Flanke der Riedelwand stammen köunte.

Diese Zeugen einstiger Gletscher vom Hochkönig passen sich sehr gut dem Gesamtbild der einstigen Vergletschung dieses Berges an, das 1947 (6) gegeben wurde.

Wie bereits erwähnt, werden die Rhät-Jura-Gesteine und ihre juvavische Deckscholle gegen das südliche Dachsteinkalkgebiet des Ochseuriedel durch einen stellenweise fast schluchtartigen Einschnitt getrennt. Er folgt offenbar einer tektonischen Linie, die die hesondere Wegsamkeit für die Verkarstung geschaffen hat. Denn in der Schlucht liegen eine Reihe von Dolinen und auch der südlich anschließende Dachsteinkalk ist reich mit solchen bedeckt. Dazu kommen noch am unmittelbaren Rand zur Schlucht zwei Karstschächte und zwei Höhlen. Die tektonisch vorgezeichnete Schlucht bildet eine Art Dolinengasse. In ihr liegen aber die erwähnten Daun-Stirnmoränen. Es geht daraus hervor, daß die Ausweitung und Eintiefung der Schlucht durch die Verkarstungserscheinungen seit Daun keinen nennenswerten Betrag mehr erreicht bat.

#### Schrifttumsnachweis

 Bittner, A.: Aus den Salzburger Kalkhochgebirgen. Zur Stellung der Hallstätter Kalke. Verh. d. k. k. Geolog. Reichsanstalt, Wien 1884, S. 99—113.

2. Goldberger, J.: Zur Morphologie des Hochkönigs. Inauguraldissertation zur Erlangung des Doktorates der Philosophie an der Leopold-Franzens-Universität in Innsbruck. Eingereicht im Oktober 1950. S. 1—181 (nicht veröffentlicht).

 Haber G., Hoffmann N., Kühnel J., Lebling Cl. und Wirth E.: Geologische Karte des Gebirges um den Königssee in Bayern. Abh. d. Geolog. Landesuntersuchung

am Bayrischen Oberbergamt. Heft 2. München 1935.

- 4. Hahn, F. F.: Grundzüge des Baues der nördlichen Kelkelpen zwischen Inn und Enns. Mitt. d. Geolog. Ges. in Wien, 6. Bd., Wien 1913, I. Teil, S. 238—357, H. Teil S. 374—501.
- 5. Heißel, W.: Die geologischen Verhältnisse am W-Ende des Mitterberger Kupfererzganges (Salzburg). Jahrb. d. Geolog. Bundesanstalt, Jg. 1945, 90. Bd., Wien 1947, S. 117—127.

6. Heißel, W.: Alte Gletscherstände im Hochkönig-Gebiet. Jahrb. d. Geolog.

Bundesanstalt, Jg. 1947, 92. Bd., Wien 1949, S. 147-163.

- 7. Heißel, W.: Aufnahmen auf den Kartenblättern 124/1 Saalfelden, 124/2 Dienten, 124/3 St. Georgen im Pinzgau, 124/4 Taxenbach, 125/1 Werfen, 125/2 Bisohofshofen, 125/3 St. Johann im Pongau, 125/4 Wagrain. Verh. d. Geolog. Bundesanstalt, Jg. 1950/51, Heft 2, Wien 1951, S. 26—27.
- 8. Mojsisovics, E. v.: Übersicht der geologischen Verhältnisse des Salzkammergutes. Bild und Bau von Österreich. Wien 1903.
- 9. Wirth, E.: Der geologische Bau des Funterseegebietes. Neues Jahrbuch für Mineralogie usw., BB., Abt. B, 62. Bd., Stuttgart 1929, S. 333—370.

# Der Bau der südlichen Osterhorngruppe und die Tithon-Neokomtransgression

Von B. Plöchinger

(Mit Tafel XV und 4 Textabbildungen)

Die vorliegende Arbeit behandelt einen Teil des in den Jahren 1950—1952 für die geologische Bundesanstalt neu aufgenommenen Gebietes im Raume Salzburg. Zur Verfügung standen hiefür die geologischen Spezialkarten 1:75.000, Blatt Ischl—Hallstatt von E. v. Mojsisovics und A. Bittner und Blatt Hallein—Berchtesgaden von A. Bittner und F. Fugger. Als topographische Unterlage dienten die Aufnahmeblätter 1:25.000, Trattberg, Hohe Zinken, Lammeröfen und Abtenau.

Fast alle angeführten Aptychen bestimmte Herr Hofrat Prof. Trauth, die Ammoniten und Halobien Herr Prof. Kühn. Beiden Herren spreche

ich meinen ergebenen Dank hiefür aus.

Die tirolische Osterhorngruppe schließt sich im N an das im Jahrbuch 1952 behandelte Lammertalbereich an. Ihr S-Rand scheint deshalb geeignet für sich allein dargestellt zu werden, weil er in seiner Tektonik einheitliche Züge besitzt. Die Merkmale dieser Tektonik detailliert aufzuzeigen, soll Aufgabe des Abschnittes sein, der sich mit den Profilbeschreibungen beschäftigt. Der Kürze halber sind hierin auch die petrographischen und paläontologischen Daten eingefügt. Ein darauffolgender Überblick soll die Anlage der Baukomplikationen zusammeufassend erläutern und eine Einordnung zur Folge der orogenen Phasen versuchen. Es soll aufgezeigt werden, welch ausschlaggebende Rolle bei der Auflösung jenes Problems der Tithon-Neokomtransgression zukommt.

#### Profil 1: Die Weitenauer Neokommulde am Abbruch zum Salzachtal

Wegen der bereits östlich der Profillinie erfolgten Absenkung zum Salzachtal werden die neokomen Ablagerungen der OW-streichenden Muldenzone in diesem Profil größtenteils vom Glazial überdeckt. Nur die Gesteine einiger tiefjuvavischer Deckschollen treten innerhalb der ebenso durch das Glazial spießenden Juraflanken zutage. Die Schrambachkalke werden an einer O—W-streichenden, dem Kertererbach folgenden Bruchlinie gegenüber ihres jurassischen Liegenden so verworfen, daß die südliche Gesteinspartie dabei abgesenkt wird. Die Oberalmer Schichten nördlich des Bruches beinhalten: Lamellaptychus ef. theodosia (Desh.), Lamellaptychus ef. rectecostatus (Pet.) Trth., Lamellaptychus lamellosus (Park.) Trth., Punctaptychus punctatus (Voltz) und Belemniten.

Die vom Quartär umgebenen 2 NW-streichenden Hallstätter Schollen der Kellau ruhen gewiß neokomen Roßfeldsandsteinen auf, wogegen die Hallstätter Scholle des nördlichen Rabenstein mit tirolischem Jura anormalen Kontakt findet. Es sind Oberalmer Schichten, die infolge eines N-vergenten Schubes gegen N überkippt sind, bzw. steil stehen. Das Profil zeigt am

Egelsee bei Golling die Auflagerung obertriadischen Hallstätter Kalkes [mit Halobia suessi (Mojs.), Daonella teltschensis (Kittl), Halobia plicosa (Kittl)] auf steilgestellten Oberalmer Schichten [mit Lamellaptychus beyrichi (Opp.); Perisphinctes nach Bittner].

# Profil 2: Die Neokommulde im Schnitt durch die Haselgebirgs-Deckscholle von Grubach

Die Verwerfung längs der das Neokom am nördlichen Synklinalflügel absinkt, vergrößert sich gegen O, so daß man am Zimmereck schon mit einer Sprunghöhe von zirka 100 m rechnen kann. Die Oberalmer Schichten des N-Flügels sind deutlich gegen S herabgeschleppt.

Sind zwischen Strubau und Grubach, an der Gipsmühle und 500 m östlich davon, nur Spuren vom tiefjuvavischen Haselgebirge längs der Störung erhalten, so ist es bei Grubach als eine Deckscholle von fast einem Quadratkilometer Ausdehnung vorhanden. Dem im Abbau stehenden Gipsstock hat W. E. Petraschek, 1947, einer hesonderen Untersuchung unterzogen. Es sei auch erwähnt, daß das Profil die Stelle quert, wo sich am Kertererbach, zirka 150 m ONO des Wirtshauses Grubach das altbekannte Vorkommen der Blanquarze und Krokydolithe im Haselgebirge befindet und weiter bachaufwärts ein Diabas ansteht (E. Fugger und C. Kastner, 1885).

Wie an den Außehlüssen nordöstlich von Grubach, an der K. 927 und bei Bachlunzen ersehen werden kann, lagert das gipsreiche Haselgebirge lediglich Roßfeldschichten auf. Westnordwestlich von Bachlunzen, an der K. 888, finden sich über den Sandsteinen der unteren Roßfeldschichten auch noch die oberen Roßfeldschichten vor. Sie sind jenen des Ahornhüchsenkopfes und Roßfeldes vergleichbar, besitzen aber durchwegs kleinere Gerölle. Die Analyse von 276 durchschmittlich nußgroßen, jedoch auch Eigröße erreichenden Geröllen ergab 36% Oberjura- und Dachsteinkalk, 26% Schrambachkalk, 30% Roßfeldsandsteine und -mergel, 4% Hornsteine, 3% bunte Hallstätter Kalke, 1% Quarzgerölle. Als nußgroßes Geröllstück fand sich dabei Thamnasteria savrei Aoby 1). Neben dem Herrn Rosen berg im Abtswald, nordöstlich des Roßfeldes, geglückten Fund einer Spylina parvistella Voltz 1) gehört sie zu den einzigen bisher aus den Roßfeldschichten bekannten Korallen.

Der Jurakalk, der an der südlichen Synklinalflanke nördlich der K. 695 und an der K. 969 die mächtigen Schrambachkalke unterlagert, sieht teilweise einem Hallstätter Kalk sehr ähnlich, zeichnet sich jedoch stets durch Hornsteinführung aus. Fossilbelegt ist er nur in der Fazies der grauen, hornsteinreichen Oberalmer Schichten östlich vom Wurzer. In ihm fand J. Sabata einen Perisphincten. Auch bei dem foraminiferenführenden, spätigen Gestein, das beim Bachrainer auftritt, bestehen keine Zweifel in der Zuordnung zu den Barmsteinkalken der Oheralmer Schichten.

Im Vergleich mit den mehrere 100 m mächtigen Oberalmer Schichten nördlich des Abbruches zur Neokommulde verweisen die nur zirka 100 m mächtigen Oberalmer Schichten an der S-Flanke der Mulde auf eine erbeblich größere Schichtlücke zwischen den Basisgesteinen und der Juratransgression.

Im südlichen Teil des Profils überschieben schließlich mit Haselgebirge an der Basis zwei zur hochjuvavischen Schwarzen Bergserie gehörende Ramsaudolomitschuppen.

<sup>1)</sup> Die Bestimmung ist Frau Dr. Muchenhuber zu verdanken.

# Profil 3: Vom Bruch an der Fagerwand zur Stirne des Schwarzen Berges

500 m östlich des Profils 2 führt der Abbruch zur Freilegung der Triasbasis der tirolischen Osterhornserie. Sie begleitet uns auf etwa 15 km Längserstreckung bis nahe zur Überschiehungslinie der Gamsfeldmasse.

Dem oberrhätischen Riffkalk der Fuchsreith, der von sanft NW-fallenden Oberalmer Schichten überlagert wird, folgt östlich des Profils die Störungszone von St. Wilhelm. An ihr liegen mächtige glazial überarheitete Riffkalkblöcke. Man kann diese Stelle als Scharnier betrachten, an der das Gestein von der nordöstlichen in die östliche Streichungsrichtung einschwenkt. Nicht nur die Schichten an der nördlichen Abbruchlinie sind einer solchen Umbiegung unterworfen, die ganze Neokommulde mitsamt der südlichen Jurabasis macht diese Flexur mit. Sie dürfte eine Folge der jugendlichen NW-gerichteten Aufstauung der Schwarzen Bergserie sein (S. 370).

Der Riffkalk des Fagerwand-S-Abbruches, durch dessen O-Ausläufer das Profil führt, zeigt N—S-Querbrüche. Sie sind durch das Hiuabbiegen gegen W, zur Störung bei St. Wilhelm, entstanden. Bittner (1884, S. 84) glaubt an eine südliche Verlängerung des Bruches bis zum N-Rand des Tennengebirges.

Zwischen dem Riffkalk, hzw. auch dem bunten Liaskalk 1) und den Oberalmer Schichten schaltet sich das schon W. Del Negro (1950, S. 48) bekannte Basiskonglomerat mit seinen vorwiegeud aus dem Lias und dem Rhät entstammenden Komponenten ein. Erst nach der Gitschenwandstörung tritt am O—W-streichenden S-Ahbruch erstmalig auch das Liegende des oberrhätischen Riffkalkes zutage. Es sind dunkelgraue und braune, teilweise lumachellenreiche Kössener Mergelkalke im Rhätkalk und liegend der gehankte norische Dachsteinkalk (vgl. E. Fugger, 1907, S. 9).

Gegen S quert das Profil SSW-fallende, sandige Schrambachmergel, eine Übergangsfazies zu den hangenden Roßfeldsandsteinen. In ihnen fand sich ein sehr gut erhaltenes Exemplar des für Hauterive sprechenden Ammoniten: Astieria astieri Orb. Die sandigen, oberflächig zu braunem Lebm verwitternden Roßfeldsandsteine erfüllen die Mulde. An einem dem Weitenautal entlangstreichenden NW-Bruch dürfte der südliche Muldenteil als Folge der Aufstauung der Schwarzen Bergmasse etwas versenkt sein.

Trotz des jugendlichen Aufschubes jener Masse besitzen die benachbarten Roßfeldschichten im Abschnitt von der K. 917 bis zur Weitenau nördliches Eiufallen. Entscheidend für die Vorbewegung des Schwarzen Berges dürfte das Fehlen tieferer neokomer, bzw. auch jurassischer Ablagerungen in jenem Abschnitt sein.

# Profil 4: Vom Gitschenwandabbruch zur Aufschuppung am Klinglerkogel

Im Hangenden der meist metermächtigen norischen Dachsteinkalke wechsellagern am Trattberg-S-Gehänge dezimetermächtige, hraungraue, zum Teil sandige Kössener Mergelkalke mit mächtigeren Rhätkalken (vgl. W. Del Negro, 1950, S. 134). Das Gestein fällt 30—35° gegen N 30° W unter den Thecosmilien- und Megalodontiden-führenden (*Lycodus cor* Schafh. u. a.) oherrhätischen Riffkalk der Gitschenwand ein. Dieht am Kontakt mit dem Riffkalk konnten den dunklen Kössener Schichten *Lima* 

<sup>1)</sup> Nach A. Bittner am Kneilloch aufgeschlossen.

(Radula?) praecursor Quenst. und Modiola sp. cf. minuta Goldf. 1) entnommen werden.

Die Einsattelung im Riffkalk zwischen Gitschen- und Fagerwand ist, wie man an WNW-weisenden Karrenschliffen ersieht, das Werk der Erosion. Sie fand entlang der NW-streichenden Gitschenwand-Querstörung ein gutes Angriffsfeld. Man darf annehmen, daß der Riffkalk der Gitschenwand durch die unterlagernden, gleitfähigen Kössener Mergelkalke hegünstigt, während eines jugendlichen Querschubes verstellt worden ist. Auf dem Riffkalk liegen mit Transgressionskonglomeraten an der Basis etwas aufgerichtete, sanft N-fallende Oberalmer Schichten diskordant auf (vgl. W. Del Negro, 1950, S. 135).

Am W-Fuß der O-W-streichenden Dachsteinkalkrippe des Klinglerkogels finden sieh sanft WSW-fallende Schrambaehkalke und auch nördlich derselben sind solche zwischen dem Dachsteinkalk des Klinglerkogels und des Ameseck eingeklemmt. Bei Seehach kann durch bunte neokome Zwischenschichten 2) ihr Verband mit den nördlich überlagernden Roßfeldsandsteinen erkannt werden. Auch gegen SW tauchen die Schrambachkalke unter Roßfeldschichten ein, doch dürften sie hier durch den entlang des Weitenautales streichenden Verwurf von den Schrambachkalken etwas abgesetzt sein. Die Klinglerkogelrippe kann als keilförmige Aufschuppung betrachtet werden, die bei der Vorhewegung der Schwarzen Bergmasse gegen NW entstanden ist. Die zusammengestaute NW-streicbende Neokommulde westlich der Mündung des Weitenaubaches in den Aubach vermag eine solche Annahme nur zu stützen. Das Neokom wird erst am N-Fuß des zur tiefjuvavischen Hinteren Strubbergscholle gehörenden Schilchkogels durch einen O-W-Bruch gegen S hegrenzt. Es dürfte sich um den westlichen Ausläufer des Verwurfes an der Rigaus-Einbergzug-S-Seite handeln (S. 364).

# Profil 5: Von der Abspaltung der tirolischen Trias am Trattberg zur Überschiebung des tiefjuvavischen Schilchkogels

Am östlichen Trattberg-S-Fuß beginnt sich der Riffkalk längs einer Ablösungsfläche gegen N üher die durch Schleppung verfalteten und am Kontakt verruschelten Oheralmer Schichten zu schieben (vgl. A. Bittner, 1884, S. 85). Es ist ein Abspaltungsphänomen, das von hier weg bis zum Profil 9 am Labenberg-Schöberl in Erscheinung tritt und das sich wahrscheinlich nach der Aufwölbung der südlichen Osterhorngruppe, im Zusammenhang mit dem Abbruch S der Überschiebungslinie herausgebildet hat.

Das Basiskonglomerat der Oberalmer Schichten ist in diesem Schnitt vom Riffkalk überdeckt, findet sich aher westlich des Wiesergrabens wieder <sup>3</sup>). Dort, wie im folgenden östlichen Abschnitt, an welchem der Riffkalk die Basiskonglomerate überlagert, erhält man den Eindruck, daß die Bildung der Sedimentärbreccie ursächlich mit der früben Aufwölhung der Osterhorn-S-Seite zusammenhängt.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>) Für die Bestimmung der beiden Fossilien schulde ich Herrn Dozenten Dr. Zapfe herzlichen Dank.

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup>) Ein Gesteinshorizont, der aich, gekennzeichnet durch schiefrig-mergelige oder bankig-sandige Schichten, zwischen den Roßfeldsandsteinen und den Schrambachkeiken einschaltet (H. P. Cornelius und B. Plöchinger).
<sup>3</sup>) Hier findet sich nach W. Del Negro, 1950, S. 135, auch Doggerradiolarit.

Südlich des Riffkalkes gelangen wir in eine breite Zone, in der dunkle Kössener Mergelkalke mit hellen Kalkhänken wechsellagern und sich in der Folge der norische Dachsteinkalk sanft gegen S, zur Störungslinie am Seewaldsee, herabwölbt. Von Profil 4 ostwärts rückt der norische Dachsteinkalk "staffelförmig" gegen S vor (W. Del Negro, S. 134). Zwischen ihm und dem norischen Dachsteinkalk des Ameseck verengt sich das Neokombecken auf zirka 100 m Breite. Nur mehr Schrambachkalke sind entwickelt.

Die Roßfeldschichten streichen, flankiert von steilgestellten, gefalteten Schrambachkalken, also in normal synklinaler Stellung, zwischen Finsterstubenwald und Schwarzen Berg weiter gegen SO. Damit kann angenommen werden, daß es sich bei den Schrambachkalken, welche sich zwischen Trattberg und Ameseck gegen O, zum Seewaldsee, verfolgen lassen, bloß um einen Seitenast der Weitenauer Mulde handelt. Die tiefe, mit Roßfeldschichten erfüllte Neokommulde dürfte in südöstlicher Richtung unter der tiefjuvavischen Lammermasse weiterstreichen.

Südlich und östlich des Seewaldsees treten einige O-W-streichende Rippen eines gebankten, mittelsteil NNW-fallenden, tithonen Hornsteinkalkes auf. Sie werden in auffallender Weise von in Fleckenmergelfazies ausgebildeten Schrambachkalken begleitet.

Die Profillinie kreuzt weiters die Störung, an der zwischen Ameseck und Finsterstubenwald unter dem oberrhätischen Riffkalk Kössener Schichten aufgeschlossen sind. Am Weitenaubach sind zwischen dem Riffkalk des Finsterstubenwaldes und den tiefjuvavischen Gesteinen des Schilchkogels Schrambachkalke eingeklemmt. Gegen W läßt sich der Übergang von den Schrambachkalken zu den Roßfeldschichten gut verfolgen (siehe Fig. 1).

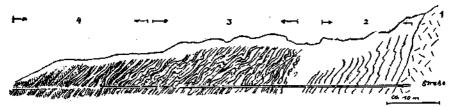


Abb. 1. 1 = Riffkalk des Finsterstubenwaldes, 2 = Schrambachkalk, 3 = dm-mächtige mergelige Schrambachkalke mit gegen das Hangende zunehmenden Mergelschieferzwischenlagen, 4 = Mergelschiefer mit vereinzelten Mergelschiefex. Kalke wie Mergelschiefer sind am Übergang häufig bunt.

# Profil 6: Von der Überschiebung am Hochwieskopf über die Neokommulde der Altbühlalm zum Lammertal

Man kann dieses Profil wohl als das meistsagende bezeichnen. In ihm sind die Erfahrungen einbezogen, die im Abschnitt zwischen Marchgraben und Ackerbachgraben gewonnen worden sind. Es wird hierin die Art und das Ausmaß der Triasabspaltung deutlich, wie sie für den gesamten östlichen Abschnitt kennzeichnend ist.

Der Ahbruch tritt dadurch markant hervor, da das Neokom, das am Seewaldsee als Fleckenmergelkalk auftritt, zum muldenförmig versenkten Gebirge der Altbühlalm weiterstreicht. Als Querbruch ist der Marchgrabenhruch zu nennen. Eine Erosionsfurche schneidet hier tief in den Hauptdolomit ein. In ihm wurde ein 12 cm langer, durch Streckung mehr-

fach zerrissener Saurierknochen gefunden <sup>1</sup>). Etwas nördlich der Kreuzungsstelle mit dem vom Seewaldsee zur Altbühlalm streichenden Längsbruch teilt sich der Marchgraben-Querbruch in 2 Äste auf, einem zum Wieslergraben und einem zur Hinter Trattbergalm führenden Bruch.

An der N-Überschiebung des obernhätischen Riffkalkhlockes des Hochwieskopfgipfels biegen sich gefältelte Oberalmer Schichten zu saigerer Stellung auf. In der Nähe des Kontaktes sind sie stark zerknittert und zerschert. — Ein in das Profil eingebautes Detail, das an der W-Flanke des Hochwieskopfes beobachtet werden kann, zeigt, daß innerhalb der Oberalmer Schichten, bzw. deren Basiskonglomeraten, ein Dachsteinkalkkeil steckt. Auch durch die Schleppung der Oberalmer Schichten wird der Eindruck erweckt, daß es sich um einen während des Vorschubes der Triasmasse losgelösten Span handelt.

Der bunte Adnether Lias ist vom Aufschluß im Ackerbachgraben (S. 363) in unser Profil hineinprojeziert worden; er findet sich aber auch — wenn auch nur in Spuren — westlich der Profillinie an der Basis der Sedimentärbreccie. Die Horizontalerstreckung der aus der Aufrichtung der Osterborntrias hervorgehenden Überschiebung mag einige hundert Meter betragen.

Das geologische Kartenbild vermittelt nicht nur die Vorstellung, wie weit sich der Riffkalk des Hochwieskopfes auf die Oberalmer Basiskonglomerate geschoben hat, es läßt auch erkennen, daß sich längs der oberen Marcbgrabenstörung eine Blattverschiebung auswirkte. Die Gesteine westlich der Störung rückten weiter gegen N, als die der Hochbühl-W-Flanke. Im Gipfelbereich des Hochbühl werden die Triasgesteine durch eine Flexur wieder in ihre herkömmliche Lage gebracht. Mürbe, sandige Kössener Schichten bilden den Sattel zwischen dem oberrhätischen Riffkalk des Hochwieskopfes im N und dem gebankten Dachsteinkalk des Hochbühl im S. Die Schiebten stehen durchwegs ziemlich saiger.

So bemerkenswert die Überschiebung der Trias, so bedeutend ist auch der O-W-streichende Abbruch südlich davon. Er versenkt die Gesteine an seinem S-Flügel um mehrere 100 m. Das Neokom, das die versenkte Muldenzone ausfüllt, sieht man 400 m WNW der Altbühlalm über den steilgestellten nördlichen Abbruchschenkel greifen. Nordöstlich der Griesalm liegen auch hornsteinreiche Jura (?)-Kalke mit Sedimentärbreccien-Zwischenlagen dem Dachsteinkalk des Hochbühl auf.

Die Schrambachkalke der Altbühlalm sind in der Fleckenmergelfazies ausgebildet, wie jene am Seewaldsee (S. 361). Sie beinhalten Aptychen (Lamellaptychus inflexicosta f. typ. Trauth, Lamellaptychus inflexicosta var. n. cincta Trauth). Bemerkenswert sind neben den dunklen, bäufig runden Flecken Liesegangsche Fällungserscheinungen, die sich in Form konzentrischer Ringe gelegentlich um eine pyritisierte Spongiennadel beobachten lassen.

Ein Quellbach östlich der Altbühlalm, der erst iu östlicher, dann in südlicher Richtung abfließt, versiegt in der Nähe des Riffkalksaumes. Bei genügendem Niederschlag stürzt das Wasser aus Höhlungen der Dachsteinkalk-S-Wand des Altbichl. Am Bachlauf ist gegen die Altbühlalm die wechselnde Folge von Konglomeratbänken, hellen Mergelbänken, hornsteinreichen knolligen Lagen, sowie Fleckenmergelkalken zu studieren. Der

<sup>1)</sup> Herrn Dr. Heißel verdanke ich den Hinweis, daß es sich höchstwahrscheinlich um einen solchen handelt.

Hornstein- und Kouglomeratgehalt verliert sich gegen das Hangende. Wahrscheinlich reicht die basale Schichtfolge his ins Tithon. Auch bei feinen Kalkbreccien, die in etwa 15 m Mächtigkeit ebenso am südlichen Muldenrand auftreten, kann das Alter nicht mit Sicherheit angegeben werden. Im Dünnschliff sind Bryozoen, Seeigelstachel, Milioliden, Textularien, Nodosarien uud nach der Untersuchung von Herrn Dr. Noth auch die Liasform Spirophtalmidium sp. zu sehen. Herr Dr. Prey machte mich auf Querschnitte aufmerksam, die man für solche der Jura-Unterkreideform Calpionella alpina balten möchte. Gleich, wie man entscheideu wird, die zu den tithonen Oberalmer Schichten zu zählendeu Ablagerungen wären im Vergleich zu jenen der westlichen Weitenaumulde geringmächtig. Man darf annehmen, daß die Transgression hier später eingesetzt hat als dort.

Ein tektonisches Detail ist in der Überkippung und Aufstauung des südlichen Rhätriffkalksaumes auf das Neokom der Mulde gegeben. In ihm wird die nachneokome Umgestaltung der Mulde deutlich (Abb. 2).



#### Abb. 2-

- 1 = gebankter Dachsteinkalk mit Mergelkalk-Zwischenlagen
- 2 = Dachsteinriffkalk
- 3 = Schrambach-Flockenmergelkalk
- 4 = Hornsteinbreccie

Profil 7: Durch das Gelände am Ackerbachgraben

Aus diesem Schnitt geht in erster Linie die weite Überschiebung des Dachstemriffkalkes auf den bunten Liaskalk und das Oberalmer Basiskonglomerat hervor. Am Gatter zur Ackerbachalm ist am Kontakt zwischen den dünnbankigen Oberalmer Schichten und dem Riffkalk die Herabbeugung der ersteren unter die aufgeschobene Riffkalkmasse zu beobachten. Auch zeigt sich in unserem Profil die Funktion der Kössener Schichten an, die ihnen im tektonischen Geschehen zukam. Die Verhältnisse am Gerbrett-W-Hang, wo gefaltete Kössener Schichten anormal vom Dachsteinkalk überlagert werden, sprechen dafür, daß durch die bessere Gleitfähigkeit der Kössener Mergelkalke die Ahlösung des oberrbätischen Riffkalkblockes vom gehankten norischen Dachsteinkalk begünstigt worden ist. Ein analoger Fall kam bereits bei Behandlung des Profils durch die Gitschenwand zur Sprache (S. 360).

Der im Profil ersichtliche Verwurf an der Griesalm verlängert die Hauptbruchlinie der nördlichen Althühlalm gegen O. Die Gebirgspartie nördlich davon fällt nur mehr sanft gegen N. Kössener Schichten und oberrhätischer Riffkalk werden durch einen Bruch vom norischen Dachsteinkalk getrennt.

# Profil 8: Vom Egelseehörndl zum Einberg

Die flach lagernden Oberalmer Schichten der S-Seite der Osterhorngruppe werden am südlichen Egelseebörndl sanft aufgewölbt. Am S-Hang des Egelseehörndls kippen sie um und wölben sieb zunehmend steil gegen S herab. Eindeutig ist darin eine durch den Aufschuh der Osterhorn-S- Randtrias hervorgerufene Schleppung zu erkennen. Das Ausmaß der Überschiebung dürfte sich gegen den SO-Hang des Egelseehörndis vergrößern. Durch das lappenförmige Vorgreifen der Riffkalkmasse gegen N, wie es hier wie zu beiden Seiten des Gerbrettes, am Ackerbacbgraben und an der K. 974 zu beobachten ist, zeigt sich eine Abhängigkeit der Verbreitung des Riffkalkes von der Geländeformung an. Das Fehlen des auf die Oberalmer Schichten überschobenen Riffkalkes in orographisch höheren Lagen ist gewiß der Erosion zuzuschreiben.

Zwischen dem Riffkalk und den unterlagernden Oberalmer Schichten trifft man wiederum mehrfach auf Basiskonglomerate. Sie markieren die Überschiebungslinie und lassen vermuten, daß sie als orogen gebildetes Gestein mit dem Vorschub der Trias auch genetisch in Beziehung stehen.

Der Abbruch, der in den vorhergehenden Profilen die Neokommulden im N begrenzt, ist auch in diesem Schnitt wieder zu finden, allein die Neokommulde fehlt. Südlich des Bruches schließt unmittelbar das Gestein an, das als östliche Fortsetzung der triadischen Synklinalfianke am Altbichl anzusehen ist: Die N-fallende Serie von Hauptdolomit, gebankten Dachsteinkalk und Dachsteinriffkalk. Das Niveau der lumachellenreichen Kössener Mergelkalke wird am Steig von der Webingalm zur K. 1250 bis nördlich der Einbergalm mehrfach durch Kössener Mergelkalklagen angedeutet. Durch die Wechsellagerung mit dem Dachsteinkalk tritt es nicht ausgeprägt genug auf, um hier auf der Karte ausgeschieden zu werden.

Über dem Hauptdolomit des Einberg-S-Abbruches transgrediert die Oberkreide mit Gosaugrundkonglomeraten. Der Abbruch wird desbalb bereits in vorgosauischer Zeit angelegt worden sein und mit dem zur austrischen Phase erfolgten Einschub des Juvavikums zusammenhängen. Erst die südlich folgende, etwas versenkte, ONO-streichende Schuppe wird im Rigaus vom tiefjuvavischen Haselgebirge überlagert. Sie besteht aus Gosausandsteinen, Hippuritenkalk und Nierentaler Schichten. Das Gesetz der Abbrüche, das uns an der gesamten S-Seite der Osterhorngruppe in so drastischer Weise vor Augen geführt wird, findet auch in jenen gestaffelt gegen S abgesetzten Gosaulamellen seinen Ausdruck (vgl. Profil 9), nur spiegelt sich hierin eine abermals jüngere Bewegungsphase — das postgosauische Vorrücken der Gamsfeldschubmasse (vgl. E. Spengler, 1912, S. 35, und B. Plöchinger, 1948).

# Profil 9: Schnitt durch Labenbergschöberl und Spielbichl

Östlich des Zinkenbachgrabens vereinfachen sich die Verhältnisse insofern, als die überkippten Triasschichten allmählich in eine normale Lagerung übergeführt werden. Sie geben deshalb ostwärts nicht mehr zur Herausbildung einer Ablösungsfläche und einer Überschiebung auf die Oberalmer Schichten Anlaß. Während im Labenbergschöberl noch eine leichte Überkippung zu beobachten ist, derzufolge die Oberalmer Schichten gegen N zurückgestaut werden, ist im Profil durch die K. 1642 bereits eine N-fallende Schichtstellung des norischen Dachsteinkalkes erreicht. An der K. 989 enthält er Megalodus of. mojsvari incisa Frech. 1)

Auch die Oberalmer Schichten ändern gegen O ihre Fallrichtung. Sie neigen sich hier 30 ° gegen N 60 ° O, am Astegg nur mehr 20 ° gegen N 20 ° O.

<sup>1)</sup> Bestimmt von Herrn Prof. O. Kühn.

Gegen das Astegg schalten sich zwischen den Oberalmern und dem Dachsteinkalk in normaler, stratigraphischer Folge die Sedimentärbreccien der Oberalmerbasis, die oherliasischen Fleckenmergel und die mittelliasischen Adnether Kalke ein.

Dem Abbruch südlich des Labenbergschöberls folgt die östliche Fortsetzung der Weitenau—Altbühl-Synklinalzone. Im Gegensatz zu den bisherigen, neokomen Muldenfüllungen finden sich hier im wesentlichen liasische Gesteine vor; lediglich im östlichsten Teil werden sie vom Neokom überdeckt (S. 366). Mittelliasische Adnether Kalke sind verschuppt mit grauem, dunkelgefleckten Liasfleckenmergel und dunklen Liasspongienkalken.

Dem Adnether Kalk entstammen Phylloceras tenuistriatum Menegh., Phylloceras cf. meneghini Gem., Spiriferina abtusa Oppel, Harpoceras algorianus Oppel, Deroceras cf. venarense Oppel, Arietites (Vermiceras) cf. arquivocus Winkler und Arietites (Coroniceras) cf. rotiformis Sow. Eine Schlemmprobe aus weichen Mergelzwischenlagen innerhalb der Außerliembachalm-Fleckenmergel, 340 m westlich der K. 1132, heferte Spongiennadeln, Ostracoden, Lenticularia varians (Bornemann) und eine 0.55 mm lange, 0.19 mm breite Frondicularia tennera (Bornemann) 1). Nach H. Bartenstein und E. Brand 2) ist diese Form, wenn sie Zwischenrippen aufweist, in den Lias  $\alpha$  zu stellen; sind wie in unserem Fall keine vorhanden, gehört sie in den Lias  $\gamma$  oder Lias  $\vartheta$ . Diese Altersangabe stimmt mit dem Befund üherein, der aus der stratigraphischen Hangendstellung der Fleckenmergel üher den bunten Mittelliaskalken hervorgeht.

Durch Versenkung an der Bruchlinie unterschiebt der gegen S aufgeschuppte, mittelsteil NNO-fallende Lias etwas das vorgelagerte Gebirge. Es kommt dadurch nahe jener Linie auch zur Erhaltung von zirka 5 m mächtigem Doggerradiolarit und von aptychenführenden, bräunlichgrauen, fleckigen Oberalmerkalk. Ein Aufschluß am Fahrweg, zirka 1.5 km westlich der Außerhembachalm vermag dies zu veranschaulichen (Abb. 3).

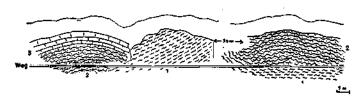


Abb. 3. 1 = Adnether Kalk, 2 = Doggerradiolarit, 3 = Oberalmer Schichten

Entgegen meiner früheren Annahme (1948, S. 23) glaube ich nun, daß der Riffkalk des Spielbichl wohl am äußersten O-Ende, nicht aber bereits in diesem Profil auf die Fleckenmergel aufgeschoben ist. Der Spielbichlkalk taucht normal unter seine Adnether Kalk- und Fleckenmergelauflagerung im Bereich der Liembachalm ein nnd stellt daher die triadische S-Flanke

<sup>&#</sup>x27;) Für die Bestimmungen der Foraminiferen bin ich Herrn Dr. Noth zu Dank verpflichtet.

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup>) H. Bartenstein und E. Brand, 1937, Abh. der Senckenbergischen Naturforsch. Ges., Abh. 439, S. 156.

der Mulde dar <sup>1</sup>). Als fazielle Eigenart verdient hervorgehoben zu werden, daß sich vom Spielbichl gegen O kein gebankter Dachsteinkalk mehr zwischen dem Riffkalk und dem Hauptdolomit zeigt.

Auf dem Hauptdolomitsockel des Spielbichl liegen die Lamellen verschiedener Gosauablagerungen. Ihre Absenkung gegen SO steht, wie schon bei Besprechung des Profils 8 erläutert, mit der tertiären Wiederbelebung der Gamsfeldschubmasse in Zusammenhang.

## Profile 10—12: Der Abschnitt zwischen der Außerliembach- und der Moosbergalm

Die Profile zeigen eine gegen O fortschreitende Verminderung der Sprunghöhe, derzufolge sich die Liasablagerungen am Abbruch mit jenen der Muldenfüllung verbinden. Zwei Adnether Kalkzüge kennzeichnen die Verschuppung mit hangenden Liasfleckenmergel, bzw. auch Spongienkalken, während an den K. 1450 und 1444 der Adnether Kalk den stratigraphisch liegenden Riffkalk des Spielbichl begleitet. Verwunderlich ist, daß Cl. Lebling (1911, S. 549) von einem "örtlichen Aufragen von Nierentaler Schichten in der Moosbergniederung" spricht. Offenbar sind die teilweise verschieferteu Adnether Kalke für jene hunten Maastrichtmergel gehalten worden. Auch die Eintragung von Oberalmer Schichten in die geologische Spezialkarte im Bereich der weit verbreiteten oberliasischen Fleckenmergel ist bisher unbestritten geblieben. Cl. Lebling (1911, S. 549) hat allerdings Zweifel geäußert, da er sich nicht vorstellen konnte, daß Oberalmer Schichten eine so lebmige Verwitterung aufweisen.

Der Vormarsch der Gamsfeldmasse hatte zur Folge, daß der O-Ausläufer des Einberg—Rigausberg-Riffkalkznges mitsamt dem bunten Liaskalk der K. 1450 und 1440 in Richtung gegen den Uhrzeigersinn verdrebt worden ist. Am östlichen Ausstrich verursachte der Aufschub jener höheren Einheit das Abheben des exponierten Riffkalkzipfels und dessen Verschleppung auf die Liasablagerungen (Tafel 15, Prof. 12). An einem Bachriß südlich desselben ist Spongien- und Adnether Kalk aufgeschlossen. E. Spengler (1918, 8. 7), welcher jene "Einberg-Überschiebung" hereits kannte, hält sie für vorgosauisch angelegt, weil sie unter dem Gosaustreifen Strobl—Abtenau verschwindet.

Das Ausmaß der Verdrehung des von der östlichen in die nordöstliche Streichungsrichtung gebrachten Riffkalkes mag an die 300 m betragen. Durch die Störung zwischen den K. 1314 und 1243 dürfte sich die Achse der Drehung zu erkennen geben.

Wie im Profil vermerkt, steckt an der Überschiebungslinie ein von der Schubmasse abgesprengter Dolomitkeil und im umgebenden Haselgebirge, am Rigausbach, ein Diabasporphyrit (Cl. Lebling, 1911, S. 539, E.

Spengler, 1912, S. 34, B. Plöchinger, 1948, S. 5).

Nicht graue Gosanmergel erfüllen die Moosbergniederung, wie Cl. Lebling (1911, S. 549) zuerst angibt, sondern vorwiegend dunkelgraue, mürbe Roßfeldsandsteine. Sie geben den rostbraunen Verwitterungslebin des Almbodens. Das zerklüftete Gestein ist kalzitverheilt und besitzt stellenweise bis zentimetergroße Markasitknollen. Konglomeratische Partien

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>) Die 1948, S. 28, von mir geäußerte Annahme, im Einbergzug eine bedeutendere Deckenabspaltung zu sehen, muß deshalb korrigiert werden.

weisen gerundete Kalkkomponenten mit bis zu mehreren Millimeter Durchmesser auf. Auch bis 0-8 mm Durchmesser erlangende Crinoidenstielglieder sind enthalten.

Gegen den N-Rand des Neokomvorkommens führen die dunkelgrauen Sandsteine in eine stratigraphisch tiefere Neokomfazies über: hellgraue, sandige Mergel mit Kriechspuren. Eine Sandsteinbank darin beherhergt Neocomites 1). Nach Entscheid von Herrn Prof. Kühn handelt es sich um die aus den Roßfeldschichten bisher noch nicht nachgewiesene Art neocomiensis d'Orbigny 2). Sandsteinaufschlüssen an der östlichen Moosbergalm,

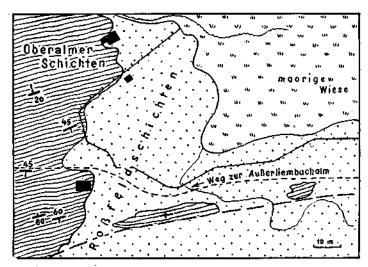


Abb. 4. Die transgressive Auflagerung der neokomen Roßfeldschichten über dem östlichen Ausstrich des S-Abbruches der Osterhorngruppe an der nördlichen Moosbergalm.

nahe der Starkstromleitung, wurden eine noch unhestimmte Koralle und ein Brachiopode entnommen.

An der südlichen Mooshergalm treten mehrfach bunte Adnether Kalke fensterartig aus der flach auflagernden Unterkreidebedeckung hervor. Es ergibt sich daraus, daß der S. 366 geschilderte Schuppenhau der Liasgesteine transgressiv vom Neokom üherdeckt wird. Daß diese transgressive Überdeckung der Unterkreide auch die tithonen Oberalmer Schichten erfaßt, geht in hesonders einleuchtender Weise aus den Aufschlüssen an der nördlichen Moosbergalm hervor. Hier spießen nahe der Struheralmhütte auf fast 100 m Länge und nur wenige Meter Breite steilgestellte, N 80° Ostreichende Oberalmer Schichten durch die gegen O mächtiger werdenden Roßfeldschichten. Das Neokom liegt, wenn auch durch jüngere Bewegungen gestört, so doch im allgemeinen flach, mit erhehlicher Winkeldiskordanz auf. Diese transgressive Auflagerung der neokomen Roßfeldschichten über den östlichen Ausstrich des S-Abbruches der Osterhorn-

<sup>1)</sup> Nach der Bestimmung von Herrn Prof. Kühn.

<sup>2)</sup> Nicht die bereits angegebene Art Neocomites neocomiensiformis.

gruppe erbringt den Nachweis seiner zur jungkimmerischen

Phase erfolgten Anlage.

Zwischen den Oberalmer Schichten und dem Neckom finden sich kieselsäurereiche, graubraune, splittrig brechende Mergel mit linsenförmigen Fällungsgebilden, die his zu 1 m Durchmesser erlangen (B. Plöchinger, 1948, S. 14). Wahrscheinlich handelt es sich um die Basishildungen der transgredierenden Unterkreide. Durch die "Einregelung" der genannten Fällungsgebilde wird offenbar ein zur Jurarippe gegensätzliches Streichen angezeigt.

# Tektonischer Überblick

An der S-Seite der tirolischen Osterhorngruppe tritt unter den Juraablagerungen die triadische Basis zutage. Sie bildet eine zirka 17 km lange und bis 4 km hreite, O-W-streichende Zone, die vom Zimmereck, das sind 4 km östlich vom Abbruch zum Salzachtal, bis nahe an die Überschiebungslinie der Gamsfeldmasse reicht. Die diskordant auflagernden Oberalmer Schichten stehen vermittels der sedimentären Malm-Basiskonglomerate mit dem Dachsteinriffkalk, gelegentlich auch mit buntem Adnether Liaskalk oder Liasfleckenmergel in Transgressionskontakt (vgl. W. Del Negro, 1950, S. 134, S. 49, und J. Kühnel, 1929).

Eine Aufwölbung der gesamten, vorwiegend triadischen Serie an der S-Seite der Osterhorngruppe hat sich — wie später hervorgehen soll — schon zur jungkimmerischen Phase abgespielt. Nach dem Hebungsvorgang, vielleicht auch noch zeitlich zusammenfallend, mag es zu einem hedeutenden O—W-streichenden Abbruch gekommen sein, längs welchem der südliche Flügel versenkt wurde. Der nördliche Flügel richtete sich auf und über-

kippte teilweise gegen N.

An der Linie zwischen Trattberg und Egelseehörndl führte offenbar jene Aufbiegung zur Bildung von steil S-fallenden Ahlösungsflächen, längs welchen vor allem der oberrhätische Riffkalk üher die Juraablagerungen gegen N geschoben wurde. Die Oberalmer Schichten zeigen am Kontakt mit dem steilgestellten, bzw. überschobenem Riffkalk stets ausgeprägte Schleppungserscheinungen. Die Malmbasiskonglomerate kommen gelegentlich über den Oheralmer Schichten zu liegen. Am Egelseehörndl z. B. schalten sie sich nahe der Egelseealm zwischen den gegen S herabgehogenen Oheralmer Schichten und dem überschiebenden Riffkalk ein (Tafel XV, Prof. 8).

Der O-W-streichende, fast 20 km lange Abbrnch an der S-Seite der Osterhorngruppe vergrößert gegen O seine Sprunghöhe derart, daß am Zimmereck unter den Oberalmer Schichten erst der oberrhätische Riffkalk, dann weiter im O, ab der Fagerwand, auch noch Kössener Mergelkalke und norischer Dachsteinkalk zutage treten. Erst nahe an der Überschiebungslinie der zur Dachsteindecke zu zählenden Gamsfeldmasse vermindert sich die Sprunghöhe wieder.

Im abgesenkten, zu einer Synklinalzone verformten Gebirge treten drei in O-W-Richtung aneinandergereihte und in gleicher Richtung streichende Mulden besonders hervor. Sie werden hier kurzweg die Weitenauer-, die Altbühl- und die Liembachmulde genannt.

Die Argumente, die dafür sprechen, daß die jungkimmerische Phase den Osterhorn-S-Rand besonders lang aus dem Wasser gehoben hatte, liegen im Vergleich der Schichtlücken verankert, wie sie nördlich und südlich des oben erläuterten Staffelbruches zwischen den tithonen, bzw. neokomen Schichten und deren Basis zu heobachten sind. Nur gelegentlich und in geringer, zirka 100 m betragender Mächtigkeit treten in der Muldenzone südlich des Bruches noch tithone Oberalmer Schichten an der Basis des Neokom auf. Nördlich der Bruchlinie besitzen die Oberalmer Schichten aber mehrere hundert Meter Mächtigkeit. Die Meeresüberflutung, die sich der jungkimmerischen Regression anschloß, erfolgte im Bereich der südlichen Osterhorngruppe offenbar erst gegen Ende des Tithon oder im Neokom. Im nördlichen Bereich der Osterhorngruppe dürfte sie mit Beginn des Tithon begonnen haben.

Man kommt zur Vorstellung, daß der S-Rand der Osterhorngruppe im Vergleich zum nördlich anschließenden Osterhorngebiet während der jung-kimmerischen Orogenese höher aus dem Wasser gehoben war. Damit ist es aber auch um so naheliegender, das Basiskonglomerat der Oberalmer Schichten als orogenes Sediment zu sehen, für das es schon E. Sueß und E. v. Mojsisovics, 1868, gehalten haben. Auch der von W. Vortisch (1937, 1949) im Inneren der Osterhorugruppe erkundete Überschiebungsbau innerhalb der jurassischen Gesteine mag eine Folge jener altalpidischen Phase sein.

Der Vergleich der Schichtlücken im Bereich der Muldenzone läßt ebenso Schlüsse zu. Aus ihm ergiht sich, daß die Transgression entlang jener Zone zu verschiedenen Zeiten begonnen haben mag. In der Weitenauer Mulde liegen geringmächtige Oberalmer Schichten dem triadisch-liasischem Untergrund normal auf. In der Altbühlmulde sind es vor allem die tiefsten neokomen Schrambachschichten, die Fleckenkalke, die auf der Obertrias, bzw. auch auf dem Lias lagern und in der Liembachmulde finden sich gar erst die neokomen Roßfeldsandsteine auf dem hier großenteils jurassischem Untergrund. Dies entspräche etwa einer obertithonen Überflutung im westlichen, einer Valanginientransgression im mittleren und einer Hauterivientransgression im östlichen Abschnitt.

Jedenfalls scheint der vom Neokom überdeckte östliche Ausstrich des vom Salzachtal über den Trattberg- und Altbühl-S-Fuß zur Moosbergalm streichenden Abbruches dafür zu sprechen, daß die Anlage desselben noch vor der Neokomüberflutung, zur jungkimmerischen Phase, zustandegekommen ist. Gegenüber den steil NNO-fallenden Aufschuppungen der liasischen Unterlage, aber auch gegenüber den tithonen Oberalmer Schichten am nördlichen Abbruch der Osterhorngesteine, bestebt an der Moosbergalm eine äußerst markante Transgressionsdiskordanz der aufruhenden neokomen Roßfeldschichten (Tafel XV, Profil 12, und Textfigur 4).

Die Versenkung des S-Flügels an der Verwerfung entlang des Kerterergrabens bis St. Wilhelm, sowie das achsiale Ansteigen der Muldenzone gegeu W kann durch die Belastung des Juvavikums im Bereich des Lammertales erklärt werden (W. Del Negro, 1950, S. 135). Im W reicht das Juvavikum nämlich am weitesten gegen N. Der Gollinger Schwarze Bergüberlagert hier den S-Rand der Weitenauer Neokommulde und innerhalb der Muldenflanken finden sich einige tiefjuvavische Deckschollen. Zufolge der ehemals verbreiteten Überdeckung durch juvavische Massen, möglicherweise aber schon durch die Vortiefenbildung während des neokomen Vor-

marsches derselben, sind in der Weitenaumulde die höchsten neokomen Schichtglieder anzutreffen. So sind z. B. an der Grubachscholle bei Bachlunzen die konglomeratführenden oberen Roßfeldschichten (S. 358) aufgeseblossen, wäbrend gegen O, mit zunehmender Entfernung von der juvavischen Deckscholle, stetig tiefere Ablagerungen folgen: die mürben, dunkelgrauen Roßfeldsandsteine, die helleren, schiefrig-sandigen Roßfeldmergel, die bunten Zwischenschichten, graue, sandige Schrambachmergel, helle Schrambachkalke und schließlich Schrambachfleckenkalke. Sie führen am Seewaldsee zu bornsteinführenden Tithonkalken über.

Die Altbühlmulde besitzt überhaupt kein höheres Schichtglied als jene Schrambachfleckenkalke. Erst am O-Ende der Liembachmulde, an der Moosbergalm, treten wieder Roßfeldschichten auf. Sie sind an die Kreuzungsstelle des S-Abbruches am Gschlößl und die Überschiebungslinie der Gamsfeldmasse geknüpft.

Auch der O-W-streichende, bedeutende Abbruch südlich des Einberg-Rigausbergzuges dürfte bei dem zur austrischen Phase vollzogenen Haupteinschub der juvavischen Lammer- und Gamsfeldmasse entstanden sein. Zwischen dem sanft N-fallenden Dolomit des genannten Gebirgszuges und den an dessen S-Fuß auflagernden Gosauschichten ist keine Störung anzunehmen (vgl. E. Spengler, 1912, S. 35). Die Gosautransgression, gekennzeichnet durch die Gosaugrundkonglomerate, erfolgte daher gewiß erst nach der Absenkung des Gebirges südlich der Einberg-Rigausbergstörung.

Nachdem der Einschub des Juvavikums beendet war, kam es — sicherlich zur jungtertiären Orogenese — zu einem Querschub, der nicht nur die älteren Überschiebungen wiederbelebte, sondern auch die tirolische Unterlage je nach dem Widerstand der Gesteine faltete oder längs Querstörungen verwarf. Die Gamsfeldmasse wurde gegen NW an den tirolischen Einbergzug angepreßt und dabei die Gosauschichten, die über den S-Abbruch des Einberg-Rigausbergzuges abgelagert worden waren, längs parallelen Brüchen verworfen (vgl. E. Spengler, 1912, S. 35). Aus demselben Grunde wurde auch der Riffkalkkeil am O-Ende des Einbergzuges auf die Liasablagerungen der Liembachmulde geschleppt. E. Spengler spricht 1918, S. 7, bereits von der "Einberg-Überschiebung" zwischen Gschlößt und Einberg.

Bedeutende O-W-streichende Querelemente liegen in der Salzachtalsynklinale und in den Neokommulden des Tauglgebietes vor. Die Gesteinsserie des Gollinger Schwarzen Berges bat der jugendliche Querschub gegen NW auf das Neokom der Weitenaumulde gerückt und dieser, wie auch ihrer Unterlage eine Flexur beigebracht (S. 359). Dabei wurde auch das Neokom südlich des Finsterstubenwaldes zu einer engen Mulde zusammengepreßt, die NW-streichende Dachsteinkalkrippe am Klinglerkogel geschaffen und die Oberalmer Schichten der südlichen Synklinalflanke überkippt (S. 363).

Wäbrend sich der Querschub im Bereich des Lammertales, am Tennengebirgs-N-Fuß (vgl. H. P. Cornelius und B. Plöchinger, 1952) und im Jura-Neokom des Tauglgebietes gut entfalten konnte, fand er im klotzigen Triasgestein der südlichen Osterhorngruppe im allgemeinen kein dankbares Medium. Neben der oben genannten Verformung am Klinglerkogel verursachte er hier lediglich Querbrüche, wie jene von St. Wilhelm, der Gitschenwand, des March-, Ackerbach- und Zinkenhachgrabens.

## Zusammenfassung

Der S-Teil der tirolischen Osterhorngruppe ist durch einen gewaltigen Staffelbruch gekennzeichnet. Daß der Herausbildung desselben eine Emporwölbung der südlichen Osterhorngruppe zur jungkimmerischen Orogenese voranging, kann aus dem Vergleich der Schichtlücken zwischen den Basisgesteinen und dem transgressiv auflagernden Obertithon-Neokom abgeleitet werden. Die nördliche große Bruchstaffel, deren N-Flügel teilweise überkippt und gegen N überschiebt, mag als unmittelbare Folge der Aufwölbung ebenso noch zur jungkimmerischen Phase angelegt worden sein. Die Zuordnung zu jener Gebirgsbildungsphase geht aus der diskordanten, transgressiven Auflagerung des Neokoms hervor, wie sie insbesondere an der Moosbergalm in Erscheinung tritt. Die südliche große Bruchstaffel ist, wie durch die Überlagerung der Gosausedimente gezeigt wird, zur austrischen Phase angelegt worden.

Treppenförmige Verwerfungen mit relativ geringer Sprunghöhe kennzeichnen am S-Rand unseres Gehietes die Tektonik innerhalb der Oberkreideablagerungen. Bei Gegenüberstellung mit den älteren Abbrüchen nördlich davon wird dadurch auf die Konstanz gleichen tektonischen Geschehens hingewiesen, welches das Tirolikum der südlichen Osterhorngruppe im Ablauf der alpinen Gebirgsbildungen beherrscht hat.

Der nachneckome Bau zeigt eine Verknüpfung mit dem zur austrischen Phase erfolgten Haupteinschub der juvavischen Schubmassen, wogegen die postgosauische Tektonik ursächliche Beziehungen zur jungtertiären Wiederbelebung derselben verrät.

#### Literatur

Bittner, A.: Aus den Salzburger Kalkalpen. Verh. Geol. R. A., 1884.

Cornelius, H. P. und B. Plöchinger: Der Tennengebirge-N-Rand mit seinen Manganerzen und die Berge im Bereich des Lammertales. Jb. Geol. B. A., Jg. 1949/51, XCV. Bd., Heft 2, Wien 1952.

Del Negro, W.: Geologie von Salzburg. Verl. Wagner, Innsbruck 1950.

Fugger, E. und C. Kastner: Naturwissenschaftliche Studien und Beobachtungen aus und über Salzburg. Verl. Herber, Salzburg 1885.

Fugger, E.: Erläuterungen zur geologischen Karte, SW-Gruppe, Nr. 18, Hallein-Berohtesgaden. Geol. R. A., Wien 1907.

Kühnel, J.: Geologie des Berchtesgadener Salzberges. N. Jb. Min. usw., Beil. Bd. 61, Abt. B, Stuttgart 1929.

Lebling, Cl.: Beobachtungen an der Querstörung "Abtenau—Strobl" im Salzkammergut. N. Jb. f. Min. usw., Beil. Bd. 31, Stuttgart 1911.

Lechner, J.: Morphologische Untersuchungen im Osterhorngebiet der Salzburger Kalkalpen. Mitt. Geogr. Ges., München, Bd. 36, 1942/43.

Machatschek, F.: Morphologische Untersuchungen in den Salzburger Kalkalpen, Ostalpine Formenstudien, Verlag Leyden, Berlin 1922.

Petrascheck, W. E.: Der Gipsstock von Grubach bei Kuchl, Verh. Geol. B. A., 1947, Heft 7, 8, 8, 148--152, Wien 1947.

Plöchinger, B.: Ein Beitrag zur Geologie des Salzkammergutes im Bereich von Strobl am Wolfgangsee bis zum Hang der Zwieselahm. Jb. Geol. B. A., 1948, Heft 1, 2.

Plöchinger, B.; Aufnahmsberichte auf Blatt Hallein—Berchtesgeden und Blatt Ischl—Hallstatt. Berichte 1950 und 1951. Verh. Geol. B. A., 1950/51, Heft 2; 1952, Heft 1.

Plöchinger, B.: Charakterbilder aus der Tektonik der Salzburger Kalkalpen. Verh. Geol. B. A., 1952, Sonderheft C.

Schlager, M.: Neuere Erfahrungen über die Lokalvergletscherung des Untersberg— Tauglgebietes. Mitt. d. Naturwiss. Arbeitsgem. v. Haus d. Natur, Salzburg, 2. Jg., 1951.

Spengler, E.: Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. I. Teil: Die Gosausche Ischl-Strobl-Abtenau. Sitzber. Ak. d. W., math.-nat. Kl., Bd. CXXI, Abt. I., Wien 1912.

Spengler, E.: Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. Mitt. Geol. Ges., Wien, XI. Bd., 1918, S. 1—70.

Sueß, E. und E. v. Mojsisovics: I. Studien über die Gliederung der Trias und Juraablagerungen in den östlichen Alpen. Jb. Geol. R. A., Bd. XVIII, 1868/II.

Vortisch, W.: Schichtenparallele Bewegungen (Kammerker-Sonntagshorngruppe und Osterhorngruppe). Zentralbl. f. Min. usw. 1937.

Vortisch, W.: Die Geologie der Inneren Osterhorngruppe, H. (Kendelbach). N. Jb. f. Min. usw., Mh. 1949 B, S. 40, Stuttgart 1949.

