

476/58
Gesellschaft der Geologie- u. Bergbaustudenten in Wien
Wien I,
Dr. K. Luegerring 1

MITTEILUNGEN

der Gesellschaft der
Geologie- und Bergbaustudenten
in Wien

Schriftleitung
Edith Kristan

WIEN
8. Bd. - 1957

Verlag der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten
in Wien - Geologisches Institut der Universität Wien



MITTEILUNGEN
der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten
in Wien

Wien 1957

8. Band

Inhalt

VOHRYZKA, K.	Geologie der Mittleren Schladminger Tauern Tafel I - VII	S. 1 - 43 " 97 - 103
KIRCHMAYER, M.	Zur Geologie des Grünauer Beckens (O.Ö.) und seiner Umrahmung. II. Tektonischer Teil Tafel VIII - XVI	" 44 - 59 " 104 - 114
SIEHL, A.	Das Jungtertiär in der näheren Umgebung von Hornstein in Burgenland Tafel XVII - XVIII	" 60 - 75 " 115 - 116
KRISTAN, E. und TOLLMANN, A.	Zur Geologie des Semmering-Mesozoikums Tafel XIX - XXII	" 75 - 90 " 117 - 120
FUCHS, G.	Geologischer Arbeitsbericht der Österreichischen Grönlandexpedition 1957	" 91 - 92
BUCHBESPRECHUNGEN: von A. Tollmann	H.W. Matthes, Einführung in die Mikro- paläontologie Atlas von Niederösterreich	" 92 - 93 " 93 - 94
Tafelerklärung zu Arbeit Kurt Vohryzka		" 95 - 96

Herausgeber, Eigentümer und Verleger Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten
in Wien

Schriftleitung: Edith Kristan. Alle Wien I., Dr. Karl Lueger Ring 1, Universität-Wien
Geologisches Institut

Gedruckt mit Unterstützung der Stadt Wien aus Mitteln des Kulturgroschens 1957, der
Oberösterreichischen Landesregierung, der Niederösterreichischen Landesregierung
und des Notringes der wissenschaftlichen Verbände Österreichs

Für Inhalt und Einteilung der Abhandlungen sind die Verfasser verantwortlich

Alle Rechte, insbesondere das der Übersetzung in fremde
Sprachen, vorbehalten

Vari-Typer (DSJ)-Satz des Notringes der wissenschaftlichen Verbände Österreichs
Wien I., Judenplatz 11

Hergestellt durch Madress Gesellschaft Wien I., Milchgasse 1

GEOLOGIE DER MITTLEREN SCHLADMINGER TAUERN

Kurt Vobryzka, Wien

Einleitung

Prof. KOBER hat es wohl wie kein anderer verstanden, das Feuer der Begeisterung in jungen Herzen zu wecken, und ihm, meinem verehrten Lehrer, verdanke ich auch diese Dissertation. Ich habe sie im Jahre 1953 anvertraut bekommen und arbeitete seither nach bestem Wissen und Gewissen daran. Aufgabe war eine geologische Kartierung im Anschluss an KÜPPER im NE und SCHMIED im W. Hauptgewicht wurde auf die Tektonik gelegt. Prof. CLAR beliess mir das Thema, engte aber das Gebiet wesentlich ein und präzierte die Fragestellung. Besonders dankbar bin ich ihm dafür, dass er in uneigennützigster Weise einige Tage mit mir im Gelände verbrachte und auch während der Ausarbeitung mich stets mit Rat und Tat unterstützte. Von besonderem Wert während der Feldarbeit war mir einer der von Prof. CLAR konstruierten Kompass, der eine wesentliche Abkürzung des Messvorganges mit grösserer Genauigkeit des Resultates vereinigt. Ebenso bin ich Prof. LEITMEIER, dem Vorstand des Petrographischen Institutes, und Dr. SEDLACEK für ihre Hilfe sehr verpflichtet.

An dieser Stelle möchte ich auch dem Alpinen Verein "Die Preintaler" und dem Hüttenpächter der Gollinghütte für freies Quartier und gastliche Aufnahme danken. Ihre Unterstützung und ihr Verständnis für meine Arbeit hat mir während der harten Geländezeit viel geholfen.

Geographische Lage

Das Arbeitsgebiet liegt ungefähr in der Hälfte einer Verbindungslinie Schladming-Tamsweg. Genaue geographische Lage $47^{\circ} 15' - 47^{\circ} 20'$ nördl. Breite; $31^{\circ} 25' - 31^{\circ} 30'$ östl. von Ferro. Die Westgrenze bildet der Kamm Geinkel-Elendberg-Zwerfenberg - Hochgolling - Tromörtenscharte, die Südgrenze Tromörtenscharte - Anger - Hinteralm - Deichselspitz, die Ostgrenze bildet der östl. Blattrand des Kartenblattes 1 : 25.000 der neuen Aufnahme bis zum Sonntagskarsee. NE-Grenze ist das Riesachbachtal (obwohl ich auch die unteren Wandpartien nordöstlich davon kartiert habe), NW-Grenze ist die Linie Gamsspitz-Untere Steinwender Alm.

Die wichtigsten Gipfel sind: Hochgolling (2863 m), Elendberg (2757 m), Greifenberg, Pöllerhöhe, Waldhorn (2700 m), Kaiserspitz und Deichselspitz (2700 m). Zur genauen Orientierung nehme man am besten die geologische Karte zur Hand.

An der NE-Grenze schliesse ich z.T. an das Dissertationsgebiet von K. KÜPPER an, meine Westgrenze ist zugleich die Ostgrenze von H. SCHMIED, dessen Arbeiten aber noch nicht abgeschlossen sind. Das südliche und besonders das nördl. Anschlussgebiet kenne ich aus Übersichtsbegehungen. Die kartographische Darstellung ist beispielgebend gut, eine Tatsache, die meine Arbeit sehr gefördert hat.

P r o b l e m s t e l l u n g

Die Probleme ergaben sich eigentlich erst während der Arbeit. Im folgenden will ich die wichtigsten kurz aufzählen:

- a) Tektonik; Verwendbarkeit von Gefügedaten (Klüfte, Achsen usw.).
- b) Alter der Tektonik; Altersbeziehung der Gefügedater untereinander.
- c) Petrogenetische Probleme:
 - 1) Paragneise gliederbar?
 - 2) Verhältnis Orthogneis: Paragneis
 - 3) Verhältnis Mischgneis: Orthogneis
Mischgneis: Paragneis
 - 4) Verhältnis Amphibolitfazies (älter) : Epidot – Albit – Amphibolitfazies und Grünschieferfazies (jünger).
 - 5) Sind die Serizitquarzite sedimentär oder diaphthoritische Weisssschiefer?
 - 6) Ist der Diorit im Sonntagskar ein echter Diorit oder pegmatoide Durchtränkung eines Amphibolits mit Kornvergrößerung durch Sammelkristallisation?
 - 7) Was und woraus sind die Brandenschiefer und ihre Vererzungen?
- d) Welche Rolle spielen ruptuelle Deformationen im Kilometerbereich
 - 1) bei der Umprägung von Amphibolitfazies zu Epidot- Amphibolitfazies zu Grünschieferfazies.
 - 2) bei der Bildung von Serizitquarziten und Brandenschiefern.
 - 3) bei der Vererzung und ihrer Veredlung an den Schnittpunkten Brandenschiefer-Störung.
- e) Alter der Gesteine?

A n m e r k u n g e n z u r M o r p h o l o g i e

Die vorliegende Arbeit befasst sich fast ausschliesslich mit geologischen, daher tektonischen und petrologischen Problemen. Geographische und morphologische Erscheinungen wurden nur in Betracht gezogen, wo sie zur Aufklärung von ersteren helfen.

a) Die Wasserscheide zwischen Ennstal und Tamsweger Bucht zieht vom Hochgolling – Gangl – Greifenberg – Klafferschneide – Waldhorn nach NE, vom Walhorn – Kieseck – Deichselspitz nach Süden. Die Entwässerung erfolgt in Bächen, die häufig in den Schuttkegeln versickern und an ihrem Fuss gesammelt hervortreten.

b) Sofort erkenntlich ist die starke und typische glaziale Formung des gesamten Gebietes. Die Haupttäler Steinriesenbachtal und Riesachtal sind typische U-Täler; ihre Abschlüsse bilden ausnahmslos runde, oft amphitheaterartig aufgebaute Kare (Klafferkessel, Sonntagskar). Meist sind in das Kar eine oder mehrere Steilstufen eingebaut, hinter denen sich Karseen, oft in grosser Anzahl (Klafferkessel drei Etagen!) halten; ihre Abflüsse haben sich häufig tief in die Steilstufen eingefressen (Riesachseeabfluss). Diese Steilstufen sind rein glaziale Erscheinungen, haben daher mit Bruch- oder Setzungsbewegungen nichts zu tun.

M o r ä n e n: sind zahlreich vorhanden, besonders in den inneren Kartteilen, sowohl als Seiten- als auch als Stimmoränen. Die Gletscher scheinen in den letzten Rückzugsphasen noch einige Stillstandsperioden gehabt zu haben; bei den Seitenmoränen musste ich bei der Entscheidung, ob Gletschermoräne oder Schuttablagerung durch Gleiten auf einem perennierenden Schneefeld oft einige Vorsicht walten lassen; neben Wallmoränen wurde auch Grundmoränenschutt ausgeschieden. Als solchen habe ich grobes,

unsortiertes Blockwerk (von oft bedeutender Grösse, 2.2.2 m) bezeichnet, dass zwischen Kar und Wallmoräne liegt und keine Verbindung mit den Schutzzungen der umliegenden Wände, mit einer Mure oder einem Bergsturz hat (Lungauer Klaffersee).

Gletscherschliffe: sind häufig in den Karen, (Klafferkessel, Sonntagskar), aber auch in den hochgelegenen, ehemals von Eiszungen erfüllten Tälern (Obere Gamsenalp). Die Fliessrichtung des Eises war die des heutigen Wassers, daher nördlich der Wasserscheide zum Ennstal, südlich davon in die Tamsweger Bucht. In ihrer aktiv erodierenden Zeit haben die Gletscher das Steinriesen- und Riesachtal bis ungefähr 1900 m mit Eis erfüllt. Von all der Gletscherherrlichkeit blieben ein paar armselige perenierende Schneefelder in den Ost- und Nordkaren, die auch bald verschwinden werden. Auf eine zeitliche Einteilung und Trennung der glazialen Erscheinungen habe ich mich aus Mangel an Vergleichsmaterial nicht eingelassen.

c) Sonstige Schütterscheinungen: die Schuttkegel unterhalb der Wände zeigen meist die typische zungenartige Form.

Durch blosses Lossprengen von Blöcken durch Temperaturunterschiede kommt es zur Bildung von glazial kaum erklärlichen Schuttfeldern, oft knapp unter der Gipfelregion (Greifenbergsattel – Greifenberg). An manchen Stellen wurde die glaziale Überbetiefung hinter einer Karstufe durch fluviatile Sedimentation wieder wettgemacht, es kommt zur Ausbildung von Schwemmböden, daher Schuttflächen mit ± ebener Oberfläche und Bewuchs (Gollingwinkel, Laperer Boden, Anger, Inneres Lämmerkar, zwischen unterem Sonntagskarsee und Waldhornalm).

Muren: d.h. Ströme von Schutt, Kies und Sand mit viel Wasser und Erde, besonders nach starken Niederschlagsperioden gibt es im Bereich des Arbeitsgebietes eigentlich nicht; höchstens, dass die Schutthalden unterhalb der grossen Rinnen in kurzem Zeitraum etwas mehr Material als gewöhnlich geliefert bekommen, was sich hauptsächlich in einer Bedeckung des Bewuchses äussert. Typische Vermurungen gibt es erst draussen im Norden, in den Quarzphylliten südlich von Schladming. Hier kam es im Sommer 1954 zu weitgehenden Verschüttungen in der Talbachklamm. Durch die reichliche Flüssigkeitsaufnahme während der Regenperiode geriet der ohnehin (durch Talzuschub) tiefgelockerte Quarzphyllitschuttmantel in den Zustand eines flüssigen Breies und floss meist in Zungenform über den Weg und den stark angeschwellenen Talbach ohne ihn aber absperren zu können.

d) **Bergsturz:** zur selben Zeit kam es im Untertal, ungefähr einen Kilometer SE vom Tetterwirtshaus an der orographisch linken Talseite zu heftiger Bergsturztätigkeit (Abrissnische ungefähr 100 m lang), die aber in dem unbebautem Gelände keinerlei Schaden anrichten konnte. Einige 100 m weiter nach SE liegt die Halde eines älteren wesentlich grösseren Bergsturzes (Abrissnische 250 m lang in 1300 m Höhe), der auch heute noch besonders nach grösseren Regenfällen sehr aktiv ist.

e) **Karsetzung, Karabris:** tritt in guter Entwicklung nur an einer Stelle auf, und zwar im Hochkar ungefähr 300 m ENE des Placken. Die Gesteine sind in grosse Schollen zerlegt, die abnormal zerrüttet aussehen und sich nach unten ± stufenförmig absetzen: die Klüftung ist wesentlich klaffender als sonst in diesem Gestein (Paragneis); eine Beobachtung der Wasserführung der Quellen unterhalb gibt ebenfalls einen Hinweis: die Quellen in der Nähe der Kotalm (d.h. fast genau unterhalb des Karsetzungsgebietes) liefern kurz nach Regenfällen eine enorm gesteigerte Wassermenge, lassen aber nach relativ kurzer Zeit wieder nach; das stimmt ganz gut mit der Spaltenbildung durch die Karsetzung zusammen. Die meisten anderen Quellen

beziehen ihr Wasser aus den ± feinen Klüften des Anstehenden und treten erst irgendwo im Schuttkörper gesammelt aus. Wahrscheinliche Ursache der Karsetzung: dem Karrand parallel laufende Störungen + starkes Relief + Wegfallen der stützenden Kraft des Eises nach seinem Rückzug.

f) R e l i e f: das Relief ist ausserordentlich stark, d.h. Abhänge mit 20° bis 30° Neigung und steiler, aber selten bis zur Wandbildung, überwiegen weitaus über die ebenen Flächen. Die Morphologie der Täler erscheint sehr jung, die Bäche haben keine Zeit zur Seitenerosion und begnügen sich, zwischen den von links und rechts herabreichenden Schuttkegeln durchzuschlängeln. Ebenso haben die Abflüsse der Karseen noch nicht so tief eingeschnitten, dass die Seen selbst ausgelaufen sind.

Die aneinandergrenzenden Kare formen das Landschaftsbild in ihrer Weise, bilden weite Amphitheater und lassen zwischen sich nur schmale scharfe Schneiden zurück. Dazu kommt die Monotonie der Gesteinszusammensetzung; einzig der Hochgölling ragt über alle seine Nachbarn hervor, wahrscheinlich weil er eine Kappe aus feinkörnigen, sehr widerstandsfähigen Orthogesteinen hat (s. Karte Taf. VII); ausserdem ist er auch schon tektonisch als Kulmination vorgezeichnet. Ein Zusammenhang zwischen Morphologie und Gesteinscharakter ist nur insoweit zu sehen, als die erodierenden Kräfte, sei es Eis, Temperaturunterschied oder Wasser, naturgemäss in den + aufgelockerten, weicheren und schon vorzersetzten Gesteinen der Mylonitzonen entschieden stärker angreifen als an den kluftarmen, homogenen Para- oder Mischgneisen. So schmal diese Bewegungszonen sind, so haben sie doch ungeheure Wichtigkeit für das heutige schroffe Relief; sämtliche grosse Scharten (im Bereiche des bearbeiteten Gebietes) sind darin angelegt (Gollingscharte, Tromörtenscharte, Waldhorntörl).

Ebenso wirken sich die Mylonitzonen im Entwässerungssystem aus; im östlichen Klafferkessel entwässern Oberer Klaffersee und die Reihe winziger Seelein unterhalb (d.h. SSW) des Greifensteines nicht nach NNW, wie sie als Karseen eigentlich sollten, sondern in das um 160m tiefer liegende Lämmerkar, also nach Osten; die Durchbrüche ihrer Abflüsse sind in Myloniten angelegt; eine Reihe von kleinen Seen führt weiter nach Norden, also haben auch diese Seen einmal dorthin ihre Wasser gesandt, bis die Verwitterung die sicher schon vorher vom Eise vorgezeichneten Scharten bis zu ihrem Niveau erniedrigt hat.

Dies wäre auch der Ort, auf Gipfelfluren und Verebnungen einzugehen. Ich tue es nicht, aus den schon erwähnten Gründen.

P e t r o g r a p h i s c h e r T e i l .

Eintönigkeit im Grossen, rascher Wechsel im Kleinen, dazu Überprägung einer mesozonalen Metamorphose durch eine epizonale sowie die Spuren mehrerer Bewegungszyklen haben keineswegs ein einfaches, klares Bild hinterlassen. Ich hoffe, dass es mir gelungen ist etwas Ordnung in die verwirrende Fülle des Nebeneinander zu bringen. Es ist klar, dass in diesem Gebiet kristalliner Schiefer Petrologie und Tektonik untrennbar verbunden sind; irgendwie fossilhöffige Gesteine waren nirgends zu finden. Als Anfänger bin ich naturgemäss in der ersten Zeit auf grösste Schwierigkeiten besonders im Feld, gestossen; aber schliesslich reihte sich Beobachtung zu Beobachtung zu einem Bild, das zwar keineswegs den Anspruch auf ewig gültige Wahrheit, aber doch auf sehr grosse Wahrscheinlichkeit erhebt.

Eines der wichtigsten Werkzeuge in der Hand des Kristallingeologen ist die E s k o l a ' s c h e M i n e r a l f a z i e s .

Von besonderer Bedeutung für dieses spezielle Gebiet war die sogenannte

A m p h i b o l i t f a z i e s .

Sie war es, die aus den tonig - sandigen Sedimenten die Paragneise, aus den Mergeln (vielleicht z.T. auch Tuffen) die Amphibolite und aus Ultrabasiten den Serpentin schuf. Unter ihrer Herrschaft kam es auch zu einer ausgedehnten Migmatitbildung, die bis zu Granodioritgneisen führte. Welche Stadien der Metamorphose das Sediment bis zur Amphibolitstufe durchlaufen hat, ist kaum herauszuschälen; Relikte waren weder makroskopisch noch mikroskopisch zu finden.

Wichtig ist die Tatsache, dass mit der Amphibolitfazies der Höhepunkt der Metamorphose erreicht war. Ich habe weder Eklogite noch Hornfelse noch granulitähnliche Gesteine (wie z.B. im niederösterreichischen Waldviertel) finden können. Über das absolute Alter dieser aufsteigenden Metamorphose lässt sich beim besten Willen nichts Sicheres aussagen. Ich halte ein präkambrisches für wahrscheinlich, ein variszisches für noch möglich.

Die kritischen Minerale sind in diesem Gebiet: Granat (Almandin), grüne Hornblende, Diopsid - Augit, Oligoklas mit mehr als 20% An.

Über diesen Mineralbestand ging eine retrogressive Metamorphose in

A l b i t - E p i d o t - A m p h i b o l i t f a z i e s u n d G r ü n s c h i e f e r f a z i e s :

Die Auswirkungen sind bereits im Feld zu sehen; als Vergrünung (Chloritisierung) von Biotitgneisen und Amphiboliten, Bildung von Weisschietern, Serizithäuten in Migmatiten und Paragneisen, Chloritreaktionssäume von Serpentin zum Gneis usw. Noch besser sieht man den Zerfall von Granat und Biotit in Chlorit, die Füllung der Plagioklasse sowie die kataklastischen Erscheinungen unter dem Mikroskop; eine genaue Erläuterung gebe ich bei den einzelnen Schriffbeschreibungen im Folgenden und an Hand der Photographien im Anhang.

Diese Diaphthorese ist nun keineswegs an die jüngsten Störungen mit ihren Myloniten gebunden, sondern tritt in fast ebensolcher Stärke mitten in von ruptuellen Deformationen (im km-Bereich) verschonten Gneisblöcken auf. Wohl aber sind diese meist gefaltet, im mm wie im m-Bereich. Daraus ergibt sich eine parakinematische Kristallisation der Minerale der Grünschieferfazies und präkinematische Kristallisation der Amphibolitfazies. Erstere ist sicher jünger, sehr wahrscheinlich alpin.

Kritische Minerale sind: für die Albit - Epidot - Amphibolitfazies: Epidot - Aktinolith - blaugrüne schilfige Hornblende (Uralit) - Kalzit - Albit (auch Schachbretalbit) - Chlorit - feinstschuppiger Serizit - Klinozoit. Für die Grünschieferfazies: der Zerfall von Biotit und Almandingranat in Chlorit; weniger typisch ist Talk aus Serpentin.

G e s t e i n s b e s c h r e i b u n g .

Im Felde lassen sich unterscheiden:

- 1) a) Paragneise
 - b) Paragneise chloritisiert
 - c) Paragneis hornblendeführend
 - d) Paragneis granatführend
 - e) Gneisglimmerschiefer
- 2) a) Schwach pegmatoid durchtränkter Paragneis,
 - b) Lagenmigmatit, mit allen Übergängen in
 - c) Augengneis und
 - d) Granodioritgneis
 - e) Granodiorit bis Mikroklinggranit
 - f) Diorit
 - g) saurer, d.h. sehr feldspatreicher lichter Gneis
- 3) a) Serizitquarzit (Weisschieferähnlich)
 - b) Serizitschiefer (Weisschiefer)
 - c) Serizitschiefer, karbonatführend
- 4) a) Plagioklasamphibolit
 - b) Plagioklasamphibolitdiaphthorit (Prasinitähnlich)
- 5) a) Serpentin
 - b) Aktinolithschiefer
 - c) Grobkornamphibolit
- 6) Epidotgranatfels
- 7) Brandenschiefer
- 8) Graphitschiefer bis Graphitquarzit
- 9) Mylonite
- 10) Pegmatite und Aplite
- 11) Junge Gänge

Diese 26 Gesteinstypen lassen sich gut unterscheiden und in dieser Reihenfolge werden sie auch im Folgenden beschrieben; dabei gehe ich von dem Standpunkt aus, dass, was im Feld nicht trennbar war, nicht nachträglich durch mikroskopische Untersuchungen getrennt werden soll.

1) Paragneise.

Wie aus der geologischen Karte zu ersehen ist, überwiegen sie weitaus über alle anderen Gesteine dieser Gegend.

Der Normaltyp ist ein fein- bis mittelkörniger Biotitgneis mit den Grundbestandteilen Feldspat (meist saurer Oligoklas), Quarz und Biotit. Er unterscheidet sich von den Orthogneisen ähnlicher Zusammensetzung durch seine Feinkörnigkeit, den Reichtum an Biotit sowie durch das Hinzutreten von wechselnden Mengen von typischen Schiefermineralien wie: langstengelige Hornblende, Almandin, Hellglimmer, Epidot, deren Auftreten durch primäre chemische Unterschiede des Ausgangsmaterials bedingt ist. Als kennzeichnend darf man auch den häufigen Wechsel zwischen dünnen, sehr biotitreichen Schichten (die häufig schon Biotitschiefer sind) und mehr oder weniger massigen Partien ansehen. Niemals erreichen diese Glimmerschieferlinsen kartenmässig ausscheidbare Ausdehnungen.

Eine ebenso allmählicher Übergang findet zu den Mischgneisen bis Granodioritgneisen statt. Schrittweise kann man in den Randzonen, z.B. am Fuss der nördlichen Begrenzungswand des Pfeifferkars die steigende Zunahme an saurem Material beobach-

ten; (von unten nach oben) Paragneis ohne Adern - Paragneis mit schwachen pegmatoiden Adern - wieder gewöhnlicher Paragneis - Augengneis - Augen gehen über in mittel - bis grobkörnige pegmatoide Lagen - Lagenmigmatit - mittelkörniger Granodioritgneis. Noch schöner und deutlicher sieht man das in dem allerdings etwas abgelegenen Föflatzgratprofil (Taf. II, Abb. 11).

Ihrer Natur als ehemaliges tonig - sandiges Sediment, das mit Mergellagen, vielleicht auch Tuffhorizonten wechsellagerte, entspricht die enge Verbindung der Paragneise mit den Biotit- und Granatamphiboliten; häufig führen die feinkörnigen Biotitgneise kartenmässig unausscheidbare, kleine, aber zahlreiche Amphibolitlinsen mit kontinuierlichem Übergang; das deutliche s dieser Amphibolite fällt streng mit dem s der Paragneise zusammen.

B-Achsen in den Gneisen sind häufig, und ich habe eine Anzahl von Dünnschliffen mit der Fragestellung: ist die Kristallisation der Amphibolitfaziesminerale prä-, para-, oder postkinematisch im Verhältnis zur Achsenprägung angesetzt. Die Antwort ist ziemlich eindeutig (im Verein mit anderen Beobachtungen, die noch besprochen werden): die Kristallisation von Biotit, Granat, Oligoklas ist präkinematisch, die von Hellglimmer, Epidot, Chlorit, z. T. von Quarz und Albit ist para- bis postkinematisch.

Die zu den folgenden Beschreibungen gehörenden Schriffe liegen im Geologischen Institut der Universität Wien auf. Die Buchstaben oder Nummern hinter dem Wort Schliff geben keine Reihenfolge, sondern die Nummer des Handstückes, von dem sie abgeschnitten wurden.

Schliff S 1

Makroskopische Beschreibung: Paragneis; feinkörnig gut geschichtet bis ± massig; Gollingwinkel.

Mineralbestand:

- 1) Biotit: in Lagen angeordnete, mehr oder weniger idiomorphe Plättchen, stark pleochroitisch (n'α lichtbraun, n'γ dunkelbraun).
- 2) Chlorit: meist mit Biotit parallel verwachsen; Biotit bildet oft verwaschene Kerne im Chlorit, der aber an Menge stark zurücktritt. Chlorit (und etwas Epidot) bildet auch Pseudomorphosen nach Granat, von dem nur mehr reliktsche Körner erhalten sind.
- 3) Epidot: selten; kleine, stark pleochroitische (hellgelbgrün bis dunkelgelbgrün) Körnchen im Chlorit.
- 4) Apatit: kleine Körner und Säulchen.
- 5) Granat: rötlich nur mehr als Relikt im Chloritgewebe.
- 6) Serizit: nur als Füllung in den Plagioklasen.
- 7) Opakes Erz.
- 8) Quarz: eckige, nicht miteinander verzahnte Körner, bilden manchmal Aggregate, die einer wiederausgeheilten Mörtelstruktur entsprechen; mässig bis (besonders in grösseren Individuen) sehr stark undulös auslöschend.
- 9) Feldspat: fast nur Plag I, mit sehr stark gefülltem und zersetztem Kern und weniger gefüllter Hülle. Sehr selten Plag II mit 8-10% An-Gehalt. Mengenverhältnis Quarz: Feldspat wie 1:2.

Gefüge: porphyroblastisch bis lepidoblastisch; vielleicht sind die grösseren, stark undulösen Quarzkörner gegenüber den kleineren, + klaren Individuen Relikte des ehemaligen tonig - sandigen Sediments, eine Regelung nach der Trener'schen Regel ist deutlich zu sehen. Der Zerfall von Biotit und Granat sowie die ausnahmslose Zersetzung der Plagioklase von innen her spricht stark für eine Diaphthorese der ursprünglich wirksamen Amphibolitfazies zu Epidot - Albit - Amphibolitfazies.

Dieser Schliff (S 1) repräsentiert den Typus des massigen, feinkörnigen Paragneises mit leichter Diaphthorese

Schliff 106

Makroskopische Beschreibung: feinkörniger lagiger Paragneis; graubraun mit seidig glänzenden Schichtflächen und Feinrunzelung; Pfeifferkarmitte in 2120 m Höhe; Übergang Paragneis - Paragneisdiaphthorit.

Mineralbestand:

- 1) Plag I: stark gefüllt und getrübt.
- Plag III: wenig gefüllt, als Porphyroklasten, 6-8% An-Gehalt.
- 2) Quarz: bildet eine sehr feinkörnige Grundmasse, in der Porphyroklasten von Plagioklas und Züge von Biotit - Serizit liegen; stark undulös auslöschend, undeutliche Regelung.
- 3) Biotit: feinschuppig, stark pleochroitisch (n^{α} hellbraun, n^{β} dunkelbraun), mit Hellglimmer parallel verwachsen, postkristallin durchbewegt.
- 4) Hellglimmer: bildet lange Züge, parakristalline Bewegung und Faltung.
- 5) Zoisit.
- 6) Kalzit: häufig entlang den Serizitzügen; wahrscheinlich postkinematisch.
- 7) Chlorit.
- 8) Granat.

Gefüge: porphyroklastisch.

Auch Schliff 106 zeigt Paragneis in leichter Diaphthorese; der Hauptbetrag der damit sicher verbundenen (achsenprägenden!) Durchbewegung erfolgt im alten s, schafft sich aber eine neue, gut formbare Lage von Hellglimmerschüppchen anstatt der alten, \pm unstabilen Biotite (Zerfall in Chlorit). D.h., dass das Gestein nicht, wie es wahrscheinlich unter Amphibolitfaziesbedingungen der Fall war, völlig wie ein² plastischer Teig^s auf diese epizonalen Bewegungen reagierte, sondern sich \pm gleitbrettartige steife Lagen ausgebildet haben, in denen sich das alte Gefüge gut erhalten hat.

Schliff XV

Makroskopische Beschreibung: Paragneis in leichter Diaphthorese; feinkörnig, Serizithäute in s, die ein feines B bilden. Die Vererzung ist teilweise zu Limonit zersetzt. Kar NE des Pfeiffer.

Mineralbestand:

- 1) Feldspat: ungefähr 30 vol.-%; hauptsächlich Plag II (6-8% An) bildet die grossen Porphyroklasten, deren gebogene und versetzte Zwillingslamellen ein deutliches Zeugnis für postkristalline Durchbewegung geben; daneben kommt Plag II als kleine Körnchen auch in der Grundmasse vor, ebenso Plag I. Plag I hat öfters einen mit Zoisit und hauptsächlich Serizit gefüllten Kern, aber einen klaren Rand; Plag II ist ebenfalls gefüllt, aber mehr diffus, wolkig.
- 2) Quarz: gemeinsam mit klaren Albitkörnchen als feinkörnige Mörtelstruktur um die grösseren Feldspatporphyroklasten; rundliche Körnchen, stark undulös auslöschend; ungefähr 30% der Gesamtmenge.
- 3) Biotit: Träger des s in dünnen Lagen, gut geregelt; zwischen den Lagen, im Quarz-Feldspatgewebe, \pm ungeregelt; stark pleochroitisch (n^{α} farblos, n^{β} dunkelbraun).
- 4) Chlorit: umwächst Biotit als deutlich jüngere Bildung, meist ungeregelt bis radialstrahlig; auch als Umwandlungsprodukt von Granat; wahrscheinlich Pennin, schwach pleochroitisch.
- 5) Granat: kleine rundliche Körnchen.
- 6) Epidot-Zoisit: in sehr kleinen Kornaggregaten, im feinkörnigen Quarz-Feldspatgewebe.

- 7) Serizit: feinschuppig, oft Träger des s statt Biotit, Kristallisation para- bis postkinematisch (Quermuskowite!).
 8) Opakes Erz, häufig zu Limonit zersetzt.

Gefüge: porphyroklastisch z.T. auch porphyroblastisch (wenig geregelter Biotit!). Das Gefüge war zum Grossteils schon primär feinkörnig, wurde erst später, wahrscheinlich während der Serizit-Chloritkristallisation noch feiner granuliert; die Feldspäte haben keine Rekristallisation erfahren, wohl aber eine teilweise Fällung.

Schliff XV legt Zeugnis ab für die teilweise postkinematische, zumindest parakinematische Kristallisation von Hellglimmer und Chlorit (Quermuskowit, radiale Chlorite um Granat) sowie für die geringe Temperatur, aber reichliche Durchbewegung und Lösungsumsatz.

Abschliessend ist zu sagen: Wir sehen in den Paragneisen dieses Gebietes das Produkt einer Beteiligung an mindestens zwei Metamorphosen vor uns. Ihr Schicksal war: sandigtoniges Sediment – aufsteigende Metamorphose (bis Amphibolitfazies) + Migmatisierung im Grundgebirgssockel – absteigende Metamorphose (in Epidot – Albit – Amphibolitfazies bis Grünschieferfazies) als Folge der Teilnahme am alpinen Deckenbau. Sie sind das mengenmässig weitaus überwiegende Gestein.

2) Migmatite und Azidische Orthogesteine.

a) Schwach pegmatoid durchtränkter Paragneis:

wurde ausgeschieden, wenn zwischen den einzelnen Schnüren und kleinen Linsen aus saurem, mittelkörnigem Material nicht mehr als 50 cm Abstand war. Es ist nun so, dass die höheren P/T Verhältnisse der Amphibolitfazies zu einer teilweisen Aufschmelzung, bzw. Sammlung in Adern des naturgemäss am leichtest mobilen Quarz – Feldspatgewebes verursacht hat. Deshalb finden wir allenthalben in den Paragneisen, kilometerweit entfernt von eigentlichen Migmatisationsherden (Pfeiffer – Kühkar – Rauhenberg – Oberer Föflatzgrat) kleine (z.B. 2 mal 10 cm bis 1 mal 20 cm oder noch dünnere) pegmatoidale Lagen, streng in s. Natürlich sind sie unausscheidbar, geben aber immerhin einen, wenn auch schwächlichen Hinweis auf venitische Entstehung.

Der Übergang von schwacher zu starker pegmatoider Durchtränkung und damit zur Bildung ordentlicher

b) Lagenmigmatite

ist völlig fliessend. Deshalb auch die, auf den ersten Blick etwas undeutliche Signatur in der geologischen Karte. In diesen Lagenmigmatiten treten die sauren Lagen nahe aneinander, es kommt oft zu einer mittel- bis grobkörnigen Ausbildung in Form einer Sammelkristallisation der ursprünglich feinkörnigen Paragneisbestandteile. Typisch ist das stete Wechsellagern dieser grobkörnigen Lagen mit feinkörnigen.

Amphibolite werden in gleicher Weise wie Gneise in s aufgeblättert, die Hornblende in Biotit übergeführt (oder auch garnicht verändert), es entsteht ein lebhaftes Wechsellagern von dunklen und lichten Partien. Von Wichtigkeit ist, dass der Typus des streng geschiefertten (das ehemalige s des Paragneises abbildend, denn manchmal greifen die Adern auch quer, was sich mit einer postkristallinen Einregelung schwer verträgt) ebenflächigen Lagenmigmatites weitaus über alle anderen Spielarten überwiegt. Ptygmatische Faltungen sind nicht selten und zeugen von der allgemeinen Durch-

wärmung und Mobilität während der Migmatitbildung. Die Adern sind z.T. pegmatitisch (d.h. mit überwiegend Muskovit als Glimmer) oder aplitisch, zum Grossteil aber granitisch-grobkörnig. Diktyonitische (netzförmige) und diffus - nebulitische Durchtränkungen sind vorhanden, aber äusserst selten. Etwas häufiger sind pegmatoide "Nester" verschiedenster Grösse (Anreicherungen sauren Materials in rundlichen bis linsenförmigen Gebilden mit unscharfem Rand) besonders ausserhalb des eigentlichen Migmatitgebietes; sie sind wohl nach Art der "concretionary pegmatites" (RAMBERG: Origin of Igneous and Metamorphic Rocks) durch Lateralsekretion im Zuge der allgemeinen Mobilisierung entstanden.

Die Migmatite wurden unter Bedingungen der Amphibolitfazies gebildet und wurden, wie die Paragneise, von der jüngeren Diaphthorose stark verändert; dies wirkt sich besonders im Feldspat aus.

S c h l i f f 2 6.

Makroskopische Beschreibung: schwach injizierter Paragneis, Schnitt normal zur Achse einer pygmatischen Falte; mittelkörnig; Greifenberg E-Fuss, im Klafferkesel.

Mineralbestand:

- 1) Feldspat: Plag I unverzwilligt oder einfach verzwilligt, rundliche, klare Körnchen.
Plag III mit grossen Mikrolithen von Serizit und besonders Klinozoisit gefüllt, oft aber auch fast einchlussfrei, 8-9% An.
- 2) Quarz: in rundlichen einzelnen Körnern.
- 3) Biotit: stark pleochroitisch (n_{α} hellbraun - farblos, n_{γ} kastanienbraun) in kurzen dicken Säulchen und Blättern mit reihenweisen Einschlüssen von opakem Erz und Sagenitgerüst.
- 4) Chlorit: als Umwandlungsprodukt aus Biotit und Granat.
- 5) Granat: als reliktsche Körnchen im Chloritgewebe; unveränderte Individuen nur wo sie im Quarz - Feldspatgewebe eingebettet sind.
- 6) Serizit: als Füllung in Plagioklasen.
- 7) Apatit.

Gefüge: porphyroblastisch; hypidiomorph körnig. In der pegmatoiden Ader ziemlich unregelmäßig, ansonsten deutlich schiefrig. Der Plag III in der Ader hat denselben An-Gehalt wie der in der Grundmasse. In den Adern ist etwas mehr Quarz und grössere, gefüllte Feldspatindividuen, weniger Biotit.

S c h l i f f 1 1 3

Makroskopische Beschreibung: mittelkörniger, noch deutlich geschieferter Lagenmigmatit; gut erkennbare kleine Augen von Feldspat, aus dem Übergang Paragneis - Augengneis - Lagenmigmatit - Granodioritgneis im Oberen Pfeifferkar.

Mineralbestand:

- 1) Plagioklas: meist Plag III bis Plag II bildet grosse Porphyroblasten mit Einschlüssen von unverändertem Granat, Biotit sowie runden Quarzkörnern. Seine spätere Füllung dürfte wohl weniger Anpassung an niedere Mineralfazies darstellen, sondern eher hydrothermale Zersetzung entlang bevorzugten Spalttrissen und zufälligen Sprüngen. Neben diesen während des Wachstums eingeschlossenen Amphibolitfaziesmineralien sowie den jüngsten hydrothermalen Zersetzungen ist noch Zerfall in Serizit - Albit - Klinozoisitgewebe in lokal begrenzten Nestern zu erkennen. An-Gehalt des unveränderten Plag III: 24%
- 2) Quarz: meist in relativ grossen Individuen, ist zwar stark undulos auslöschend, aber nicht granuliert.

- 3) Biotit: grobschuppig, pleochroitisch (n^{α} : hellbraun, n^{γ} : dunkelbraun); innen und besonders randlich opake kleine Erzkörnchen; es hat wahrscheinlich durch den Stoffumsatz bei der Migmatitbildung Sammelkristallisation stattgefunden; der Biotit der Paragneis ist wesentlich feiner.
- 4) Chlorit: mit Biotit parallel verwachsen.
- 5) Granat: in kleinen, runden Körnchen im Quarz-Feldspatgewebe oder als zerfressene Relikte in den Biotit-Chloritzügen
- 6) Zoisit: in rundlichen Körnchen.
- 7) Zirkon: bildet kräftige pleochroitische Höfe im Biotit.
- 8) Kalzit: postkinematisch als Gangfüllung in einem Plag III-PorphYROblasten und als Zwickelausfüllung, auch in den Biotit-Chloritzügen.
- 9) Serizit: auch postkinematisch gewachsen, steht in grösseren Individuen quer zum deutlichen s des Biotits.

Gefüge: typisch porphyroblastisch, hypidiomorph körnig.

Dieses Schliffbild zeigt, dass die epizonale Diaphthorese keineswegs nur im Verein mit grossen Bewegungen vor sich gegangen ist, sondern hauptsächlich durch ihre Lösungen gewirkt hat.

c) Augengneise

Augengneise sind eine Randfazies der Migmatite; die Feldspat-Augen sind z. T. rhomboedrisch, z. T. linsenförmig mit dem längsten Durchmesser parallel s. Oft vereinigen sie sich mit kleineren Quarz- und Feldspatkörnern zu pegmatoiden Linsen, ihr Übergang in Lagenmigmatite ist kontinuierlich. Ebenso fließend gehen sie in die Paragneise über, einfach durch Seltenerwerden und schliesslich nur mehr vereinzelt Auftreten der Augen. Der Durchmesser normal zu S beträgt meist nur 1–1,5 cm. in stark pegmatoiden Lagen aber bis zu 5 cm. Über ihr Auftreten sehe man auf Taf. II, Abb. 11 und Taf. III, Abb. 19 sowie auf der geologischen Karte nach. Die Augen selbst bestehen aus Mikroklin, der aber in den Lagenmigmatiten zu gunsten von Oligoklasalbitporphyroblasten zurücktritt. Man könnte also die Augengneiszone als äussere Front mit K_2O -Zufuhr, die Lagenmigmatitzone als Na_2O -Front auffassen. Dieser Gedanke des Zonenbaues in Migmatitgebieten (Na_2O -Zone innen, K_2O -Zone aussen) findet sich bei RAMBERG: (Origin of Igneous and Metamorphic Rocks) vertreten. Schliff 114 zeigt Augengneis in Diaphthorese.

Schliff 114

Makroskopische Beschreibung: etwas ausgewalzter Augengneis mittelkörnig, linsig gestreckte Feldspat-Augen in feinkörnig-glimmerreicher Grundmasse; Ruländer.

Mineralbestand:

- 1) Feldspat: meist Plag II bis Plag I, bildet makroskopisch als Augen erscheinende Kornaggregate, die viel Serizit und etwas Kalzit enthalten. Plag I hat meist einen gefüllten Kern und klare Hülle. Klarer Schachbrettalbit (ehemaliger Mikrolin) ist häufig; als einziger Kalifeldspat ist wenig flauer Mikrolin vorhanden. An-Gehalt von Plag II 2–4%
- 2) Quarz: in rundlichen Körnchen (Pflasterstruktur), z. T. als feinkörnigere Mörtelzone, stark undulös.
- 3) Biotit: stark pleochroitisch (n^{α} : lichtbraun, n^{γ} : dunkelbraun) nicht gut eingeregelt.
- 4) Serizit: als feinstschuppiges Füllungsmittel der Plagioklase; aber auch mit Biotit parallel verwachsen als Träger des s
- 5) Epidot: als rundliche Körnchen im Serizitgewebe.
- 6) Kalzit: als xenomorphe Zwischenklemmasse, aber auch als Aggregat von runden Körnern.
- 7) Zirkon.

- 8) Apatit.
- 9) Opakes Erz.

Gefüge: porphyroklastisch, hypidiomorph - körnig. Die Zersetzung dürfte mehr oder weniger hydrothermal sein, darauf deutet der Kalzit, sowie die Zersetzung und Füllung der Feldspäte, die + vom Rand her angreift. Die Augen sind nur faserige Aggregate aus Quarz und Plagioklas, besonders Schachbrettalbit.

d) Granodioritgneis.

Granodioritgneis entsteht als Endprodukt der Migmatisation; er ist fein- bis mittelkörnig und führt Biotit, Granat und etwas Hornblende. Im Zentrum der Migmatisation, am Pfeiffer, wechsellagert er mit Augengneis und Lagenmigmatiten in nur 1 - 2 m mächtigen Bänken. Die beste Beschreibung gibt wohl Schliff 113 den ich als Übergangsglied in ebendiesem Granodioritgneis schon bei den Migmatiten erwähnt habe.

Hierher stelle ich auch Gesteine aus dem Sonntagskar, die einem sehr beschränkten Migmatithof angehören.

Schliff 9

Makroskopische Beschreibung: mittelkörniger lichter, etwas porphyrisch struierter saurer Gneis, Sonntagskar.

Mineralbestand:

- 1) Feldspat: zwei Generationen a) gefüllte, stark verzwilligte Grossindividuen (Plag III)
 - b) ungefüllte Grossindividuen und kleine Körner in Quarzgewebe (Plag I und Plag II) auch invers zonar.
 - a) ist oft zonar gebaut, daher die Klinozoisit - Hellglimmerfüllung ist nur auf den Kern beschränkt, die Hülle ist klarer Albit. An-Gehalt: 7-8%
 - b) ist oft schachbrettalbitartig gefleckt und umschließt Plag III; Plag I und Plag II ist Albit.
- Alkalifeldspat: Mikroklin.
- 2) Quarz: in eckigen bis runden Formaggregaten, stark undulös auslöschend; keine deutliche Regelung; bildet auch feinkörnige Mörtelkränze um grössere Quarz- und Feldspatindividuen.
- 3) Biotit: nur mehr als seltenes Relikt in Chlorit.
- 4) Chlorit: Pennin; als Pseudomorphose nach Biotit, von dem noch verwaschene Streifen (braun- bis hellgelbpleochroitisch) erhalten sind. Häufig sind die Chlorite von einem dichten Sagenitgewebe, das sicher vom Biotit her übernommen ist, gefüllt. Auch pleochroitische Höfe um Zirkonkörnchen sind häufig.
- 5) Hellglimmer und Klinozoisit als echte Füllung der Plagioklase.
- 6) Rutil.
- 7) Zirkon.
- 8) Granat.

Gefüge: porphyroblastisch z. T. auch porphyroklastisch; hypidiomorph körnig.

e) Granodiorit - Mikroklingranit.

Diese Gesteinsgruppe hat mit der oben besprochenen nichts gemeinsam als den Namen Granodiorit; auch das Alter dürfte soweit auseinanderliegen wie kaledonische zu alpiner Gebirgsbildung.

Sehen wir einmal die Granodiorit-Mikroklingranit (Gneis) körper auf der Karte

und die Detailskizze auf Taf. II, Abb. 9 und 10 an: Im Grossen schlichten sich die plattenförmigen Körper in das allgemeine N- NNE- Fallen ein; es sind nur die südlichsten Teile eines grossen, an Gestalt an einen Batolithen erinnernden Granitplutons weiter im N, der von der Wödlhütte - Tetterwirtshaus - Bärnhofwirt zieht. Wenn jemals ein Granitkörper von unten gekommen ist, so ist es dieser, und so sind auch die ähnlichen Gesteine im NW meines Gebietes. Sie sind keineswegs Gneiskerne einer Decke. Wie gesagt, es herrscht Konkordanz im Grossen. Umso auffallender wirkt die Diskordanz zu den Paragneisen im Meterbereich; unter im allgemeinen geringen Winkel schneidet der scharfe Kontakt Orthogestein - Paragneis das s des letzteren (Taf. II, Abb. 9), doch kann dieser Winkel auch gross werden (Taf. II, Abb. 10); kurze Apophysen greifen in die Gneise, und kleine linsenförmige Orthogesteinskörper mit ebenfalls scharfen Kontakt "schwimmen" in ihnen. Von mineralfazieller Seite wäre zu sagen, dass der scharf gegitterte Mikroklin, der kaum über Albit hinausgehende Plagioklas, der Epidot, der hier wohl primär ist sowie das Fehlen irgendeines Kontaktfelses auf niedere Bildungstemperaturen schliessen lassen. Oft wird auch in dem sonst scheinbar massigen Mikroklingranit eine Schieferung erkennbar, und sie richtet sich im grossen und ganzen ebenfalls nach dem allgemeinen Fallen der Umgebung. Es rundet sich das Bild eines synkinematisch unter hohem Druck aber niederer Temperatur intrudierten magmatischen Körpers.

Wann war nun diese letzte grosse Bewegung, die die E-W Strukturen schuf, an die sich die hier besprochenen Orthogesteine so streng halten? Im tektonischen Teil der Arbeit sind gute Gründe für alpines Alter angegeben. Ist es wahr, dass der Mikroklingranit synkinematisch eingedrungen ist, so wäre auch sein Alter alpin. Wäre er irgendwie synkinematisch oder knapp postkinematisch mit der Migmatitbildung eingedrungen, so wäre seine Fazies sicher höher (Amphibolitfazies); ausserdem kommen die Migmatite sicher von oben (Deckscholle am Hochgolling NW-Grat), der Granit sicher von unten (nur im Tal, erreicht nie die Wasserscheide). Migmatite und Mikroklingranite haben genetisch nichts miteinander zu tun. Wenn es im E, im Palten-Liesingtal sicher alpine Granite gibt, warum nicht auch hier im W?

Schliff 85

Makroskopische Beschreibung: Gneisgranit nördl. der Huber- Alm. Fast richtungslos körniges, helles, fein- bis mittelkörniges Gestein.

Mineralbestand:

- 1) Feldspat: a) Mikroklin: je nach Schnittlage + scharf gegittert; bildet grosse Porphyroblasten mit Einschlüssen von rundem Quarz und ehemals zonarem Plagioklas sowie perthitische Entmischungsspindeln. Überwiegt an Menge über Plagioklas.
 b) Plagioklas: ebenfalls in Grossindividuen, aber durch starke Füllung fast unkenntlich gemacht; An-Gehalt: 8-11%; Plag III; Schachbrettalbit ist vorhanden, aber selten und in kleinen Individuen.
- 2) Quarz: rundliche Kornaggregate, nicht geregelt, schwach undulös. Als klare runde Körner als Einschlüsse in den Mikroklinen.
- 3) Biotit: stark pleochroitisch (n^{α} : hellbraun, n^{β} : dunkelbraun), meist von feinem Sagenitgitter erfüllt; bildet gemeinsam mit kleinen Epidotkörnchen wirre Kornhaufen um Aggregate von Quarz und Feldspat.
- 4) Epidot.
- 5) Klinozoisit.
- 6) Serizit

- 7) Kalzit: als Zwischenmasse.
- 8) Chlorit: mit Biotit parallel verwachsen.
- 9) Zirkon.

Gefüge: Porphyroblastisch, hypidiomorph kömig.

f) Diorit

Schliff 15

Makroskopische Beschreibung: regelloß körniges Gewebe aus grüner Hornblende und Feldspat zu ungefähr gleichen Teilen; mittelkörnig. Sonntagskar.

Mineralbestand:

- 1) Feldspat: Plag III, stark zersetzt und gefüllt, Zwillinglamellen etwas gebogen; manchmal schwach zonal gebaut; An-Gehalt 12%. Plag I und Plag II 7-8% An
- 2) Hornblende: lichtgrün, pleochroitisch (lichtgrün-farblos); ziemlich idiomorph.
- 3) Biotit: schwach pleochroitisch (n^{α} : hellbraun, n^{β} : dunkelbraun).
- 4) Titanit: idiomorphe Rhomboeder.
- 5) Epidot: rundliche Körner als Neosom in einem grossen Hornblendeindividuum, ohne dessen Gefüge zu stören.
- 6) Serizit: kleine xenomorphe Fetzen als Feldspatfüllung; grössere Tafeln in und um die Hornblenden.
- 7) Quarz: rundliche Körnchen im Feldspat; grössere Körner bilden kleine Linsen.

Gefüge: hypidiomorph kömig; ein s ist nicht zu erkennen.

Auch dieses Gestein hat eine Diaphthorese erlitten, es ist kein echter Diorit mehr. Das einzige grössere Vorkommen liegt im hinteren Sonntagskar und es sieht so aus als wären die Paragneise um den stockförmigen Körper gestaucht, aus ihrer ruhigen Lage gebracht. Als weitere Komplikation kommt dazu, dass der Diorit in faust- bis m grosse, eckige Schollen zerlegt und dieses Blockwerk mit Schieferbrocken vermischt wurde; das ganze schwimmt in einer Grundmasse von mittelkörnigem Pegmatit (Taf. II, Abb. 13). Im hintersten Lämmerkar, ungefähr 500m NE von Quote 2146 beim Kapuzinersee an der orographisch rechten Karwand ist ein nur wenige Meter grosser Aufschluss, der den steten Übergang dieses massigen Eruptivgesteins in gut geschieferten Plagioklasamphibolit zeigt. Man wird also ruhig einen Teil der Amphibolite, besonders die grösseren Varietäten als aus einem zumindest dioritähnlichen Gestein entstanden annehmen können; damit ergibt sich auch das ungefähre Alter des letzteren: vor- oder zumindest während der Hauptmetamorphose in Amphibolitfazies; die jüngere Diaphthorese hat auch dieses Gestein erfasst und z. T. umgeprägt, ohne ihm ein s aufzwingen zu können.

g) Saurer Gneis von Orthohabitus.

Seiner Existenz verdankt die ragende Pyramide des Hochgolling ihr oberes schroffes Stockwerk und die lokale Geologie ein schweres Problem: das der "Serizitquarzite". Scharf hebt er sich schon äusserlich von dem mittelkörnigen Granit des "Plutons" beim Tetterwirtshaus ab; es ist ein feinkörniges, liches, fast weisses Gestein mit kleinen, schwarzen, rundlichen Flecken von Biotit. Mineralogisch ist er durch den grünen Pleochroismus des Biotits, durch das häufige Vorkommen von Orthitkörnern und dem Überwiegen von + scharf gegittertem Mikrolin typisiert; letzterer dürfte eine jüngere Bildung als der Plagioklas sein. Kataklastische Erscheinungen sind häufig; eine Altersbeziehung ergibt sich insofern, als ich ein Lesestück von Paragneis mit einem schmalen quergreifenden Gang eines ungeschieferten Gesteins der hier beschriebenen Art gefunden habe: also wahrscheinlich spät- bis postkinematisch im Verhältnis zur

Amphibolitfaziesmetamorphose. Allerdings wurde dieser Saure Gneis besonders heftig von den jüngeren Deformationen ergriffen und zu sogenannten "Serizitquarziten" umgewandelt. Er ist also sicher älter als diese. Verfolgen wir an Hand von Schliffbildern diesen Übergang:

Schliff 64

Makroskopische Beschreibung: Granitaplitischer Gneis, feinkörnig, weiss mit schwarzen Flecken, gut geschiefert. Westl. Gollingwinkel.

Mineralbestand:

- 1) Feldspat: a) scharf gegitterter Mikroklin und Mikroklinperthit; durchsetzt Plagioklas, ist daher jünger als dieser; ungefähr 40% der Gesamtmasse.
b) scharf lamellierter Plag III mit 8-9% An; Lamellen öfter verbogen; ungefähr 20% der Gesamtmasse.
- 2) Quarz: als rundliche Körner und feinkörnige Aggregate, schwach undulös auslöschend; postkinematische Quarzkristallisation (ausheilende Gänge im Mikroklin); ungefähr 30% des Gesamtvolumens.
- 3) Biotit: sehr stark pleochroitisch: n^{α} : lichtbraun, n^{γ} : dunkelgrün.
- 4) Epidot:
- 5) Orthit: teilweise von Epidot ummantelt.
- 6) Kalzit:
- 7) Chlorit.
- 8) Opakes Erz (Pyrit).

Gefüge: granoblastisch, keine deutliche Quarzregelung.

Schliff 65

Makroskopische Beschreibung: Übergangsglied von Schliff 64 zu serizitquarzitähnlichen Gesteinen; feinkörnig, flaserig durch Serizithäute, die ein B abbilden. Westl. Gollingwinkel.

Mineralbestand:

- 1) Feldspat: a) Mikroklin: tritt (im Gegensatz zu Schliff 64) sehr stark zurück, er wurde wohl bei der Serizitbildung verbraucht.
b) Plag II und Plag III, wenig gefüllt, häufig mit gebogenen Zwillinglamellen und kataklastischen Erscheinungen. 10% An-Gehalt. Ungefähr 50% der Gesamtmasse.
- 2) Quarz: sehr feinkörnig granuliert, bildet typische Mörtelkränze um grössere Feldspatporphyroklasten, deren Risse oft von Quarzadern verheilt sind. Stark undulös auslöschend, nach der Trener'schen Regel ausgerichtet.
- 3) Serizit: feinschuppig in langen Zügen, para- bis postkinematisch gewachsen.
- 4) Biotit: n^{α} : hellbraun, n^{γ} : dunkelbraun.
- 5) Kalzit: xenomorph, mörtelartig zwischen den anderen Bestandteilen.

Gefüge: porphyroklastisch bis lepidoblastisch.

Schliff II

Makroskopische Beschreibung: feinkörnig, gelblichweiss mit schwarzen Flecken, massig bis schwarz geschiefert; Granitgneis. Hochgolling Westflanke, knapp oberhalb der Weggabelung Nordwestgrat - Historischer Weg.

- 1) Feldspat: Plag III scharf und eng verzwillingt, etwas gefüllt, An-Gehalt 7-8%, manchmal normal zonar (Einschlussringe). Auch Plag II und Plag I-Generation vorhanden. Füllung: Klinozoisit und Serizit: Mikroklin: scharf gegittert, dringt buchtartig unter diskordantem Kontakt in einen Plag Zwilling ein. Myrmekitische Durchwachungen am Kontakt Knaf zu Plag.
- 2) Quarz: in eckigen, nicht ausgewalzten Körnern, undulös auslöschend.

- 3) Biotit: stark pleochroitisch ($n^{\circ}\alpha$: hellbraun, $n^{\circ}\gamma$: dunkelgrün).
- 4) Epidot: hat oft einen braunen, pleochroitischen Orthitkern.
- 5) Muskovit: öfter mit Biotit parallel verwachsen.
- 6) Zirkon.

Gefüge: granoblastisch; Quarz etwas nach der γ Regel ausgerichtet.

Mineralabfolge: Mikroklin ist wahrscheinlich jünger als Plagioklas. Muskovit ist jünger als Biotit. Epidot jünger als Orthit.

Schliff III

Makroskopische Beschreibung: feinkörniges etwas flaseriges, liches Gestein; seidiger Glanz und Feinrunzelung in s. Übergang Orthogneis - Serizitquarzit. Hochgolling, Historischer Weg, 2700 m Höhe.

Mineralbestand:

- 1) Plagioklas: Plag II (6-8% An); alle Übergänge vom wenig gefüllten Plag II zum stark gefüllten Plag I mit klarer Hülle sind zu beobachten, ebenso fleckiges Auslöschens ähnlich Schachbrettalbit. Gebogene Zwillingslamellen zeugen von postkristalliner Durchbewegung.
- 2) Quarz: + feinkörnige Aggregate als Mörtelkränze um die Feldspatporphyroklasten. Stark undulöse Auslöschung.
- 3) Biotit: stark pleochroitisch ($n^{\circ}\alpha$: hellbraun, $n^{\circ}\gamma$: kastanienbraun); feinschuppig. Reihenweise Zirkonkörnchen machen kräftige pleochroitische Höfe;
- 4) Serizit: bildet lange, dünne Züge; feinschuppig. Träger des s und B; oft parallel mit Biotit verwachsen.
- 5) Chlorit: ist wahrscheinlich Pennin; häufig als Pseudomorphosen nach Biotit, übernehmen dessen Sagenitgewebe und Zirkone.
- 6) Epidot.
- 7) Zirkon.

Gefüge: porphyroklastisch.

Schliff VI

Makroskopische Beschreibung: B-Tektonit, feinkörnig bis mittelkörnig, hell, seidiger Glanz auf s durch zusammenhängende Serizithäute. Typus des sogenannten Serizitquarzites.

Mineralbestand:

- 1) Plagioklas: fast nur Plag II (7-8% An) oder Plag I; deutlich als Porphyroklasten erkennbar (gebogene Zwillingslamellen). Füllung des Plag. geringfügig durch wenige, aber grosse Individuen von Hellglimmer.
- 2) Quarz: als granuliertes Grundgewebe um grössere Feldspatporphyroklasten; zum grossteil postkinematisch rekrystallisiert; + undulös auslöschend.
- 3) Hellglimmer: bildet dünne, lange, gefaltete Züge. Kristallisation para-, z.T. sicher postkinematisch (Quermuskovite).
- 4) Epidot.
- 5) Karbonat: sekundär, als xenomorphe Ausfüllung der Komzwischenräume.

Gefüge: porphyroklastisch; zum Grossteil (ausser Plagioklas) rekrystallisiert.

Mit diesem Schliff sind wir bereits im Komplex der

3) a) Serizitquarzite

Es sind helle, weiche Serizit- Quarz- Feldspatgesteine (wobei letzterer oft sehr überwiegt) mit wechselndem Karbonatgehalt. Ihr Hauptvorkommen liegt im oberen Drittel des Hochgollings, wo sie allmähliche Übergänge in den oben beschriebenen Ortho-

gneis zeigen; nun habe ich, wie schon gesagt, Apophysen des letzteren in den Paragneisen gefunden; er ist also kein Produkt aufsteigender Metamorphose aus ehemals sedimentärem, glimmerführenden Arkosen; viel eher ist der Serizitquarzit ein Diaphthorit dieses Gneises; ein besonders wichtiger Beweis dieser Ansicht ist (am Hochgolling S- und NW- Grat ab 2600 m immer wieder zu sehen) das enge Verbundensein der Serizitquarzite mit reinen Chlorit-Biotitschiefern oder solchen, mehr Prasinitähnlichen, die noch deutliche Relikte von Amphibolen führen; es sind die bei der Diaphthorose miterfassten Amphibolite (Taf. II, Abb. 14: Hochgollingsüdgrat; Abb. 15: Historischer Weg auf den Hochgolling, Kote 2683; Taf. III, Abb. 18: Profil durch die Diaphthorite im östlichen Gollingwinkel). Eine sehr schöne, typische Stelle findet man, wenn man vom Weg Gollinghütte - Gollingscharte entlang der 1800 m Isohypse ungefähr 70 m nach N geht; auch sie legt diaphthoritische Entstehung nahe. Dafür sprechen auch die anderen Vorkommen von sogenannten "Serizitquarziten": wo sie gemeinsam mit Amphiboliten auftreten, sind diese chloritisiert. Meist handelt es sich bei diesen Serizitschiefern überhaupt nur um winzige Linsen, die auch keineswegs horizontbeständig sind. Persönlich kenne ich die Radstädter Quarzite nur aus dem Bereich Radstädter Pass - Giglachsee, habe aber nirgends mit den feldspatreichen Quarziten der Schladminger Masse wirklich idente Bildungen getroffen; vielmehr sehen letztere dem typischen, stark diaphthoritischen Altkristallin des Randes Ober - Unterostalpin sehr ähnlich. Bedenken wir nun noch, dass sie die Mineralfazies der jüngsten Diaphthorose tragen, so wird ihre diaphthoritische (und nicht sedimentäre) Natur noch deutlicher: bei dem flachen Achsengefälle, bzw. dem Pendeln um waagrechte Lage kann die Hauptschubfläche zwischen Unter - und Oberostalpin nicht tief liegen; starke Diaphthorose, ja Phyllonitisation wie dort wird auch in den grenznahen Gneisen auftreten. Biotitreiche Gneise werden eben zu chloritischen, mehr saure zu serizitischen Phylloniten, Amphibolite zu Chloritschiefern; in gewisser Entfernung von der Hauptbewegungsfläche allerdings nur mehr an lokal besonders beanspruchten Stellen, daneben werden die mesozonalen Gesteine ihre Diaphthorose nur unter dem Mikroskop enthüllen.

Wie üblich lassen sich auch dagegen Einwände erheben:

1) Die Quarzite könnten doch zu den Radstädter Quarziten gehören und in die Paragneise eingefaltet sein.

Um die zahlreichen kleinen, isolierten Quarzitlinsen auf diese Weise zu erklären bedarf es einer wild bewegten Tektonik, für welche die nötigen Anzeichen fehlen.

2) Die Quarzite wären sedimentär und durch ihre Zusammensetzung (Quarz - Feldspat - Serizit) an stärkerer Metamorphose verhindert (Muskovit wird ja erst in höheren T/P-Verhältnissen als denen der Amphibolitfazies instabil!), hätten also das wechselnde Schicksal der Paragneise mehr oder weniger unbeteiligt mitgemacht.

Ein Hinweis darauf ist das Vorkommen einer geringmächtigen (0,3 x 5 m) Dolomitlinse, die viel giftgrünen Glimmer, wahrscheinlich Fuchsit, führt. Diese Linse zeigt starke Knickfaltung und Achsenüberprägung, hat also an der Tektonik teilgenommen. Nun kenne ich etwas ähnliches, nämlich Kalzitknödel in den Serizitschiefern des Golling-Südgrates; diese sind aber ziemlich sicher hydrothermal oder durch Lateralsekretion entstanden, führen ausserdem keinen grünen Glimmer. Weder aus den Radstädter Serien noch aus dem übrigen Altkristallin ist mir ein diesem Dolomit identisches Gestein bekannt. Auch mit den Eisendolomiten karbonen Alters hat er wenig gemein; über die Genesis des Dolomits bin ich mir keineswegs im Klaren.

Die normale ± diffuse Verteilung von Karbonat in den Serizitquarziten ist wohl z.T. auf hydrothermale Zufuhr, z.T. auf Zerfall von Kalksilikaten unter epizonalen Bedingungen (Chloritisierung von Hornblende usw.) zurückzuführen.

Ebenso leicht erklärlich sind klastische Einlagerungen: nämlich als Relikte ehemaliger pegmatoider Schlieren im Gneis, dessen Phyllonit die Serizitquarzite sind; meist sind die eckigen Trümmer schon makroskopisch als Feldspat zu erkennen.

b) Serizitschiefer:

sind nur Hellglimmerreiche Abarten des oben beschriebenen Serizitquarzites; Quarz und Feldspat tritt zurück, das Gestein wird mürb und talkig - zerreiblich.

c) Karbonatführende Serizitschiefer:

haben einen geringen, meist fein verteilten Kalzitgehalt; karbonatische Knödel sind selten. Genetisch gilt für b) und c) das für a) gesagte.

4) a) Plagioklasamphibolite.

In einer tonig - sandigen Sedimentserie geschieht es nicht selten, dass Mergellagen dazwischen eingeschaltet sind und Eruptiva können ± konkordant oder diskordant durchschlagen. Wenn nun der ganze Komplex mit all seinen Verzahnungen, seinen lithologischen Wechsel von Grob zu Fein und seiner chemischen Verschiedenheit unter Bedingungen der Hornblendegabbrofazies metamorph wird, was geschieht? Die sandigen Lagen werden zu Quarziten, die sandig - tonigen zu Gneisquarziten, die tonigeren zu Paragneisen und Mergellagen, Tuffe und Effusivgänge zu Amphiboliten verschiedenster Zusammensetzung; von letzteren sei hier die Rede.

Ungefähr 30% der Gesamtmasse machen die Diopsidamphibolite aus. Makroskopisch sind sie dadurch erkenntlich, dass kleine, glänzend schwarze Punkte mit dem Feldspatgewebe ein "Mille-Point"-Muster bilden; die Textur ist + massig. Einen guten Eindruck vermittelt Schliff 40.

Schliff 40

Makroskopische Beschreibung: Verdrängung von Plagioklasamphibolit durch Epidot-Granatfels in der Nähe eines Pegmatits (siehe Abb. 26 auf Taf. 3). Reliktstrukturen des Amphibolits sind noch erkennbar; gelbgrüne Farbe, feinkörnig.

Mineralbestand:

- 1) Feldspat: Plag I in kleinen klaren Körnern, invers zonar; dem gegenüber steht der häufigere Plag II mit 8-9% An.
- 2) Pyroxen: schwach pleochroitisch (n'_{α} : farblos, n'_{γ} : lichtgrün); ist wahrscheinlich Diopsid.
- 3) Hornblende: (Uralit) Als Zerfallsprodukt des Pyroxens, schiffige Stengel mit starkem Pleochroismus (n'_{α} : blaugrün, n'_{γ} : hellgrün).
- 4) Epidot: durchspickt alle anderen, grösseren Bestandteile.
- 5) Kalzit: oft in grossen, ganz poikilitisch durchsetzten Individuen; ansonsten vollkommen xenomorph in der Grundmasse.
- 6) Quarz: "Quarz in in Kalzit-Gefüge" im Kalzit, sonst xenomorph.
- 7) Titanit.

Gefüge: kristalloblastisch; Verdrängungsstrukturen von Epidot nach Pyroxen; deutliche Wirksamkeit der verschiedenen Formenergie

Die Diopsidamphibolite sind wohl ehemalige Mergelbänke, daher gleich alt wie die Paragneise.

Über die Genesis der anderen Amphibolite lässt sich nichts Sicheres aussagen. Es handelt sich meist um feinkörnige gut geschieferte Gesteine, hauptsächlich aus stengeliger gewöhnlicher grüner Hornblende mit geringen Plagioklasgehalt. Dazu treten in wechselnden Mengen Granat und Biotit; die Biotitamphibolite leiten oft kontinuierlich in hornblendeführende Paragneise über (SW des oberen Sonntagkarsees).

S c h l i f f 2

Makroskopische Beschreibung: Grünlichgraues, feinkörniges gut geschiefertes Gestein Einsprenglinge von Feldspat und Titanit. Feldverhältnisse siehe Taf. VI. Abb. 43.

Mineralbestand:

- 1) Plagioklas: nur Plag I oder Plag II letzterer ist etwas grösseren Individuen mit 4-6% An; beide ungefüllt, klar. Plagioklas bildet gemeinsam mit Quarz eine feinkörnige Grundmasse und als isometrisches granoblastisches Gewebe die Einsprenglinge.
- 2) Quarz;
- 3) Hornblende: pleochroitisch ($n' \alpha$: farblos, $n' \gamma$: blaugrün), kömig bis stengelig.
- 4) Biotit: pleochroitisch ($n' \alpha$: lichtbraun, $n' \gamma$: braungelb). Deutlich jünger als Hornblende.
- 5) Granat.
- 6) Titanit

Gefüge: kristalloblastisch, hypidiomorph körnig.

Bewegungen während der Metamorphose gegenüber haben sich die Amphibolite etwas starrer als die Paragneise erwiesen; Zerlegung in Boudinagen ist nicht selten, wobei die entstehenden Hohlräume z.T. von Quarz ausgefüllt wurden.

Ein kleines, aber genetisch aufschlussreiches Vorkommen liegt ungefähr 180 m NNE der Meisterscharte (Taf. III, Abb. 25). Hier durchschlägt ein Amphibolit das s des Paragneises gangartig diskordant; der Kontakt ist scharf. Ein unregelmässig begrenzter Pegmatit dringt zwischen beide ein; das schwache s des Amphibolits ist das selbe wie das des Paragneises. Daraus ergibt sich: zumindest ein Teil der Amphibolite sind Metamorphite von Ganggesteinen, etwa Diabasgänge. Sie sind bereits in das Sediment intrudiert, zeigen daher die gleichen Gefügerichtungen, sind also gleich alt wie die Paragneise, aber entschieden älter als die Pegmatite und Migmatite.

5) a) S e p e n t i n :

ist mir nur von drei Stellen bekannt. Zwei der Vorkommen, das am Weg zum Greifenberggipfel und das in der Störung, die vom Greifenberggipfel nach N zieht (Taf. II, Abb. 16) sind so klein, dass sie einige Zehner von Tonnen kaum überschreiten. Die Aufschlussfläche des dritten Serpentin körpers hat eine linsenförmige Gestalt mit dem grössten Durchmesser ungefähr 50m und dem kleinsten ungefähr 30m (Taf. I. Abb. 5). Im Folgenden wird hauptsächlich letzterer beschrieben. Ungefähr 420m NE vom Greifenberggipfel liegt ein kleiner See ohne Namen; in und um ihn steht der Serpentin an; er bildet, wie gesagt, eine Linse die in s der Paragneise gelangt ist. Der Serpentin ist lichtgrün, wenig tektonisch beansprucht und bildet gegen die im NE angrenzenden

Paragneise einen Reaktionssaum aus Aktinolith und radialstrahligem Chlorit aus; ebenso besteht die NW Fortsetzung der Linse aus einem schmalen Band + wirr-lagigen Aktinolithschiefers. In den Paragneisen selbst findet man in der Nähe des Kontakts nuss- bis kopfgrosse gelängte laibförmige Körper aus feinstem wirrgelagerten Aktinolithfilz; auch sie haben einen Mantel aus radialstrahligem Chlorit (Taf. I. Abb. 3. Dieser Serpentin liegt zwischen einem Plagioklasamphibolitkomplex und Paragneisen typischer Ausbildung. In den Amphiboliten wird ein Zurücktreten des Plagioklasgehaltes gegen den Kontakt zum Serpentin hin deutlich, es kommt zur Ausbildung eines fast feldspatfreien Hornblendefelses, der auch weniger geschiefert ist und Granat führt. Am südlichsten Punkt des Seeufers durchschlägt ein Pegmatit diskordant die Plagioklasamphibolite, was ihn aber nicht hindert, ein paar ± konkordante Apophysen ins Nebengestein zu schicken. Auch an seinem Kontakt ist Serpentin zu Aktinolithfilz umgewandelt.

Was können wir nun über die Genesis aussagen?

Die Sache sieht einer magmatischen Differentiation verdächtig ähnlich; nur fehlen Kontakterscheinungen, die bei solch hohen T-Verhältnissen (zumindest über 1000°) sicher vorhanden wären weil der Kontakt gegen die Paragneise ein primärer ist. Wahrscheinlich war der Serpentin schon in den Sedimenten, die später zu Plagioklasamphiboliten und Paragneisen wurden, als sogenannte "kalte Intrusion" eingelagert, und hat ihr wechselvolles Schicksal, aufsteigende Metamorphose bis Amphibolitfazies, retrogressive in Grünschieferfazies mitgemacht. Zeuge dieser jungen Diaphthorese, die hauptsächlich durch gesteigerten Lösungsumsatz gewirkt hat, ist der radialstrahlige Reaktionssaum aus Chlorit; Bewegungen dürfen während seiner Bildung keine Rolle gespielt haben.

Opfer der jüngsten Dislokationsbewegung sind die anderen Serpentine: sie sind sämtlich in Störungen zu dunklen, von zahllosen Ruschelflächen durchzogenen Serpentinmyloniten umgewandelt worden; Störungsflächen bilden ihre Kontakte gegen das Nebengestein (Taf. II, Abb. 16).

b) Aktinolithschiefer.

Aktinolithschiefer treten, wie oben besprochen, als wirrer Radelfilz als Randbildung der Serpentine auf; ob sie als Reaktion der letzteren auf irgendeine Metamorphose, sei es auf-, oder absteigende, angesehen werden, können, ist fraglich und in dieser Paragneise nicht zu entscheiden (sowohl Aktinolith als auch Serpentin geht von Amphibolit- bis Grünschieferfazies durch). Vielleicht beruht die Erscheinung von Tremolit auf einer gewissen Zufuhr von CaO, das durch die weitverbreitete Diaphthorese von CaO, reicheren Plagioklasen frei wurde. Das MgO wurde vom Serpentin gestellt.

Eine weitere interessante Erscheinung war der Fund eines spindelförmigen Körpers aus Aktinolithfilz in den Serizitquarziten des äusseren Lämmerkars, N von Quote 1778 (Taf. III, Abb. 21); grösssenmässig völlig unbedeutend (1 x 0,5 x 0,5 m) lässt er auch keine genetischen Schlüsse zu. Vielleicht war es ein kleiner Serpentinbrocken in den etwas saureren Paragneisen, der dann während der Diaphthorese ein ähnliches Schicksal erlitt wie die kleinen Serpentin Körper nahe am Kontakt Serpentin-Paragneis. Nur besteht die Reaktionshülle des hier besprochenen Aktinolithschiefers aus rotbraunem Biotitschiefer.

c) Grobkornamphibolit:

Als solches habe ich ein flaseriges, mittelkörniges Gestein aus hauptsächlich Plagioklas und grüner Hornblende bezeichnet; es hat noch, gefügemässig und dem Habitus sowie den Übergängen nach, grosse Ähnlichkeit mit dem Diorit des westlichen Sonntagskars, doch ist der Plagioklasgehalt des Grobkornamphibolits wesentlich geringer. Die Vorkommen sind in der Karte weit überzeichnet, um sie überhaupt darstellen zu können (beim Angersee, am Kaiserspitzgrat). Von diesen ± feldspatreichen Grobkornamphiboliten gibt es auch hornblendereichere Varietäten, ja schon fast Hornblendite. Letztere zeigen Übergangsglieder zu Aktinolithschiefer. Genetisch bedeutsam, aber keineswegs klar, ist das Vorkommen dieser Hornblendite einerseits am Serpentincontact gegen Amphibolit, andererseits als Knödel mit Biotitreaktionshülle im diaphthoritischen Paragneis (Taf. II, Abb. 12), sowie mit intrusivartig diskordantem Kontakt in den Serizitschiefern in der ersten Rinne NE der Fischerhütte beim Riesacksee (Taf. III, Abb. 23). Wohl hat der Hornblendefels eine deutliche Schieferung, aber ebenso deutlich ist das diskordante Durchgreifen. Diese Serizitquarzite sehen aus, als ob sie klastische Lagen enthielten; es sind dies aber nur Feldspatporphyroklasten. Ihre Genese ist insofern unklar, als sie gleichzeitig mit der Diaphthorose intrusiv eingedrungen sein müssten; dagegen spricht aber deutlich die Lage als gerollte Spindeln (Taf. II, Abb. 12) an anderen Orten; wahrscheinlich hat bei der Serizitschieferbildung in den Vorkommen NE der Fischerhütte wenig Bewegung stattgefunden, sodass die einzelnen, schon vom pegmatoid durchtränkten Paragneis übernommenen Metabasitknollen nicht zerrissen und verschliffen wurden. Ihr Auftreten ist wie das der übrigen in diesem Kapitel beschriebenen Metabasite eine Seltenheit.

6) Epidotgranatfels.

Er kommt nur in einem einzigen Aufschluss in sehr beschränkter Menge vor und für die tektonische und petrographische Synthese wenig Bedeutung. Wegen seiner interessanten Mineralparagenese sei er aber kurz beschrieben: ungefähr 400m in NNW-Richtung von Quote 2248 beim Lungauer Klaffersee durchschlägt ein Pegmatitgang diskordant eine Lage von Diopsidamphibolit (Taf. I, Abb. 8); randlich und in einigen Metern Entfernung ist der deutlich geschieferte Amphibolit in ein + massiges Epidot-Granatgestein umgewandelt. Einzelne Schollen von Amphibolit "schwimmen" gleichsam darin, ohne ihre Lage verändert zu haben. Kreuz und Quer wird dieser Kalksilikatfels von kleinen, rasch auskeilenden Gängchen mit reicher, wechselnder Mineralfüllung durchschlagen. Bei einiger Aufmerksamkeit kann man 6 Arten nach der Paragenese trennen: Gänge mit

- 1) nur Quarz,
- 2) Quarz + Kalzit,
- 3) Quarz + Turmalin + Chlorit
- 4) Quarz + Turmalin + Kalzit + Epidot,
- 5) Kalzit + Turmalin,
- 6) Kalzit.

Sämtliche dieser Paragenesen deuten auf niedrigere Temperatur.

Genesis: der Diopsidamphibolit wurde in der Nachbarschaft des Pegmatits besonders

reich von Lösungen durchströmt und verändert; Dabei bildeten sich Paragenesen, die die herrschenden T/P-Verhältnisse abbilden. Durch den Zerfall des Diopsids wurde viel CaO frei, der z.T. im Epidot Platz fand, z.T. sich in Gängen sammelte; vielleicht wurde etwas Al_2O_3 , das zur Granat- und Epidotbildung notwendig war, vom Pegmatit her zugeführt. Es lag also etwa Epidotamphibolitfazies vor, was aber wegen des reichen, T-erniedrigend wirkenden Lösungsumsatzes vielleicht nur örtlich der Fall war. Trotzdem ergibt sich aus den besprochenen Verhältnissen zwingend, dass der Pegmatit jünger als der Höhepunkt der amphibolitfaziesbildenden Verhältnisse sein muss. Ein ebenso deutliches Bild wie Abb. 8 im Grossen gibt Schliff 40 (der schon bei den Diopsidamphiboliten besprochen wurde) im Millimeterbereich von einer raumgleichen Metasomatose von Epidot nach Diopsid.

7) Brandenschiefer.

Unter diesem Namen verstanden die alten Bergleute dieser Gegend die rostig anwitternden, oft weithin ziehenden Bänder in den Flanken und Wänden der Niederen Tauern; so einheitlich die Verwitterungsfarbe, so verschieden ist Mineralbestand und Fazies der Gesteine dieses Komplexes: gemeinsam ist ihnen nur die Erzführung. Wegen dieser gemeinsamen wirtschaftlichen Bedeutung lasse auch ich sie beisammen.

An dem Ausdruck "Brandenschiefer" beteiligen sich:

- A) Echte Mylonite und Phyllonite aus Gneisen sowohl von Ortho- wie von Parahabitus; es sind schmutzig-graugrüne, fleckig aussehende Chlorit-Serizitschiefer, bei denen man Kataklyse schon makroskopisch erkennt. Eindeutige Bilder von Vererzung und Mörtelgefüge gibt

Schliff 130

Makroskopische Beschreibung: Mylonitischer Brandenschiefer; feinkörnig, grau, graphitischer Glanz auf den s-Flächen; feiner Pyritstaub als Vererzung Gollingwinkel.

Mineralbestand:

- 1) Plag III: stark verzwillingt und gefüllt, nicht selten tritt auch das Periklinesetz zum Albitgesetz; An-Gehalt 6-8%; Alle Übergänge zum ebenfalls stark gefüllten Plag I
- 2) Quarz: als rekristallisiertes Grundgewebe pflasterstrukturartig um Plagioklasporphyroklasten; deutliche Regelung nach der γ Regel; schwach undulös auslöschend.
- 3) Hellglimmer: bildet lange oft gefaltete Züge gemeinsam mit Chlorit (parallel verwachsen); Querserizite häufig
- 4) Chlorit: ungefähr die gleiche Menge wie Hellglimmer, wahrscheinlich als Diaphthoreseprodukt nach Biotit.
- 5) Zoisit.
- 6) Opakes Erz: als feinkörniger Staub hauptsächlich entlang Korngrenze.

Gefüge: porphyroklastisch; rekristallisierter (Blasto-) Mylonit; Plagioklas ist postkristallin durchbewegt, Hellglimmer und Chlorit wurden para- bis postkinematisch gebildet, ebenso ist Quarz wieder rekristallisiert

B) Amphibolite: teils unveränderte, plattige plagioklas arme Granatamphibolite, teils Plagioklasreiche, fein- & körnige Varietäten; beide Typen sind häufig von Diaphthorese (Chloritisierung unter Ausscheidung von Titanit) ergriffen und stark vererzt. Das Erz lockert manchmal (Schliff 129) von der Intergranulare aus das Korngefüge auf; es ist meist Magneties, seltener Pyrit.

Makroskopische Beschreibung: Brandenschiefer; vererzter Amphibolit, braun anwitternd, feinkörnig, dunkel. Gollingwinkel.

Mineralbestand:

- 1) Feldspat: gefüllter Plag II, manchmal mit schwachem normalem Zonarbau (7-8% An in der Hülle, 15% An im Kern).
- 2) Hornblende: in unregelmässigen Lappen, schwach pleochroitisch (n^{α} : farblos, n^{β} : hellgrün).
- 3) Titanit:
- 4) Serizit.
- 5) Apatit.
- 6) Zirkon.
- 7) Opakes Erz (Magnetkies) in grosser Menge; ist wahrscheinlich eine jüngere Bildung.
- 8) Quarz.

Gefüge: granoblastisch bis nematoblastisch; undeutlich geschiefert.

C) Serizitquarzitähnliche Bildungen: sind wie diese wohl Phyllonite von sauren Partien, nur vererzt.

D) Echte Graphitquarzite und Graphitschiefer: diese Metamorphite ehemaligen C-reichen Sediments fand ich nur an zwei Stellen: anstehend am Abfluss des unteren Klaffersees, in einer kleinen Linse (20 x 50m im Aufschluss); das ehemals reichlich vorhandene sulfidische Erz ist zu dicken, braunen, zelligen Limonitkrusten oxydiert, das quarzitisches Gestein selbst ist von der Verwitterung gebleicht und trägt eine deutliche Lineare; wo mehr Graphit vorhanden ist, schaut es einem Stück Koks täuschend ähnlich.

Das zweite Vorkommen ist in der Westwand des Waldhorns, wo sich der Wandfuss mit der 2060m Isohypse schneidet. Ich habe es nicht anstehend gefunden, sondern in der Halde, die Stelle verrät sich aber durch die Braunfärbung; hier handelt es sich um sehr C-reichen, schmierigweichen Graphitschiefer mit deutlicher Achsenüberprägung.

Genesis: Die "Branden" sind z. Grossteil Produkte von deckenförmigen Überschiebungsbewegungen; von den Störungsmyloniten unterscheiden sie sich petrographisch kaum, wohl aber durch ihre flache Lage, ± grosse Mächtigkeit und ihre Teilnahme an der Tektonik, während erstere als wenige cm bis m dicke Ruschelzonen alles Ältere durchschlagen (siehe Taf. III, Abb. 27: schematische Ansichtsskizze des Hochgolling von E; Abb. 26: schematische Ansichtsskizze des Rottors von W).

Nun sind diese Diaphthoritzonen der Brandenschiefer, wie man der Karte entnehmen kann, keineswegs einheitlich durchziehend, sie zeigen sogar deutliche Tendenz zum Linsenbau. Das ist sicher zum Grossteil auf die starke Verstellung durch jüngste Dislokationen zurückzuführen, teils aber auch durch primär nur lokale Ausbildung in dem homogenem Material der Paragneise. Ich meine damit, dass die Ausbildung eines einheitlichen Gleithorizontes entlang vorgezeichneten Inhomogenitätsflächen nicht möglich war. Wo weichere Gesteine, auch in geringer Ausdehnung vorhanden waren (Graphitquarzit und Glimmerschieferlinsen) wurden die Bewegungsbahnen ohnehin durch sie gelegt. Es war mir trotz angestrengter Bemühung nicht möglich (ausser am Hochgolling) eine weithinziehende hieb- und Stichfeste Deckengrenze zu ziehen.

Die Vererzung stammt wohl z.T. aus dem Gestein selbst, z.T. aber sicher aus hydrothermalen Lösungen, die ihren Weg entlang der aufgelockerten Intergranulare der dicken Mylonitbänke fanden. Dafür spricht die oft unregelmässige Verteilung sowie das Übergreifen der Braunfärbung auf weniger veränderte Nachbargesteine. Der Erzgehalt der Amphibolite und Graphitquarzite ist aber zum Grossteil primär sedimentär; fast sämtliche Amphibolite, auch weitab jeder Störung, führen etwas Erz.

Alter: die Brandenschiefer sind unbedingt jünger als die Bildung der Amphibolitfazies und älter als die Bruchdislokationen. Ich halte sie für gleichzeitige Bildungen wie die schon besprochenen Serizitquarzite, also alpin, wahrscheinlich vorgosauisch.

8) Graphitschiefer.

Über sie wurde schon bei den Brandenschiefern das wichtigste gesagt; hier sei nur erwähnt, dass es sich um ursprünglich sedimentär mit den Paragneisen (bituminöse oder kohlige Lagen in tonig-sandiger Umgebung) verbundene Gesteine handelt, die erst später durch ihre Eigenart aus dem Verband herausgerissen wurden und eine "tektonische Fazies" erhielten.

9) Mylonite.

Als solche bezeichne ich Gesteine, deren Gneis- oder Schiefercharakter schon völlig zerstört ist, sodass nur mehr ein ± gut geschiefertes schmutzig grünes Gemenge von Chlorit, Serizit und kataklastischen Quarz- und Feldspatkörnern vorliegt; Dazu ist es häufig, dass die kleinen Harnische der Ruschelzonen so eng aneinandertreten, dass alles dünnblättrig, bröselig zerfällt. Naturgemäss beeinflusst der Chemismus des Ausgangsgesteins stark den Mineralbestand des Mylonits; während z.B. die Paragneise in ein Gemenge aus Chlorit, Serizit, Quarz und Feldspat, Mischgneis in hauptsächlich Serizit, weniger Chlorit, Quarz und Feldspat zerfällt, überwiegt bei Störungszonen im Amphibolit Epidot weitaus über Chlorit und Quarz. Diese Mylonitzone schneiden quer durch alle älteren Strukturen; Altersunterschiede unter den Störungen sind nicht zu beobachten.

Schliff 136

Makroskopische Beschreibung: Mylonit aus Injektionsgneis, feinkörnig, graugrün;
Mineralbestand:

- 1) Plag II-III, 8% An, stark gefüllt.
- 2) Quarz: Pflasterstruktur; stark undulös auslöschend, z.T. aber auch postkinematisch rekristallisiert.
- 3) Serizit: lange Züge, meist in s, einzelne Individuen aber auch quer dazu.
- 4) Chlorit.
- 5) Biotit: pleochroitisch ($n^{\circ} \alpha$: hellbraun, $n^{\circ} \gamma$: grün), als Relikt im Chlorit.
- 6) Epidot.
- 7) Granat: als Porphyroklasten, randlich in Chlorit umgewandelt.
- 8) Zirkon.
- 9) Apatit.

Gefüge: granoblastisch bis lepidoblastisch; para- bis postkinematische Bildung der Quermuskovite.

Das postkinematische Wachstum von Quermuskovit ist wohl so zu erklären, dass zur Zeit der Entstehung der Störungen dieser Teil des Altkristallins noch von der Grauwackenzone überdeckt war, sowie dass die entlang diesen Zonen bester Wegsamkeit aufsteigenden Lösungen eine gewisse Temperaturerhöhung mitbrachten (siehe Erforschungsgeschichte, O. FRIEDRICH), was sich besonders in den niedrig metamorphen Phylliten des Ennstales in lokalen Erhöhungen der Mineralfazies (nur im engster Kluft-

Örtlich kam es bei der wahrscheinlich ± ruckartigen Verschiebungsbewegung zur Ausbildung von Pseudotachylitähnlichen Gesteinen. Es sind dies feine, dichte Adern von dunkler, oft violetter Farbe, die eine Brekzie aus Mylonitbrocken durchtrümmern. Auf den ersten Blick könnte man sie für ein Eruptivgestein halten, doch sind sie zu geringmächtig (einige cm bis wenige mm) und örtlich beschränkt; weder tektonisch noch petrogenetisch kommt ihnen Bedeutung zu. Vorkommen: Greifenberg ESE-Wandfuss; Steilstufe vom inneren Lämmerkar zum Kapuzinersee.

10) Aplite und Pegmatite.

Sie sind in dem von mir bearbeiteten Gebiet weder häufig noch mächtig und zeigen kein wie immer geartetes Verhältnis zu den Orthogneisen oder Mischgneiszon. Der Mineralbestand ist einfach: Albit, Quarz, Muskovit, selten Turalin, noch seltener Epidot beim Durchschlagen von Amphiboliten.

Manchmal tritt ein feinkörniges Salband auf (z.B. am Wandfuss NW der Grubachhöhe) doch ohne den Mineralbestand qualitativ oder quantitativ zu verändern. Aplite und Pegmatite unterscheiden sich nur durch das gröbere Korn der letzteren, haben aber gleiche Genesis und Mineralbestand. Was im Folgenden über die Pegmatite gesagt wird (weil sie überwiegen) gilt auch für die Aplite.

Man kann unterscheiden:

- A) Prae- bis parakinematische Pegmatite (in Bezug auf die P/T und Stressbedingungen der Amphibolitfazies); diese Gänge wurden (wenn sie nicht schon vorher Lagergänge waren) streng in s eingeregelt und z.T. in Boudinagen zerlegt (Taf. I, Abb. 2).
- B) Postkinematische Pegmatite: durchschlagend das s der Schiefergesteine in + grossem Winkel; nicht selten sind sie entlang ehemaliger Störungen eingedrungen und zeichnen schön die Schleppungen nach (Taf. I, Abb. 1 und 4).

Nach den Kontakten mit dem Nebengestein kann man unterscheiden:

- 1) Pegmatite mit scharfem Rand, ohne Einfluss auf das Nebengestein.
- 2) Pegmatoide Linsen und Nester, besonders in den Mischgneisen am Kontakt zu anderen Gesteinen (Taf. I, Abb. 7); hier bilden sich oft riesige Augen (5 x 5 cm) aus, der Übergang in den normalen Mischgneis ist kontinuierlich. Diese Ausbildungsart erinnert stark an RAMBERGS "concretionary pegmatites".

Wie schon erwähnt, lässt sich kaum ein Zusammenhang mit den Orthogneiskörpern feststellen, ausser am Hochgolling. Dort steht ein mächtiger Lagergang von aplitischem, feinkörnigem Gneis in primärem, aber tektonisch verschliffenem Kontakt mit Amphibolit. Seine Apophysen und kleinen Linsen liegen heute als zerbrochene, aber nicht zu Boudinagen ausgewaltete Trümmer im Prasinit (= Amphibolitdiaphthorit) (Taf. III; Abb. 24).

Alter der Pegmatite: eine absolute Zeitangabe ist nicht möglich; wohl aber lässt sich zeigen, dass eine Generation (A) mit der Bildung der Amphibolitfazies zusammenfällt, die andere vielleicht knapp danach. Es ist aber durchaus möglich, dass die letzten postkinematischen Pegmatite alpinen Alters sind (vielleicht vorgosauisch?); die jüngsten (jungalpinen) Störungen durchschneiden und verwerfen sie. Grössere Vorkommen: östlich der Kaiserspitze; 250 m NW vom Greifenberg; Weg Gollingwinkel - Gollingsscharte, orographisch rechts in 2160 m Höhe.

1 1) Junge Gänge und Kluftfüllungen

Die jüngsten Störungen, die quer durch die alte Tektonik schlagen, waren die Bahnen einer reichen Lösungszirkulation, die viele taube Gänge, aber auch bauwürdige Lagerstätte zustande brachte. Sämtliche dieser Lagerstätten liegen ausserhalb meines Gebietes und auch die tauben Gänge treten östlich des Kammes Hochgolling-Wasserfallspitz nur mehr selten und dünn auf. Eigentlich sind mir nur zwei Vorkommen bekannt: ich war keineswegs hinter Karbonatgängen und Kluftmineralien her, mein Ziel war Aufklärung der Tektonik und Petrogenese. Das eine, kleinere Vorkommen besteht aus einem Schwarm dünner Kalzitäderchen im Paragneis, diskordant zu s. Es liegt ungefähr 220m ENE der unteren Stegeralm direkt im Bach.

Das zweite liegt als Linse in einem Mylonit ungefähr 130m NNW der Kühhöhscharte, direkt am Grat (Taf. III, Abb. 20). Es handelt sich hier um zwei Hohlräume, die bis auf einen kleinen Kern von rostrottem Gangquarz ausgefüllt sind. Der Kern besteht aus Kalzit, der gegenüber dem Quarz seine idiomorphe Rhomboedergestalt durchsetzt; er ist sicher jünger als der Quarz. In einem bis mehreren Metern ist der Mylonit zu Serizit-Quarzschiefer ausgebleicht. Andere Karbonatimprägnationen kommen vor: am Hochgolling S-Grat in den Weisschiefern als Knödel und diffuse Imprägnation in den Serizitquarziten am Weg Gollingwinkel-Gollingscharte in 1860m Höhe; in den mylonitischen Serizitquarziten 200m E der oberen Steinwenderalm und überhaupt in den Serizitschiefern.

Alter: etwas jünger als die jüngsten Störungen.

TEKTONIK

Aus dem petrographischen Teil dieser Arbeit geht wohl eindeutig genug hervor, dass es sich hier um ein Gebiet hochkristalliner Schiefer handelt, die naturgemäss ihre Geschichte am anschaulichsten in Gefügedaten und Mineralfazies wiedergeben. Ein es muss wohl jeder, der dieses Gebiet halbwegs kennt, zugeben: die Erkenntnis springt einem hier nicht in die Augen; sie will vielmehr Stück um Stück zusammengetragen und erworben sein, damit sie fest auf den Säulen der Beobachtung ruhen kann. Und nun ° in medias res° :

Zur genauen Orientierung nehme man am besten die Karte zur Hand sowie die jeweils erwähnten Bildtafeln und Diagramme; ihre Sprache ist beredter als Worte es sein können.

Ich unterscheide in dem bearbeiteten Gebiet prinzipiell zwei Deformationsarten:

- I) Eine mehrphasige Deformation im plastischem Bereich, mit der Bildung von Grossfalten bis Feinrunzelungen in s. Hierher gehören auch die Überschiebungen, von denen später die Rede sein wird.
- II) Rupturelle Deformationen im Meter- und Kilometerbereich. Darunter fallen: Brüche, Blattverschiebungen, Ruschelzonen ohne ablesbaren Bewegungssinn. Von einem allzu genauem Studium der Klüfte habe ich abgesehen; es mag seine Berechtigung im Umkreis einer Lagerstätte haben, würde mir aber in diesem Gebiet statt neuer Erkenntnis nur neue Schwierigkeit bringen.

a d I).

Die grösste Komplikation, daher auch die maximale Anzahl von offenen Deutungsmöglichkeiten bietet wohl die Geschichte der plastischen Deformation.

Ihre Hauptausdrucksform findet sie in den Aufwölbungs-, und Depressionsachsen (sogenannt wegen ihrer relativen Grösse) und den Faltungen und Knickungen im Meter- bis Millimeterbereich; naturgemäss treten diese (sowohl normale Faltungen als auch Knickfaltungen) in den weicheren Gesteinspartien auf, d.h. in Gesteinen, die zur Zeit der Achsenprägung in einem, im Verhältnis zur Umgebung besonders formbarem (Serizitschiefer, quarzitischer Serizitschiefer, Gneisglimmerschiefer und Biotitglimmerschiefer; siehe Taf. III, Abb. 17 und Abb. 22) Zustand waren. Aber auch die Paragneise sind stark plastisch deformiert; zwischen den Prägungen in ihnen und den Achsen in den Gesteinen höherer Tiefenstufe hat sich kein Unterschied, weder im Alter noch in der Art der Ausbildung ergeben; das geht aus den Achsendiagrammen I^o bis VIII^o mit hinreichender Deutlichkeit hervor; mit kleinen Kreisen sind die Achsen, die in den Gesteinen der Amphibolitfazies, mit Punkten die Achsen, die in Gesteinen der Albit-Amphibolitfazies bis Grünschieferfazies gemessen wurden, bezeichnet; Kreuze bedeuten die bei Achsenüberprägungen eindeutig als älter erkennbaren Achsenrichtungen; kleine Dreiecke sind die Richtung der Kante, in der zwei Hauptkluftrichtungen aufeinanderstossen, sogenannte β -Achsen.

Nehmen wir z.B. als besonders typisch die Diagramme II^o und IV^o her (die Bezeichnung mit der römischen Nummer und ^o erfolgt wegen der Zugehörigkeit zum ausgezählten Diagramm mit Römischer Nummer). Wir finden vier Hauptmaxima, wovon je zwei zusammen gehören, und zwar das bei 60°–90° mit dem bei 230°–250°, das Maximum bei 115°–135° hängt mit dem relativ schwächer vertretenen bei 300°–315° zusammen. Der Grund dieser Zusammengehörigkeit ist keineswegs Gürtelbildung, sondern ist ausschliesslich durch das Pendeln der Fallwinkel der Achsen um die Horizontale bedingt; beträgt doch der maximale Fallwinkel der am Hauptmaximum beteiligten Linearen kaum 30°, meist wesentlich weniger (0°–5°–10°). Schon auf den ersten Blick ersichtlich ist, dass die Achsenzeichen für verschiedene Gesteine bunt durcheinandergewürfelt sind. Nehmen wir, als typisches Beispiel, den NE Quadranten von Diagramm IV^o her; Lineare aus Serizitschiefern kommen friedlich neben solchen aus Paragneisen und deutlich älteren Linearen vor. Damit sei nicht gesagt, dass sich die älteren Achsen auch gleichmässig verreiben; im Gegenteil: sie sind streng auf das 115°–135° und 300°–320° Maximum beschränkt; es gehören also die anderen Achsen, die ebenfalls in diesen Bereich fallen auch zu dieser Bewegungsphase, nur habe ich bei ihnen keine Altersbeziehung gefunden; Stellen mit deutlichen Überprägungen sind ziemlich selten. Da der Winkel von 40°–60° zwischen den beiden Maxima (d.h. dem NW–SE und dem ENE–SSW Maximum) in allen Diagrammen hinreichend konstant ist, ebenso wegen der mehr als deutlichen Beschränkung der "alten" Achsen auf den NW–SE Quadranten kann man von der Möglichkeit gleichzeitiger Entstehung absehen.

Aus diesen Beobachtungen ergeben sich nun zwingende Schlüsse:

a) Zur Zeit der Prägung der älteren Linearen war der heutige Mineralbestand der Amphibolitfazies bereits vorhanden; der, nur lokal, aber deutlich jünger ausgeprägte Mineralbestand der Albit-Epidot-Amphibolitfazies und Grünschieferfazies war

- 1) entweder schon vorhanden oder
- 2) entstand während dieser Bewegungsphase.

Gegen 1) spricht a) dass keine Anzeichen früherer Bewegung zu finden sind.
 b) Das ENE-Maximum findet den heutigen Mineralbestand bereits zur Gänze vor und "arbeitet nur um". Zwischen den beiden Phasen können geologische Zeitalter liegen; es ist aber sehr wahrscheinlich, dass beide Phasen dem alpine Zyklus angehören.

Nun zu den ausgezählten Diagrammen: Sie sind nach geographischen Gesichtspunkten geordnet, besonders nach grossen Karen, repräsentieren daher die Bewegungsverhältnisse in kleineren Abschnitten. Dadurch wird auch der Einfluss kleinerer tektonischer Verbiegungen der Schichtflächen oder nachträgliche Verstellung durch Brüche deutlich ersichtbar.

Diagramm I:

Hochgolling S- und N-Grat: sehr deutlich ist ein ENE zu E - WSW zu W, also schon fast EW Maximum mit Schwergewicht im W. Das ältere (siehe I') Maximum ist sehr spärlich vertreten; die einsame Richtung nach N dürfte wohl den schüchternen Versuch eines B' B darstellen.

Diagramm II:

Inneres und Äusseres Lämmerkar: starke Ausprägung des 80° Maximum und scheinbarer Übergang in das 130° Maximum; dieser Übergang geschieht durch die grosse Streuung bei den Punkthäufungen.

Diagramm III:

Sonntagskzr: 80° Maximum sehr deutlich entwickelt, auch im W (270°); dort entsteht ein neues Untermaximum um SW- Quadranten, das aber keine genetische Sonderstellung hat. Viele der flach westfallenden Achsen wurden nämlich in der Biotitschieferhaut von Metabasilinseln gemessen. (Taf. II, Abb. 12 und Taf. III, Abb. 21) und zeigen daher eine starke Streuung. Die Achsen sind im Paragneis und im Quarzit gleich gut ausgeprägt. Wohl entwickelt ist auch das SE Maximum der älteren Achsen (siehe Diagramm III'); die β -Richtungen fallen sämtliche in diesen Bereich; ein genetischer Zusammenhang ist aber unmöglich.

Diagramm IV:

Hier sind die Verhältnisse etwas unklarer und bedürfen einer vorsichtigen Deutung. Das 80° - 90° Maximum ist wieder gut vertreten, zeigt aber eine gewisse Streuung und geht sogar bis 95° ; der dazu gehörige Teil im W liegt ihm aber nicht streng gegenüber, sondern bei 290° , und steht in Verbindung mit dem 310° Maximum der älteren Achsen (Diagramm IV'); dieses ist der Punkthäufung bei 130° - 140° sicher zuzuordnen. Nun gibt es noch ein Maximum bei 240° , dass sich aber mühelos mit einem Untermaximum bei 60° zusammenspannen lässt. Ich sehe keinen zwingenden Grund zur Annahme einer neuen Bewegungsrichtung. Altersbeziehungen, selbst die undeutlichsten, waren zwischen den Achsen nach 240° und den EW-Achsen nie zu beobachten. Nachdem aber kontinuierliche Übergänge (auf den meisten anderen Diagrammen) von 270° -Maximum zu dem bei 240° zu sehen sind, so darf man wohl annehmen, dass das 240° Maximum durch lokale Abweichungen der s-Flächen vom allgemeinen Streichen daran schuld sind (Verstellung durch Störungen usw.); Es ist aber durchaus möglich, dass dieses entschieden schwächere Maximum 240° - 260° während der Prägung der EW-Achsen durch die Bewegung in etwas anderer Richtung entstanden ist; es genügt hiezu die

Vorstellung, dass die EW-Richtung bereits einen älteren Bau vorgefunden hat (130° - 310° Achsenhäufung!) und bei seiner Umprägung naturgemäss auf zahllose Inhomogenitäten gestossen ist.

Diagramm V:

Klafterkessel und Huberalm: Hauptkonzentration der Punkte bei 70° - 80° , tritt auf der gegenüberliegenden Seite (250° - 260°) nur schwach hervor. Undeutlich ist das Maximum im SW-Abschnitt. Bemerkenswert wäre vielleicht die Aufteilung (im E) in zwei Hauptmaxima, die aber knappe 20° auseinanderliegen; Überprägungen in so spitzem Winkel wurde nie beobachtet; Deutung wie Diagramm IV.

Diagramm VI:

Zwerfenbergsee, Schnee gruben höhe: erwähnenswert ist das alleinige Auftreten der beiden EW-Maxima mit relativ grösserer Streuung und auch Steilstellung von Achsen; diese rührt wahrscheinlich von Messungen an \pm steilgestellten s-Flächen her, ohne besondere genetische Bedeutung. Die Neigung der Achsen ist, obwohl es sich um den östlichen Teil des Arbeitsgebietes handelt, ziemlich horizontal, eher etwas nach W geneigt; das spricht dafür, dass das Abtauchen des Unterostalpin unter das Altkristallin keineswegs steiles Achsialgefälle nach E hervorruft, sondern dieses unter Beibehaltung der ungefähren EW-Richtung sachte um die Horizontale pendeilt, und zwar ohne Rücksicht auf die Entfernung von der heute aufgeschlossenen Überschiebungsgrenze.

Diagramm VII:

Zeigt uns die Verhältnisse in der Flanke östlich der Gollinghütte und der Oberen Steinwenderalm. Wieder sehen wir die beiden Maxima, jedes in ein Haupt- und ein Nebenmaximum zerlegt, die aber jeweils kaum 20° auseinander sind. Das scheinbare Überwiegen des Westteiles kommt nur durch besonders viele Messungen an einem guten Aufschluss im Serizitquarzit zustande, während die anderen Achsen an vielen verschiedenen Aufschlüssen gemessen wurden. Bemerkenswert sind an diesem Diagramm die zwei B' B (345° und 10°); sie gehören zu je einem Maximum.

Diagramm VIII:

Repräsentiert die Achsenverhältnisse im W der Gollinghütte und der Oberen Steinwenderalm. Typisch und gut ausgeprägt ist das EW-Maximum auf beiden Seiten entwickelt, und ein zweites, das bisher in keinem Diagramm aufscheint: 40° - 50° mit einem Gegenüber bei 229° - 230° . Ich bin mir über die Bedeutung dieses Maximums keineswegs ganz im Klaren; es kann sein:

- a) zum EW-Maximum gehörend, daher zeitlich gleich, nur durch eine lokale Inhomogenität der Bewegung bedingt.
- b) durch eine Störung mit starker seitlicher Bewegung und Drehung verstellte (gebogene Harnischströmungen kommen vor!) ehemalige EW-Achsen; ebenfalls schwer festzustellen, da bei vielen Störungen der Bewegungssinn aus Mangel an messbaren Daten nicht exakt erfassbar ist.
- c) zu einer eigenen Bewegungsphase gehörend; diese kann gleich anschliessend an die EW-Achsen erzeugende Bewegung stattgefunden haben; in der Ausbildung der Achsen ist kein Unterschied zum EW-Maximum zu merken (z.B. Faltung: Knickung; B im Meterbereich; B im Millimeterbereich). Vielleicht hängt diese Bewegungsphase mit der Tektonik des Bereiches zwischen Radstädter Tauernpass und Gigglachseehütte, die durch strenge SN-Bewegung nicht gut zu erklären ist zusammen.
- d) als B' im B' B zum 120 Maximum der älteren Achse.

e) ein subjektiver Fehler: d.h. Überbewertung eines einzelnen Aufschlusses mit besonders vielen und messbaren Linearen.

f) Messung am Ende eines spindelförmigen Serizitschieferkörpers.

G e g e n a) spricht: die relativ scharfe Trennung der 45° Maxima vom EW Maximum.

G e g e n b) spricht: dass in der unmittelbaren Nähe der Messungen keine Störung ist.

G e g e n c) spricht: diese Richtung wurde sonst nirgends ausgeprägt beobachtet, ausser man hält die Aufspaltung der EW-Achsen in ein Haupt- und ein Nebenmaximum (z.B. Diagramm VII) dafür. Schwache Anzeichen dieses Maximums (45° und 225°) findet man wohl in den Diagrammen I, IV und VI. Bedeutung ist der Tatsache zuzumessen, dass Altersbeziehungen zu den EW-Achsen fehlen; man kann ruhig sagen, die Achsen des beschriebenen Maximums ersetzen lokal die EW-Linearen; dafür treten sie aber in Altersbeziehung zum 120° Maximum, und zwar als jüngere Richtung.

G e g e n d) spricht: dass beide (130° als auch 45° Achsen) hauptsächlich in Serizitquarziten (siehe Diagramm VIII) angelegt sind; es hätte sich die sonst sehr starke EW-Tendenz in den relativ plastischen Gesteinen irgendwie abgebildet und zumindest eine der Achsenrichtungen umgeprägt oder überdeckt.

e) ist wenig wahrscheinlich, da die B-Richtung auch in Paragneisen, also in verschiedenen Aufschlüssen auftreten.

f) ist möglich, aber aus den Aufschlussverhältnissen nicht klar zu ersehen; ausserdem kommt diese Richtung öfter vor, als dass sie zufällig wäre.

Ich denke, dass der Möglichkeit c) daher \pm selbständige Bewegung nach NW der Vorzug zu geben ist, möchte aber betonen, dass wir keinen wirklich zwingenden Grund zur Annahme einer dritten Bewegungsrichtung sehen; es ist dieses Problem im engen Rahmen des Arbeitsgebietes nicht zu lösen; auch Übersichtsbegehungen helfen nicht viel weiter. Der Ansatzpunkt zur Lösung der Frage, ob in der Tektonik des Grenzgebietes Unterostalpin: Oberostalpin NW-Bewegung eine mehr oder weniger grosse Rolle neben der Nordbewegung gespielt hat, liegt in einer genauen Kartierung des Bereiches Radstädter Tauernpass- Giglachseehütte.

Diagramm IX:

ist ein Poldiagramm der Klüfte im Rundbuckel, auf dem die Gföhleralm steht. Wir sehen zwei Maxima; das südliche entspricht ungefähr den Schieferungsflächen, das andere ist eine wenig geneigte Kluftschär. Als seltene Ausnahme wurde ein einzelnes B (185°) gemessen. Vielleicht handelt es sich um ein B' B zur EW-Achsenschar; seine Bildung dürfte mit dem Gürtelbild der Südhälfte zusammenhängen. Aus den beiden Maxima lässt sich leicht der Haupt β -Pol bestimmen; er streicht 285° und fällt $20^\circ - 25^\circ$, würde also ohne weiteres in ein zur EW-Achsenschar gehöriges Maximum fallen; ich glaube aber nicht, dass diese Beziehung gesetzmässig ist, und zwar aus folgenden Gründen: in den Diagrammen II', III' und IV' wurden die im jeweils dargestellten geographischen Bereich (Kar usw.) gemessenen β -Werte als kleine Dreiecke eingetragen; wie man sieht fallen sie ziemlich regellos, bevorzugen aber doch mehr oder weniger die NW-SE Richtung. Hier würden sie mit dem Maximum der älteren Achsen zusammenfallen, was immerhin auf Verwandtschaft in der Richtung der erzeugenden Kraft schliessen liesse. Nun kann ich mir aber nicht vorstellen, dass ein Kluftsystem die sicher jüngere (wenn die β -Achsen zur alten B-Achsenschar gehören) und starke Umprägung der Strukturen in mehr oder weniger plastischen Zustand überlebt hätte.

Diagramm X: (Sammeldiagramm)

zeigt uns den Grund: die β -Achsen sind stark zerstreut und ohne genetisch bedeutsame Häufungen. Mit viel Phantasie könnte man einige Gürtelbilder herauslesen, ohne aber zu einem brauchbaren Resultat zu kommen. Das Maximum nahe dem Zentrum stammt wohl aus Messungen von senkrechten Kanten bei quaderförmiger Absonderung und durch Störungszonen parallel gehende Kluftscharen (Taf. III Abb. 26).

Diagramm XI:

ist ein Poldiagramm der gemessenen s-Flächen aus dem ganzen Gebiet; der N-S Gürtel ist ziemlich eindeutig ausgeprägt und nichts anderes als die Bestätigung, dass auch die Grossstruktur im Meter- und Kilometerbereich hauptsächlich von einer S-N Bewegung gebildet wurde. Diese Bewegung ist nicht genau S-N gerichtet, weicht vielmehr um 10° - 15° nach E ab, wie man auch aus der Streichrichtung der Antiklinal- und Synklinalzüge ersehen kann. Auf den meisten Achsendiagrammen wird eine noch grössere Schwankung, auch nach W, ersichtlich; das hängt wohl damit zusammen, dass wir von einer erstarrten Masse Altkristallin mit einem eigenen Bau nicht verlangen dürfen, dass sie sich wie ein Plastilinmodell verhält; im Gegenteil, die relativ starren Gesteine werden sich gegen neue Bewegungsrichtungen, besonders wenn diese in mehr oder weniger spitzem Winkel zu den älteren laufen, mit Erfolg wehren und lieber alte Inhomogenitäten wieder aufleben lassen. Daher auch keine spitzwinkligen Achsenüberprägungen.

Zurück zum Diagramm: konstruiert man aus dem Gürtel den dazugehörigen Pol, so bekommt man die altbekannte EW-Achse, also auch im Grossbau.

Das Maximum im SSW-Abschnitt zeugt von der im allgemeinen flachen, leicht NNE zu N einfallenden Lagerung der s-Flächen und dem starken Zurücktreten von südlich geneigten Flächen.

Bedeutung der besprochenen Diagramme für die tektonische Synthese

Stellen wir noch einmal fest:

- 1) Es existiert ein B-Achsenmaximum, das ungefähr E-W gerichtet ist und flach nach E oder W fällt.
- 2) Es teilt sich manchmal, hauptsächlich durch lokale Schwankungen bedingt, in mehrere (bis vier) Teilmaxima; das tut seiner Bedeutung als Einheit keinen Abbruch.
- 3) Dazu gehörend gibt es ein ziemlich konstant auftretendes Untermaximum in NE-SW Richtung von geringerer Bedeutung und wahrscheinlich gleichem Alter (Diagramm I, III, IV und VIII).
- 4) Dieser Hauptrichtung (E-W und NE-SW) steht eine sehr deutlich unterschiedene Achsenschar gegenüber, die ungefähr NW-SE streicht und ihr Hauptgewicht im SE-Quadranten hat.
- 5) Diese Schar ist sicher älter als alle anderen.
- 6) Alle Achsenrichtungen kommen in den Gesteinen ohne Rücksicht auf deren Mineralfazies vor; es wäre ohne weiteres denkbar, dass die jüngere Schar nur in den neu entstandenen Gesteinen, z.B. in Diaphthoriten, vorkommt; dem ist nicht so.
- 7) Die s-Flächenlage ist mit der E-W-Achsenrichtung innig verbunden, d.h. der Pol des Gürtels in Diagramm XI ist die bekannte E-W-Achsenrichtung.
- 8) Aus der mehr oder weniger flachen Lage der s-Flächen ergibt sich die flache Lage der Achsen.
- 9) Es gibt Aufschlüsse, die mehr oder weniger deutlich eine Nordbewegung er-

kennen lassen, z.B. Taf. III, Abb. 17. diese Durchscherung von Faltschenkeln erscheint mir kaum anders erklärlich als durch relative Nordbewegung des Hangenden. Taf. III, Abb. 22: durch die verschieden starke Verformbarkeit kam es im plastischen Glimmerschieferband zu Schleppfalten, die einen Richtungssinn ablesen lassen; ich halte das abgebildete für eine überkippte und weitergerollte Antiklinalumbiegung.

Diese zwei Aufschlüsse sind nun keineswegs hieb- und stichfeste Beweise, aber immerhin, Hinweise; die Häufung von Hinweisen aber berechtigt schon zu gewissen Annahmen.

Für Nordbewegung spricht ferner:

- a) Das wurzellose "Schwimmen" der Migmatite auf den wenig oder garnicht durchtränkten Paragneisen im NE des Hochgolling (Taf. II, Abb. 11). Im Norden konnte ich beim besten Willen keine Wurzel (d.h. eine Migmatitlage, die scheinbar in die ewige Teufe fortsetzt oder aber im Zusammenhang mit einem Orthogneiskörper steht) dazu finden.
- b) Das Vorkommen einer kleinen Deckscholle von Mischgneis am Hochgolling NW-Grat über den Orthogneisen und ihrem Diaphthoritmantel (s. Karte u. Profilreihe Taf. VI u. VII). Das hat nur insofern etwas mit Nordbewegung zu tun als es das südlichste und zugleich höchstgelegene Vorkommen von Mischgneis in diesem Profil ist. Dass es auch Mischgneise im Bereich des Kaserecks und noch weiter im Süden geben muss, weiss ich aus Rollstücken, über ihre genaue Lage ist mir aber nichts bekannt; vielleicht ist dort irgendwo die Wurzel zu finden.
- c) Das allgemeine (nur lokal, z.B. im Klafferkessel, andere) Einfallen nach N im N der Hochgollingkulmination.
- d) Die Verhältnisse in den Radstädter Tauern, wo man eine Nordbewegung als erwiesen annehmen kann; liegt das Kristallin der Schladminger Tauern darüber (was nach den Verhältnissen beim Giglachsee sehr wahrscheinlich ist), so sind wohl auch sie nordbewegt. Höchstens ein älterer Bau als der alpine könnte in einer anderen Richtung erfolgt sein.

Aus dem oben dargestellten ergeben sich folgende Schlüsse:

A) Gesteine tonig-sandiger und mergeliger Abkunft wurden im Laufe einer Orogenese unter Bedingungen der Amphibolitfazies zu Kristallinen Schiefem umprägt. Die Strukturen, die während dieser Metamorphose entstanden, sind heute zum Grossteil von späteren Ereignissen verwischt und getilgt.

B) In einem späteren Bewegungsakt kam es zu rückschreitender Metamorphose, die sich in der Bildung von serizitquarzitähnlichen Diaphthoriten und Weisschiefem sowie Chloritschiefem mit relikktischem Hornblendegehalt äusserte.

Vielleicht war dieser spätere Bewegungsakt mit dem Amphibolitfazies bringenden Zyklus eng verbunden und stellt nur eine jüngere Phase dar. Es könnte durchaus der Fall sein, dass die Sedimentation und Metamorphose präkambrisch war, der spätere Zyklus der SE-Achsen aber in die variszische Orogenese fällt; doch möchte ich das keineswegs als unbedingte Wahrheit herstellen; es ist bestenfalls eine Möglichkeit. Besser gesicherte Daten werden vom wesentlichen Rand gegen das Unterostalpin zu erwarten sein.

C) Darauf folgte ein Umschwung in der Bewegungsrichtung von SW-NE nach S-N. Der letzte Ausläufer der S-N Bewegung war eine solche nach NW. Welcher Zeitraum zwischen den beiden Phasen gelegen ist, weiss ich wahrlich nicht genau. Im Alter einwandfrei bestimmte Gesteine

fehlen vollkommen; daher habe ich auch für das absolute Alter der Gesteine keinen Hinweis, geschweige einen Beweis.

D) Veränderungen im Mineralbestand ergaben sich während der S-N Bewegung keine mehr; wohl aber wurden die Grosstrukturen, d.h. Antiklinal- und Synklinalzüge gänzlich auf E-W eingestellt, ebenso ist dies die Hauptrichtung der B-Achsen im Meter- und Millimeterbereich.

E) Gegen alpines Alter der S-N Bewegung würde sprechen: die Achsen in den Paragneisen von Amphibolitfazies können eigentlich nur in dieser Fazies entstehen ohne dass eine postkristalline Verbiegung der Glimmer in den Faltenzügen oder Diaphthoreseerscheinungen auftreten; die alpine Gebirgsbildung kann aber, wenn unsere heutigen Vorstellungen vom Deckenbau Gültigkeit haben, in dem hier besprochenen Altkristallin schwerlich eine höher temperierte Fazies als die der unterostalpinen Einheit hervorgerufen haben. Das wäre kaum Grünschieferfazies; ebenso ist eine stärkere Durchbewegung in dem relativ starren Kristallinblock im Verhältnis zu dem kalkigen und tonigen, ± wechsellagernden Unterostalpin, schwer vorzustellen.

Für ein alpines Alter der E-W Strukturen spricht:

- a) die E-W Richtung des Grossteiles der B-Achsen und der Hinweis auf S-N Bewegung.
- b) Dass das Altkristallin nicht nur in Form von starren Blöcken entlang Störungszonen bewegt wurde, legen die Verhältnisse zwischen Radstädter Tauern und Giglachsee nahe. Wir sehen hier ein inniges Ineinandergreifen und Verfallen von diaphthoritischen Altkristallin und mesozoischen Kalk- und Quarzitzerien. Der Name Altkristallin wird hier für die mesozonalen, jetzt teilweise diaphthoritischen Schiefer der Basis des Oberostalpins verwendet.
- c) Es hat tatsächlich in den mesozonalen kristallinen Schiefen der Schladminger Gneismasse Diaphthorese stattgefunden; in den relativ gut geschieferten Paragneisen kommt es häufig genug vor, dass entlang den s-Flächen sich Serizitlagen, auch mit etwas Chlorit, statt des Biotits breitgemacht haben und diese Lagen, und nicht die des Biotits bilden das B ab. Denselben Dienst leisten die wahrscheinlich schon sedimentär als tonigere Lagen angelegten Biotitschieferschnitzen in den Paragneisen oder Biotitschieferhüllen um Metabasisknollen (Taf. II, Abb. 12 und Taf. III, Abb. 21). Hierher gehören auch die Orthogneis- und Amphibolitdiaphthorite des Hochgolling; näheres im speziellen tektonischen Teil.

Es ergibt sich die Frage, ob die Diaphthorese nicht nur den älteren Bewegungszyklus (SW nach NE) angehört. Es ist schwierig, zwei Phasen, die dieselben Spuren hinterlassen, zu trennen, aber ich glaube sagen zu können, dass ein Grossteil der Diaphthorese alpin ist; dies deshalb, weil die S-N Bewegung zweifellos die wesentlich stärkere war als die nach NE gerichtete (mehr und stärkere B-Achsenrichtungen im Meter- und Kilometerbereich).

d) Die E-W Achsen sind zweifellos die jüngsten (siehe Diagramm I', II', III', IV', V' und VIII').

e) Die Grosstrukturen und das mehr oder weniger isoklinale N Fallen im Norden des Hochgolling ordnen sich prachttvoll in den alpinen Bau ein, ebenso die Granodioritkerne, deren Alter ein spezielles Problem ist.

Diese Überlegungen machen ein alpines, vorgosauisches Alter der E-W gerichteten Achsen wenn nicht sicher, so doch sehr wahrscheinlich.

Hiermit verlassen wir den Bereich der plastischen Deformation und wenden uns den Zeugen jüngster Bewegungen zu.

a d II)

Brüche und Dislokationen ruptueller Natur

Über die grosse morphologische Bedeutung der Störungszonen wurde bereits gesprochen; um nichts geringer ist ihre Rolle in der Tektonik.

Ausserlich kenntlich sind die Dislokationszonen durch:

- 1) Bildung von morphologischen Erscheinungen wie Scharten, Pässe usw.
- 2) Harnische, oft in gehäufter Anzahl.
- 3) Ausbildung von mehr oder weniger mächtigen Mylonitzonen.
- 4) Mehr oder weniger weit reichende Zersetzung des Nebengesteins, auch Verquarzung.
- 5) Verstellungen, d.h. plötzliches Aufhören von Linsen und Bändern (Taf. II, Abb. 16, Taf. III, Abb. 26).
- 6) Schleppungen.
- 7) Störungsparallele Kluftscharen (zwischen Greifenbergsattel und Pöllerhöhe; Taf. III, Abb. 26).
- 8) Scherrisse und Scherklüfte
- 9) Pseudotachylitadern.

Es lassen sich vier verschiedene Hauptstörungsrichtungen trennen:

- 1) E-W
- 2) NE-SW und ENE-WSW
- 3) SE-NW
- 4) N-S.

Die N-S Richtung tritt stark in den Hintergrund.

Diese vier Systeme sind nun keineswegs haarscharf getrennt und verstellen einander in bestimmter Altersfolge, sondern leiten ineinander über, teilen und vereinigen sich und stossen aneinander ab, wie man es von gleichzeitig entstandenen Dislokationen erwarten kann.

Morphologisch und auch in ihrer tektonischen Auswirkung besonders bedeutsam sind folgende Brüche:

1) Von der Gollingscharte zur Steinwenderalm, hinauf zur Scharte zwischen Pöllerhöhe und Quote 2524, zum Lungauer Klaffersee und Meisterscharte.

2) Nordwestecke des Arbeitsgebietes Stegerloch - Rauhenbergostflanke - Greifenbergsattel - Lungauer Klaffersee - Kaiserscharte. 1) und 2) vereinigen sich beim Lungauer Klaffersee und laufen eine Zeit gemeinsam E-W, um sich ungefähr in der Gegend des Zwerfenbergsees wieder zu teilen.

3) Die Tromörtenschartenstörung bildet die Südgrenze des Arbeitsgebietes; hier kreuzt sich NE und SE Richtung.

- 4) Rottorstörung.
- 5) Waldhorntörlstörung.

Sieht man die Karte etwas genauer an, so fällt einem die Verteilung von Hoch- und Tiefschollen auf. Der Hochgolling ist nicht nur der höchste Berg in weitem Umkreis, sondern er bildet auch die höchste Scholle im Bruchnetz. Von ihm aus brechen staffelartig die Brüche nach allen Seiten ab, sowohl nach N, als auch nach E und S, ob es im

W auch so ist, ist die Sache von Kollegen Schmied. Fast immer ist die Nordscholle die Tiefscholle. Dies und die nur wenig um die E-W Richtung schwankende Richtung der Hauptbruchstörungen, die vom Westrand der Karte bis zum Ostrand durchgehen, scheint mir sehr für einen innigen Zusammenhang mit dem Einbruch des Ennstales zu sprechen. Es erscheint mir durchaus einleuchtend, dass eine Dislokation von solchen Ausmassen (Stoderzinkentertiär auf 1700 m, Ennstal auf 600-900 m, d.h. 800-1100 m Vorstellung in vertikaler Richtung) Kräfte zur Ursache haben muss, die auch in einiger Entfernung wirken können, ferner dass diese gewaltige Sprunghöhe nicht durch eine einzelne Verwerfung zustande kommen wird, sondern dass ein allmähliches staffelförmiges Abbrechen daran beteiligt ist.

Damit kommen wir zu einem sehr heiklen Kapitel: der Alterszuordnung der rupturrellen Deformationen im m- und km-Bereich:

Als mehr oder weniger wahrscheinliche Möglichkeiten ergeben sich:

- a) Die Brüche sind die Reaktion des sogenannten Altkristallins auf die gesamte alpine Orogenese; d.h. die B-Achsenprägung geschah früher, vielleicht variszisch, und in der alpinen Phase was das Altkristallin des Oberostalpins nur mehr zur Bildung von Bewegungsfugen rupturreller Art fähig, entlang derer das Ganze als Schollenmosaik nach N geschoben wurde.
- b) Bekanntlich teilt sich die alpine Orogenese auf zeitlich ziemlich weit auseinanderliegende Phasen auf; es könnte nun die B-Achsenrichtung durchaus während des vorgosauischen Zyklus entstanden sein, die Brüche aber während der alttertiären Phasen (Überschiebung des Ostalpins auf den Flysch).
- c) Entstehung der B-Achsen alpin die Brüche aber in zeitlichem Einklang mit der Absenkung des Ennstales, d.h. in der auf die alttertiäre orogenese Aufwölbung folgenden Rücksenkungsphase.

Für a) spricht:

Die starke Zerstückelung und Zerreißung der älteren Tektonik; die Anwesenheit von Blattverschiebungen, die aber keine besonderen Ausmasse haben und auch durch Wiederbelebung älterer Inhomogenitätsflächen oder durch die allgemeine Durchschütterung entstehen können.

Gegen a) zeugt:

die tadellose Einordnung der B-Achsen im mm, m und km Bereich in den alpinen Bau.

Ausserdem ist es schwer vorzustellen, dass eine S-N Bewegung als in Schollen zerlegte Masse nicht hauptsächlich zu Schuppungen entlang mehr oder weniger steil Süd-fallenden Bewegungsflächen geführt hat; diese sind nicht in dem geforderten Ausmass vorhanden, sondern fallen nach S wie nach N oder stehen überhaupt saiger. Entschieden gegen a) sprechen auch die Verfaltungen zwischen Radstädter Tauern und Giglachsee.

Gegen b) spricht:

dasselbe wie gegen a); es wäre nur eine Verlegung des Vorganges in jüngere Zeit.

c) erscheint mir am wahrscheinlichsten, aus folgenden Gründen:

Man darf dem Schladminger Kristallin schon einen Diaphthorese und plastisches Reagieren auf alpine Bewegungen zutrauen; dafür spricht das Zunehmen der Diaphthorese nach W im Gebiet des Giglachsees und besonders direkt am Kontakt Unterostalpin: Oberostalpin, wo wenig veränderte Gesteine selten sind (z.B. Profil Znachsattel-

Znachspitz); auch die Diaphthorite am Kontakt haben E-W Achsen. Ausserdem halte ich es für ziemlich wahrscheinlich, dass das Unterostalpin nicht sehr tief unter dem Schladminger Massiv begraben ist zumindest in dem von mir bearbeiteten Gebiet: Erstens wegen dem relativ flach nach E einfallenden Kontakt beim Giglachsee und zweitens, weil ein E-Fallen der B-Achsen aus den Diagrammen I-VIII nicht deutlich hervorgeht; drittens, weil die Störungen häufig in ihren Mylonitzonen Kalzit-Quarzadern haben (Taf. III, Abb. 20), die einerseits durch Aufstieg von hydrothermal aus der Unterlage gelöstem Kalk und Quarz stammen können, aber auch ebenso gut hydrothermal oder lateralsekretorisch entstanden sein können.

Gegen c) spricht vielleicht:

dass in den Mylonitzonen, besonders im NW-Teil des Arbeitsgebietes (Stegerloch) Quermuskovite als Porphyroblasten auftreten (siehe Schliff 136). Ihre Bildung ist nur durch einen gewissen Stoffumsatz und Zirkulation von Lösungen möglich; dass sie quer oder schräg zu s stehen, ist ein Zeichen postkinematischen Wachstums; dasselbe bezeugen die Chloritzüge und wenig zerbrochene, d.h. rekristallisierte Quarze, während die Feldspäte arg zersetzt sind. Ebenso ist Granat nicht rekristallisiert, sondern randlich in Chlorit umgewandelt. Dieser mehr oder weniger auf Kosten höherer Faziesminerale (Granat, Biotit, Hornblende) neugebildete Mineralbestand Chloisit, Muskovit und Quarz, eventuell Kalzit, ist der der Muskovit-Chlorit-Subfazies der Grünschieferfazies, also das an Temperatur und Druck Bescheidenste, was zu einer Metamorphose nötig ist; wichtig dagegen ist gerade bei diesen Verhältnissen, dass reichlich Porenlösung zirkuliert; die Auflockerung der Gesteine in den und in näherer Umgebung der Störungen mag dazu ihr Teil beigetragen haben; dass noch Relikte höherer Fazies, ziemlich häufig sind, ist zu verstehen, weil bei den niederen P/T-Verhältnissen ihre Reaktionsfähigkeit zu träge war; ein gutes Bild vom stärker empfindlichen Gerüstsilikat geben die stark zersetzenden Plagioklase, die oft kaum mehr zu erkennen sind.

Eine Erklärung die den der Möglichkeit c) widersprechenden Wert der Porphyroblastenbildung in den Myloniten ziemlich aufhebt, ist der, dass zur Zeit der Bildung des Ennstalstertiärs, und damit wohl auch in der Zeit des Einbruches, die Grauwackenzone noch viel weiter nach S reichte als heute, die augenblicklich zutage tretende Masse des Schladminger Kristallins also noch unter ziemlich mächtiger Bedeckung stand. Es ist nutzlos, aus dem mehr oder weniger gleichförmigem Einfallen nach N mit Winkelfunktionen die Bedeckung auszurechnen, weil ich wohl meist den Verstellungssinn, sehr selten aber die Sprunghöhe der Dislokationen beobachten konnte.

Somit erscheint eine relativ junge Bildungszeit der Dislokationen, vielleicht nach-oligizän, als sehr wahrscheinlich.

Ein Zeugnis für die oft ruckartigen Bewegungen geben die Pseudotachylite. Als solche bezeichnete ich feinverzweigte Adern von glasigem Aussehen, muscheligen Bruch und wenigen Einsprenglingen in einer violetten, dichten Grundmasse. Vorkommen ausschliesslich in Mylonitzonen, quargreifend zum s, fast effusivgesteinsartiger Habitus, aber dank ihrer geringen Mächtigkeit kaum mit solchen zu verwechseln. Sie haben sich wohl durch plötzlich freiwerdende Reibungswärme nur an in der Ausdehnung sehr beschränkten Stellen gebildet. Solche Erscheinungen dürften im Altkristallin nicht allzu selten sein; Hammer beschreibt sie auch aus den Ötztaler Alpen.

Der Einfluss der Dislokationen auf die Entschlüsselbarkeit der älteren Tektonik ist nicht zu unterschätzen; die Verstellung der ohnehin sehr spärlichen Leithorizonte in vertikaler und horizontaler Richtung trägt viel zu ihrer Undeutlichkeit bei.

Nach diesen Erörterungen von mehr allgemeiner Art ist es Zeit, zur Beschreibung der speziellen Tektonik, d.h. in Verbindung mit geographischen Begriffen, zu schreiben.

Spezielle Tektonik

Da Zeichnungen und Karten dem Kundigen oft mehr sagen als Worte es vermögen, nehme man die Karte sowie die jeweils erwähnten Bildtafeln und die Profilreihe zur Hand und vergleiche mit dem Text.

Es hat Deckenbau stattgefunden, und zwar in S-N Richtung; aber ich kann beim besten Willen keine feste und durchlaufende Grenze zeichnen. Dass flachgeneigte Überschiebungen vor sich gegangen sind, davon zeugt:

- a) Das wurzellose "Schwimmen" von Mischgneisen auf nicht durchtränkten Paragneisen (Taf. II, Abb. 11 und 14; Profil 5, 6 und 7).
- b) Die Deckscholle von Mischgneis, Paragneis und Amphibolit über dem lichten Orthogneis und seinen Diaphthoriten, ein Beweis dafür, dass die Bewegung entlang einer flach N-fallenden Bahn nach der Durchtränkung erfolgt ist; auch der Orthogneis steht in tektonischem Verband mit den darunter liegenden Paragneisen (Taf. III, Abb. 27; Taf. II, Abb. 14.)
- c) Die flache Lage der Bewegungsfugen (durch Diaphthoritbänder markiert; diese sind aber meist so zerstückelt und unregelmässig, dass man keinen einheitlichen Gleithorizont rekonstruieren kann; ausserdem hören sie oft nach Art von Linsen oder mit verzahntem Übergang in die Paragneise auf.

Der Hochgolling ist nicht nur der höchste (2863 m) und mit seiner Nordwand auch imposanteste Gipfel des beschriebenen Gebietes, sondern birgt auch die grösste Fülle von Komplikationen und Erkenntnisse (Taf. III, Abb. 27, Taf. III, Abb. 10 und 15). Sein Bau ist der einer flachen Aufwölbung mit ESE zu E streichender Achse, die kaum merklich nach E fällt; dadurch und auch weil er die höchste Scholle im Bruchsystem darstellt, sind in ihm die tiefsten Horizonte erschlossen. Ein Profil vom tiefsten erschlossenen Punkt im Gollingwinkel durch die Nordwand zum Gipfel sieht so aus: die unterste Wandstufe bilden massige Paragneise (400 m) mit wenigen, schmalen Brandenschieferzügen, darüber ein breites Amphibolitband (200 m), das eine Einlagerung eines durch seine andere Verwitterungsform und -farbe schon von weitem sichtbaren Paragneiszuges hat und mit ihm verfalet ist. Was darüber liegt ist ein Misch-Masch aus Amphibolit, Paragneis und den vergrünten und vererzten Phylloniten beider, etwas, zu dem ein alter Bergmannsausdruck "Brandenschiefer" sagt; seiner Natur entsprechend wechselt die Mächtigkeit stark, von 100-200 m. Sein oberstes Glied ist eine durchgehende, fast flach liegende Lage aus prasinitischen Amphibolit. Darüber folgt nun, auch morphologisch sehr gut hervortretend, eine Platte von hellen, schwarzgesprenkelten aplitischen Gneisen, die durch zahlreiche kleine, nicht ganz verdaute Schieferschollen den sogenannten "Forellengneisen" der Hohen Tauern äusserlich ähnlich sehen (Taf. II, Abb. 15). Auch sie sind stark tektonisch mitgenommen, und zwar an flachliegenden Bewegungsfugen; ihre Diaphthorite sind nicht Prasinite oder

chloritische Gesteine wie bei Amphibolit oder Paragneis, sondern Serizitschiefer und Serizitquarzit-ähnliche Schiefer, die aber noch viel Feldspat führen. Als obersten Gipfelaufbau haben wir eine Wechsellagerung Amphibolit-Orthogneisdiaphthorit und als letzten Zipfel unveränderten Orthogneis.

Steigen wir über den NW-Grat ab, so kommen wir knapp oberhalb der Vereinigung mit dem Historischen Weg durch eine Scholle von Paragneis und Amphibolit, dann wieder in den Orthogneis und schliesslich in die untere Serie von Amphibolit und Paragneis. Quert man, beim Abstieg zum Gollingwinkel, den orographisch linken Hang in 1800m Höhe nach N, so kommt man wieder zu einem Kontakt Orthogneis = Serizitquarzit; der allmähliche Übergang sowie die dem s des Schiefers parallele Grenze des Orthogneises spricht stark für tektonische Auswälzung des letzteren. Durch Zufall fand ich in einer Schutthalde ein Lesestück von Paragneis, das von ,zumindest makroskopisch, genau denselben Orthogneisen diskordant zu s durchschlagen wird; ich betrachte dies als Beweis, dass der helle Gneis von Orthohabitus keine umkristallisierte Arkose ist.

Durchquert man den Gollingwinkel und stellt sich nahe der Oberen Steinwenderalm hin, so sieht man am orographisch linken Hang deutlich das Einfallen der braunwitternden Amphibolite und Brandschiefer nach N (siehe Karte) unter die Paragneis und Mischgneise des Kühbars und des Elendbergs. Aber schon das nächstnördliche Kar der Ruländer, bringt das Ende der Migmatitfront in Form einer Augengneiszone im oberen Teil (siehe Profil 7) des Kares; was aber nicht hindert, dass auch nördlich davon einzelne Züge und Nester von pegmatoider Durchtränkung auftreten; hier schliesst nur die grosse Masse ab. Es ist überhaupt eine für die Paragneise dieses Gebietes fast als typisch zu bezeichnende Erscheinung, dass von Zeit zu Zeit ein oder ein paar kleine pegmatoider Schmitzen auftreten, ohne dass man deswegen von Mischgneis sprechen könnte. Diese Art des Vorkommens legt eine mehr venetische Entstehung nahe (kein Wunder bei Amphibolitfazies), kann aber ebenso gut durch Stoffzufuhr entstanden sein.

Das nächste Kar im N, zwischen Ruländer Gamsspitz und Gamsspitz zeigt im Mittelteil einen dieser pegmatoiden Durchtränkungsstreifen; ansonsten besteht es aus ziemlich gleichmässig nach N-fallenden Paragneisen, die stellenweise Granat führen. Die Anlage des Stegerloches ist zweifellos durch den Zusammenlauf verschiedener grosser Störungen bedingt. An der Nordgrenze wird die Sache schon etwas heikler: dort treten zwei Granodiorit-Mikroklinggranitkörper in Kontakt mit Paragneis und Brandschiefer; in dem amphitheaterartigen Abschluss um Quote 2090 sind folgende Verhältnisse zu sehen: an der SE Begrenzungswand steht eine Lage Hornblendegranodioritgneis in Kontakt mit einem mehr oder weniger zersetzten und versetzten Paragneis, sogenannten Brandschiefer; der Kontakt ist scharf, keines zeigt eine Beeinflussung durch das andere. Darauf folgt (von S nach N) eine Paragneislage, mit länglichen, ebenfalls scharf begrenzten Linsen von Granodiorit, die ungefähr in der Karmitte von einem ziemlich mächtigen (50m) Granodioritkörper überlagert wird. Darauf folgen mehr oder weniger stark durchtränkte Misch- und Paragneise.

Der Granodioritkörper selbst wird auf beiden Seiten von mehr hornblende führenden Abarten des Granodioritgneises flankiert; es erscheint mir aber bei dieser geringen Mächtigkeit keine magmatische Differentiation zu sein, sondern eher aufgenommenes und nicht ganz in Biotit umgewandeltes Hornblendematerial aus Amphiboliten; nach den Verhältnissen im Feld (scharfe Grenze, konkordant zum allgemeinen Streichen,

diskordant im Detail, gangförmiger Körper) ist magmatische Entstehung durchaus möglich, im Gegensatz dazu stehen Mischgneise (Kühkar, Rauhenberg W-Seite) und daraus entstandene Fastgranitgneise (nördlich unterhalb des Pfeiffergipfels) mit den unscharfen, schwer zu ziehenden Grenzen zum nicht durchtränkten Paragneis und keiner Beziehung zu irgendeinem Orthogneiskörper.

Beginnen wir bei der Besprechung eines weiter im E gelegenen Profils wieder im S.:

Steigt man von den Hinteralmen zum Föflatzgrat auf, so kommt man durch mehrere Brandenschieferbänder und kleine Amphibolitlinsen in den massigen, nicht durchtränkten Paragneis (Taf. II, Abb. 11), bis ungefähr bei Höhenmeter 1850 eine anfangs schwache, nach oben immer stärker werdende aplitische und pegmatitische Durchtränkung beginnt; die Lage der Gesteine ist flach N-fallend. Diese am oberen Ende schon pegmatoide Durchtränkung wird von einem Brandenschieferband ziemlich radikal abgeschnitten (in ungefähr 2000 m Höhe) beginnt aber nach einiger Zeit von neuem und wird oberhalb eines zweiten Brandenschieferbandes zum Augengneis (in ungefähr 2100 m Höhe). Dieser Augengneis geht im Pöllerkarl allmählich wieder in den pegmatoiden Mischgneis über, stellt also eine Randfazies dar.

Marschiert man in nördlicher Richtung weiter, so bleibt man die ganze Zeit in dem flachliegenden oder mittelsteil nach NW-NE, aber immer in nördlicher Richtung fallenden mehr oder wenig stark durchtränkten Mischgneis mit kleineren Amphibolit-, Granit- und Brandenschieferlinsen; bis man den N-S Kamm des Rauhenberges überschritten hat, bald unterhalb der Quote 2341 hört die starke Durchtränkung auf; übrig bleibt der reine Paragneis mit seltenen pegmatoiden Schmitzen. Geht man den Wandfuss östlich oberhalb der Eibalm ab, so findet man bestätigt: die Mischgneise haben nach unten zu keine Wurzel, sie werden von wenig durchtränkten Paragneise unterlagert. Ebenso hört weiter nach N die Injektion mehr oder weniger vollständig auf. Die Masse der Gesteine bis hinaus zum Riesachfall ist Paragneis. Darin eingelagert (gut aufgeschlossen ungefähr 250 m unterhalb der Unteren Steinwenderalm orographisch rechts) liegt ein plattenförmiger Orthogneiskörper (Mikroklingranit), ungefähr 150–200 m mächtig. Er ordnet sich mit seinen Kontakten streng in den Grossbau der Paragneise ein, im Detail jedoch sind Diskordanzen häufig (Taf. II, Abb. 9 und 10); diese Verhältnisse sprechen sehr für synkinematische Platznahme; die scharfen Kontakte und das Fehlen jedweder Mischungszonen machen magmatische Entstehungen möglich, beweisen sie aber keineswegs.

Besonderes Interesse, auch bei Laien, ruft der Klafferessel hervor; irgendjemand muss einmal die Idee geäußert haben, das amphitheaterartige Kar des Klafferessels mit seinen Seen sei ein eingestürzter Berg (wahrscheinlich nach Art der Poljen); es ist unglaublich, mit welcher Zähigkeit dieser Gedanke unter den Leuten haftet. Wenn ich jemals saubere Gletscherschliffe und Karsees gesehen habe, so im Klafferessel. Ziehen wir einmal ein Sammelprofil von Quote 2248 (in den Moränen WNW des Lungauer Klaffersees) in nördlicher Richtung. Schon am Wandfuss überrascht uns eine petrographische Feinheit: ein Amphibolit ist, wahrscheinlich durch Lösungen, die einem naheliegenden Pegmatit entstammen zu Epidot-Granatfels umgewandelt; eine Platznahme ohne Volumsveränderung ist deutlich zu sehen. Die umliegenden Gesteine fallen ziemlich steil (50° – 70°) nach NNE, aber schon auf der Klafferschneide legt sich

das steile Gefälle um zu 10° - 30° ebenfalls nach NNE um sehr bald in S bis SSE-Fallen von mittlerer Steilheit umzuschlagen. Das ergibt eine nach SW etwas durchgebogene, WNW-ESE streichende Synklinalachse von unbestimmbarem wahrscheinlich stark schwankendem Gefälle. Ebenso wäre ihre Nordgrenze, d.h. ihr erneutes Umschlagen in Nordfallen, das dann ziemlich konstant bleibt, nur sehr hypothetisch zu ziehen. Weder im W (Grubachhöhe-Gamsspitz) noch im E (Kieseck-Kaiserspitz) ist etwas von dieser Synklinale zu sehen; sie keilt also entweder aus oder wird zu gleichmässigem Nordfallen zusammengepresst.

Mit der Überschreitung der Klafferschneide sind wir wieder in ein Gebiet zwar schwankender, aber immerhin stärkerer pegmatoider Durchtränkung getreten, die aber in der Linie Greifenberg-Quote 2341 (im nördlichen Rauhenbergkamm) allmählich auf hört.

Beim ersten grösseren See, den wir auf unserem Profil angetroffen haben, stossen wir auf die zweite petrographische Feinheit: den Serpentin des Klafferkesells. Eingeschichtet in das Streichen und Fallen der angrenzenden Paragneise, randlich an einem grösseren Amphibolitkörper, liegt eine lichtgrüne Serpentinspindel von ungefähr 100×30 m Oberfläche. Wohl ist der Rand gegen den Amphibolit scharf, aber dieser wird gegen den Kontakt zu immer hornblendereicher, fast issitisch, führt nesterweise kleine Granaten und geht nach aussen allmählich in den normalen Plagioklasamphibolit über; dieser wieder ist mit dem Paragneis stark verzahnt. Der Serpentin selbst bildet gegen den Paragneis einen Reaktionssaum aus radialstrahligem Chlorit (Taf. I, Abb. 5 und 3). Im Abstand von einigen Metern ist der Paragneis noch voll mit kleinen (in Abb. 5 stark überzeichneten) Linsen von Aktinolithfels, die ebenfalls diesen Chloritreaktionssaum haben. Aus Aktinolithfels besteht auch das WNW-Ende der Spindel. Tektonisch nimmt dieser Serpentin (zum Unterschied von den kleinen Vorkommen am Greifenberg, die an Dislokationen liegen und sehr stark beansprucht sind) keine besondere Stellung ein; seine Erscheinungsform dürfte wohl als basische Einlagerung, vielleicht mit Tuffen oder Mergeln (jetzt Amphibolit) vergesellschaftet in der ehemals tonig-sandigen Sedimentfolge der Paragneise ganz gut zu erklären sein. Ersteigen wir die flache Kuppe des Klafferkogels, so treffen wir dort auf zwei Serizitschieferlinsen ohne tektonische Bedeutung, den Übergangsformen in zerquetschte Mischgneise entsprechend wohl als Diaphthorite zu deuten.

Schon von weitem zu sehen ist ein braun anwitternder Fleck am Ausfluss des Unteren Klaffersees; er entpuppt sich in der Nähe als vererzter Graphitquarzit, der seiner porösen und chemisch anfälligen Natur entsprechend zu einem Haufwerk von Quarzitscherben und zelligen Limonitkrusten zerfallen ist; so müssten wohl die dunklen Liaspyritschiefer der Radstädter Tauern in der Amphibolitfazies aussehen.

Beim Abstieg zur Huberalm kann man des öfteren Übergänge von Paragneis in kleine Biotitschieferlinsen beobachten; diese sind, ihrem formbareren Zustand gegenüber den Paragneisen entsprechend viel stärker tektonisch beansprucht, oft richtig verknödelt.

Das wild gezackte Relief der östlichen Klafferkesellbegrenzung ist hauptsächlich Störungen zu verdanken; auch weiter im N, zur Steinkarhöhe, spielen sie noch eine Rolle; dann kontrolliert der flachgelagerte oder (vom Plackengipfel nach N) mehr oder weniger steil nach N fallende Paragneis die mehr ruhigen Zügen der Morphologie.

Im E bildet der Kamm Waldhorn-Deichselspitz ein von der Natur gegebenes mächtiges Profil. Auf dem Weg von der Preintalerhütte ins Sonntagskar kommen wir, nach Überschreitung etwas sumpfigen Schwemmlandes, zu dem schluchtartigen Abfluss des Sonntagskares; er ist zur Gänze in Paragneisen angelegt und wird durch die Lage der Schichten (30° NW fallend) vorgezeichnet.

Bis zum Wandfuss östlich von Quote 2438 bewegen wir uns in ziemlich eintönigen Paragneisen; nur zwischen Quote 2438 und Quote 2022 sowie beim Wasserfall sind kleinere Serizitschieferlinsen. Südlich von Quote 2438 wird die Sache interessanter: Vorbei an einem Plagioklasamphibolitband gelangen wir bei der Umbiegung östlich von Quote 2536 zu einem kleinen, aber bedeutsamen Granitgneiskörper; sehen wir doch, wie die Grenze gegen den umgebenden Paragneis unscharf verschwimmt, und wie im Umkreis von Zehnern von Metern in s der Paragneise die eckigen Karlsbaderzwillinge des Kalifeldspates sprossen; ich halte es für sehr wahrscheinlich, dass dieser kleine Körper durch Stoffzufuhr entstanden ist; warum sollen sich Porentösungen ausschließlich in breiten Fronten fortbewegen?

Der Wandfuss weiter nach S verfolgt, schliesst typische Paragneise auf; die seltenen Adern sind teils pegmatoid, teils granitisch und durchschlagen oft diskordant das s, ohne aber jemals zu Mischgneisen zu führen; ich halte das für eine durchaus normale Erscheinung der Amphibolitfazies.

Das Sonntagskar selbst bietet das Bild einer erst vor kurzer Zeit vom Gletscher verlassenen Landschaft: in breiten Schwellen, jede von einer Steilstufe begrenzt, senkt es sich nach N; die häufigen und verworren gelagerten Moränenwälle und Hügel zeugen von dem zähen Kampf des Eises gegen seine Vernichtung. Geblieben ist nur ein kümmerlicher Gürtel aus perenierenden Schneefeldern unterhalb der steinschlagdurchtosten Wände.

Im Südende des mittleren Drittels des Kammes Waldhorn-Quote 2536 durchbricht ein stockartiger Körper eines dioritartigen Gesteins den Paragneis; grosse eckige Dioritblöcke und Paragneisschollen schwimmen in einer pegmatoiden Grundmass, d.h. das Gestein drang wahrscheinlich vor der Hauptmetamorphose des Paragneises als Intrusiv ein und wurde während dieser mit den Paragneis verknetet und zerbrochen; entlang den dabei entstandenen Inhomogenitäten drang pegmatoider Lösung ein. Tektonisch hat dieses Vorkommen wegen seiner Kleinheit wohl keine Bedeutung, wohl aber petrologisch.

Beim Aufstieg zum Waldhorn (vom Sonntagskar aus) bewegen wir uns einige Zeit in der Achse einer flachen, E-W streichenden und flach E-fallenden Aufwölbung. Sie ist auf's blosse Hinsehen kaum zu beobachten, sondern ergibt sich aus den Lagenmessungen. Vom Waldhorngipfel, dessen Unterbau mehrere kleinere Serizitschieferlinsen und Chloritgneispartien enthält, herrscht weiter nach S allgemeines S-Fallen; der flache Grat Waldhorn-Kieseck-Meisterspitz hat ausser eintönigen Paragneisen nichts zu bieten. Knapp 100 m SE des Waldhorngipfels sind an einer Dislokationslinie mehrere kleine Hornblendefelslinsen eingeklemmt (Taf. II, Abb. 12). Erst südlich der Meisterspitz ist wieder "etwas los": ein Brandenschieferband wird von Verwerfern zerstückelt und versetzt.

Das Kar östlich der Meisterspitz besteht aus 30-60 nach S-fallenden Misch- und Augengneisen; als Besonderheit treten hier auch Schwärme von grobkörnigen Pegmati-

ten auf, die aber nur wenig Muskovit und keine seltenen Minerale führen.

Der Kaiserspitz selbst ist ein von Störungen zerhackter und verstellter Paragneiskörper mit mehreren Amphibolitlinsen; die Spitze besteht aus einem Übergangsglied von Paragneis zu Brandenschiefer. Sowohl Meisterscharte als auch Kaiserscharte sind durch Dislokationen und dazugehörige Mylonitzonen markiert; ein Verstellungssinn ist nicht abzulesen.

Der Aufstieg von der Kaiserscharte zur Quote 2609 erfolgt in pegmatoid durchtränkten, in unregelmässigen Lagen granatführenden Mischgneis, der ungefähr 55 nach S fällt. Von Quote 2609 zum Deichselspitz führt ein scharfer Grat; auch er bleibt in den Mischgneisen mit seltener Amphibolitlinsen.

Erforschungsgeschichte

- 1) M. VACEK: Verh. d. K.K.G.R.A.: Über die Schladminger Gneismasse und ihre Umgebung. 1893
- 2) IPPEN: Mitt. d. Nat. Ver. f. Stmk. 1901: Gesteine der Niederen Tauern.
- 3) F. HERITSCH: Geologie von Steiermark 1922.
- 4) R. SCHWINNER: Niedere Tauern, Geol. Rs. 1923
- 5) F. HERITSCH und R. SCHWINNER: Mitt. d. Nat. Ver. f. Stmk. 1924: Das geologische Profil des Prebers.
- 6) R. SCHWINNER: Alpenvereinsjahrbuch 1924: Geologisches über die Niederen Tauern.
- 7) R. LUCERNA: Alpenvereinsjahrbuch 1924½ Der Klafferkessel in den Schladminger Tauern.
- 8) F. HERITSCH: Mitt. d. Nat. Ver. f. Stmk 1924: Gesteine aus dem oberen Murgebiet
- 9) F. ANGEL: Gesteine der Steiermark 1924
- 10) O. FRIEDRICH: Mitt. d. Nat. Ver. f. Stmk. 1933: Mineralvorkommen in den Schladminger Tauern
- 11) O. FRIEDRICH: Min.- Petr. Mitt. Bd. 45, Heft I
- 12) O. SCHMIEDEGG: Verh. d. G. B. A. 1936: Aufnahmebericht über Blatt Radstadt.

Anschliessend ist zu sagen: In dem von mir bearbeiteten Gebiet lag bis zu meiner Aufnahme keine Detailkartierung vor; die handkolorierte Karte von VACEK ist bestenfalls als Übersichtskarte zu werten. Ebenso fehlen genaue Angaben über die Beziehungen und Altersverhältnisse von B-Achsen und anderen Gefügedaten untereinander.

Neuere Literatur aus den Nachbargebieten

(mit Einfluss auf die Fragestellung dieser Arbeit)

- F. ANGEL u. F. HERITSCH: Verh. d. GBA 1921: Ergebnisse von geologischen und Petrographischen Studien im mittelsteirischen Kristallin.
- W. FRITSCH, Mitt. d. Landesmuseum * Joanneum^c, Graz:
- 1) Die Gumpeneckmarmore.

- 2) Die Grenze zwischen den Ennstaler Phylliten und den Wölzer Glimmerschiefern.
- W. HAMMER, Verh. d. GBA 1925: Bemerkungen zur Phasefolge im Kristallin der Ostalpen.
- K. METZ, Geol. Rundschau 1952: Zur Frage voralpidischer Bauelemente in den Alpen.
- " — Mitt. d. naturwiss. Ver. f. Stmk. 1953: Beiträge zur Kenntnis der Seckauer Tauern (Anm.: K. METZ kommt hier zu dem Ergebnis, dass wahrscheinlich ein Grossteil der Granite der Seckauer Tauern alpalin synorogen eingedrungen ist!).
- " — Tschermaks Min. u. Petrogr. Mitt. 1954, Bd. 4, Heft 1-4: Zur Kenntnis der Granatglimmerschiefer der Niederen Tauern.
- H. WIESENEDER, Anz. Ak. Wiss. Wien, Nr. 7, 1932: Petrographisch-Geologische Untersuchungen in den Niederen Tauern.
- " — Anz. Ak. Wiss. Wien, Nr. 6/7, 1936. Auffindung eines Amphiboleklogitvorkommens in den Niederen Tauern.





Tafelklärung zu Arbeit Kurt Vohryzka

T a f e l I

- Abb. 1: Pegmatit; etwas unterhalb der Weggabelung Waldhorntörl – Klaffertörl
- Abb. 2: Aplit in Boudinagen zerrissen; 250 m N der Kerschbaumeralm.
- Abb. 3: Reaktionssaum von Aktinolithschiefer gegen Serpentin; Klafferessel
- Abb. 4: Pegmatitgänge im Mischgneis; Klafferessel, 250 m S von Quote 2405
- Abb. 5: Kartenskizze des Serpentins; 130 m W von Quote 2350, Klafferessel
- Abb. 6: Gefalteter Aplit; 250 m N der Kerschbaumeralm
- Abb. 7: Grobkörniges Pegmatitnest an der Grenze Lagenmigmatit – Flaseramphibolit; 270 m NW des Grossen Gangl
- Abb. 8: Diopsidamphibolit, in Epidot – Granatfels umgewandelt; 320 m NNW von Quote 2248 beim Lungauer Klaffersee.

L e g e n d e :

- | | |
|---------------------------|--|
| 1 Paragneis | 10 Lagenmigmatit |
| 2 Serpentin | 11 Epidotfels |
| 3 Aktinolithschiefer | 12 Epidotfels, granatführend |
| 3' Quarzknuern | I Quarz |
| 4 Reaktionssaum (Chlorit) | II Quarz, Kalzit |
| 5 Hornblendefels | III Quarz + Turmalin + Chlorit |
| 6 Plagioklasamphibolit | IV Quarz + Turmalin + Epidot
+ Kalzit |
| 7 Aplit | V Kalzit – Turmalin |
| 8 Flaseramphibolit | VI Kalzit |
| 9 Pegmatit | |

T a f e l II

- Abb. 9: Kontakt Mikroklingranit – Paragneis, 500 m E der Unteren Steinwendleralm.
- Abb. 10: Detail von Abb. 9
- Abb. 11: Föflatzgratprofil
- Abb. 12: Störungszone mit Metabasiten; 75 m SE vom Waldhorn Gipfel
- Abb. 13: Detail aus den unteren Partien des Dioritstockes im Sonntagskar
- Abb. 14: Profil durch den Hochgolling S Grat
- Abb. 15: Detailprofil, Hochgolling Historischer Weg
- Abb. 16: Ansichtsprofil der Störung, die vom Greifenberggipfel nach N zieht

L e g e n d e :

- | | |
|------------------------------|--|
| 1 Paragneis | 4' Plagioklasamphibolit, chloritisiert |
| 1'' Paragneis, chloritisiert | 5 Amphibolitdiaphthorit |
| 1' Mischgneis | 6 Orthogneisdiaphthorit (Quarzitähn.) |
| 2 Mikroklingranit | 7 Aktinolithschiefer |
| 3 Brandenschiefer | 8 Biotitschieferhülle |
| 4 Plagioklasamphibolit | 9 Quarz |

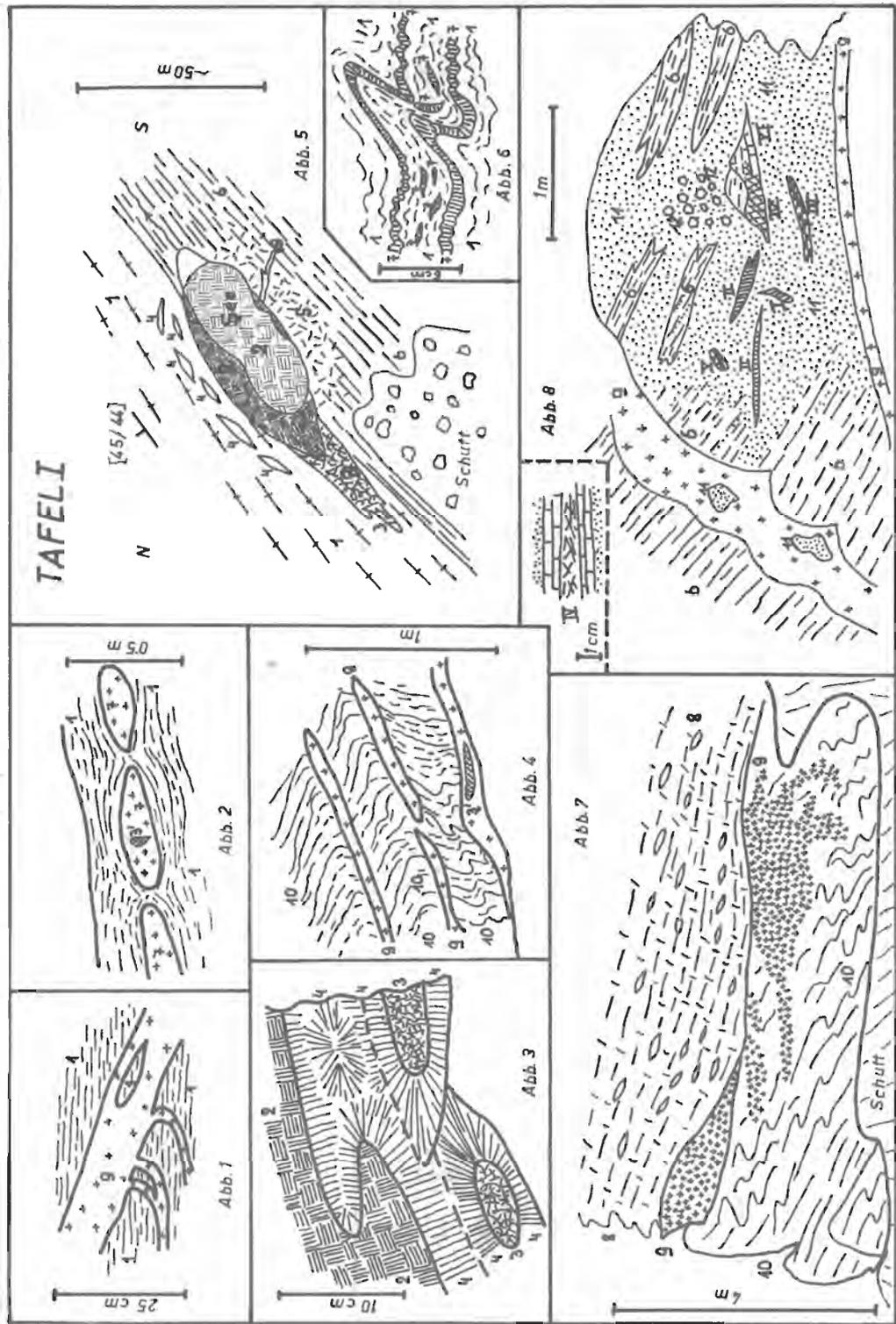
10 Serpentin	16 Pegmatit
11 Hornblendit	17 Diorit
12 Schieferschollen	18 Serizitquarzit
13 Orthogneis	19 Augengneis
14 Aplitische Durchtränkung	<i>M</i> Mylonite
15 Pegmatoide Durchtränkung	

T a f e l I I I

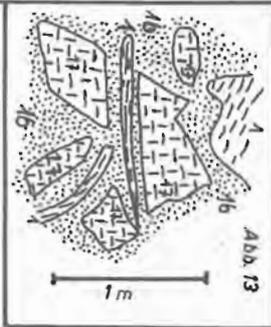
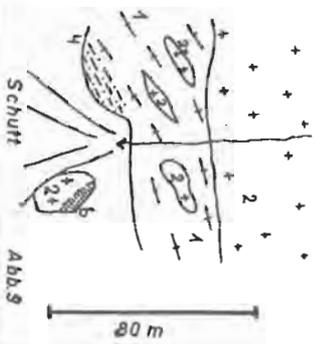
- Abb. 17: Hinweis auf N Bewegung; 550 m WNW der Gollinghütte
 Abb. 18: Detailprofil durch den Quarzitaufschluss im westlichen Gollingwinkel
 Abb. 19: Augengneis in der Pöllerscharte; G.R.G.- Grosser Gangl
 Abb. 20: Quarz - Kalzitgang in Störungsmylonit; 120 m NNW der Kühhöhscharte
 Abb. 21: Aktinolithschieferlinse; 260 m W von Quote 1778, Äusseres Lämmerkar
 Abb. 22: Hinweis auf Nordbewegung; 250 m NW von Quote 1962, Sonntagskar
 Abb. 23: 120 m NNE der Fischerhütte
 Abb. 24: Zerbrochene Aplitlage in Prasinit; Hochgolling, Historischer Weg, Höhe 2825 m
 Abb. 25: Gangartiger Amphibolit; 125 m NE der Meisterscharte
 Abb. 26: Störungzone im Rottor, von W gesehen
 Abb. 27: Schematisches Ansichtsprofil der Hochgolling (H.G.) SW Flanke, von E gesehen

L e g e n d e :

- 1 Paragneis
- 1' Paragneis, chloritisiert
- 2 Serizitquarzit
- 2' Serizitquarzit, karbonatführend
- 3 Glimmerschiefer
- 4 Plagioklasamphibolite diaphthoritisch
- 4' Plagioklasamphibolit, diaphthorisch, karbonatführend
- 4'' Plagioklasamphibolit
- 5 Brandenschiefer
- 6 Prasinit
- 6' Chloritschiefer + Prasinit
- 7 Augengneis
- 8 Pegmatoide Durchtränkung
- 9 Amphibolit
- 10 Orthogneis
- 11 Biotitschieferhülle
- 12 Aplit
- 13 Hornblendit
- 14 Kalzit
- 15 Quarz
- 16 Aktinolithschiefer
- M* Mylonit
- ① Rottor
- ② Tromörtenscharte

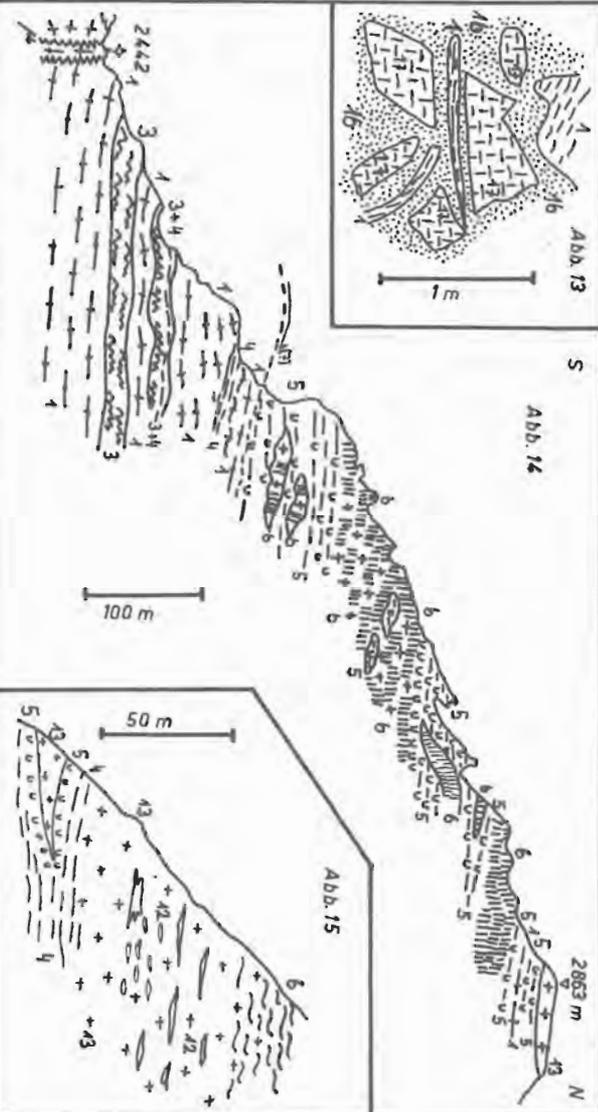


TAFEL II



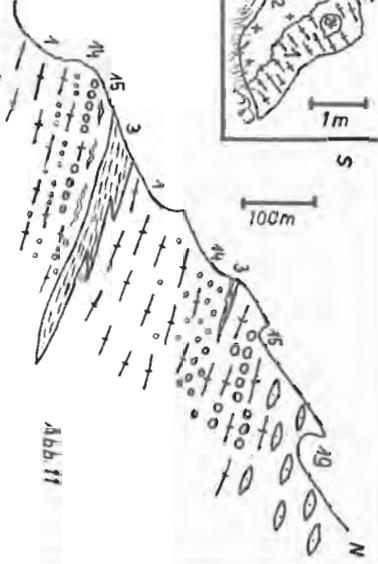
S

Abb. 14



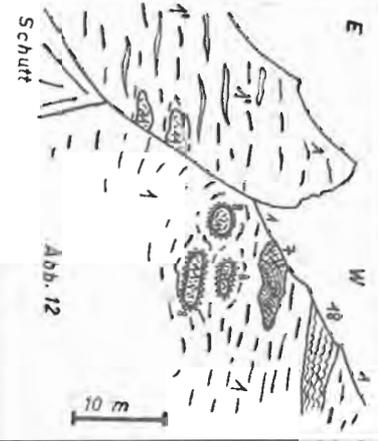
S

Abb. 11



E

Abb. 12



W

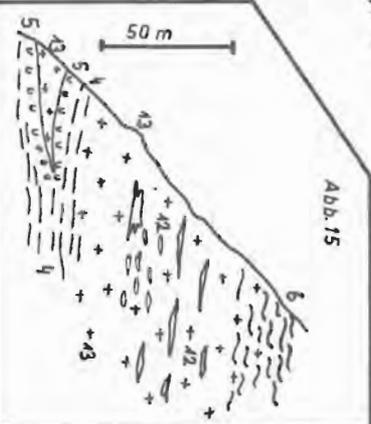
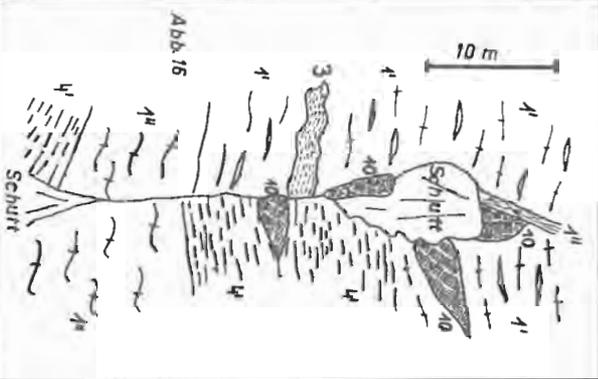


Abb. 16



TAFEL III

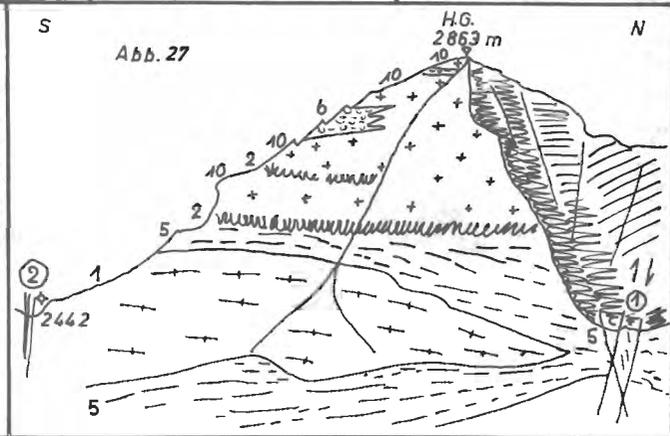
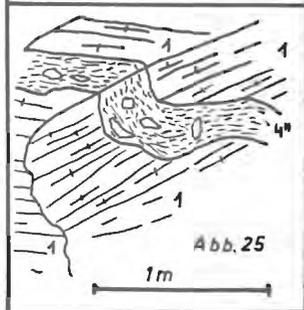
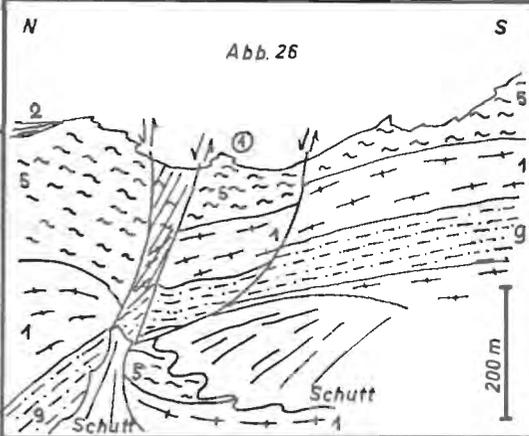
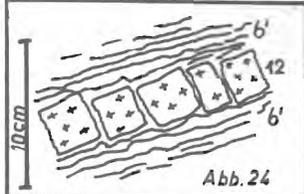
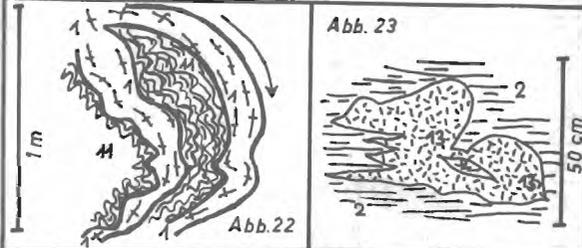
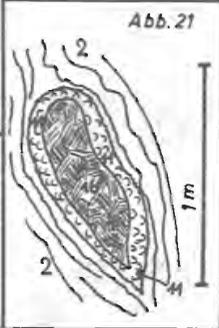
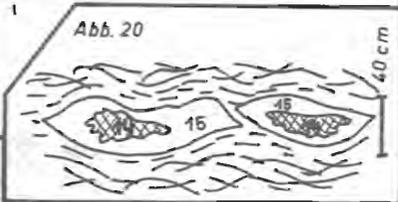
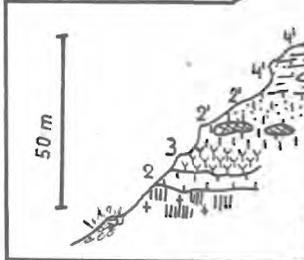
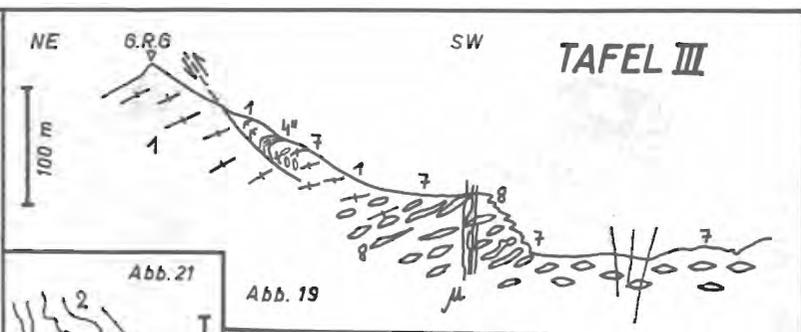
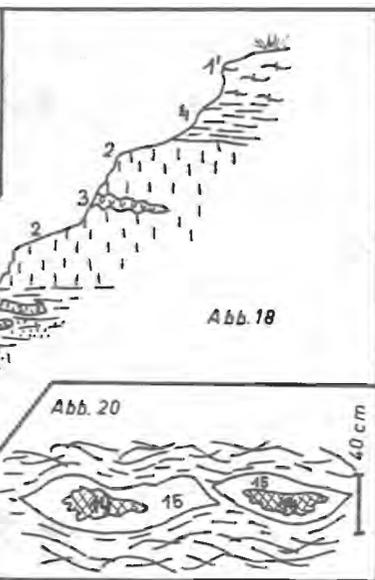
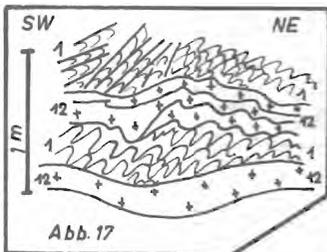


DIAGRAMM I-VI SCHLADMINGER TAUERN

TAFEL IV

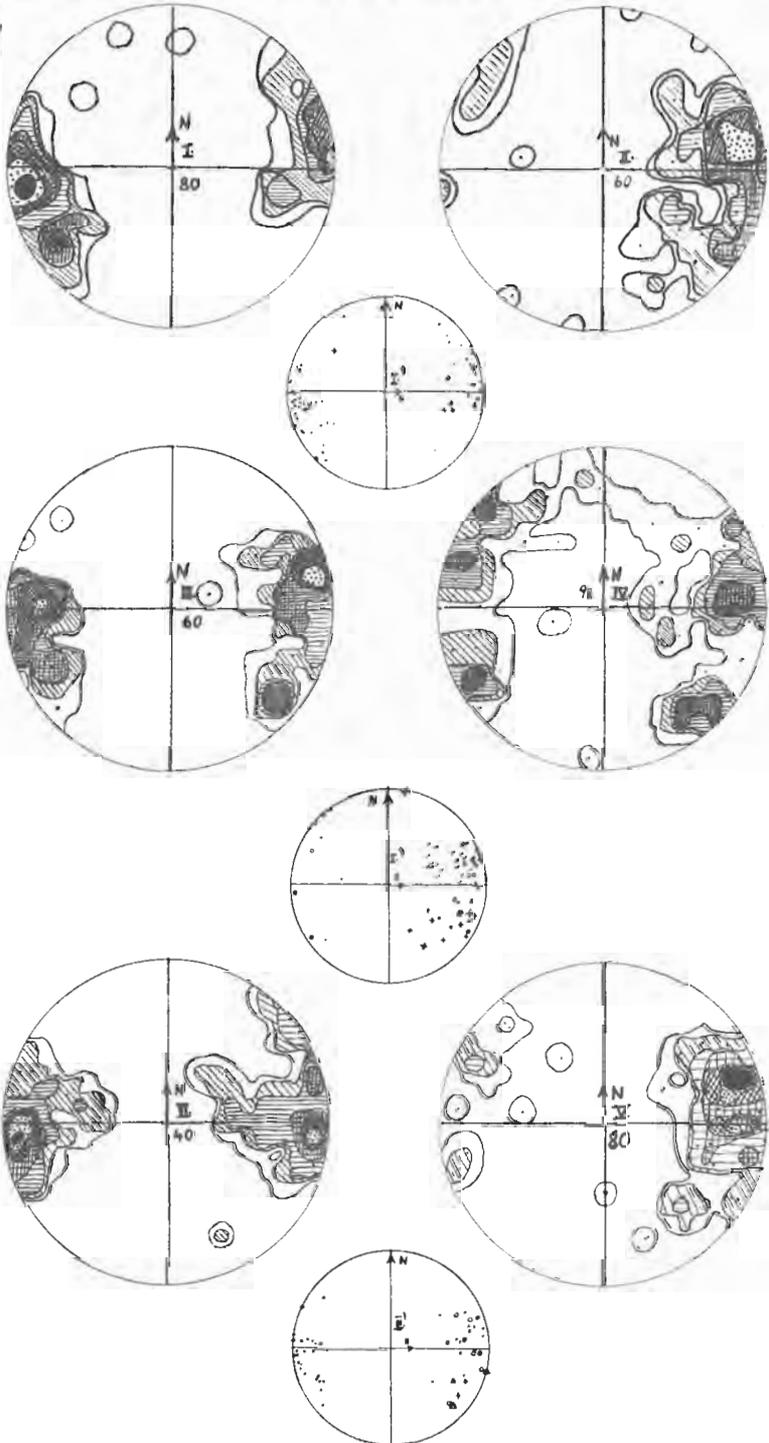
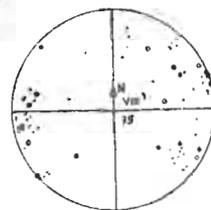
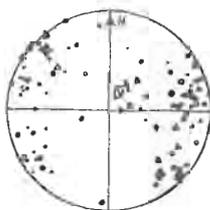
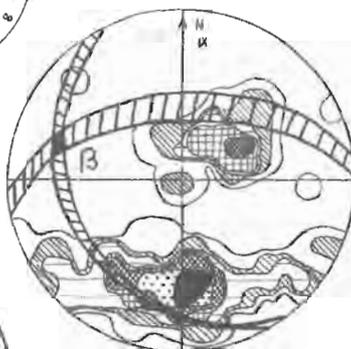
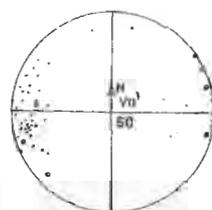
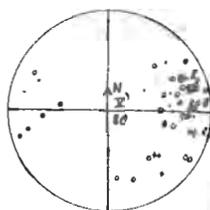
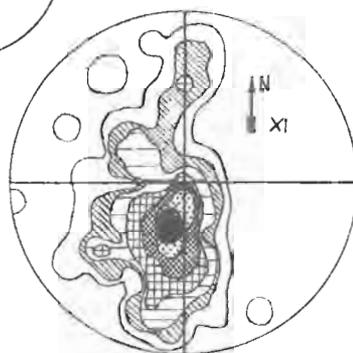
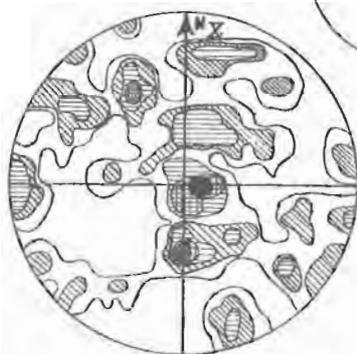
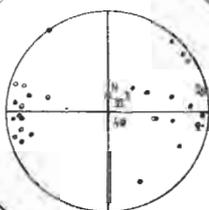
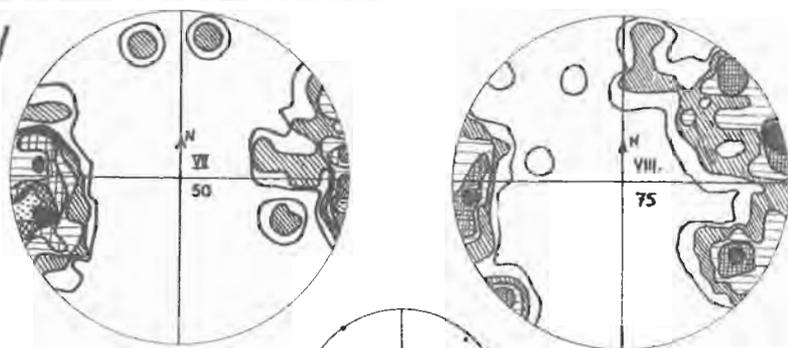


DIAGRAMM VII-XI SCHLADMINGER TAUERN

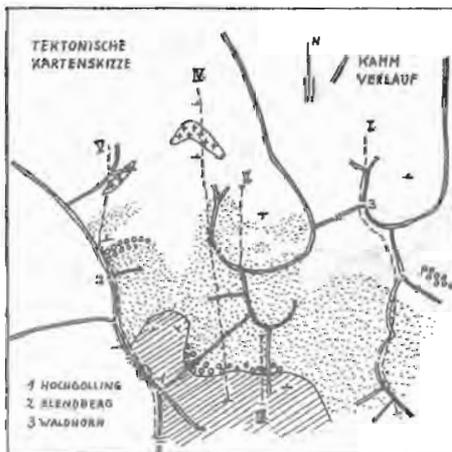
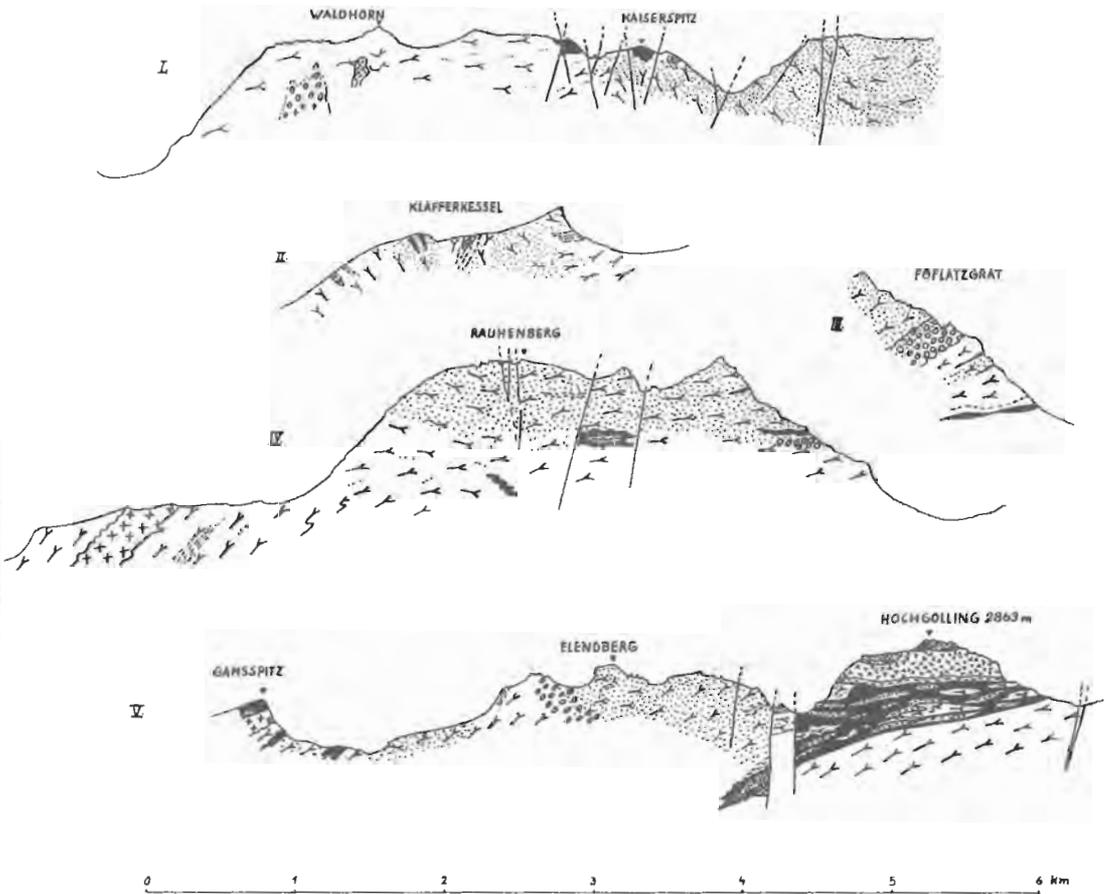
TAFEL V



PROFILE DURCH DIE SCHLADMINGER TAUERN

N

S



- PARAGNEIS
- MISCHGNEIS
- AUGENGNEIS
- GRANIT
- APLITGNEIS
- DIORIT
- AMPHIBOLIT
- SERPENTIN
- SERIZITQUARZIT
- BRANDENSCHIEFER

GEOLOGISCHE KARTE DER SCHLADMINGER TAUERN TAF. VII



ZUR GEOLOGIE DES GRÜNAUER BECKENS (O. Ö.) UND SEINER UMRAHMUNG

II. Tektonischer Teil (mit 8 Tafeln)

M. *Kirchmayer* (Wien)

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung - Allgemeines-
Allgemeines
Beschreibung der tektonischen Einheiten
Beschreibung der Störungen
Die Faltung
Deutungsmöglichkeiten der Tektonik
Zeitpunkt des Einschubes des Tirolikums
Die Beziehung zur Umgebung
Die Tirolische Linie
Stirntektonik
Grosstektonische Übersicht
Schlusswort
Literaturverzeichnis

Das zu besprechende Gebiet liegt etwa 50 km südlich von Linz (Donau) südlich des Kalkalpenordrandes, beiderseits des Almflusses in Oberösterreich. Hauptort: Grünau, (Almtal) 527 m.

Zusammenfassung

Als Nachtrag zum stratigraphischen Teil wird die geologische Skizze und die dazugehörigen Profile vorgelegt.

Das Gebiet ist reich an Störungen. Es ist im Grossbereich hauptsächlich die NW-SE Komponente des orthogonalen Kluftsystems (Längsklüfte) und eine Komponente (Scherklüfte des diagonalen Kluftsystems. Querklüfte (Zugklüfte) treten nur in Detailbereichen auf, für deren Untersuchung zu wenig Angaben vorliegen.

Die Ursache der Störungen ist ein Zusammenwirken von Nordbewegung der einzelnen Decken, die jeweils auf der reliefartigen Oberfläche der darunterliegenden Einheit vor sich geht mit der unterströmenden Südbewegung. Die Ost-Westbewegung kommt im Kluftsystem nicht sehr deutlich zum Ausdruck.

Es werden weiters die bisher vorgebrachten Ansichten über den Bauplan des untersuchten Gebietes graphisch dargestellt. Daran schliessen sich eigene Beobachtungen.

Das Flyschhalbfenster besteht zu Recht. Das Almfenster könnte vorhanden sein. Die Rahmen beider Erscheinungen sind im Osten geschlossen, im Westen offen. Damit wäre das Almfenster ein Halbfenster. Die Entstehungsursache wäre ein Zusammenwirken von Untergrundstruktur, Tektonik und Erosion.

- 1) Die Jansenmäuer sind Tirolikum, dem auch Steineck und Traunstein angehören.
- 2) Der Tirolische Bogen besteht zu Recht.
- 3) Das Gebiet zeigt demnach einen Stockwerkbau, dessen oberes Stockwerk eine nach-alttertiäre Stirntektonik aufweist. Der Kalkalpennordrand ist erosiv zurückverlegt.
- 4) Eine Detailkartierung im Hauptdolomitgebiet wäre dringend notwendig.

A l l g e m e i n e s

Der Nachtrag zu dem ersten Teil der Arbeit (KIRCHMAYER 1956) ist die geologische Skizze (Taf. VIII) und die dazugehörigen Profile (Tafel IX und X). Für die Verfolgung des weiteren Detailstudiums dieses Gebietes mag es genügen, sich dazu des Textes der folgenden Zusammenfassung zu bedienen:

Es wird auf die von PIA (1942, S. 141) aufgestellten tektonischen Definitionen Bezug genommen. Sie wurden im Hinblick der neuen Ergebnisse ergänzt: (Tafel XIII, XIV).

- A. Die Flyschzone, die im Norden des Gebietes aufgeschlossen ist, tritt nun auch zwischen B bzw. C und D zutage.
- B. Die Randscholle. Damit werden die Gesteine unter der Salmüberschiebung bezeichnet.
- C. Die Windhagdecke. Sie liegt über der Salmüberschiebung.
- D. Die Grünauer Scholle. Damit wird die untere und mittlere Trias östlich von Grünau bezeichnet. Hier wird auch der Zug Jansenmäuer-Gaisstein zu D gestellt. (Bei PIA 1942 ist er bei B zu finden).
- E. Die Hochbergscholle. Damit wird die Obertrias unter der Kasbergüberschiebung bezeichnet.
- F. Die Kasbergdecke. Mit ihr werden die mitteltriadischen Gesteine über der Kasbergüberschiebung bezeichnet.

Die vorstehenden Einheiten werden durch folgende Hauptstörungen getrennt, bzw. es treten folgende Störungen auf:

1. Die Flyschgrenze zwischen A und B, sowie zwischen B und D ebenso zwischen D und E.
2. Die Salmüberschiebung zwischen B und C
3. Die Nördliche Jansenmäuerstörung zwischen B und D, sowie zwischen C und D.
Die südliche Jansenmäuerstörung innerhalb D und zwischen B und D.
4. Die Nördliche Zuckerhutstörung trennt A von D.
Die Südliche Zuckerhutstörung trennt D von E.
5. Die Kasbergüberschiebung trennt E von F.
6. Die Almstörung verläuft innerhalb E.

Beschreibung der tektonischen Einheiten (Tafel VIII und IX)

A. Die Flyschzone

Den vor dem Kalkalpennordrand gelegenen Abschnitt, der ins Becken von Grünau weist, hat PREY (1953) bearbeitet: Im Kern von Antiklinalen tauchen tiefere Flyschschichten und Helvetikum auf. Südlich schliesst die Klippenzone mit Schüblingen von Grestener Schichten, verschiedenen anderen Jura- und Neokomgesteinen und Flysch an, die wiederum in Buntmergelserie mit etwas Helvetikum eingebettet sind. PREY vermutet eine deutliche Verbindung zwischen der äusseren Flyschzone und dem Flysch von Grünau.

Der Flysch von Grünau (KIRCHMAYER, 1956, S. 18) stellt eine Schichtfolge dar, die Graue Neokommargel, Glaukonitquarzite und Bunte Mergel des Gault, dann braune Cenomansandsteine und wieder Bunte Mergel, die bis Turon reichen können, umfasst. Im Kern dieser diapirähnlich aufgequollenen Antiklinale tritt Buntmergelserie mit Ophikalziten zutage. In die Buntmergelserie- und Flyschgesteine geschuppt finden sich Gneise, Grauwackengesteine Glimmerschiefer und Jura-Hornsteine. Ein Teil der braunen Cenomansandsteine wird zum "Randcenoman" zu stellen sein (laut einer freundlichen Mitteilung von Herrn G. ROSENBERG).

B. Die Randscholle

Diese Einheit wurde von PIA (1942) untersucht. PREY (1953, S. 332) zählt das Baumaterial kurz auf: 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.

Die Lage der Schichten wolle aus KIRCHMAYER (1957 a, Abb. 3, Fig. 4) entnommen werden.

C. Die Windhagdecke (Tafel VIII).

Die Decke teilt sich in eine östlich gelegene grosse und eine westlich gelegene kleine, je invers gelagerte Scholle. Zuunterst liegt etwas tiefer Jura, darüber Dachsteinkalk, in einem grösseren Flächenbereich aufgeschlossen Hauptdolomit, darüber wenig Opponitzer Schichten und Lunzer Sandsteine. Das Schichtpaket wird durch Oberen Wettersteinkalk abgeschlossen. Detailangaben wollen in PIA (1942) nachgesehen werden.

Über die Lagerung der Schichten ergibt die Gefügedarstellung in KIRCHMAYER (1957 a, Abb. 2, Fig. 1) zu PIA's Fallzeichenstatistik (1942, S. 129 ff.) ein ergänzendes Bild. Der Windhagdecke wird im Osten die Kremsmauer gleichgestellt (GATTINGER 1953).

D. Die Grünauer Scholle (Tafel VIII und IX)

Genauerer möge in der Detailarbeit (KIRCHMAYER 1956, S. 8) nachgelesen werden. Die Lage der Schichtglieder wolle aus KIRCHMAYER (1957 a, Abb. 2, Fig. 2) entnommen werden.

Das Baumaterial ist: Rest von Prebichlschichten, Werfener Schichten und Haselgebirge, viel alpiner Muschelkalk (Gutensteiner und Reiflinger Kalk), sowie in den Jansenmäuern Unterer Wettersteinkalk. (Diesem Wettersteinkalk als Diploporenfundstelle hat PIA (1942, S. 34) besonderes Augenmerk gewidmet).

Bezüglich der stratigraphischen Abfolge der Schichtglieder sei hervorgehoben, dass sich die Windhagdecke (vgl. Abschnitt C) und die Grünauer Scholle gut ergänzen.

E. Die Hochbergscholle (Tafel VIII und IX)

Sie wurde bei KIRCHMAYER (1956, S. 7) beschrieben. Diese Einheit besteht aus viel Hauptdolomit, der durch Mikrofossilien (*Involutina* aff. *liassica* (JONES), *Miloiden*) zusätzlich belegt ist. (KIRCHMAYER, 1957b). Darüber liegt wenig Dachsteinkalk. Weitere Schichtglieder fehlen erosiv.

F. Die Kasbergdecke (Tafel VIII und X)

Darüber wird im Detail bei KIRCHMAYER (1956, S. 6) berichtet. Die Schichtfolge: Die Skythische Stufe fehlt. Darüber baut sich Gutensteiner und Reiflinger Kalk in 2 Schuppen auf. Reste von weiteren Schichtgliedern können noch ins Laden gestellt werden.

Die Kasbergdecke bildet das Liegende des Toten Gebirges (GASCHE 1936).

Beschreibung der Störungen (Tafel XIV)

1. Die Flyschgrenze

Sie wurde am Kalkalpennordrand von mir nicht untersucht. Bei GEYER (1918) wurde sie als steil stehend und mit kurzer Reichweite ausgestattet bezeichnet. Auf Grund der vorliegenden Ergebnisse liegt die Überschiebung über den Flysch jedoch flach, da der Grünauer Flysch des Flyschhalbfensters sich 6 km südlich des Kalkalpennordrandes auf gleicher Meereshöhe wie vor dem Kalkalpennordrand aufgeschlossen befindet. Lediglich auf Grund der Gefügediagramme (KIRCHMAYER 1957 a Fig. 1 und 4, Abb. 3) könnte man ein muldenförmiges Einsenken der Randscholle in die Flyschzone annehmen.

Die Überschiebung der Kalkalpen auf die Flyschzone ist als weit zu bezeichnen.

2. Die Salmüberschiebung

Die Störung wurde von PIA (1942, S. 117) untersucht und als eine Überschiebung dargestellt. Die Überschiebung ist genügend aufgeschlossen. Die

Überschiebungsfläche verläuft sehr uneben und bildet eine Schüssel. Die Windhagdecke hängt mit dem Untergrund nirgends zusammen. GASCHE möchte die Windhagdecke zur Randscholle stellen (Dem Sinn nach aus PREY, 1953, S. 334). GATTINGER (1953) stellt, wie erwähnt, die Kremsmauer in Stratigraphie und Tektonik gleich der Windhagdecke. Daher wären die Überschiebungen der beiden Einheiten über die darunterliegenden Zonen oder Decken ebenfalls gleichzustellen.

3, Die Nördliche Jansenmüerstörung

Sie wird schon von PIA (1942, S. 121) ausführlich beschrieben, erhält aber eine neue Deutung. Sie ist komplexer Natur und scheint aus einer Transversalschieferung hervorgegangen zu sein. Sie ist deutlich aufgeschlossen. Sie beginnt westlich des Schüttertales und reicht bis über den Janslkogel zum Nordfuss des Gaissteins. Dort verbindet sie sich mit der Tirolischen Linie GATTINGER's (1953). Die Nördliche Jansenmüerstörung trennt fast überall die Obertrias (die manchmal zu wenig jurassische Gesteinen überleitet) vom Wettersteinkalk. Im Janslkogel befindet sich die Störung innerhalb derselben tektonischen Einheit. Die Störung steht überall steil. Die nördlich angrenzenden Schichten der Randscholle sind mehr oder weniger flach geneigt.

Zwischen Randscholle und Jansenmüer in Fortsetzung der Verschuppung von Werfener Schichten und Flyschgesteinen hinter Jagdschloss Baron Herring ist flyschähnlicher Sandstein in die Störung eingeklemmt, der aber bei PIA (1942) als Lunzer Sandstein beschrieben ist.

Die Anlagerung in diesem Wettersteinkalk verläuft von Süden nach Norden. Auf Grund dieses Befundes ist eine Zugehörigkeit des südlich der Nördlichen Jansenmüerstörung gelegenen Wettersteinkalkes (eben der Jansenmüer) zur Grünauer Scholle gerechtfertigt. Damit wird neuerlich die bereits ausgesprochene stratigraphische Verbindung der Grünauer Scholle zum Oberen Wettersteinkalk der Windhagdecke gestützt. Im Janslkogel kann man an dieser Verbindung entlang gehen.

PIA (1942, S. 122) allerdings möchte die Jansenmüer nicht zur Windhagdecke stellen. Er macht nämlich Beobachtungen, die ausschliessen, dass die Jansenmüer zur Windhagdecke gehören. Durch die hier ausgesprochene Zuordnung des Zuges von den Jansenmüern bis zum Gaisstein zur Grünauer Scholle sowie durch die Anschoppung und Stimbildung der auflagernden Kalkpeneinheit in den Jansenmüern fällt dieser Ausschliessungsgrund weg. Die Verbindung zum westlichen Ameisplan ist möglich. Man wird die waagrechten Striemen, die PIA (1942, S. 121) beschreibt, als Ausdruck einer Ost-Westbewegung in Rechnung stellen müssen.

Die Nördliche Jansenmüerstörung ist daher teilweise mit der Tirolischen Linie identisch, teilweise ein Bruch zwischen gleichen tektonischen Einheiten der Grünauer Scholle und der Windhagdecke.. Sie überdeckt fast überall die Überschiebungslinie der Randscholle auf den Flysch.

Die Südliche Jansenmüerstörung

Sie ist, wie schon PIA (1942, S. 121) hervorhebt, äusserst schlecht aufgeschlossen.

Sie grenzt im Westen und im Osten an Schichten, die nun als Flysch erkannt wurden. Teilweise, so hinter dem Jagdschloss Baron Herring, ist Flysch mit Werfener Schichten vermischt (PREY, 1953, S. 332). Es folgen dann einige hochgeschleppte Vorkommen. Im Osten, im Bereich des Gaissteins grenzt die Störung an Flysch.

Der Dolomit im Bereich dieser Störung gehört zur auflagernden Einheit.

Teilweise kamen also gegenüber PIA (1942, S. 122) neue Beobachtungen hinzu, teilweise muss man weiter auf die Bedeckung der Störung durch Vegetation und Moränen verweisen.

So kann man auch heute den Charakter der Störung nicht ganz deuten. Man wird wohl die Südliche Jansennäuerstörung als eine lokale Störung innerhalb der Grünauer Scholle etwa zwischen Anis und Ladin ansprechen können, deren Bereich eiszeitlich U-förmig erweitert wurde.

Durch Einengung des Flyschhalbfensters ist Flysch und Werfener Schichten in diese Kluft eingequetscht und verschuppt worden. Noch viel schwerer sind die Störungen zu beschreiben, die den südlichen Bereich des Flyschhalbfensters durchziehen:

Die Schwereckstörung

Das im Norden derselben gelegene Schwereck (1186 m) besteht aus Werfener Schichten, Haselgebirge und unterem (alpinen) Muschelkalk. Diese Scholle liegt auf Hauptdolomit der Hochbergscholle.

Die Störung reicht vom Aufschluss der Werfener Schichten südlich Schwereck talabwärts nach Westen, bis sie sich mit der von der Keferreuthalm herabführenden Störung vereinigt.

Die Schwereckstörung ist also eine nach Norden einfallende Abschiebung der Unter- und Mitteltrias der Kasbergdecke auf die Obertrias der Hochbergscholle, sie ist eine Verbindung zwischen der Kasbergüberschiebung im Süden und der als Luftsattel verlaufenden Überschiebungsfläche zwischen der Kremsmauerüberschiebung (GATTINGER, 1953) und der Salmüberschiebung (PIA, 1942) im Norden.

Hier beginnt sich der Unterschied zwischen Grünauer Scholle und Kasbergdecke zu verwischen. Weiter nach Osten zu geht dann der selbständige Charakter der Grünauer Scholle ganz verloren.

Dasselbe Phänomen zeigt in einem höheren Stockwerk der kurz mit dem KOBER'schen Ausdruck als "Almfenster" bezeichnete im Westen offene, im Osten geschlossene Störungsverlauf.

4. Die Nördliche Zuckerhutstörung

Sie wurde nach dem westlichen Berg der Grünauer Scholle, dem Zuckerhut, (892 m) benannt.

Sie trennt im Süden die einzelnen Teilstücke der Grünauer Scholle von dem nördlich gelegenen Flysch. Nördlich des Zuckerhutes ist die Störung durch Moränen verdeckt. Am Nordfluss des Dachkopfes sowie nördlich Punkt 842 und nördlich des Rauscherbodens ist sie besser aufgeschlossen. Der vordere Krangraben ist ein kleines Flyschfenster und beweist die Auflagerung der Grünauer Scholle auf Flysch.

Die Störung vereinigt sich im Keferreuthgraben mit der Überschiebungslinie der Hochbergscholle über den Flysch des Grünauer Beckens.

Die Südliche Zuckerhutstörung

Die Störung verläuft von der Keferreuthalm (früher wurde die Störung Schwereckbruch benannt), Keferreuthbach abwärts (westwärts) bis südlich des Zuckerhutes.

Sie ist im Westen, gleich hinter der Grünauer Kirchmühle beginnend, zuerst eine Störungslinie, die die Hochbergscholle im Süden von der Grünauer Scholle im Norden trennt. Man kann annehmen, dass auch hier, genau so wie bei der Südlichen Jansenmäuerstörung der Flysch (vielleicht auch der Lunzer Sandstein, oder das Randceno-man) in dieser Störung aufgesprengt wurde.

Im mittleren Abschnitt trennt diese Störung nur mehr die Hochbergscholle und die Grünauer Scholle. Der Nord- und Südflügel der südlichen Zuckerhutstörung verdeckt die Überschiebung der Kalkalpen auf den Flysch.

Keferreuthbach-aufwärts ist die Überschiebung wieder aufgeschlossen. Bei etwa 850 m erscheint im Süden der Hauptdolomit der Hochbergscholle, im Norden der Flysch.

G. Die Almstörung

Sie ist eine wichtige Störung. Ihr folgt der Almfluss. Sie ist nur im Bereich der Kalkalpen verfolgbar; sie ist gleichzeitig eine Blattverschiebung.

Die Störung als Blattverschiebung ist im Flyschbereich nicht erkennbar.

Im Bereich nördlich von der Ortschaft Grünau (Almtal) hat PREY (1953) überzeugend dargelegt, dass der Westrand der Randscholle PIA's mit dem Ostrand der Flysch- und Klippenzone nicht übereinstimmt.

Südlich von Grünau ist die Almstörung als eine durch die Eiszeit gewaltig ausgeräumte Störung innerhalb des Hauptdolomites zu sehen. Der Hauptdolomit liegt beiderseits \pm flach und ist leicht gewellt. Dass es sich offensichtlich um eine Störung, vor allem um eine Blattverschiebung handelt, kann vorläufig nur im Hinblick auf den ungleichen Kalkalpennordrand angenommen werden. Demnach musste der Ostflügel der Störung nach Norden vorgeschoben, der Westflügel zurückgeblieben (oder umgekehrt dargestellt) sein. Es fehlt im südlicheren Bereich der Störung die genaue, vor allem tektonisch gedeutete Kartierung des westlich angrenzenden Gebietes.

Es wurde schon einmal in einem östlichen Bereich, in dem Gebiet der Kremsmauer (GATTINGER, 1953) dargelegt, dass auch zwei tektonisch verschiedene Hauptdolomite durch eine Störung (dort Überschiebung) einander benachbart werden können.

Deutlicher kann man die Störung als Blattverschiebung innerhalb der auflagernden Einheit darlegen.

Die mächtig aufragenden Mauern aus Muschelkalk der Hohen-Mauern am Kasberg entsprechen stratigraphisch, tektonisch und morphologisch ziemlich gut den aufragenden mitteltradischen Kalkmassen des Zwillingskogels im Norden.

Der Betrag der Blattverschiebung wäre (allerdings auf den Erosionsrand bezogen) 4 km.

Der Zeitpunkt der Blattverschiebung in der unteren Einheit kann als frühestens gleichzeitig mit der Überschiebung der Kalkalpen auf den Flysch angegeben werden.

Das uns heute erscheinende Bild der Blattverschiebung der auflagernden Einheit dürfte, auch wenn man die Möglichkeit einer erosiven Zurückverlegung des Kalkalpen-nordrandes westlich der Alm ins Auge fasst, durch die verschiedene Schubweite der einzelnen Bereiche der tirolischen Decke auf Grund einer Zugklüft hervorgerufen worden sein.

Damit ist wahrscheinlich gemacht, dass im östlichen Abschnitt der Stirnbereich des Tirolikums in der Windhagdecke liegt. Der Tirolische Stirnbereich im westlichen Abschnitt, also westlich des Almflusses, fiel der Erosion zum Opfer.

Weitere Störungslinien

Sie können als Zugklüfte in der auflagernden Einheit angelegt sein. Schon GEYER (1918) verwies darauf, dass das Becken von Grünau eine Störungszone darstellt.

Eine Störungslinie kommt vom Farnenau-Hochberg nach Norden herab, trennt Zuckerhut von der östlichen Fortsetzung der Grünauer Scholle. Sie trennt weiter in der Windhagdecke die kleine Schuppen der Hohen Mauer von der eigentlichen Hochsalmdecke ab.

Wieder eine andere Störungslinie, die der vorher genannten parallel ist, verläuft vom Tanzboden (Kasbergdecke) nach Norden und trennt die Grünauer Scholle in einen Ost- und einen Westteil (der Schindlbach folgt dem Verlauf der Störung). In der Windhagdecke wird der Obere Wettersteinkalk des Beilsteins vom Janslkogel getrennt. Im Bereich des Hauptdolomites der Windhagdecke scheint sich die Störung nur in einer, in Richtung der Störung verlaufenden Einmündung der Decke auszuwirken.

Schliesslich sei noch auf eine Störung innerhalb der Hochbergscholle verwiesen. Sie verläuft vom Farnenau-Hochberg nach Norden zum Gehöft Schindlbacher.

Die Faltung

GEYER (1910, S. 182) hat in der nördlich angrenzenden Salmgruppe ein Faltenland mit Überkipfung nach Norden gesehen. PIA (1942) liess davon nur wenig übrig. Er sieht auf einer bajuvarischen Scholle eine invers aufgeschobene Decke, eine Stirn. Dann hat GEYER (1911, S. 82 ff) den Kasberg als eine liegende Falte dargestellt. Schon GASCHÉ (1936) erkennt die normale Auflagerung der Mitteltrias auf die Obertrias.

Diese Beobachtung konnte ich weiter stützen.

PIA (1942) nähert sich einem Bauplan, der auf möglichem Flysch - wenn er auch von fraglicher Gosau spricht - ein zweites Stockwerk, das Bajuvarikum und darauf ein drittes Stockwerk, das Tirolikum aufbaut.

Die Windhagdecke und die Kasbergdecke rechnet er zum Tirolikum. Ich verbinde die Kasbergdecke mit der Grünauer Scholle und der Windhagdecke (einschliesslich der Jansenmauer). Die Hochbergscholle ist erodiert.

Im Bereich der Windhagdecke und Grünauer Scholle ist eine Stirnbildung anzunehmen. Der Werfener Schiefer ist vorgeschleppt, in der Stirn angereichert. Der Betrag des Vorschleppens ist etwa $13\frac{1}{2}$ km.

Den ungefähren Verlauf der Nordrichtung der Bewegung, die Über-, Ab-, Auf- und wieder Überschiebung stellte ich in Taf. XI zusammen. Dabei soll hervorgehoben wer-

menhalt der geologischen Körper und die Erosion diesen Zustand nie bestehen liessen. Weiter soll gesagt sein, dass es sich nun nicht um den Zeitpunkt des Einschubes des Tirolikums auf das Bajuvarikum, sondern lediglich um eine der letzten Bewegungsphasen handelt.

Für die Bewegung ist, da PREY (1935, S. 335) noch im Grünauer Becken Flyschfaunen mit alttertiärem Charakter fand, ein nach alttertiärer Zeitpunkt anzunehmen.

In der Kasbergdecke tritt eine Verschuppung auf. Tafel IIa gibt am besten Auskunft.

Die Faltung der unterlagernden Einheit, der Hochberg- und Randscholle zeigt engere Falten. Die Faltung des Flyschbereiches wolle in den einschlägigen Flyscharbeiten von PREY (1950 ff) nachgelesen werden. Für den Bereich des Flyschhalbfensters wurde von mir (1956) auf Grund der Beobachtungen angenommen, dass es sich um eine sekundäre, passive Aufwölbung handelt, die 1. durch eine Aufwölbung im Untergrund und 2. durch Einengung der benachbarten Kalkalpenbereiche hervorgerufen wurde. (Vgl. KIRCHMAYER, 1957 a).

Deutungsmöglichkeiten der Tektonik (Tafel XII)

In Taf. XII wurden die wichtigsten bisher vorgebrachten Ansichten schematisch zusammengestellt.

Es möge in dieser Skizze betrachtet werden: rechts unterhalb der jeweiligen Zeichnung sind die Autoren genannt, die diese Ansicht vertraten. Links sind die Gründe angeführt, die gegen diese Ansicht auf Grund des heutigen Forschungsstandes sprechen. Der hier verwendete Begriff der "Störung", nach welchem die Untersuchung ausgerichtet ist, bezieht sich auf die Deutung, die PIA (1942, S. 116) für seine tektonische Gliederung anwendet. Er baut die Beschreibung der Störungen auf eine Verfolgung der einzelnen Störungslinien auf, weil sie, wie er schreibt, entschieden in höherem Grad naturgegebene Individuen als die zwischen ihnen liegenden Gesteinmassen sind.

Die tektonische Auflösung des Gebietes bedeutet, neben der Nennung des Flyschhalbfensters (KIRCHMAYER 1956) die Frage des "Almfensters" erneut zu besprechen. Die Vorgeschichte dazu hat PIA (1942, S. 140) kurz zusammengefasst. HAHN hat 1913 (S. 277-279) die Ansicht zu begründen versucht, dass das ganze Gebiet zwischen Eisenau am Traunsee, Rinnbach-Offensee-Habernau-Steyrling und Grünau ein bajuvarisches Fenster ist (Taf. XII, Fig. 7). KOBER (1923) gab dieser Erscheinung den Namen "Almfenster" (Taf. XII, Fig. 7). SPENGLER (1924) lehnt diese Hypothese ab (Taf. XII, Fig. 9). TRAUTH (1937) tut dasselbe. LAHNER (1933, 1938) ist der Ansicht SPENGLER's. Ähnlich spricht sich PIA (1940) aus. KOBER (1938) erwähnt das Almfenster nicht mehr und lässt es 1955 zugunsten zweier tirolischer Schuppen ganz fallen (etwa Taf. XII, Fig. 10). PIA (1942, S. 142) nähert sich dem Almfenster wieder in einer ganz anderen Form. Er unterscheidet in seinen Untersuchungen ein "breites" Almfenster, wenn es 2 tektonische Einheiten umfasst, und nennt das Almfenster "schmal", wenn es sich aus einer tektonischen Einheit aufbaut.

In seinen Untersuchungen kommt er also zu einem "breiten" Almfenster (Tafel XII, Fig. 9). BAUER (1953) spricht sich gegen jede Deckengliederung aus. GATTINGER (1953) lehnt die Bezeichnung Almfenster für dieses tektonische Phänomen ab und schlägt auf Grund seiner Untersuchungen den Namen "Almmulde" vor. Er sieht die Hochbergscholle als eingesunkene tirolische Obertrias, die von der Mittel- und Untertrias zweiseitig überschoben wird. Im Keferspitz treffen sich die beiden Rahmen (Taf. XII, Fig. 9). THURNER (1954) führt Beweise an, die es möglich machen, die Tirolische Linie vom Traunstein-Kremsmauerzug an den Kasberg zurückzuverlegen und das nördlich vorgelagerte Gebiet bajuvarisch aufzufassen. PIA's Randscholle sieht er tiefbajuvarisch an, während der Zug des Traunstein-Zwillingskogel-Zuckerhut-Kremsmauer Lunzer Schubmasse sein soll (Taf. XII, Fig. 1).

Berücksichtigt man in THURNER's Untersuchungen das Auftreten eines Flyschhalbfensters, so muss man die Windhagdecke als lokale Auffaltung gelten lassen (Taf. XII, Fig. 2). Damit erreicht man die Deutung, die unter der Leitung von Herrn Prof. KOBER in einer mündlichen Besprechung erarbeitet wurde (Taf. XII, Fig. 3).

Zu einer ähnlichen Ansicht scheint E. GASCHER zu kommen, wenn ich PREY (1953, S. 334) richtig verstanden habe, da er schreibt: "dass der Nordrand der Stauffen-Höllengebirgsdecke SPENGLER's (= Tirolische Decke HAHN's = Traunalpendecke TRAUTH's) südlich an Grünau vorbei nach E weiterzuziehen ist, die nach W aushebende Einheit der Salmgruppe aber zur Reichraminger Decke gehört,..." Diese Deutung würde ich ungefähr, wie Tafel XII, Fig. 4 angibt, verstehen.

Wie erwähnt, sind meine Untersuchungen die Fortsetzung der systematischen Bemühungen von PIA (1942, S. 144). Seine dort in Worten ausgedrückten Fälle a-d habe ich in räumliche Darstellung gebracht.

Der Wortlaut wolle bei PIA (1942, S. 144-155) nachgelesen werden; auszugsweise bei SPENGLER (1951, S. 358).

Der Fall a) ist in Taf. XII, Fig. 1 gezeichnet und deckt sich etwa mit der Ansicht THURNER (1954). Der Fall b) ist in Taf. XII, Fig. 5 dargestellt. Es wird von PIA (1942, S. 142) selbst abgelehnt. Dasselbe trifft von Fall c) zu, der in Taf. XII, Fig. 6 aufscheint. Taf. XII, Fig. 7 zeichnet den Fall d). Auch er wird von PIA abgelehnt.

PIA (1942, S. 144 unten) nimmt den Fall e) (ich habe ihn in Taf. XII, Fig. 8 gezeichnet) "sehr wahrscheinlich" als ein "breites Almfenster" an.

PIA (1942, S. 143) bespricht auch die Möglichkeit, dass die Grünauer Scholle zur Windhagdecke gehören könnte, nimmt diese Möglichkeit nicht in sein Schema auf, widmet ihr jedoch eine eigene Zeichnung (Fig. 9, S. 143).

Untersuchungen wurden in der Folgezeit gemacht: In Taf. XII, Fig. 11 wurde vorerst die Grünauer Scholle als Stirn eingetragen. Ein Schema wurde zusammengestellt, das die älteren Ansichten, soweit sie einordenbar sind, berücksichtigt. Ein Flyschhalbfenster ist nur umständlich zu erhalten.

Durch verschiedene Beobachtungen in der Natur gelange ich zu der Darstellung, die Taf. XII, Fig. 12 zeigt:

Tiefstes Stockwerk: Flyschzone

Mittleres Stockwerk: Bajuvarikum: dazugehört: Randscholle und Hochbergscholle.

Oberes Stockwerk: Windhagdecke als Obertriadische Stirn, Grünauer Scholle, dazu gehören die Jansenmäuer als Unter- und Mitteltriadische Stirn, Kasbergdecke als Liegendstes des Toten Gebirges. Ein Flyschhalbfenster ist vorhanden.

In der Natur ist eine Diskrepanz zu beobachten: Die Hochbergscholle ist bis tief in den Dachsteinkalk erosiv abgetragen, die Randscholle führt Schichten bis in die Unterkreide.

Um dieser Unstimmigkeit aus dem Wege zu gehen, kann man mit älteren Untersuchungen mitteln und die Hochbergscholle als Tirolikum annehmen. Sie würde dann hypothetisch im Süden durch eine Scherfläche begrenzt sein. (Taf. XII, Fig. 13).

Diese Frage hängt auf's engste mit der Darstellung des Ablagerungsraumes des Bajuvarikum zusammen.

SPENGLER (1956, S. 33) kündigt diese Darstellung in seinem III. Teil der Arbeit an.

Es fällt bei Betrachtung der tektonischen Grenzen ins Auge, dass sowohl das Flyschhalbfenster, als auch das "Almfenster" nach Westen offen ist und sich im Osten scherenförmig schliesst: Man könnte hier von einer Scherentektonik sprechen.

Die Haupt-Deutungsmöglichkeiten sind also:

PIA (1942) in Taf. XII, Fig. 8.

PREY (GASCHE) (1953) in Taf. XII, Fig. 4

PIA (1942, Fig. 9) und eigene Beobachtungen: Taf. XII, Fig. 12 dasselbe mit Berücksichtigung weiterer Untersuchungen Taf. XII, Fig. 13.

Z e i t p u n k t d e s E i n s c h u b e s d e s T i o l i k u m s

Exakt ist die Frage nicht zu beantworten. Vor allem fehlt die Kenntnis des westlich anschliessenden Gebietes. Zum andern ist die Frage der Tirolischen Stirn nicht eindeutig geklärt.

Bei THURNER (1954) und anderen Forschern endet sie mit der Kasbergdecke auf dem Kasberg bei Grünau.

PIA (1942, S. 148) stellt die Salmüberschiebung zur Tirolischen Überschiebung, die auch Höllengebirgsüberschiebung genannt wird.

Sie wird als nachgosauisch von HAHN (1913, S. 268-269, 277, 285), SPENGLER (1911, S. 270, 1919, S. 65 usw.) PIA (1912 a, S. 606), GASCHE (1936, S. 146) u. a. angesehen. Als vorgosauisch betrachtet die Tirolische Überschiebung KOBER (1938, S. 115), PIA (1942, S. 148), KRAUS (1944), SPENGLER (1951) u. a. SPENGLER (1951) weist aber auf Beobachtungen hin, die nicht zum vorgosauischen Einschub passen. PREY (1953, S. 339) leitet aus der Ausdrucksweise SPENGLER's ab, dass letzterer Zweifel hegt und gibt auch selbst diesem Zweifel Raum.

Für den hier besprochenen Stirnbereich der Tirolischen Decke kann wohl auf Grund der tektonischen Überlegungen die bestens mit dem alttertiären Mikrobefund (PREY 1953, S. 335) übereinstimmt, angenommen werden, dass die letzten Einschubserwägungen und gemeinsamen Bewegungen mit der Unterlage nach - ~~alttertiären~~ - Alters waren.

Sie können ein spätes Ausklingen der Bewegungsmechanik beim Einschub des grossen Tirolischen Deckenbereiches darstellen.

D i e B e z i e h u n g z u r U m g e b u n g (Tafel XV)

Dadurch, dass ich den Aufbau des Gebietes nur als Ganzes betrachten und die

Kasberggruppe und das Flyschhalbfenster nicht herausnehmen konnte, kann ich jetzt nur mehr eine Zusammenfassung geben. Ihr liegt die Taf. XVI zu Grunde. Sie enthält die Deutungsmöglichkeit der Taf. XII, Fig. 12, oder Taf. XIII, Fig. 3. Nach ihr ist auch im östlichen Anschluss des Gebietes der Nordbewegung der Vorzug zu geben und eine Südbewegung nur passiv aufzufassen. SPENGLER (1924) konnte, wie PIA (1942, S. 144) hervorhebt, die Möglichkeiten in Steyrling nicht gut überblicken, weil er die inverse Lagerung der Kremsmauer noch nicht kannte, und ausserdem die Salmgruppe noch nicht erforscht war. Der Schlüsselpunkt zur Auflösung des gesamten Gebietes liegt in den bunten Schichten, deren Verifikation zuerst von PREY (1953) durchgeführt wurde. Es handelt sich bei der Südbewegung offenbar im Gebiet der Kremsmauergruppe und Steyrling im Bereich des Tirolikums um eine Aufschiebung nach Norden, die bei Rückgleitung eine Südbewegung auslöste. Die Überschiebung des Nordrahmens ist im Keferspitz wirklich jünger. Er dürfte der letzten Phase der Bewegung angehören, die das Flyschhalbfenster eingeengt hat: (SPENGLER, 1924). Auch die Beobachtungen GATTINGER (1953) und (BAUER (1953) lassen eine solche Deutung zu.

Im Osten vereinigen sich I. die Grünauer-Scholle und die Windhagdecke auf der Keferreuthalm - Rahmen des Flyschhalbfensters, II. die Kremsmauer (-Windhagdecke und Grünauer Scholle) mit der Kasbergdecke im Keferspitz - Rahmen des Almfensters.

Nach Süden zu, wie GASCHE (1936) betont, fällt die Mitteltrias des Kasbergs unter das Tote Gebirge ein und bildet so dessen Liegendstes. Ich kann diese Ansicht stützen. Es ist eine Beobachtung, die eigentlich gegen die Deutungsmöglichkeit der Taf. XII, Fig. 13 spricht. Der Anschluss nach Westen ist wie bereits dargelegt, ohne weiters nicht möglich. Es fehlt eine neuere Kartierung in diesem Gebiet. So kann nur über frühere Beobachtung und jüngere Darlegungen, die darauf fussen, berichtet werden. Meistens wird auf ein gleichmässiges Durchlaufen des Hauptdolomites verwiesen. Auch das Fehlen der Almstörung im Flyschgebiet vor dem Kalkalpennordrand spräche dafür. THURNER (1954) sieht das Hauptdolomitgebiet als Bajuvarikum an, gibt aber zu, dass das Gebiet viel zu wenig erforscht ist. Eine andere Verbindung kann aus den Beobachtungen über die Kasbergdecke abgeleitet werden. KOBER (1955, S. 246) stellt dar, dass die Hohe Schrott gleich dem Kasberg eine Liegend-Falte sei. Nach den Aufnahmen von GASCHE (1936) und eigenen Beobachtungen trifft das in Bezug auf den Kasberg nicht zu. Wohl aber glaubt PIA (1942, S. 148), dass der Kasberg aus einer liegenden Falte hervorgegangen sei. Sie hätte sich an einer Abscherungsfläche weiterbewegt, sodass nur der Hangendschenkel vorhanden sei. Als Relieffüberschiebung wäre der Ablauf der tirolischen Stirntektonik in den letzten Phasen zusammenhängender erklärt. Vorläufig nehme ich mit WEBER (1949) ein Einbrechen der Obertrias - westlich der Alm - an zwei Brüchen an, von denen der eine südlich der Kraunsteingruppe, der andere nördlich des Kreuzeck's verläuft. Auch GASCHE (1936, S. 131) sieht das Kreuzeck als Antiklinale von Wettersteindolomit und Lunzer Schichten, die nach Norden unter die ausgedehnte Hauptdolomitmasse einfallen. Bei der Almstörung betrachte ich den Ostflügel wenig gehoben und den Westflügel stark gesenkt. Befriedigend ist der geschlossene tirolische Block westlich der Alm nicht. Es muss hervorgehoben werden, dass die Gosau von Lainau eine echte Gosau ist. Sie ist leider bisher die einzige bekannte Gosauablagerung innerhalb des Haupt-

dolomitgebieten.

Die Tirolische Linie

PIA (1942, S. 139) verweist darauf, dass manche Profile auf der Nordseite des Höllengebirges an solche seiner Salmüberschiebung erinnern. (PIA 1912 a, Abb. 4 und 8, 1940, S. 247). Bei näherer Begründung tritt er für eine Trennung der allgemein angenommenen Verbindung des Höllengebirges mit dem Traunstein ein. Das Höllengebirge entspräche ziemlich genau dem Sengsengebirge. Hier wäre der Hangendschenkel der Windhagdecke erhalten. Die (inverse) Windhagdecke würde nach seiner Darstellung in der Traunstein- und Steineckgruppe von der nach Norden vordrängenden Scholle der Jansenmauer überdeckt. Die nördliche Jansenmauerstörung würde westlich der Alm in eine echte Überschiebung übergehen. Am Traunsee würde sie enden. Ein ähnliches Bild, das nur die Traunstein- und Steineckgruppe betrifft, habe ich auch gewonnen. (Tafel XVI). Die Verbindung der Jansenmauer mit dem Steineck ist anzunehmen. Weil aber PIA (1942) davon ausgeht, dass die Jansenmauer zur Randscholle, also zum Bajuvarikum gehören, bezeichnet er (S. 140) die Traunstein- und Steineckgruppe als fremden Einschub und fordert eine Neufassung der Tirolischen Linie. Ich sehe die Jansenmauer als Tirolikum, zur Grünauer Scholle gehörig, an. Dann decken sich die Beobachtungen und Ansichten von PIA (1942) und mir vollkommen. Die nördliche Jansenmauerstörung ist schon östlich der Alm eine echte "Überschiebung", eigentlich eine Aufschiebung.

HAHN (1913, S. 260) bezeichnet die Tirolische Linie "vom Traunstein-Ameisplan her über den Windhagkogel-Kremsmauer zur Hohen Nock im Sengsengebirge ohne Unterbrechung verfolgbar". Die Verbindung ist die häufigste Annahme. (Z.B. LAHNER, 1938, S. 73). PIA (1942) legt die Tirolische Linie (Traunalpenlinie nach TRAUTH, 1937) mit der Überschiebung des Höllengebirges, des Windhagkogels und der Kremsmauer zusammen. Auch SPENGLER (1951) zieht die Nordgrenze der Stauffendecke über das Höllengebirge, Nordabfall Traunstein, Grünau, Nordabfall Windhagkogel, Nordabfall Sengsengebirge usw. THURNER (1954) sieht aber in der Stauffendecke zweierlei Baustil. Im Toten Gebirge weist er eine flache Lagerung und breite Wellen nach, im "Almfenster"-Inhalt sieht er markante Wellen. Er verlegt in einer kritischen Betrachtung die Tirolische Linie auf die Verbindung Ischl-Redtenbach-Wolfsberg-Nordabfall Kasberg-usw. zurück. Das Gebiet südlich dieser Linie bezeichnet er als die eigentliche Stauffen-Schubmasse, die Hochbergscholle als Lunzer-Schubmasse, die Randscholle als Frankenfelsener Decke (vgl. Taf. XII, Fig. 1). Dort habe ich auch schon dargelegt, dass dieser Verlauf nicht möglich ist. THURNER (1954) benützt als Unterlage die schon überholten Karten und Darstellungen von GEYER (1911, 1913, S. 83), in der der Kasberg als liegende Falte und das Becken von Grünau als Gosau eingetragen ist. Er führt die Salmdecke von PIA (1942) nicht an. Und schliesslich ist, wenn auch nicht ganz gesichert, festzuhalten, dass die Fazies der Randscholle nicht tiefbajuvarisch und die der Grünauer Scholle nicht hochbajuvarisch ist.

Alle diese Beobachtungen bringt man östlich der Alm auf einen fast gemeinsamen Nenner, wenn man die Tirolische Linie über die Jansenmauer-Hochsalm-Gaisstein-Kremsmauer nach Osten zieht, sich aber vor Augen hält, dass die Linie im West-Ost-Verlauf durch Erosion oft unterbrochen und die tirolische Decke in einer mehr oder we-

niger breiten Stirnregion aufgerissen ist. Unter diesen erosiv oder tektonisch aufgerissenen und unterbrochenen Deckenteilen werden darunter liegende eigene oder über-schobene Deckenglieder sichtbar.

Das Gebiet westlich der Alm ist mir zu wenig bekannt, doch will ich als vorderste Linie die Tirolische Linie über den Traunstein und Zwillingkogel verlaufend beibehalten.

Stirntektonik (Tafel XVI und XV)

Es ist natürlich schwierig, den Ablauf der Stirntektonik im einzelnen darzustellen. Ein hypothetisches Bild mag Tafel XI geben. In Wirklichkeit kann dieser Zustand nie bestanden haben, da schon die Erosion dies nicht zuließ.

Weitere Hinweise über die komplexe Natur der Tektonik in diesen Bereichen können wir aus RUTTNER und WOLETZ (1956, S. 221) entnehmen, nämlich dass im Bereich der mittelbar östlich gelegenen Weyrer Bögen sowohl überlagernde als auch unterlagernde Einheiten einer gemeinsamen Beanspruchung ausgesetzt waren.

THURNER (1954) zeigte, dass sich im Stirnbereich die nach Norden vorschubenden Einheiten eine Nordbewegung vortäuschte, die in Wirklichkeit nur ein Einregeln auf die Struktur des Untergrundes ist. Eigene Untersuchungen (KIRCHMAYER 1957) konnten diese Ansicht erhärten.

So bildet sich ein mechanisch sehr leicht verständliches Bild heraus; die unter- und mitteltriadische Stirn schobte sich an der Struktur des Flyschhalbfensters an, erweiterte es, - oder schuf es sogar erst- während die nachdrängende Obertrias den Nordrand des Flyschhalbfensters erreichen konnte.

Grosstektonische Übersicht (Tafel XVI)

Im vorliegenden Bereich stehen sich 2 Auffassungen gegenüber. Die jüngere wird u.a. von THURNER (1944) vertreten: Die Stauffen-Höllengebirgs-Decke ist der südlichere, starrere, abgescherte Teil der Lechtal-Lunzer-Decke. Sie ist am Pendling und am Krestenberg aufgehängt. Die höhere Decke (er nennt sie Totengebirgsdecke) beginnt mit der Kasbergüberschiebung. Der Tirolische Bogen besteht nur zum Schein.

Die zweite ältere Auffassung ist hier vertreten. Der Tirolische Bogen besteht zu Recht (HAHN 1913). Die Stauffen-Höllengebirgsdecke = Totengebirgsdecke ist Tirolikum. Der Tirolische Bogen tritt mehr oder weniger nah an den Kalkalpennordrand heran.

Von Norden nach Süden erkennt man:

- Unteres Stockwerk: ultrahelvetischen Flysch mit Halbfenster oder Aufbrüchen des Helvetikums, Klippenzone.
- Mittleres Stockwerk: Bajuvarikum: in schmalen Streifen und Fenstern sowie Halbfenstern
- Oberes Stockwerk: Tirolikum: Stauffen-Höllengebirgsdecke = Totengebirgsdecke.

Die Tirolische Linie, die von der Kremsmauer über Hochsalm, Höllengebirge und Traunstein verläuft, ist im Verlauf in einer gewissen Stirnbreite mehrmals durch Erosion aufgerissen worden. Die Anlage der Strukturen ist grösstenteils tektonisch (vgl. KIRCHMAYER, 1957), ursprünglich aus dem Untergrund bedingt

Dadurch entstand

primär das Almfenster als Halbfenster und sekundär die darunter liegende Struktur des Flyschhalbfensters.

Nicht ganz befriedigt der grosse tirolische Block westlich des Almflusses, der sich aber bestimmt bei einer Neukartierung auch in tektonischer Hinsicht auflösen lassen wird. Damit werden sich auch im östlich anschliessendem Hauptdolomitgebiet auf Grund von Detailuntersuchungen neue Aspekte ergeben.

Schlusswort

Mit dieser Arbeit soll vorläufig ein Bild abgeschlossen werden, das uns eines der schönsten und interessantesten Probleme aus den Nördlichen Kalkalpen, Mittlerer Teil, zu lösen gibt.

Vielleicht war es mir möglich, einen bescheidenen Teil für die Lösung beizutragen.

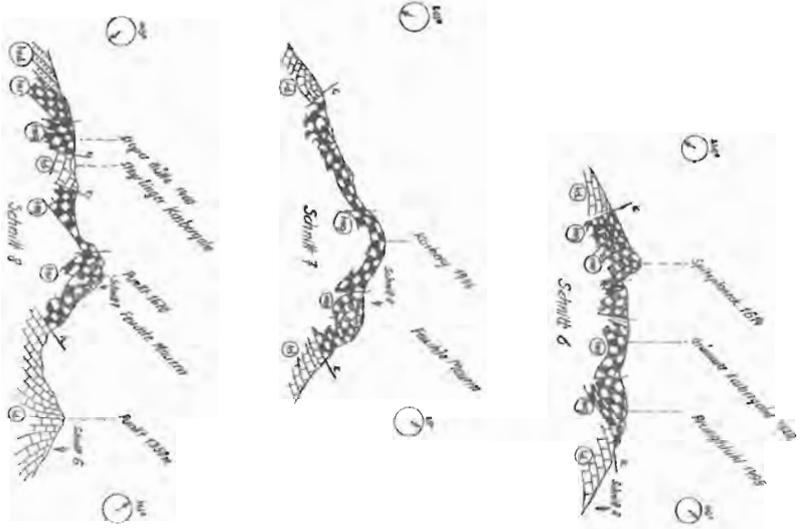
Literaturverzeichnis

- BAUER, F., 1953: Der Kalkalpenbau im Bereich des Krems- und Steyrtales in Oberösterreich. In Skizzen zum Antlitz der Erde, Geol. Arb. herausg. a. Anl. 70. Geburtstag v. Prof. KOBER, Verl. Gebr. Hollinek, Wien
- GASCHE, E., 1936: Zur Geologie der Kasberggruppe und der angrenzenden Teile des Toten Gebirges. Stratigraphischer Teil. Phil. Diss. Wien.
- GATTINGER, T., 1953: Geologie der Kremsmauergruppe in Oberösterreich. Phil. Diss. Wien.
- GEYER, G., 1910: Aus den Kalkalpen zwischen der Steyr und dem Almtal in Oberösterreich. Verh. Geol. R. A. Wien, S. 169.
- 1911: Über die Kalkalpen zwischen dem Almtal und den Traungebiet. Verh. Geol. R. A. Wien, S. 67-86.
- GEYER, G., und O. ABEL, 1913: Geol. Spezialkarte der österr. ung. Monarchie, Blatt 4852 Kirchdorf. Geol. R. A. Wien.
- 1918: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte, Blatt 4852, Kirchdorf. Geol. R. A. Wien.
- HAHN, F. F., 1913: Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 6.
- LAHNER, G., 1933, 1938: Die oberösterreichischen und salzburger Kalkalpen und ihre Grenzgebiete. Eine Einführung in den geologischen Bau für Laien. Mitt. für Erdkunde, Bd. 1 und 2, Wechselnde Titel: Bd. 4-6, 7, 8, Linz.
- KIRCHMAYER, M., 1956: Einige geologische Untersuchungen im Grünauer Becken und in der Kasberggruppe in Oberösterreich. I. Stratigraphischer Teil. Mittl. Geol. und Bergb. Stud. Wien, 4. Jg., S. 3-28.
- 1957 a: Gefügekundliche Betrachtungen am Beispiel des Flyschhalbfensters von Grünau (Almtal), Oberösterreich und seiner kalkalpinen Umrahmung. Neues Jahrb. f. Geologie usw. (in Druck), S. 180-188.

- KIRCHMAYER, M., 1957b. Durch Involutionen gekennzeichnete Grüne Schichten im norischen Hauptdolomit in Oberösterreich. Verh. Geol. B. A. Wien (in Druck).
- KOBER, L., 1923: Bau und Entstehung der Alpen. Berlin, Gebr. Bornträger.
- 1938: Der geologische Aufbau Österreichs, Springer. Wien.
- 1955: Bau und Entstehung der Alpen, VerL. Deuticke, Wien II. Aufl.
- KRAUS, E., 1944: Über den Flysch und Kalkalpenbau in Oberdonau, Jb. d. Ver. f. Landesk. und Heimatpfl. im Gau Oberdonau, Bd. 91.
- PREY, S., 1950: Geologie der Flyschzone im Gebiet des Perneckner Kogels westlich Kirchdorf an der Krems (Oberösterreich) Jb. Geol. B. A. Wien.
- 1953: Flysch- Klippenzone und Kalkalpenrand im Almtal bei Schamstein und Grünau (O. Ö.) Jb. Geol. B. A. Wien
- PIA, J. v., 1912: Geologische Studien im Höllergebirge und seinen nördlichen Vorlagen, Jb. Geol. R. A. Wien, Bd. 62
- 1940: Die gesteinsbildenden Algen des Höllengebirges, Jb. d. Ver. für Landeskunde, Oberdonau, Bd. 89 Linz
- 1942: Geologische Untersuchungen in der Salmgruppe (Oberdonau). Annal. Nat. Hist. Mus. Wien, Bd. 53, 1. Teil.
- RUTTNER, A., und G. WOLETZ, 1956 Die Gosau von Weisswasser bei Unterlaussa. Mitt. Geol. Ges. Wien, 48. Bd.
- SPENGLER, E., 1911: Die Schafberggruppe. Mitt. Geol. Ges. Wien Bd. 4, S. 181
- 1919: Ein Geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 11
- 1924: Zur Frage des "Almfensters" in den Grünauer Voralpen, Verh. Geol. B. A. Wien, Nr. 9
- 1951: Die nördlichen Kalkalpen und die Flyschzone. In: Geologie von F. X. SCHAFFER, 2. Aufl. Wien, Verl. Deuticke.
- 1956: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der nördlichen Kalkalpen, II. Teil: Der Mittelabschnitt der Kalkalpen Jb. Geol. B. A. IC Bd. Heft 1.
- THURNER, A., 1954: Die Stauffen-Höllengebirgs-Decke (Eine kritische Betrachtung) Zeitsch. Dtsch. Geol. Ges. Bd. 105, 1. Teil.
- WEBER, F., 1949: Zur Geologie der Kalkalpen zwischen Höllengebirge, Traunsee und Almtal. Phil. Diss. Wien
- TRAUTH, F., 1937: Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 29.

Geologische Profile durch die Hochberggruppe Ob. Österr.
 gezeichnet nach eigenen Aufnahmen von F. Kitzinger, 1955

Tafel I



Zeichenerklärung der Tafeln Ia u. Ib

- Kalkalpen:**
- 1 dünne Schichten
 - 2 dicke Kalkschichten
 - 3 dünne Kalkschichten
 - 4 dicke Kalkschichten
 - 5 dünne Kalkschichten mit Fossilien
 - 6 dicke Kalkschichten mit Fossilien
- Physch- und Mergelzone:**
- 7 graue Tone und Mergel
 - 8 Quarzitenmergel
 - 9 Mergel-Schichten (Ober- u. Untere)
 - 10 braunes Sandstein
- Other symbols:**
- 11 obere Schichtung
 - 12 Brüche

- 1 - Schieferung
- 2 - Schieferung
- 3 - Schieferung
- 4 - Schieferung
- 5 - Schieferung
- 6 - Schieferung
- 7 - Schieferung
- 8 - Schieferung
- 9 - Schieferung
- 10 - Schieferung
- 11 - Schieferung
- 12 - Schieferung

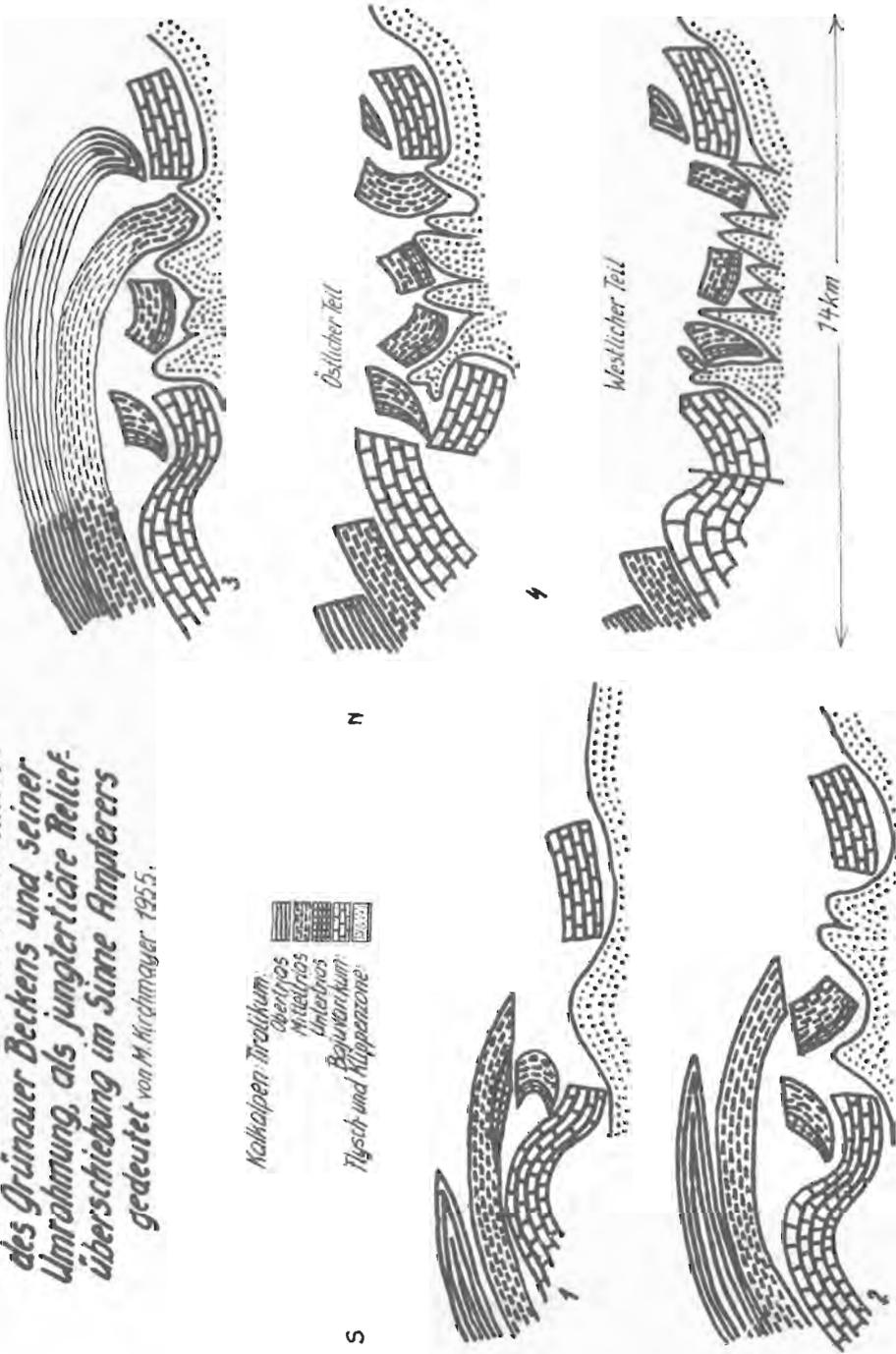
Tafel: XI

Skizze der tektonischen Verhältnisse
des Gröner Beckens und seiner
Umrahmung, als jungtertiäre Relief-
überschiebung im Sinne Ampferers
gedeutet von M. Kirchmayer 1955.

Kalkalpen: Tirolikum
Obertrias
Mitteltrias
Untertrias
Bajunium
Tysch- und Klippazone

S

N



Deutungsmöglichkeiten der Tektonik im Becken von Grünau/Almtal, Oberösterreich

M. Kirchmayer 1955

Kalkolpen: Tirolisch Ölscher-Decke
 Bajuvarisch Lunzer-Decke
 Frankenfels-Decke



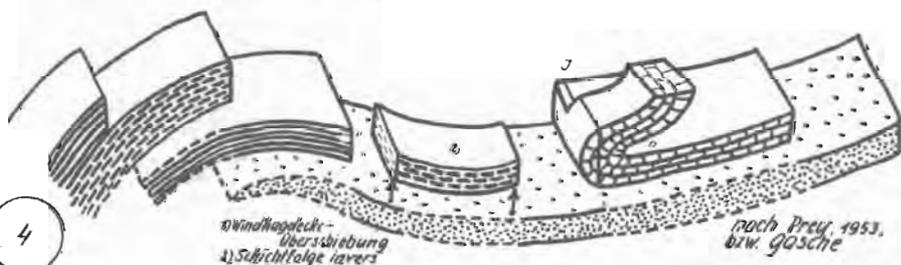
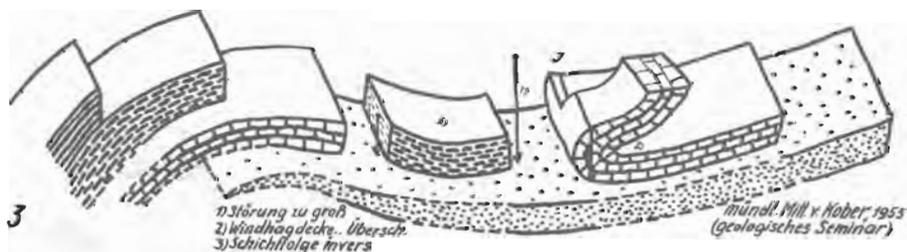
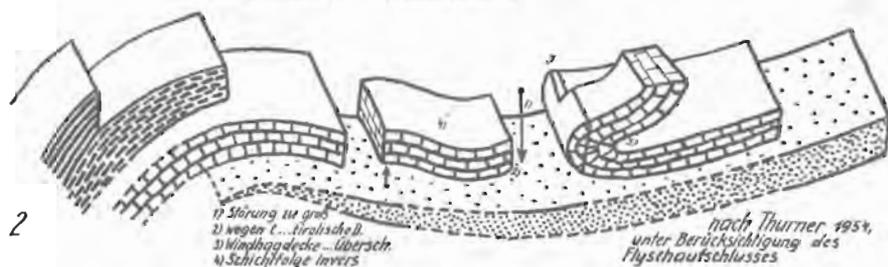
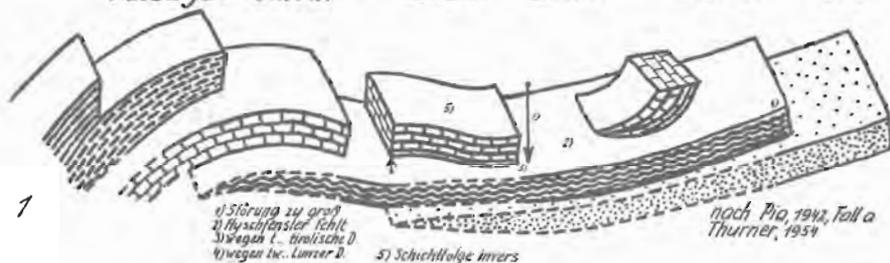
Flyschzone:

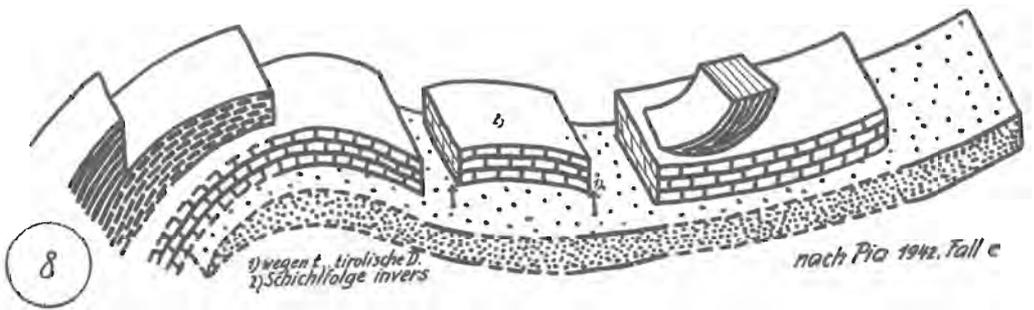
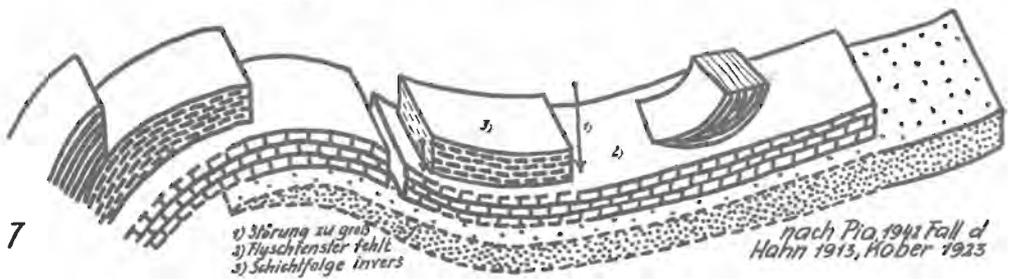
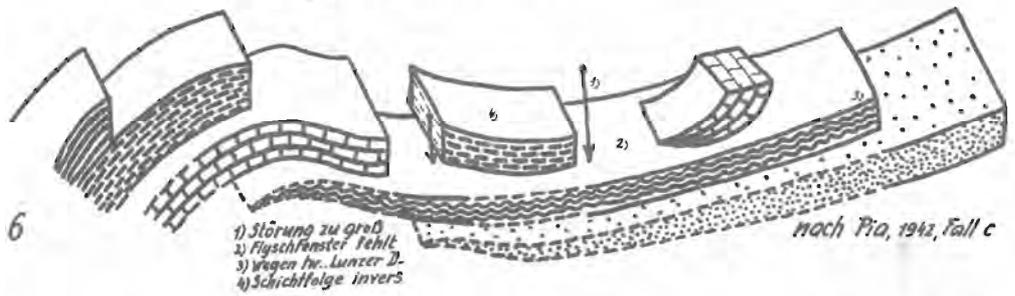
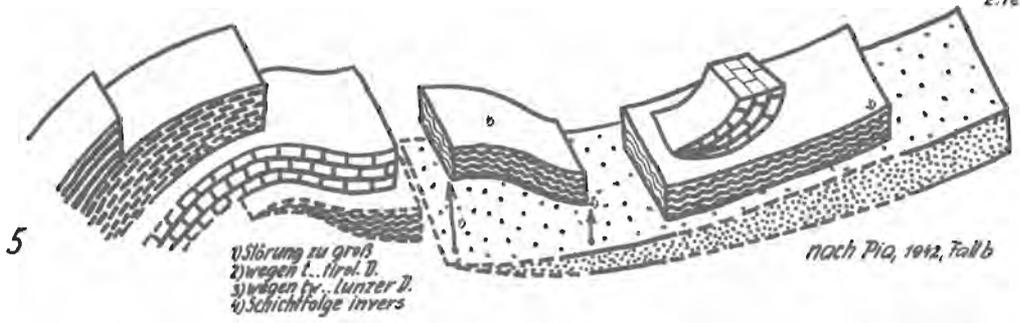
Süden

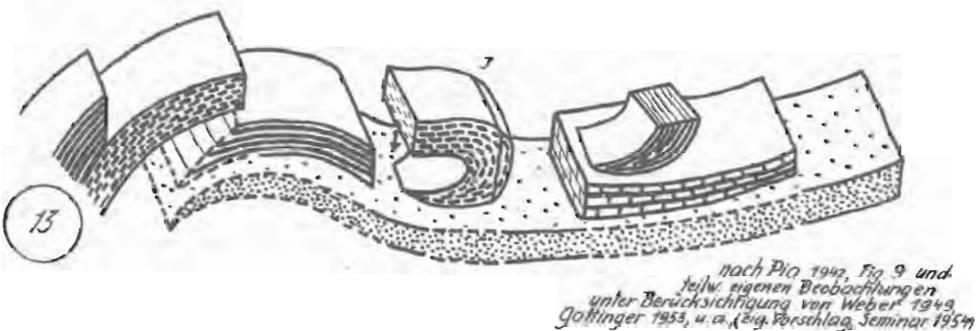
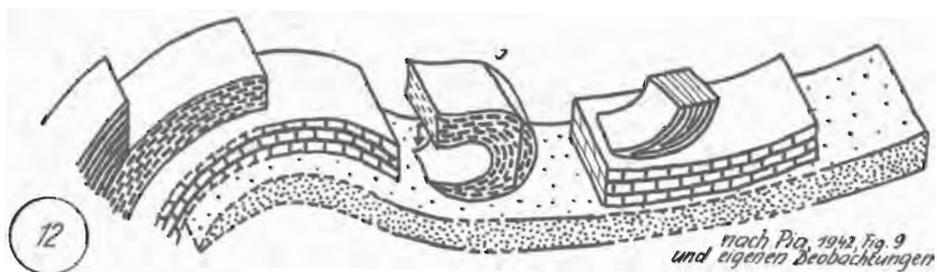
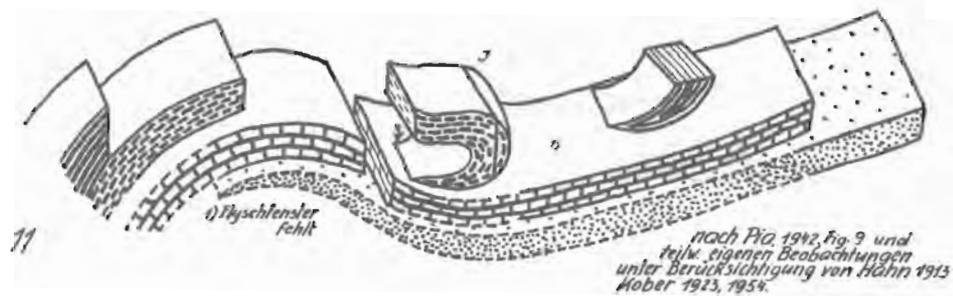
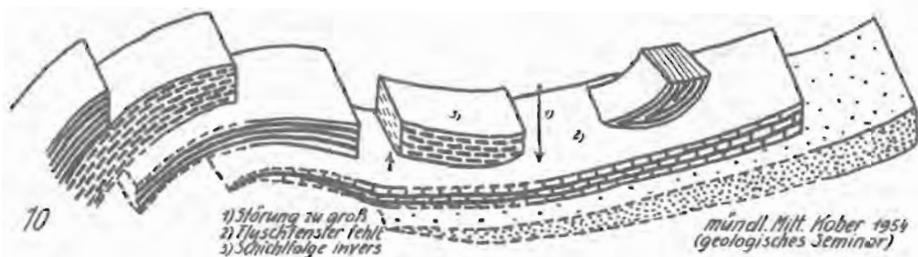
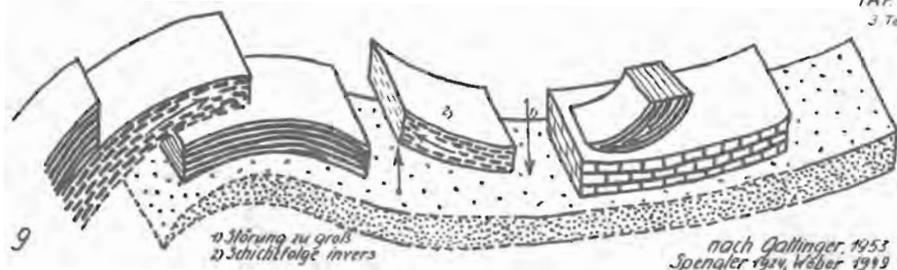
J-Jansenmäuer
Länge des Profils etwa 14 km

Norden

Totengebirgsdecke Hochberg-Grünauer- Windhag- Rand- Flysch-
 Kasberg D. scholle scholle Decke scholle zone

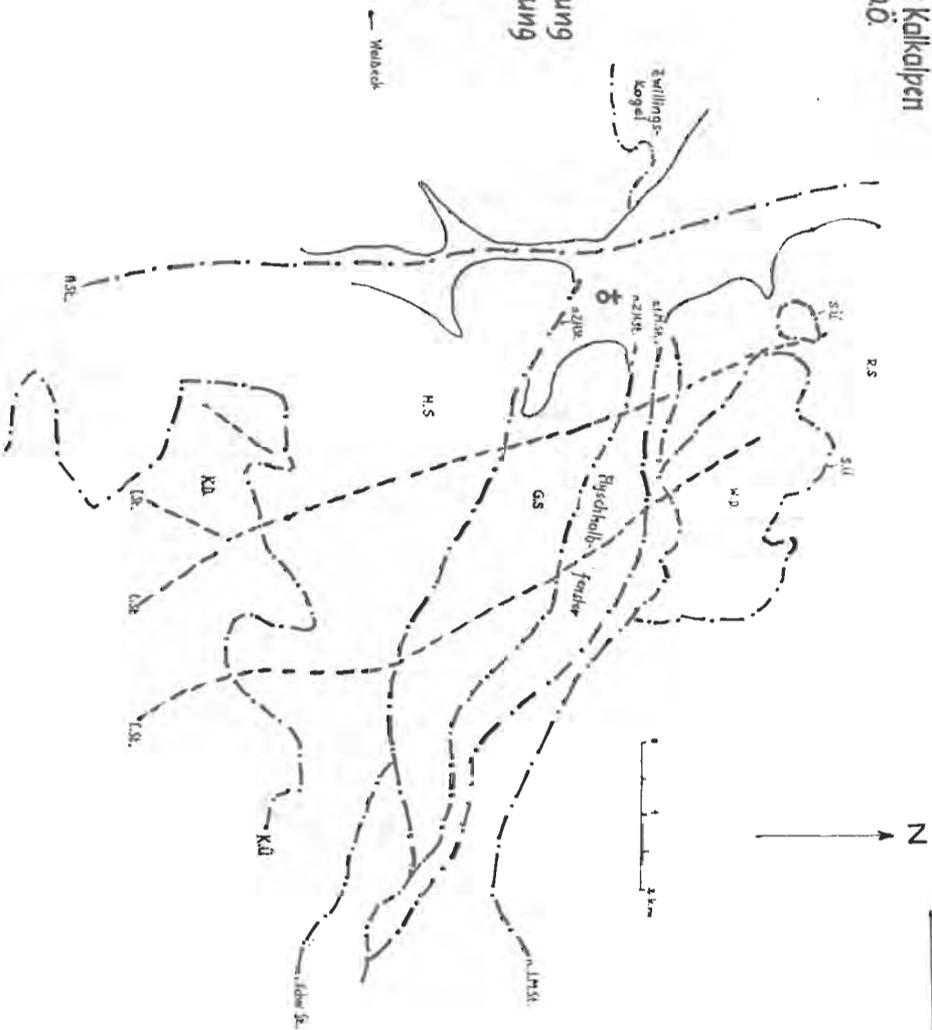






Die wichtigsten Störungen innerhalb der Kalkalpen
westlich von Gränau (Almtal) o.Ö.

R.S.	Randscholle
W.D.	Windhagedeck
G.S.	Grünauer Scholle
H.S.	Hochberg Scholle
K.D.	Kasberg-Decke
S.Ü.	Salmüberschiebung
n.J.M.St.	nördl. Jansenmäuer-Störung
s.J.M.St.	südl. Jansenmäuer-Störung
Schw. St.	Schwerack-Störung
s.Z.H.St.	südl. Zuckerhutstörung
n.Z.H.St.	nördl. Zuckerhutstörung
L.St.	sonstige Störung
R.St.	Almstörung
♂	Ort Gränau



Tafel: XIV

Tafel: XV

Kalkalpendecken:

Tirolikum

Obertrias:

Mitteltrias:

Untertrias:

Bajuarikum:

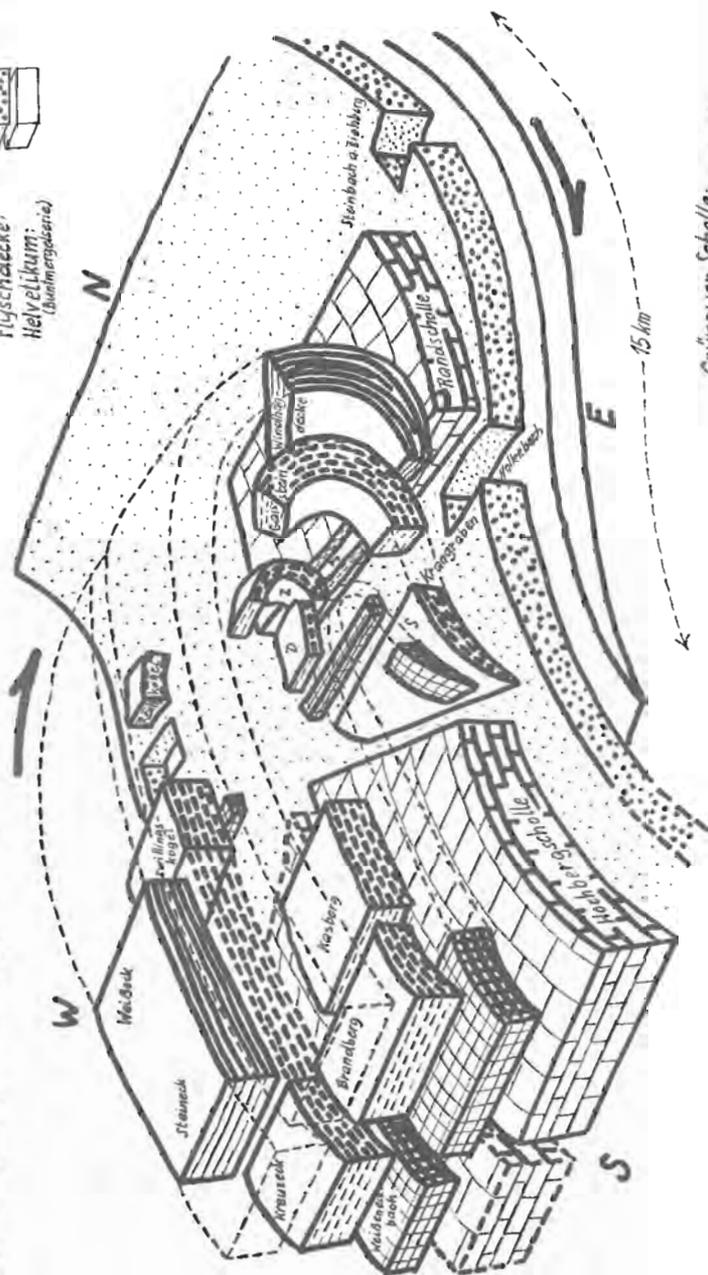
Flyschdecke:

Helvetikum:

(Quarngesteine)



Tektonogramm des Kalkalpenordrandes bei Grünau/Almtal, Oberösterreich



Grünauer Scholle:
 S Schwereck
 D Dachskopf
 Z Zuckerhut
 J Jansenmayer

M. Kirchmayer 1954

DAS JUNGTERTIÄR IN DER NÄHEREN UMGEBUNG VON HORNSTEIN IM BURGENDLAND

Agemar Siebî (Bonn)

Anfang 1956 erteilte mir Herr Prof. Dr. E. CLAR meiner Bitte entsprechend die Aufgabe, in einem eng begrenzten Gebiet am Leithagebirgsrand um Hornstein im Burgenland Stratigraphie und Lagerungsverhältnisse des Jungtertiärs mit Hilfe mikropaläontologischer Methoden zu erforschen.

Ich möchte Herrn Prof. Dr. CLAR für viele Hinweise und Anregungen danken, sowie auch Herrn Dr. R. GRILL für sein weitgehendes Entgegenkommen. Besonders herzlichen Dank aber schulde ich Herrn Dr. A. TOLLMANN, dessen zahlreiche Ratschläge und dessen Unterstützung beim Bestimmen von Foraminiferen und Ostracoden mir sehr vertvoll war. Ferner gebührt mein Dank den Herren Prof. Dr. A. PAPP und Prof. Dr. KÖLBL.

Der untersuchte Raum hat eine Ausdehnung von 2,5 mal 3 km. Er wird im SE durch den Grundgebirgsrand des Leithagebirges, im NW durch die Alluvialebene der Leitha und im SW durch den Dorfbach begrenzt.

R ä u m l i c h e E i n o r d n u n g

Im grossen Zusammenhang betrachtet ist dieses Gebiet einerseits ein Stück des SE-Randes des Wiener Beckens, andererseits gehört es zur Wiener-Neustadt-Ödenburger Pforte, die lange Zeit eine Verbindung zwischen dem Inneralpinen Wiener Becken und dem Ungarischen Becken (bzw. der vorgelagerten Eisenstädter Bucht) herstellte und daher sehr wechselnden Einflüssen unterworfen war.

Kurze Übersicht über die Geschichte des Inneralpinen Wiener Beckens

Das inneralpine Wiener Becken ist ein Einbruchsbecken. Es hat sich auf der Grenze zwischen Alpen und Karpathen eingesenkt. Die alpin-karpathischen Elemente bilden den Rahmen des Beckens, das mit bis zu 5000m mächtigen Ablagerungen des Miozäns und Pliozäns erfüllt ist. Im Norden und Westen sind es die Berge der Flyschzone und der Kalkalpen, im Süden und Osten die paläozoische Grauwackenzone und der Nordostsporn der kristallinen Zentralalpen mit dem Rosaliengebirge und dem Leithagebirge.

Ablagerungen des untersten Miozän sind im Bereich des Wiener Beckens nicht bekannt. Etwas später im Helvet wurde das alpin-karpathische Gebirge stellenweise unterbrochen und es kam zur Ablagerung von Tonmergeln (Schlier). Aber erst im untersten Torton begann die Absenkung des Wiener Beckens in seiner heutigen Umgrenzung an mehreren NE-SW verlaufenden Bruchsystemen.

Die Abtragung der Flüsse nahm durch die Hebung der Erosionsbasis zu, Schotterfächer drangen örtlich weit in das Becken vor. (Aderklaaer und Rothneusiedler Konglomerat) Später, im unteren Torton stieg der Wasserspiegel an und es kam zu weit verbreiteten marinen Ablagerungen.

In der Beckenmitte waren es Tonmergel und Sande, am Rand Leithakalke, Kalksandsteine, Konglomerate und Breccien geringerer Mächtigkeit. Der Ausgang des Torton brachte die Unterbrechung der Meeresverbindungen des Wiener Beckens durch Hebungen im Osten Europas. Flüsse verminderten den Salzgehalt, die Fauna wurde artenärmer, das Wiener Becken war nun die westlichste Bucht des Sarmatischen Binnensees Südrusslands.

Die sarmatischen Ablagerungen ähneln faziell und lithologisch denen des Torton.

Der Beginn des Pliozäns ist durch noch stärkere Aussüssung gekennzeichnet. Die gesamte marine Tierwelt starb aus und machte einer artenarmen Mollusken- und Ost-racodenfauna Platz. Lignitische Tone und Kohlenflöze weisen auf beginnende Verlandungserscheinungen hin.

Das Oberpannon schliesslich besteht ausschliesslich aus Süsswasserablagerungen mit einer abermals veränderten Fauna. Im oberen Pliozän griff die Verlandung durch den endgültigen Stillstand der Absenkung immer weiter um sich.

Fluviatile Schotter und Sande bilden den Anfang des Pleistozäns, es begann die Ausräumung des Beckens und die heutige Landschaft entstand.

Das Leithagebirge und die Eisenstädter Bucht im höheren Miozän und im Pliozän

Das Leithagebirge ist ein Teil der SE-Abgrenzung des Wiener Beckens und gleichzeitig der NW-Rand der Eisenstädter Bucht. Es besteht zum grössten Teil aus Kristallin, das variscische oder ältere Metamorphose erfahren hat, aus Glimmerschiefern, feinkörnigen Gneisen, Augengneisen und aus Pegmatiten. Daneben tritt zentralalpines Mesozoikum auf, Quarzite, Triasdolomite und Juradolomite.

In der Tiefe ist das Leithagebirge nach SW zu durch einen Grundgebirgsrücken mit dem Rosaliengebirge verbunden. Diese Kristallinschwelle wurde durch geophysikalische Messungen unter dem Jungtertiär nachgewiesen und später auch direkt erbohrt.

Der Raum zwischen dem Leithagebirge und dem Rosaliengebirge ist die eigentliche Wiener-Neustadt-Ödenburger Pforte.

Der Leithagebirgssockel war aber keineswegs immer Festland. Im Mittelorton sank er unter den Meeresspiegel und trennte als riffbedeckte Schwelle das Wiener vom Ödenburger Becken. Der Nulliporenbewuchs lässt auf eine Wassertiefe von ca. 40-50 m schliessen, die Reinheit der Kalke auf grosse Landferne. Das Wasser dürfte eine Minimaltemperatur von 21°-22° gehabt haben.

Die starke Regression des Meeres am Ende des Torton legte grosse Flächen des leithakalkbedeckten Gebirges trocken und setzte sie einer intensiven, lokal bis auf das Grundgebirge reichenden Erosion aus. (Steinbruch Mechotte Breite südlich von Hornstein. Dort überlagert U. Sarmat der Elphidium reginum Zone die sehr unregelmässige Oberfläche eines klüftigen Juradolomites. Die sarmatischen Mergel greifen bis ca. 5 m tief in enge Spalten hinein. Über dem Sarmat liegen Schichten des Unterpannon mit Eucypris sieberi). Das Untersarmat begann mit einer starken Transgression. Während des Mittelsarmats herrschten ruhige Verhältnisse, bis im Obersarmat durch eine gewaltige Regression der Nordteil des Ödenburger Beckens trockengelegt und der Süden durch die übersarmatischen Schotter der Urtriesting erfüllt wurde. Das Fehlen von marinen übersarmatischen Ablagerungen im Norden des Eisenstädter Beckens konnte allerdings statt durch eine Regression auch durch eine Meeresstörung erklärt wer-

den, die den Absatz von obersarmatischen Sedimenten verhinderte. (nach A. TOLLMANN).

Noch einmal, im Unterpannon, griff der nun fast völlig ausgesüsst See weit über die Leithakalke und das freigelegte Grundgebirge hinüber, um sich im Laufe des Mittel- und Oberpannons dann immer weiter zurückzuziehen und dadurch einer weiträumigen Abtragung, im oberen Pliozän Platz zu schaffen.

Diluviale Schotter und Lössbedeckungen bilden den Abschluss der Sedimentation in dem seither kaum veränderten Landschaftsbild.

Ausklingende tektonische Bewegungen, die posthum verlaufen und in die allerjüngste Zeit reichen, konnten im Leithakalk von Loretto durch A. KIESLINGER nachgewiesen werden.

Historischer Überblick

Nach den Begehungen von J. ČŽŽEK im Jahre 1852 erfolgte die erste vollständige Kartierung des südwestlichen Leithagebirges 1879 und 1905 durch L. ROTH v. TELEGD und ergab die geologische Spezialkarte 1 : 75.000, die Schichten der oberen Mediterranstufe, Sarmat und pontische Ablagerungen unterschied. 1919 ergaben Schweremessungen das Vorhandensein einer Grundgebirgsschwelle als Verbindung von Leitha- und Rosaliengebirge.

Nach vorwiegend morphologischen Untersuchungen von G. ROTH - FUCHS, R. MAYER, R. JANOSCHEK in den Jahren 1926 - 1931 und nach speziellen Untersuchungen von A. WINKLER 1928 kartierte J. KAPOUNEK 1922 - 34 die Umgebung von Eisenstadt. Eine gründliche und erschöpfende Bearbeitung des selben Gebietes auf Grund moderner mikropaläontologischer Methoden erfolgte durch die Dissertation von A. TOLLMANN 1951 - 53.

Eine bisher unveröffentlichte Kartierung der randlichen Tertiärbildungen des südwestlichen Leithagebirges von R. MILLES (1952), die mir durch die Freundlichkeit von Herrn Prof. Dr. KÖLBL zugänglich war, enthält auch das von mir neu bearbeitete Gebiet um Hornstein.

Da MILLES vorwiegend nach makroskopischen lithologischen Merkmalen kartierte, sind seine Angaben oft unrichtig. Die geringe Zahl der mikropaläontologischen Probenbestimmungen und die stratigraphische Unbrauchbarkeit der wenigen bestimmten Arten gestatten keine Stufen- und Zonengliederung.

Der durch die grundlegende Arbeit von d'ORBIGNY (1846) schon früh bekannte Foraminiferenreichtum der Ablagerungen des Wiener Beckens regte bald zu einer gründlichen Bearbeitung an.

J. ČŽŽEK, A. E. REUSS, F. KARRER im vorigen, F. TOULA, R. J. SCHUBERT und R. JAEGER in diesem Jahrhundert, widmeten sich mit grosser Sorgfalt dem Sammeln und Beschreibung der Foraminiferen.

Aber erst durch die Tiefbohrungen im Wiener Becken wurde der Wert der Mikrofauna für die Stratigraphie richtig erkannt. R. GRILL gab 1941 einen ersten Bericht über die Gliederungsmöglichkeiten des Miozäns mit Hilfe von Foraminiferenvergesellschaftungen, von ihm stammt auch die diesem Bericht zu Grunde liegende Zonengliederung des Torton und Sarmats (nach Foraminiferen).

Siehe Tektonische Karte des südlichen Beckens, Taf. XVII, Fig. 1

Arbeitsmethoden

Es ist ohne weiteres möglich, den Leithakalk durch Beachtung der Morphologie und der Anrisse im Gelände von den Mergeln und Sanden zu trennen. Schwieriger wird es schon, das Alter des Kalkes zu bestimmen. Sind genügend gut erhaltene Makrofosilien vorhanden, so ist eine Trennung von Torton und Sarmat möglich, unter Umständen sogar mit der Angabe, ob höheres oder tieferes Sarmat bzw. Torton vorliegt. Lithologische Merkmale sagen aber über das Alter wenig aus. Dar gewachsene Leithakalk gehört zwar immer dem Torton an, detritäre Kalke gibt es aber sowohl im Sarmat und Pannon als auch schon im Torton. Dagegen erlauben Schlämmproben aus mergeligen Zwischenlagen meist einwandfrei die Bestimmung der Stufe und darüber hinaus ermöglichen sie erst die Zonengliederung.—

Ist eine Einstufung der Leithakalke schon schwierig, so ist eine solche der Mergel fast unmöglich. In diesem Fall ist man nur auf die Entnahme von Schlämmproben angewiesen. Zu diesem Zweck müssen in den meist sehr schlecht aufgeschlossenen Mergelgebieten zahlreiche Grabungen bis ca. 1 m Tiefe vorgenommen werden. Die entnommenen Mergelproben werden gewaschen, "geschlämmt". Bei diesem Vorgang werden Sandkörner, Kalkkonkretionen, Schalensplitter und Foraminiferen von Ton- und Kalksubstanz gereinigt und durch Siebe in drei Korngrößenklassen geteilt. In der mittleren Fraktion von ca. 9,5–2,0 mm sammelt sich die grösste Zahl der Foraminiferen und Ostracoden an, nur z.B. die Bolivinen und einige Jugendformen sind kleiner; grösser sind die Heterosteginen und Amphisteginen.

Mit Hilfe von Foraminiferen kann das Torton in sechs und das Sarmat in drei Zonen eingeteilt werden, zur Feingliederung des Pannons können neben Mollusken (Congerien) auch Ostracoden herangezogen werden. (Zonen A – H nach A. PAPP).

FEINSTRATIGRAPHIE DES HÖHEREN MIOZÄNS UND DES PLIOZÄNS IM
INNERALPINEN WIENER BECKEN (n. R. GRILL, A. PAPP, R. JANOSCHEK)

PLIOZÄN	ASTIANO = Levantin		verlandet	
	PIACENTIANO = Daz		verlandet	
	PANNON	ZONE H = Bunte Serie (Z.d. Viriparen)	max 1250 m	Süßwasser 0,1- 0,2 % Salzgehalt
		" G = Blaue Serie		
		" F = Lignit (Z.d. Cong. aff. balaton.)		
		" E = Z.d. Cong. subglobosa		Halbbrack 0,5- 1,5 %
		" D = Z.d. Cong. partschi		
" C = Z.d. Cong. ornithopsis				
" B = Z.d. Melanopsis impressa				
" A = Zwischensand				
MIOZÄN	SARMAT	Ob. = Nonion granosum - ZONE	max 100 m	Normalbrack 1,5 %
		Mi. = Elphidium hauerinum - ZONE		
		U. = Elphidium reginum - ZONE		
	TORTON	Ob. = Rotalienzone	max 1200 m	arm marin
		Bolivinenzone		
		Mi. = Obere Sandschalerzone		reich marin
Untere Sandschalerzone				
HELVET N.S.W.	U. = Obere Lagenidenzone			
	Untere Lagenidenzone			

Die Mikrofauna ist empfindlicher gegenüber geringen Veränderungen ihrer Umwelt und der Lebensbedingungen als die Makrofauna, daraus ergibt sich ihr hoher stratigraphischer Wert.

Ausserdem sind die Foraminiferen und Ostracoden in den Mergeln meist in so grosser Zahl vorhanden, dass schon kleine Proben genügen, um die gesamte Fauna beisammen zu haben. Fast immer aber gelingt eine Zuordnung zu einer der Zonen.

Siehe geologische Karte und Profil auf Taf. XVIII
und Taf. XVII, Fig. 2

**Übersicht über die bei Hornstein
vorhandenen Schichtglieder**

Bei Hornstein ist das Torton durch die Übergangsschichten von Ob. Sandschalerzone zu Bolivinenzone vertreten. Das Hangende des Torton sind Mergel der Elphidium reginum-Zone und sarmatische Kalksandsteine, über die das Unterpannon mit Eucypr. sieberi transgrediert (Pkt. 30). Mittelpannon wurde erbohrt, tritt aber nicht zu

Tage. Das in Punkt 9 aufgeschlossene Oberpannon der "Blauen Serie" wird von diluvialen Schottern und Sanden überdeckt.

Torton

Am Fuss des Leithagebirges südöstlich von Hornstein zieht sich ein Streifen tortonischer Ablagerungen von verschiedener Breite und mit wechselnder Fazies in einer Höhe von ca. 300 m ü.d.M. dahin und wird im Süden durch einen Bruch begrenzt. Er umfasst die Punkte 2, 3, 12, 15, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 34, 42, 48, 51, 52, 53, 56 und 57.

Siehe geologische Karte von Hornstein Tafel XVIII

Der südliche Teil des Streifens ist als z.T. kreidiger, gebankter, lagenweise aufgearbeiteter Leithakalk mit sandigen lockeren, aber nicht sehr mergeligen Zwischenlagen ausgebildet (Pkte. 2, 15, 20, 42, 57), der früher in Steinbrüchen abgebaut wurde (2,42).

Der Leithakalk ist eine Seichtwasserbildung in Küstennähe und auf untermeerischen Schwellen. Seine reine und mächtige Entwicklung am Leithagebirge ist auf dessen besondere Stellung als laufende Schwelle bzw. Insel zurückzuführen.

Charakteristisch ist die Beteiligung kalkabscheidender Rotalgen der Familie Corallinaceae (Nulliporen), wobei die Gattungen Lithothanium, Lithophyllum und Melobesia die grösste Rolle gespielt haben. Als assimilierende Pflanzen bevorzugten die Rotalgen die obersten lichtreichen Regionen des Meeres bis zu einer Tiefe von maximal 100m, die Kalkbildung ging hauptsächlich in Tiefen von 20-60m vor sich.

Neben den Algen beteiligen sich an der Zusammensetzung der Kalke zahlreiche Gattungen der Lamellibranchiaten, Gastropoden, Echinodermen und Korallen. Typisch für den Erhaltungszustand der Fossilien im Leithakalk ist die Auflösung der Aragonit-schalen durch zirkulierende Lösungen, so dass ausser den Schalen der Pecten, Austern und den Seeigelpanzern nur Steinkerne und Abdrücke erhalten geblieben sind.

Vom gewachsenen, festen Leithakalk kann man einen sekundären, detritären Leithakalk (Kalksandstein) unterscheiden, der aber nicht für eine bestimmte Zeit kennzeichnend ist. Er besteht aus fein zerriebenen Nulliporenästchen, Sand, Schlamm und ist ein Gestein wechselnder Festigkeit.

Die in meinem Gebiet oft beobachtbare, kreidige und mürbe Ausbildung des Kalkes (Pkt. 2) ist nach A. Tollmann aber keineswegs für marine Aufarbeitung typisch, sondern kann das Ergebnis bisher nicht geklärter diagenetischer Umsetzungen sein.

Ich habe das Material der Zwischenlagen und mürbe Partien des Kalkes geschlämmt und erhielt die typische Faziesfauna des Leithakalkes, die aber wegen der doch verhältnismässig grossen Artenzahl und des Auftretens von *Uvigerina venusta liesingensis* TOULA eine genauere Einstufung ermöglicht. Danach dürften die Leithakalke meines Gebietes altersmässig zur tieferen Bolivinenzone, vielleicht auch noch zu den Übergangsschichten zwischen Bolivinen- und Ob. Sandschalerzone gehören.

Im Süden der beckenwärts einfallenden, ca. 8-10m mächtigen Leithakalkplatte befindet sich der Steinbruch Pkt. 42.

Der 140° streichende und mit 10° nach SW einfallende, recht feste, z.T. detritäre Kalk wird jetzt nicht mehr abgebaut. Er ist sehr feinkörnig und auffallend weiss.

An vielen Stellen ist eine eigenartige, grusig-sandige Verwitterung zu beobachten. Die vermutlich schon recht lange den Witterungseinflüssen ausgesetzten Steinbruchwände sind mit einer härteren, ungefähr 1-2 cm dicken Kruste überzogen, unter der der Kalk völlig zu einem feinen, lockeren Kalksand zersetzt ist, der beim Zerstoren der Kruste herausrieselt. In der Tiefe folgt dann ein allmählicher Übergang zum festen Kalk, während die Grenze nach aussen recht scharf ist. (s. a. A. KIESLINGER)

An der Oberfläche des Kalkes verdunsten die Lösunden, die das Gestein im Innern durch Auslaugungsvorgänge unter dem Einfluss der Witterung zerstören. Sie hinterlassen Verdunstungsrückstände und diese verkitten die äusserste Schicht.

Das Hangende der Kalke im Steinbruch wird von sehr mürben, weissen, leicht zerfallenden Mergelkalcken gebildet.

An Makrofossilien enthält der Leithakalk recht viele Pecten, meist *Chlamys (Aequipecten) malvinae* DUBOIS, daneben *Ostrea fimbriata* GRAT.

Die Doraminiferenfauna besteht aus Seichtwasserformen und vereinzelt vorkommenden planktonischen Hochseeformen (*Globorotalia*, *Globigerina*), wobei letztere wahrscheinlich durch Störungen eingeschwemmt wurden.

Die Ostracodenfauna zeigt neben Durchläuferarten einige Spezies, die namentlich im Mitteltorton stärker hervortreten (Gen. *Cythereis*).

Foram. :

- Nonion scaphum* (FICHT. u. MOLL)
- Asterigerina planorbis* d'ORB.
- Globigerina Triloba* (REUSS)
- Globorotalia menardii* (d'ORB.)
- Cibicides lobatulus* (WALK. u. JACOB)

Ostrac. :

- Cythereis corrugata* (REUSS)
- " *tricostata* (REUSS)
- Hemicythere similis* (REUSS)
- " *punctata* (MÜNST.)
- Xestoleberis aff. tumida* (REUSS)
- Bairdia subdeltoidea* (MÜNST.)

Im Süden ist der Leithakalk durch eine SW-NE streichende Störung abgeschnitten, die glimmerreiche Gneise des Grundgebirges an die Oberfläche bringt.

Bewegungen an dieser Verwerfung haben wahrscheinlich schon präuntersarmatisch und postmitteltorton stattgefunden; in der Mechtotte Breite wäre nämlich die Erosion bis auf das Grundgebirge vor Ablagerung der *Elphidium reginum* Zone dann durch eine Heraushebung der Scholle südlich dieses Bruches zu erklären. Ob allerdings der Sarmatkalk von Pkt. 60 von dieser Verwerfung später abermals abgeschnitten wurde oder die Verwerfung überlagerte und lediglich auf der höherliegenden Südscholle früher abgetragen wurde, lässt sich nicht entscheiden.

Im Norden tritt das Leithakalkpaket morphologisch immer deutlicher hervor; es bildet gegen NW eine Steilstufe innerhalb der Ortschaft, lehnt sich zunächst an den Grundgebirgsrand an und lässt dann am sog. Graben im SW darunterlagernde feine Kalksande hervortreten. Es scheint sich flach schüsselförmig gegen das Grundgebirge herauszuheben und enthält in Pkt. 2 einen Steinbruch.

Dieser Punkt hat eine reiche Fauna geliefert, die eine Einstufung als höheres Mittelorton ermöglicht (Bolivinenzone).

Der Nulliporenkalk führt grosse Mengen von Pecten, Austern, Serpeln und setzt sich zusammen aus festen, 20-40 cm mächtigen Bänken mit zwischengelagerten mürben Kalkgruslagen von 5-10 cm Dicke. Er ist gröber als im Stbr. 42 und enthält rostbraune Mergellinsen (an der Ostwand aufgeschlossen).

Der gesamte nördliche Hang des Grabens wird von dem hangparallel einfallenden Leithakalk gebildet.

Makrofossilien:

- Pectunculus (Axinea) pilosus* LINNÉ
 " " ? *obtusatus* PARTSCH
Chlamys (Aequipecten) malvinae DUB.
Pecten praebenedictus TOURN.
Ostrea fimbriate GRAT.
Cardita sp.

Foraminiferen:

- Spiroplectammina aff. mariae* (d'ORB)
Textularia sp.
Siphotextularia concava (KARRER)
Triloculina sp.
Quinqueloculina sp.
Cornuspira hoernesii KARRER
Glandulina abbreviata NEUGEBO.
Nonion scaphum (FICHT. u. MOLL)
 " *pompilioides* (FICHT. u. MOLL)
Nonionella sp.
Elphidium crispum (LAM.)
 " *fichtelianum* (d'ORB)
 " *aff. aculeatum* (d'ORB)
Heterostegina costata (d'ORB)
Virgulina schreibersiana (CŽJŽEK)
Bolivina sp.
Reussella spinulosa (REUSS)
Uvigerina venusta liesingensis TOULA
 " *aff. semiornata* *semiornata* d'ORB.
Gyroidina sp.
Eponides haidingeri (d'ORB)
Discorbis obtusa (d'ORB)

Discorbis sp.
 Asterigerina planorbis d'ORB.
 Cibicides lobatulus (WALK. u. JAC.)

Ostracoden:

Cythereis corrugata (REUSS)
 " tricostata (REUSS)
 Hemicythere similis (REUSS)
 Loxoconcha hastata (REUSS)

Bryozoenäste, Maxillae v. Echinoiden.

Unter der 110 streichenden, ca. mit 30 nach Nord fallenden Kalkfolge liegen in der Tiefe des Steinbruchs helle, glimmerreiche, mergelige Kalksande, deren untere Begrenzung nirgends aufgeschlossen ist. Diese Kalksande erscheinen auch im östlichen Teil des Grabens und sind von Erosionsrinnen durchzogen.

Neben ästigen Bryozoen und Seeigelstacheln fand sich folgende Mikrofauna in den Proben, die wohl dem Grenzhorizont zwischen Oberer Sandschalerzone und Bolivinenzone zuzuordnen ist:

Pkt. 12 Foram.:

Spiroplectammina pectinata (REUSS)
 " carinata (d'ORB.)
 " deperdita (d'ORB.)
 Textularia abbreviata d'ORB.
 " sp.
 Robulus aff. cultratus (d'ORB.)?
 Nodogenerina hirsuta (SOLDANI)
 Nodosaria cf. hispida TOULA
 Nonion scaphum (FICHT. u. MOLL.)
 " pompilioides (FICHT. u. MOLL.)
 Elphidium fichtelianum (d'ORB.)
 Bulimina aculsata d'ORB.
 " elongata d'ORB.
 Bolivina dilatata (REUSS)
 " aff. viennensis MARKS
 Uvigerina sp.
 Eponides haidingeri (d'ORB.)
 " schreibersii (d'ORB.)
 Globigerina concinna (REUSS) u.a.
 Cibicides austriacus (d'ORB.)
 " boueanus (d'ORB.)

Ostracoden:

Cythereis corrugata (REUSS)
 " aff. tricostata (REUSS)

Hemicythere similis (REUSS)

Cytherella aff. compressa (MÜNST)

Im Wald unter der Ruine Hornstein erschloss ich im Graben an einem Wasserreservoir in einer Tiefe von 50 cm grünbraune Mergel mit weissen Kalkknötchen (Pkt. 52), die einige eigenartige Fauna mit Alveonelliden (*Borelis melo d'ORB*), *Cyclamina* sp. und *Heterostegina cost. d'ORB* enthalten.

Der Leithakalk setzt sich nördlich des Grabens fort. Das Streichen hat sich geändert und beträgt bei Pkt. 20 50°–60°, später dreht es bei Pkt 34 auf 0°–10°, wo die Schichten mit 20°–25° nach W fallen. Es ist daher möglich, dass im Graben ein NW–SE–Bruch verläuft. Ausserdem wurde unter den Kalken die typische Kalksand-schicht nirgends mehr beobachtet.

Im Westen der Grundgebirgsquarzite des grossen Steinbruchs unter der Ruine ist in zwei Sandgruben flachgelagerter, gelbbrauner Kalkmergel mit tonigen Schmitzen aufgeschlossen (Pkte. 3, 19, 22, 34), der auch eine fazielle Vertretung der Kalksande am südlichen Grabenhang darstellen könnte. Allerdings konnte ich nicht feststellen ob diese Mergel unter dem Leithakalk liegen oder sich mit ihm verzahnen. Die Auswertung der Proben von Pkt. 19 ergab eine reiche Foraminiferenfauna, an der das massenhafte Auftreten der auch makroskopisch erkennbaren *Heterosteginen* mit einem Überwiegen der glatten Formen gegenüber den berippten auffällt.

Foraminif.:

Spiroplectammina pectinata (REUSS)

“ *carinata* (d'ORB)

Textularia div. sp.

Siphotextularia concava (KARRER)

Marginulina pedum d'ORB.

Nodosaria sp.

Vaginulina sp.

Lagena globosa (WALK)

Guttulina austriaca d'ORB.

Glandulina abbreviata NEUGEB.

Nonion scaphum (FICHT. u. MOLL)

“ *pompilioides* (FICHT. u. MOLL)

Elphidium crispum (LAM.)

“ *fichtelianum* (d'ORB)

“ *flexuosum reussi* MARKS

“ *aculeatum* (d'ORB)

Heterostegina costata d'ORB. glatt

“ *costata costata* d'ORB. berippt

Bulimina pyrula d'ORB.

“ *ovata* d'ORB.

“ *striata* d'ORB.

Bolivina dilatata REUSS

“ sp.

Reusella spinulosa (REUSS)

- Turrilina sp. ?
 Uvigerina venusta liesingensis TOULA
 " " venusta FRANZ.
 " semiornata semiornata d'ORB.
 " " urnula d'ORB.
 Pleurostonella alternans SCHWAG.
 Eponides haidingeri (d'ORB)
 Cancris auriculus (FICHT. u. MOLL)
 Discorbis 2 sp.
 Asterigerina planorbis d'ORB.
 Amphistegina hauerina d'ORB.
 Cassidulina crassa d'ORB.
 Pullenia bulloides (d'ORB)
 Sphaeroidina bulloides d'ORB.
 Globigerina bulloides d'ORB.
 " triloba REUSS
 " div. sp.
 Cibicides lobatulus (WALK. u. JACOB)
 " ungerianus (d'ORB)
 " boueanus (d'ORB)
 " austriacus (d'ORB)
 " dutemplei (d'ORB)

Ostracoden:

- Cythereis tricostata (REUSS)
 " corrugata (REUSS)
 " asperrima (REUSS)
 Hemicythere similis (REUSS)
 Loxoconcha hastata (REUSS)

Echinoderm.:

- Echinoid.:
 Stacheln, Maxillae, Rotulae (Falces)
 Ophiuroid.:
 Stacheln

Brachiopoden:

Argiope decollata GMEL.

Bryozoenäste, Krabberscherenfinger, Fischzähne.

Wegen der grossen Zahl der glatten Uvigerinen neben den kennzeichnenden Uvigerinen der Bolivinenzone dürften diese Mergel einem sehr tiefen Horizont der Bolivinenzone entsprechen.

Die Foraminiferenfauna ist eine Verarmungsfauna. Durch das Aussterben vieler Familien und Arten (vor allem der Lageniden) tritt eine relative Häufigkeit der eury-

halinen Formen im höheren Torton in Erscheinung, (Nonion, Elphidium, Bulimina, Bolivina), womit sich schon die typische Foraminiferenvergesellschaftung des Sarmat ankündigt.

Im Norden des bearbeiteten Gebietes, am Fuss des Buchberges, schliessen sich unter Feldern und Weingärten sehr mürbe Leithakalke an. Eine Aufgrabung bei Pkt. 48 ergab eine mitteltortone Fauna. Das Auftreten von *Rotalia beccari* LINNE deutet lediglich auf lokalen Süsswassereinfluss hin.

Beckeneinwärts stehen am Waldrand in geringer Tiefe bei Pkt. 56 stärkere sandige, kleine Gerölle führende Kalke mit Molluskenschalen an, deren Zugehörigkeit zum Torton nicht sicher ist.

In der Probe fanden sich:

"*Biloculina*" sp.

Triloculina sp.

Quinqueloculina sp.

Globulina sp.

Elphidium crispum (LAM)

Dendritina aff. *elegans* d'ORB.

Dendritina sp.

Borelis melo (d'ORB)

Asterigerina planorbis d'ORB.

Steinkerne von Gastropodenwindungen.

Die Ähnlichkeit mit den von mir ins Sarmat gestellten Kalksandsteinen, die relative Häufigkeit der Milioliden und der Schneckensteinkerne, das Vorkommen der Peneopliden würden vielleicht auch eine Einstufung ins Sarmat erlauben; andererseits deuten die gut erhaltenen Tortonformen und die Ähnlichkeit mit Probe 52 doch mehr auf Torton hin.

S a r m a t

Das Sarmat nimmt gegenüber dem Torton in meinem engeren Aufnahmegebiet einen viel kleineren Raum ein. Meist ist es in Form von Kalksandsteinen und detritären Leithakalken ausgebildet.

Mikropaläontologisch ist es nur am Sportplatz als Untersarmat (*Elphidium reginum*-Zone) sicher belegt. (Pkt. 29)

Dort, an der SW-Seite des Platzes, wechseln feste kalkige Sandsteinlagen (ca. 10–20 cm) mit Sanden und Mergeln ab, die *Elphidium reginum* (d'ORB), Steinkerne von Schnecken und umgelagerte, stark korrodierte und abgerollte Tortonforaminiferen enthalten.

Auf der Nordseite des Sportplatzes stehen kalkige Sandsteine mit Quarzgeröllen an. Eine Probe aus lockeren Zwischenlagen ergab unbestimmbare, stark verkrustete Foraminiferen, die keine Aussage gestatten. (Pkt. 13).

Sämtliche Körner und Mikrofossilien sind von einer Calcitkruste überzogen, so dass man von einer "Oolithischen" Ausbildung sprechen könnte. Die gleichen, dünnplattigen Sandsteine treten südwestlich des Sportplatzes bei Pkt. 55 wieder zu Tage, kommen dort aber zusammen mit detritären Leithakalken vor, die neben zahlreichen *Cerithium*steinkernen noch Milioliden enthalten. Es ist sehr wahrscheinlich, dass die

Punkte 13 und 55 ebenfalls zum Untersarmat gehören.

Nördlich von Pkt. 55, ca. 100 m vom Waldrand entfernt, findet sich gelber, recht mürber und mergeliger Leithakalk, dessen Schlämmproben eine problematische Mikrofauna ergeben.

Nach dem Vorkommen von *Elphidium josephinum* (d'ORB.), *Nonion granosum* (d'ORB) und den Milioliden schliesse ich auf Sarmat.

Rotalia beccarii (LINNÉ) kommt sowohl im unt. Sarmat als auch im höheren Torvon vor - aber *Bolivina dilatata* (REUSS), *Bulimina elongata* d'ORB., *Elphidium crispum* (LAM), *E. fichtelianum* (d'ORB), *Asterigerina planorbis* d'ORB., *Cibicides boueanus* (d'ORB) und *C. lobatulus* (Walk. u. JAC) müssen umgelagert sein. Einige dieser Tortonformen sind auch abgerollt und korodiert.

Ähnliche Verhältnisse herrschen bei Pkt. 31, dort allerdings ist wahrscheinlich die Makrofauna umgelagert. Unterhalb des Waldrandes wird ein Höhenrücken von detritären Kalken gebildet, die bei Pkt. 31 in einem alten Steinbruch aufgeschlossen sind. Dieser Kalk ist an der Ostseite des Steinbruches recht fest, er enthält grosse Quarzgerölle und durcheinandergeworfene Schollen und Blöcke eines Leithakalkes, die Zwischenräume sind oft nicht ganz von Bindemittel erfüllt. Dadurch wirkt der Kalk sehr löchrig und kavernös.

Er enthält eine grosse Zahl nicht sehr gut erhaltener Makrofossilien, die von A. PAPP als Tortonformen bestimmt wurden. (Gen. *Tapes*, *Cardium*, *Trochus*). Leider konnte ich nicht feststellen, ob diese Fossilien aus dem Bindemittel oder aus den aufgearbeiteten Kalken stammen. Eine Schlammprobe ergab Schalen von Cerithien, deren Steinkerne sowie eine Anzahl von Milioliden. Auf Grund der Mikrofauna und der allgemeinen Ausbildung des Gesteins habe ich trotz den Makrofossilien eine Einstufung ins Sarmat vorgenommen.

Auf den "Hartl-Äckern" bei Punkt 36 befindet sich ein aufgelassener Steinbruch in detritären fossilienreichen Kalken. Diese Gesteine bestehen fast nur aus Gastropoden (Cerithien) und sind sicheres Sarmat, die Schlammprobe ergab gleichfalls grosse Mengen von Schnecken, daneben zahlreiche Milioliden und Wurmröhren.

Im NW der Kalksandsteine von Pkt. 31 liegen auf den Feldern Bruchstücke von Konglomeraten mit Quarz- und Kalkkomponenten sowie Blöcke eines gelben, dichten, kristallinen Kalkes die ebenfalls sarmatisch sein dürften. Auch Pkt. 61 wird wohl dem Sarmat angehören, dort erscheinen in einem Feld Quarzkonglomerate mit kalkigem Bindemittel, weisse und gelbe Mergel, reine und auch stark eisenhaltige Sande. Eine Schlammprobe aus den Mergeln war fossilleer.

Sehr auffallend ist eine morphologisch hervortretende Linie, die gleichzeitig die südwestliche Begrenzung der sarmatischen Kalke und Konglomerate gegen die diluvialen Schotter der "Berg-Äcker" und die jungen Bedeckungen bildet. Der auffallend gerade Verlauf dieser Linie liesse vielleicht auf eine Verwerfung schliessen.

Ungefähr 500 m südlich des Sportplatzes, in der Nähe von Punkt 34 liegt in der Ortschaft auf dem tortonischen Leithakalk flachlagernd ein fester, stellenweise kristallinischer Kalk, der verhältnismässig viele Gastropodensteinkerne enthält. Wegen der Ähnlichkeit mit den Sarmatgesteinen habe ich ihn ins Sarmat gestellt. Eine Diskordanz ist wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse nicht sichtbar, auffallend ist lediglich die flache Lagerung gegenüber dem nordfallenden Tortonkalk von Pkt. 34.

Im Süden Hornsteins, östlich vom Steinviertel, ist nochmals Sarmatkalk vorhanden

(Pkt. 60). Unterhalb des Steinbruches 42 mit Torton stehen harte Kalke mit sehr vielen Austern und Schnecken an, sie sind z.T. dicht und enthalten viel aufgearbeitetes Material.

Über die Zugehörigkeit zu einer der Zonen lässt sich nichts aussagen, ich möchte dazu nur anführen, dass A. TOLLMANN in den Galgenäckern südl. v. Hornst. das Alter von detritären Kalken als Mittelsarmat bestimmen konnte.

Es ist ungewiss, ob das Sarmat von Pkt. 60 im Süden verworfen wurde oder ob es den Bruch überdeckte. Auf diese Frage bin ich anfangs bereits eingegangen.

P a n n o n

Im Gebiet der Wiener-Neustadt-Ödenburger Pforte wurde Unterpannon in einer Mächtigkeit von 40–80 m erbohrt und Mittelpannon mit mehr als 200 m. In der Randzone ändern sich die Verhältnisse. Eine Bohrung westlich von Hornstein (cf Rei 49) durchteufte folgende Schichten:

0,00 – 6,00 m Quartär

6,00 – 14,00 m Oberpannon, "Blaue Serie"

14,00 – 99,50 m Mittelpannon

99,50 – 147,00 m Unterpannon

Die Bohrung wurde im Unterpannon wegen zu geringen Bohrvortriebes eingestellt.

Der nordwestliche Teil Hornsteins steht auf gelben, grünen, z.T. recht tönigen Mergeln des Unterpannons, die weisse, mürbe Kalklagen enthalten.

Eucypris sieberi (MEHES) ist in allen Proben enthalten, daneben sind häufig:

Hemicythere brunnensis (REUSS)

Hemicythere aff. hungarica (MEHES)

Cyprideis obesa (REUSS)

Cyprideis pannonica (MEHES)

Candona aff. lobata (ZALANYI)

Candona aff. acuminata (ZALANYI)

Herpetocypris abscissa (REUSS)

u.a., sowie Fischwirbel, *Buliminus* und

umgelagerte Tortonforaminiferen.

Innerhalb der Ortschaft waren mir diese Schichten in Kelleraufgrabungen zugänglich. Ich konnte dort beobachten, dass über den pannonische Mergeln örtlich feinkörnige Sande mit stark wechselnder Mächtigkeit lagern, deren Alter ich nicht bestimmen konnte.

Das Pannon grenzt teils an das Torton, teils an Sarmat. An einer Stelle (Pkt. 30) liegt ein Fleck von gelben, sandigen Mergeln das Unterpannons auf sarmatischem Kalksandstein.

Das erbohrte Mittelpannon ist nirgends aufgeschlossen. Ob es nur von rezenten bzw. diluvialen Ablagerungen überdeckt ist oder durch dem Beckenrand parallel verlaufende Störungen unterdrückt wird, lässt sich nicht feststellen.

Bei Pkt. 9 liegen unter diluvialen Sanden, die nach unten von einem Geröllhorizont begrenzt werden, grügelbe, sehr glimmerreiche Sande, die wohl dem Oberpannon der "Blauen Serie" angehören. Im Kartenbild ist davon nichts zu sehen, da der Aufschluss zu klein ist.

Diluvium

Die Gerbitze-, Holbitze- und Berg-Äcker im Westen Hornsteins liegen auf einer diluvialen Terrasse, an deren steilem Westabfall gegen die Leitha zu feine, graue Sande, wechsellagernd mit Feinkieslagen und groben Geröllschichten in mehreren Sandgruben aufgeschlossen sind. Neben Quarz- und Kristallingeröll sind kalkalpine Bestandteile bemerkenswert.

Die Bedeckung der Terrasse besteht aus Löss, aus Lehm, der mit zahlreichen Kristallinbrocken gespickt ist und aus Humus. Hier wurden keine Ausscheidungen mehr getroffen.

Auf den Feldern liegen an manchen Stellen grobe, quarzreiche Schotter herum, die von einer jüngeren Terrasse stammen könnten.

Der Charakter der Grenzen

Zum Schluss erhebt sich noch die Frage, ob die von mir kartierten Grenzen zwischen Grundgebirge / Torton / Sarmat und Unterpannon Bruchlinien sind oder durch Sedimentation bzw. Abtragung zu erklären sind. Einen Kontakt konnte ich nirgends beobachten.

Der unregelmässige Verlauf der Grundgebirgsgrenze zwingt wohl zur Annahme, dass das Torton i. allg. nicht an Brüchen eingesunken ist.

Eine konkordante Auflagerung von Sarmat auf Torton ist nicht anzunehmen. Im Leithagebirge wurde vielerorts ein bedeutender Erosionshorizont zwischen den beiden Stufen nachgewiesen.

In den Ablagerungen des Beckenrandes sind naturgemäss bedeutende Schichtlücken zu erwarten, so dass das Fehlen der höheren Bolivinenzone und der Rotalienzone auf zwei Arten erklärt werden kann und man einen Bruch zwischen dem Torton und dem transgredierenden Sarmat der Elph. reginum-Zone wohl nicht anzunehmen braucht.

Wenn allerdings das Pannon nicht an Brüchen abgesunken ist, so muss man das gleichzeitige Übergreifen auf Sarmat und Torton mit vorheriger weitgehender Abtragung des Sarmat erklären. In diesem Fall ist eine Verwerfung zwischen U.Sarmat und U. Pannon schon wahrscheinlicher. Allerdings wäre auch dabei wieder zu bedenken, dass höheres Sarmat in diesem Gebiet anscheinend nicht mehr abgelagert wurde, so dass im Mittel- und Obersarmat viel Zeit für Erosionsvorgänge bleibt.

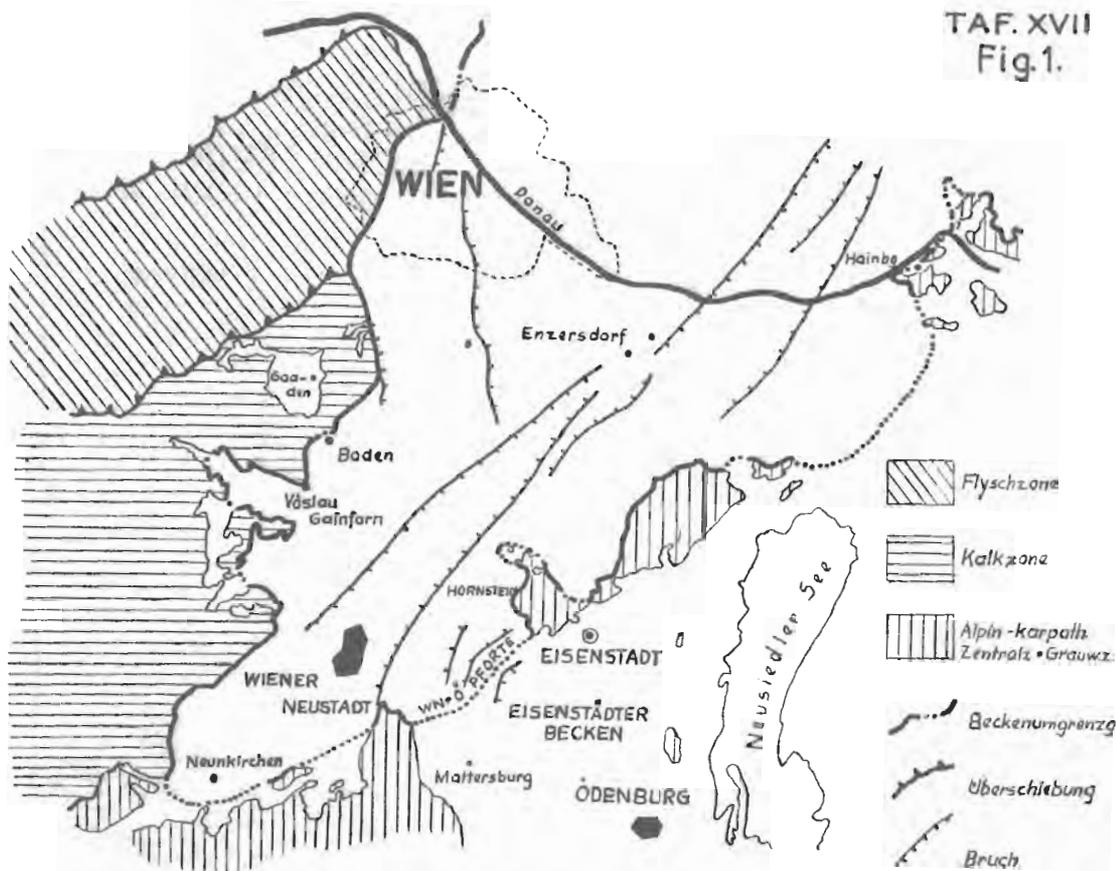
Diese Fragen kann man ohne vergleichende Beobachtungen in benachbarten Gebieten kaum befriedigend lösen.

Profil bei Hornstein siehe Taf. XVII, Fig. 2.

Literaturverzeichnis

- CUSHMANN, J. A. Foraminifera.... Cambridge, Massachusetts, 1955
- GRILL, R. Strat. Unters. m. Hilfe v. Mikrofaunen i. Wiener Becken u. d. benachb. Molesseant. Öl u. Kohle 37, Berlin 1943,
über Mikropal. Gliederungsmögl. i. Mioz. d. Wiener Beckens
Mitt. R. A. f. Bodenforschung, Hf. 6, Wien 1943.

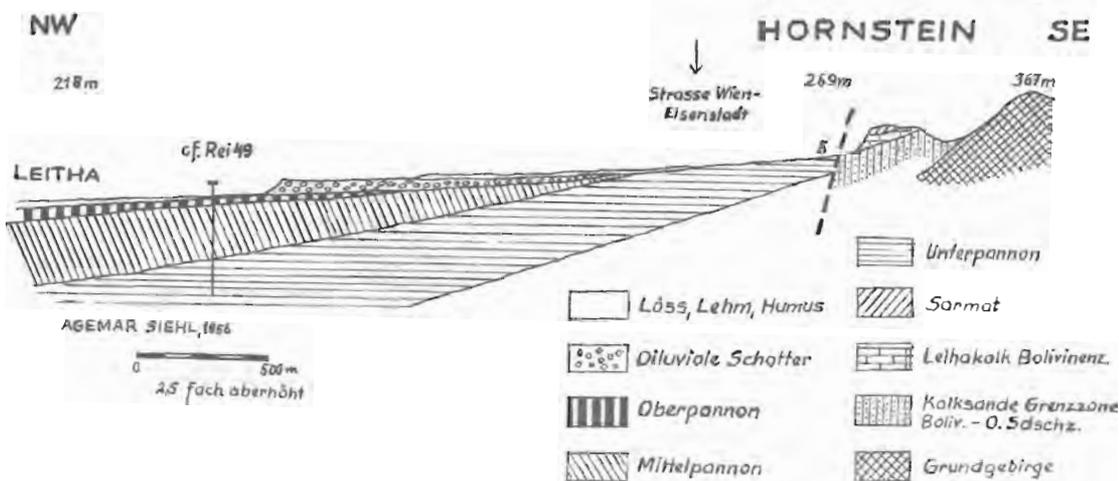
TAF. XVII
Fig. 1.

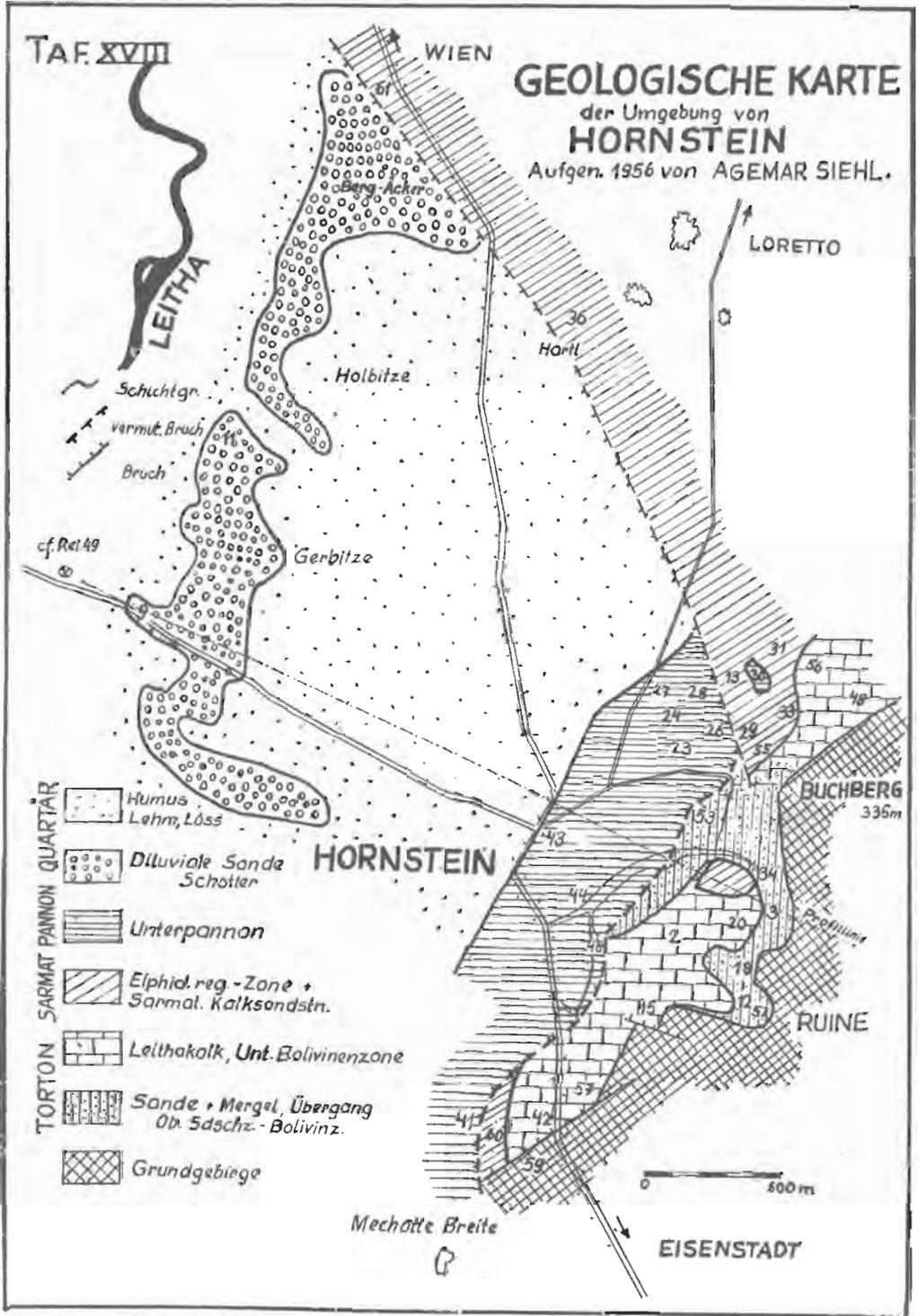


TEKTONISCHE KARTE DES SÜDLICHEN
WIENER BECKENS nach R. Janoschek 1955



Fig. 2.





danken (1873). Aber noch F. TOULA hielt solche später an etlichen Stellen gefundene Crinoiden für Devon (1876). Doch bereits im nächsten Jahr konnte er das mesozoische Alter durch eine bestimmbare Fauna aus dem Rhätkalk beweisen. In seiner Hauptarbeit über dieses Gebiet (1885) sieht er in der Folge Serizitquarzit (mit Gips)-Liegendkalk-rhätischer Pentacrinitenschiefer-dolomitischer Kalk eine normale Serie ab Untertrias, an Brüchen gestört. 1903 erkannte TOULA, dass die Semmeringdolomite mit Gyroporellen und die Kalke mit r u n d e n Crinoidenstielgliedern ins Liegende der Rhätkalke gehören. Ferner trennte er damals die Semmeringquarzite von den serizitischen Semmeringschiefern ab ("Gesteine des Semmeringtunnels") und stellte erstere ins Liegende des Oberkarbon, letztere betrachtete er als permoskythisch.

Nachdem sich die Erkenntnis des gewaltigen Deckenbaues der Ostalpen nach der Jahrhundertwende Bahn gebrochen hatte, führte unter diesem neuen Gesichtspunkt H. MOHR eine Kartierung des Semmering-Wechsel-Gebietes durch und wies als erster auch hier Deckenbau nach. Aus Vergleichen mit den durch V. UHLIG damals beschriebenen Radstädter Tauern sah MOHR auch hier eine weithin überschobene verkehrte Serie von Gyroporellendolomit, Rhät, Pentacrinitenschiefer und Jurakalk. Diese Serie sollte durch Rauhwacke, welche als Mylonit an der tektonischen Grenze aufgefasst wurde, vom permoskythischen Quarzit getrennt sein. MOHR vereinigte mit diesem die serizitischen, gipsführenden Semmeringschiefer und stellte beide ins Permoskyth. In tektonischer Hinsicht trennte er zwei Hauptdeckeneinheiten innerhalb des Semmering-systems: Die tiefere Wechseldecke mit Kristallin und Quarzit und die darüberliegende Kirchberger Überfalte mit einer inversen Serie (Sonnwendstein), einem Kristallinkern (Kirchberg-Schottwien) und einer normalen Serie ("Kirchberger Entwicklung") vorwiegend aus Jura. Über dieser normalen Serie folgt noch die "Tachenbergteildecke" als höhere Einheit. Die von Serizitschiefer und Semmeringquarzit erfüllten Talmulden nördlich vom Sonnwendstein wurden als Fenster der hier nochmals auftauchenden Wechseldecke gedeutet. MOHR parallelisierte die "Sonnwendsteinentwicklung", also den inversen Schenkel der Kirchberger Überfalte, mit der Ausbildung der Radstädter Serie, die Kirchberger Entwicklung als normale Serie der Kirchberger Falte wird hingegen in Analogie mit dem hochtatischen Mesozoikum der Kleinen Karpathen gebracht. Im dazwischengeschalteten Kristallin der Schottwiener Kessels vermutet MOHR die Kluft, welche die beiden von ihm als verschiedenartig gegenübergestellten Faziesgebiete trennen soll.

In zahlreichen Arbeiten beschäftigte sich L. KOBER mit der Tektonik des Semmering-systems (z.B. 1912, 1925, 1926, 1938, 1955) und betonte, wie auch schon V. UHLIG, dass in den Semmeringiden eine tiefere Einheit unter dem Ostalpin hervortrete, die in die hoch- und subalpine Zone der Karpathen überleite. Auch hob er die faziellen Analogien zu den Karpathen besonders hervor. Er betonte den relativ autochthonen Charakter dieser Zone und rechnete sie 1925 zur Einheit der karpathischen Kerngebirge ("Karpathische Zone"), deren Heimat N des Pennin angenommen wurde. Später ordnete er sie dem Unterostalpin zu. KOBER unterschied 1912 über der Wechseldecke: Stuhleck-, Mürz- und Drahtkogel-Decke W vom Semmering. 1925 parallelisierte er sie mit den auch vom E (Kirchberger Gebiet) bekannten Decken und nannte sie 1926 Stuhleck-Kirchberg-Decke und Mürz-Tachenberg-Decke, zu welcher letzterer er die Drahtkogelscholle dazuzählte. 1938 trennte er den höheren Teil der Mürzdecke als Thörl Decke ab. 1955 spricht KOBER statt von einer Stuhleck-Kirchberg-von

einer Pretul-Aspang-Decke, behält für die Mürz-Decke im Sinne 1938 den Namen bei und nennt die Thörl-Decke Veitscher Decke.

Es war das Verdienst von H.P. CORNELIUS, der die Semmeringserie W vom Pass bei der geologischen Aufnahme für Blatt Mürzzuschlag untersuchte (1928–1935), als erster in den violetten, grauen und grünen Serizitschiefern, die auch F. TOULA 1903 bereits getrennt ausgeschieden hatte, in Analogie zu den Karpathen "bunten Keuper" erkannt zu haben. Ferner zweifelte er das Alter der von MOHR 1910 als Jura eingestuft lichten Kalkmarmore an. CORNELIUS unterschied W vom Semmering über der Wechseldecke, durch die Pfaff-Mulde getrennt, die Pretuldecke, die sich zwischen Spital und Semmering in drei gegen NW eintauchende Schuppen aufgliedert, deren mittlere den Keuper führt. Demnach gehört die gesamte mesozoische Schuppenzone im Meridian vom Semmeringpass zwischen Peterbauerkogel und Adlitzgraben der Pretuldecke an, Kristallin fehlt hier weitgehend. Auch das Kristallin der nächsthöheren Decke, der Kampalpendecke (= Mürzdecke KOBER's 1938), keilt gegen E bei den Adlitzgraben aus.

Im Sinne von CORNELIUS ist auch die ins Detail gehende Aufnahme des Semmeringtunnel-Bereiches durch W.J. SCHMIDT (1952) durchgeführt, der sich ihm in seiner stratigraphischen und tektonischen Auffassung anschloss.

Stratigraphie

Im folgenden wird unsere Auffassung über die stratigraphische Zuordnung der mesozoischen Serien des untersuchten Gebietes zwischen Dürngraben (W vom Semmering) im W, Kl. Otter und Grasberg im E, Dürriegel im S und Adlitzgraben im N wiedergegeben.*

1) PERM? – SKYTH.

a) Das tiefste Schichtglied der mesozoischen Serie bildet ein vorwiegend geschichteter Quarzit, der eine, wohl tektonisch bedingte, Mächtigkeit bis 400 m erreicht (Sonnwendstein-SE). Der Quarzit ist fein- oder grobkörnig bis konglomeratisch. Die geröllführenden Typen enthalten gut gerundete bis faustgrosse Komponenten, die fast ausschliesslich aus weissem bis rötlichem Quarz bestehen. Sehr spärlich konnten Lyditgerölle, die wohl aus dem Silur der Grauwackenzone stammen, festgestellt werden. (Steinbruch b. Panhans). Die feinkörnigen Quarzite sind meist apfelgrün, aber auch hellgrau bis weiss. Sie zeigen überwiegend gute, ungestörte Schichtung, nur selten tritt bis cm dünn geschichteter Quarzit auf (Westfuss des Kleinen Otter). Während die grobkörnigen Quarzite oft feingrusigen Zerfall zeigen, den H. MOHR auf das starrere Verhalten gegenüber der tektonischen Beanspruchung zurückführte, sieht man an den Kleinfaltungen des feinkörnigen Quarzites, dass sich dieser zur Zeit der Fernüberschiebung ziemlich plastisch verhalten hat. Die seit alters bekannten Hämatitvererzungen (Roter Glaskopf) am Hirschkogel-Weskaum und um den Erzkogel herum sind jüngerer Entstehung.

*Ein Teil der Originalfundstücke von F. TOULA und H. MOHR sind im Geologischen Institut der Universität Wien aufbewahrt und konnten neuerdings zur Begutachtung herangezogen werden. Das neu aufgesammelte Material ist ebenfalls hier aufbewahrt.

Das Auftreten der Quarzitzüge ist an die Kerne der Falten und die Basis der Schuppen gebunden. Der Quarzitzug der tiefsten Einheit liegt über den Wechselschiefern und zieht von der Südseite des Otter über den Südabfall des Sonnwendstein, dann beiderseits des Dürkogels in den Dürrgraben bis zum "Jockel in der Dürr". Der Quarzit der nächsthöheren Schuppe setzt bei der Hubertushütte an und führt über den Hirschkogel ins Fröschnitztal SW des Semmeringpasses. Gegenüber dem tiefsten Zug sind hier konglomeratische Lagen häufig. Dieser Zug steht nicht, wie die TOULA-Karte (1903) und die MOHR-Karte (1910) zeigen, E der Hubertushütte mit dem Quarzit des ersten Zuges in Verbindung. Grobkörnige bis konglomeratische Quarzitvorkommen kennzeichnen wiederum die Basis der nächsthöheren Schuppe über dem Keuper. Hierher gehört der Quarzit S vom Himmelreich, N oberhalb der nördlichen Kurven der neuen Semmeringstrasse "Im Greis", 500 m N vom Bärensattel und W vom Hotel Panhans. Ein Quarzitstreif im Pfarrerwald begleitet im N die Kristallineinspiessung, mit der die folgende, höhere Einheit N vom Baufelsen beginnt. Der letzte Quarzitzug folgt an der Grenze zur Grauwackenzone nördlich der Kalkwände des Adlitzgrabens.

b) Im Hangenden der Quarzite des südlichsten Zuges folgen, bis 10 m mächtig, cm-dünn geschichtete grüne, braun verwitternde Tonschiefer mit vereinzelt Muskovitplättchen auf den Schichtflächen. Sie wechsellagern mit Serizitschiefern und schmalen quarzitischen, gelblichen, sandig-rauhwackig verwitternden Lagen. Solche Schieferzüge begleiten die S- und E-Seite des Dürkogels, sind in der Südflanke des Dürriegels eingeschuppt und lassen sich in der Einmündung auf der NW-Seite des Erzkogels an der Grenze zum Muschelkalk einige hundert m weit verfolgen. W. J. SCHMIDT hatte ähnliche Gesteinstypen in maximal 15 m Mächtigkeit aus den Hangendpartien des Semmeringquarzites im Tunnelbereich beschrieben.

Das Alter der Quarzite und der sie begleitenden Schiefer ergibt sich aus der Überlagerung über dem Kristallin und der Unterlagerung der die Basis des fossilführenden Muschelkalkes begleitenden Rauhwaacke. F. TOULA hatte 1885 das mesozoische Alter auch der "Quarzite, Quarzitschiefer und gipsführenden Talkschiefer" erkannt und sie aber noch allesamt als Äquivalent des Werfener Schiefers betrachtet. 1903 trennte er die Quarzite von den "Semmeringschiefern" des Semmeringtunnels ab und stellte sie ins Liegende des Karbons. H. MOHR hatte 1910 wiederum Quarzit und gipsführende Serizitschiefer als gleichaltrig in die untere Trias gestellt, H. P. CORNELIUS schliesslich endgültig den als permoskythisch angesehenen Semmeringquarzit vom bunten Schiefer des Keuper getrennt (1952).

2) ANIS - ? LADIN

a) Rauhwaacke (tieferes Anis). Die überwiegende Menge der Rauhwaacke ist auch hier, in diesem tektonisch stark beanspruchten Gebiet, niveaugebunden und erscheint im Liegenden des Muschelkalkes. Mächtige Partien lassen noch den ehemaligen dolomitischen bzw. kalkigen Charakter erkennen und sind nur schwach rauhwaackig gelöst. Mächtigkeiten bis über 100 m stellen sich am Nordfuss des Sonnwendstein und bei der Schanzkapelle ein. Die oben erwähnten, in den obersten Partien des skythischen Schiefers eingelagerten Rauhwaacken sind hingegen verschwindend gering (dm-mächtige Lagen). Es kommen folgende Rauhwaackenzüge verfolgt werden: In der tiefsten Falte folgt ein schmaler Zug der SE-Seite des Dürriegels. Im Hangenden der Sonnwendsteinmulde folgt der mächtigste Rauhwaacken zug des Gebietes: Schanzkapelle

Sonnwendstein-Nordfuss – N der Myrtenbrücke – Palace-Hotel – Hirschkogel-Nord- und Ostseite. Der nächste Zug ist S vom Grasberg schmal und zieht vom S-Ende Schottwiens breit zur Baufelsen-Südflanke. Ebenfalls mächtig ist die Rauhwaacke über dem Quarzit oder dem Kristallin, das im Schottwiener Kessel bzw. im Probstwald einspiesselt.

H. MOHR hatte 1910 die gesamte Rauhwaacke des untersuchten Gebietes als Jura-myylonit bezeichnet, in Anlehnung an V. UHLIG's Studien in den Radstädter Tauern. Diese Einstufung trifft nicht zu. W. J. SCHMIDT hatte 1952 die Rauhwaacke des Semmeringpass-Gebietes in die untere Trias und ins Ladin gestellt, auch vermutet, dass sie nicht zwangsläufig einen eigenen stratigraphischen Horizont andeuten müsse.

b) Kalke des Muschelkalkes (tieferes Anis). Die mitteltriadische Kalk- und Dolomit-Folge leiten in tektonisch nicht reduzierten Profilen stets Kalke ein, deren Mächtigkeit gegen die nördlicheren, tektonisch höheren Einheiten hin relativ regelmäßig zunimmt. In der südlichsten Falte nur etwa 20 m mächtig, bilden sie im nördlichsten Zug – in den Adlitzgräben – Gesteinsserien, deren Mächtigkeit 200 m überschreitet. Es sind deutlich geschichtete feinkristalline Kalke und Marmore, vorwiegend hell- bis dunkelgrau, auch weiss, rosa, rotbraun und schwarz. Die mm-eng parallel zur Schichtung gebänderten dunkel bläulichgrauen, hellblaugrau verwitternden Kalke können auch beträchtliche Mächtigkeit erreichen (WNW-Kamm des Grasberges.) Der Bänderkalk führt stellenweise Pyrit. Der Gesteinscharakter wechselt innerhalb des gleichen Zuges, z. B. treten in der Fortsetzung des Grasbergkammes gegen W, W vom Südende Schottwiens in der Muschelkalkkrippe dünnsschichtige rosa, hellbraune- bis weisse und schwarze Marmore auf, die stellenweise rosa und schwarz geflammt sind. Kalkmarmore des gleichen Typus sind im Steinbruch zwischen Aue und Schottwien aufgeschlossen, der im nächstnördlicheren Zuge liegt. In dieser Schuppe längs des Adlitzgrabens überwiegt der weisse Marmor, lagenweise treten charakteristische rosa Bändermarmore auf, wie man sie auch vom Muschelkalk der Radstädter Tauern kennt. In der südlichsten Zone, der tiefsten Falte, bildet der Bänderkalk nur einen schmalen Zug S des Dürriegels und, zwischen Dolomitmassen gegen N emporgespresst W oberhalb der Wurzel des Myrtengrabens. Ein weiterer Zug streicht bei der Schanzkapelle westöstlich durch. In der höheren Grasbergsschuppe wird der Bänderkalk noch von ebenso mächtigem Dolomit überlagert, im Probstwald und in den Adlitzgräben tritt der Kalk beherrschend hervor.

Fossilien, die dem Muschelkalk zuzuordnen sind, wurden wiederholt beschrieben, so z. B. von F. TOULA 1899. Er erwähnt *Encrinurus liliiformis* ähnliche Crinoiden und "Turbonilla" artige Schnecken vom Myrtengrabenabschnitt oberhalb der Myrtenbrücke, *Encrinurus liliiformis* ? vom Kalk SE des Erzkogels am Sonnwendsteinfahrweg. Der erstgenannte Punkt wurde nun neuerdings wieder aufgefunden. Der an mehreren Stellen fossilführende blaugraue Bänderkalk zieht mit 20 m Mächtigkeit in 1230 m Höhe S über dem obersten Stück des Myrtengrabens hin (Taf. XX). Rundstielcrinoiden sind nicht selten zu finden, ferner unbestimmbare schlanke Kleingastropoden. Pentacrinen kommen hier im Muschelkalk nie vor. Die Crinoiden weisen Durchmesser von 1–2 mm auf und zeigen auf den Gelenkflächen 10 breite, radiale Furchen. Bis 2 cm lange Stielstücke sind noch in Zusammenhang erhalten geblieben. Im Schutt im Myrtengraben kommen noch weiter abwärts Gerölle des anisischen Kalkes vor. Hier wie ebenso am Ostfuss des Sonnwendstein sind z. T. zahlreich bis $\frac{1}{2}$ cm grosse Dolomitbröckchen im Kalk eingelagert, die durch tektonisch verursachte ZerreiSSung ursprünglich zusammenhängen-

der schmaler Dolomitlagen entstanden. Auf Angewitterten Stücken können so Korallenstöcke vorgetauscht werden. Ein weiteres, reicheres Vorkommen ausschliesslich von Rundstielcrinoiden wurde im blaugrauen, undeutlich gebänderten Kalk im Steinbruch am Kamm des Höhenzuges N vom Auer, NE Göstritz, angetroffen. Es liegt in der Fortsetzung des Muschelkalkzuges, der vom Grasberggipfel gegen WNW führt. Die Crinoiden sind lagenweise angereichert.

Hinsichtlich der Einstufung dieser Bänderkalke und Kalkmarmore wurde schon durch F. TOULA in seinen späteren Arbeiten der Grundstein zu zahlreichen Irrtümern der späteren Zeit gelegt. Nachdem F. TOULA das rhätische Alter einiger Kalkschieferzüge richtig erkannt und durch Fossilien belegt hatte, parallelisierte er damit später (1885) noch eine Reihe anderer Kalk- und Marmorzüge ohne Fossilbelege nur auf Grund ähnlicher petrographischer Beschaffenheit, die aber, wie sich später zeigte, dem Muschelkalk angehören (Kalkrippe im Pfarrerwald am Südrand Schottwiens, Weinzettelwand, Kalke im Gebiete des Adlitzgrabens usw.). Aus der Karte und dem Text der Arbeit von H. MOHR (1910) entnimmt man, dass er die weissen, gelblichen, bläulichweissen und rosa Kalkmarmore bzw. die blauen Bänderkalke an der Südseite des Sonnwendstein, bei der Schanzkapelle, im Grasberg-Eselsteinzug und zu beiden Seiten des Adlitzgrabens oberhalb Schottwien unter dem Eindruck von V. UHLIG's Berichten aus den Radstädter Tauern in den Jura stellte. Alle angeführten Kalkzüge gehören hingegen dem Anis an, Jura ist im gesamten untersuchten Gebiet nicht mehr vorhanden. Der Jura der Radstädter Tauern, den die Verfasser aus eigenen Studien kennen, ist fossilmässig und petrographisch in keiner Hinsicht damit vergleichbar. CORNELIUS hatte bereits 1952 das Vorkommen von Lias westlich des Semmeringpasses im Frage gestellt.

c) Hornsteinknollenkalk (Anis) tritt in Verbindung mit den Kalken des Muschelkalkes auf. Nussgrosse graue Hornsteinknollen sind im grauen Kalk an der SW-Seite des Dürrkogels vorhanden. Ein solcher Gesteinstypus ist auch aus dem Unterostalpin der Radstädter Tauern, ebenfalls geringmächtig, bekannt.

d) Anisische Dolomitrekie. Stellenweise leitet eine Dolomitrekie den dunklen Dolomit im Hangende der Kalke ein. An der Ostseite des Sonnwendstein, an der Ausmündung der "Grünen Riss" schwimmen die Dolomitkomponenten in einer kalkigen Grundmasse. S vom Sonnwendsteingipfel, an der Grenze zum Quarzit und in einem breiten Band SW vom Erzkogel ist die rein dolomitische Brekie stark tektonisch ausgewalzt. Cm- bis dm-grosse dunkelgraue, teils helle, teils schwarz verwitternde Dolomitkomponenten schwimmen in einer mittelgrauen, kristallinen dolomitischen Grundmasse. Der Habitus des Gesteins gleicht hier völlig dem der anisischen Brekie der Radstädter Tauern. Unterhalb vom Hahnl, SE ober Schottwiens ist die Dolomitrekie massiger und nicht ausgewalzt. Hierherzustellen ist ferner die von W.J. SCHMIDT 1952 als Lias aufgefasste dunkelgraue Dolomitrekie am Westrand des Hirschkogel-Quarzites.

e) Muschelkalk-Dolomit (ANIS-?LADIN). In enormer Mächtigkeit baut vorwiegend dunkelgrauer z.T. gebänderter, geschichteter bis ungebänkter Dolomit den Höhenzug im S des Gebietes vom Kleinen Otter über den Sonnwendstein (1523m) zum Erzkogel und Dürriegel auf, um dann über dem Dürrgraben gegen SW überzusetzen. Aber nicht nur auf das südliche Bereich ist dieser Gesteinstypus beschränkt, sondern streicht auch im Hangenden des anisischen Kalkes im Höhenzug NW des Grasberges übers "Himmelreich" zum Südrand von Schottwien und weiter über den Rücken östlich von "Im

Bau°. Die Mächtigkeit der dunklen Dolomite ist im Otter-Sonnwendstein-Myrtengraben-Bereich zum Teil tektonisch verursacht, erscheint aber auch durch das regional nordgerichtete Untertauchen dieser Mulde grösser, da im tieferen Teil der Gehänge Schicht- und Hangneigung ähnlich liegen. In der überwiegenden Masse ist der Dolomit, der früher unter dem Begriff "Semmeringdolomit" zusammengefasst worden war, dunkelgrau bis schwarz, meist auch gebankt. Am Sonnwendstein kommen im Gipfelbereich und auf halber Höhe auf der Nordseite hellere Dolomite in Wechsellagerung mit dem dunklen vor. Der Muschelkalk im Steinbruch am Süden der Myrtenbrücke besteht aus wechselnd dickbankigen und dünn-schichtigen schwarzen Dolomitlagen, die hier mit reichlich zwischengelagerten Tonschieferhorizonten abwechseln. Einen anderen, charakteristischen Typus von Dolomit repräsentieren die fleckigen Stinkdolomite, die partienweise im einheitlichen dunklen Dolomit eingelagert sind. Es handelt sich um mittel- bis dunkelgraue, relativ grobkristalline, sandig verwitternde Dolomite, die von ½ cm breiten band-, röhren-, wulst- und spindelförmigen weissen kristallinen Dolomitpartien durchzogen sind und dadurch grobscheckiges Aussehen erlangen.

Seit langem sind Crinoiden und "Gyroporellen" aus dem Dolomit bekannt. F. TOULA erwähnte 1899 Encriniten-Stielglieder im Dolomit unmittelbar unter dem Sonnwendsteinschutzhaus. Von ihm stammen auch Angaben über Funde von Gyroporellen, die er mit *Gyroporella annulata* SCHAFFH. verglich. Die Originalfundstücke von der Lokalität "Lichtensteinstrasse, Meiereiweg" sind im Geologischen Institut der Universität Wien zugänglich. Auch ist dieser in der Karte von TOULA (1903) verzeichnete Fundpunkt im Gelände leicht wiederaufzufinden, da dort der dunkle Dolomit in einem isolierten Fels aufragt. TOULA's Vermutung, dass hier *Gyroporella annulata* vorliege, ist unzutreffend. Den dunklen Dolomit durchziehen in weiten Abständen von weissen Dolomitkristallen erfüllte röhrenförmige Hohlräume mit kreisförmigem Durchschnitt mit stark wechselnden Durchmessern von 1 mm bis 1 cm und mehr. Form und Grösse namentlich der auch weit über 1 cm Durchmesser aufweisenden, nur annähernd röhrenförmigen, auch unregelmässigen Ausfüllungen, schliessen die Deutung als Gyroporellen mit Sicherheit aus. Die Neuuntersuchung des zweiten, von TOULA angeführten Fundpunktes im oberen Adlitzgraben am Alpkamm-Ostfuss (s. TOULA's Karte), zeigte, dass dort mittelgraue Dolomite anstehen, durch helle dolomitische Partien gesprenkelt, die wohl der Anlass für TOULA waren, Gyroporellen zu vermuten. Nachweisbar sind sie auch hier nicht. 1910 beschrieb H. MOHR fragliche Gyroporellenreste im oberen Myrtengraben und Göstritzgraben. Die Originalfundstücke vom "Hinteren Otter, Göstritzgraben" (Inv. Nr. 285) sind im Geologischen Institut Wien aufbewahrt. Es handelt sich um den weissfleckigen, dunkelgrauen, oben beschriebenen Stinkdolomit, in dem die lichter Partien wulstförmig angeordnet sind, aber auch nicht entfernt an Diploporen erinnern. CORNELIUS hat einen weiteren Fundpunkt von Diploporen an der NE-Seite des Dürrgrabens angeführt (1952).

Bei unseren Begehungen wurden sichere Diploporen in einem sehr hellen Dolomit E von Schottwien angetroffen, die weiter unten beschrieben werden. Der graue bis schwarze Dolomit, der vom Anis wohl auch noch ins Ladin reichen wird, führt ebenfalls Dasycladaceenreste, oft massenhaft, z.B. lagenweise im Steinbruch S der Myrtenbrücke und am Sonnwendstein-Nordhang in 1030 m Höhe E vom Fischersteig (hier zusammen mit schlanken Kleingastropoden). Der Erhaltungszustand all dieser Algenreste lässt aber nicht einmal die Bestimmung der Gattung zu. Eine pollenanalytische Un-

tersuchung der Tonschieferlagen aus dem Steinbruch bei der Myrtenbrücke blieb durch den relativ hohen Metamorphosegrad ergebnislos.

Früh bereits hatte man die Semmeringkalke und -dolomite petrographisch mit dem Gutensteinerkalk verglichen (ČIŽEK 1854). TOULA stellte 1885 die gesamte Kalk-Dolomit-Serie des Semmering in die obere Trias "dem Opponitzer Hauptdolomit und dem Rhät entsprechend". 1903 trennte er die dolomitischen Kalke und Dolomite mit Gyroporellen und Rundstielcrinoiden ab und erachtete sie für älter als Rhät. H. MOHR bezeichnete die Hauptmasse des Dolomites als Gyroporellendolomit und sah darin obere Trias (Legende der Karte). An zahlreichen Stellen wurden von ihm randliche Streifen der Dolomitzüge ins Rhät gestellt (z.B. Myrtenbrücke, Myrtengraben, Kl. Otter-W usf.), was aber weder lithologisch noch paläontologisch gerechtfertigt werden kann (gesprenkelte Dolomite bei der Myrtenbrücke, die an Tropfmarmore erinnern, wurden als Lithodendron-Dolomite aufgefasst). Der Dolomit NE Schlagl wurde von MOHR sogar als Jura angesprochen. CORNELIUS stellte 1952 die Diploporen führenden Dolomite ins Anis-Ladin, vermutet in den dunklen Dolomiten Anis und erwartet erst in der Kampalpendecke auch norischen Dolomit.

3) L A D I N .

In einer westöstlich streichenden Felsrippe bei Kote 824 E Schottwien, die aus hellgrauem, feinkristallinem, licht und sandig verwitterndem Dolomit besteht, wurden lagenweise gut erhaltene Diploporen gefunden. Die Röhrchen weisen einen Querschnitt von 2 mm auf. Stücke in einer Länge von ein cm und mehr sind durch die Verwitterung freigelegt. Die Gattung *Diplopora* ist nach einer freundlichen Mitteilung von Prof. Dr. E. KAMPTNER mit Sicherheit zu erkennen. Höchstwahrscheinlich handelt es sich um *Diplopora annulata* SCHAFH. Ein gleicher, lichter Dolomitzug wurde im Pfarrerswald oberhalb des Steilabfalles gegen den Adlitzgraben gefunden, ferner über dem Muschelkalk N der Schanzkapelle (Göstritzschuppe).

4) K A R N - N O R .

In zweifungef. W - E streichenden Zügen lässt sich das vorwiegend in Form serizitischer Tonschiefer ausgebildete Karn und Nor verfolgen. Der südliche Zug streicht vom Semmeringpass gegen E sich rasch verbreitend über den Bärensattel und durch die vom Greisbach durchflossene Mulde über den Göstritzgraben bei der Ortschaft Göstritz und aufwärts bis knapp unter den Sattel S vom Grasberggipfel. Er gehört der die Sonnwendsteinmulde überlagernden "Göstritzschuppe" an. Ein zweiter, nördlicher Zug, der auf der CORNELIUS-Karte noch nicht zur Ausscheidung gelangt ist, streicht in der gleichen Anordnung über das Wiesengelände zwischen Weber- und Wolfsbergkogel.

In Verbindung mit dem karnischen Gips wurde oft schwarzer Tonschiefer angetroffen. Der in der Hauptmasse dem Nor zuzuordnende Serizitschiefer und phyllitische Tonschiefer zeigt häufig rotviolette, graue und grüne Farben. Er enthält Dolomit- und Quarzitlagen. Die bunte Serie ist in einem eindrucksvollen Hangrutsch W vom Bärensattel grossartig aufgeschlossen. Die Quarzitlinsen und -lagen erreichen nie jene Mächtigkeit und Massigkeit, wie sie der skythische Semmeringquarzit aufweist. Gegenüber diesem sind die obertriadischen Quarzite gelblich-weiss und stehen in starker Wechsellagerung mit grünen Serizitschiefern (Krenthalers Steinbruch). Sie verwittern mit grobgrusigem Zerfall. Eine pollenanalytische Untersuchung der serizitischen Schiefer

erschien wenig versprechend, rein toniges Material wird noch in dieser Hinsicht zu prüfen sein. Die weitgehend tektonisch bedingte Mächtigkeit des südlichen Zuges ist bedeutend.

F. TOULA hatte 1885 wie bereits vorher E. SUESS die bunten und gipsführenden Schiefer als Äquivalente des Werfener Schiefers aufgefasst, blieb in der Arbeit 1903 in Bezug auf diese Schiefer bei der gleichen Meinung, stellte sie aber als etwas eigenes dem Semmeringquarzit auf der Karte gegenüber. H. MOHR hingegen zog sie mit dem skythischen Quarzit zusammen. Erst H.P. CORNELIUS erkannte ihre wahre Natur und identifizierte sie mit dem bunten Keuper der Karpathen.

5) RHÄT

Auch das Rhät ist noch in der "Keuperfazies" ausgebildet. Häufig tritt Rhät in Form von blaugrauen, seltener bräunlichen, plattigen Kalken auf, die mit Serizitschiefern wechsellagern. Oft aber trifft man auch zusammenhängende Züge von rhätischen Bänderkalken und gebankten Kalken. Die Mächtigkeit ist nirgends bedeutend. Im untersuchten Gebiet fand sich das Rhät stets nur in Begleitung des bunten Keuper, diesen überlagernd oder in ihn eingefaltet. Rhät kommt entlang der oben erwähnten zwei Keuperzüge vor. Dem petrographischen Charakter nach ist der Rhätkalk dem anisischen Kalk manchmal wohl ähnlich, doch zeigt er kaum eine so streng parallele Bänderung, sondern ist flasriger zerschert und ist besonders in Verbindung mit Serizitschiefern leicht zu erkennen. Ferner ist er stets nur kalkig, sehr selten schwach dolomitisch, nie reiner Dolomit.

Es wurden sämtliche alten, von TOULA angeführten Fossilfundpunkte des Gebietes wieder aufgesucht. Ferner liegt im Geologischen Institut Wien Originalmaterial von 1877 aus dem Fundpunkt über dem Semmeringtunnel und von anderen Stellen mit *Thecosmilien* und "Pentacriniten". Gerade das Rhät war es ja, das die ersten bestimmbareren Fossilien geliefert hatte, sodass durch TOULA das triadische Alter bereits 1877 bekannt geworden war. Die "Pentacriniten-Stielglieder" führenden schwarzen Schiefer waren an etlichen Stellen von TOULA durch unmittelbaren Fossilbeleg als Rhät eingestuft worden. Diese Stellen sind auf der TOULA-Karte von 1903 durch das Fossilzeichen für *Pentacrinus* gekennzeichnet. Hingegen sind die im Text von TOULA (1885, S. 129) angeführten 15 Fundstellen von Kalkschiefern keinesfalls überall fossilbelegt, sondern es gehören in untersuchten Gebiet nur die unter 1-7 und 9 erwähnten Kalke dem Rhät an. Die auf der Karte (1903) durch Bänderkalksignatur (+) gekennzeichneten Punkte aber müssen heute dem Muschelkalk zugezählt werden. Ferner ist das von TOULA 500 m N vom Bärensattel verzeichnete Rhät nur als Ansotterung des Weges vorhanden, während 200 m E davon abwärts bei der Verbreitung der Semmeringstrasse Rhätkalk und Schiefer über dem bunten Keuper aufgeschlossen worden ist. Das berühmte Rhät des Krenthaler Steinbruches N von Göstritz, das eine bestimmbarere Fauna schwäbischer Fazies geliefert hatte, ist in dem verwachsenen Steinbruch unter Schutt begraben und nicht mehr zugänglich. Hingegen konnte eine kleine Rhätfauuna in einer dem bunten Keuper eingefalteten Kalkrippe am Weg 120 m von der verfallenen Krenthaler'schen Gipsmühle NNW von Göstritz gesammelt werden. Im gebänderten, kleinlinsig verquetschten, dunkelblaugrauen Kalk finden sich fossilreiche Linsen, die Crinoiden, Stockkorallen (*Thecosmilien*), Gastropoden, Bivalven und Terebrateln führen.

Prof. Dr. H. ZAPFE konnte daraus *Myophoria inflata* EMMRICH bestimmen. Der Erhaltungszustand der Pleurotomariiden liess keine nähere Bestimmung zu. *Myophoria inflata* ist aus dem germanischen Rhät, nicht aus dem alpinen Bereich bekannt. TOULA hatte schon nachdrücklich auf die "schwäbische Fazies" der Fauna aus dem Krenthaler-Steinbruch hingewiesen. Litho- und Biofazies liefern stets neue Hinweise auf die enge Beziehung zum germanischen Sedimentationsbereich, auf die vermittelnde Stellung des einstigen Ablagerungsraumes zwischen rein germanischer und alpiner Fazies. Ein weiteres Vorkommen von Rhätkalk wurde durch einen Hausbau NE vom Thörlbauer, östlich von Göstritz, erschlossen. Dort waren im dünnplattigen, schwarzen, pyritführenden Kalkschiefer, der durch serizitische Schieferlagen getrennt ist, nicht selten ausgezeichnet erhaltene Stielglieder von *Isocrinus* cf. *bavaricus* WINKLER zu finden.

H. MOHR hatte, angeregt durch die Einreihung der Pentacrinitenkalkschiefer und Bändermarmore der Radstädter Tauern in den Lias (V. UHLIG), die Pentacrinitenkalkschiefer, "so weit sie nicht dem Rhät zugeschlagen wurden, an den Jura angeschlossen". Aber MOHR erkannte selbst, dass dieser Versuch kaum praktisch durchführbar ist und konnte die Pentacrinitenkalkschiefer auch auf seiner Karte nicht getrennt ausscheiden. Hierzu kann, auf Grund der Kenntnis der Verhältnisse in den Radstädter Tauern, bemerkt werden, dass die *Isocrinus bavaricus* WINKL. führenden Kalke aus dem Rhät der Radstädter Tauern gut mit den "Pentacrinitenkalkschiefern" des Semmering vergleichbar sind, während der Crinoidenkalk des Radstädter Lias keineswegs irgendwelche Vergleiche mit einem Kalktypus der Semmeringserie des untersuchten Gebietes zulässt.

6) J U R A

ist im untersuchten Gebiet nicht vorhanden. Die von MOHR beschriebenen Juramarmore und -kalke sind anisischer Muschelkalk, die von W. J. SCHMIDT (1952) angeführte Liasdolomitbrekzie des Hirschkogels hat anisisches Alter. Der von H. MOHR betonte scharfe Gegensatz einer "Sonnenwendsteinfazies" und einer an Jurakalken reichen "Kirchberger Fazies" ist in dieser Art hier nicht vorhanden. Ein wesentlich anderer Typus von Crinoidenkalken von Wimpassing am Leithagebirge, der aus der Sammlung MOHR stammt (Geol. Inst. Wien, Nr. 193), und in graubräunlicher Grundmasse reichlich Crinoiden, auch Pentacriniten führt, gleicht weitgehend den aus dem Lias der Radstädter Tauern bekannten Gesteinstypen. Weiter im E ist also auf die Möglichkeit von Liasvorkommen weiterhin zu achten.

T e k t o n i k

Es galt in tektonischer Hinsicht die folgenden Fragen einer Lösung näherzubringen. Welche Abfolge von tektonischen Einheiten von S nach N ist im Profil W und E des Göstritzgrabens vorhanden. Ist die Darstellung von H. MOHR im Sonnenwendsteinprofil stichhaltig, wonach in der Mulde am Nordfuss des Sonnenwendstein nochmals die Wechseldecke in Fenstern hervorkäme? Liegt in der Sonnenwendsteinentwicklung eine weit hin überschobene verkehrte Schichtfolge vor, wie MOHR zeichnete, oder liegen die Verhältnisse anders, wie bereits L. KOBER vermutete? Ist Schuppen- oder Faltenbau vorhanden? Wie können schliesslich die hier auftretenden tektonischen Einheiten mit

den W vom Semmeringpass bekannten Verhältnissen in Übereinstimmung gebracht werden?

Zunächst sollen die internen Verhältnisse der von S gegen N abfolgenden tektonischen Zonen besprochen werden (Taf. XIX, Fig. 1).

1) **Sonnwendstein-Mulde.** Unmittelbar über dem Wechselkristallin setzt mächtig mit skythischem Quarzit, der regional wie das Kristallin gegen N abtaucht, das Mesozoikum ein. Zur tiefsten Einheit gehört der Streif S der Linie Otter-Nordseite, Sonnwendstein-Nordfuss, Myrtenbrücke, Hubertushütte und Hirschkogel-Südhang. Kleiner Otter, Sonnwendstein, Erzkogel und Dürriegel liegen in diesem Zug. Er streicht über den Dürngraben in den Peterbauer-Kogel und Dürri-Riegel (Kote 1272) weiter. Dieser Zug ist die östliche Fortsetzung der Einheit, die CORNELIUS als tiefste Teilschuppe der Pretuldecke bezeichnete. Allerdings gehört diese weiter im E unmittelbar über dem Wechselkristallin liegende Mulde aller Voraussicht nach der Wechseldecke an, sie ist die Fortsetzung der Pfaff-Mulde. CORNELIUS hatte sie auf Grund der beim Peterbauer NE vom Hocheck tiefer eintauchenden Phyllite in Fortsetzung der Pretuldecke von der Wechseinheit abgetrennt, aber die Lagerung der Phyllite mit ihren Grünschiefer einschaltungen, wie sie CORNELIUS auf seiner Karte darstellt, zeigt, dass das Kristallin der Pretuldecke um den Peterbauerkogel im W herumzieht, diesen überlagernd. Der Schichtinhalt der Sonnwendsteinmulde umfasst Quarzit, Serizitschiefer, Rauhwanke, anisischen Bänderkalk, Muschelkalkbrekzie und Muschelkalk-Dolomit. Die Hauptmasse besteht aus dem Dolomit, dessen Schichtung an der Westseite des Kleinen Otter nur im N mit dem allgemeinen Abtauchen der Einheit gegen N übereinstimmt, gegen S hingegen Südfallen zeigt. Während im W, beim Myrtengraben und auch S vom Sonnwendsteingipfel die Faltung im Dolomit konform zu der des unterlagernden Bänderkalkes bzw. Quarzites ist, zeigt sich der Dolomitblock des Kleinen Otter an der Südgrenze stark diskordant mit S gerichtetem Einfallen gegenüber dem gegen N darunter abtauchenden Quarzit. Auf der Strecke zwischen Sonnwendstein und Dürngraben tritt weitere, interne Faltung auf. Der Dürrikogel ist ein vom übrigen Zug durch Quarzit allseits getrennter tiefster Schubspan aus Dolomit, von anisischen Bänderkalken unter- und überlagert. Er steht nicht, wie MOHR zeichnete, mit dem Dürriegel in unmittelbarem Zusammenhang. Von der Haupteinheit Myrtengraben-Sonnwendstein spaltet sich E vom Meridian der Hubertushütte eine höhere Teilfalte ab, in der Dürriegel und Erzkogel liegen. (Tafel XX und XXI). An der Nordgrenze dieser höheren Mulde kann auf der gesamten Strecke nane unterhalb vom Ferdinand Katzer Weg emporgepresster, fossilführender anisischer Bänderkalk verfolgt werden, unter dem gegen E, N vom Erzkogelgipfel, noch der skythische Quarzitschiefer (Quellhorizont!) und Quarzit auftauchen und um den Erzkogel herum mit dem den gesamten Zug unterlagernden Quarzit in Verbindung stehen. Dass es sich hier um Faltung, nicht um Schuppung handelt, zeigen aufrechte und verkehrte Serien von Quarzit, Schiefer, Bänderkalk und Dolomit. Eine lokale Quarzphyllit-Einspiessung konnte ferner an der Dürriegel-Südflanke beobachtet werden. Das Untertauchen des gesamten Sonnwendsteinzuges gegen N kommt an der von Schutt nicht verhüllten Grenze bei der Myrtenbrücke zum Ausdruck, wo der mit waagrecht 070° streichenden Achsen gefaltete Muschelkalk-Dolomit (Ostseite des Steinbruches) mit zunehmendem Gefälle gegen N unter die Rauhwanke untertaucht, zuletzt mit der Neigung $330/60^\circ$ (unter der Brücke). Weiter westlich, S vom Pass, kommt bei der Sprung-

schanze und der Bobbahn am NW-Fuss des Hirschkogels dieser Muschelkalkdolomit und anisische Bänderkalk der tieferen Serie nochmals unter Rauhwanke und Quarzit hervor. Die Annahme der Einmündung des Sonnwendsteinzuges zwischen dem unterlagernden Quarzit und dem Hirschkogelquarzit im Hangenden wird durch die Lagerungsverhältnisse des Dolomites und durch die verkehrte Schichtfolge Dolomit-Rauhwanke-Quarzit gestützt, ferner durch den Hinweis auf Faltenbau, den die reichere Schichtfolge im Erzkogellappen liefert.

2) G ö s t r i t z s c h u p p e (Haupt-Keuperzone). Der Quarzit des Hirschkogels leitet die nächst höhere Einheit, die Göstritzschuppe, ein. Er reicht von der Hubertushütte über den Hirschkogelgipfel zusammenhängend bis in das Fröschnitztal SW vom Semmeringschutzhaus. Weiter im E wird die Fuge durch mächtige Rauhwanke gekennzeichnet, östlich von Göstritz oberhalb des Guldenhofes spießt wiederum Quarzit in die Rauhwanke ein, diese zieht über die "alte Verschanzung" weiter gegen E. Diese Schuppe, die durch die besondere Anreicherung des Keupers charakterisiert ist, knüpft am Semmering an die "mittlere Schuppe der Pretuldecke" von CORNELIUS an, die entlang des Fröschnitztales zum Pass zieht. Hier ist sie allerdings die tiefste aufrechte Schuppe der Pretuldecke über der Sonnwendsteinmulde. E vom Pass verbreitert sie sich rasch, verringert sich aber beim Bärensattel wiederum auf 500 m. In der östlichen Fortsetzung wird die gesamte breite Mulde des Greisbaches und der Umgebung von Göstritz vom Keuper erfüllt. Zwischen Schanzkapelle und dem Sattel S des Grasberggipfels schalten sich Muschelkalk, Rauhwanke und Wettersteindolomit im Liegenden des Keuper ein. (Tafel XIX, Fig. 1). Den Keuper normal unterlagernde Mitteltrias ist durch W. J. SCHMIDT auch im Gebiet W des Semmeringpasses kartiert worden. An der Südgrenze der Keuperschuppe im Bereich zwischen Myrtenbrücke und Bärensattel erkennt man eine bedeutende sekundäre Bruchtektonik. An einer etwa W-E verlaufenden Linie sank der Nordteil in die Tiefe, sodass hier von bunten Keuperschiefer unterlagertes Rhät im S gegen Rauhwanke abstösst. Die starke Bruchtektonik macht sich in einer Unzahl von Harnischen bemerkbar, die die Gesteinsserien beiderseits der Bruchlinie durchschwärmen. Innerhalb des Keupers der Göstritzschuppe müssen noch starke interne Bewegungen stattgefunden haben, wie die sehr unterschiedliche Position der verschiedenen Rhätkalke bezeugt.

3) G r a s b e r g s c h u p p e. Über dem bunten Keuper und Rhät der Göstritzschuppe setzt als nächsthöhere Zone die Grasbergschuppe wieder allgemein mit Semmeringquarzit ein. Die Fortsetzung der Basis der höchsten Haupt-Schuppe der Pretuldecke von CORNELIUS, die er von den Nordgehängen des Fröschnitztales beschrieb, ist durch folgende Quarzitvorkommen charakterisiert: Panhans, Myrtengraben nahe S vom Gipswerk, 400 m N Bärensattel, "Im Greis" N der Kurven der Semmeringstrasse S vom Grasberggipfel. Im Abschnitt Baufelsen-Grasberg reicht die Schichtfolge nirgends über den mitteltriadischen Dolomit hinaus, während in der westlichen Fortsetzung des Zuges N vom Weberkogel noch bunter Keuper und Rhät vertreten sind. Näher untersucht wurde nur der östliche Abschnitt zwischen Grasberg und Baufelsen. Im Osten, beim Grasberg, ist die Zone nur 200 m schmal, verbreitert sich allmählich gegen W und spaltet sich W vom Himmelreich durch eine Rauhwankeinschaltung in zwei Teilschuppen. Der südliche Zug führt über die Höhe "Im Bau" gegen W, im nördlichen liegt der Gipfel des Baufelsen (Eselstein) (Taf. XIX, Fig. 2). Mit grösster Wahrscheinlichkeit

setzt die südliche Teilschuppe im Kartnerkogel–Pinkenkogelzug fort und hat die nördliche im Wolfsbergzug ihre Fortsetzung, der nach der Karte von CORNELIUS im Gebiet der obersten Adlitzgräben durch einen Kristallinspan als oberste Teilschuppe der Pretuldecke abgetrennt erscheint.

4) **Adlitzschuppe**. Ein markanter, besonders bei Schottwien breiter Kristallzug kennzeichnet die Hauptüberschiebungslinie, an der die höhere Decke einsetzt. Der schmale Zug, dem namentlich die anisischen Kalke beiderseits des Adlitzgrabens angehören, ist die gesamte Vertretung der östlichen Fortsetzung der Kampalpendecke in diesem Gebiet. Das Kristallin besteht aus Quarzphyllit und z.T. vergrüntem Glimmerschiefern und liess sich in beträchtlicher Breite auch noch im Pfarrerwald und N vom Baufelsen wiederfinden. Die mesozoische Schichtfolge umfasst dort Quarzit, Rauwacke mit hellen Dolomitschollen (Diploporendolomit?) und Muschelkalk-Marmor, der mächtig beiderseits des Adlitzgrabens steil nordfallend dahinzieht. (Tafel Nr. XIX Fig. 2).

Der Kristallinzug teilt sich im Schottwiener Kessel, enthält bereits an der Westseite, am Lichtensteinweg, eine Rauwacken-Einschaltung und umgrenzt an der Ostseite eine rasch an Mächtigkeit zunehmende, vielfach geschuppte Serie aus Rauwacke, Muschelkalkmarmor und Diploporendolomit (Kote 824). Der südliche Glimmerschieferzug streicht S der Kirche über das Tal, zieht gegen ESE weiter, ist in Spuren im Sattel 890 oberhalb vom ^W „Himmelreich“ zu finden und führt weiter entlang des Tälchens zum breiten Sattel zwischen Grasberg (1063) und Höhe 1096. Der nördliche Kristallinzug setzt breit über den Kamm am NE-Rand des Schottwiener Kessels über. (Taf. Nr. XXII).

Ob der N des Muschelkalkes des Adlitzgrabens auftretende, bei Klamm sehr mächtige, Quarzit an der Grenze zur Grauwackenzone eine eigene Schuppe darstellt oder eine verkehrte Serie charakterisiert, wird erst auf Grund umfangreicher Kartierung zu entscheiden sein. In der Fortsetzung des Quarzitzuges nach W liegen Quarzitschiefer, die von CORNELIUS als Tattermannschiefer (Altpaläozoikum) kartiert und zur Grauwackenzone gerechnet wurden. Es bleibt zu erwägen, ob nicht diese Serizitquarzitschiefer und Quarzite als permoskythische Semmeringquarzite mit ihrem schiefrigen Anteil aufgefasst werden könnten.

Überschaut man die angeführte tektonische Ordnung des Gebietes zwischen Semmering und Kleinem Otter, so erkennt man über der gegen N abtauchenden Wechseldecke, die über sich die mächtige Trias der Sonnwendsteinmulde trägt, eine Reihe sich überlagernder, nordtauchender Schuppen. Die Deutung von H. MOHR, wonach die Wechseldecke in einem Fenster zwischen Myrten- und Göstritzgraben N des Sonnwendstein wiederum auftauchen sollte und von einer inversen Serie (Sonnwendstein, Grasberg, Eselstein) überlagert sein sollte, trifft nicht zu. Hingegen lässt sich das gegen N gerichtete Untertauchen der südlichsten Einheit, der die Wechseldecke im Hangenden begrenzenden Sonnwendsteinmulde, bei der Myrtenbrücke und im Bereich des Passes klar erkennen. Die Sonnwendsteinmulde zeigt am Südrand gegen E durch Abspaltung einer höheren ^W „Erzkogelmulde“ weitere Komplikation. Die über der Sonnwendsteinmulde folgenden Schuppen (Göstritz- und Grasbergsschuppe) gehören der Pretuldecke an. Sie lassen sich unmittelbar mit den von CORNELIUS W des Semmeringpasses erkannten Schuppen verbinden. Die tiefste aufrechte Schuppe der Pretuldecke im untersuchten Gebiet, nämlich die Göstritzschuppe, entspricht der ^W „Mittleren Schuppe der Pretuldecke“ von CORNELIUS. Als südlichste Teilschuppe kann W vom Pass nun, da der

Triaszug in Fortsetzung der Sonnwendsteinmulde noch an die Obergrenze der Wechseldecke gehört, höchstens nur mehr der Phyllitspan beim Peterbauer gewertet werden — wie oben ausgeführt wurde. Die höchste Hauptschuppe der Pretuldecke, im W wieder untergeteilt, entspricht der Grasbergshuppe des untersuchten Gebietes. Die Kampalpendecke im Sinne von CORNELIUS setzt sich hier nur in der schmalen Schuppe des Adlitzgrabens fort.

Vergleich mit Radstädter Tauern und Subtatischer Zone der Karpathen

Seit langem sind die Analogien zwischen Semmering und Radstädter Tauern betont worden. In fazieller Hinsicht wie in tektonischer Formung und Grossposition bestehen weitreichende Ähnlichkeiten. Beide Gebiete gehören der Unterostalpinen Einheit an. Der Semmering als Übergangsglied zum Bauplan der Karpathen zeigt in fazieller Hinsicht mit gleicher Klarheit, was in den Radstädter Tauern mit Eindringlichkeit durch die prächtig erschlossene Tektonik erwiesen wird, dass nämlich das Ablagerungsbereich der nördlichen Kalkalpen ursprünglich S des Unterostalpin gelegen war. Der Beweis hierfür ist in den Radstädter Tauern am klarsten durch das im gesamten Querprofil auflagernde, von S gegen N überschobene Schladminger Kristallin gegeben, das gegen N unter die Grauwackenzone einschiesst, die selbst wieder unter die nördlichen Kalkalpen untertaucht. In den Radstädter Tauern sind die gegen S geschlossenen Mulden direkt aufgeschlossen. Im Semmering wiederum stellen sich bereits in Litho- und Biofazies die wesentlichen Merkmale der schwäbischen, germanischen Entwicklung ein. In dieser Hinsicht gleicht der Semmering weitgehend der faziellen Entwicklung der entsprechenden Zonen in den Karpathen, nämlich der durch die Keuperfazies der Obertrias charakterisierten Križna-Decke. Dort aber ist die ursprünglich südlichere Position des Ablagerungsraumes der in alpinen Fazies ausgebildeten mesozoischen Serien (Choč-Decke), die jenen der Nördlichen Kalkalpen analog sind, auch für den Skeptiker glaubwürdig, da diese alpin entwickelten Serien in der Choč-Decke dort nicht mehr so weit gegen N verfrachtet worden sind, sondern weiter im S zurückblieben. Gleiche Verhältnisse hinsichtlich der ursprünglichen Faziesanordnung liegen aber auch in Meridian des Semmering vor, nur weisen hier die Überschiebungsweiten grösseres Ausmass auf.

Der stratigraphische Vergleich der Semmeringtrias mit der Trias der Radstädter Tauern zeigt Folgendes. Das Permoskyth besteht in beiden Gebieten aus einer mächtigen Masse von Quarzit, der im Semmering z.T. bereits konglomeratisch wie in den Karpathen entwickelt ist und im Hangenden Serizitschiefer führt, die in den Radstädter Tauern fehlen. Im Anis folgt in beiden Gebieten über der mächtigen Rauhwacke im tiefern Teil der Kalk, im höheren der Dolomit. Die Rauhwacke, rosa bis weisse Bänderkalke und -marmore, die anisische Brekzie und der dunkle anisische Dolomit mit gelegentlichen Tonschieferlagen ist hier wie dort in völlig gleicher Art vorhanden. Hornsteinknollenkalk ist ein seltener zusätzlicher Gast im Anis des Semmeringssystem. Während in den Radstädter Tauern die ladinischen Dolomite bedeutende Mächtigkeit erreichen, ist der lichte Diploporendolomit in der Semmeringtrias zwar vorhanden, aber weitaus zurücktretend, hingegen hält die Bildung des dunklen Dolomites wohl noch bis ins Ladin an. Karn und Nor des Semmering schliessen sich in der Entwicklung als bun-

ter Keuper ganz dem der Karpathen an, während in den Radstädter Tauern das Karn aus einer wechsellagen Serie dünnbankiger Dolomite, Dolomitschiefer, Tonschiefer, Dolomitbrekzien und unbedeutenden Kalkbänken besteht und das Nor in Form von dickbankigem, sehr mächtigem Hauptdolomit vorliegt. Auch das Rhät ist am Semmering mehr in schwäbisch-karpathischer Fazies ausgebildet als jenes der Radstädter Tauern, wie namentlich die Fauna zeigt. Korallen sind hier nicht so häufig. Dachsteinkalk fehlt hier. Die Schichtfolge schliesst im untersuchten Gebiet mit der obersten Trias.

Der Metamorphosegrad der Gesteinsserien ähnelt sich in beiden Gebieten sehr, ist aber im Semmeringgebiet etwas geringer. Dies zeigt der Erhaltungszustand der Fossilien, ferner, dass die Gesteinsunterschiede im tektonischen Verhalten bereits stärker zur Auswirkung gelangen. Erklärt wird dies durch die einstige geringere Belastung, durch die geringere Versenkung während der Überführung durch das Oberostalpin. Während über die Radstädter Tauern ausser dem höheren Oberostalpin zusätzlich noch das mächtige Schladminger Kristallin hinwegging, folgen über dem Semmering unmittelbar Grauwackenzone und Nördliche Kalkalpen. Hingegen kommt der Bruchtektonik im Semmeringbereich wesentlich höhere Bedeutung zu.

Ergebnisse

Es wurde im Gebiet zwischen Semmeringpass und Schottwien eine z.T. fossilbeladene stratigraphische Gliederung der Trias des unterostalpinen Semmeringsystems vorgenommen. Jüngere mesozoische Schichtglieder fehlen diesem Bereich. Die gesamte Zone besteht aus nordfallenden, sich überlagernden Einheiten. Zutiefst liegt das Kristallin der Wechseldecke. Die überlagernde Sonnwendsteinmulde, die die Fortsetzung der Pfaffmulde repräsentiert, trennt die Wechseldecke von der höheren Pretuldecke. In dieser konnten die Teilschuppen, die CORNELIUS W vom Semmeringpass festgestellt hatte, auch gegen E durchverfolgt werden, mit weiteren internen Komplikationen. Auch die höhere Kampalpendecke ist durch eine schmale Schuppe vertreten. Fazies, Tektonik und Metamorphose kennzeichnen das Semmeringgebiet als Bindeglied zwischen dem Unterostalpin der Radstädter Tauern und der Križna-Decke der Subtrischen Einheit der Karpathen.

Literatur

- ANDRUSOV, D.: Die neuen Auffassungen des Baues der Karpathen.- Mitt. Geol. Ges. Wien, 31, Wien 1939, 157-185.
- BISTRITSCHAN, K.: Ein Beitrag zur Geologie des Wechselgebietes.- Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 1939, S 116.
- CORNELIUS, H.P.: Geolog. Spezialkarte Blatt Mürzzuschlag 1 : 75.000.- Geolog. B. Anst., Wien 1936.
- CORNELIUS, H.P.: Die Geologie des Mürztalgebietes.- Jahrb. Geol. B. A., Sonderbd. 4, Wien 1952, 1-94.
- KOBER, L.: Der Deckenbau der östl. Nordalpen.- Denksch. Ak. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 88, Wien 1912, 345-396.
- KOBER, L.: Die tektonische Stellung des Semmering- und Wechselgebietes.- Tschech. Min. u. Petr. Mitt., 38, Wien 1925, 268-276.
- KOBER, L.: Geologie der Landschaft um Wien, Wien 1926. Mit Karte 1 : 300.000

- KOBER, L.: Der geologische Aufbau Österreichs, Wien 1938.
- KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen, Wien 1955. 2. Aufl.
- KRISTAN, E.: Neues vom Puchberger Becken, Ödenhoffenster und Semmering-Mesozoikum.- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 4, Wien 1956, 43-46.
- MOHR, H.: Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel.- Mitt. Geol. Ges. Wien, 3, Wien 1910, 104-213. Mit Karte 1: 75.000.
- MOHR, H.: Versuch einer tektonischen Auflösung des NE-Sporns der Zentralalpen.- Dkschr. Ak. Wiss. Wien., math.-natw. Kl., 88, Wien 1912, 633-652. Mit tektonischer Karte 1: 200.000.
- MOHR, H.: Ist das Wechselfenster ostalpin? - Graz 1919. 12. S.
- MOHR, H.: Erster Bericht über die geologischen Aufschlüsse im Semmeringtunnel II.- Anz. Ak. Wiss. Wien, 87, Wien 1950, 51-55. Zweiter Bericht: Ebenda, 88, 1951, 191-199.
- SCHMIDT, W.J.: Dritter Bericht über die Verfolgung der geologischen Aufschlüsse im Semmeringtunnel II.- Anz. Ak. Wiss. Wien, 88, Wien 1951, 376-380.
- SCHMIDT, W.J.: Die Geologie des neuen Semmeringtunnel.- Dkschr. Ak. Wiss. Wien, 109, Wien 1952, 2. Abh., 595-654. Mit Karte 1: 10.000.
- SUESS, F.E. & H. MOHR: Führer zur geol. Exkursion auf den Semmering und den Sonwendstein.- Mitt. Geol. Ges. Wien, 20, Wien 1929, 187-190.
- TOLLMANN, A.: Geologie der Pleisling-Gruppe (Radstädter Tauern). Vh. Geol. B. A., Wien 1956, 146-164.
- TOULA, F.: Ein Beitrag zur Kenntnis des Semmeringgebirges.- Vh. Geol. R. A., Wien 1876, 334-341.
- TOULA, F.: Petrefactenfunde im Wechsel-Semmeringgebiete.- Vh. Geol. R. A., Wien 1877, 195-197.
- TOULA, F.: Geologische Untersuchungen in der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen mit besonderer Berücksichtigung des Semmeringgebietes.- Dkschr. Ak. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 50, Wien 1885, 121-185. Mit Karte etwa 1: 100.000
- TOULA, F.: Die Semmeringkalke.- Neues Jb. Min., Geol., Pal., 2, Stuttg. 1899, 153-163.
- TOULA, F.: Führer für die Exkursion auf den Semmering.- Exk. führ. 9. Int. Geol. Kongr. Wien, Wien 1903, 50 S.
- TOULA, F.: Geologische Kartenskizze des Semmeringgebietes. 1: 25.000. Wien, 1903.
- TSCHERMAK, G.: Die Zone der älteren Schiefer am Semmering.- Vh. Geol. R. A., Wien 1873, 62-63.
- UHLIG, V.: Der Deckenbau in den Ostalpen.- Mitt. Geol. Ges. Wien, 2, Wien 1909, 462-491.
- VACEK, M.: Über die geologischen Verhältnisse des Semmeringgebietes.- Verh. Geol. R. A., Wien 1888, 60-71.

Kl. Otter Kleinagl. 4321

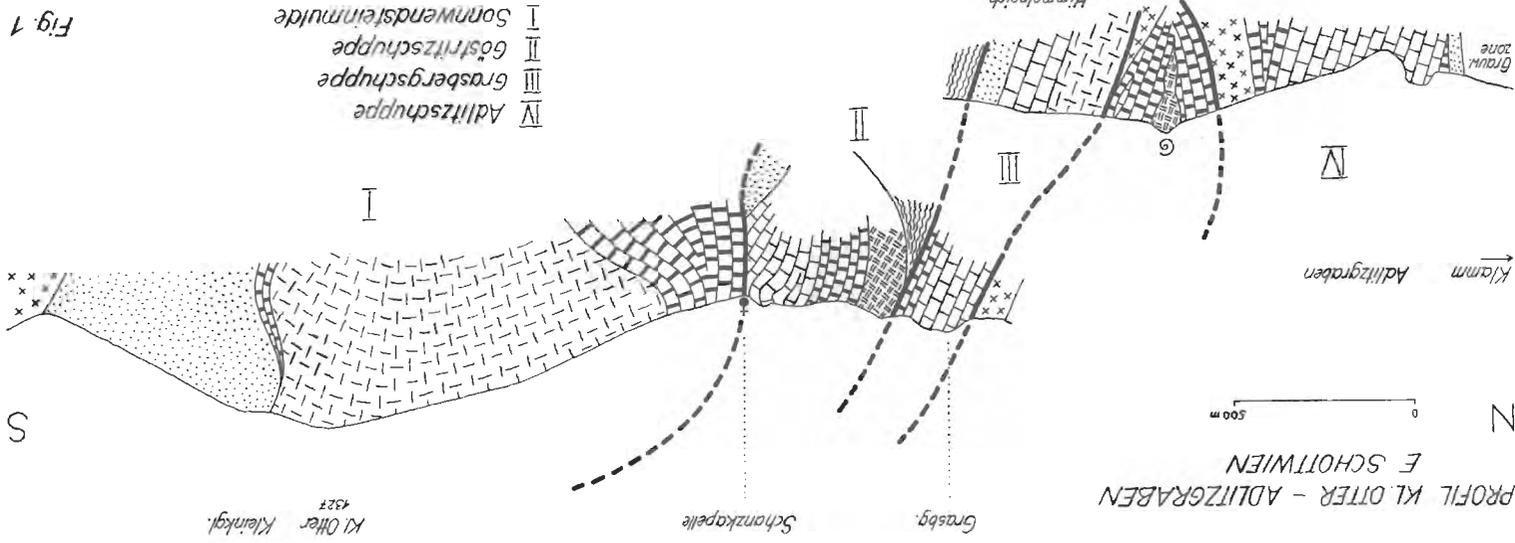


Fig. 1

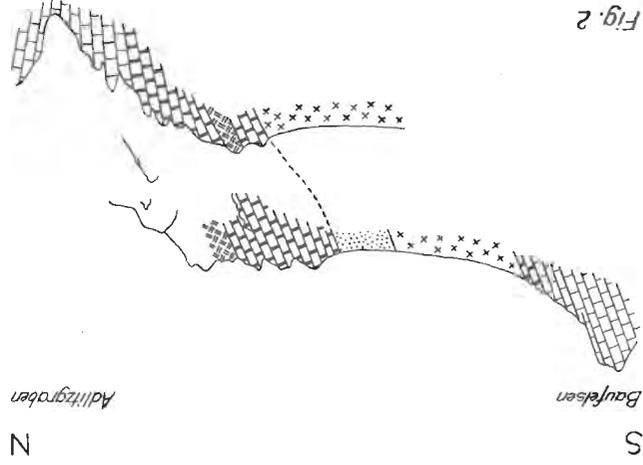
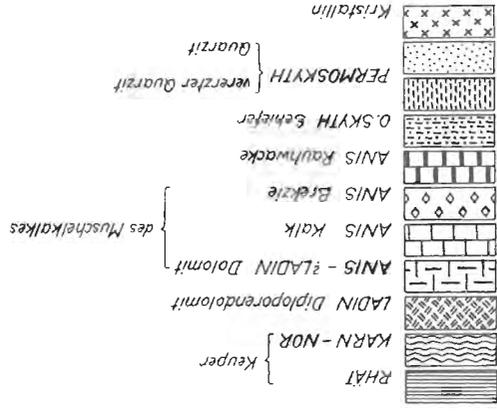
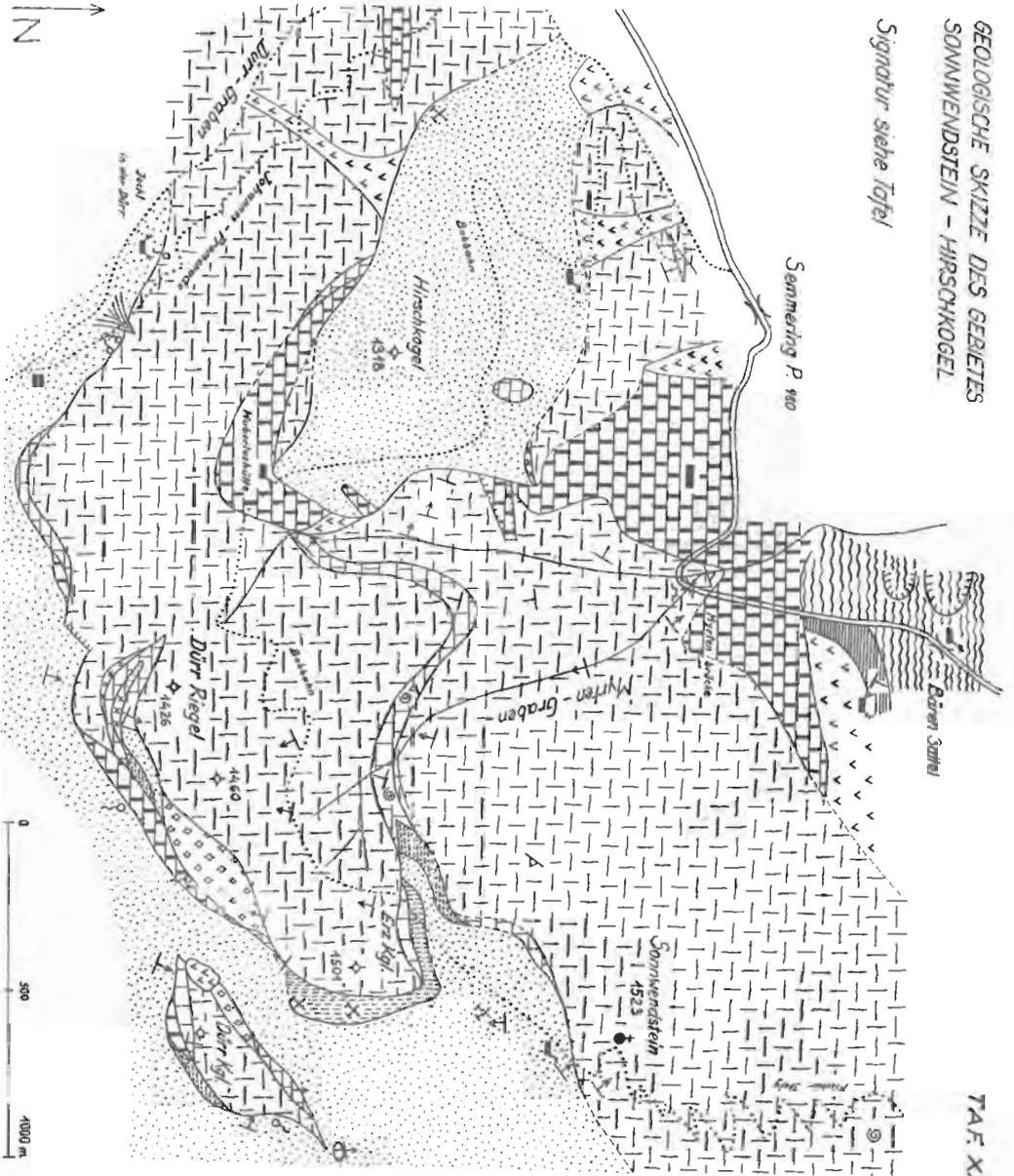


Fig. 2

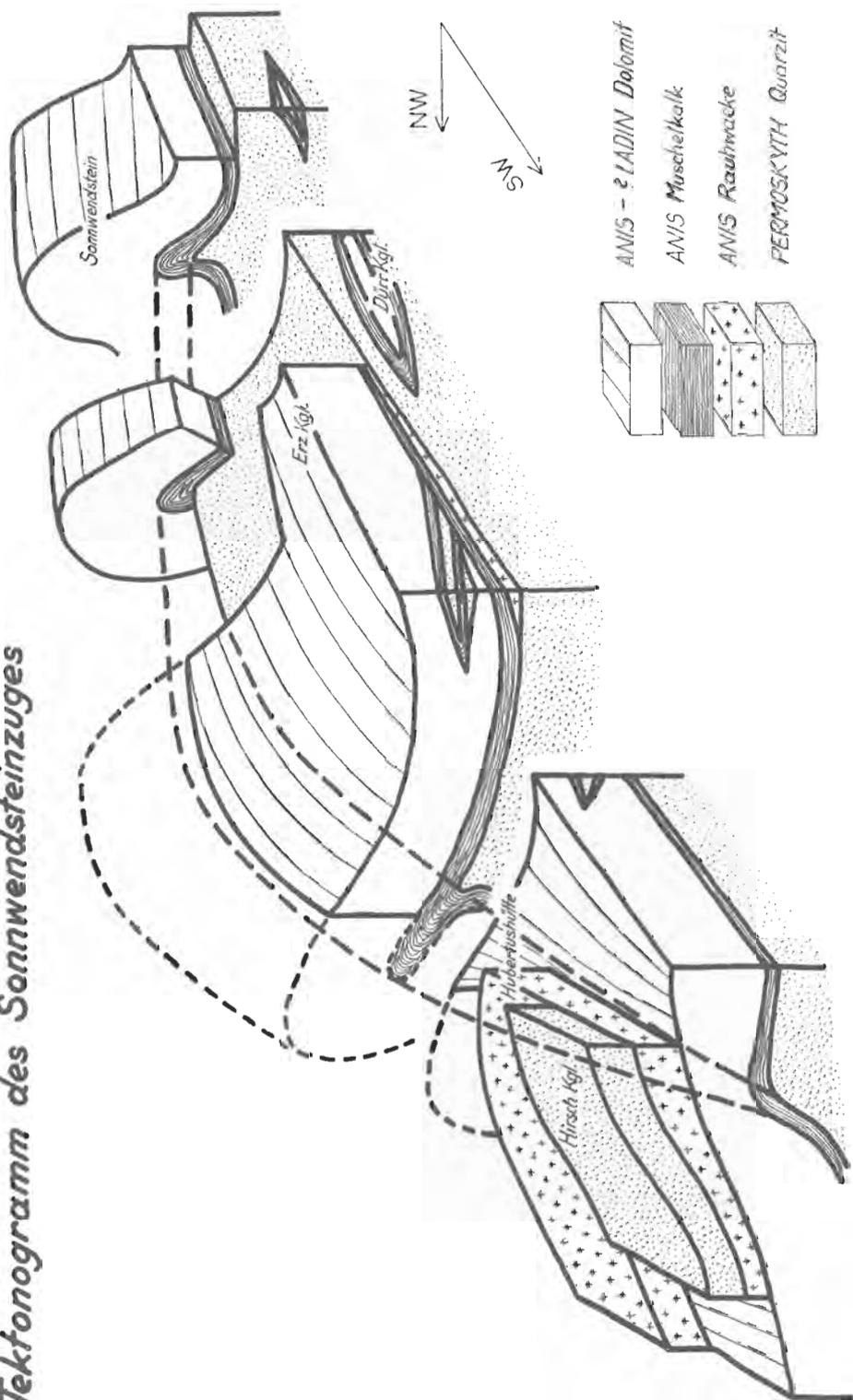
GEOLOGISCHE SKIZZE DES GEBIETES
SONNENSTEIN - HIRSCHKOGEL

Signatur siehe Tafel



TAF. XXI

Tektonogramm des Sonnwendsteinzuges



OSTSEITE DES SCHOTTWIENER KESSELS

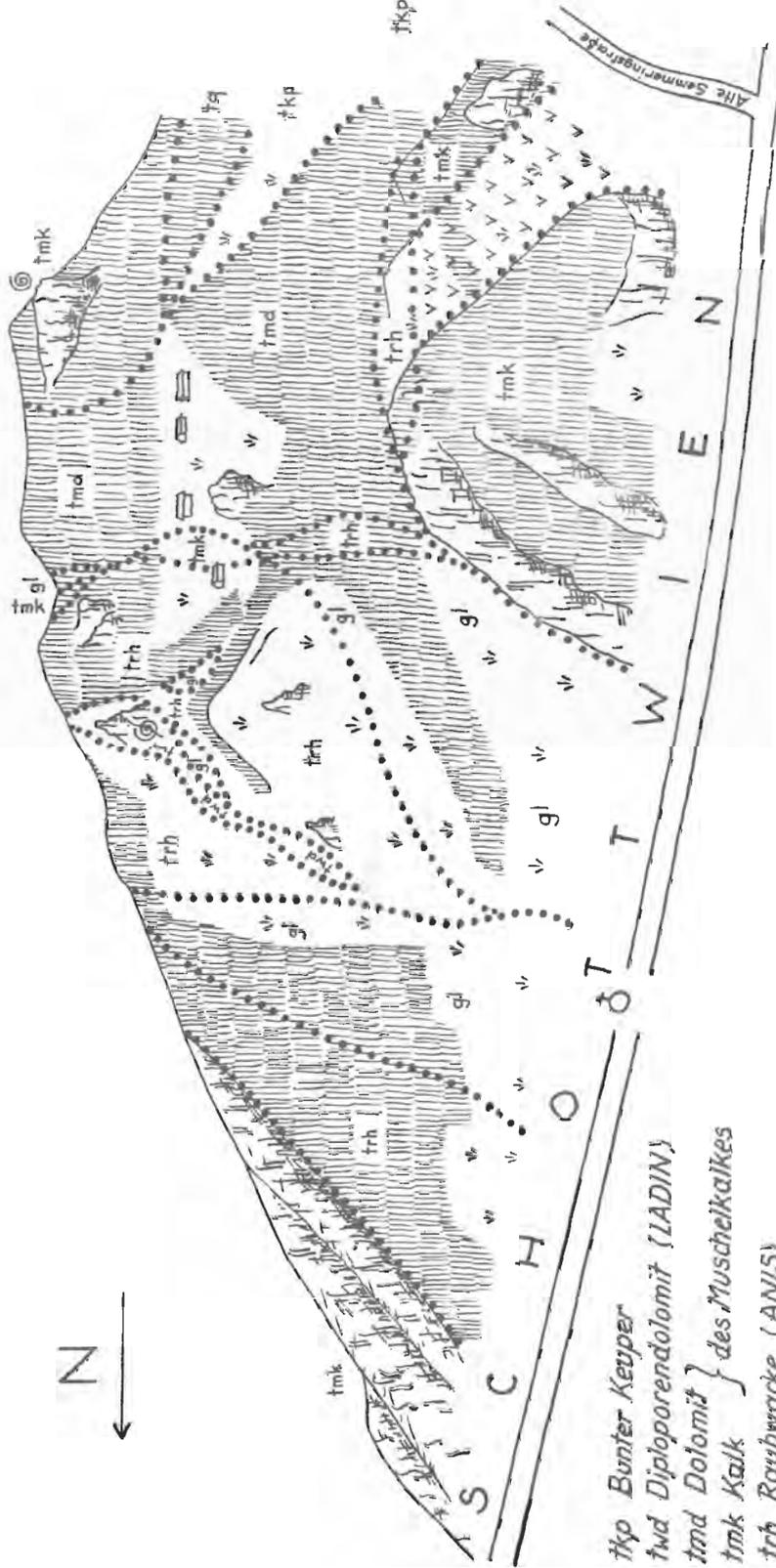
TAF. XXII

Adlitzgraben

824

Himmelreich

948



- tkp Bunter Keuper
- twd Diploporodolomit (LADIN)
- tmd Dolomit } des Muschelkalikes
- tmk Kalk
- trh Rauhwaacke (ANIS)
- tg Quarzit (SKYTH)
- gl Kristallin

**GEOLOGISCHER ARBEITSBERICHT
DER "ÖSTERREICHISCHEN GRÖNLANDEXPEDITION 1957"**

G. F u c h s

Geologe der Österreichischen Grönlandexpedition 1957

Durch die Unterstützung des Unterrichtsministeriums, des Notringes der wissenschaftlichen Verbände Österreichs, (auf Antrag der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten) des Theodor Kömer Stiftungsfonds zur Förderung von Wissenschaft und Kunst, und des Österreichischen Alpenvereins wurde es mir ermöglicht, an der Österreichischen Grönlandexpedition 1957 als Geologe teilzunehmen. Es soll hier ein kurzer Bericht meiner Tätigkeit gegeben werden.

Ich verliess am 7.7.1957 Wien und hatte in Kopenhagen Gelegenheit, das Luftbildmaterial des Geodätischen Institutes zu studieren, da unser Schiff erst am 12.7. abging. Den 15. und 16.7. verbrachten wir auf den Färöer Inseln. Diese sind aus vulkanischen Gesteinen aufgebaut, weithin zu verfolgenden Basaldecken und dazwischengeschalteten Tuffen. Ich konnte hier Bildmaterial für Lehrzwecke des Geologischen Institutes der Universität Wien sammeln. Am 18.7. erreichten wir Island, das wir am 21.7. 0 Uhr per Flugzeug verliessen. Während des Fluges gelang es mir, an der Ostküste Grönlands einige geologisch interessante Luftphotos zu nehmen. Im Alpe-Fjord (Scoresby Land, 72 n.B.) angekommen, richteten wir unser Hauptlager ein, von dem aus wir in der folgenden Zeit unsere Erkundungszüge unternahmen. Wir stiessen zunächst gegen das Landesinnere vor (Furesö, Nathorsts Land), wo ich in Profilaufnahmen und Gesteinsaufsammlungen wertvolles Material zum Vergleich mit den Staunings Alpen, unserem eigentlichen Arbeitsgebiet gewinnen konnte. In den südlichen Staunings Alpen (Sefstromgletschergebiet) arbeitete ich die restliche Zeit bis zum 21.8. Meine geologisch-petrographischen Beobachtungen machte ich hauptsächlich, indem ich die Bergsteiger auf ihren Touren begleitete. Das Gebiet ist touristisch sehr schwierig und deshalb von der systematischen geologischen Aufnahme Ostgrönlands bisher nicht erfasst worden. Wir befinden uns hier geologisch am Ostrande des Zentralen Metamorphen Komplexes. Die Gesteine sind Para- und Migmatitgneise und syntektonische Granite, die von Pegmatiten und anderen Gangsteinen und von Spätgraniten (in Bezug auf das Kaledonische Orogen) durchschlagen werden. Die Aufeinanderfolge dieser Ereignisse und ihr Verhältnis zur Tektonik bilden das Hauptziel meiner Untersuchungen. Ich trachtete in der relativ kurzen Zeit von einem Monat möglichst viel von dem Aufbau des Gebietes zu erfassen (Schicht- und Achsenmessungen, geologisch-petrographische Beobachtungen und Gesteinsaufsammlungen). Das wissenschaftliche Material wird während des Winters ausgearbeitet werden (Mikroskopische Gesteinsuntersuchungen, Frage nach der Metamorphose der Gesteine und ihrem Verhältnisse zur Tektonik, Bewegungspläne). Wir verliessen unser Arbeitsgebiet am 21.8. und hielten uns bis zu unserer Abreise aus Grönland in der Gegend von Mesters Vig auf. Dort konnte ich das Blei-Zinkbergwerk besuchen und Gesteins- und Fossilienaufsammlungen für das Geologische Institut der Universität Wien machen. Die Fossilien stammen aus einem permischen Kalk und Sandstein und einem eotriadischen Sandstein. Während meines Aufenthaltes

in Grönland konnte ich reiches Bildmaterial allgemein geologischer, petrographischer und glazialgeologischer Erscheinungen sammeln. Am 7. 9. verliessen wir Mesters Vig per Schiff und erreichten wegen schwieriger Eisverhältnisse Antwerpen erst am 28. 9. Am 29. 9. kehrte ich nach Wien zurück.

Die geologischen Studien in den südlichen Staunings Alpen und in Nathorsts Land sollen im nächsten Sommer fortgesetzt werden.

Buchbesprechungen

H. W. MATTHES: Einführung in die Mikropaläontologie

1956 erschien im Hirzel-Verlag, Leipzig, die "Einführung in die Mikropaläontologie" von H. W. MATTHES. Die Herausgabe einer zusammenfassenden Darstellung des derzeitigen Standes der mikropaläontologischen Forschung kommt einem grossen Bedürfnis nach. Es ist das erste deutschsprachige Werk, das das Gesamtgebiet der Mikropaläontologie behandelt, nachdem 1948 durch M. F. Glaessner (2. Auflage) die Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie in englischer und 1954 von V. Pokorný in tschechischer Sprache zur Darstellung gelangt waren. Handbücher und umfangreiche Kataloge existieren über Teilgebiete der Mikropaläontologie. Als gut überschaubare und doch gründliche Zusammenfassung des gesamten Gebietes wird das Buch von H. W. MATTHES namentlich von den Studierenden, aber auch von den Praktikern aufs wärmste begrüsst werden.

Der Stoff wird in vier Abschnitte gegliedert, von denen die beiden ersten den Hauptteil des Werkes ausmachen: 1) Mikrofossilien, 2) die mikropaläontologische Erforschung der einzelnen Formationen, 3) allgemeine Mikropaläontologie, 4) mikropaläontologische Arbeitstechnik. Um die ungeheure Stofffülle in übersichtlicher, kurzer Anordnung (348 Seiten) bewältigen zu können, musste eine strenge Auswahl nur des ganz Wesentlichen getroffen werden. Kennzeichnend für den Stil ist eine prägnante Kürze der sprachlichen Darstellung, dann eine reiche Beigabe von Abbildungen (1050) und Tabellen (53), die viele Worte ersparen, ferner die Betonung jener Stoffgruppen, denen im Hinblick auf die praktische Verwendung besondere Bedeutung zukommt - in stratigraphischer wie in fazieller Hinsicht. Innerhalb des systematischen Teiles wird aus dem gleichen Grund z. B. auf Synonymielisten verzichtet.

Im ersten Abschnitt, der Besprechung der Mikrofossilien, werden die Foraminiferen und Ostracoden auf Grund ihrer Bedeutung in den Vordergrund gerückt. Die eingehende Berücksichtigung der Palökologie der Foraminiferen ist von besonderem Interesse, wenn auch hier unsere Erkenntnisse noch zahlreiche Lücken aufweisen. Die systematische Anordnung der Foraminiferen erfolgt nach Cushman, kann aber nicht mehr in allem befriedigen. Hinweise auf neuere Abänderungen werden gegeben. Auf kleinere taxonomische Einheiten unterhalb der Gattung kann nicht eingegangen werden, die Gattungsdiaagnosen wurden kurz gefasst und fast stets durch Abbildungen erläutert. Die Besprechung der Ostracoden folgt ganz der systematischen Gliederung von V. Pokorný 1954, sodass nun auch dem deutschsprachigen Leser eine moderne Übersicht der Ostracoden zugänglich ist. Die Darstellung der weiteren 23 Gruppen tierischer und pflanzlicher Mikrofossilien wurde wesentlich kürzer gehalten. Tabellen und Literaturverzeichnisse helfen weiter. Auch hier gilt, dass die stratigraphisch brauchbaren Gruppen hervorgehoben werden. Der Besprechung der Conodonten z. B., die sich als ausgezeichnete Leitfossilien erwiesen, wird breiterer Raum gewidmet und es werden sämtliche bekannten 100 Gattungen abgebildet und auf einem Bestimmungsschlüssel übersichtlich auffindbar gemacht. Die Mikroflora wird in diesem Werk erstmalig zusammenfassend dargestellt.

in Grönland konnte ich reiches Bildmaterial allgemein geologischer, petrographischer und glazialgeologischer Erscheinungen sammeln. Am 7. 9. verliessen wir Mesters Vig per Schiff und erreichten wegen schwieriger Eisverhältnisse Antwerpen erst am 28. 9. Am 29. 9. kehrte ich nach Wien zurück.

Die geologischen Studien in den südlichen Staunings Alpen und in Nathorsts Land sollen im nächsten Sommer fortgesetzt werden.

Buchbesprechungen

H. W. MATTHES: Einführung in die Mikropaläontologie

1956 erschien im Hirzel-Verlag, Leipzig, die "Einführung in die Mikropaläontologie" von H. W. MATTHES. Die Herausgabe einer zusammenfassenden Darstellung des derzeitigen Standes der mikropaläontologischen Forschung kommt einem grossen Bedürfnis nach. Es ist das erste deutschsprachige Werk, das das Gesamtgebiet der Mikropaläontologie behandelt, nachdem 1948 durch M. F. Glaessner (2. Auflage) die Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie in englischer und 1954 von V. Pokorný in tschechischer Sprache zur Darstellung gelangt waren. Handbücher und umfangreiche Kataloge existieren über Teilgebiete der Mikropaläontologie. Als gut überschaubare und doch gründliche Zusammenfassung des gesamten Gebietes wird das Buch von H. W. MATTHES namentlich von den Studierenden, aber auch von den Praktikern aufs wärmste begrüsst werden.

Der Stoff wird in vier Abschnitte gegliedert, von denen die beiden ersten den Hauptteil des Werkes ausmachen: 1) Mikrofossilien, 2) die mikropaläontologische Erforschung der einzelnen Formationen, 3) allgemeine Mikropaläontologie, 4) mikropaläontologische Arbeitstechnik. Um die ungeheure Stofffülle in übersichtlicher, kurzer Anordnung (348 Seiten) bewältigen zu können, musste eine strenge Auswahl nur des ganz Wesentlichen getroffen werden. Kennzeichnend für den Stil ist eine prägnante Kürze der sprachlichen Darstellung, dann eine reiche Beigabe von Abbildungen (1050) und Tabellen (53), die viele Worte ersparen, ferner die Betonung jener Stoffgruppen, denen im Hinblick auf die praktische Verwendung besondere Bedeutung zukommt - in stratigraphischer wie in fazieller Hinsicht. Innerhalb des systematischen Teiles wird aus dem gleichen Grund z. B. auf Synonymielisten verzichtet.

Im ersten Abschnitt, der Besprechung der Mikrofossilien, werden die Foraminiferen und Ostracoden auf Grund ihrer Bedeutung in den Vordergrund gerückt. Die eingehende Berücksichtigung der Palökologie der Foraminiferen ist von besonderem Interesse, wenn auch hier unsere Erkenntnisse noch zahlreiche Lücken aufweisen. Die systematische Anordnung der Foraminiferen erfolgt nach Cushman, kann aber nicht mehr in allem befriedigen. Hinweise auf neuere Abänderungen werden gegeben. Auf kleinere taxonomische Einheiten unterhalb der Gattung kann nicht eingegangen werden, die Gattungsdiaagnosen wurden kurz gefasst und fast stets durch Abbildungen erläutert. Die Besprechung der Ostracoden folgt ganz der systematischen Gliederung von V. Pokorný 1954, sodass nun auch dem deutschsprachigen Leser eine moderne Übersicht der Ostracoden zugänglich ist. Die Darstellung der weiteren 23 Gruppen tierischer und pflanzlicher Mikrofossilien wurde wesentlich kürzer gehalten. Tabellen und Literaturverzeichnisse helfen weiter. Auch hier gilt, dass die stratigraphisch brauchbaren Gruppen hervorgehoben werden. Der Besprechung der Conodonten z. B., die sich als ausgezeichnete Leitfossilien erwiesen, wird breiterer Raum gewidmet und es werden sämtliche bekannten 100 Gattungen abgebildet und auf einem Bestimmungsschlüssel übersichtlich aufgeführt. Die Mikroflora wird in diesem Werk erstmalig zusammenfassend dargestellt.

Die mikropaläontologische Charakterisierung der einzelnen Formationen spiegelt eindringlich den verschiedenen Stand der Erforschung wider. Ausserdem wurden namentlich die Verhältnisse in Mitteleuropa in den Vordergrund gerückt, mit der Unterkreide setzt eine ausführliche Darstellung der Einzelabschnitte auf Grund zahlreicher Tabellen ein. Vermisst werden allerdings die so wesentlichen Zusammenstellungen über die stratigraphische Verbreitung von Grossforaminiferen in Kreide und Tertiär. Auch die Literaturhinweise gerade für diese für praktisches Arbeiten recht wichtigen Gruppen wie Alveolinen, Orbitolinen, Nummuliten und Orbitoiden sind unzureichend und helfen nicht weiter. Betreffs der Kleinforaminiferen und Ostracoden hingegen trifft man zahlreiche bekannte Übersichten wieder.

Im dritten Abschnitt werden Fragen der allgemeinen Mikropaläontologie angeschnitten. Im letzten Kapitel werden Hinweise zur Arbeitstechnik in Kurzdarstellung gegeben, im übrigen wird unter anderem auf Wicher und Triebel verwiesen.

Als erstes deutschsprachiges Buch, das sich einen Überblick über die gesamte Mikropaläontologie zum Ziele setzte, wird das reichhaltige Werk von H.W. MATTHES von weiten Kreisen begrüsst werden und namentlich eine ganz wesentliche Hilfe im Studienbetrieb darstellen.

Atlas von Niederösterreich

Fünf von den sechs Doppellieferungen des Atlas von Niederösterreich mit einem bisherigen Umfang von 102 Kartenblättern sind bereits erschienen, mit der Ausgabe des letzten Teiles des Gesamtwerkes ist Anfang 1958 zu rechnen. Der Atlas wird von der Österreichischen Akademie der Wissenschaften unter ihren Obmännern Prof. Dr. H. Hasslinger (+) und Prof. Dr. J. Keil und dem Verein für Landeskunde von Niederösterreich unter dem Präsidenten Dr. A. Becker herausgegeben, der Druck in der Kartographischen Anstalt Freytag-Berndt & Artaria ausgeführt. Damit bekommt nun auch das Land Niederösterreich seinen Heimatatlas, nachdem schon für einzelne andere Bundesländer Österreichs Atlanten vorliegen, nämlich für das Burgenland (1941), für Salzburg (1955), Kärnten (1956 und eine kleinere Ausgabe 1925), ferner der Steiermark Atlas soeben erscheint.

Das prächtige Werk über Niederösterreich stellt einen Markstein in der Entwicklung der Heimatforschung dar. Mit Freude wird es von breiten Kreisen aufgenommen werden. Nicht nur Lehrern und Forschern der verschiedensten Richtungen wird ein immenses landeskundliches Material nach modernsten Methoden kartographisch oder statistisch ausgewertet rasch und übersichtlich zugänglich gemacht. Auch für die Landesplanung und die verschiedensten praktischen Bedürfnisse liegt nun ein Nachschlagwerk ersten Ranges vor. Der Fortschritt kommt in der Darstellungsart und der strengen Auswahl des verfügbaren Materials zum Ausdruck. Als gemeinsame Charakterzüge des Werkes sind hervorzuheben: Die im Kartenbild dargestellten Themen sind durchwegs adäquat für diese Ausdrucksweise, rein statistische Darstellungen haben nur ganz untergeordnete Bedeutung neben der Karte, die um vieles anschaulicher die Beziehungen zwischen Intensität, Qualität und räumlicher Anordnung auszudrücken vermag. Die Wahl des Maßstabes der Hauptkarte mit 1 : 500.000 ist wohl geglückt, Übersichtlichkeit und zugleich die Möglichkeit, Detail wiederzugeben, ist in grossem Umfang gewährleistet. Bei zahllosen Karten ging man neue Wege in der Art der Darstellung, viele Themen erforderten eine individuelle Ausdrucksform (wieviel z.B. vermag die übersichtliche Karte der Orte von zentraler Bedeutung mit wenigen Zeichen auszusagen). Auch wurden ganze Themenkreise zur Wiedergabe im Heimatatlas neu herangezogen (z.B. Niederösterreich im Kartenbild früherer Jahrhunderte u. s. w.). Wo aber bereits allgemein gehandhabte Methoden in der Darstellung des Stoffes sich als vorteilhaft erwiesen, wurde auf die moderne Ausgestaltung besonderes Augenmerk verwendet, so z.B. verdient die freundliche Farbgebung und das sinnvoll angewandte Prinzip der Farbwerte zum Ausdruck von Intensitätssteigerungen hervorgehoben zu werden.

Zuerst wird die Lage von Niederösterreich im Raume Mitteleuropas unter verschiedenen Gesichtspunkten dargestellt. Die physischen Gegebenheiten des Landes kommen in ei-

ner Reihe von Karten zum Ausdruck. Auf der Karte der Oberflächenformen ist die Schwierigkeit, Detail und zugleich morphologische Grosseinheiten wiederzugeben, nicht ganz überwunden. Einen wesentlichen Fortschritt stellt die der geologischen Karte hinzugefügte tektonische Übersicht dar, die die Bauelemente in viel grösserer Klarheit hervor treten lässt. Die Meinungsverschiedenheiten über den internen Bau der Kalk- und Zentralalpen müssen sich auch in der noch nicht endgültigen Fassung der Grenzen innerhalb der Teileinheiten widerspiegeln. Auf der erdgeschichtlichen Übersicht hätte den speziellen Verhältnissen des Landes noch mehr Raum gegeben werden können. Am Beispiel der Höhlenkarte erkennt man den Vorteil, Zusammengehöriges auf einem Blatt gemeinsam auszuscheiden (Höhlen und ihre gesteinsmässige Grundlage). In moderner Weise wird das Klima und seine Auswirkung behandelt. Neben den Durchschnittswerten ersieht man die so wesentlichen Schwellen- und Andauerwerte der Temperatur, die verschiedenen Klimafaktoren während der Vegetationszeit, die Dauer der Schneedecke usw. in ihren räumlichen Verschiedenheiten. Phänologische Karten zeigen den Zeitpunkt des Einzuges der Jahreszeiten in Abhängigkeit von der Lage. Von Tier- und Pflanzenwelt werden die grossräumigen natürlichen Einheiten zur Darstellung gebracht, daneben in geschickter Auslese charakteristische Einzelheiten festgehalten. Einen breiten Raum nimmt naturgemäss die Darstellung der landwirtschaftlichen Bodennutzung ein. Zunächst werden alle ihre wesentlichen Zweige nach Art und Ausmass gezeigt. Die angewendete Darstellungsart der gleitenden Farbskala hat gegenüber jeder Signatur den Vorteil rascherer Überschaubarkeit. Wo sinnvoll, werden auch innerhalb einzelner Zweige der landwirtschaftlichen Produktion (Hackfrucht- und Getreidebau) Vergleiche angestellt.

Die verschiedensten Darstellungsarten mussten zur Veranschaulichung der kulturgeographischen Charakterzüge angewendet werden. Besonderes Augenmerk wurde auf das historische, genetische Moment gerichtet. Durch eine Serie von Karten werden Querschnitte durch die Kulturepochen Nieder-Österreichs geliefert. Siedlungs-, Flur- und Hausformenkarten, die Zusammenstellung der Ortsnamen nach genetischem Prinzip und andere siedlungsgeschichtliche Übersichten geben auch über Einzelheiten wertvolle Auskünfte. Bevölkerungsdichte und Altersaufbau sind in herkömmlicher Weise kartennässig bzw. durch die Alterspyramiden dargestellt. Die Kennzeichnung der zentralen Bedeutung der wichtigen Orte ist in übersichtlicher Weise gelungen. Bei einigen anderen bevölkerungspolitischen Karten wäre eine unmittelbare Bezugnahme auf die Bevölkerungsdichte, die etwa als Farbe oder Signatur des Untergrundes gegeben werden könnte, von Wert (Fürsorgestellen, Schulen, Konfessionen). Der besonderen Bedeutung der Umschichtung der Industrie Nieder-Österreichs in den beiden letzten Jahrhunderten wird durch eine Serie von Karten Rechnung getragen, die die einzelnen Entwicklungsphasen festhalten. Auf der Karte der gegenwärtigen Industrie macht sich eine Überladung mit Signaturen im Wiener Becken bemerkbar. Für diesen Ausschnitt mussten grossmasstäbigere Karten beigelegt werden.

Bereits jetzt, vor Abschluss des gesamten Werkes, kann man aus ganzem Herzen der Freude über die gelungene Arbeit Ausdruck geben. Die erstaunliche Vielfalt und die klare Darstellung des Gebotenen, die Fülle der verarbeiteten Tatsachen, die sorgfältige Auswahl des Wesentlichen, hat den zum Geleit ausgesprochenen Wunsch der Herausgeber, den Nieder-Österreich-Atlas zu einem repräsentativen und grundlegenden österreichischen Kartenwerk zu gestalten, voll verwirklicht.

A. Tollmann