

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 präziserte 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 Weisschiefer?
 - 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 rupturale 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 Schutterscheinungen: 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 angeschwollenen 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 Karsen 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.

Petrographischer Teil.

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 fossilhöfliche 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 2 120 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 Teig⁵ 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) pegmatoider 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 Diaphthorese 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 siehe 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 rundlichen 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: regellos 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 Auslöschern 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 Sonntagskarsees).

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-Paragneise. 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 diaphthoristischen 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 Diaphthorese 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- bis 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 \pm 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 rostrotem 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 B¹ 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 Gigglachsee hütte, die durch strenge SN-Bewegung nicht gut zu erklären ist zusammen.
- d) als B¹ im B¹ 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° - 25° , 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 spitzwinkeligen 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 Schleppepfalten, 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 Weisschieferm sowie Chloritschieferm 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 rupturreller 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 vergrüneten 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 Synklinalen 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 Klafferkesseles. 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 Klafferkesselebegrenzung 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 alpalpin synorogen eingedrungen ist!).
- " — Tschermaks Min. u. Petrogr. Mitt. 1954, Bd. 4, Heft 1-4: Zur Kenntnis der Granatglimmerschiefer der Niederen Tauern.
- H. WIESENER, 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 Brandschiefer | 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 | |

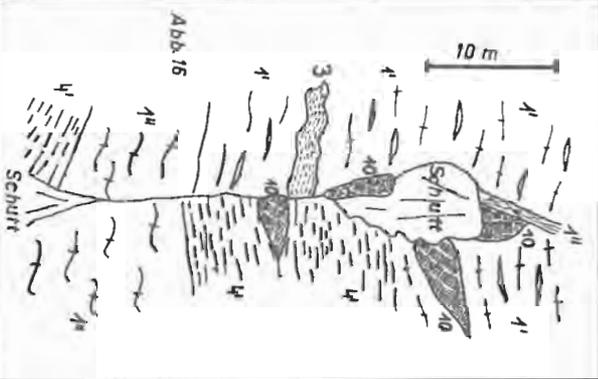
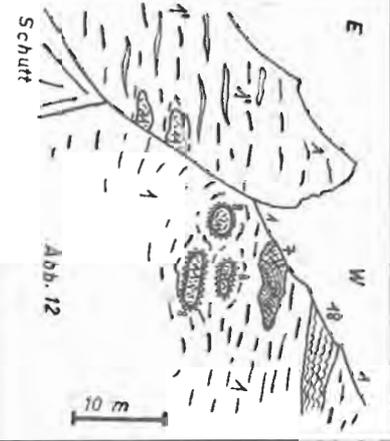
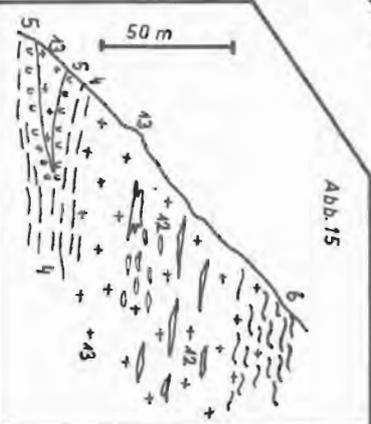
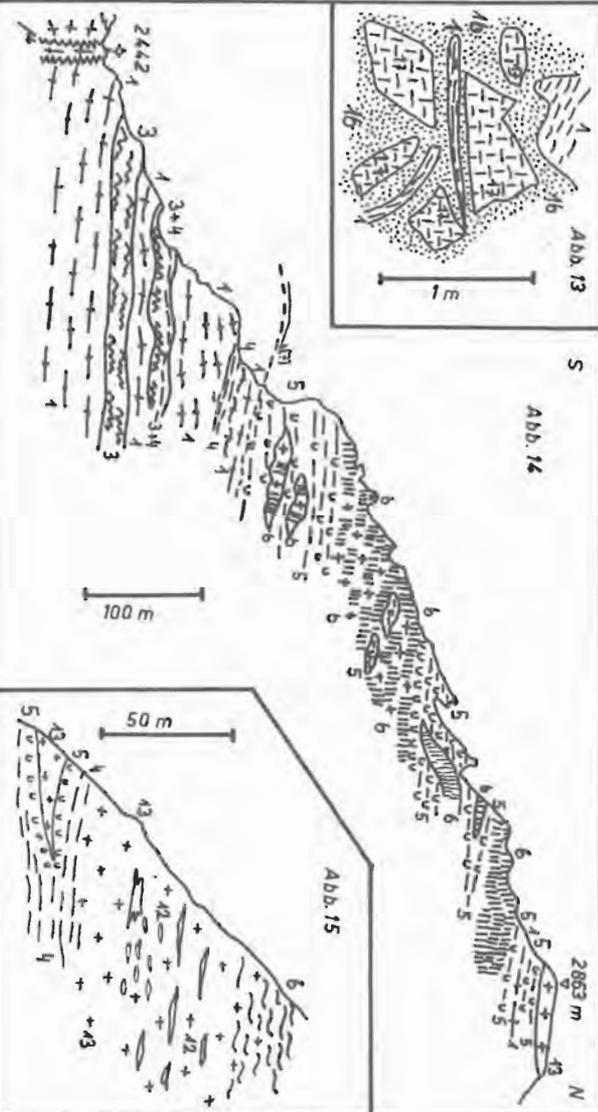
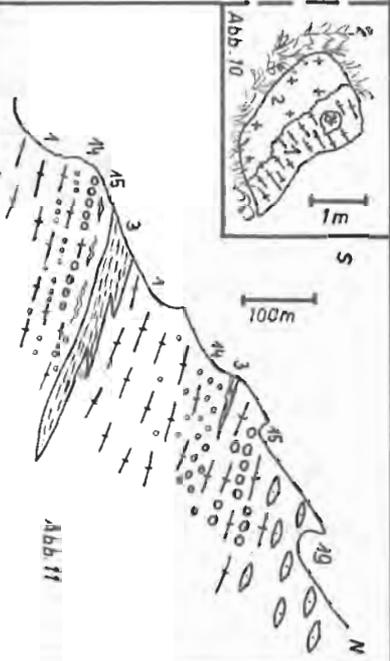
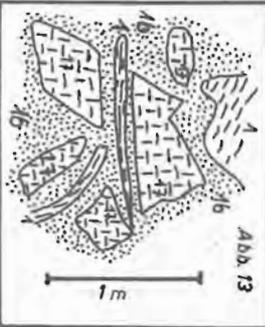
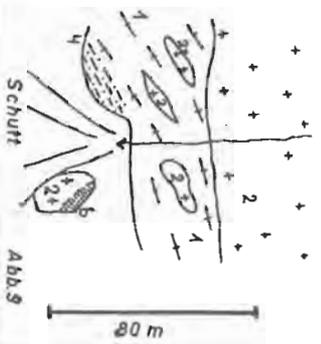
T a f e l I I I

- 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 Pollerscharte; G.R.G.- Grosser Gangl
 Abb. 20: Quarz – Kalzitgang in Storungsmylonit; 120 m NNW der Kuhhohscharte
 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: Störungszone 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, karbonatfuhrend
- 3 Glimmerschiefer
- 4 Plagioklasamphibolite diaphthoritisch
- 4' Plagioklasamphibolit, diaphthorisch, karbonatfuhrend
- 4'' Plagioklasamphibolit
- 5 Brandenschiefer
- 6 Prasinit
- 6' Chloritschiefer + Prasinit
- 7 Augengneis
- 8 Pegmatoide Dur chtrankung
- 9 Amphibolit
- 10 Orthogneis
- 11 Biotitschieferhulle
- 12 Aplit
- 13 Hornblendit
- 14 Kalzit
- 15 Quarz
- 16 Aktinolithschiefer
- M* Mylonit
- ① Rottor
- ② Tromörtenscharte

TAFEL II



TAFEL III

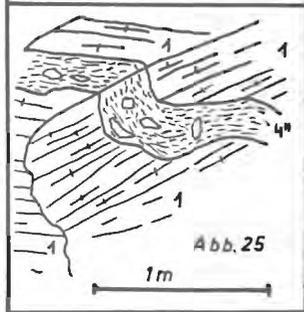
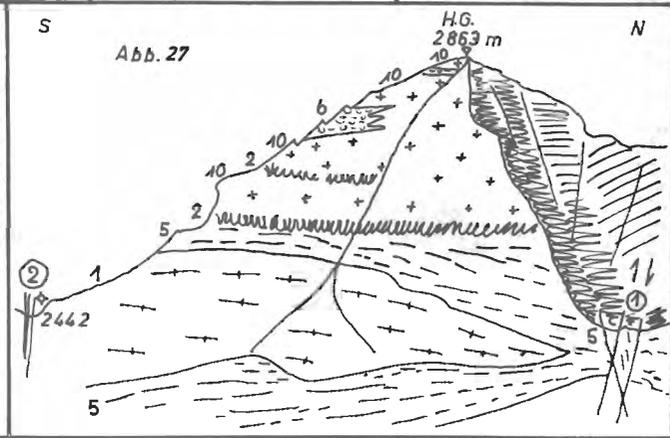
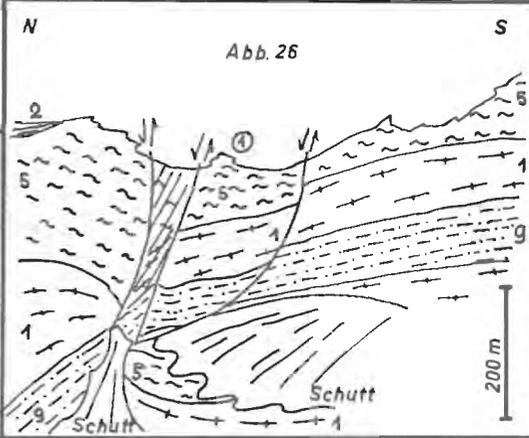
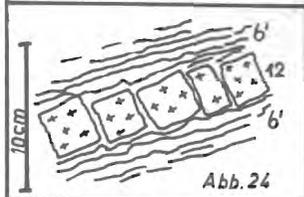
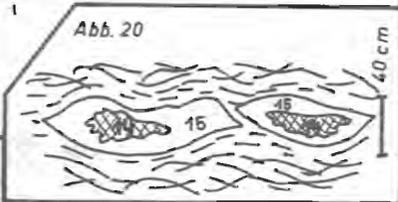
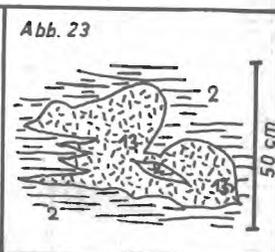
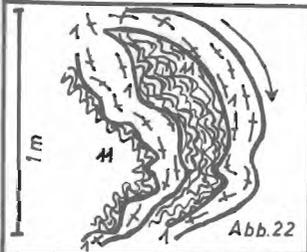
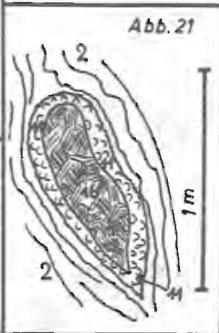
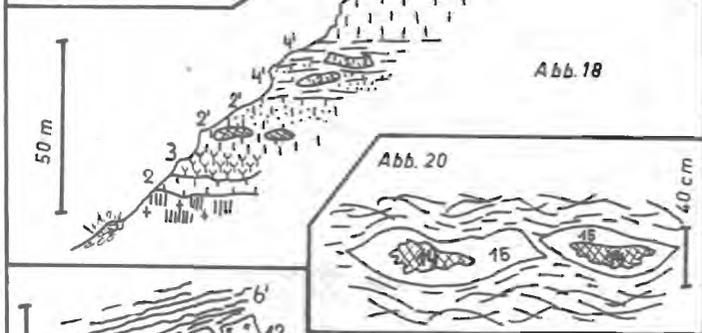
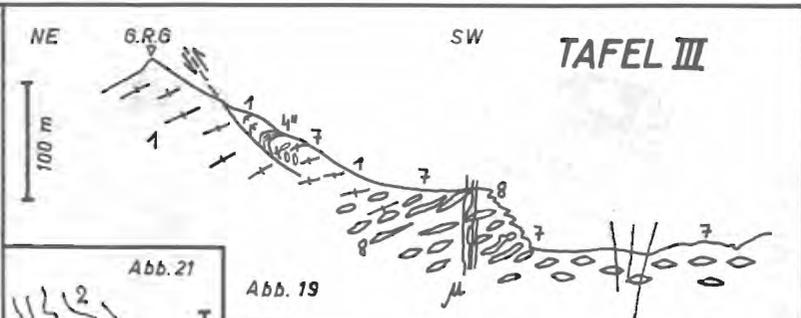
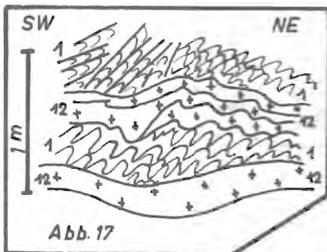


DIAGRAMM I-VI SCHLADMINGER TAUERN

TAFEL IV

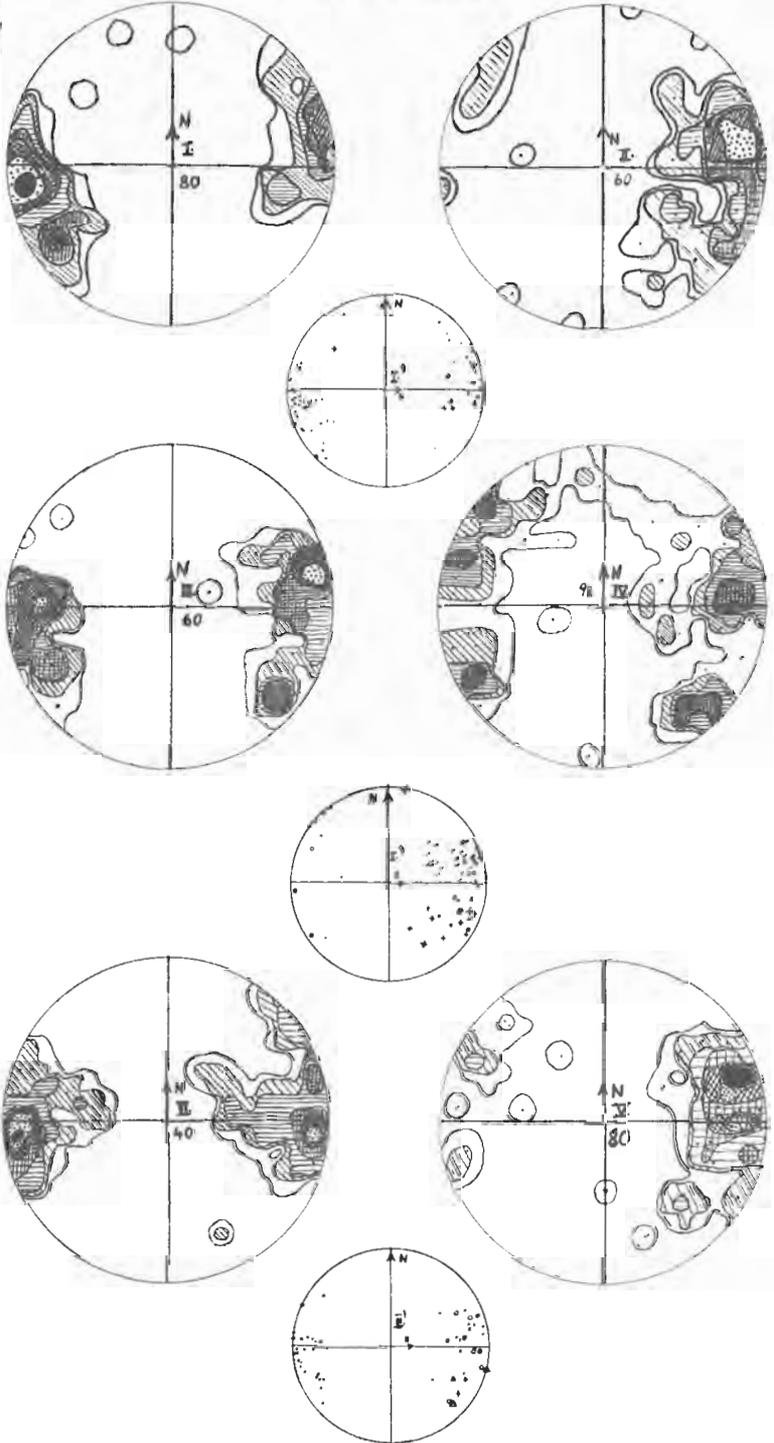
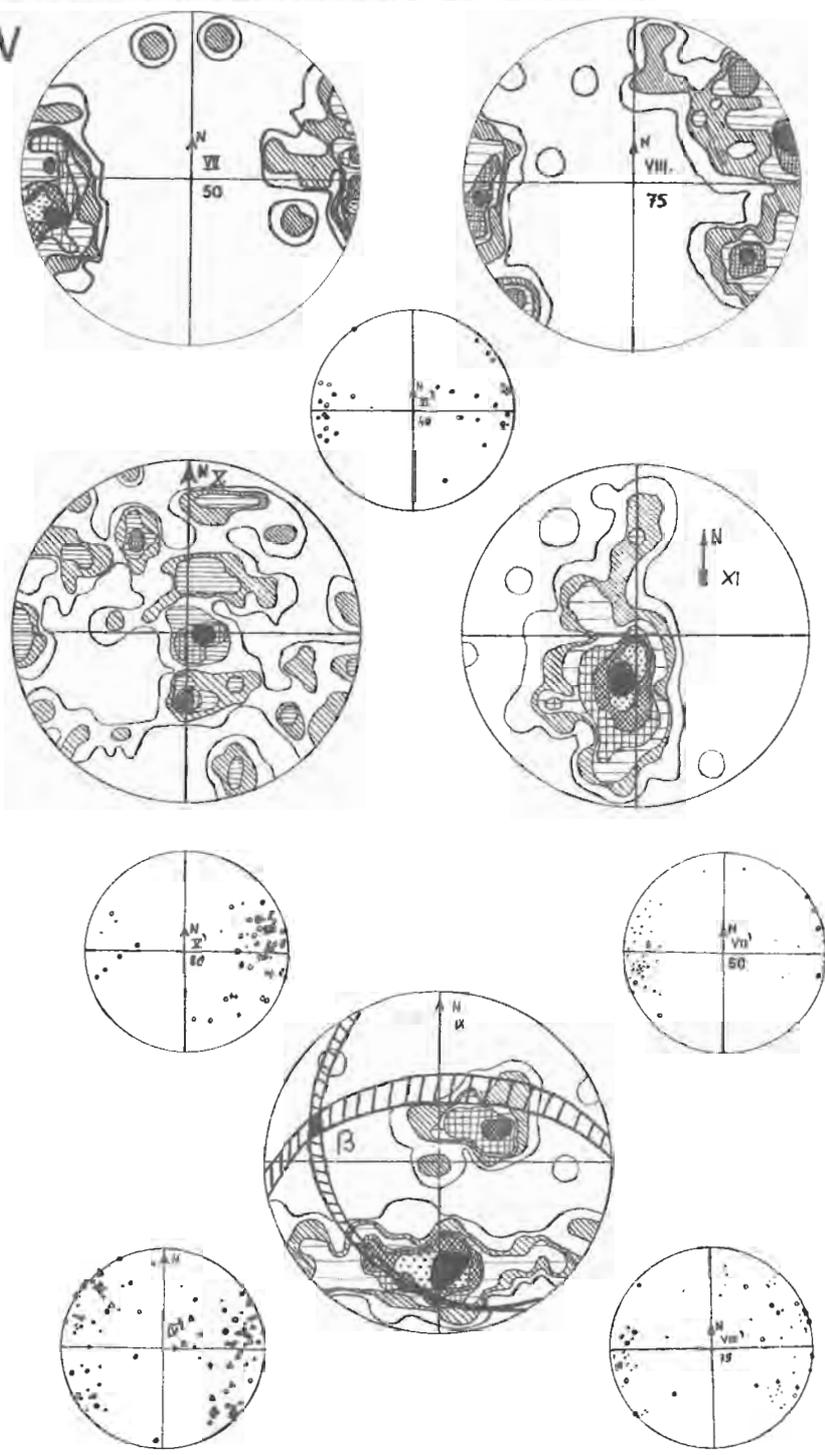


DIAGRAMM VII-XI SCHLADMINGER TAUERN

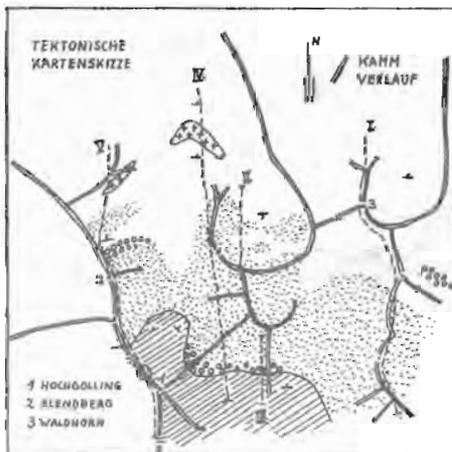
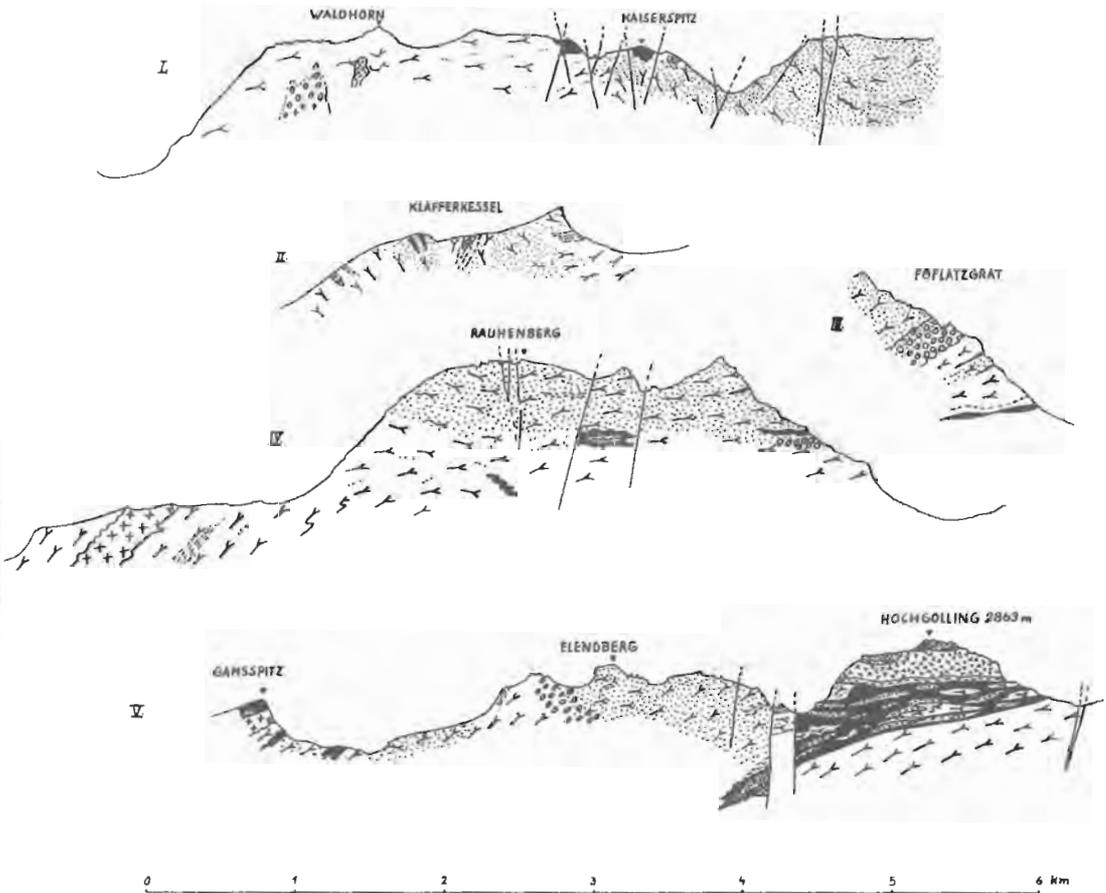
TAFEL V



PROFILE DURCH DIE SCHLADMINGER TAUERN

N

S



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

GEOLOGISCHE KARTE DER SCHLADMINGER TAUERN TAF. VII

