

**Zeitschrift:** Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen =  
Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

**Band:** 38 (1958)

**Heft:** 2

**Artikel:** Petrographische Untersuchungen in der nördlichen Adula

**Autor:** Müller, Rudolf O.

**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-29616>

#### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

#### **Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

#### **Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

**Download PDF:** 27.01.2026

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>**

# Petrographische Untersuchungen in der nördlichen Adula

Von *Rudolf O. Müller* (Bern)

Gedruckt mit Unterstützung der Kraftwerke Zervreila AG.

## Inhaltsverzeichnis

Verzeichnis der Figuren und Tafeln . . . . .	404
Verzeichnis der Tabellen . . . . .	405
Verzeichnis der Abkürzungen . . . . .	405
<b>Vorwort</b> . . . . .	405
<b>A. Einleitung</b> . . . . .	406
<b>B. Historischer Rückblick und Problemstellung</b> . . . . .	407
<b>C. Nomenklatur</b> . . . . .	412
<b>D. Beschreibung der Feldbeobachtungen</b> . . . . .	412
1. Die nördliche Staumauer-Flügelverankerung. . . . .	413
2. Die Umgebung der nördlichen Flügelverankerung, Beschreibung der Tafel V . . . . .	415
3. Die Umgebung von Zervreila (Tafel VI, VII) . . . . .	416
4. Strukturkarte und Bewegungsbild . . . . .	418
5. Schieferung und Kontaktflächen . . . . .	422
6. Die Geometrie der Apophysen . . . . .	423
Zusammenfassung der Feldbeobachtungen . . . . .	424
<b>E. Mikroskopische Untersuchungen</b> . . . . .	425
1. Kurze mikroskopische Beschreibung der einzelnen Mineralien . . . . .	425
2. Chlorit-Muskovitgneise . . . . .	427
3. Amphibolite . . . . .	431
4. Die Restgewebe der Migmatite . . . . .	433
5. Die Metatekte der Migmatite . . . . .	434
6. Phengitgneise . . . . .	436
<b>F. Vergleich gewisser Gesteinsgruppen miteinander und Beschreibung ihrer Übergänge</b> . . . . .	439
1. Vergleich der Chlorit-Muskovitgneise mit den Restgeweben und den Amphiboliten . . . . .	439

2. Vergleich der Chlorit-Muskovitgneise mit den Metatekten der Migmatite	443
3. Vergleich der Phengitgneise mit den Metatekten und den Restgeweben der Migmatite . . . . .	445
4. Zum Alter der Mineralbestände . . . . .	445
<b>G. Geochemische Betrachtungen</b> . . . . .	<b>449</b>
1. Neue Gesteinsanalysen . . . . .	449
2. Geochemische Betrachtungen . . . . .	450
Zusammenfassung der mikroskopischen und geochemischen Untersuchungen . . . . .	455
<b>H. Diskussion</b> . . . . .	<b>457</b>
1. Diskussion der Phengitgneis-Einlagerungen in den Paragneisen . . . . .	457
2. Zur Interpretation des Phengitgneises . . . . .	458
Zur Interpretation von Alb. Heim . . . . .	459
Zur Interpretation von H. P. Roothaan . . . . .	459
Zur Interpretation von J. Kopp . . . . .	460
3. Die Schwierigkeiten der heutigen Interpretation . . . . .	462
4. Zum Entstehungsalter der granitoiden Gesteine . . . . .	463
5. Zur Frage alpiner Massenverschiebungen innerhalb dem Kristallin . . . . .	465
Schlusszusammenfassung und Folgerungen . . . . .	466
Résumé français . . . . .	467
<b>I. Verzeichnis der erwähnten Literatur</b> . . . . .	<b>471</b>

#### Verzeichnis der Figuren und Tafeln

Figur 1:	Übersichtskärtchen 1:1500000 . . . . .	407
Figur 2:	Die Migmatite des oberen Migmatitkontaktes . . . . .	414
Figur 3:	Strukturkarte . . . . .	419
Figur 4:	Absinken der Grenze zwischen rigider und plastischer Deformation . . . . .	420
Figur 5:	Vergleich der Schieferungsflächen mit den primären Kontaktflächen . . . . .	422
Figur 6:	Bildung von Titaniträndern um die Rutile . . . . .	440
Figur 7:	Stellenweise schwach feststellbare Altersfolge Biotit-Hornblende . . . . .	441
Figur 8:	Vergleich der Mineralbestände der Muskovitgneise mit den Migmatiten und den Amphiboliten . . . . .	443
Figur 9:	Änderung der Korngrösse und der Form der Quarze bei Zunahme des Albitgehaltes . . . . .	446
Figur 10:	Schematische Kartenskizze mit Häufigkeits-Verteilung der wichtigsten Kationen . . . . .	454
<b>Tafeln I—IV: Photographische Abbildungen</b>		
Tafel V:	Ansichtsskizze der Umgebung der nördlichen Staumauer-Flügelverankerung	
Tafel VI:	Karte des untersuchten Gebietes 1:20000	
Tafel VII:	Profile durch das untersuchte Gebiet 1:20000	

**Verzeichnis der Tabellen**

Tabelle 1: Modaler Mineralbestand der Chlorit-Muskovitgneise . . . . .	428
Tabelle 2: Modaler Mineralbestand der feldspatreichen Muskovitgneise . .	430
Tabelle 3: Modaler Mineralbestand der Amphibolite . . . . .	432
Tabelle 4: Modaler Mineralbestand der Restgewebe . . . . .	434
Tabelle 5: Modaler Mineralbestand der Metatekte . . . . .	435
Tabelle 6: Modaler Mineralbestand der Phengitgneise . . . . .	437
Tabelle 7: Gesteinsanalysen, Gewichtsprozente . . . . .	450
Tabelle 8: Niggliwerte der Gesteinsanalysen . . . . .	451
Tabelle 9: Kationenprozente von zwölf Gesteinen . . . . .	451
Tabelle 10: Verzeichnis der Fundorte der in den Tabellen 7, 8, 9 aufgeführten Analysen . . . . .	452
Tabelle 11: Vergleich der Kationenprozente der chemisch-analytisch untersuchten Gesteinsproben mit den aus dem modalen Mineralbestand gerechneten Werten. . . . .	455

**Verzeichnis der Abkürzungen**

(Verwendet in den Tabellen 1—6 und den Figuren 6—9)

Ab	Albit	Ho	Hornblende	Qz	Quarz
Ap	Apatit	Mk	Magnetkies	Ru	Rutil
Bi	Biotit	Ms	Muskovit	Ti	Titanit
Ce	Kalzit	Mt	Magnetit	Tu	Turmalin
Ch	Chlorit	Ot	Orthit	Zo	Zoisit
Ep	Epidot	Px	Pyroxen	Zr	Zirkon
Ga	Granat	Py	Pyrit	+	unter 0,5 Vol. %

**Vorwort**

Die vorliegende Arbeit entstand auf Anregung von Herrn Professor Dr. E. Niggli, der sie in der Folge auch eifrig unterstützte und förderte. In anregender Kritik und in vielen Diskussionen wuchs sie zur heutigen Form. Für all seine Anteilnahme und Unterstützung sei meinem verehrten Lehrer herzlich gedankt.

Doch gilt mein Dank auch all jenen, die mich in petrographische und geologische Arbeitsmethoden einführten und darin schulten, so besonders den Herren Professoren P. Niggli †, C. Burri, R. L. Parker, F. de Quervain und R. Staub. Den Herren Professoren J. Cadisch, Th. Hügi, W. Nabholz und A. Streckeisen verdanke ich wertvolle Hinweise und Anregungen.

Gerne erinnere ich mich der gemeinsamen Feldtage mit meinen Freunden L. v. d. Plas und T. H. Tan und der Zeit, wo wir versuchten, die

Beobachtungen in ein grosses Ganzes zu bringen. Die Gastfreundschaft von L. v. d. Plas ermöglichte es mir, einige Zeit an der Universität Leiden zuzubringen um mit Herrn Prof. W. P. de Roever zusammen die Probleme zu besprechen. Mit Fräulein Dr. E. Jäger konnten manche auftauchenden Fragen diskutiert werden.

Der *Kraftwerke Zervreila AG.* und den Ingenieuren der *Motor Columbus AG.*, vor allem Herrn Oberingenieur K. Zuber, möchte ich für die Erlaubnis danken, uneingeschränkt den Bauplatz besuchen zu dürfen, wie auch für die Möglichkeit, im Sommer 1955 während anderthalb Monaten auf der Baustelle wohnen zu können.

Der Familie Schnyder in Vals sei für ihre Gastfreundschaft in der «Alpina» herzlich gedankt, ebenso dem Gemeindepräsidenten von Vals, Herrn O. Schmid. Den Herren H. Huber und W. Indinger verdanke ich die Dünnschliffherstellung und manche kleinere Arbeiten.

Zum Schluss, desto herzlicher möchte ich meinen Eltern danken, dass sie mir erlaubten und verhalfen, dieses Studium zu ergreifen.

### A. Einleitung

Das untersuchte Gebiet liegt im Kristallin der Aduladecke, die im Norden unter die Bündnerschiefer der Zone von Lunschania-Piz Terri, im Osten unter die Bündnerschiefer des Valserberges und des Misox abtaucht. Im Westen trennen die mesozoischen Züge des Val Soja und des Val Malvaglia das Kristallin der Adula von den Tessinerelementen; gegen Süden zu wird die Trennung zwischen tessinischen und rheinwaldischen Elementen unsicher. Die Untersuchungen beschränken sich aber auf den Zervreiler-Lappen der Aduladecke (J. KOPP, 1923, und W. K. NABHOLZ, 1945). Die Aufnahmen erfolgten in den Sommern 1955, 1956 und 1957 während insgesamt 4 Monaten und umfassen 20 km<sup>2</sup> Kartierung im Maßstab 1 : 10 000 neben Kartierungen in den Massstäben 1:100 und 1:1000. Durch den Bau einer Staumauer der *Kraftwerke Zervreila AG.* waren die Gesteine der Staumauerverankerung lückenlos und frisch aufgeschlossen, und der Verfasser konnte sie eingehend untersuchen. Aus dem Stollen Zervreila-Peil standen 48 Handstücke zur Verfügung. Die Kartenskizze Fig. 1 gibt die Lage des bearbeiteten Gebietes wieder. Zur gleichen Zeit arbeitete L. v. d. PLAS, Leiden, im anschliessend nordöstlichen Gebiet.

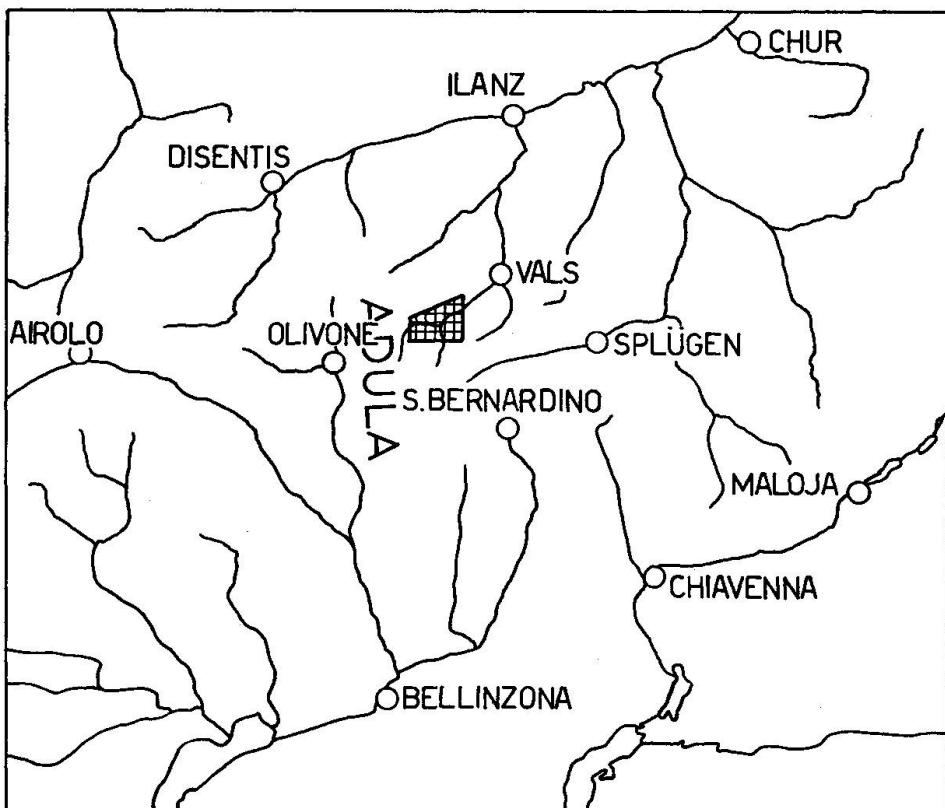


Fig. 1. Übersichtskärtchen 1:1500000. Kariert: Untersuchtes Gebiet.

## B. Historischer Rückblick und Problemstellung

### Erste Epoche. Die Adula als Massiv

Bei A. HEIM und C. SCHMIDT (1891) wird die Adula als Ausläufer des ruhig gelagerten Tessinermassives betrachtet. Sie deuten die konkordante Lagerung der Schiefer und Gneise als sedimentäre Schichtfolge mit eingeschalteten Amphiboliten und Marmoren. C. SCHMIDT erwähnt unter anderem (fraglichen) Glaukophan (S. 33) und Granate mit Chloritoidkernen (S. 35). Über die Marmore und Zellendolomite schreibt A. HEIM: „Es gibt Lager, welche im Handstück von den Rauhwacken der Röthidolomitgruppe ununterscheidbar sind“ (S. 357). Die Analogie mit triadischen Gesteinen wird also schon hier bemerkt. Doch daraus den heutigen Schluss zu ziehen, es könnte sich bei diesen Marmoren und Zellendolomiten ebenfalls um Trias handeln, hätte im Widerspruch mit der ganzen damaligen Konzeption des Gebietes gestanden, da ihre Lagerungsverhältnisse unverständlich geblieben wären. Erst beim Auf-

kommen der Deckentheorie konnte O. WILCKENS (1907) diese Analogie deuten: als Deckenteile trennende, mesozoische Züge.

Damit sehen wir, dass jede Epoche ihre eigenen tragenden Ideen hat. Trotzdem gewisse Beobachtungen schon feststehen, werden die Folgerungen, die spätere Epochen daraus ziehen, nicht gemacht. Im Rahmen der herrschenden Denkschemen würden diese Folgerungen zu unverständlichen Feststellungen führen. Erst ein neues „Gesamtbild“ ermöglicht die Beobachtungen und Folgerungen sinngemäß mit einzubeziehen. Der grosse Rahmen der zweiten Epoche ist der Deckenbegriff; im dritten Erforschungsabschnitt wirken die Ideen des eigengesetzlichen Unterbaues.

W. FREUDENBERG (1908) glaubt am S. Bernardino einen die Trias diskordant durchschlagenden Phengitgneisgang gefunden zu haben. Er bringt den permischen Rhyolith der Rofla mit diesem Granit zusammen, der die triadisch erstarrte Tiefenkammer darstellen soll. Konkordante Einschaltungen werden zu Lagergängen. O. WILCKENS (1910) widerlegt diese Befunde und deutet sie als Einschuppungen.

U. GRUBENMANN (1910) vergleicht in seinem Stockholmer Vortrag die Gneise des Tessins mit den Gesteinen Fennoskandiens. Er erwähnt die Unbestimmtheit im Alter der Tessinergneise; betont aber, dass die gneisige Ausbildung nicht ohne weiteres für höheres Alter spreche, besonders wenn der Gneis durch Injektion in ehemalige Sedimente entstanden ist. Auf Grund der pegmatitoiden Partien und des damit verbundenen schichtförmigen Eindringens in die Gesteinslagen werden die Gneise zu injizierten Schiefern der Hüllgesteine. Die Resorption des sedimentären Schiefermaterials durch pneumatolytische Lösungen führte zu den heute vorliegenden Granitgneisen. Die erhaltene Schieferung ist nicht Abbild einer Druckschieferung, sondern erhalten gebliebene alte Sedimenttextur. Der Grossteil der Gneise sind Misch- und Injektionsgneise. Das alte Schiefergebirge wird durch die fortschreitende Aufweichung und Injektion langsam durchtränkt und wandelt sich zu den heutigen Granitgneisen. H. P. ROOTHAAN (1919) überträgt diese Interpretation auch auf die Adula.

#### **Zweite Epoche. Die Adula als Deckenkern**

Diese Epoche ist die Zeit rein tektonisch verpflichteter Betrachtungen; das Kristallin wird zum Kern der Aduladecke. Das Kristallin hat seine Hauptentwicklung schon am Ende der herzynischen Faltung abgeschlossen. Alpin finden nur noch Verschieferungen und Vergneisungen statt, unter Bewahrung der alten Pauschalchemismen. Das Kristallin wird

zum Altkristallin. Ein Kranz herzynischer Granite der angrenzenden Zentralmassive und der ostalpinen Decken ermöglichen eine Interpolation auch für die dazwischenliegenden Gebiete. Warum sollte es anders sein? Die Deckenkerne sind Zeugen des passiv in den alpinen Bau einbezogenen Untergrundes: des präpermischen Kristallinsockels. Das ist der Hintergrund, vor dem wir die nun folgenden Arbeiten verstehen müssen.

O. WILCKENS (1920) fasst seine Resultate zusammen. Was von FREUDENBERG für nachtriadische Lagergänge gehalten wurde, wird zu Verschuppungen. Damit fällt das einzige Argument gegen die Annahme herzynischen Alters für die Phengitgneise; es sind herzynische Eruptiva, welche passiv in den alpinen Bau einbezogen worden sind.

H. P. ROOTHAAN (1919) untersucht auf Anregung von U. GRUBENMANN das Kristallin der Adula näher. Die Phengitgneise werden zu Injektionsgneisen und die Granitisation von Paragesteinen zum regionalen gesteinsbildenden Vorgang. Die Phengitgneise sind nur das letzte Umwandlungsstadium ursprünglicher Schiefer.

Die abschliessend umfassende, tektonische Untersuchung der Adula lieferten J. KOPP, G. FRISCHKNECHT, H. JENNY (1923). Das Kernstück ist die ausgezeichnete Adulakarte im Massstab 1:50 000. Der Phengitgneis wird zu einem herzynisch intrudierten, alpin vergneisten Granitlakkolithen, mit einer in den Augengneisen erhaltenen porphyrischen Randfacies.

W. K. NABHOLZ (1945) bearbeitet die das Kristallin überlagernden Bündnerschiefer ausserhalb unseres Gebietes. Für das Kristallin werden die Anschauungen von J. KOPP übernommen und später auch wiederholt vertreten (1954, 1956).

Überblickt man die seit dem Aufkommen der Deckentheorie in der Adula gemachten Arbeiten, so ergeben sie interessante Deutungsversuche. Aber die klassische Deckentheorie mit passivem Einbau des präpermischen Kristallinsockels in den alpinen Bau liess nur präpermisch entstandene, zum Teil alpin umkristallisierte Gesteine zu. Ob das auch zutreffe wurde nie ernstlich erwogen.

#### **Dritte Epoche. Die Erforschung des alpinen Unterbaues**

In dieser Epoche wird die klassische Vorstellung nach dem erhalten gebliebenen Kristallinsockel geprüft. Die granitischen Gneise des Tessins galten gleich den gotthardmassivischen und den unterostalpinen als herzynisch intrudierte, alpin umkristallisierte Granite (P. NIGGLI, H. PREISWERK u. a., 1936). Einzig die Pegmatite der Wurzelzone und der Tonalit

von Melirolo wurden als junge Injektionen und Intrusionen aufgefasst. Ausgehend vom Studium des Bergellergranites und seinem Zusammenhang mit der tiefen, alpinen Regionalmetamorphose erblickte R. STAUB (1920) in der Injektionszone der Bondasca und des Tessins das Gebiet der alpinen Anatexis, die Zone der Granitisierung, Aufschmelzung und Durchtränkung. In der folgenden Zeit wurde aber die Zone der alpinen Anatexis stillschweigend in grössere Tiefen zurückverlegt.

Als erster vertrat E. KÜNDIG (1934, 1936) für den Coccogranodiorit alpines, spätorogenes Alter und fand damit unter den Gesteinen, die bis dahin alle für herzynisch, alpin umkristallisierte Granite galten, junge Plutonite.

Die Idee, dass der Tessin den alpin aktivierten und remobilisierten Untergrund der Alpen darstelle, stammt von M. REINHARD (1935). Die heutigen Orthogneise sind nach ihm durch alpine Umschmelzung mobilierte, ältere Gesteine, welche als selbständige Intrusivkörper in die Decken drangen. Die postalpinen Granodiorite (Cocco), Tonalite (Melirolo) und Granite (Bergell) sind Reste dieser durch den alpinen Zusammenschub gebildeten Schmelzmassen.

Durch die systematische Untersuchung der alpinen Strukturen im Tessin und durch die Veröffentlichung einer Strukturkarte (1955) leitete E. WENK die eigentlich dritte Epoche ein.

E. WENK (1948) beschreibt die im Tessin gefundenen Tatsachen. Die massigen granitoiden Gesteine der Deckenkerne (z. B. der Coccogranodiorit) gehen sukzessiv in Gneise über. Teilweise sind die Kerngesteine konkordant mit den umhüllenden Paragneisen verfaltet, teils durchbrechen sie diese und zeigen Intrusivkontakte. Tektonik, Gefüge und Mineralbestand der Granite und Gneise sind alpin. Junge Pegmatite durchschlagen Mesozoikum.

1950 erfolgte die Erwiderung durch P. NIGGLI. Der einheitlich und ausschliesslich alpine Faciesbezirk des Tessins wird anerkannt und auch von P. NIGGLI werden die Gesteine als alpin bezeichnet. Da aber die Homogenisierung und Granitisierung nirgends die mesozoischen Gesteine ergreift, werden die Intrusivkontakte als bei der Metamorphose gesteigerte Lösungsumsätze gedeutet. An der alten Auffassung herzynischer, alpin umkristallisierter Granite wird festgehalten.

W. K. NABHOLZ (1952, 1954) bezeichnet die fraglichen Gneise des Tessins wie der Adula als herzynische Granitstöcke, die alpin umkristallisierten. Es sind die Analoga zentralmassivischer Granite. In der dieser Arbeit folgenden Kontroverse werden die Diskrepanzen in der Interpretation scharf erhellt.

A. GÜNTHER (1956) hält die Gesteine als nur alpin entstanden. Relikte herzynischer Elemente seien unauffindbar. Durch vermehrte Stoffumsätze, lokale Anatexis und regionale Alkalizufuhr entstanden aus den Paragesteinen parallelstruierte, granitoide Gneise und massige Metagranite bis Metaquarzdiorite. Das alte herzynische Substrat ging dadurch vollständig verloren und wandelte sich zur Unkenntlichkeit präpermischer Gesteinsanteile.

W. K. NABHOLZ (1956) verteidigt demgegenüber die Ansicht, dass auch bei vollständiger Umkristallisation der Gesteine an eine isochemische Umwandlung herzynischer Granite gedacht werden könne, wobei lokale Anatexis zu den heutigen Intrusivverhältnissen geführt habe.

Für E. WENK (1956) ist der Unterteil des alten Kristallinssockels verschwunden. Seine tieferen Teile sind versenkt, aufgelöst und reaktiviert worden. Die Intrusivkontakte und das Überdauern der alpinen Faltungsvorgänge durch granitoide Schmelzen lassen diese Gesteine als alpin intrudiert erkennen. Die Gneise und Granite sind nicht älter, sie sind gleich alt, teils jünger als die alpine Hauptfaltung; es sind Zeugen des alpinen Geschehens. Damit tritt im Tessin der eigentliche Unterbau des alpinen Orogenz zutage.

Zeichnete sich in der zweiten Epoche die klassische Deckentheorie ab, mit ihrem passiv eingebauten, präpermischen Grundgebirge und nur alpiner, lediglich isochemischer Umkristallisation, so dringen in der dritten Epoche mehr und mehr die ausseralpinen Anschauungen von J. J. SEDERHOLM, C. E. WEGMANN und H. G. BACKLUND u. a. ein; es kommt zum Zusammenstoss der „klassischen“ Theorien mit den fennoskandisch-grönländischen Ideen. Inmitten dieser Auseinandersetzung steht die vorliegende Arbeit.

#### Problemstellung

Das untersuchte Gebiet liegt ausserhalb des so stark umstrittenen Tessins; in einer Zone, wo die alpine Regionalmetamorphose Albit-Epidotamphibolitcharakter hat (Grenze Epi-Mesozone). Sind die Phengitgneise metamorphe herzynische Granite, wie J. KOPP (1923) und mehrfach W. K. NABHOLZ (1945, 1954, 1956) annahmen? Wie stark hat die alpine Metamorphose diese Gesteine geprägt, wie weit sind Relikte eines alten Mineralbestandes und einer granitischen Struktur zu erkennen? Mit andern Worten: ist auch im Phengitgneis noch etwas von einem älteren Granit zu sehen? Das Hauptgewicht wurde dabei bewusst auf die geologisch-petrographischen Feldaufnahmen gelegt.

### C. Nomenklatur

Das Begriffspaar *Metatekt* und *Restgewebe* entstammt Arbeiten von K. R. MEHNERT (1949). Er umschreibt den Begriff der Metatexis wie folgt:

„Metatexis = Vorgang, bei dem die mobilen (flüssigen, molekular-dispersen) Anteile in Adern oder unregelmässig geformten Bestandmassen konzentriert sind (*Metatekte*) und von den relativ immobilen (festen) Anteilen (*Restgeweben*) deutlich zu unterscheiden sind. Die mobilen Anteile können am Ort selbst entstanden, in der näheren Umgebung mobilisiert und zu ihrem jetzigen Platz gewandert sein oder schliesslich aus magmatischen Quellen stammen.“ Durch die Metatexis solcherart entstandene Gesteine werden als *Migmatite* bezeichnet (Photo 4).

Die Benennung der aus Feldspat, Quarz, Muskovit, Chlorit und anderen Mineralien bestehenden Gesteine war schwieriger. L. v. d. PLAS (1959) bezeichnete sie gesamthaft als „Glimmerschiefer“. In dem vom Verfasser untersuchten Gebiet sind die „Glimmerschiefer“ zum Teil feldspatreiche Gesteine, die zur selben Serie gehören, und im Lentatal überwiegen sogar die feldspatreichen „Glimmerschiefer“, die ihrem Feldspatgehalt und Aussehen nach als Gneise zu bezeichnen sind. Deshalb hat der Verfasser gesamthaft die Bezeichnung *Chlorit-Muskovitgneise*, *Muskovitgneise* oder *Paragneise* vorgezogen.

Die Bezeichnung *Muskovitschiefer* bleibt dann auf feldspatfreie, stark schiefrige Gesteine aus vorwiegend Quarz und Muskovit beschränkt.

### D. Beschreibung der Feldbeobachtungen

Wichtig im untersuchten Gebiet sind drei Gesteinsarten:

1. Die *Phengitgneise*, welche im Südwesten, im Raum von Zervreila, einen geschlossenen, einigermassen einheitlichen Körper von mehreren hundert Metern Mächtigkeit bilden.
2. Die *Paragneise* und -schiefer im Nordosten des Gebietes gegen Vals zu. Ihnen eingelagert und eingeschaltet sind Züge von Phengitgneisen, welche sich im Südwesten mit dem Phengitgneiskörper vereinen.
3. Die *Amphibolite*. Sie umkränzen im grossen gesehen den homogenen Phengitgneiskörper, wo dieser mit den Paragesteinen zusammentrifft. Vereinzelt liegen Epidotamphibolite mit Phengitgneis-Einschaltungen zusammen im nordöstlichen Paragesteins-Gebiet. Begleitet werden die Amphibolite von feldspatreichen, hellen Metatektbändern und -nestern, welche mit ihnen *Migmatite* bilden.

### 1. Die nördliche Staumauer-Flügelverankerung

Durch den Bau einer Staumauer wurden die Verankerungen als Runsen herausgesprengt. Die dadurch sichtbaren Aufschlüsse sind aber heute durch die Staumauer wieder zudeckt. Im Unterteil der Flügelverankerung sind Phengitgneise, im oberen Viertel Paragneise anstehend. An der Grenze liegen Migmatite aus Epidotamphibolitschollen und feldspatreichen Metatekten. In halber Höhe sind Paragneise und Migmatite in die Phengitgneise eingefaltet.

In den untersten 10 m gegen den Phengitgneis zu sind in den Paragneisen drei 0,2—1 m mächtige, durchziehende Phengitgneislamellen eingelagert. Sie liegen konkordant zur allgemeinen Schieferung. Ihr Kontakt ist scharf. Die randlichen Paragneise sind häufig etwas massiger und feldspatreicher als die weiter vom Kontakt entfernten und führen hier und da feldspatreichere, granatführende Nester.

An der Grenze Paragneis-Phengitgneis liegen Schollen und Linsen eines Biotit-Epidot-Hornblende-reichen Gesteines zusammen mit hellen Nestern und Säumen von feldspatreichen Massen. Diese Partien scheinen als die mobileren Teile die eher resistenteren Linsen zu umfliessen, oder sie schmiegen sich in den „Druckschatten“ an. Im allgemeinen sind sie auf der dem Phengitgneis abgekehrten Seite angereichert. Bei genauerem Zusehen umsäumen sie aber auch die basischen Linsen gegen die Phengitgneise zu. Die basischen Linsen, stromlinienförmig gebaut, liegen auf der ganzen Aufschlussbreite (Fig. 2). Ihre Abmessungen sind  $10 \times 20$  cm bis  $50 \times 120$  cm. Der Quotient — Anteil Metatekt zu Anteil basische Schollen — variiert von 0,25 bis 0,05 (23 Schätzungen). Die basischen Linsen sind oft gegen Südwesten zu von der eigentlichen Grenzlinie abgetrennt und ragen in den Phengitgneis hinein, während ihr Nordostende an der Grenze angeschmiegt bleibt (Fig. 2). Diese Zone verläuft der allgemeinen Schieferung mehr oder weniger parallel, und sie wird vom Verfasser als oberer Migmatitkontakt bezeichnet.

Die Phengitgneise sind fein gebändert, teils mit augigen Bänken, die seitlich auskeilen (Photo 1). Hellere aplitoide Partien unterbrechen diese Homogenität, aber auch sie gehören eher zur normalen Variabilität des Gneises (Photo 2). Teils schwellen aplitoide Partien zu Linsen an ( $50 \times 400$  cm), die sich aber seitwärts in die gebänderten Gneise verlieren. Die Phengitgneise sind spitz gefaltet.

10 m unterhalb des oberen Primärkontaktees zieht eine dünne, rund 1 m mächtige Lamelle von Paragneis durch die ganze Aufschlussbreite; auch sie ist konkordant zur allgemeinen Schieferung. Ihre Grenzen gegen die umgebenden Phengitgneise sind diffus und unbestimmt. Massige

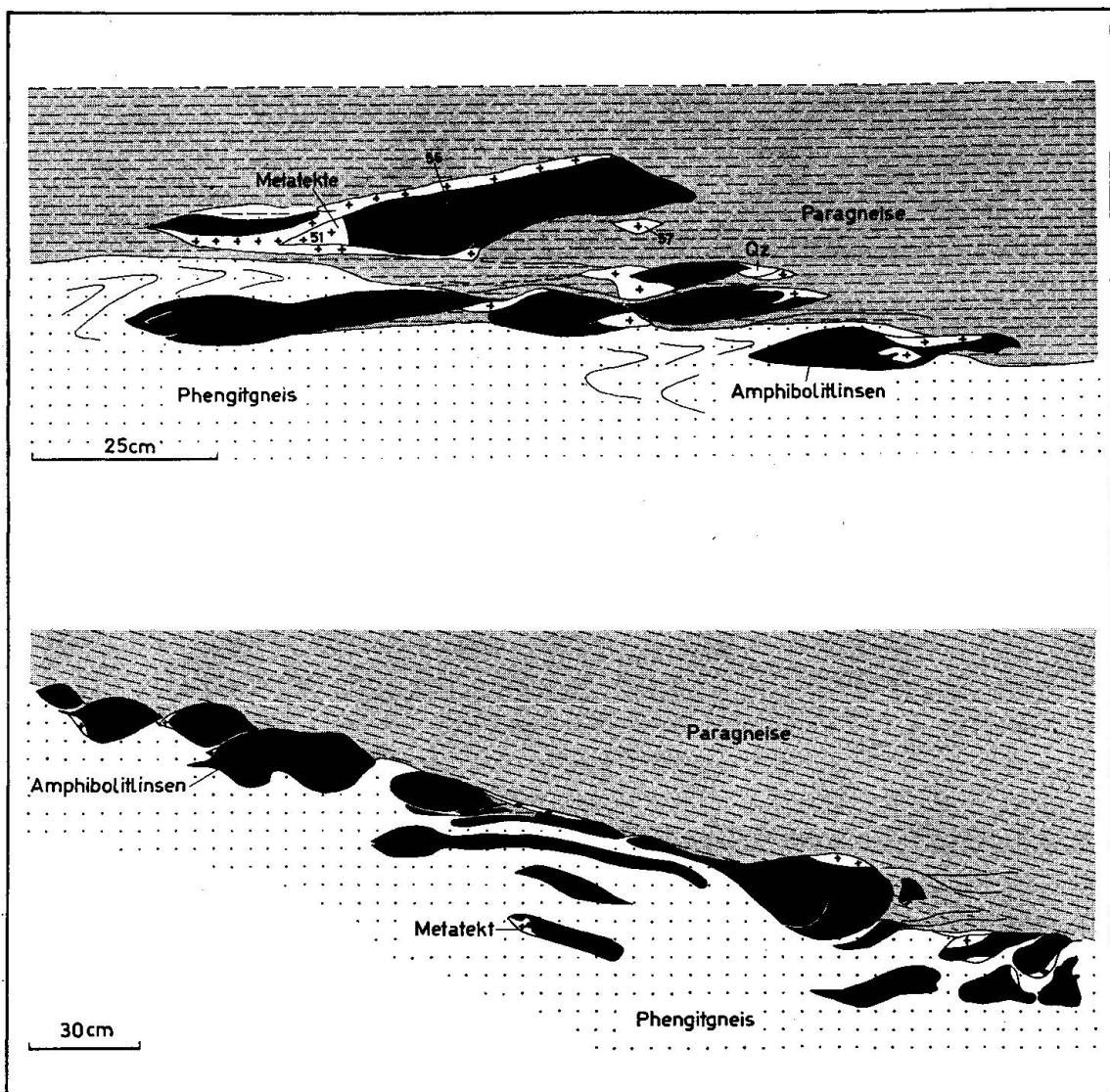


Fig. 2. Migmatite des oberen Migmatitkontaktes. Relatives Unterfließen des Phengitgneises unter die Hüllgesteine bei links-rechts Bewegungsrichtung. (Zahlen: Handstücknummern; Qz = Quarz.)

Gesteine von schlierigem Aussehen bilden die Grenzzone. In den nebulitisch-schlierigen Mischgneisen zeichnen sich Faltungen homoaxial den Faltungen im Phengitgneis ab (Photo 6). Die Mischzone ist beidseitig etwa 50 cm breit und greift buchtig einmal in die Phengitgneise, einmal in die Paragneise. Dieselben Verhältnisse treffen wir wiederum an der Grenze des grossen, eingefalteten Paragneis-Migmatitkomplexes.

Gegen jene grosse Scholle zu werden die Phengitgneise ausgesprochen unruhig. Grobgebänderte Gneise treten auf, stellenweise mit extremer

Spitzfältelung, Mäandrierung und Ptymatiten. Der Phengitgneis scheidet sich in zwei Teile: dunklere, mafitreiche Lagen und helle, aplitoide Bänder und Linsen (Photo 2).

Der Grenzverlauf gegen den eingefalteten grossen Komplex ist nur generell parallel der allgemeinen Schieferung. Einstülpungen des Phengitgneises ins Paramaterial schaffen einen buchtigen Grenzverlauf; wiederum ausgebildet als schlierge Mischgesteine. Der Komplex baut sich selber aus dunkeln Paragneisen auf, vermischt mit Zügen scholliger Migmatite. Vereinzelt sind auch dünne Apophysen von Phengitgneis zu erkennen. Die Paragneise sind dunkler, biotit- und feldspatreicher als die entsprechenden Gesteine im Hangenden des oberen Primärkontakte; sonst ohne besondere Eigenschaften. Die Migmatite sind im Aussehen denen des oberen Migmatitkontakte gleich, teils sind richtige Epidot-Amphibolite damit vergesellschaftet. In diesen Komplex keilen von Südwesten zwei Zungen von Phengitgneis ein. An beiden Stellen sind die Phengitgneise an der Stirn leicht kataklastisch deformiert, wobei die Glimmer gestaucht und gewellt mitdrehen. Auch begleiten schmale Ruschelzonen den Verband Paragneis-Orthogneis. Im Gegensatz zu den sonst „plastischen“ Verformungsbildern handelt es sich bei diesen Einkeilungen um spätere rigide Deformationen (S. 418). So ist nur am oberen Kontakt des Komplexes ein völlig ungestörtes Verbandsverhältnis zu erkennen. Unter diesem Komplex folgen wiederum Phengitgneise, fein gebändert, leicht gebankt.

## 2. Die Umgebung der nördlichen Flügelverankerung. Beschreibung der Tafel V

Der ganze Bau taucht mit  $10-15^\circ$  nach Nordnordosten ab. Paragneiste mit zwei mächtigen Phengitgneiszügen bauen den oberen Teil auf. Vereinzelt sind auch 1-2 m dicke Phengitgneislamellen eingelagert, ähnlich wie auf der Flügelverankerung. Eine solche Lamelle am Ende der Flügelverankerung auf 1860 m ü. M. ist durch spätere Bewegungen ausgewalzt. Ein Muskovitschiefer mit welliger Schieferungsfläche ist das Produkt, durch alle Übergänge mit dem normalen Phengitgneis verbunden. Durch den oberen Primärkontakt getrennt folgt im Liegenden der Phengitgneiskörper mit der schon erwähnten Einfaltung des Migmatit-Paragneiskomplexes.

Die Zone der basischen Linsen und der Migmatite des oberen Migmatitkontakte zieht weiter bis ans Westende der Hochwasser-Entlastung. Stets markieren solche Linsen, teils mehrere zusammen, teils während einigen Metern fehlend den Grenzverlauf Paragneise-Phengitgneis. Am

Westende des Hochwasserüberlaufes sind die Paragneise des Grenzhorizontes durch leukokratische Phengitgneise intensiv gebändert, parallel der heutigen Schieferung (Photo 7). Talaus lässt sich die Migmatitzone bis unter die Aussichtskanzel verfolgen, dann verbirgt Gras den weiteren Verlauf. Nach ca. 100 m geben oft nur kleine Amphibolitaufschlüsse die Grenze Paragneis-Phengitgneis. Bei etwa 150 m nordöstlich der Kanzel ist ein grösserer Amphibolit mit liegendem Phengitgneis und hangendem Paragneis zu beobachten. Von da ab durch kleine Amphibolitlinsen gekennzeichnet, schliesst die Migmatitzone mit dem mächtigen Amphibolit und den Migmatiten der Grundablass-Mündung zusammen (Photos 3 und 4).

Ein anderer Arm jenes mächtigen Amphibolites zieht schräg hinauf nach dem eingefalteten Komplex und vereinigt sich mit ihm, stellenweise von Paragneisen begleitet.

Die Migmatite und die oft durch Vorherrschen eines bestimmten Minerals streifigen Amphibolite zeigen ein inniges Verflechten von Schollen und Walzen. Bald mehr horizontal liegend, bald steilstehend scheinen sie eine turbulente Durchknetung festzuhalten. Die Verwitterung liefert bizarre Formen, vulkanischen Schlacken oder Pillowlaven ähnlich.

Die Phengitgneise des Hauptkörpers — einerseits durch die Migmatite des oberen Migmatitkontaktes, anderseits durch die Amphibolite von den Paragneisen getrennt — sind normal ausgebildet und stets fein gefältelt (vgl. S. 413). Die kleine, S. 413 erwähnte Lamelle von Paragneis innerhalb des Phengitgneises zieht rund 10 m unterhalb des Primärkontaktes nach Südsüdwesten, 70—80 m weit und verliert sich dann im Schutt. Bei den Kontaktverhältnissen des eingefalteten Paragneis-Migmatit-Komplexes sind im Nordost-Teil, wo diese Migmatite in den Phengitgneis hineinlappen, durchwegs die kompakten Mischgneiskontakte erhalten (vgl. S. 415). Die gut sichtbare Fältelung wird wegen grobgebänderten Phengitgneisen so deutlich, welche flach liegende und durch die Faltenstirnen hindurchsetzende Phengite und Epidote haben.

### 3. Die Umgebung von Zervreila (Tafeln VI u. VII)

Die von J. KOPP (1923) in seiner Karte gezeichneten Amphibolite (welche nach ihm zum Teil in den Phengitgneisen, zum Teil ganz in den Paragneisen liegen) und weitere, vom Verfasser gefundene Amphibolite liegen in Tat und Wahrheit stets entweder auf mehr als 4 km Länge an der Grenze des Phengitgneis-Hauptkörpers — oder aber mit Phengitgneis-Einschaltungen zusammen in den Paragneisen. Im Süden folgt

dann eine Zone, wo scheinbar die Amphibolite und Migmatite fehlen, ohne dass aber die eigentliche Grenzzone aufgeschlossen wäre wie in der nördlichen Flügelverankerung. Auch ausserhalb des untersuchten Gebietes scheint sich in der Adula die Korrelation Phengitgneis-Amphibolit häufig zu bestätigen.

Die Amphibolite sind gegen die Phengitgneis-Seite zu oft von Migmatiten begleitet, hie und da wirr verflochten mit hellen Metatektbändern.

Im ganzen untersuchten Gebiet sind die Phengitgneise einander gleich. Gegen Finsterbach zu werden sie augiger, gleichzeitig scheint aber die Matrix dunkler. Die Feinfältelung ist überall beobachtbar. Lokal verruschelte Zönchen sind zu Muskovitschiefern umgewandelt, gleich denen der Flügelverankerung (vgl. S. 415). Von der Nähe der ehemaligen Mündung des Finsterbaches in den Rhein bis hinauf zur Ebene 500 m westlich Finsterbachalp verläuft eine rund 50 m mächtige Störungszone; sie ist auch auf der Nordseite verfolgbar. Die Phengitgneise sind dort stark verruschelt und verschiefert und bestehen aus dunklen Schiefern und bis 9 cm grossen Augen aus Feldspat und Quarz. In der Nachbarschaft dieser Störungszonen sind die Phengitgneise oft augig. Der 700 m mächtige Phengitgneis-Hauptkörper besteht nur aus Phengitgneisen und stellenweise verschieferten Phengitgneisen; Einlagerungen von Quarziten, Amphiboliten oder Paragneis-Schollen fehlen; und er ist ein geschlossenes Ganzes. An der Basis des Körpers tauchen im Lenta- und Kanaltal wieder Paragneise auf (vgl. Profile Tafel VII).

Die Paragneise sind gleich den schon beschriebenen; stellenweise mit grossen Granaten. Gegen Kanal- und Lentatal zu werden sie gneisiger und verlieren die leicht gewellten Schieferungsflächen, die planparallelen weichen. Ein alter Innenbau der Paragesteinsserie konnte nicht erkannt werden.

Im ganzen Gebiet wurden nie Gänge von Lamprophyren, Apliten oder Pegmatiten oder deren metamorphe Äquivalente gefunden.

Am Fusse des Amphibolites der Kuppe 2429 liegen drei schmächtige (1—2 m), kurzdistanzg aufgeschlossene Paragneislamellen, wechselnd mit Phengitgneis, unterteuft wiederum von Amphibolit. In den Paragneisen sind vereinzelt gelbe Knauer von  $15 \times 60$  cm bis  $50 \times 100$  cm aus Dolomit und Kalzit längs einer Verschieferungszone eingeschlossen.

Am Weissgrätsli-Nordsattel liegt über den Paragneisen eine Gruppe aus gelben Dolomiten, zuckerkörnigen Dolomiten und Anhydrit; darüber eine 2—3 m mächtige, bräunliche Serie aus muskovitführenden Sandkalken, zentimeter- und dezimeterbreit wechsellagernd mit granatführen-

den Kalkglimmerschiefern, welche nach oben in chloritoid- und disthenführende Kalkglimmerschiefer übergehen (vgl. L. v. d. PLAS, 1958). Im darüberliegenden Dolomit ist eine Scholle ( $30 \times 50$  cm) eines Ophiolites eingeschlossen, mit noch erhaltener Diabasstruktur. Die Ähnlichkeit mit den Ophiolithen der Bündnerschieferserie von Vals (W. K. NABHOLZ, 1945) fällt sofort auf, während eine Ähnlichkeit mit den sonstigen Epidot-Amphiboliten nicht vorhanden ist.

Im Dünnschliff ist das sperrige Gefüge aus Aktinolithstengeln und Albitleisten gut erhalten; in den Zwickeln liegen vereinzelte Quarze. Kalzit ist relativ häufig. Akzessorien sind Titanit und Zirkon.

Am Weissgrätli-Gipfel kommt dieselbe Serie wieder mit Anhydrit, braunen Sandkalken, Granatglimmerschiefern und chloritoid-disthenführenden Kalkglimmerschiefern. Durch dünne Paragneis- und Phengitgneislamellen getrennt, folgt das Gipfelplateau mit blaugrauen, feinkörnigen und zum Teil dünnplattigen Dolomiten, gelben Dolomiten und Rauhwacken.

Am Weissgrätli-Südwestgrat auf 2810 m ü. M. liegen im mittleren Marmorzug über gelben Dolomiten gipsführende, zuckerkörnige Dolomite, überdeckt von wechseltäglichen braunen Sandkalken, Granatkalkglimmerschiefern und blaugrauen Dolomiten.

#### 4. Strukturkarte und Bewegungsbild (Fig. 3)

Die feine Spitzfältelung der Phengitgneise gibt viele Faltenachsen im Zentimeter- und Dezimeterbereich (vgl. Tafel I, Photo 2). Auf den S-Flächen ist oft eine Striemung parallel den Faltenachsen sichtbar. Im Grossbereich sind einige Falten, ähnlich wie die Einfaltung des Paragneis-Migmatit-Komplexes mit Schenkeln von 100 m Länge sichtbar. Diesen Falten der plastischen Deformationsphase des Phengitgneises stehen jüngere Falten der rigid wirkenden Beanspruchung gegenüber (S. 415). In den Paragneisen, Amphiboliten und Marmoren sind ebenfalls Achsen gemessen worden. Die Faltenachsen werden in den Rahmen der von E. WENK (1955, 1956) veröffentlichten Messungen gestellt. Die Untersuchungen von E. WENK im Tessin und den angrenzenden Gebieten ergaben, dass im Tessin sowohl Süd-Nord wie West-Ost ziehende Faltenachsen alpines Alter besitzen.

Im Untersuchungsgebiet ziehen die *plastischen* Faltenachsen im Phengitgneis vorwiegend Süd-Nord; im Lentatal und Kanaltal untergeordnet auch West-Ost. Nach der Hauptkristallisation des Phengitgneises entstandene und Verdrehungen und Verbiegungen der Phengite zeigende

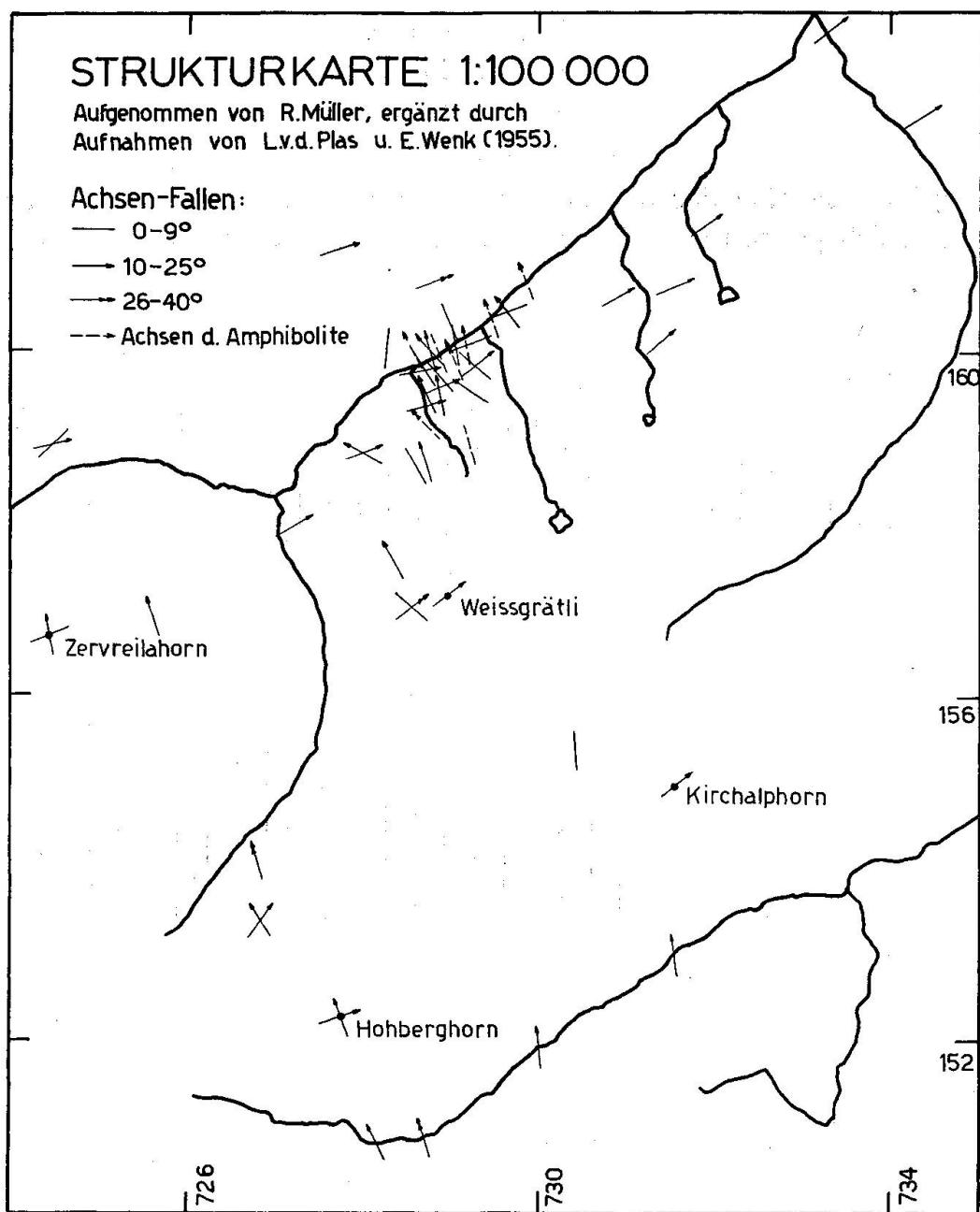


Fig. 3.

Falten des Staumauergebietes haben noch Süd-Nord-Faltenachsen. Die nachträgliche Verschieferung der Phengitgneise zu Muskovitschiefern zeigt West-Ost-Achsen. An einigen Stellen an der neuen Kanaltalstrasse und auf dem Hohberghorn (6 km südlich Zervreila) sind Verstellungen der Süd-Nord-Achsen durch West-Ost-Achsen sichtbar. Faltenachsen und Deformationscharakter lassen sich gliedern:

Süd-Nord-plastisch  
 Süd-Nord-rigid  
 West-Ost-plastisch  
 West-Ost-rigid

Greift man eine der beiden Parallelscharen von Achsen heraus, so ergeben sich je nach räumlicher Lage für den Phengitgneis verschiedene

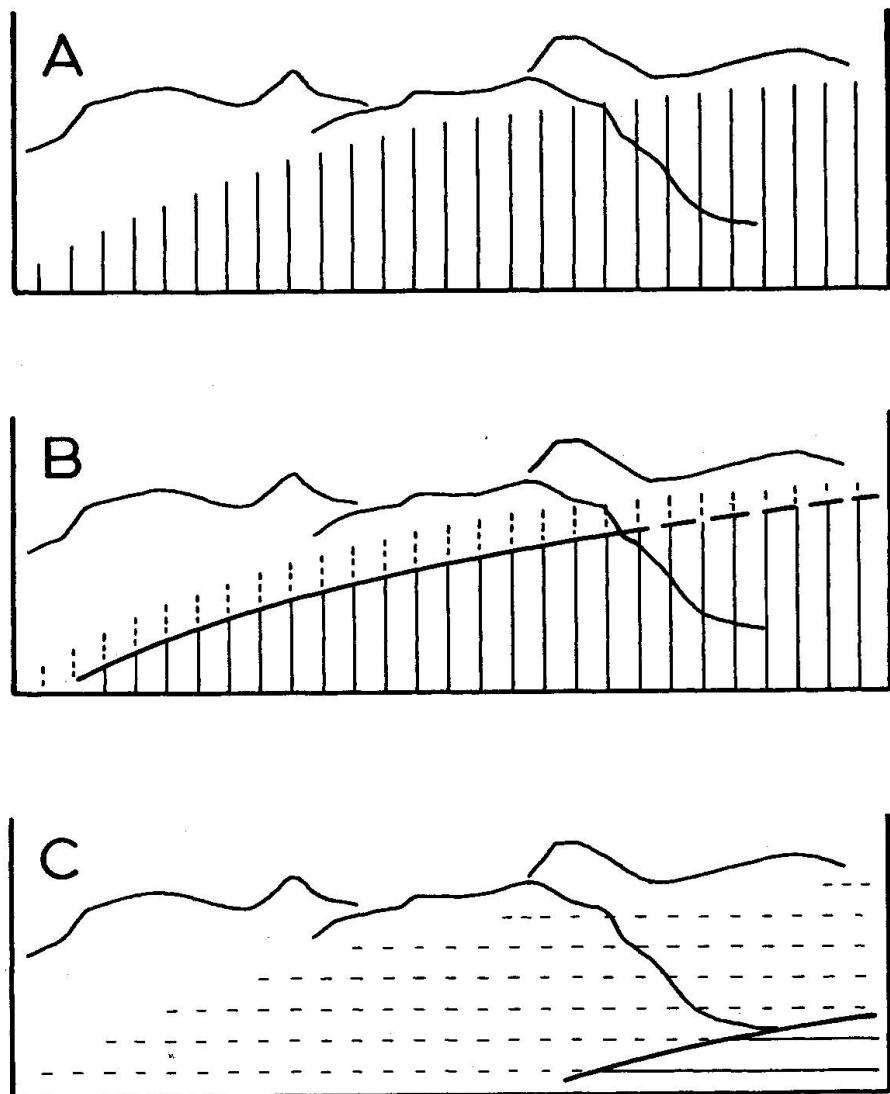


Fig. 4. Absinken der Grenze zwischen rigider und plastischer Deformation und zeitliche Abfolge der Deformationsstile im Phengitgneis.

A. Plastische Deformation mit Süd-Nord-Faltenachsen im ganzen Gebiet; Obergrenze nicht genau erforscht. B. Rigid Deformation im Oberteil mit Süd-Nord-Faltenachsen; im Unterteil plastische Deformation. C. Rigid Deformation mit West-Ost-Faltenachsen. Im Lentatal noch plastische Deformation mit West-Ost-Achsen.

Deformationsstile; deren Aufeinanderfolge wie in der Figur 4 angeordnet werden kann. Die Maximalmobilität des Phengitgneises ist beim Erscheinen der West-Ost-Achsen im untersuchten Gebiet schon überschritten.

### *Die relativen Bewegungsbilder (Tafel V)*

Neben den Faltenachsen konnten besonders auf der Flügelverankerung die relativen Bewegungsrichtungen rekonstruiert werden. Berücksichtigt wurden nur plastische Deformationen des Phengitgneises. Stellenweise ermöglichen die Beobachtungen, festzulegen, wie sich eine Schicht relativ zu ihren benachbarten bewegte. Als sichere solche Zeichen wurden an der Grenze zweier Gesteinsarten die plastischen „Ausschwanzungen“ des einen ins andere Gestein betrachtet (Photo 6 u. Fig. 2). Einfach gefaltete, helle Bänder, die im Vergleich zu den beiden Hauptschenkeln nur kurze Mittelschenkel haben, wurden ebenfalls als sichere Bewegungsspuren betrachtet. Reich mäandrierende Faltenanhäufungen wurden, wo nicht eindeutig, weggelassen.

Im Einklang mit dem Bau der nördlichen Adula sind Bewegungen von Süden nach Norden und von Südwest nach Nordost wahrscheinlich. Konventionell beziehen wir alle Relativbewegungen auf diese Bewegungsrichtungen. Das meiste Beobachtungsmaterial stammt von der Flügelverankerung. Am oberen Migmatitkontakt ragen in 16 Fällen 13mal die basischen Linsen im Südwesten in den Phengitgneis hinein und schmiegen sich mit ihrem Nordostteil an die Grenze Paragneis-Phengitgneis an; dreimal waren die Linsen vollständig an die Grenze geschmiegt. „Öffnungen“ nach Nordosten zu waren nie beobachtbar. Daraus wird geschlossen, dass sich der Phengitgneis relativ zum Paragneis unterschob (Fig. 2). Im Phengitgneis der Flügelverankerung zwischen oberem Migmatitkontakt und der kleinen Paragneislamelle (S. 413) sind weitere Unterschiebungsbilder erhalten. In der Nähe der kleinen Lamelle fehlen Beobachtungen aus dem Hangenden. Im Liegenden der Paragneislamelle haben wir wieder eine deutliche Unterschiebung des Phengitgneises unter die Lamelle (Photo 6). In der grobgebänderten und faltenreichen Phengitgneiszone sind die Bewegungsbilder teils sich widersprechend, teils mehrdeutig. An der Grenze gegen den eingefalteten Migmatit-Paragneiskomplex (S. 414) sind Überschiebungszeichen des Phengitgneises über den eingefalteten Paragneis-Migmatit-Komplex erhalten. An der Basis der Flügelverankerung sind Unterschiebungsbilder im Phengitgneis selber aufgeschlossen.

Die Phengitgneismasse unterschiebt demnach die höher gelegene

Paragneismasse. Unter dem Rahmen aus Paragneis quillt der Phengitgneis nach Nordosten und umfliest die kleine Paragneis-Lamelle wie den eingefalteten Paragneis-Migmatit-Komplex. Bei diesem Vorgang bleibt aber eine Paragneislamelle ungefaltet und unverbogen erhalten und wird randlich umflossen und kontaminiert. Zwischen Phengitgneiskörper und Hüllgesteinen waren somit während eines Teiles der alpinen Orogenese Unterschiede in der Mobilität vorhanden.

Der heutige Gesteinsverband mit den sich abzeichnenden, plastischen Verfältelungen und dem teilweisen Nebeneinander leukokrater Bänder und Linsen neben mafitenreicherem Partien stellt ein ausgesprochen alpin geprägtes Gefüge laminarer Gleitungen und laminaren Fliessens dar (Photo 2).

##### 5. Schieferung und Kontaktflächen

Im Felde sind im Detail zwischen primärer Gangbegrenzung und Schieferung keine Diskordanzen bemerkbar. Überall wo die durch massive, feldspatreiche Zonen oder Migmatite gekennzeichneten Kontakte im dreidimensionalen Raum aufgeschlossen waren, verliefen

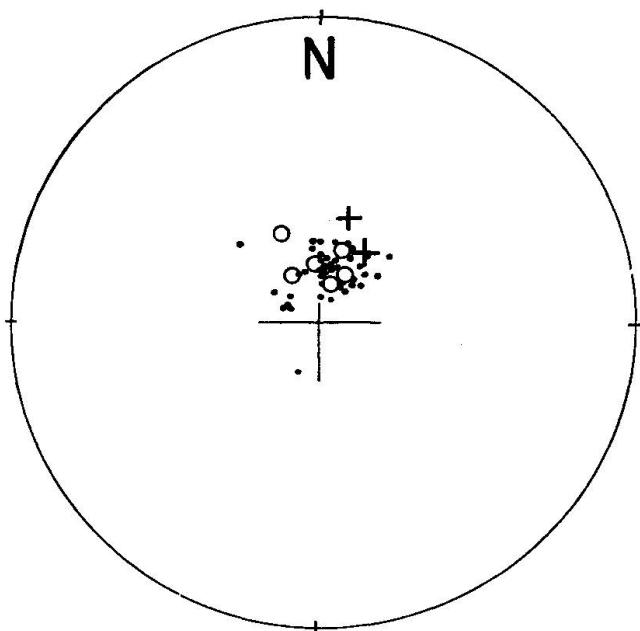


Fig. 5. Vergleich der Schieferungs- und Bankungsflächen mit den primären Kontaktflächen Phengitgneis-Paragneis im Gebiet der Staumauer. Stereographische Projektion, obere Halbkugel.

- Pole der Schieferungs- und Bankungsflächen der Phengitgneise und Paragneise.
- Pole der primären Kontaktflächen der Migmatitkontakte.
- + Pol der basischen Randzone im Grossen. Konstruiert.

Schieferung und Kontakt parallel (Photos 7 und 8). Die Figur 5 gibt die in der Umgebung der Staumauer gemessenen Werte. Verglichen wurden die Bankungs- und Schieferungsflächen der Phengitgneise, der Paragesteine und die primären Kontaktflächen. Die Flächenpole aller drei Scharen fallen zusammen: die Flächen sind zueinander parallel. Im grossen gesehen verläuft aber die basische Randzone des Phengitgneis-Hauptkörpers im Staumauergebiet um 5—8° steiler als die Schieferung (vgl. auch Tafel VII).

#### 6. Die Geometrie der Apophysen

Diskordant alpine Strukturen oder Mesozoikum durchschlagende Apophysen sind nicht bekannt. Anderseits liegen die Apophysen subparallel der Schieferung des Nebengesteins. Bei der Mündung des Grundablasses des Stausees in den Rhein sind einige Apophysen von Phengitgneis aufgeschlossen. Die Apophysen ziehen als ebenflächige Bänke durch die Migmatite und Amphibolite hindurch. Die Grenzflächen Phengitgneis-Amphibolit verlaufen oft subparallel den Falten im Phengitgneis und im Amphibolit, stellenweise schneidet die Grenze aber Falten der Amphibolite diskordant ab; an anderen Stellen sind Fältelungen der Phengitgneisapophysen disharmonisch zu den Falten der Amphibolite und diskordant zur Grenzfläche. An der Gangbegrenzung sind einige lungenartige Ausstülpungen des Phengitgneises in die Amphibolite sichtbar.

Die Amphibolite haben noch zum Teil „vorapophysische“ Strukturen. Diese Strukturen zeigen, nach den Faltenachsen zu schliessen, einen alpin überarbeiteten oder einen rein alpinen Bau. Man kann an alte, alpin überprägte Strukturen und Grenzflächen denken, mit lokalen, alpinen Differentialbewegungen. Macht man die „vorapophysischen“ Strukturen des basischen Hofes hingegen ausschliesslich jung, kann man nicht von einem glatten Durchschlagen alpiner Strukturen sprechen, sondern nur von einem „mühseligen“ Einschieben und Eingefaltet werden.

Die Deutung der vom Hauptkörper weiter entfernten Einlagerungen von Phengitgneisen in den Paragesteinen ist schwieriger. Meistens sind die Grenzonen verschiefert und gestatten nicht, auszusagen, ob es sich um Einschuppungen oder Apophysen handelt. Wo mehrere solcher Lamellen als Parallelschar in den Paragesteinen vorkommen, wird man eher an intrusive Natur denken. An wenigen Stellen sind diese Phengitgneislamellen noch im primären Verband erhalten. Dieser Verband ist von massigeren, leukokrateren Nestern in den angrenzenden Paragneisen

begleitet; teils ziehen dünne Phengitgneiszüge, augig an- und abschwellend, dem Kontakt parallel (Photo 8).

#### ZUSAMMENFASSUNG DER FELDBEOBACHTUNGEN

Drei Gesteinsgruppen bauen im wesentlichen das untersuchte Gebiet auf: Phengitgneise, Amphibolite mit Migmatiten und Paragneise.

1. Im Südwesten liegt ein 700 m mächtiger, geschlossener und mehr oder weniger einheitlicher Phengitgneiskörper. Wo er an die Parahülle stösst, umsäumen auf mehr als 4 km Länge bis zu 20—30 m mächtige Amphibolite und Migmatite den Phengitgneis. Von diesem Hauptkörper aus strahlen einzelne Phengitgneiszüge weiter nordöstlich in den Paragneis-Komplex hinein; die höher gelegenen Phengitgneiszüge jener Paragneise sind jedoch ohne Zusammenhang mit dem Hauptkörper. Amphibolite begleiten ebenfalls streckenweise diese Phengitgneiszüge (Karte und Profile, Tafeln V, VI, VII).

2. Am Rande der Phengitgneise gegen die Amphibolite sind häufig Migmatite ausgebildet (Fig. 2 u. Photo 3).

3. Randlich dringen Apophysen aus Phengitgneis in die Amphibolite und Paragneise (Photo 8). Stellenweise ist der Grenzhorizont durch Phengitgneislagen in den Paragneisen grob gebändert (Photo 7).

4. Gänge von Apliten, Pegmatiten, Lamprophyren oder ihre metamorphen Äquivalente fehlen. (Die feldspatreichen Bänder der Migmatite sind in Nestern und Schlieren angesammelt.)

5. Die Phengitgneise sind oft intensiv verfältelt und tragen Spuren einer ausgesprochenen Mobilität mit laminaren Fliessbewegungen. Eine Trennung in leukokratische Bänder und mafitreiche Partien ist dabei bemerkbar (Photo 2).

6. Die Amphibolit-Migmatitzone verläuft in der Stirnregion schwach diskordant zur allgemeinen Schieferung. Die Schieferung greift aber nicht auf die halbmassigen Migmatite und Amphibolite über. Die Apophysen und die Grobbänderung Phengitgneis-Paragneis am Kontakt sind konkordant der jeweiligen Schieferung (Fig. 5 u. Photos 7, 8).

7. Im Phengitgneis sind zwei alpine Deformationsrichtungen zu erkennen. Eine hoch plastische Deformation mit Süd-Nord-Faltenachsen und eine jüngere, rigide mit West-Ost-Faltenachsen (Fig. 4).

8. Im Gebiet der Staumauer lässt sich ein relatives Unterfliessen der Phengitgneismasse unter den Paragneismantel rekonstruieren (Tafel V).

9. Ein alter Innenbau der Paragesteinsserie wird nicht mehr offenbar.

## E. Mikroskopische Untersuchungen

### 1. Kurze mikroskopische Beschreibung der einzelnen Mineralien

Bei der mikroskopischen Untersuchung dienten zur Bestimmung der Mineralien die Tabellen von W. E. TRÖGER (1956), zur Ergänzung auch A. N. WINCHELL (1951). Da gleichzeitig mit dieser Arbeit auch L. v. D. PLAS, Leiden, das Gebiet der nördlichen Adula bearbeitete und im besondern die Mineralien für fazielle Studien sehr eingehend untersuchte, soll für alle ergänzenden Angaben auf jene Arbeit verwiesen werden.

*Quarz*: Die Quarzkörper haben in grösseren Anhäufungen gern leicht undulöse Auslöschung. Wo sie aber als tropfenförmige Einschlüsse in den Albiten eingebettet liegen, sind sie optisch homogen.

*Mikroklin* wurde dank der allgemein guten Gitterung leicht erkannt und durch die Lichtbrechung vom Albit geschieden. Sein Vorkommen beschränkt sich im bearbeiteten Gebiet auf die Phengitgneise. Mikrokline der Phengitgneisaugen, Spaltplättchen (001):  $n_{\alpha}' = 1,519 \pm 0,0003$ ,  $n_{\gamma}' = 1,523 \pm 0,0003$ , aus Gneisen der Staumauerverankerung.

*Albit* ist der zumeist vorkommende Feldspat. Die Bestimmung der maximalen Auslöschung in der Zone normal (010) ergab an Albitzwillingsslamellen in allen Gesteinen stets Albit  $Ab_{98}-Ab_{94}$ .

Die *Hornblende* hat etwas wechselnde Farbintensitäten und Farben:  
 $n_{\gamma}$  = blässlich bläulichgrün, kräftig bläulichgrün, kräftig blaugrün  
 $n_{\beta}$  = blässlichgrün, kräftig grasgrün, kräftig grasgrün  
 $n_{\alpha}$  = blass gelbgrün.

Die Auslöschungsschiefe und die Doppelbrechung (Bestimmung mit Berekompensator) streuen in einem Felde, gegeben durch die vier Eckpunkte:

$$n_{\gamma}/c = 16^\circ \quad n_{\gamma}/c = 18^\circ \quad n_{\gamma}/c = 22^\circ \quad n_{\gamma}/c = 12^\circ \\ (n_{\gamma} - n_{\alpha}) = 0,016 \quad (n_{\gamma} - n_{\alpha}) = 0,024 \quad (n_{\gamma} - n_{\alpha}) = 0,018 \quad (n_{\gamma} - n_{\alpha}) = 0,022$$

Es handelt sich nach den optischen Daten um gewöhnliche grüne Hornblende (mit Aluminium in 4er und 6er Koordination und einem normalen Gehalt an Kalzium und Natrium). Der stellenweise starke Blaustich weist auf Barroosit hin, eine natriumreichere Abart der gewöhnlichen Hornblende.

*Aktinolith*. In den hornblendereichen Gesteinen sind die Hornblenden stellenweise fleckig entfärbt. Vereinzelt findet man auch eigene Aktinolithkristalle.

$$n_{\gamma} = \text{blass grün} \quad n_{\beta} = n_{\alpha} = \text{farblos} \\ n_{\gamma}/c = 16-19^\circ \quad (n_{\gamma} - n_{\alpha}) = 0,024-0,025.$$

Die *Pyroxene* sind farblos bis leicht grünlich.

$$n_\gamma/c = 50-55^\circ \quad (n_\gamma - n_\alpha) = 0,018-0,022 \\ \text{optisch negativ.}$$

Nach den genaueren Untersuchungen von L. v. d. PLAS handelt es sich dabei um einen *Natrium-Pyroxen*. Hauptvorkommen: Amphibolite.

Die *Epidote* wurden durch die Doppelbrechung bestimmt. Aus der Klinozoisit-Pistazit-Reihe sind alle Glieder vertreten. Die maximale Doppelbrechung variiert von 0,01 bis 0,05, wobei Werte um 0,03 häufig sind. Meist handelt es sich um Körner mit eisenärmeren Kernen und eisenreichen Rändern. Gewisse Epidote mit hoher Doppelbrechung sind pleochroitisch mit der seltenen Zuordnung:

$$n_\gamma = \text{honiggelb}, \quad n_\beta = \text{farblos bis blass blaurosa}, \quad n_\alpha = \text{farblos} \\ n_\gamma > n_\beta > n_\alpha \text{ statt dem häufigeren } n_\beta > n_\gamma > n_\alpha$$

Man kann vermuten, dass es sich bei den Epidoten mit sehr hoher Doppelbrechung und dem ungewöhnlichen Pleochroismus um manganhaltige Abarten handelt.

Die *Granate* sind farblos, stellenweise aber mit rötlichen Zentren und farblosen Rändern.

$$1,78 < n < 1,80 \quad (\text{Bestimmung L. v. d. PLAS})$$

Die Röntgenaufnahme eines Granates aus einer metatektähnlichen Schliere eines feldspatreichen Paragneises ergab Almandin mit ungefähr 10% Pyrop. und etwas Grossular. In den Phengitgneisen wurde überraschenderweise Grossular gefunden (L. v. d. PLAS).

Die *Biotite* zeigen verschiedene Farben. In den Paragneisen sind es vorwiegend Rotbraun und Sienabraun, in den Amphiboliten herrschen olivfarbene Töne vor, mit Übergängen zu Braun und Grün. Die Phengitgneise zeigen wiederum oft grasgrüne Biotite neben sienabraunen.

Die *Chlorite* lassen sich an Hand ihrer Farbintensitäten und ihres Pleochroismus und der Doppelbrechung in optisch positive und negative Pennine, in Klinochlore und in Magnesium-Prochlorite gliedern.

Die *Pennine* haben fast keine oder stark anomale Interferenzfarbe von Tintenblau. Ungewöhnlich ist der deutliche Pleochroismus einiger Pennine, der in Intensität zwischen dem normalen Chlorite und dem der Mg-Prochlorite liegt.

$$n_\gamma = n_\beta = \text{sattgrün}, \quad n_\alpha = \text{blass gelbgrün}$$

Die *Magnesium-Prochlorite* besitzen oft eine Farbintensität und einen Pleochroismus gleich dem grüner Biotite.

$n_\gamma$  = blass gelbgrün,  $n_\beta = n_\alpha$  = kräftig grasgrün  
 $n_\beta = 1,619$   $(n_\gamma - n_\alpha) = 0,003 - 0,004$  negative Elongation

Die *Muskovite* der Glimmerschiefer und Paragneise zeigen keine besonderen Merkmale. Am hellen Glimmer konnte keine Trennung in eigentlichen Muskovit und in gebleichten Biotit durchgeführt werden. Erst die gegenseitigen Verwachsungsverhältnisse Biotit-Muskovit geben manchmal Hinweise.  $2V = 40 \pm 4^\circ$ .

$n_\beta \ll 1,630$ ,  $(n_\gamma - n_\alpha) \gg 0,036$ ; weder Margarit noch Paragonit

*Phengit*. Zur Diagnose wurde die leicht grünliche Farbe, der damit verbundene Pleochroismus und der Achsenwinkel benutzt. Die Achsenwinkel wurden an Körnerpräparaten gemessen, wobei von 600 Körnern 40 einen Achsenwinkel von  $0^\circ$  hatten, die restlichen Phengite dagegen  $36 \pm 4^\circ$ . Das Vorkommen scheint sich auf die granitoiden Gneise und auf triadische Marmore zu beschränken.

*Orthite*. Es sind meist Kerne in grösseren Klinozoisiten.

$n_\gamma$  = braun  $n_\beta$  = violett-braun  $(n_\gamma - n_\beta) = 0,012$

Neben diesem Orthit tritt in den Biotit-Muskovitgneisen noch ein anderes Mineral auf, in kleinen, schmalen Stengeln, stellenweise mit radioaktiven Höfen in Chloriten, zum Teil als Kerne in Epidoten. Orientierung:  $n_\alpha \parallel b$ .  $b$  = Stengelrichtung.

Farbe in Stengelrichtung: gräulich, graublau, blass graubraun. Farbe quer zum Stengel: gelblich, strohgelb.  $(n_\gamma' - n_\alpha')$  maximal in Stengeln =  $0,010 - 0,012$ .

*Zoisit*. Tritt nur untergeordnet in Amphiboliten auf und ist farblos bis leicht bräunlich bestäubt.

$n_\alpha$  und  $n_\beta \parallel b$   $(n_\gamma - n_\alpha) = 0,007$   $n_\beta$  um 1,70

*Turmalin*:  $n_\gamma$  = grüngrau, graublau, fleckig  
 $n_\alpha$  = blass gelblich

Turmaline kommen in den Paragneisen, in den Muskovitschiefern und in Nestern in den Phengitgneisen vor.

*Kalzit* kommt in allen Gesteinsgruppen vor. Es sind relativ grosse Xenoblasten. In Ruschelzonen, wie z. B. in den Muskovitschiefern, kann Kalzit mehrere Volumenprozent ausmachen.

## 2. Chlorit-Muskovitgneise

Diese Gesteinsserie wird von L. v. d. PLAS gesamthaft als „Glimmerschieferserie“ bezeichnet. Da diese Gesteine aber im vom Verfasser

bearbeiteten Gebiet neben Quarz bedeutende Mengen Feldspäte führen und die Kompaktheit oft derjenigen der Phengitgneise gleicht, zieht der Verfasser die Bezeichnung „Gneis“ vor (vgl. auch S. 412).

Es handelt sich um graugrüne bis graubraune, biotitführende Chlorit-Muskovitgneise und Granat-Chlorit-Muskovitgneise. Der Wechsel der einzelnen Varietäten ist aber so innig, dass sich keine grösseren Areale gleichartiger Varietäten ausscheiden lassen. Den untergeordnet auftretenden Chlorit erkennt man neben dem Muskovit ohne weiteres. Damit verwachsen sind oft Fetzchen rotbraunen Biotites, und in einigen Gesteinen findet man 0,2—0,5 mm grosse Granate, bis 2 mm lange, gelb-grüne Epidote und schwarze Turmaline. Im Hauptbruch sind neben den Quarzen die ovalen Feldspäte sichtbar; Grösse 0,5—1 mm. Die Schieferungsfläche ist teils plan, teils wellig. Gegen das Lentatal zu herrschen die feldspatreichen, planflächigen Chlorit-Muskovitgneise vor; gegen Vals zu mehr die feldspatärmeren, welligflächigen Granat-Chlorit-Muskovitgneise mit haselnussgrossen, rotbraunen Granaten sind zum Beispiel im Bachbett des Lentarheins, unterhalb der Brücke von Lampertschalt anstehend. Die Granate häufen sich in Nestern und in Fledern und sprossen in normalen Granat-Chlorit-Muskovitgneisen.

Tabelle 1. *Modaler Mineralbestand der Chlorit-Muskovitgneise. Volumenprozente.*

Nr.	Qz	Ab	Ms	Bi	Ch	Ho	Ep	Ga	Ot	Ap	Ru	Zr	Py	Mt	Ce	Tu
49	34	25	24	7	5	2	2	1		+	+	+	+	+		+
67	25	23	33	6	3	4	2	1		1	+	+	1	1		+
68	18	27	33	4	7	4		7	+	+	+	+	+	+	+	
70	17	13	41	4	10	2		9	3	+	1	+	+	+	+	
72	40	1	45	4	4		+	3		+	+	+	+	1	2	+
142	23	11	49	6	4	1	1	5	+	+	+	+	+	+		
245	47	11	23	10	2	+	+	6	+	1	+	+	+	+		
250	27	17	36	3		10		7		+	+	+	+	+		

Anmerkung: + bedeutet unter 0,5%.

Im *Dünnschliff* sind die *Glimmer* in Zügen geordnet und wechseln mit quarz-feldspatreichen Lagen. Randlich sind die zahlreichen Muskovit-Lepidoblasten diffus mit rotbraunen oder dunkelbraunen Biotiten verwachsen. Liegen Granate in den Muskovitsträngen, sind die Granate oft von rotbraunen Biotiten umrandet, die nach 0,5 mm diffus in Muskovite übergehen. So erhält man den Eindruck des Ausbleichens

von Biotiten. Verstärkt wird diese Ansicht durch die zackigen, xenomorphen Magnetit- oder Ilmenitkristalle, welche diese Umwandlung begleiten. Ein kleiner Teil dieser Begleiterze sind zwar Pyrite, aber im Gegensatz zu der sonst in den Schliffen ausgeprägten kubischen Gestalt treten diese Pyrite in der pseudomorphen Form der Magnetite auf. Eine Trennung der heutigen Muskovite in „gebleichte“ Biotite und primäre Muskovite ist aber nicht möglich. Stellenweise sind die Biotite chloritisiert (Klinochlor bis Mg-Prochlorit). Die *Quarze* liegen in Zügen leicht eckig ineinander verzahnt oder tropfenförmig in Albiten eingeschlossen. Oft löst sich ein verzahnter Quarzstrang beim „Einmünden“ in einen grösseren Albit in einzelne rundliche Körner auf (vgl. auch die Beschreibung auf S. 444). Die *Albite* sind ovale Kristalle von 0,5—1 mm. Schon rein morphologisch unterscheiden sie sich dadurch von den Quarzen. Die Eiform des Albites ist kennzeichnend für alle Muskovitgneise und sie bleibt sich auch in albitreichen Varietäten gleich. Die Albite enthalten Einschlüsse kleinerer Quarze und anderer Mineralien, ohne dass aber eine Siebstruktur entstände. Die *Granate* sind gleichmässig über den ganzen Schliff verteilt. Sie sind idiomorph. Einige zeigen zwar korrodierte Formen. Durch die Korrosion entstehen Bilder von Atollgranaten, wobei der schmale Zwischenraum mit Muskovit oder Feldspat ausgefüllt ist. Doch sind diese Erscheinungen untergeordnet. Weit häufiger haben auch idiomorphe Granate einen scharf begrenzten Kern feinster Einschlüsse. Soweit man dies erkennen kann, sind es leicht gelbliche Säulchen gerader Auslöschung, zum Teil triangulär angeordnet; eine sichere Bestimmung als Rutil war jedoch nicht möglich. Denkbar ist, dass es sich um die Entmischung eines ältern Granates handelt, um den ein jüngerer, etwas anders zusammengesetzter wuchs. Die bläulich grünen *Hornblenden* sind stellenweise mit dunkelbraunen Biotiten verwachsen, sonst aber wie die leicht zonaren *Epidote* (mittlere, teils eisenreiche Pistazite), die *Turmaline*, *Apatite*, *Rutile*, *Zirkone* ohne Besonderheiten. Die *Orthite* liegen als Stengelchen in den Glimmersträngen eingebettet, wobei die angrenzenden Chlorite stellenweise pleochroitische Höfe zeigen. Bei den Erzen dominiert die kubische Form der *Pyrite*, daneben sind aber stets auch die zackigen Formen der Magnetite oder Ilmenite vorhanden, die vereinzelt Rutilkerne führen. Die Glimmer liegen parallel der Schieferung und das Gefüge ist ferner durch die abwechselnden quarz-feldspatreichen Lagen und die glimmerreichen Stränge parallel struiert. Ovale Albitporphyroblasten lösen das verzahnte Quarzgefüge in den leukokraten Lagen auf. Es handelt sich um ein grano- bis lepidoblastisches Gefüge mit eingelagerten Albitovalen. Zwei

chemische Analysen sind in Tabelle 9, Nr. R 1, R 2, angeführt; Figuren 6 A und 9 A, B, C geben Dünnschliffzeichnungen wieder.

### Albitreiche Muskovitgneise

Die albitreicher Muskovitgneise unterscheiden sich makroskopisch von den eben besprochenen durch die reichlichen Feldspatovale im Handstück (Photos 5 u. 6), die massigeren Querbrüche und die planen Schieferungsflächen. Doch erst wenn sie in albitreiche Nester und Bänder hinüberleiten, fallen die albitreichen Muskovitgneise als eigene Varietät auf. Es sind dann massive Gneise mit oft 1—3 mm grossen Granaten. Durch 1—2 mm lange Hornblenden und kleine, hornblendereichere Nester beginnen sie glimmerreichen Restgeweben der Migmatite zu gleichen, oder sie nähern sich durch die vermehrte Feldspat-Führung allmählich den Metatekten der Migmatite. Diese albitreichen Muskovitgneise sind am Kontakt des Phengitgneis-Hauptkörpers mit den Paragneisen am häufigsten; aber sie liegen auch als Nester und Zonen 30—50 m von den Migmatiten und Amphiboliten und vom Phengitgneis-Hauptkörper entfernt.

Tabelle 2. *Modaler Mineralbestand der Muskovitgneise im Meterbereich des Kontaktes. Albitreiche Muskovitgneise. Volumenprozente.*

Nr.	Qz	Ab	Ms	Bi	Ch	Ho	Ep	Ga	Ot	Ap	Ru	Ti	Zr	Py	Mt	Ce
50e	31	30	25	4		+	10	+	(+)	+		+	+	+	+	
60	36	19	22	15	+	+	4	2	(+)	1	+	1	+	+	+	
147	29	18	31	11	4	2	4	1	(+)	+	+	+	+	+	+	
179	13	51	9	11	1	3	+	12	(+)	+	+	+			+	+
238	32	33	20	3	2	6	2	+	(+)	+	+			+		2
241	29	18	31	2		12		6		+	+	2	+	+	+	+
291	34	41	10	4	1	4	3	3		+	+		+	+	+	

Anmerkung: () bedeutet: stets nur als Kern eines andern Minerals.

Im Dünnschliff sind die *Albite* isometrisch bis lappig und umschlossen stellenweise kleinere Hornblenden, Epidote und Quarze. Die verzahnten *Quarzgefüge* sind teilweise verschwunden und nur noch in Bruchstücken erhalten. An den Grenzen zweier Albite ziehen Einkornzeilen kleiner Quarze oder die Quarze sind als Tropfen in den Albiten eingeschlossen. (Vergleiche auch die Beschreibung auf S. 444.) Die *Muskovite* sind mit sienabraunen *Biotiten* diffus verwachsen; an einigen

Stellen umranden die Biotite den Muskovit. In den Glimmersträngen liegen die Biotite zum Teil quer zur Richtung des Glimmerzuges. Stellenweise sind sie chloritisiert (Klinochlor). Die blaugrünen *Hornblenden* sind intensiv mit den sienabraunen Biotiten verwachsen. Die *Granate* sind als kleinere Körner (0,5 mm Ø) idiomorph. Die grösseren Porphyroblasten (1—2 mm Ø) sind dagegen schlecht ausgebildet und enthalten ganze Nester von Quarz, Feldspat und Muskovit-Einschlüssen. Sie zeigen rötlich gefärbte Zentren bei farblosen Rändern. Grössere *Epidote* (Klinzoisite bis eisenarme Pistazite) haben oft noch *Orthitkerne*. Als Titanminerale sind *Titanite*, Titanite mit Rutil- und mit Rutil-Ilmenitkernen und spärlich *Rutile* vorhanden. Das Gefüge ist durch die Glimmerzüge parallel struiert. Die isometrischen Albite und die grösseren Granate lockern die Regelung aber auf. Es ist ein granoblastisches Gefüge. Eine chemische Analyse ist in Tabelle 7 (Nr. 60) aufgeführt; Figuren 6 B und 9 C, D, E geben Dünnschliffzeichnungen wieder.

### 3. Amphibolite

Diese Gruppe umfasst gewöhnliche Amphibolite (Photo 3), Granatamphibolite, Epidotamphibolite, Pyroxenamphibolite und Glimmeramphibolite. So uneinheitlich sie auch bezeichnet werden müssen, sind sie doch alle zusammengehörig und kommen im gleichen Aufschluss alle nebeneinander vor. Oft treten auch Amphibolite mit verschieden gefärbten, zentimeterbreiten Bändern auf, durch die Vormacht eines bestimmten Minerals bedingt. Diese gebänderten Amphibolite, die Nester zentimetergrosser Granate oder Augen hellgrünen Pyroxens führen können, sind zum Teil als Schollen und Walzen innig ineinander verschlungen (vgl. auch S. 416). Makroskopisch sind es dunkelgrüne, lagige bis leicht gebänderte Gesteine, in denen man ausser den dunkelgrünen Hornblenden, Epidoten, Granaten und hellgrünen Pyroxenen — Muskovite, Feldspäte, spindelige Quarzaggregate und hie und da Pyrit oder Magnetkies erkennt. Korngrösse 0,5—1 mm mit bis zu 5 mm grossen Hornblenden.

Mikroskopisch bilden im Gefüge die blaugrünen *Hornblenden* häufig Nematoblasten, die mit mehr oder weniger chloritisierten, sienabraunen Biotiten verwachsen sind; teilweise umwachsen die Hornblenden auch als xenomorphe Porphyroblasten die übrigen Gemengteile. Die zonar gebauten *Pistazite* sind stengel- oder kornförmig, teils in Zügen geordnet, teils regellos verteilt. Die *Granate* sind meist rundlich und klein, doch gibt es auch grössere Kristalloblasten mit Muskovit-, Rutil-

und Hornblende-Einschlüssen. Diese Granatporphyroblasten scheinen die Mafiten wegzudrücken, was durch randlich angelagerte Muskovite mit gekrümmten Basalspaltflächen und kontinuierlich drehender Auslöschung suggeriert wird.

Tabelle 3. *Modaler Mineralbestand der Amphibolite*. Volumenprozente. Nach fallendem Hornblendegehalt angeordnet.

Nr.	Qz	Ab	Ms	Bi	Ch	Ho	Ep	Ga	Ot	Px	Ap	Ru	Ti	Zr	Py	Mt	Cc	Zo
377	4	6	10		2	65	8	3			+	2	+	+	(+)	+		
345	2	2	5			62	26	2			+	1		+	(+)			
395	17	4	8	+		53	2	13			1	2		+	Mk	+		
242		8		3		52		25			+	4	4			4	+	
318	7	10	4	4	8	43	22	1			+	1			+	+		+
279	4	31	8	5	1	35	15	+	(+)		+	1						+
240	1	30	5	6		34	14	6			1	1	1			1		
248	16	1	8			33	18	15		6	+	3		+				
385	1	3	+			33	3	23		35	+	2	+		+			+
243	+	22	14			30	9	6	+	14	1	+	4		Mk		+	(+)
246	2	12	18	8		23	8	11		15	+	1	2		+			
352	10	27	5	6	9	19	23	+			+	1	+		(+)	+		
311	13	6	16	20	16	9	16	1			1	1				1		

Anmerkung: Mk bedeutet Magnetkies statt Pyrit.

Die *Muskovite* liegen als normalgrosse Lepidoblasten oft unmittelbar neben Hornblenden, ohne dass sie Verwachsungen oder Reaktionsränder zeigen. Die *Na-Pyroxene* sind in ihrer stengeligen Form ähnlich den Epidoten. Stellenweise sind die Pyroxene von Hornblenden umwachsen. Olivfarbene *Biotite* treten im Gegensatz zu den sienabraunen Biotiten weniger in Hornblendeverwachsungen auf. Olivfarbene scheinen auch schwächer chloritisiert und oft neben Chloriten beständig zu sein. Die lappigen *Albite* zerfallen in subparallele Kristallmosaik, die sich bei gekreuzten Polarisatoren aber gut einer vom andern Mosaikblock abgrenzen lassen. Allgemein umwuchern die Albite als xenomorphe Porphyroblasten die andern Gemengteile. Der jetzigen Schieferung des Gesteines parallel laufende Züge kleiner Mineralien — wie kleine Granate, Epidote, Muskovite oder Hornblenden — ziehen stellenweise durch solche Porphyroblasten hindurch. Die *Quarze* sind entweder als kleine Tropfen in Albiten eingebettet oder in Strängen gesammelt und buchtig ineinander verzahnt. Die *Orthite* sind leicht isotropisiert und als Kerne in Zoisiten erhalten. Die *Zoisite* ihrerseits sind meist ohne Zonarfolge,

nur stellenweise von Epidot umrandet. *Rutil* ist normalerweise neben *Titanit* mit Rutil- oder Ilmenitkernen gleichzeitig vorhanden, doch gibt es auch Partien, in denen Rutil allein vorkommt. Sind *Ilmenit* und Rutil in Zonarfolge, so umranden Ilmenite die Rutile sowohl als auch die Rutile die Ilmenite. *Pyrit* hat zum Teil Magnetittränder. Die chemische Analyse eines Amphibolites ist in Tabelle 7 (Nr. 246) aufgeführt; Figur 7 C gibt eine Dünnschliffzeichnung wieder.

#### 4. Die Restgewebe der Migmatite

Zwischen den Restgeweben der Migmatite und den Amphiboliten besteht kein wesentlicher Unterschied. Teilweise ist aber eine leichte Verschiebung in der Mineralhäufigkeit messbar: grösserer Albitgehalt (Einfluss der damit verbundenen albitreichen Metatekte) und grösserer Glimmerreichtum bei geringerer Hornblendeführung (Fig. 8).

Makroskopisch ist das Gefüge der Restgewebe halb massig, halb schlierig struiert. Die Hornblendestengel wie die Glimmerblättchen sind bald gleich orientiert, bald liegen sie regellos verteilt oder ändern ihre Orientierung abrupt (Fig. 2 und Photos 3 u. 4). Die mittlere Korngrösse ist 1—2 mm mit bis zu 5 mm langen Hornblendestengeln. Die Farbe ist das Dunkelgrün der Hornblenden, auf Schieferungsflächen herrscht auch das Silberne der Muskovite. Die Mineralien Hornblende, Muskovit, Epidot, Biotit sind leicht erkennbar und in helleren Butzen auch die Feldspäte. Quarze in Linsen und Spindeln wirken dagegen eher wie Fremdkörper.

Im Dünnschliff sind die *Albite* lappig ausgebildet mit reichlich Einschlüssen. Die einzelnen Lappen des Albites sind aber nicht mehr gleich orientiert, sondern leicht gegeneinander verstellt. Dadurch erscheint ein solcher Albit bei gekreuzten Polarisatoren als Mosaik, das sich aber als Ganzes deutlich von den andern Albitmosaiken unterscheidet. Stellenweise sind schöne Implikationen mit Hornblenden vorhanden, wobei man an den Interpositionen von Hornblenden erkennen kann, dass sie alle zu demselben Kristall gehören. Noch mehr sind die Albite allerdings mit wirr orientierten Hornblendesäulchen einer kleinern Generation gefüllt; doch liegen auch alle andern Mineralien, vor allem idiomorphe Granätschen in den Albiten eingeschlossen. Kleine, klare Tropfen sind Quarze. Die blaugrünen *Hornblenden* sind nicht einheitlich. Sie sind durch helle, farblose Aktinolithpartien gescheckt oder randlich entfärbt. Die sienabraunen *Biotite* sind innig mit Hornblenden verwachsen. Mehrere Biotitlamellen laufen der Hornblende parallel, oder wenn

beide keine gute Kristallform besitzen, entstehen wirre Aggregate von Hornblenden und Biotiten. Hier und da umringen Hornblenden die Biotite; im Kern liegt dann ein einzelner oder mehrere Biotite, umrandet von Hornblende (Fig. 7). Die *Muskovite* machen einen „frischen“ Eindruck und grenzen ohne Verwachsungen an Hornblenden und Biotite. Die oft zonaren *Pistazite* mit eisenreichen Rändern liegen regellos im Gestein verteilt. Die linsen- und spindelförmigen Aggregate aus buchtig verzahnten *Quarzen* stehen in keiner weitern Beziehung zum übrigen Gefüge. Die Akzessorien Titanit und Apatit erreichen Größen bis zu 0,7 mm. Die Titanite haben oft Rutil- oder Ilmenit-Rutilkerne, daneben gibt es noch freie Rutil. Vereinzelt führen die Pyrite Magnetit-ränder.

**Tabelle 4. Modaler Mineralbestand der Restgewebe der Migmatite. Volumenprozente.**

Nr.	Qz	Ab	Ms	Bi	Ch	Ho	Ep	Ga	Ot	Px	Ap	Ru	Ti	Zr	Py	Ce
50	2	39	8	16		19	12				+		2	+	+	2
52	2	25	9	24		10	21	+			2	+	3	+	1	3
54	3	31	9	11	+	29	15	+			+	+	1	+	+	1
56	+	22	12	18	+	23	23				1	+	1	+	+	+
74	+	35	3	18	1	30	7				+		2	+	2	2
247	2	31	8	+		39	15	4			+	+	1	+	+	+
252	1	33	22	2	9	+	32		+		+	+	1		+	
253	2	25	4	8	+	38	20				+	+	3		+	
288	+	37	7	9	1	31	10				+	+	3	+	+	2
289	+	43	3	3	6	29	12				+		3	+		1

Das halb Richtungslose halb Gerichtete des Gefüges spiegelt sich auch im Dünnschliff wieder. Meist ist nur eine schwache Regelung sichtbar, die aber kreuz und quer liegende, sperrige Hornblenden und Glimmer immer wieder stören. Es handelt sich um ein sperriges Implikationsgefüge (vgl. auch die Beschreibungen auf S. 439). Die chemische Analyse eines Restgewebes ist in Tabelle 7 (Nr. 56) angeführt. Die Figuren 6 C und 7 A, B geben Dünnschliffzeichnungen wieder.

##### 5. Die Metatekte der Migmatite

Die Metatekte sind die feldspatreichen Bestandsmassen der Migmatite (Fig. 2, Photo 4). In den Migmatiten treten leukokratische Bänder, Nester und Schlieren auf, die sich mit den übrigen Gesteinen verflechten und sie partienweise zu Migmatiten auflösen. Die Metatekte sind teils durch

die Hornblenden, Epidote und Glimmer schlierig gebändert. Diese Lineation ändert aber stets mit dem wechselnden Verlauf der Bänder und Schlieren. Teils sind die Metatekte auch massig. In den weisslichen Metatekten fallen die zahlreichen Feldspäte durch ihre Spaltflächen sofort auf, aber man kann dazwischen auch Quarze, Hornblenden, Epidote und Glimmer diagnostizieren. Korngrösse 1—2 mm mit bis zu 5 mm langen Hornblenden.

Tabelle 5. *Modaler Mineralbestand der Metatekte der Migmatite. Volumenprozente.*

Nr.	Qz	Ab	Ms	Bi	Ch	Ho	Ep	Ga	Ot	Px	Ap	Ru	Ti	Zr	Py	Cc
51	29	67	1	+	1		1		(+)		+		+	+	1	+
57	16	70	+	+	1	7	4	+			+	+	1	+	1	+
59	10	73	+	2	+	12	3	+			+	+	+	+	+	+
74	21	60	6	1	2	4	16	+			1		1	+	+	1
255	18	46	6	7	3	13	10	1			+	+				
270	30	39	6	+	1	10	2	+	+		+	+	+	+		
271	14	74	+	+		20	9	4	+		+	+				
281	13	46	8	+												
290	11	61	1	3	1	9	13	1			+	1	1	+	1	4
391	7	64	1	+	6	8		+			+		+	+	+	

Im Schliffbild herrscht die Pflasterstruktur der rundlichen, 1—2 mm grossen *Albite* vor. Stellenweise erreichen sie auch Grössen bis zu 4 mm und sind dann meist einfach verzwillingt, während bei den übrigen Albiten Zwillinge weniger häufig sind. Die Albite umschliessen die anderen, kleineren Mineralien, die oft noch in Zügen angeordnet in diesen Porphyroblasten eingeschlossen sind. Diese Porphyroblasten, einer neben dem andern, werden so zum Träger des ganzen Verbandes, in dem die Hornblenden, Epidote, Glimmer wie die kleinen Quarze eingebettet liegen. Die Quarze sind als kleine, rundliche Tropfen in den Albiten eingeschlossen und zeigen manchmal lappige, korrosionsähnliche Formen, oder sie liegen in den Zwickeln der Feldspäte. (Vergleiche auch die Beschreibungen auf S. 444.) Die blaugrüne *Hornblende* gleicht derjenigen der Restgewebe, sie ist stark mit sienabraunen Biotiten verwachsen und zum Teil aktinolithisiert. Die Mafiten sind wohl geregelt aber nur schwach in Zügen gesammelt und gleichmässig im ganzen Metatekt verstreut. Die gegenseitigen Beziehungen der Mafiten sind gleich denen der Restgewebe, und es kann zwischen der Mineralvergesellschaftung der Metatekte und Restgewebe nicht unterschieden werden, bei allerdings

beträchtlichen Mengenunterschieden. Zwei chemische Analysen von Metatekten sind in Tabelle 7 (Nr. 51, 57) aufgeführt; Figuren 9 F, G, H geben Dünnschliffzeichnungen wieder.

#### 6. Phengitgneise

Im Handstück sind es helle, schöne Gneise (Quarz und Feldspäte 0,5 mm Ø) mit hellgrünen Phengiten (1 mm Ø), gelbgrünen Epidoten (0,1—0,3 mm Ø) und vereinzelt kleinen Biotiten und Granaten (0,1—0,2 mm Ø). Teilweise sind leicht bläulich schimmernde, grössere Feldspäte (10—15 mm Ø) partien- oder bankweise vorhanden und bilden augige Phengitgneise (Photo 1). Die Gneise sind stets fein gebändert (vgl. auch S. 413). Meist kommen Verfältelungen im Zentimeter- und Dezimeterbereich hinzu, erkenntlich an den Phengit-Epidotkornzeilen. Phengite und Epidote machen aber die Stirnumbiegungen der Falten nicht mit, sondern setzen der allgemeinen Schieferungsrichtung parallel hindurch. An den Schenkeln der Falten sind die Kornzeilen symmetrisch aus der allgemeinen Schieferungsrichtung um je 10—15° abgedreht. An den Spitzen solcher Fältelungen reichern sich die hellen Massen an und mäandrieren weit mehr als ihre Umgebung; sie leiten so zu ptygmatischen Fältelungen über (Photo 2).

Lokal scheiden sich die Phengitgneise in helle, mafitarme, aplitoide Bänder und Linsen und in dunklere, pengit-, epidot- und biotitreichere Zonen. Dadurch entstehen migmatische Strukturen (Photo 2). (Die Begriffe Migmatite und Migmatitzone seien aber in dieser Arbeit auf die migmatitischen Amphibolite der basischen Randzone beschränkt.) Diese Gesteine zeigen intensive Verfältelungen, wobei die hellen Bestandteile stärker verfaltet scheinen. Dadurch gewinnt man den Eindruck, der Gneis bestehe eigentlich aus zwei Anteilen, einem mobileren, salischen und einem immobileren, mafischen. Die Anreicherung des hellen Materials in den Faltenstirnen bei der Verfältelung weist ebenfalls auf ein partielles Nebeneinander mobileren neben immobileren Materials. Alle dabei gemessenen Faltenachsen verlaufen Südsüdost-Nordnordwest. Die hellen Partien führen qualitativ dieselben Mineralien wie die normalen Phengitgneise und auch in den dunkleren Bestandsmassen sind nur normal-phengitgneisische Mineralien vorhanden. Vom Lentatal (Nr. 484) und Kanaltal (Nr. 371) bis zur Staumauer (Nr. 62, 164) bleibt der Phengitgneis mineralogisch und strukturell gleich. Erst bei der Annäherung an die Migmatitzone verschwindet innerhalb des letzten Meters der Kalifeldspat (Nr. 50, 74).

Tabelle 6. *Modaler Mineralbestand der Phengitgneise. Volumenprozente.*

Nr.	Qz	Ab	Mi	Ph	Bi	Ch	Ho	Ep	Ga	Ap	Ti	Zr	Py	Ce
62	26	32	22	18				2	+	+	+	+	+	
164	24	35	19	20				2	+	+	+	+	+	
305	28	40	21	9	+	+		2	+	+	+	+	+	
371	35	34	19	10	+	+		2	+	+	+	+	+	
484	35	33	26	4	1	1		+	+	+	+	+	+	+
50c	33	38		27	+			2	+	+	+	+	+	
74e	31	39		25	+	1		4	+	+	+	+		

Von H. P. ROOTHAAN (1919) stammen drei chemische Analysen (Tab. 7: R 5; Tab. 9: R 4, R 5, R 6). Der engadinitgranitische Chemismus des Phengitgneises ist gleich dem gewisser Biotit-Granite des Mont-Blanc-Massives, der Plattamalagranite oder zentraler Aaregranite (P. NIGGLI, 1923).

Der Dünnschliff zeigt ein durch die Lepidoblasten geregeltes, granoblastisches Gefüge. Rundliche Albite, Quarze und Mikrokline liegen mit leicht buchtigen Kontaktten nebeneinander. Zum Teil umschliessen Albit auch kleinere Quarze. Daneben sind die Phengite in Zügen geordnet, begleitet von den spärlichen Epidoten. Vereinzelt sind die Phengite randlich mit grünen bis sienabraunen Biotiten verwachsen. Viele Pistazite haben Klinozoisitkerne. Das granoblastische Gefüge lässt weder alte granitische noch kataklastische oder sedimentäre Züge erkennen.

Die *Augen* (10—20 mm Ø) sind meist halbwegs idiomorphe Kalifeldspäte, häufig mit Karlsbaderzwillingen; spindelförmige Augen bestehen oft aus normalkörnigen Quarz-Albit-Mikroklinaggregaten. Phengite umfliessen diese Augen, und die Feinänderung der Gneise ist um die Augen bauchig verstellt (Photo 1). Gerne bilden sich die Augen in dunkleren, mafitreicher Lagen und liegen zeilenförmig oder nestartig zu mehreren zusammen.

Mikroskopisch sind es gut gegitterte Mikrokline, von Phengit-Lepidoblasten umschmiegt. An den Ecken der Grosskristalle sind die einzelnen Phengitzüge geschart. Die Grosskristalle sind selber keine homogenen Körper, sondern sie umschliessen Inseln und Bänder normalkörniger Grundmasse, ähnlich der umgebenden, mit Apatit, Titanit, Zirkon und auch den sicher alpinfaziellen: Phengit, eisenreicher Pistazit, Albit und Mikroklin. Der Quarz tritt dagegen in den eingeschlossenen Partien zurück. Die eingeschlossenen Grundmassenkörner haben rund-

liche, zum Teil idiomorphe Formen und beliebige Orientierung. Nur stellenweise macht sich eine gleichrichtende Orientierung durch den Grosskristall bemerkbar: die Albite liegen subparallel perthitartigen Einlagerungen. Die Züge sind teilweise randlich mit der eigentlichen Grundmasse zusammenhängend, wobei aber die Phengite den Umriss des Grosskristalles nachzeichnen, ohne durch ihn hindurch zu ziehen. Daneben haben die Grossmikroline band- und flächenperthitartige Einlagerungen von Albiten ( $0,02 \times 0,2$  mm Ø). Der ganze Grosskristall, einschliesslich diesen Perithiten ist gleichmässig übersät von kleinen Epidoten, Phengiten, Titaniten, Apatiten (0,01—0,02 mm Ø) 10 bis 40 pro mm<sup>2</sup>. Von L. v. d. PLAS wurde unter diesen Einschlüssen auch Natrium-pyroxen gefunden.

Die Interpretation der Augen ist mehrdeutig. Das oft nest- oder zeilenförmige Vorkommen in perl schnurartigen Reihen gleicht Bildern von pegmatitoiden Injektionsaugen. Da diese Augen gerne an mafitreiche Lagen gebunden bleiben, kann man auch an Sammelkristallate in „Ablösungshohlräumen“ bei einer Verschieferung denken. Einige Augen werden von spindelförmigen Anhäufungen normalkörniger Quarz-Feldspataggregate gebildet, worin stellenweise ein kleiner Mikroklin-Grosskristall liegt. Die perthitartigen Albiteinlagerungen und teilweise die Grundmassen-Kornzeilen, welche durch den Grosskristall hindurchziehen, sprächen für alte Grosskristalle, welche alpin zertrümmert, um- und rekristallisierten und zwischen deren Kristallbruchstücken Grundmassenkörner sprossen.

Eine der chemischen Analysen eines Phengitgneises ist in Tabelle 7 (Nr. R 5) aufgeführt.

### *Muskovitschiefer*

An vereinzelten Stellen, so am oberen Ende der nördlichen Flügelverankerung (S. 415), sind die Phengitgneise in 5—10 cm mächtigen Ruschelzönchen verschiefert. Die Glimmer blassen auf den Schieferungsflächen aus und beginnen fein gefältelt zu werden. Vom unverschiefernten Phengitgneis über leicht verschieferte Gneise bis zu den Muskovitschiefern sind alle Übergänge zu beobachten (Fältelungssachsen verlaufen Ost-West, siehe S. 419). Im Dünnschliff findet man ausser Quarz und Muskovit noch Kalzit und Apatit und wenig Chlorit, Rutil, Turmalin. In den reinen Muskovitschiefern wurden keine Feldspäte mehr gefunden. Die geschätzten Volumenprozente sind: 5—6/10 Quarz, 4—5/10 Muskovit,  $1/20$  Kalzit, Pyrit, Apatit. Zwischen den an- und abschwellenden

Muskovitzügen liegen kleinkörnige Quarzaggregate, wechselnd mit grösseren, länglichen Quarzen. Ein Vergleich zwischen den Niggliwerten des unveränderten Phengitgneises (chemische Analyse R 5) und demjenigen des Muskovitschiefers (aus Modalbestand gerechnet) zeigt, dass der Muskovitschiefer im al-fm-c-alk-Tetraeder an den Rand des Eruptivfeldes rückt gegen die tonigen Sedimente.

Phengitgneis: si 440 al 40 fm 16,5 c 6,5 alk 37 k 0,5 mg 0,2  
 Muskovitschiefer: si 435 al 52 fm 18 c 12 alk 18 k 1,0 mg —

Die chemischen Änderungen sind beträchtlich, vgl. dazu U. GRUBENMANN und P. NIGGLI (1923), S. 227.

## F. Vergleich gewisser Gesteinsgruppen miteinander und Beschreibung ihrer Übergänge

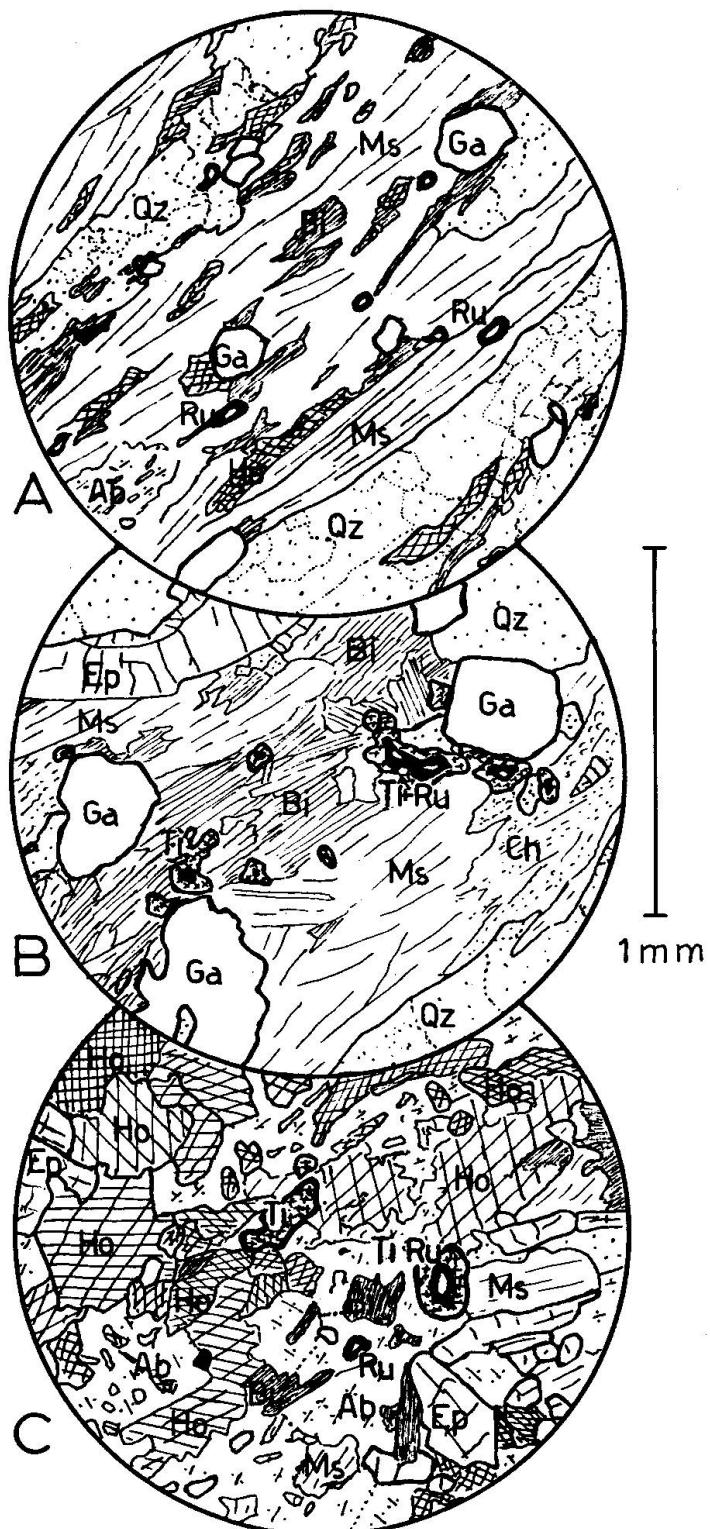
Im Grossteil des bearbeiteten Gebietes wird der Phengitgneis-Hauptkörper, wo er an die Paragneise grenzt, von Amphiboliten und Migmatiten umsäumt. Deshalb werden in diesem Kapitel gewisse sich räumlich folgende Gesteinsgruppen miteinander verglichen und ihr Ineinanderübergehen kurz geschildert.

### 1. Vergleich der Chlorit-Muskovitgneise mit den Restgeweben und den Amphiboliten

Die Chlorit-Muskovitgneise sind durch Übergangsglieder mit den Amphiboliten mineralogisch verbunden: Chlorit-Muskovitgneise, hornblendeführende Chlorit-Muskovitgneise, glimmerreiche Restgewebe, Hornblende-Biotit-Restgewebe, Amphibolite. Räumlich liegen die Zwischenglieder vorwiegend am Kontakt auf 5—10 m. Man findet aber auch in den Amphiboliten glimmerreiche, hornblendearme Gesteine; oder in den Paragneisen Migmatit-Charakter zeigende Nester. Für einen Vergleich eignet sich der obere Migmatit-Kontakt der Flügelverankerung der Staumauer besonders (S. 413), da neben dem lückenlosen Aufschluss die Übergangszone nur schmal ist und die Grenzzone den Eindruck relativ ungestörter Lagerung macht (Fig. 2).

### Die Reihe Rutil-Titanit

In den *Chlorit-Muskovitgneisen* sind im bearbeiteten Gebiet als sichtbare Titanträger nur Rutile vorhanden, in 0,1 mm grossen, eiförmigen Körnern. Ein Meter von der Grenze entfernt bilden sich in den Para-



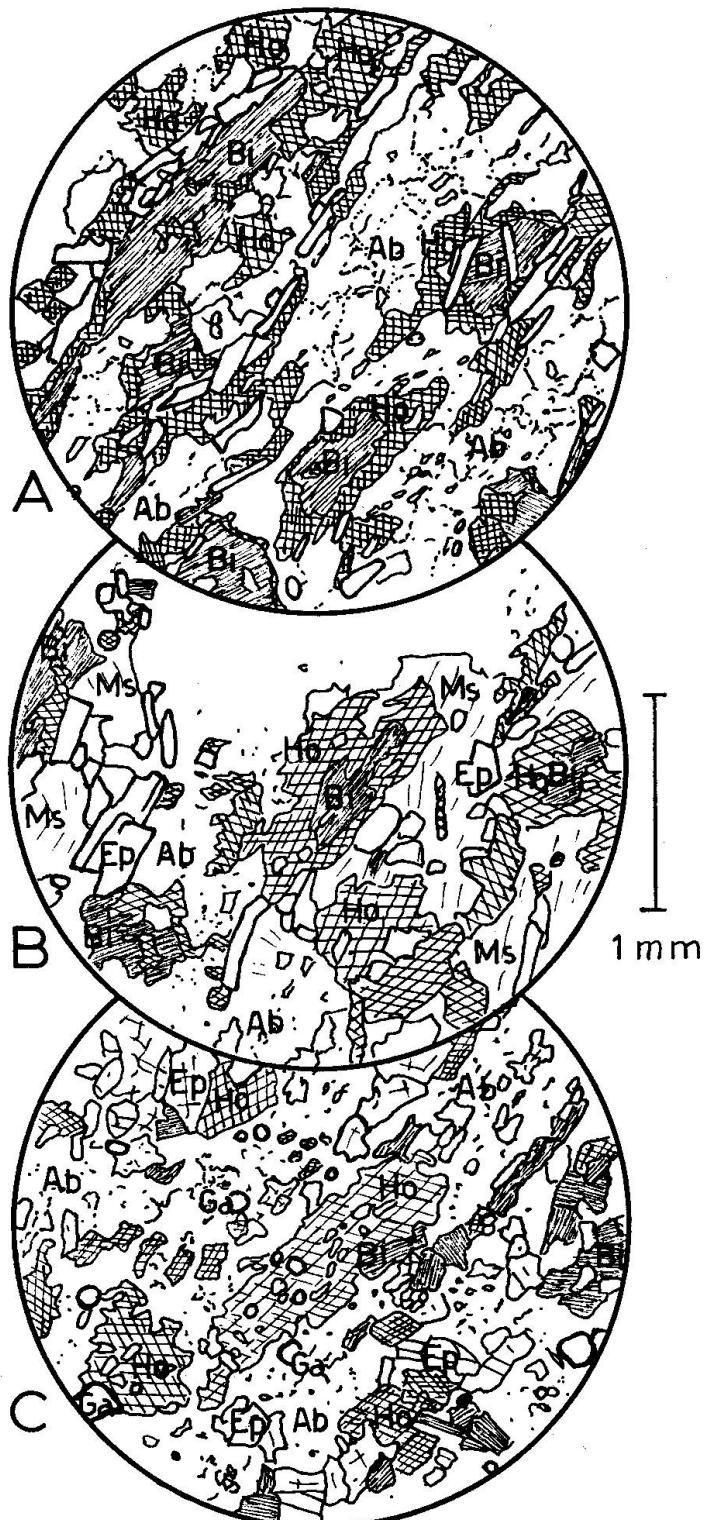
A. Normaler Biotit-Muskovitgneis. Eiförmige Rutile. Schliff Nr. 68.

B. Muskovitgneis der Grenzzone. Rutile mit Titaniträndern, zum Teil auch mit Ilmenit-Titanit-Rändern. Schliff Nr. 50e.

C. Restgewebe der Migmatite. Relikтив erhalten gebliebene Rutile in Titaniten; daneben noch vereinzelt kleine Rutile. Schliff Nr. 288a.

Fig. 6. Bildung von Titaniträndern um die Rutile der Paragneise bei der Annäherung und beim Übergang zur basischen Randzone (Erläuterung der Abkürzungen S. 405).

A. Restgewebe. Sienabraune Biotite oder Biotitaggregate sind von Hornblende umwachsen. Daneben auch intensive Parallelverwachsung Biotit-Hornblende. Schliff Nr. 54.



B. Restgewebe. Biotitzentrum in Hornblenden; daneben Epidote. Schliff Nr. 289 d.

C. Amphibolit. Durch Zurücktreten des Biotites sind keine schönen Verwachsungen mehr sichtbar. Abnahme des Biotitgehaltes und Zunahme von Hornblende beim Übergang der Restgewebe zu den Amphiboliten. Schliff Nr. 240 a.

Fig. 7. Stellenweise schwach feststellbare Altersfolge Biotit-Hornblende in den basischen Gesteinen (Erläuterung der Abkürzungen S. 405).

gneisen Titanitränder um diese Rutile, zum Teil auch die Abfolge Rutil-Ilmenit-Titanit. So sind Titanite, Titanite mit Rutil- oder Rutil-Ilmenitkernen nebeneinander und die Rutile verschwinden. Der Durchmesser der Titanmineralien ist auf das Doppelte gewachsen. Die *Restgewebe* zeigen eine Vorherrschaft des Titanites; sie haben nur noch vereinzelt freie Rutilkörper, der Rest der Rutile ist reliktisch in jüngeren Titaniten eingeschlossen. Die Titanite erreichen Größen bis zu 0,7 mm. Die *Phengitgneise* führen nur Titanit.

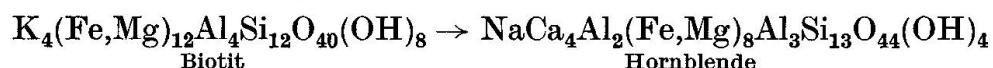
Beim Übergang von den Paragneisen über die Paragneise nahe dem Kontakt zu den Gesteinen der basischen Randzone schwindet der Rutil zugunsten von Titanit. In die sich am Kontakt neubildenden Konfigurationen mit Titan tritt zuerst das Eisen ein, gefolgt vom Kalzium. Die Reihe:



gibt die räumlich-zeitliche Wirkung eines chemischen Gradienten wieder (Fig. 6).

### Die Reihe Glimmer-Hornblende

Die Epidot- und Hornblendeführung ist das Merkmal der basischen Grenzzone. Eine innige Verwachsung Biotit mit Hornblende zeigt, dass Biotitbildung und Hornblendebildung gleichzeitig war. Vereinzelt ist eine schwache Altersfolge feststellbar: Hornblenden mit Kernen aus Biotit, oft auch ganze Biotitnester von Hornblende umrandet (Fig. 7). Vergleicht man die Mineralbestandstabelle, so nimmt der Muskovitgehalt der Paragneise beim Übergang zu den Restgeweben und Amphiboliten stetig ab, Biotite, vor allem aber Hornblenden und Epidote nehmen stark zu. Das Schwinden der Glimmer zugunsten der stengeligen Mineralien der basischen Randzone ist aus der Figur 8 gut ersichtlich. Die Restgewebe mit ihrem noch grossen Glimmergehalt scheinen auf halbem Wege stehen gebliebene Amphibolite zu sein. Die Grenzzone stellt vorwiegend ein Eintreten der cafemischen Komponenten Fe, Mg, Ca in die Kristallkonfigurationen dar. Die schwache Altersfolge Biotit-Hornblende



ordnet das Ca dem Fe-Mg zeitlich hintenan.

Der Übergang der Chlorit-Muskovitgneise zu halbmässigen Muskovit-Biotit-Epidot-Amphiboliten am Kontakt lässt sich als Basifikation der

randlichen Paragneise deuten. Rutile, Muskovite und möglicherweise Granate werden dadurch zu Relikten der alten Chlorit-Muskovitgneis-Serie. Vielleicht erklärt sich auch so das ungewöhnliche Nebeneinander von Hornblende und Muskovit in den Amphiboliten.

## 2. Vergleich der Chlorit-Muskovitgneise mit den Metatekten der Migmatite

Die albitreichen Metatekten der Migmatite gleichen den vereinzelt in den Paragneisen anzutreffenden, albitreichen Chlorit-Muskovitgneisen ausserhalb des sonstigen Kontaktsaumes. Gegen die Grenzzone nehmen

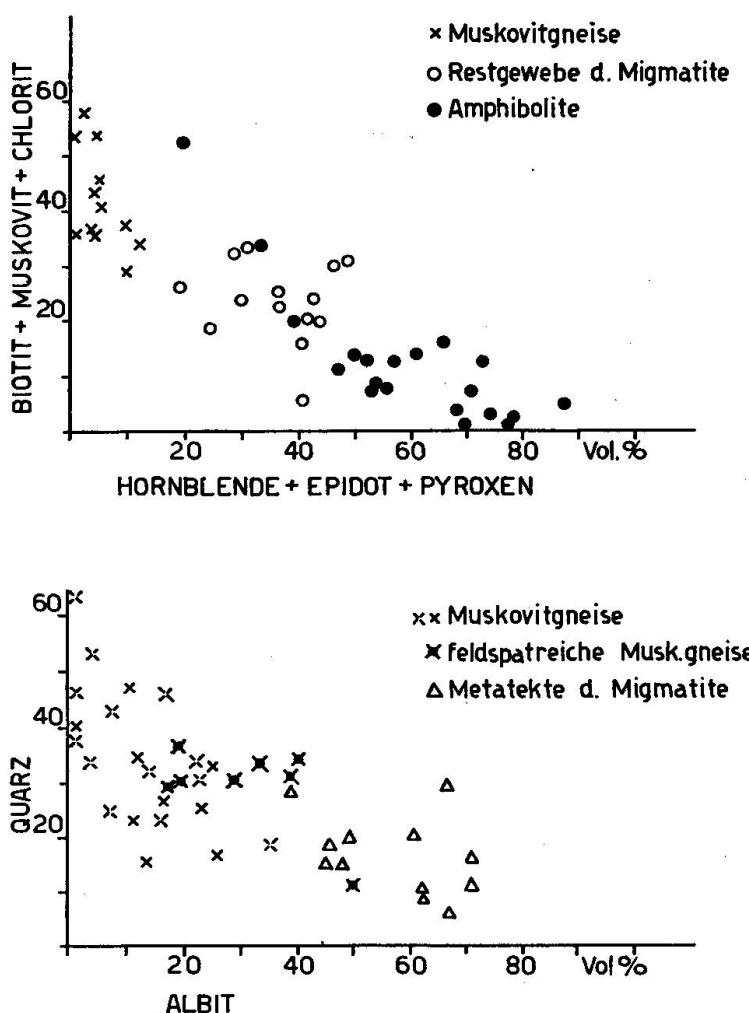


Fig. 8. Vergleich der Mineralbestände der Muscovitgneise mit den Migmatiten und den Amphiboliten. Oben: Abnahme des Glimmers zugunsten von Hornblende und Epidot. Unten: Zunahme des Albitgehaltes.  $\times$  Muscovitgneise im untersuchten Gebiet;  $\times$  Muscovitgneise im nordöstlich angrenzenden Gebiet (Messungen L. v. d. PLAS).

die Nester albitreicher Paragneispartien an Häufigkeit zu. Zwei Mineralabfolgen sollen wiederum kurz besprochen werden, wie sie aus dem Übergang der Chlorit-Muskovitgneise zu den albitreichen Chlorit-Muskovitgneisen und zu den Metatekten zu beobachten sind.

### Die Reihe Rutil-Titanit

Während die Chlorit-Muskovitgneise nur Rutile als sichtbare Titanträger besitzen, findet man in den albitreichen Gneisen Titanite, Titanite mit Rutil- und mit Rutil-Ilmenitkernen und vereinzelt Rutile. Beim Übergang zu den Metatekten des oberen Migmatit-Kontaktes sind überhaupt nur noch kernfreie, bis 0,7 mm grosse Titanite vorhanden. Die Umwandlung der Rutile der Paragneise in Titanite mit der teilweise sichtbaren Zwischenstufe der Ilmenite entspricht einem Fe-Ca-reicherwerden der Reaktionsränder bei der Feldspatzunahme. Diese Entwicklung scheint generell mit der Annäherung an die basische Randzone zu gelten, gleichgültig, ob es sich dabei um ein Ähnlichwerden den Amphiboliten oder den damit verknüpften Metatekten handelt.

### Die Reihe Quarz-Albit

Die Änderung in den leukokraten Bestandteilen ist das Wesentliche bei der Bildung der albitreichen Paragneise und Metatekte. In der Figur 8 ist der dabei ändernde Quarz-Albitgehalt zeichnerisch festgehalten: die albitreichen Chlorit-Muskovitgneise sind das verbindende Glied zwischen den gewöhnlichen Chlorit-Muskovitgneisen und den Metatekten. *Strukturell* löst sich das mosaikartige, glimmerschieferige Quarzgefüge mit verzahnten, etwas eckigen Quarzen bei der Feldspatzunahme allmählich auf. Die Quarze werden kleiner und rundlich. Grobverzahnte Quarzstränge verlieren ihren gegenseitigen Kontakt, wenn sie in grössere Albite münden, und lösen sich in eine Reihe kleiner, gerundeter Einschlüsse auf. (Die verschiedene optische Orientierung dieser Einschlüsse schliesst nur geometrische Interpositionen aus.) Stellenweise ergeben sich tropfen- oder amöbenartige Korrosionsformen der Quarze in den Albiten. Nicht nur die Grösse der einzelnen Quarze, noch vielmehr ihre Form ändert vom Übergang der Paragneise über die albitreichen Paragneise zu den Metatekten. Die Endform der rundlich erhalten gebliebenen Einschlüsse zeigt ein Reaktionsgefüge zwischen den ursprünglichen Quarzen und den neu gebildeten Albiten (Fig. 9).

Die Hüllgesteine wurden ihrem quantitativen Mineralbestand nach als Gneise bezeichnet. Die darin vorhandenen Albitporphyroblasten, die

als grössere Ovale zwischen den Quarzsträngen eingebettet liegen, haben dieselbe Form und Grösse wie in den albitreichen Typen. Die gew. Chlorit-Muskovitgneise wie ihre albitisierten Glieder zeigen beide eine „Quarzauflösung“ durch die Albitporphyroblasten. Daher scheint es naheliegend, auch den Albitgehalt der gewöhnlichen Chlorit-Muskovitgneise als durch Feldspatization hinzugekommen zu betrachten. Dadurch werden die heutigen Chlorit-Muskovitgneise, die im untersuchten Gebiet noch vereinzelt als albitfreie Schiefer erhalten geblieben sind und im Gebiet von L. v. d. PLAS hauptsächlich als Schiefer vorliegen, zu einer Glimmerschieferserie, die regional feldspatiiert wurde. Die Feldspatization hängt mit der Bildung der feldspatreichen Nester in den Muskovitgneisen und der Entstehung der Migmatite zusammen.

### 3. Vergleich der Phengitgneise mit den Metatekten und den Restgeweben der Migmatite

Die Phengitgneise leiten gegen die Migmatitzone zu mineralogisch in die Metatekte der Migmatite über. Beim oberen Migmatitkontakt verschwindet im Phengitgneis innerhalb des letzten Meters der Kalifeldspat (Tab. 6, S. 437). Das Gefüge des Phengitgneises bleibt dabei im wesentlichen erhalten; nur schwach zeichnet sich in grösseren Albiten schon die ovale, lappige und einschlussreiche Form ab, wie sie in den Metatekten herrscht. Bei den Apophysen verhalten sich die Phengitgneis-apophysen gegenüber den Migmatiten aber wie fremde Körper. Die wirre Fältelung der Metatekten wird oft durch die Apophysen randlich eingeschlichtet. Auch wenn die Migmatite nahe dem Phengitgneis liegen, sind die Phengitgneise ruhig stromatitisch und vermitteln nicht in das unruhig Verfältelte und Verflochtene der Metatekten.

Dagegen besteht kein schrittweiser Übergang von randlichen Phengitgneisen zu den Restgeweben oder Amphiboliten. Ganz vereinzelt führen zwar randliche Phengitgneise Hornblendchen. Aber diese erscheinen im Phengitgneis wie ein Übergemengteil und bewirkt keine weitere Annäherung der Phengitgneise an Amphibolite.

### 4. Zum Alter der Mineralbestände

Im *Phengitgneis*, dessen Mineralien während der alpinen Orogenese im plastischen Gneis durchbewegt und umgelagert wurden, bildeten sich am Ende dieses Zustandes Albit, Kalifeldspat und Quarz in gegenseitigem Gleichgewicht und verkörpern die damals zutreffende Paragenese, zusammen mit Epidoten, Phengiten und olivgrünen Biotiten. Epidote und olivgrüne Biotite sind auch in Ophiolithen der Umgebung zu finden,

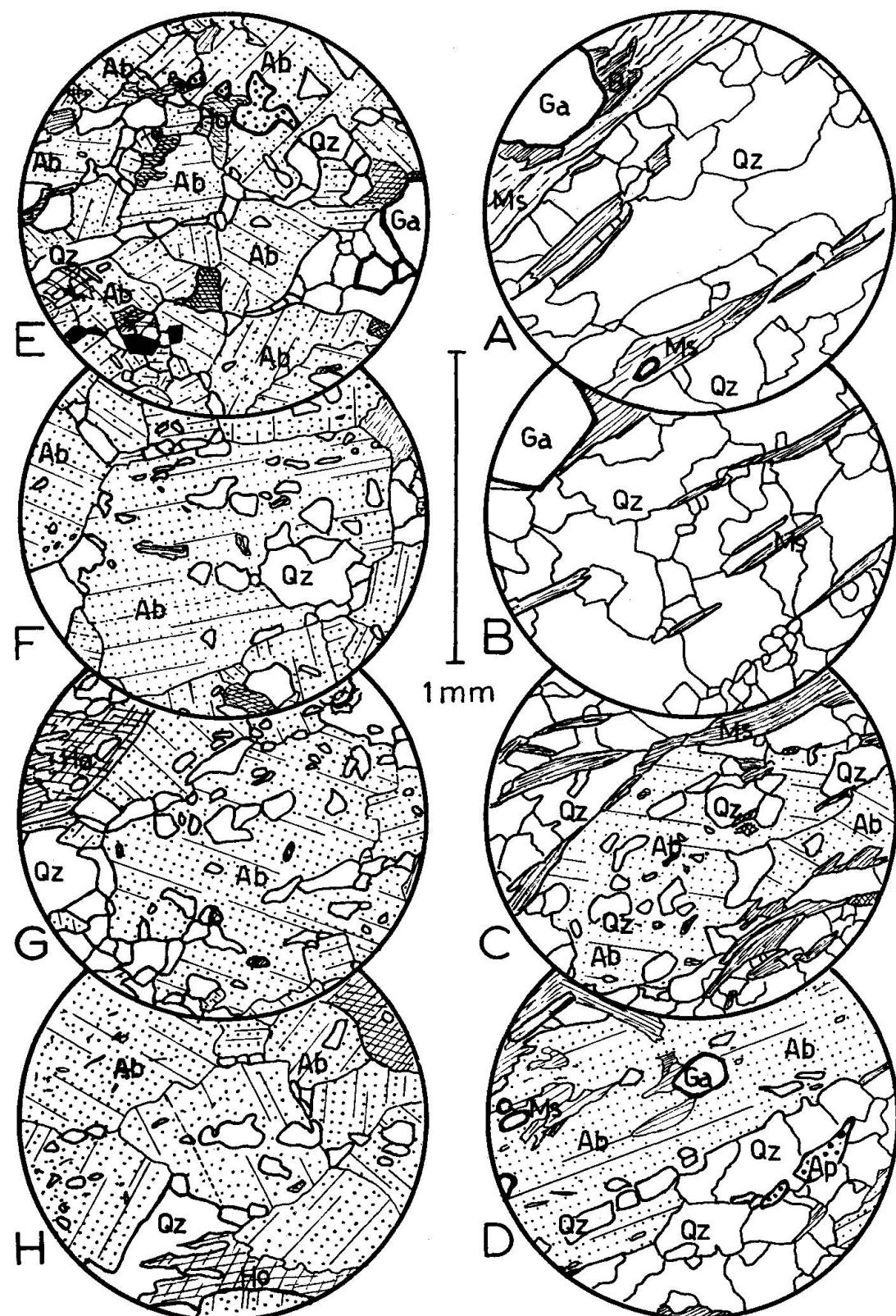


Fig. 9. Legende nebenstehend.

*Legende zu nebenstehender Figur*

Fig. 9. Änderung der Korngrösse und der Form der Quarze bei Zunahme des Albitgehaltes (Erläuterung der Abkürzungen S. 405).

- A. Biotit-Muskovitschiefer. Nr. 245. Buchtig verzahntes Quarzgefüge, zum Teil eckige Formen. 47 Qz, 11 Ab.
- B. Muskovitschiefer. Nr. 72. Buchtig verzahntes Quarzgefüge. Kristallisations-schiefrig. 40 Qz, 1 Ab.
- C. Chlorit-Muskovitgneis. Nr. 49. Neben „glimmerschiefrigen“ Quarzzügen ver-einzelte Albitporphyroblasten. Die Porphyroblasten umschließen optisch ver-schieden orientierte Quarze, die noch schwach als Schwarm der allgemeinen Schieferungsrichtung parallel gehen. Die eingeschlossenen Quarze sind kleiner und gerundeter als im daneben liegenden, buchtig verzahnten Quarzgefüge. 34 Qz, 25 Ab.
- D. Biotit-Muskovitgneis. Nr. 70. Der Albitporphyroblast enthält einige gerundete Quarze eingeschlossen. Am Rande gegen das Quarzgefüge liegen einige Quarze im Albit, die ihren gegenseitigen Kornkontakt verloren haben und gerundet sind. 17 Qz, 13 Ab.
- E. Feldspatreicher Muskovitgneis. Nr. 179. Die buchtig verzahnten Quarzgefüge sind verschwunden. Mehr oder weniger idiomorphe Albite bilden die Hauptmasse. An Korngrenzen ziehen gerundete, kleinkörnige Quarzaggregate skelett-artig durch das Gestein. Daneben sind noch Reste des alten Quarzgefüges erhalten. 13 Qz, 51 Ab.
- F. Metatekt. Nr. 51. Ein grösserer Albitidioblast hat gerundete Quarzeinschlüsse, die aber alle optisch verschieden orientiert sind. Im Vergleich zu der ursprüng-lichen Grösse und Form sind die Quarze wesentlich kleiner und runder gewor-den; zum Teil liegen die Einschlüsse noch schwach in Zügen geordnet. 29 Qz, 67 Ab.
- G. Metatekt. Nr. 290a. Gerundete Quarze liegen in Albitporphyroblasten einge-bettet. Ein Teil der Formen könnten als „Abschmelzformen“ gedeutet werden. 11 Qz, 62 Ab.
- H. Metatekt. Nr. 57. Gerundete Quarze werden von grösseren, mehr oder weniger idiomorphen Albiten umschlossen. Die zerlappte Form wird auf Grund der besprochenen Bilderserie als Korrosions- oder „Abschmelzform“ eines ursprüng-lich wohl buchtig verzahnten Quarzumrisses angesprochen, wobei ein alter Zeilenbau noch schwach zu erkennen ist. 16 Qz, 70 Ab.

Phengite in wohl triadischen Marmoren. Die Phengitgneise haben eine alpine Mineralgesellschaft ohne sichere Relikte. Die Augen können als Reste von alten Einsprenglingen eines präexistierenden Gesteines, aber auch als alpine Neubildungen gedeutet werden. Für die Feldspatparagenese wurde die wahrscheinliche Bildungstemperatur berechnet (T. F. W. BARTH, 1956). Die Albitbestimmung erfolgte an Zwillingsgesetzen, die Bestimmung der Kalifeldspate mittels Lichtbrechung (E. SPENCER, 1937). Der gefundene Wert beträgt  $350 \pm 60^\circ \text{ C}$ .

Die *Chlorit-Muskovitgneise* ändern gegen die basische Randzone zu leicht den Mineralbestand, der sich dem der Migmatite nähert. Dadurch wird ein älterer Bestand durch einen jüngeren geändert. Die rotbraunen Biotite gehören wahrscheinlich dem älteren Bestand an, ebenso die von diesen Biotiten umrandeten Granate. Die Muskovite, welche mit diesen Biotiten schichtweise verwachsen sind, scheinen während der alpinen Orogenese keine Umkristallisation durchgemacht zu haben. Die Orthite, von Epidot ummantelt, werden wie die Rutile auch zu diesem Altbestand gerechnet. Andere Biotite der Muskovitgneise zeigen Farben wie sie bei alpinen vorkommen. Die Turmaline sind in gleicher Ausbildung als Nester in den Phengitgneisen und sind jung, ebenso die blaugrünen, und mit olivgrünen Biotiten verwachsenen Hornblenden, die Epidote, die Albite und die Pyrite.

In den *Amphiboliten* und den *Migmatiten* sind die Biotite wiederum gleich den alpinen; ebenso die damit intensiv verwachsenen, blaugrünen Hornblenden. In seinen ausführlichen Untersuchungen beschreibt L. v. d. PLAS blaugrüne Hornblenden, die jünger als die mit ihr vorkommenden alpinen Glaukophane und Natriumpyroxene sind.

Alle Paragenesen werden von einer leichten Diaphthorese gefolgt, mit stellenweiser Chloritisierung der Biotite und Aktinolithisierung der Hornblenden; vereinzelte Pyrite haben Magnetitränder.

Die alpine Mineralgesellschaft besitzt Glaukophanschiefer- und Epidot-Amphibolitfazies und liegt an der Grenze der Epi- gegen die Mesozone. Die für die Feldspatparagenese des Phengitgneises gefundene Temperatur von  $350 \pm 60^\circ$  passt gut zu den bisherigen Angaben über den wahrscheinlichen Temperaturbereich dieser Fazien. Die alpine Hauptfazies wird von einer schwach ausgebildeten Grünschieferfazies gefolgt. Die voralpine Mineralparagenese, die zum Teil in den Chlorit-Muskovitgneisen erhalten blieb, zeigt demgegenüber mesozonale Amphibolitfazies. Die einzelnen Metamorphosen lassen sich wie folgt gliedern:

Metamorphe Zonen			Gesteine	Mineralien		
voralpin	alpin <sub>1</sub>	alpin <sub>2</sub>		voralpin	alpin <sub>1</sub>	alpin <sub>2</sub>
Meso	Epi		Glimmerschiefer	rotbrauner Biotit	Chlorit	
Meso	Epi		feldsp. Glimmerschiefer Paragneise	„Na-Front“ rotbrauner Biotit	Muskovit	Chlorit
?	Epi-Meso		Amphibolite Migmatite	?	Hornblende grüner Biotit	
?	Epi-Meso		Phengitgneis	?	Phengit grüner Biotit	
		Epi (Diaphthorese)				Aktinolith Chlorit

In vereinzelten Albitporphyroblasten der Restgewebe liegen in isometrischen Albiten gekrümmte Züge kleinkörniger Hornblenden und Epidote. Die Faltenachsen verlaufen Südsüdost-Nordnordwest. In den Migmatiten sind die Hornblendestengel parallel den Süd-Nord-Achsen eingeregelt. In den Phengitgneisen sind die Falten dank den Glimmerzeilen erkennbar (Photo 2). In diesen Zeilen liegen die Phengite nicht streng dem Faltenverlauf parallel, sondern sie sind in den Schenkeln gegen die allgemeine Schieferungsrichtung zu flacher gestellt; vor allem durchsetzen sie die Stirnumbiegungen der Kleinfältelungen.

Die Hauptmineralbildung, wie sie heute vorliegt, scheint etwa während und nach der plastischen Deformation der Süd-Nord-Achsen stattgefunden zu haben und ist im Gebiet der Staumauer abgeschlossen beim Erscheinen der rigiden Deformation mit West-Ost-Achsen.

## G. Geochemische Betrachtungen

### 1. Neue Gesteinsanalysen

Fünf Gesteine wurden im petrochemischen Laboratorium des Mineralogischen Institutes chemisch analysiert. Die Resultate sind in der Tabelle 7 aufgeführt, nebst einer Analyse von H. P. Roothaan. Die Tabelle 8 enthält die dazugehörigen Niggliwerte; die Tabellen 9, 10 die

Kationenprozente und die Fundortsangaben. Die Tabelle 11 gibt den Vergleich der Kationenprozente der chemischen Analysen mit den aus dem modalen Mineralbestand berechneten Werten. Die Übereinstimmung ist befriedigend.

Tabelle 7. *Gesteinsanalysen. Gewichtsprozente*

Nr.	51	56	57	60	246	R 5
SiO <sub>2</sub>	70,53	49,11	71,03	65,77	51,09	74,98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,22	17,41	14,63	14,92	16,91	11,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,93	3,78	0,82	1,38	3,33	1,75
FeO	1,81	6,18	2,73	4,59	7,27	0,87
MnO	0,00	0,13	0,01	0,04	0,07	0,06
MgO	0,66	5,53	1,30	2,67	5,46	0,46
CaO	1,11	9,09	2,27	1,50	7,93	1,04
Na <sub>2</sub> O	6,98	3,48	5,98	2,30	2,92	4,56
K <sub>2</sub> O	1,25	2,31	0,42	4,04	1,60	3,48
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,86	0,28	0,79	1,13	0,45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,06	0,07	0,45	0,22	n. b.
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,04	0,06	0,03	0,07	0,10	0,02
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,24	1,26	0,26	1,14	1,17	0,48
CO <sub>2</sub>	0,43	0,78	0,17	0,40	0,77	
	100,34	100,04	100,00	100,06	99,97	99,72

Nr. 51. Metatekt eines Migmatites. Analytiker: TH. HÜGI.

Nr. 56. Restgewebe eines Migmatites. Analytiker: TH. HÜGI.

Nr. 57. Metatekt eines Migmatites. Analytiker: TH. HÜGI.

Nr. 60. Feldspatreicher Paragneis. Analytiker: TH. HÜGI.

Nr. 246. Pyroxen-Amphibolit. Analytiker: TH. HÜGI.

Nr. R 5. Phengit-Biotitgneis. Analytiker: H. P. ROOTHAAN (1919).

(Fundorte siehe Tabelle 10.

## 2. Geochemische Betrachtungen

Es interessiert die Verteilung der Atomarten auf die verschiedenen Gesteinsgruppen. Dazu wurden die Kationenprozente von sieben weiteren, von H. P. ROOTHAAN (1919) publizierten Gesteinsanalysen berechnet. Sämtliche zwölf so erhaltenen Analysen sind in der Tabelle 9 angegeben. Die Reihenfolge in der Tabelle entspricht dabei der ungefähren räumlichen Abfolge der Gesteine. Zuerst kommen zwei Analysen von Glimmerschiefern, jenen Gesteinen, welche südwärts zu — bei der Annäherung gegen den Phengitgneis-Hauptkörper — immer feldspatreicher werden, und im vom Verfasser bearbeiteten Gebiet schon als Paragneise zu be-

Tabelle 8. *Niggliwerte der Gesteinsanalysen*

Nr.	51	56	57	60	246	R 5
si	330	119	325	274	131	440
al	44,5	25	39,5	36,5	25,5	40
fm	14,5	39,5	22	37	43	16,5
c	5,5	23,5	11	6,5	21,5	6,5
alk	35,5	12	27,5	20	10	37
k	0,10	0,31	0,04	0,20	0,27	0,47
mg	0,31	0,50	0,40	0,54	0,48	0,24
$\pi$	0,07	0,35	0,16	0,20	0,44	0,40
$\gamma$	0	0,21	0	0	0,12	0,18
Q	50,0	27,3	52,8	51,0	32,5	57,7
L	44,4	42,7	40,2	31,2	39,3	37,2
M	5,6	30,0	7,0	17,8	28,2	5,1

Magmentypen nach P. NIGGLI (1936).

Nr. 51. Metatekt. Natronengadinitisch.

Nr. 56. Restgewebe. Normalgabbrodioritisch.

Nr. 57. Metatekt. Leukoquarzdiortisch (k-Zahl!).

Nr. 60. Paragneis.

Nr. 246. Amphibolit. Normalgabbrodioritisch.

Nr. R 5. Phengitgneis. Engadinitgranitisch.

Tabelle 9. *Kationenprozente von zwölf Gesteinen.*

Die Reihenfolge entspricht ungefähr der räumlichen Anordnung

Nr.	R 1	R 2	60*)	R 7	246	56	R 8	51	57	R 4	R 5	R 6
Si	51,6	55,0	63,1	45,3	48,8	46,3	49,5	64,8	65,9	67,3	71,0	69,3
Al	29,2	23,0	16,8	20,8	18,9	19,3	21,6	17,5	16,0	17,6	12,9	15,8
Fe	5,0	4,2	4,6	6,5	8,1	7,5	4,2	2,0	2,7	1,4	2,0	2,0
Mn	0	0	0	0,2	0,1	0,1	0	0	0	0	0,1	0
Mg	4,3	4,0	3,8	8,7	7,7	7,8	4,1	0,9	1,8	0,2	0,7	0,1
Ca	1,0	1,7	1,6	9,6	8,1	9,2	6,1	1,0	2,2	1,7	1,1	0,9
Na	1,8	3,5	4,3	6,3	5,4	6,4	12,8	12,4	10,7	6,5	6,4	4,4
K	6,5	8,1	4,9	1,4	1,9	2,8	0,9	1,4	0,5	5,0	5,5	7,3
Ti	0,6	0,5	0,6	1,2	0,8	0,6	0,8	0	0,2	0,3	0,3	0,2
P	n. b.	n. b.	0,3	n. b.	0,2	0	n. b.	0	0	n. b.	n. b.	n. b.

Nr. R 1. Glimmerschiefer.

Nr. R 8. Plagioklasamphibolit.

Nr. R 2. Chlorit-Muskovitschiefer.

Nr. 51. Metatekt eines Migmatites.

Nr. 60. Biotit-Muskovitgneis.

Nr. 57. Metatekt eines Migmatites.

Nr. R 7. Granatamphibolit.

Nr. R 4. Phengitgneis.

Nr. 246. Pyroxen-Amphibolit.

Nr. R 5. Biotitführender Phengitgneis.

Nr. 56. Restgewebe eines Migmatites.

Nr. R 6. Phengit-Augengneis.

\*) Tab. 2, S. 430, zeigt, dass Nr. 60 ein relativ albitarmes Gestein der kontakt-nahen Paragneise ist und im allg. jener Gruppe ein höherer Na-Gehalt zukommt; z. B. Nr. 238 hat 3,92 Gew.% Na<sub>2</sub>O oder 7,2 Kat.% Na.

zeichnen sind. Die dritte Analyse (Nr. 60) stammt aus diesem Paragneisgebiet. Es folgen darauf drei Analysen von Gesteinen des basischen Hofes, die auch bei stark unterschiedlicher Mineralführung (Granat-Amphibolit; Pyroxen-Amphibolit; glimmerreicher Epidot-Amphibolit) dennoch ähnliche Werte ergaben. Gegen den Phengitgneis zu lösen die feldspatreichen Metatekte (die zwei nächsten Kolonnen) die basischen Gesteine zu Migmatiten auf. Von dem, diesen Migmatiten benachbarten, kalifeldspatfreien Phengitgneis fehlen leider chemische Daten; drei normale Phengitgneise schliessen die Tabelle ab.

Im folgenden eignen sich zwei Begriffe gut: Geochemische Kulmination und geochemische Depression (D. L. REYNOLDS, 1946). Ist ein Element in einem Teilstück des chemischen Profiles mehr angereichert als den benachbarten Gebieten entspricht, ist dies eine *geochemische Kulmination*.

**Tabelle 10. Verzeichnis der Fundorte der in den Tabellen 7, 8, 9 aufgeführten Gesteinsanalysen**

- Nr. 51. Metatekt des oberen Migmatitkontaktes der nördlichen Flügelverankerung der Staumauer (Fig. 2). Modalbestand und Beschreibung S. 435. Analytiker: TH. HÜGI.
- Nr. 56. Restgewebe des oberen Migmatitkontaktes der nördlichen Flügelverankerung der Staumauer (Fig. 2). Modalbestand und Beschreibung S. 434. Analytiker: TH. HÜGI.
- Nr. 57. Metatekt des oberen Migmatitkontaktes der nördlichen Flügelverankerung der Staumauer (Fig. 2). Modalbestand und Beschreibung S. 435). Analytiker: TH. HÜGI.
- Nr. 60. Biotit-Muskovitgneis 50 cm oberhalb des oberen Migmatitkontaktes der nördlichen Flügelverankerung der Staumauer. Modalbestand und Beschreibung S. 430. Analytiker: TH. HÜGI.
- Nr. 246. Pyroxen-Amphibolit an der alten Zervreilastrasse, 100 m vor der Zentrale. Modalbestand und Beschreibung S. 432. Analytiker: TH. HÜGI.
- Nr. R 1. Granatglimmerschiefer, Wenglisplitz. H. P. ROOTHAAN (1919): Analyse Nr. 1, S. 7.
- Nr. R 2. Chloritmuskovitschiefer, etwas orthoklashaltig, Weissgrätli. H. P. ROOTHAAN (1919): Analyse Nr. 2, S. 7.
- Nr. R 4. Phengit-Injektionsgneis, Vallé. H. P. ROOTHAAN (1919): Analyse Nr. 4, S. 16.
- Nr. R 5. Phengit-Biotit-Injektionsgneis, Zervreilahorn. H. P. ROOTHAAN (1919): Analyse Nr. 5, S. 19.
- Nr. R 6. Phengit-Augengneis, Runse unterhalb der Lawinenverbauung, Horn, Vals. H. P. ROOTHAAN (1919): Analyse Nr. 6, S. 21.
- Nr. R 7. Granatamphibolit, Alp Guraletsch, gegen Guraletschseelein. H. P. ROOTHAAN (1919): Analyse Nr. 7, S. 27.
- Nr. R 8. Massiger Plagioklasamphibolit, Fanellapass. H. P. ROOTHAAN (1919): Analyse Nr. 8, S. 28.

*nation*. Ist anderseits der Gehalt an einem Element einer gewissen Gesteinsgruppe unter den durchschnittlichen Gehalt der umgebenden gesunken, heisst dies eine *geochemische Depression*. So beschreiben die beiden Begriffe charakteristische Diskontinuitäten in chemischen Profilen. Nun zur Tabelle 9.

#### Verteilung des Siliziums

Der prozentuale Gehalt an Silizium der Glimmerschiefer-Paragneis-Serie sinkt in den Amphiboliten ab. In den metatektreichen Migmatiten beginnt er gegen den Phengitgneis zu wieder anzusteigen. Die basische Zone und die Migmatite sind das Gebiet der Silizium-Depression.

#### Verteilung des Aluminiums

Die Verteilung des Aluminiums ist uncharakteristisch. Der prozentuale Gehalt fällt von den Glimmerschiefern bis zu den Phengitgneisen schwach ab.

#### Verteilung von Eisen, Magnesium und Kalzium

In den Amphiboliten des basischen Hofes hat das Eisen, das Magnesium und das Kalzium die Kulmination, welche in den Migmatiten kontinuierlich gegen die Phengitgneise zu auf die tiefsten Werte absinkt.

#### Verteilung des Natriums

Der erste Anstieg des Natriumgehaltes fällt in bemerkenswerter Weise nicht mit einer Gesteinsgruppengrenze zusammen; sondern der Anstieg liegt in der Glimmerschiefer-Paragneis-Serie, dort, wo die Glimmerschiefer des Gebietes südlich Vals allmählich in die Paragneise der Umgebung von Zervreila übergehen. Erstaunlich ist das Beibehalten des Natriumwertes auch in den Amphiboliten. In den Migmatiten steigt der Natriumgehalt nochmals stark an. Dadurch liegt der Beginn der Natriumkulmination in der Glimmerschiefer-Paragneis-Serie, hält durch die Amphibolite hindurch an und gipfelt in der Migmatitzone. Über die kontaktnahen, kalifeldspatfreien Phengitgneise (wovon leider chemische Daten fehlen) gleitet die Kulmination zu den Werten der Phengitgneise ab.

#### Verteilung des Kaliums

Der Kaliumgehalt sinkt in den feldspatreichen Paragneisen zu den tiefsten Werten in den Migmatiten ab, steigt aber in den Phengitgneisen rasch wieder an.

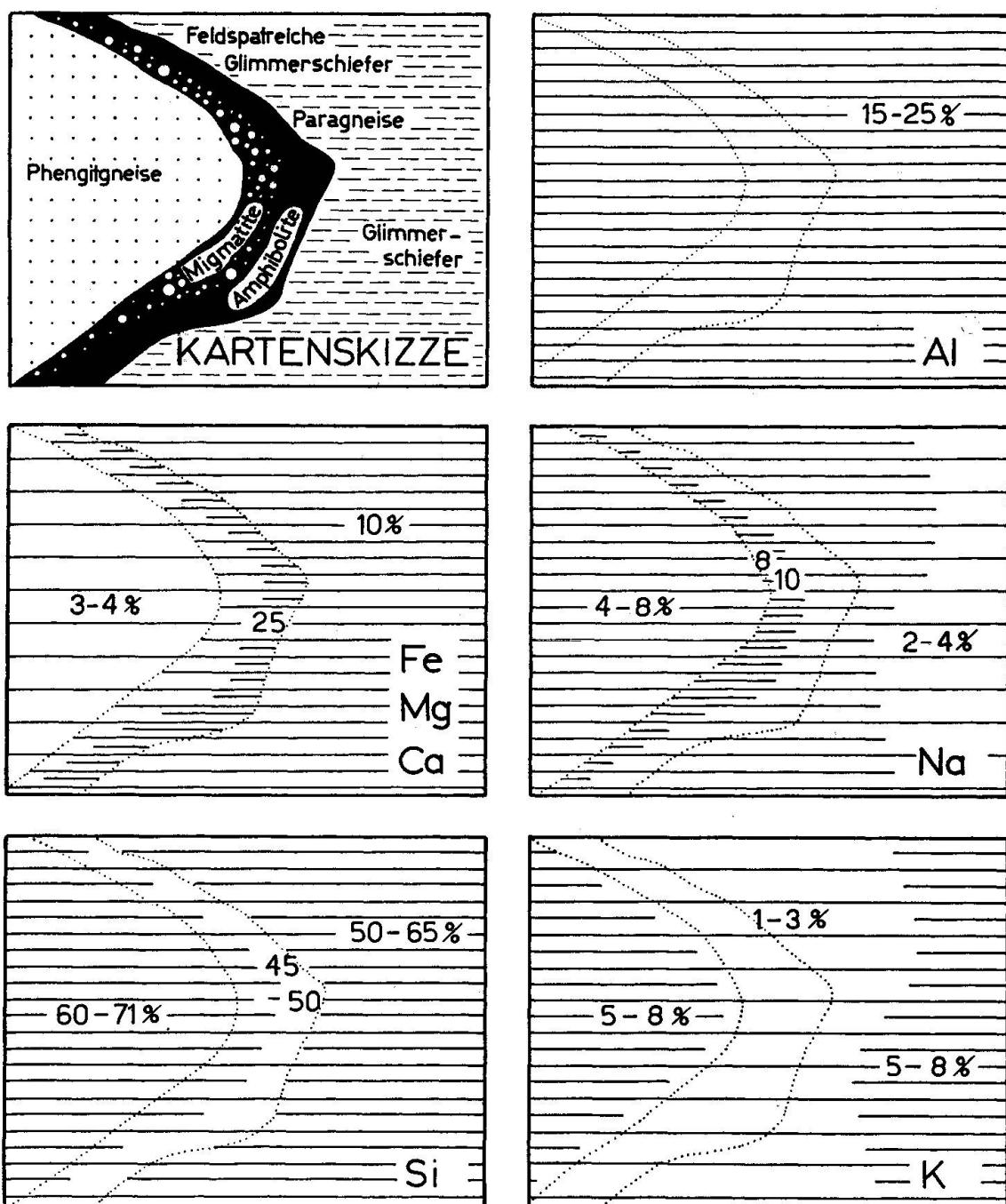


Fig. 10. Schematische Kartenskizze mit Häufigkeits-Verteilung der wichtigsten Kationen. Konstruiert auf Grund der Analysen der Tabelle 9. Kationenprozente.

Bild links oben: Halbschematische Kartenskizze, den folgenden Darstellungen zu Grunde gelegt. *Al* Verteilung uncharakteristisch. *Fe*, *Mg*, *Ca* Kulmination im basischen Hof, Abklingen im Phengitgneis auf tiefste Werte. *Na* Erster Anstieg innerhalb der Glimmerschiefer-Paragneis-Serie bei der Annäherung an die basische Randzone, Kulmination in den Migmatiten. *Si* Depression im basischen Hof. *K* Depression, beginnend in der Glimmerschiefer-Paragneis-Serie bei Annäherung an den basischen Hof.

## Verteilung des Mangans und des Titans

Die Zahlen lassen vermuten, dass der Mangan- und der Titangehalt gleich wie der Gehalt an cafemischen Komponenten verläuft.

Die eben besprochenen Verhältnisse sind in der halbschematischen Figur 10 noch graphisch dargestellt. Um an Hand eines grösseren statistischen Materials die eben gemachten Folgerungen prüfen zu können, wurden die 70 gemessenen Modalbestände — unter Berücksichtigung der durch die optischen Daten festgestellten Chemismen — auf Kationenprozente umgerechnet. Alle chemisch-analytisch gefundenen Beziehungen bildeten sich auch bei der Benützung der modal-gerechneten Kationenprozente ab, und die Aussagen werden als zuverlässig erachtet (vgl. Tab. 11).

Tabelle 11. Vergleich der Kationenprozente der chemisch-analytisch untersuchten Gesteinsproben mit den aus dem modalen Mineralbestand gerechneten Werten.  $\sigma$  = einfache, quadratische Streuung

Nr.	51		56		57		60		246		$\sigma$
	Chem	Mod									
Si	64,8	70,5	46,3	43,2	65,9	63,6	63,1	65,1	48,8	43,8	$\pm 4,1$
Al	17,5	14,3	19,3	21,6	16,0	16,7	16,8	17,1	18,9	21,5	$\pm 2,5$
Fe+Mg	2,9	1,1	15,4	15,4	4,5	2,9	8,4	6,7	15,9	16,0	$\pm 1,6$
Ca	1,0	0,4	9,2	10,1	2,2	2,0	1,6	1,9	8,1	8,2	$\pm 0,5$
Na	12,4	13,5	6,4	4,8	10,7	14,3	4,3	3,7	5,4	4,9	$\pm 2,1$
K	1,4	0,2	2,8	3,9	0,5	0,1	4,9	4,9	1,9	3,5	$\pm 1,2$
Ti	0,0	0,1	0,6	0,8	0,2	0,2	0,6	0,3	0,8	1,7	$\pm 0,5$
P	0	0	0	0	0	0	0,3	0,3	0,2	0,1	$\pm 0,05$
CO <sub>2</sub>	0,6	0	1,0	1,2	0,2	0	0,5	0	1,0	0	$\pm 0,5$

#### ZUSAMMENFASSUNG DER MIKROSKOPISCHEN UND GEOCHEMISCHEN UNTERSUCHUNGEN

Das Kristallin der nördlichen Adula stellt zum Teil einen polymetamorphen Komplex dar.

1. Im Mineralbestand der Paragneise sind ältere, wohl voralpine Minerale erkennbar (rotbrauner Biotit, gewisse Granate, Orthite, eventuell Muskovit) neben der alpinen Paragenese mit Chlorit und Muskovit.
2. Der Mineralbestand des Phengitgneises ist alpin; Mineral- und Strukturrelikte sind fraglich: einige Kalifeldspat-Grosskristalle. Bei der

Annäherung des Phengitgneises an die Migmatitzone verliert der Phengitgneis den Kalifeldspat.

3. Der Mineralbestand der Amphibolite und Migmatite ist alpin. Relikte voralpiner Bestände sind ungewiss.

4. Die alpine Mineralgesellschaft ist polyphasisch, sie besitzt Glaukophanschiefer- und Epidot-Amphibolitfazies und liegt an der Grenze der Epi- gegen die Mesozone. Die nach T. F. W. BARTH (1956) für die Feldspatparagenese des Phengitgneises gefundene Temperatur von  $350 \pm 60^\circ$  passt gut zu den bisherigen Angaben über den wahrscheinlichen Temperaturbereich dieser Fazien. Die alpine Hauptfazies wird von einer schwach ausgebildeten Grünschieferfazies gefolgt. Die voralpine Mineralparagenese, die zum Teil in den Chlorit-Muskovitgneisen erhalten blieb, zeigt demgegenüber mesozonale Amphibolitfazies (vgl. S. 445).

5. Die alpine Hauptmineralbildung fällt zeitlich etwa während und nach die plastische Deformationsphase der Süd-Nord-Achsen und ist im Gebiet der Staumauer abgeschlossen beim Erscheinen der rigiden Deformation mit West-Ost-Achsen.

6. Am Kontakt des Phengitgneis-Hauptkörpers gehen die angrenzenden Paragneise oft allmählich in die Restgewebe der Migmatite und in die Amphibolite über (Fig. 8). Dieser Übergang der Chlorit-Muskovitgneise zu halbmassigen Muskovit-Biotit-Epidot-Amphiboliten lässt sich als Basifikation der randlichen Paragneise deuten. Rutile, einige Granate und möglicherweise die Muskovite werden dadurch zu Relikten der alten Glimmerschieferserie, den heutigen Chlorit-Muskovitgneisen.

7. Zwischen den Chlorit-Muskovitgneisen und den Metatekten der Migmatite sind Übergangsglieder vorhanden (Fig. 8). Stellenweise zeigen die Chlorit-Muskovitgneise auch Bilder von „Albitisierungserscheinungen“. Im Gefüge rundet und korrodiert der Albit den Quarz unter Auflösung des ursprünglichen Quarzgefüges der Glimmerschiefer (Fig. 9).

8. Bei der geochemischen Häufigkeitsverteilung des Natriums (Fig. 10) fällt der hohe Natriumgehalt der Phengitgneise, der Migmatite — wo er kulminiert — und der basischen Randzone erst innerhalb der Glimmerschiefer-Paragneisserie auf Werte unbeeinflusster, albitfreier Glimmerschiefer ab. Dadurch werden die heutigen Chlorit-Muskovitgneise, die noch vereinzelt als albitfreie Schiefer erhalten blieben, zu einer Glimmerschieferserie, die regional feldspatisiert wurde. Die Feldspatisierung hängt mit der Bildung der feldspatreichen Nester in den Muskovitgneisen und mit der Entstehung der Migmatite zusammen.

## H. Diskussion

### 1. Diskussion der Phengitgneis-Einlagerungen in den Paragneisen

Für die Phengitgneis-Einlagerungen in den Paragneisen wurden zwei Entstehungsmöglichkeiten erwogen: Verschuppungen von Phengitgneis und Paragneis oder vom Hauptkörper ausstrahlende und mit ihm noch primär verbundene Lagergänge.

#### Zur Charakteristik von Verschuppungen

1. Dort wo eine Phengitgneis-Schuppe mit dem Hauptkörper zusammentrifft, müssen ältere Strukturen im Phengitgneis durch den Gleithorizont diskordant abgeschnitten werden.
2. Von zwei benachbarten Punkten, die bei der Verschuppung durch die Gleitzone getrennt werden, erfährt der eine eine bedeutende Translation.

#### Zur Charakteristik von Lagergängen

1. Fliess- und laminare Gleitbilder gehen vom Hauptkörper kontinuierlich in die Fliess- und Gleitbilder des Ganges über.
2. Lagergänge durchbrechen den Rand des Hauptkörpers, so dass zwei benachbarte Punkte, die durch den Gang getrennt werden, keine bedeutende Translation in Richtung der Gangebene erfahren.

Die Phengitgneis-Einlagerungen in den Paragneisen sind der Einfachheit halber in der Karte und den Profilen (Taf. VI u. VII) numeriert.

*Einschaltung Nr. 1.* Die Bestimmung ist unsicher; sie liesse sich als Lagergang verstehen, dessen Verbindung zum Hauptkörper durch spätere Deformation abriß.

*Einschaltung Nr. 2.* Auf der Talseite von Finsterbach ist der basische Saum von der Einschaltung durchbrochen. Auf der Talseite von Frunt ist die Ansatzstelle am Hauptkörper in einer vegetationslosen Schrägwand aufgeschlossen. Die laminaren Fliess- und Gleitbilder des Phengitgneis-Hauptkörpers ziehen kontinuierlich in die Fältelungen der Einschaltung hinein. Diese plastischen Fältelungssachsen verlaufen Süd-Nord. Die Einschaltung Nr. 2 wird zu einem Lagergang.

*Einschaltung Nr. 3.* Ihr Zusammenhang mit dem Hauptkörper ist abgerissen und die Deutung unsicher.

*Einschaltungen Nr. 4 und 5.* Ihre Entstehungsart ist ungewiss. Die mit diesen Einschaltungen assoziierten Amphibolite liegen nicht nur an der Basis der Einschaltungen, sondern auch in deren Mitte oder an

deren Dach und ändern innerhalb der Einschaltung ihr „Niveau“. Wenn wir annehmen, dass, soweit die Verknüpfung von Amphiboliten und Phengitgneisen vorhanden ist, die Amphibolite einst als randliche Bildungen am Phengitgneis-Hauptkörper entstanden sind, lassen sich die Amphibolite als passiv mitgeschleppte Teile eines noch weiter südwestlich gelegenen, basischen Hofes deuten, den die abgepressten Lagergänge bruchstückweise mitschleiften.

Die Vorstellung grösserer Gänge verträgt sich gut mit den schon beschriebenen Apophysen (S. 423). Anderseits treten oberhalb eines gewissen Horizontes Phengitgneiszüge auf, die nicht mehr in ihrem primären Verband erhalten sind. Die Schuppen verändern zwar das Bild, doch wurde bis jetzt nie versucht zu ermitteln, inwieweit eine alte Ganganlage der Phengitgneiszüge auch durch die Verschuppung hindurch noch erkannt werden kann. Damit wird die scheinbar so grosse Zahl alpiner Schuppen in der nördlichen Adula wiederum verringert. Die Frage, ob diese Gänge alt oder jung sind, wird auf S. 465 diskutiert.

## 2. Zur Interpretation des Phengitgneises

Stellen wir die Beobachtungen zusammen, welche für die jeweilige Interpretation des Phengitgneises bestimmend waren; als Ganzes beschreiben sie das Erscheinungsbild des Phengitgneises gut, und sie sollen der jetzigen Diskussion zu Grunde gelegt werden.

Zu Anfang war es:

1. Die „Gleichförmigkeit“ und die ruhige Lagerung des Phengitgneises und sein häufiger Wechsel mit Paragesteinen (ALB. HEIM);  
nachher kam dazu:
  2. Die bänderige Textur gewisser Phengitgneise mit ihren aplitoiden Lagen (H. P. Roothaan),  
erweitert durch:
    3. Die Einheitlichkeit und Geschlossenheit eines grösseren Phengitgneis-Komplexes um Zervreila (J. Kopp).

Als heutigen Zuwachs dürfen wir nennen:

4. a) Die Existenz einer basischen Randzone mit Migmatiten um einen Teil des Phengitgneis-Körpers von Zervreila.  
b) Die alpine Fazies und Struktur des Phengitgneises ohne sicher erkennbare Relikte.  
c) Die hohe Plastizität des Gneises während der alpinen Orogenese.

*Zur Interpretation von Alb. Heim (1891 und 1922)*

Für A. HEIM ist die ruhige und konkordante Lagerung der Phengitgneise und der Paragneise, Glimmerschiefer und Amphibolite das Massgebende. Die durchgehend gute Bankung und die Horizontbeständigkeit der einzelnen Schichtglieder führte A. HEIM dazu, den ganzen Komplex der Phengitgneise, Glimmerschiefer und Amphibolite für eine primäre Wechsellagerung einer regionalmetamorph überprägten Sedimentserie zu halten. Die Amphibolite stellen die diesem Komplex eingeschalteten Mergel dar. Damals waren aber die Migmatite und die Apophysen noch nicht bekannt.

Auf Grund des von H. P. ROOTHAAN (1919) bestimmten engadinitischen Chemismus des Phengitgneises müsste er als metamorphe Arkose oder als toniger Sandstein gedeutet werden. Doch ist es schwer, ein Sediment dieser speziellen Zusammensetzung zu finden. Arkosen werden meist nicht in solch grosser Mächtigkeit (700 m) und sich so gleichbleibend abgelagert. Es fehlen dem Phengitgneis-Körper gerade die mit den Arkosen gerne vergesellschafteten quarzitischen, tonigen und konglomeratischen Lagen. Die Migmatite und Apophysen wären zudem schwer erklärbar. Deshalb scheinen die Phengitgneise nicht Glieder einer nur isochemisch, regionalmetamorph überprägten Sedimentserie zu sein, wenn auch die Beschreibung der geologischen Lagerung durch HEIM sehr zutreffend bleibt.

*Zur Interpretation von H. P. Roothaan (1919)*

Für die Deutung durch H. P. ROOTHAAN war die Bändrigkeit der Phengitgneise mit ihrem teilweisen Nebeneinander glimmerreicher und quarzfeldspatreicher Lagen der Ausgangspunkt. Stellenweise verdicken sich diese Lagen zu aplithähnlichen Bändern. Die regionale Injektion aplitischen Materials in einen Teil der Glimmerschieferserie wird bei ROOTHAAN zum gesteinsbildenden Vorgang bei der Phengitgneisentstehung. Die lagige Ausbildung des Phengitgneises ist das Abbild der erhalten geliebten Schiefertextur, wobei das zugeführte Material teils noch als solches zu erkennen ist, teils sich homogen mit dem Ursprungsgestein vermischt. (Bei dieser  $\text{SiO}_2$ -reichen Zufuhr nahmen die ursprünglichen Muskovite der Glimmerschiefer noch  $\text{SiO}_2$  auf und wandelten sich dadurch zu den heutigen Phengiten.) Die ruhige Lagerung und der häufige Wechsel der Phengitgneiszüge mit Glimmerschiefern und den Paragneisen erklärt sich dabei als verschieden stark fortgeschrittene Injektion.

Die heutige Kenntnis der Migmatite hätte wahrscheinlich ROOTHAAN in seiner Interpretation bestärkt.

Die Amphibolite werden als basische Intrusivkörper gedeutet, welche der aplitischen Injektion folgten, „auch wenn in den Amphiboliten keine magmatischen Reliktstrukturen sichtbar sind“.

Die Augengneise sind nach ROOTHAAN augig injizierte Glimmerschiefer. Die dunklere Matrix, wie sie besonders in den grobäugigen Gneisen beobachtet werden kann, spricht nach ROOTHAAN für eine linsige Ansammlung des zugeführten Materials bei schlechter Durchtränkung des ursprünglichen Paragesteins. Diese grobäugigen Phengitgneishorizonte sind im vom Verfasser bearbeiteten Gebiet gerne verschiefert und zeigen dabei West-Ost laufende Faltenachsen. Der Verfasser neigt deshalb dazu, die Grossaugigkeit als durch die Verschieferung verursachte Sammelkristallisation leukokrater Bestandteile in „Ablösungsräumen“ zu betrachten und führt die Entstehung der Augen und der Verschieferung auf einen einzigen Vorgang zurück. Im Sinne ROOTHAANS wird er zweigeteilt in eine Augen bildende Injektion und eine jüngere Verschieferung. Diese Frage ist insofern von Bedeutung, weil sich je nach Interpretation der Phengitgneis-Hauptkörper als geschlossener, mehr oder weniger gleichförmiger Lakkolith bezeichnen lässt, oder aber im Hauptkörper Relikte alter Glimmerschiefer-Paragneis-Horizonte zu finden sind und der Hauptkörper damit seine Einheitlichkeit verliert. In der Karte von J. KOPP (1923) ist dieser Horizont als Glimmerschieferzug dargestellt.

#### *Zur Interpretation von J. Kopp (1923)*

Die Interpretation ROOTHAAN wird zum Teil übernommen, zum andern abgeändert. Die lagigen, biotitfreien Phengitgneise, welche von aplitoiden Bändern durchzogen sind, werden als Injektionsgneise beibehalten. Dagegen wandelt sich der Phengitgneis um Zervreila zu einem herzynisch intrudierten, alpin vergneisten Granitlakkolithen, der frei von fremden Paragneis-Glimmerschiefer-Einschlüssen sei. Nach J. KOPP sprechen die Struktur, der Mineralbestand und der Chemismus für eine solche Deutung, wobei die Augen die erhalten gebliebenen Grosskristalle des alten Granites sind. Eine aplitische Injektion in die nach J. KOPP wohl karbonischen Casannaschiefer begleitete die Granitinvasion und bildete die bänderigen Phengit-Injektionsgneise und die heute als Migmatite bezeichneten Verflechtungen mit Amphiboliten, die KOPP von einzelnen Stellen kannte. Die Amphibolite werden aufgeteilt, je nach

ihrer Lagerung, ihrem Übergang zu den Nebengesteinen und den Verflechtungen mit aplitoidem Material in paläozoisch eruptive und sedimentäre und in mesozoisch eruptive, sedimentäre.

Strukturelle oder mineralogische Relikte eines einmal tatsächlich vorhanden gewesenen Granites sind keine vorhanden; aber der engadinit-granitische Chemismus des Phengitgneises kann dem eines Biotitgranites entsprochen haben. Die Trennung zwischen Phengitgneisen, entstanden aus vergneisten Graniten und primär lagigen Injektions-Phengitgneisen, wie sie J. KOPP postulierte, ist jedoch undurchführbar. Im Hauptkörper um Zervreila kommen Phengitgneise vor, wie sie den Injektionsgneisen entsprechen, anderseits sind in den Injektionsgneisen wiederum Partien, welche zum Typus Zervreila als vergneister Granit gestellt werden müssten (vgl. W. K. NABHOLZ (1948), S. 299; J. KOPP (1923), S. 100). ROOTHAAN konnte diese Zweiteilung vornehmen; für ihn waren beide Varietäten genetisch gleich entstanden: durch Granitisierung der Chlorit-Muskovitschiefer. Erst KOPP schied die Phengitgneise in zwei genetisch verschieden entstandene Gruppen, in vergneiste, intrusiv-magmatische Granite und in lagige Injektionsgneise. Die intrusiv-magmatische Deutung liess sich durch den geschlossenen Gneiskörper um Zervreila und den engadinitischen Chemismus begründen; die aplitisch-injektive Interpretation wurde ihrerseits durch das Aussehen gewisser Phengitgneise bedingt und durch das Zurücktreten der Kalifeldspäte. Für den Verfasser sind die Phengitgneise wiederum eine Einheit, welche nicht genetisch zweigeteilt werden kann in ehemals magmatisch-intrusive und sedimentär injizierte Gneise. Die Typusgesteine Vallè und Zervreila sind wie für ROOTHAAN nur zwei Erscheinungsbilder eines in sich leicht wechselnden, sich wiederholenden und allmählich vom einen ins andere übergehenden Gesteines.

Der Phengitgneis liegt mineralogisch in der Epidot-Amphibolitfazies oder an der Grenze Epi-Mesozone. Nach den Untersuchungen von E. NIGGLI ist es das Gebiet des Überganges des alpidisch grünen in den alpidisch braunen Biotit. Betrachtet man wohl herzynische Granite, welche in demselben Intensitätsbereich der alpidischen Metamorphose lagen, wie den Fibbia-Granitgneis, den Scai-Granit und den südlichen Medelser-Granit, gleichen diese Granite sich zwar untereinander, unterscheiden sich aber im Aussehen und im Mineralbestand vom Phengitgneis. Die Struktur jener Granite trägt trotz der alpinen Metamorphose noch granitischen Charakter, und der Mineralbestand führt erkennbare, voralpine, alpin rekristallisierte Mineralien. Demgegenüber hat der Phengitgneis eine ausgeprägt alpin kristalloblastische Struktur mit einem

Mineralbestand, der nur in vereinzelten Kalifeldspat-Grosskristallen fragliche Relikte zeigt.

### 3. Die Schwierigkeiten der heutigen Interpretation

Nach den heutigen Kenntnissen sind die Interpretationen in der nördlichen Adula schwieriger als die Vorhergehenden. Während noch J. KOPP (1923) das Kristallin als durch die alpine Metamorphose hindurch erkennbar gebliebenes Grundgebirge betrachten konnte, nimmt in den heutigen Interpretationen die alpine Umprägung und Verwandlung einen weit grösseren Raum ein. Die Auffassung des Verfassers sieht in der Adula schon den Übergang vom klassischen Deckengebirge des Oberbaues in den anders gearteten Unterbau. Die alpidische Metamorphose hat hier an der Grenze der Epi-Mesozone zu Erscheinungen geführt, wie sie bis jetzt nur aus tieferen Teilen der Alpen bekannt waren. Im Kristallin des Oberbaues lassen sich die Metamorphosen in mehrere, getrennt Akte gliedern. Gegen den Unterbau nimmt die alpine Umwandlung aber sehr rasch zu und verwischt die älteren Spuren. Im Phengitgneis der nördlichen Adula sind Mineral- und Strukturrelikte fraglich geworden, und die granitoide Masse hat sich lokal gegenüber ihrem Rahmen aus Paragneisen und Amphiboliten bewegt. Die alpine Prägung überwiegt so stark, dass die mehrphasige Entwicklung des alten Kristallins nur noch undeutlich erkannt werden kann. Das Kristallin wird mehr zu einem scheinbar nur im letzten Akt entstandenen Erdkrustenstück, und man verliert die Möglichkeit, sicher auseinander zu halten, was der Abschluss einer langen Entwicklungsreihe und was erst Erscheinungen der letzten Verwandlung sind. Die Mineral- und Strukturrelikte können verloren sein, die Verbandsverhältnisse lokal geändert haben, und dennoch spiegelt die grossräumige Verteilung der Gesteinsarten eine alte Anlage wieder. Diese Interpretation wird man machen, wenn man vom herrschenden geologischen Rahmen herkommend, versucht, die neuen Beobachtungen in Einklang damit zu bringen.

Aber gerade die neuen Beobachtungen verleiten zu einer in der Adula noch nie versuchten Darstellung. Wenn man in der vorhergehenden Interpretation die alpinen Umwandlungen in der nördlichen Adula schon so stark und durchgreifend annehmen muss, dass von älteren Spuren im Phengitgneis nichts oder nichts sicher Erkennbares mehr geblieben ist, könnte man die Bildung der granitoiden Gesteine überhaupt erst alpin annehmen. Diese Idee wird gefördert dadurch, dass einerseits der Phengitgneis möglicherweise aus nur alpinen Mineralien

besteht, anderseits die benachbarten Paragneise und Glimmerschiefer noch einen voralpinen Mineralbestand erkennen lassen. Die Phengitgneise würden zu alpin granitisierten Teilen der präexistierenden Glimmerschieferserie und die Amphibolite zu der damit vielleicht verbundenen basischen Front (D. L. REYNOLDS, 1946, 1947; R. PERRIN et M. ROUBAULT, 1950).

Vom herrschenden geologischen Rahmen herkommend, bevorzugt der Verfasser die alte Interpretation. Stellt er hingegen die Beobachtungen und Folgerungen im Untersuchungsgebiet an den Anfang der Überlegungen, schien dem Verfasser lange eine alpine Granitisierung der einzige mögliche Standpunkt zu sein. Dieser innere Zwiespalt bei der Interpretation wurde in der vorliegenden Arbeit nicht ganz überwunden, und die folgenden Darlegungen sollen deshalb nur als Versuch gewertet werden.

#### 4. Zum Entstehungsalter der granitoiden Gesteine

Für J. KOPP und W. K. NABHOLZ ist das Alter des granitoiden Gesteines eindeutig festgelegt; der Phengitgneis ist ein am Ende der herzynischen Faltung intrudierter, alpin vergneister Granit. Für H. P. ROOT-HAAN sind die Phengitgneise herzynisch granitisierte Teile der alten Glimmerschieferserie, und A. HEIM hielt den ganzen Komplex für regional metamorphe Sedimente. Deshalb soll nach dem Alter der heutigen Verteilung der wichtigsten Kationen gefragt werden.

Der relativ hohe Natriumgehalt bei der geochemischen Verteilung zieht grossenteils unbekümmert um die Gesteinsgrenzen durch Phengitgneise, Migmatite, Amphibolite und Paragneise hindurch und fällt erst innerhalb der Paragneis-Glimmerschieferserie ab (Fig. 10). In den Paragneisen und Glimmerschiefern sind Albitisierungserscheinungen vorhanden (Strasse Vals-Zervreila, zwischen Ampervreila- und Guraletschhorn, Kirchalphornlücke etc.). Die Albitisierungserscheinungen mit zeilenförmigen Albitschnüren und Albitnestern könnten nur Umlagerungen innerhalb des Gesteins selber sein. Im Monte-Rosa-Gebiet (P. BEARTH, 1948) und im Massiv du Grand Paradis (R. MICHEL, 1953) wird dagegen die Albitisierung als grossräumige, alpine Natriumzufuhr gedeutet.

In den feldspatreichen Glimmerschiefern, in den Paragneisen und den Migmatiten rundet und korrodiert der Albit den Quarz unter Auflösung des ursprünglichen Quarzgefüges der Glimmerschiefer (Fig. 9), während in den Phengitgneisen die Quarze nie durch Albite aufgelöst werden. Deshalb scheint der Albit in den feldspatreichen Glimmerschiefern und

in den Paragneisen kein ursprünglicher Assoziationsteilnehmer zu sein, sondern entstand alpin durch Albitzufuhr, was durch die geochemische Verteilung des Natriums bestärkt wird. Die heutigen Chlorit-Muskovitgneise werden zu einer Glimmerschieferserie, welche alpin albitisiert wurde; die „Front“ liegt innerhalb dieser Serie, dort wo die Paragneise allmählich in Glimmerschiefer überleiten.

Die Weiterentwicklung der Idee alpin hochgestiegener „Fronten“ führt zur Frage, ob der Phengitgneis nicht überhaupt erst alpin entstanden sein könnte (R. PERRIN, M. ROUBAULT, 1950). Die alpine Struktur und der alpine Mineralbestand des Phengitgneises ohne sichere Relikte eines präexistierenden Granites ermöglichen in diesen Gneisen alpin granitierte Teile der alten Glimmerschiefer-Serie zu sehen. Der Übergang der Chlorit-Muskovitgneise zu den Restgeweben und den Amphiboliten (S. 439) am Kontakt des Phengitgneis-Hauptkörpers und die in den Figuren 6, 7 und 10 dargestellten Verhältnisse könnten als randliche Basifizierung einer mit der Granitisierung verbundenen „basischen Front“ gedeutet werden (D. L. REYNOLDS, 1946, 1947). Der alpine Mineralbestand der Phengitgneise, der Migmatite und der Amphibolite mit Muskovitüberresten präexistierender Glimmerschiefer erlaubte diese Interpretation, umso mehr, als anderseits die Paragneise und die Glimmerschiefer noch voralpidische Mineralrelikte besitzen.

Die Eigenart der Granitisationstheorien ist ihre Anpassungsfähigkeit an die jeweiligen Verhältnisse. Deshalb ist es auch schwieriger, ihre Anwendung in einem bestimmten Gebiet kritisch zu besprechen.

Schichtungen und Strukturen der Nebengesteine ziehen nirgends als schattenhafte Zeichnungen in den Phengitgneiskörper hinein. Der grossäugige, verschieferte Phengitgneishorizont (Taf. VI, VII), der innerhalb des Phengitgneis-Hauptkörpers auf weite Strecken verfolgt werden kann, lässt sich allerdings als halb umgewandelter, alter Glimmerschieferhorizont deuten; H. P. ROOTHAAN (1919) hätte ihm wahrscheinlich diese Deutung gegeben, und J. KOPP (1923) ordnete ihn auf seiner Karte den Glimmerschiefern bei. Jener Horizont lässt sich aber auch anders erklären (S. 438). Die Kalifeldspat-Grosskristalle der Phengitgneise könnten zum Teil auch als Relikte voralpiner Einsprenglinge aufgefasst werden.

In geologisch ähnlichen Gebieten, wie zum Beispiel im Massiv du Grand Paradis, werden die granitoiden Gesteine von R. Michel (1953) als alte Embrechite gedeutet, die zur Randpartie der herzynischen Granitisierung gehören und alpin unter Mitwirkung der regionalen Natriumzufuhr umkristallisierten. Im Monte Rosa stellt P. BEARTH

(1952) die Bildung der Granite in den herzynischen Zyklus und nimmt während der alpinen Metamorphose nur eine grossräumige Albitisierung an. Im Tessin gelten die granitoiden Gesteine für die Basler Schule als zum Teil durch eine alpine Alkalimetasomatose remobilisierte und granitierte Teile des präpermischen Kristallinsockels. In den Hohen Tauern wird von Ch. EXNER (1952) eine alpidische Rejuvenation und Alkalimetasomatose vertreten. Im Tessin und den Hohen Tauern liegen aber alte und neue Auffassung noch im Streit.

Regional gesehen würde eine alpine Granitisierung in der nördlichen Adula ein bis heute nicht bekanntes Hinaufreichen der alpinen Granitisierungszone darstellen. Das überlagernde Mesozoikum wird aber nirgends von einer solchen Granitisierung ergriffen. Wenn man dessen ungeachtet an alpiner Granitisierung festhält und die „Front“ unterhalb des Mesozoikums im Kristallin fixiert, ergibt eine mögliche alpine Granitisierung mit basischer Front kein vermehrtes Verständnis für weitere Zusammenhänge. Die Annahme eines während der alpinen Orogenese sich abspielenden, petrogenetischen „Universalprozesses“ würde zwar die Wirrnis sich scheinbar widersprechender Beobachtungen und Folgerungen lösen, indem sie sich den Gegebenheiten anpasste und diese in die „Universaltheorie“ einbaute. Damit würde man aber gezwungen, gerade in der Universaltheorie selber an das Ungewohnte und Fragwürdige zu glauben.

##### 5. Zur Frage alpiner Massenverschiebungen innerhalb des Kristallins

Im Gebiet der Staumauer schob sich die granitoide Masse während der alpinen Orogenese unter ihren Rahmen aus Paragneisen und Amphiboliten. Es stellt sich die entscheidende Frage: Haben alpin diese Massenverschiebungen grösseres Ausmass angenommen? Für die Entstehung der Einfaltung des Paragneis-Migmatit-Komplexes (Taf. V) können zwei Modelle erwogen werden:

Modell I. Der heute eingefaltete und beidseitig von Phengitgneis umgebene Paragneis-Migmatit-Komplex stellt einen Teil der basischen Randzone dar. Diese Randzone wurde erst alpin von den anliegenden Paragneisen losgetrennt und durch granitoide Massen umflossen, verfaltet und randlich kontaminiert. Diese Vorstellung fordert freie, selbständige Bewegungen der granitoiden Masse.

Modell II. Der eingefaltete Komplex war schon voralpin beidseitig von granitoidem Gneis umgeben und wurde alpin nur an seinem

freien Ende mit dem Phengitgneis verfaltet. Der obere Migmatitkontakt ist alt, und die Beweglichkeit des Phengitgneises kann weit geringer gewesen sein.

Im Modell I sind die Migmatite des oberen Migmatitkontaktes alpin entstanden, als sich die granitoide Masse eine neue Grenzfläche gegen die Paragneise schuf. Die randliche Basifizierung und die Migmatitbildung werden damit aber zu alpinen Erscheinungen, und die alpinen Verwandlungen nähmen in der nördlichen Adula einen unerwartet grossen Raum ein. Da diese Basifikation zur Zeit der Süd-Nord-Achsen-Deformation vor sich gegangen wäre, widerlegten die nachträglichen rigiden Deformationen diese Hypothese nicht.

Über die Mobilitätseigenschaften granitoider Gesteine an der Grenze der Epi-Mesozone sind wir noch schlecht orientiert. Üblicherweise werden die P-T-Bedingungen als zu gering erachtet, um zu selbständigen Bewegungen Anlasse geben zu können. Im Einklang mit dieser Vorstellung steht das Fehlen von granitoiden Gängen, welche das Mesozoikum durchschlagen. Die kontaktliche Wechselwirkung zwischen Phengitgneislamellen und Triasmarmoren bleibt im Rahmen randlicher Austauschvorgänge mit Bildung von Glimmer, Zoisit, Hämatit, Quarz, Feldspat. (Von W. FREUDENBERG, 1913, hingegen als Eruptivkontakt gedeutet.) Aus der Beziehung der beobachteten Apophysen (S. 423) muss zudem geschlossen werden, dass alpin die Mobilität der granitoiden Gesteine nicht ausreichte, um zu grossen Apophysenausbrüchen Anlass gegeben zu haben. Deshalb ist das Modell II das Wahrscheinlichere: eine grössere, selbständige Massenverschiebung der granitoiden Gesteine scheint alpin innerhalb des Kristallins nicht stattgefunden zu haben.

#### SCHLUSSZUSAMMENFASSUNG UND FOLGERUNGEN

(Siehe auch Zusammenfassungen S. 424 und 455)

Die nördliche Adula liegt am Rande der lepontinischen Gneisregion, dem Unterbau des alpinen Orogen. Das Gebiet wurde untersucht, um abzuklären, inwieweit in den granitoiden Phengitgneisen noch ältere, granitoide Gesteine erkannt werden können, welche durch die alpine Metamorphose umgeformt wurden. Im Laufe dieser Untersuchungen stellte sich aber auch die Frage, ob die heutigen Phengitgneise nicht erst alpin entstandene granitoide Gesteine sein könnten.

Die wesentlichsten Untersuchungsergebnisse sind:

1. Eine basische Randzone von Amphiboliten und Migmatiten umsäumt den Phengitgneis-Hauptkörper von Zervreila auf vier Kilometer

Länge (Fig. 2 und Taf. V, VI u. VII). Die Verknüpfung von basischen Gesteinen und Migmatiten mit den Phengitgneisen ist auch bei den lagergangartigen Phengitgneis-Einlagerungen innerhalb der Glimmerschiefer-Paragneisserie vorhanden (Taf. VI, VII).

2. Das Kristallin der nördlichen Adula ist zum Teil polymetamorph. In der Glimmerschiefer-Paragneisserie sind Relikte einer wohl herzynischen, mesozonalen Amphibolitfazies erhalten geblieben. Der Mineralbestand der Phengitgneise, Amphibolite und Migmatite ist grossenteils alpin und entspricht der epi- bis mesozonalen Epidot-Amphibolitfazies. Einige Kalifeldspat-Grosskristalle könnten als Relikte älterer Einsprenglinge aufgefasst werden. Die alpine Metamorphose ist mehrphasig, eine schwach ausgebildete, epizonale Grünschieferfazies folgt der alpinen Hauptmetamorphose.

3. Im Phengitgneis-Hauptkörper um Zervreila sind zwei alpine Deformationsphasen erkennbar: eine hochplastische Deformation mit Süd-Nord ziehenden Faltenachsen und eine jüngere, verschiefernd wirkende Deformation mit West-Ost-Achsen.

4. Aus der Beobachtung, dass in den Glimmerschiefern und Paragneisen der Albit den Quarz unter Auflösung des glimmerschiefrigen, verzahnten Quarzgefüges rundet und korrodiert (Fig. 9) und aus der geochemischen Häufigkeitsverteilung des Natriums (Fig. 10) schliesst der Verfasser auf eine partielle, alpine Albitisierung der Glimmerschiefer-Paragneisserie.

In den Phengitgneisen der nördlichen Adula scheinen granitoide Gesteine vorzuliegen, die schon voralpin vorhanden waren und welche durch die alpine Metamorphose vollständig umgeprägt wurden, so stark, dass es während der alpinen Orogenese lokal schon zu selbständigen Bewegungen der granitoiden Massen gegenüber ihrem starreren Rahmen aus Paragneisen kam. Eine alpine Albitisierung der Glimmerschieferserie begleitete diese Umwandlung. Die Entstehung der basischen Randzone hängt mit der Entstehung der granitoiden Gesteine zusammen, wobei es scheint, dass die Amphibolite randlich umgewandelten und veränderten Glimmerschiefern entsprechen. Der Versuch, das Alter der Migmatite zu bestimmen, führt zu sich widersprechenden Aussagen.

#### RÉSUMÉ FRANÇAIS

La région de l'Adula septentrionale est située au bord de la région gneissique „lépontienne“ qui représente l'infrastructure de l'orogénèse alpine. L'Adula septentrionale fut étudiée pour examiner si l'on peut

reconnaître dans les gneiss à phengite des roches granitiques plus anciennes qui ont été transformées par la métamorphose alpine. Au cours de ces recherches on y discutait aussi la possibilité si les gneiss à phengite n'étaient pas des micaschistes préexistants qui ont fait parties de l'ancienne série cristallophyllienne et qui ont été granitisés et gneissifiés au cours de l'orogénèse alpine.

*Les observations sur le terrain*

La série cristallophyllienne se constitue par trois types de roches :

- 1° les gneiss à phengite d'un chimisme granitique,
- 2° les paragneiss à chlorite et muskovite,
- 3° les amphibolites, quelque part migmatiques.

Le secteur sudouest de la région étudiée est couverte d'une masse uniforme de gneiss à phengite. L'épaisseur est de l'ordre de 700 mètres. Cette masse est entourée d'amphibolites et de migmatites sur une distance de plus de quatre kilomètres. Le secteur nordest de la région étudiée est constitué par des paragneiss, interstratifiés par des gneiss à phengite. Quelques-unes de ces intercalations de gneiss à phengite se joignent à la masse principale autour de Zervreila. Parfois, ces intercalations sont accompagnées d'amphibolites et de migmatites. Voir carte et profiles, tableaux V, VI, VII.

Les amphibolites migmatiques de la zone basique marginale se concentrent sur le côté des gneiss à phengite (fig. 2, photo 3).

Des filons granitiques ont fait „intrusion“ dans la partie marginale des paragneiss et des amphibolites, et parfois la partie marginale des paragneiss est rubannée par des bancs de gneiss à phengite (photo 7).

Des filons aplitiques, pegmatiques ou des lamprophyres manquent, ainsi que leurs équivalents métamorphiques.

Souvent, les gneiss à phengite ont été fort plissés dans l'état mobile, de sorte que des parties quartzo-feldspatiques, plus mobiles, aient été séparées d'une partie mélancrate.

La zone marginale basique des amphibolites et des migmatites est discordante à la schistosité des paragneiss ; mais la schistosité ne dépasse ni les amphibolites ni les migmatites, qui ont une texture peu schisteuse. Par contre, les filons de gneiss à phengite sont concordants à la schistosité, ainsi que les bancs de gneiss à phengite aux contacts rubannés (fig. 5, photos 7 et 8).

Les gneiss à phengite ont subi deux déformations mécaniques ; celle plus vieille a atteint les gneiss à un état mobile et a été fixée par des

axes de plissement de sud à nord; elle fut suivie d'une déformation plus rigide, indiquée par des axes en direction d'ouest à est (fig. 4).

Les gneiss à phengite autour du barrage de Zervreila sont coulés pendant l'orogénèse alpine sous les paragneiss et les amphibolites, qui les surmontent vers nordest (tableau V).

Une structure ancienne de la série des paragneiss et micaschistes n'est plus évidente. La série était très monotone.

#### *Les études microscopiques et géochimiques*

La série cristallophyllienne de la région étudiée est en grandes parties polymétamorphique.

Les paragneiss sont polymétamorphiques. Les biotites brunes rougeâtres, ainsi que quelques grenats, les orthites et une partie des muscovites sont des minéraux antéalpins; cependant les chlorites et les muscovites récristallisées représentent l'association alpine.

La paragénèse des gneiss à phengite est alpine; des minéraux résiduels n'y sont pas à préciser; seulement la forme de quelques microclines porphyroblastiques est probablement antéalpine. Les gneiss à phengite qui sont proche à la zone migmatitique marginale n'ont plus de feldspaths potassiques.

La paragénèse des amphibolites et des migmatites est alpine. Des minéraux résiduels n'y sont pas à préciser.

L'association de minéraux alpine est équivalente au faciès Saussurite et Glaukophanite et à la zone des Micaschistes inférieurs. La température de l'association feldspathique des gneiss à phengite a été estimée de l'ordre de  $350 \pm 60^\circ$  selon T. BARTH (1956), ce qui correspond avec les dates connues pour de tels faciès. Le faciès principal alpin est suivi d'une rétromorphose moins „profonde“, correspondant au faciès des Schistes verts et à la zone des Micaschistes supérieurs. Cependant, l'association antéalpine comporte des minéraux du faciès Amphibolite et de la zone des Micaschistes inférieurs. La constitution zonéographique de la série cristallophyllienne de l'Adula septentrionale est caractérisée au tableau p. 449.

La formation dominante des minéraux alpins est environ du même âge que la déformation mobile, provoquant les axes de sud à nord.

Les strates des paragneiss à chlorite et muscovite qui sont près du contact principal ont été transformées progressivement en roches basiques (fig. 8). Cette transformation progressive forme des roches moins schisteuses, constituées par des muscovites, des biotites, des epidotes

et des amphiboles. L'auteur est conduit à admettre que ces roches basiques de la zone marginale soient dues à une basification des paragneiss adjacents. Ainsi, les rutiles, quelques grenats et les muscovites des amphibolites néoformés sont interprétés pour des minéraux résiduels des micaschistes préexistants.

Les strates des paragneiss qui sont proches du contact principal, ont été partiellement feldspathisées. Les albites ovoïdes de la néoformation écartent la trame quartzophylliteuse des micaschistes préexistants; les albites arrondissent et diminuent les formes anguleuses du quartz en ne laissant au stade plus poussé que des quartzs corrodés résistants dans les albites globuleux (fig. 9).

La fréquence géochimique régionale en soude est la suivante: Une fréquence grande couvre le secteur des gneiss à phengite et des migmatites adjacents où elle culmine, dépasse sans diminution importante la zone marginale amphibolitique et garde aussi les mêmes grands teneurs au secteur des paragneiss. Enfin, la fréquence en soude diminue dans la série des paragneiss et micaschistes où les gneiss se transforment peu à peu en schistes (fig. 10). Ainsi les paragneiss sont des micaschistes à deux mica anciens, gneissifiés par une métasomatose en soude. La métasomatose sodique est en correspondance avec la formation des parties très albitiques dans les paragneiss et avec l'origine des migmatites.

### *La discussion*

Les aspects typiques du gneiss à phengite sont les suivants: En premier lieu, les nombreuses interstratifications des gneiss à phengite donnent l'impression de strates sédimentaires. En effet, A. HEIM (1891, 1921) insista à une telle interprétation. En second lieu, les gneiss sont souvent rubannés, et quelques lits aplitoides y semblent être injectés ou infiltrés. Pour cette raison, H. P. ROOTHAAN (1919) interprétta les gneiss à phengite pour des micaschistes anciens, gneissifiés lits-par-lits par une injection aplitique. En troisième lieu, la région autour de Zervreila est couverte d'une masse plus ou moins uniforme de gneiss à phengite. La composition chimique du gneiss correspond avec celle d'un granite; c'est pourquoi J. KOPP (1923) expliqua que cette masse n'était qu'un granite hercynien, gneissifié par l'orogénèse alpine. Pour l'auteur, les gneiss à phengite représentent des roches granitiques antéalpines, récristallisées presque totalement au cours de la métamorphose alpine.

En ce qui concerne les paragneiss, ils sont des micaschistes à deux micas anciens, albitisés par un apport de soude d'âge alpin. Le front

de cette métasomatose sodique est fixé dans la série des gneiss et schistes à chlorite et muscovite, où les schistes se transforment peu à peu en gneiss. Pour l'auteur, la zone marginale basique est en relation avec la formation des roches granitiques. Il semble que les amphibolites soient des micaschistes transformés. L'auteur n'a pas réussi à déterminer l'âge des migmatites.

## I. Verzeichnis der erwähnten Literatur

- S. M. P. M. = Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen.
- BACKLUND, H. G. (1936): Der Magmenaufstieg in Faltengebirgen. Bull. Comm. geol. Finlande Nr. 115, S. 293.
- BARTH, T. F. W. (1956): Studies in gneiss and granite. Skr. Norske Vid. Akad. Oslo, math. nat. Kl. Nr. 1.
- BEARTH, P. (1948): Über Albitisierungerscheinungen im Altkristallin des Monte Rosa. S. M. P. M., 28, S. 140.
- (1952): Geologie und Petrographie des Monte Rosa. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F., 96.
- EXNER, CH. (1952): Geologische Probleme der Hohen Tauern. Verh. geol. Bundesanst. Wien. Sonderh. C.
- FREUDENBERG, W. (1908): Das mesozoische Alter des Adulagneises. Ber. Vers. Oberrheinischen geol. Ver. 1908, S. 61.
- (1913): Der Trias-Gneis-Kontakt am Ostrand des Adulamassives. N. Jb. Min. Geol. usw. B. B. 36, S. 282.
- FRISCHKNECHT, G. (1923): Geologie der östlichen Adula. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. 51.
- GRUBENMANN, U. (1910): Über einige tiefe Gneise aus den Schweizer Alpen. C. R. XI Congr. Geol. Intern. Stockholm, 1910, S. 625.
- GRUBENMANN, U. und NIGGLI, P. (1924): Die Gesteinsmetamorphose. Berlin.
- GÜNTHERT, A. (1956): Über das alpine Alter der penninischen Deckengesteine des W-Tessins und der angrenzenden Simplon-Region. Geol. Rdsch. 45, S. 194.
- HEIM, A. und SCHMIDT, C. (1891): Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Beitr. geol. Karte Schweiz, 25.
- HEIM, ALB. (1922): Geologie der Schweiz. Leipzig 1922.
- JENNY, H. (1923): Geologie der westlichen Adula. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F., 51.
- KOPP, J. (1923): Geologie der nördlichen Adula. Beitr. geol. Karte Schweiz., N. F., 51.
- KÜNDIG, E. (1934): Neue Gesichtspunkte in den Problemen der Tessiner-Tektonik. Eclogae geol. Helv. 27, S. 333.
- (1936): Tektonischer Überblick über die gesamten Tessiner Alpen. In: Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F., 71, S. 101.
- MEHNERT, K. R. (1949): Führer zu Petrographisch-Geologischen Exkursionen im Schwarzwald und Kaiserstuhl. Stuttgart 1949.

- MICHEL, R. (1953): Les schistes cristallins des Massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo. *Sciences de la Terre*, t. 1.
- NABHOLZ, W. K. (1945): Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental. *Eclogae geol. Helv.* 38, S. 1.
- (1948): Bericht über die Exkursion ins Kristallin der Adula-Decke und in die Bündnerschiefer-Region des Valsertals und des Lugnez. *Eclogae geol. Helv.* 41, S. 297.
- (1954): Gesteinsmaterial und Gebirgsbildung im Alpenabschnitt Aar-Massiv-Seengebirge. *Geol. Rdsch.* 42, S. 155.
- (1956): Bemerkungen zur Arbeit A. Günthert: Über das alpine Alter der penninischen Deckengesteine des W-Tessins und der angrenzenden Simplon-Region. *Geol. Rdsch.* 45, S. 202.
- L. v. d. PLAS (1959): Dissertation, Leiden. (In Arbeit.)
- L. v. d. PLAS u. a. (1958): Chloritoid vom Hennensädel südlich Vals. *S. M. P. M.* 38, S. 237.
- NIGGLI, P. (1923): Gesteins- und Mineralprovinzen. Berlin.
- (1936): Die Magmentypen. *S. M. P. M.* 16, S. 335.
- (1950): Probleme der alpinen Gesteinsmetamorphose. *S. M. P. M.* 30, S. 500.
- (1951): Bemerkung zur Arbeit von R. Perrin und M. Roubault: Les idées nouvelles en pétrographie et l'étude du métamorphisme alpin. *S. M. P. M.* 31, S. 578.
- NIGGLI, P., PREISWERK, H., GRÜTTER, O., BOSSARD, L. und KÜNDIG, E. (1936): Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N. F., 71.
- PERRIN, R. et ROUBAULT, M. (1950): A propos des Alpes. *C. R. Soc. Géol. France*, p. 156.
- (1951): Les idées nouvelles en pétrographie et l'étude du métamorphisme alpin. *S. M. P. M.* 31, p. 553.
- REINHARD M. (1935): Über Gesteinsmetamorphose in den Alpen. *Jb. Mijnbouw. Ver. Delft*.
- REYNOLDS, D. L. (1946): The sequence of geochemical changes leading to granitisation. *Quart. J. Geol. Soc.* No. 407, p. 389.
- (1947): The association of basic fronts with granitisation. *Science Progress* 35/138.
- ROOTHAAN, H. P. (1919): Petrographische Untersuchungen in den Bergen der Umgebung von Vals. *Jber. natf. Ges. Graubünden* 59, S. 1.
- SCHMIDT, C. (1891): Beiträge zur Kenntnis der im Gebiet von Blatt XIV der geol. Karte 1:100 000 auftretenden Gesteine. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, 25, Anhang.
- SPENCER, E. (1937): The potash-soda-feldspars. Thermal stability. *Min. Mag.* 24, p. 453.
- STAUB, R. (1920): Über Wesen, Alter und Ursachen der Gesteinsmetamorphose in Graubünden. *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 65, S. 323.
- TRÖGER, W. E. (1956): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Mineralien. Teil I. Stuttgart.
- WEGMANN, C. E. (1935): Zur Deutung der Migmatite. *Geol. Rdsch.* 26, S. 305.
- (1936): Zum geologischen Merkmal der Unterkruste. *Geol. Rdsch.* 27, S. 43.
- (1956): Stockwerke tektonik und Modelle von Gesteinsdifferentiation. *Geotekt. Symp. H. STILLE*, S. 3.

- WENK, E. (1948): Ostalpines und penninisches Kristallin. S. M. P. M. 28, S. 761.  
— (1955): Eine Strukturkarte der Tessineralpen. S. M. P. M. 35, S. 311.  
— (1956a): Alpines und ostgrönlandisch-kaledonisches Kristallin, ein tektonisch-petrogenetischer Vergleich. Verh. natf. Ges. Basel 67, S. 75.  
— (1956b): Die lepontinische Gneisregion und die jungen Granite der Valle della Mera. Eclogae geol. Helv. 49, S. 251.  
WILCKENS, O. (1907): Über den Bau des nordöstlichen Adulagebirges. Centralbl. Min. ect. 11, S. 341.  
— (1910): Über Faltungen im Adulagebirge. N. Jb. Min. Geol. etc.  
— (1920): Beiträge zur Geologie des Rheinwalds und von Vals. Geol. Rdsch. 11.  
WINCHELL, A. N. (1951): Elements of optical mineralogy. Part II. New York.

### Erläuterungen zu den Phototafeln

#### TAFEL I

*Photo 1.* Phengitgneis. Wechsel zwischen augigen und normalkörnigen Lagen. Die Augen bestehen aus Mikroklin (Karlsbaderzwillinge), der hie und da von feinkörnigen Quarz-Feldspatgemischen umrandet ist, oder bei dem sich in den „Druckschatten“ Quarz-Feldspatgemische angesammelt haben. Die länglichen Spindeln sind Quarz-Feldspatgemische. Staumauer-Verankerung. Verkleinerung 1:6.

*Photo 2a.* Phengitgneis. Gefältelte, leukokratische Bänder und mafitreiche Lagen. Die randlich angereicherten Phengitkornzeilen schmiegen sich dem Faltenverlauf an, verlaufen aber an den Faltenumbiegungen  $\pm$  parallel der allgemeinen Schieferung. Plastische Faltenachsen der Süd-Nord-Deformation. Staumauer-Verankerung. Verkleinerung 1:2.

*Photo 2b.* Phengitgneis. Differenzierung mit aplitoiden Bändern. Süd-Nord-Faltenachsenverlauf. Staumauer-Verankerung. Verkleinerung 1:2.

#### TAFEL II

*Photo 3.* Amphibolit mit Migmatiten. Verflechten der Amphibolite mit Metatektonen und Auflösen zu Migmatiten. Mit zunehmender Entfernung vom Phengitgneis (Vordergrund, unsichtbar) nehmen die Migmatite ab. Rheinbett, Grundablass-Mündung. Verkleinerung 1:13.

*Photo 4.* Migmatite. In den Metatekten sprossen grössere Hornblenden. Rheinbett, Grundablass-Mündung. Verkleinerung 1:13.

#### TAFEL III

*Photo 5.* Paragneis oder stark gefeldspateter Glimmerschiefer mit albitreichen Bändern. Nahe dem Kontakt zum Phengitgneis-Hauptkörper. Der Albitreichtum wird durch Natriumzufuhr gedeutet. Weiter vom Kontakt entfernt fehlt der Albit und es bleibt ein Chlorit-Muskovitschiefer. Staumauer-Verankerung. Verkleinerung 1:10.

*Photo 6.* Eingeschlossene Paragneislamelle im Phengitgneis mit Mischzone. (Bleistift liegt  $\pm$  auf der untern Mischgesteinsgrenze.) Relatives Unterfließen des Phengitgneises bei links-rechts Bewegungsrichtung. Plastische Süd-Nord-Faltenachsen. Staumauer-Verankerung. Verkleinerung 1:20

#### TAFEL IV

*Photo 7.* Grobbänderung Phengitgneis-Paragneis am Kontakt. Am untern Bildrand Süd-Nord-Faltenachsen. Hochwasser-Überlauf.

*Photo 8.* Phengitgneise als Apophysen in Paragneisen. Die begleitenden Augen und Knollen sind ebenfalls Phengitgneise.  $\frac{1}{3}$  Hammerlänge oberhalb der oberen Apophyse schlecht entwickelte leukokratische Metatekte. Rheinbett bei der Mündung des Guraletschbaches.

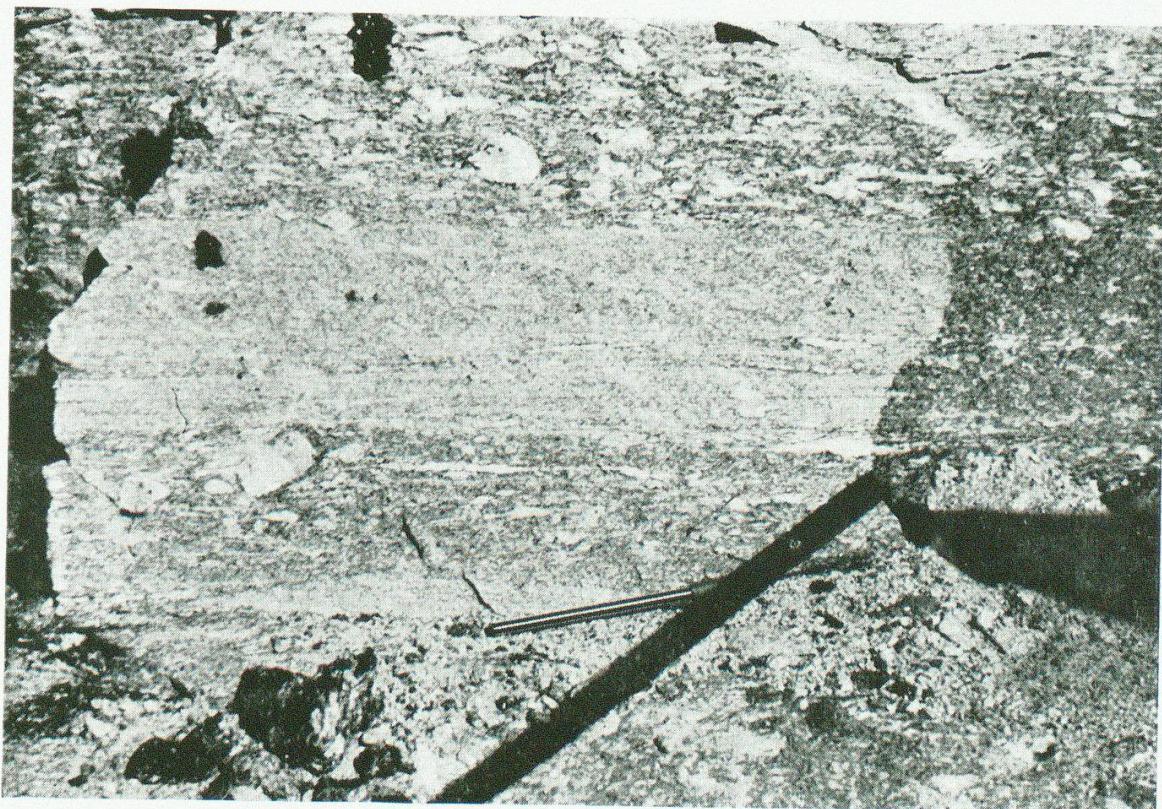


Photo 1

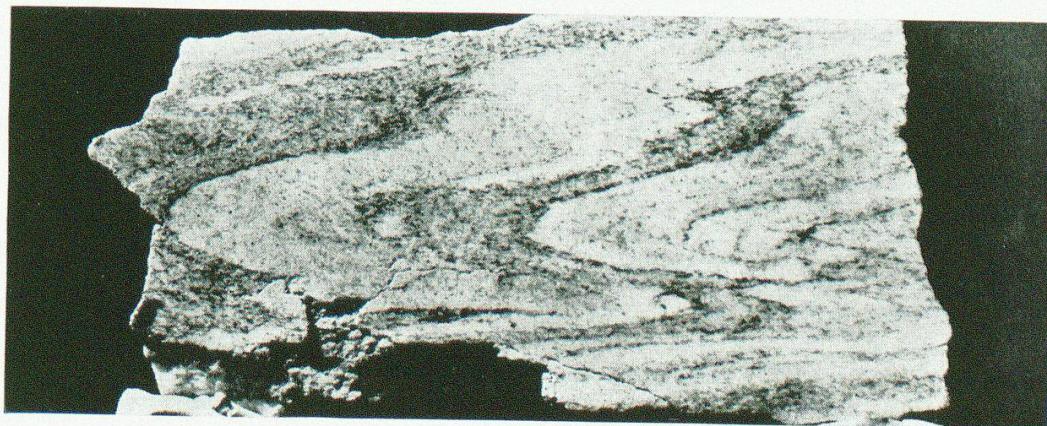


Photo 2a



Photo 2b

## TAFEL II



Photo 3



Photo 4



Photo 5



Photo 6

## TAFEL IV

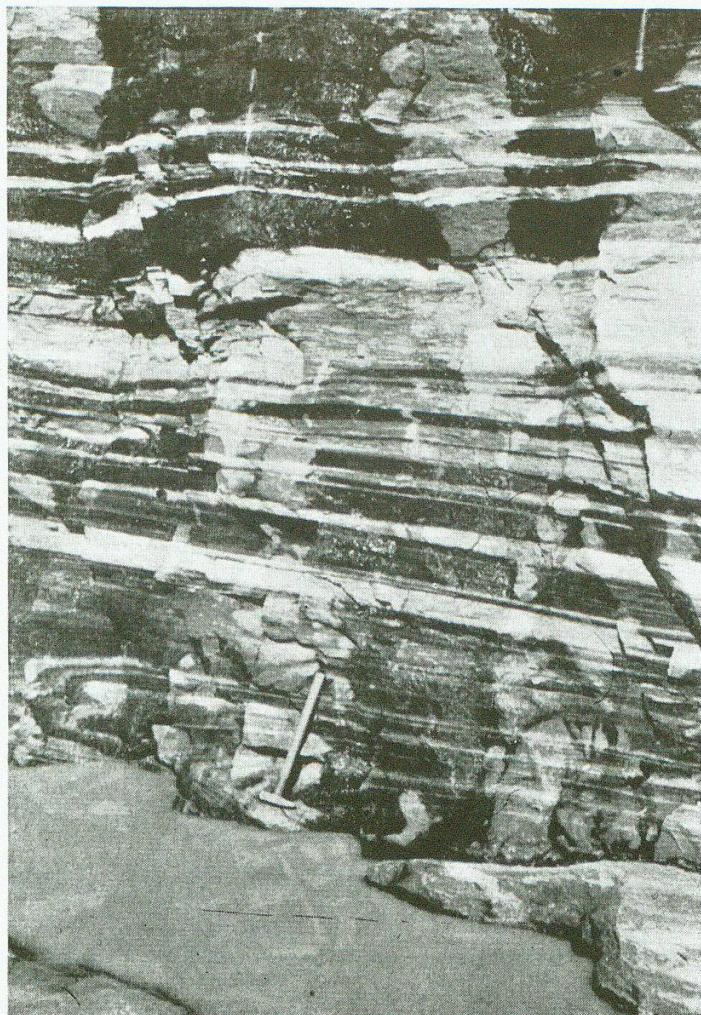


Photo 7

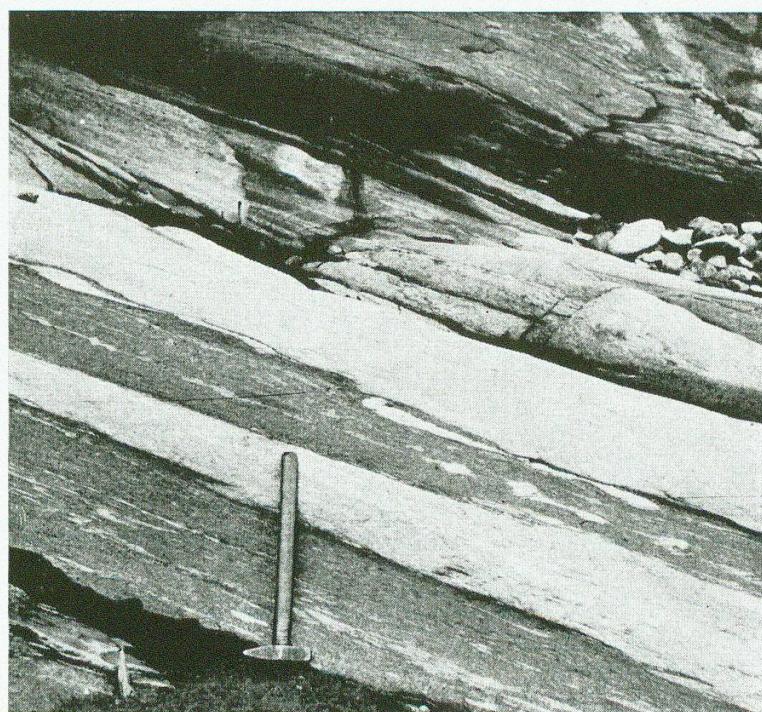
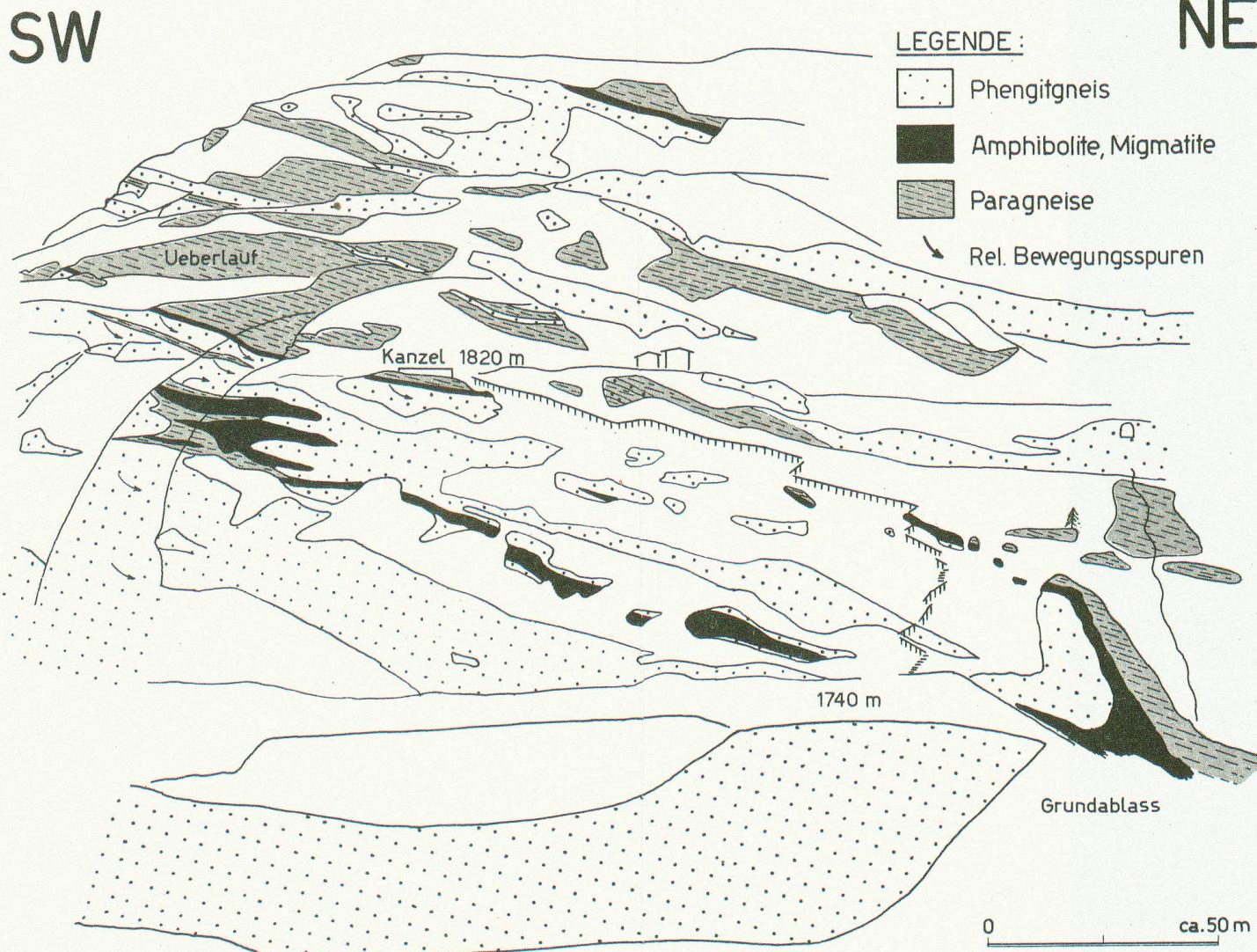


Photo 8

### Ansichtsskizze der Umgebung der Staumauer. Nördliche Flügelverankerung

(Nach der Natur gezeichnet vom Gegenhang, Sommer 1955)



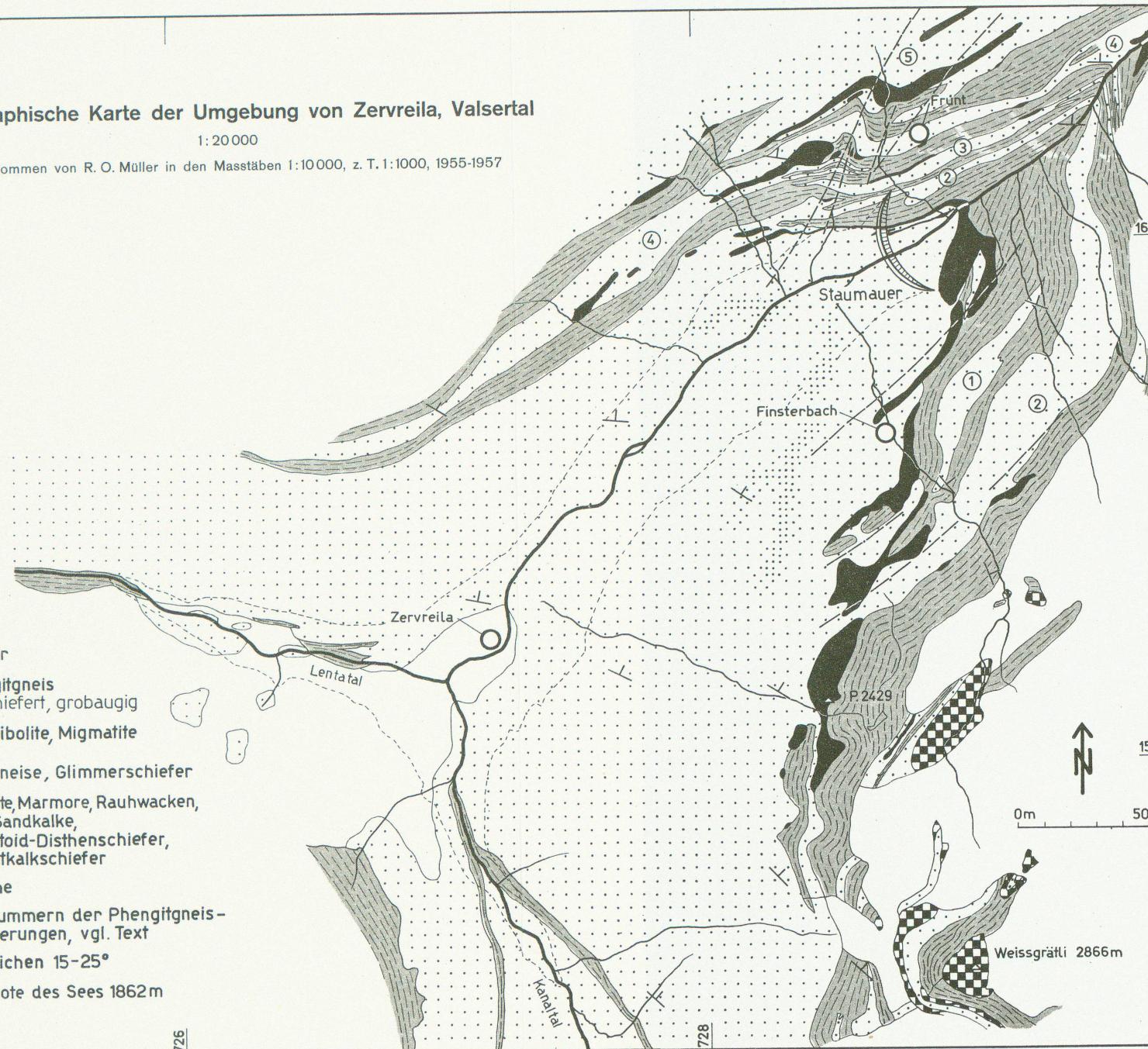
Leere Seite  
Blank page  
Page vide

Petrographische Karte der Umgebung von Zervreila, Valsertal

1:20000

Aufgenommen von R. O. Müller in den Maßstäben 1:10000, z. T. 1:1000, 1955-1957

- LEGENDE:
- Quartär
  - Phengitgneis  
verschiefert, grobaugig
  - Amphibolite, Migmatite
  - Paragneise, Glimmerschiefer
  - Dolomite, Marmore, Rauhwacken,  
Gips, Sandkalke,  
Chloritoid-Disthenschiefer,  
Granatkalkschiefer
  - Brüche
  - etc. Nummern der Phengitgneis-  
einlagerungen, vgl. Text
  - Fallzeichen 15-25°
  - Staukote des Sees 1862m



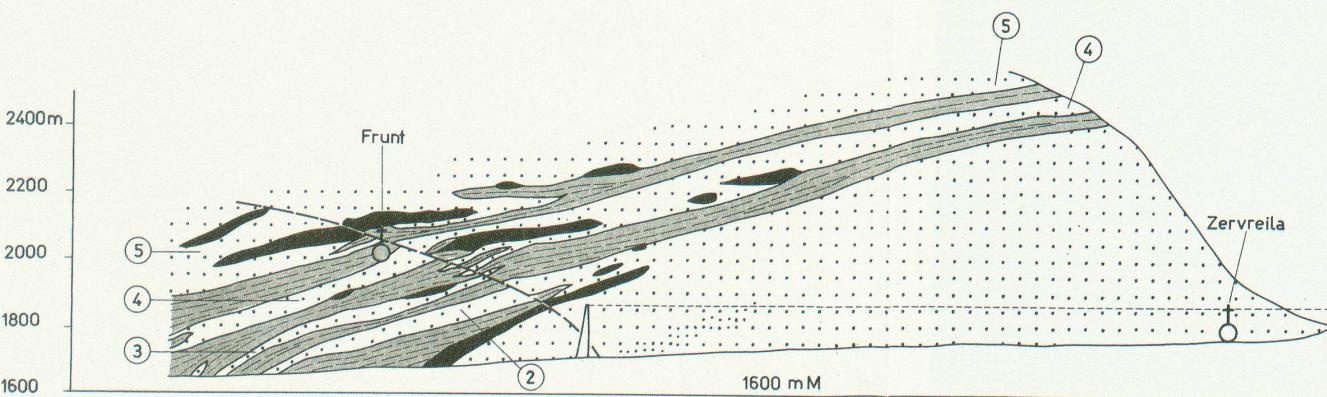
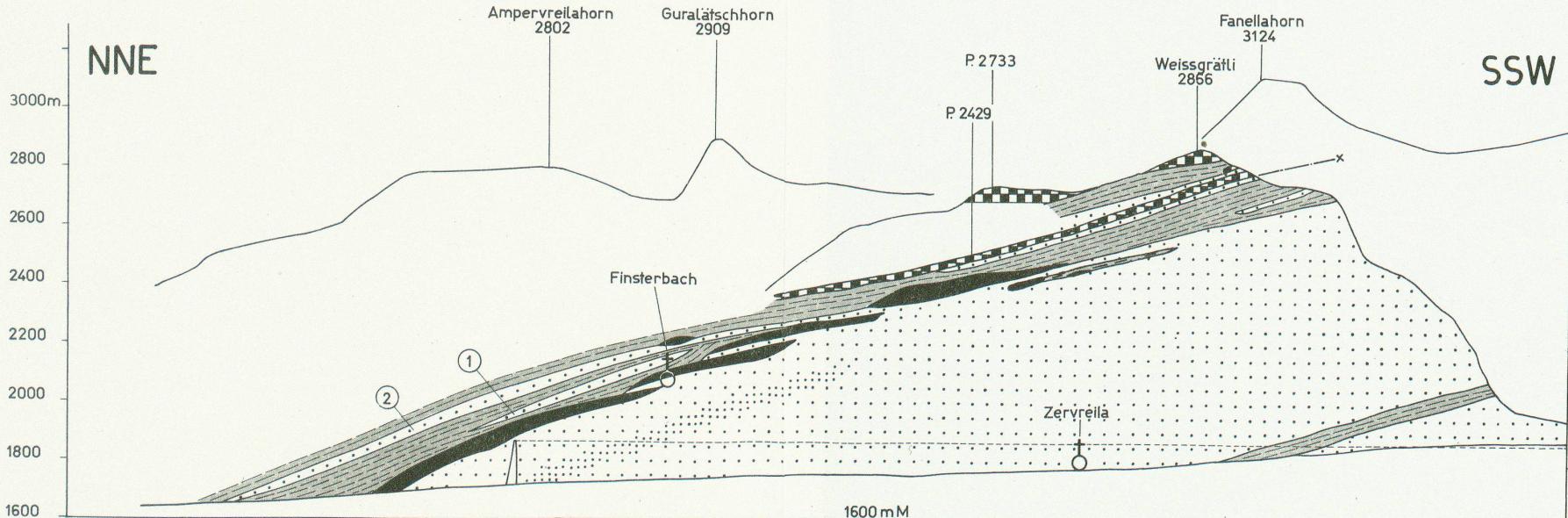
Leere Seite  
Blank page  
Page vide

Profile der linken und rechten Talseite von Zervreila

1:20000

Konstruiert im Schichtfallen N 23° E

Die Kulissen wurden normal zu den Profilebenen hinein projiziert



LEGENDE:

- [Dotted pattern] Phengitgneis  
verschierert, grobaugig
- [Dark gray] Amphibolite, Migmatite
- [Horizontal lines] Paragneise, Glimmerschiefer
- [Checkered pattern] Trias, Bündnerschiefer
- [Dashed line] Bruch von Frunt
- [Circle with number] etc. Nummern der Phengitgneis-einlagerungen, vgl. Text.