

<b>Zeitschrift:</b>	Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
<b>Band:</b>	45 (1965)
<b>Heft:</b>	2
<b>Artikel:</b>	Ein anatektisches Gneissmassiv zwischen Valle Bodengo und Valle di Livo (Prov. Sondrio und Como)
<b>Autor:</b>	Blattner, Peter
<b>DOI:</b>	<a href="https://doi.org/10.5169/seals-35213">https://doi.org/10.5169/seals-35213</a>

### **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>**

# Ein anatektisches Gneissmassiv zwischen Valle Bodengo und Valle di Livo (Prov. Sondrio und Como)

Von *Peter Blattner* (Basel)<sup>1)</sup>

Mit 36 Textfiguren, 11 Tabellen und 3 Tafelbeilagen

## ZUSAMMENFASSUNG

Eine bis an den Rand des Bergellermassivs verfolgbare, östlich abtauchende Grossfalte bildet den östlichen Teil der lepontinischen Gneissregion nach WENK (1956). Die vorliegende Untersuchung gilt dem Kerngebiet dieser Grossfalte. Eine Einleitung behandelt die Entwicklung bisheriger Ansichten über die regionale Geologie.

Das Massiv kann in erster Näherung als eine blosse Folge konkordanter Schiefer- und Gneisslagen gelten, die raumstetig nach Faltenachsen B alpinen Alters verformt worden sind; die Paragenese Quarz-Oligoklas-Biotit-Sillimanit mit oder ohne Muskowit, Granat und Disthen ist typisch für den Grad der spätkinematischen Regionalmetamorphose. Im einzelnen ist das Bild jedoch komplizierter. Während die B-Koordinate regional ein unsymmetrisches, aber kontinuierliches Muster bildet, können konkordante Stoffgrenzen und Schieferung wiederum durch Lagen von Metamorphiten oder granitischen Gesteinen abgeschnitten sein. Alle Lagen schneiden sich in B. Spätkinematische, pegmatoide Mobilisate sind häufig unregelmässiger gelagert, und spätere Gangpegmatite folgen in der Regel ac-Klüften.

Als Migmatite werden nur grobgemengte Gesteine bezeichnet, in welchen ein granitähnlicher Anteil sich zu einem älteren Gefüge diskordant verhält oder mafitreichere Bestände einschliesst. Die meisten untersuchten Migmatite sind stark anisotrop, indem h0l-Schnitte Bändergneisse vortäuschen. Sie werden als *B-Migmatite* bezeichnet. Ihre Durchdringungsformen sind am besten in ac-Schnitten charakterisierbar.

Dome granitoider, Biotit und Muskowit führender Gneisse vorwiegend granoblastischer Kornstruktur bilden die Kerne zweier Teilgewölbe. Einer der Gneissdome (Garzelli) ist gegenüber einem Horizont von Biotit-Plagioklas-Gneissen konkordant und scharf begrenzt. Der zweite (Soè) zeigt Anzeichen starker Verformung und geht randlich in eine Migmatitzone über. Eine Rb-Sr-Gesamtaltersbestimmung

---

<sup>1)</sup> Gegenwärtige Adresse: Geological Survey of Canada, Ottawa, Ont.

durch Frau Prof. E. Jäger (Bern) ergab, für einen Garzelli-Kerngneiss, den herzy-nischen Wert von  $315 \pm 45 \cdot 10^6$  Jahren.

Unsere Hauptfolgerung betrifft eine spätkinematische, anatektische Kompo-nente der Migmatisierung und stützt sich auf Gelände- und quantitative Unter-suchungen und den Vergleich der Ergebnisse mit experimentellen Daten. Die Anatexis hat im speziellen zur Bildung kleiner Körper *alpiner Granite* geführt. Diese gleichen zum Teil stark dem intrusiven, gneissartigen Granit von Novate/S. Fedelino zwischen dem Untersuchungsgebiet und dem Bergellermassiv. Der Pla-gioklas dieser Gesteine ist weitgehend idiomorph und oft normalzonar.

Auf Einzelheiten der Gesteinsbildung während und vor der Hauptverformung kann nur schwer geschlossen werden. Den komplexen Verformungsvorgang kann man sich als Rheomorphose vorstellen, verknüpft mit einer Konvergenz gesteins-bildender Vorgänge („transitiveness“ nach SMULIKOWSKI). Sie dürfte weitgehend im festen Zustand erfolgt, aber von Schmelzvorgängen, Intrusionen anatektischer Schmelzen und lokaler Granitisierung begleitet worden sein.

Der Bergellergranit (serizzo ghiandone), welcher den alpinen Deckenbau als Batholith durchsetzt, wird seinerseits von Gängen Novate-ähnlicher Granite ab-geschnitten. Diese können ebenfalls als spätkinematische, palingene Granite be-trachtet werden, welche dem tieferliegenden Niveau lepontinischer Kerngneisse entstammen. Trifft dies zu, so kann die mehr oder weniger autochthone Bildung des Bergellergranits einer Homogenisierung — als einem fortgeschrittenen Stadium der alpinen Rheomorphose — zugeschrieben werden.

## ABSTRACT

This paper deals with the core-zone of the large, easterly plunging anticline, which forms the easternmost part of the Lepontine Alps as defined by WENK (1956). Previous ideas on the regional geology are reviewed in section 1.

As a first approximation the massif can be viewed simply as a sequence of concordant layers of high-grade schists and gneisses deformed penetratively about a system of fold-axes B of Alpidic age. The mineral assemblage quartz-oligoclase-biotite-sillimanite with or without muscovite, garnet, and kyanite is typical for the late-kinematic regional metamorphism in the area. This view then must be modified on account of structural details. Whereas the B-coordinate forms an inhomogeneous but continuous pattern on a regional scale, parallel schistosity and layering of metamorphic rocks, highly variable in attitude, are truncated locally, again by layers of metamorphic or granitic rocks, all layers intersecting in B. Late-kinematic pegmatoid mobilisates are more irregular in form and attitude, while younger pegmatite dikes generally are emplaced on ac-joints.

The term migmatite is applied only to megascopically composite rocks with a granitic portion transsecting an older fabric or enclosing relatively mafic portions. Most migmatites of the area are strongly anisotropic, such that in sections parallel to the fold-axes they look like banded gneisses. For them the term *B-migmatites* is proposed. Their structural pattern is characterized best by their appearance in ac-sections.

Two domes of granitoid biotite and muscovite bearing gneisses mainly with granoblastic texture form the cores of subsidiary anticlines. One of the gneiss-

domes (Garzelli) is bounded sharply and concordantly by a layer of biotite-plagioclase-schists. The other (Soè) appears strongly deformed and its boundary is migmatitic. A whole-rock Rb/Sr isotopic analysis by Prof. E. JÄGER (Bern) on a core-gneiss sample indicates a Hercynian age of  $315 \pm 45 \cdot 10^6$  years (Garzelli).

Both from field evidence and from chemical analyses, including a comparison with experimental data, it is concluded that one component of the migmatization was a late-kinematic anatexis. This has led in particular to the formation from the core-gneisses of small bodies of *Alpidic granites* resembling strongly the intrusive gneissic granite of Novate/S. Fedelino between this area and the Bergell massif to the east. The plagioclase of these rocks is largely idiomorphic and normally zoned.

Evidence regarding rock-forming processes during or before the main period of deformation is inconclusive. The complex deformation is considered to have been a rheomorphism with different mechanisms of rock-formation converging („transitiveness“ after SMULIKOWSKI). It is thought to have taken place in a mainly solid state, but to have involved melting, intrusion of anatectic melts and local granitization.

The granitic batholith of the Bergell, which in its upper part cuts off Alpidic nappe structures, is transsected by dikes of Novate-like granites. These, too may be late-kinematic, palingenetic granites, stemming from underlying Lepontine core-gneisses. If so the more or less autochthonous formation of the batholith can be viewed as a homogenization representing an advanced stage of Alpidic rheomorphism, not attained in the area studied presently.

## RIASSUNTO

Il presente lavoro tratta del nucleo della larga anticlinale con asse inclinato verso Est, che forma la parte orientale delle Alpi Lepontine (WENK, 1956). Le idee degli Autori precedenti sulla geologia regionale sono esposte nel primo capitolo.

In prima approssimazione il massiccio può essere considerato come una serie concordante di scisti e di gneiss di alto grado di metamorfismo deformati in un sistema di assi di piega b di età alpina. L'associazione mineralogica quarzo-oligo-clasio-biotite-sillimanite, con o senza muscovite, granato e cianite, è tipica del grado di metamorfismo regionale raggiunto durante la fase tettonica tardo-alpina. Questo quadro deve però essere modificato per quanto riguarda le strutture su piccola scala. Mentre gli assi b formano un sistema inomogeneo ma continuo su scala regionale, scistosità e stratificazione parallele delle rocce metamorfiche presentano forti variazioni e sono localmente tagliate da altri banchi di rocce metamorfiche oppure granitiche concordanti rispetto agli assi b. Più irregolari nella forma e nella posizione sono i mobilizzati pegmatoidi tardo-alpini mentre, di regola, dei filoni pegmatitici più recenti seguono alle fessure ac.

Il termine migmatite viene usato soltanto per le rocce macroscopicamente miste, composte cioè da una parte granitica che attraversa una struttura più antica oppure ingloba porzioni relativamente femiche. La maggior parte delle migmatiti della zona studiata è fortemente anisotropica: esse cioè presentano nelle sezioni parallele agli assi di piega l'aspetto di gneiss a bande (Bändergneiss). Per tali gneiss viene proposto il termine di *B-migmatiti*. Il loro carattere appare con evidenza nelle sezioni ac.

Due cupole di gneiss granitoidi a muscovite e biotite, con struttura per lo più granoblastica, formano il nucleo di anticinali minori (sussidiarie). Una di queste (Garzelli) mostra un contatto netto e concordante con un banco di scisti a biotite e plagioclasio. L'altra cupola (Soè) è più intensamente deformata e presenta margini migmatitici. Un'analisi sul rapporto isotopico Rb/Sr (su tutta la roccia) compiuta dalla prof. E. JÄGER (Berna) su un campione di gneiss del nucleo (Garzelli) indica un'età ercinica di  $315 \pm 45 \cdot 10^6$  anni.

Le più importanti conclusioni, basate su studi di campagna, su analisi quantitative e sul confronto tra i risultati ottenuti ed i dati sperimentali della letteratura indicano una componente tardocinematica anatettica della migmatizzazione. Tale anatessi ha portato in particolare alla formazione, dagli gneiss del nucleo, di piccoli corpi di graniti alpini simili al granito intrusivo di Novate-S. Fedelino, affiorante tra l'area in esame ed il massiccio di Val Masino-Bregaglia. Il plagioclasio di tali rocce granitiche è notevolmente idiomorfo e presenta zonatura normale.

Le osservazioni sui processi genetici durante o prima il periodo principale di deformazione non consentono di trarre conclusioni. Tale deformazione è considerata come il prodotto di un reomorfismo associato a processi genetici convergenti („transitiveness“ secondo SMULIKOWSKI); si pensa che essa abbia avuto luogo principalmente allo stato solido, pur essendosi verificati fenomeni di rifusione, di intrusione di fluidi anatettici e di locale granitizzazione.

Il batolite granitico di Val Masino-Bregaglia, anch'esso di età alpina, è tagliato da dicchi di granito tipo Novate. Anche questi dicchi possono essere dicchi palingenici di età alpina, originatisi per rifusione di sottostanti gneiss del nucleo lepontinico. La formazione del batolite potrebbe così essere considerata come un'omogenizzazione corrispondente ad uno stadio avanzato del reomorfismo alpino, non raggiunto nell'area studiata.

## INHALT

Vorwort . . . . .	978
1. Einleitung . . . . .	979
1.1. Geographische Lage. Quartärablagerungen . . . . .	979
1.2. Die geologische Stellung des Massivs. Ältere Arbeiten . . . . .	981
1.3. Entwicklung und gegenwärtiger Stand der Anschauungen . . . . .	985
1.3.1. Die Betrachtungsweise der Deckentheorie . . . . .	985
1.3.2. Die Betrachtungsweise Oberbau-Unterbau . . . . .	987
1.4. Ziel der Untersuchung . . . . .	992
2. Geologie des Gneissmassivs . . . . .	993
2.1. Der Bau des Massivs im Grossen . . . . .	993
2.1.1. Strukturbereiche . . . . .	994
2.1.2. Gesteinszonen . . . . .	998
2.1.3. Gangpegmatite, Klüfte, Gefügerelief. . . . .	999

2.2. Beispiel einer Migmatitserie . . . . .	1001
2.2.1. Die Gesteine im Aufschluss . . . . .	1001
2.2.1.1. Bändergneisse . . . . .	1002
2.2.1.2. Komplex von grobflaserigem Augengneiss . . . . .	1003
2.2.1.3. Komplex von feinkörnigem Biotitgneiss . . . . .	1005
2.2.1.4. Gangpegmatite . . . . .	1006
2.2.2. Strukturdaten . . . . .	1007
2.2.3. Mikroskopische Beobachtungen . . . . .	1010
2.2.4. Folgerungen . . . . .	1014
2.3. Das Gesteinsmaterial . . . . .	1016
2.3.1. Metamorphite . . . . .	1016
2.3.1.1. Ultrabasische Gesteine . . . . .	1016
2.3.1.2. Marmor, Kalksilikatfelse, Quarzite . . . . .	1018
2.3.1.3. Amphibolite und Hornblendegneisse . . . . .	1019
2.3.1.4. Glimmerschiefer und Bändergneisse . . . . .	1021
2.3.2. Granitische Gesteine . . . . .	1023
2.3.2.1. Leukokrater, schwach schieferiger Biotitgneiss . . . . .	1023
2.3.2.2. Leukokrate, flaserige bis augige Biotitgneisse . . . . .	1024
2.3.2.3. Leukokrate Zweiglimmergneisse und Granite . . . . .	1026
2.3.2.4. Aplit . . . . .	1028
2.3.2.5. Bemerkung zu den Gangpegmatiten . . . . .	1029
2.4. Gefüge und Stoffgliederung im Aufschlussbereich . . . . .	1029
2.4.1. Komplikationen des Lagenbaus . . . . .	1030
2.4.2. Allgemeines über Migmatite . . . . .	1033
2.4.3. Die anatektische Abfolge . . . . .	1034
2.4.4. „Intrusionen“, B-Migmatite . . . . .	1037
2.4.5. Die Kerngesteine . . . . .	1041
3. Quantitative Untersuchungen granitischer Gesteine . . . . .	1045
3.1. Experimentelles . . . . .	1045
3.1.1. Probenvorbereitung, „H <sub>2</sub> O“, FeO . . . . .	1045
3.1.2. Spektralanalyse . . . . .	1047
3.1.3. Modalanalysen . . . . .	1054
3.2. Ergebnisse und Berechnungen . . . . .	1054
3.3. Diskussion . . . . .	1056
3.3.1. Dreieck Ab—Or—Q . . . . .	1058
3.3.2. Feldspäte; Niggliwerte . . . . .	1059
3.4. Vergleich mit Gesteinen aus dem zentralen Lepontin und dem Bergellermassiv . . . . .	1062
4. Konklusionen . . . . .	1062
4.1. Abschliessendes zur Tektonik . . . . .	1062
4.2. Alpine Anatexis und Granitbildung . . . . .	1064
Literatur . . . . .	1067

## VORWORT

Die Anregung zu dieser Dissertation ist von Herrn Prof. Dr. E. Wenk ausgegangen. Die Feldaufnahmen erfolgten nach einer Erkundung 1960 hauptsächlich in den Sommern 1961 bis 1963.

Als topographische Grundlagen dienten die Landeskarte der Schweiz 1 : 50 000 und die Carta d'Italia (IGM) 1 : 25 000. Auf diesen Karten sind alle im Text erwähnten Lokalnamen zu finden. Handstücknummern beziehen sich auf die im Mineralogischen Institut der Universität Basel deponierte Sammlung (Fundortkarte).

Verschiedene Exkursionen stehen mit der Arbeit in Zusammenhang oder haben sie beeinflusst. Mehrere unter der Leitung von Herrn Prof. Wenk führten ins zentrale Lepontin (Verzasca, Leventina) und eine unter der Leitung von Herrn Dr. V. Trommsdorff und anschliessend Herrn Dozent Dr. F. Karl (Clausthal) ins Gebiet des Tauernfensters. An den Westrand des Bergellermassivs führten Begehungen mit Herrn Prof. Dr. P. Bearth (Trubinasca-Gebiet) und Herrn Prof. Wenk (Passo di Primalpia). Dieser letzten folgte eine weitere Exkursion ins Gebiet des P. Ligoncio mit meinen Kollegen R. Hänni und D. Ferrini † (Zürich) und Dr. G. Milnes (jetzt Milwaukee). Das Gebiet westlich Novate wurde mehrfach begangen.

Meinen verehrten Lehrern, Herrn Prof. Dr. E. Wenk und Herrn Prof. Dr. P. Bearth, bin ich für ihr stetes Interesse und wichtige Ratschläge im Feld und bei der Institutsarbeit zu grossem Dank verpflichtet, Herrn Prof. Wenk speziell auch für den Vorschlag dieses Themas.

Herr PD. Dr. H. Schwander hat mich in die Methoden der Spektralanalyse eingeführt und sich trotz grosser anderweitiger Belastung auch selbst an der analytischen Arbeit beteiligt. Für seine unentbehrliche Hilfe und zahlreiche Ratschläge danke ich ihm herzlich.

Meinem Freund Dr. V. Trommsdorff bin ich für manche kritischen Hinweise, besonders aber für seine unersetzliche Vermittlung bei der Drucklegung dieser Arbeit dankbar. Herrn Prof. Dr. J. Haller (jetzt Boston) danke ich für wertvolle Diskussionen und verschiedene besondere Hinweise.

Dem Interesse und freundlichen Entgegenkommen von Frau Prof. Dr. E. Jäger (Bern) ist die Gesamtaufstimmung der Probe Nr. 6 (Garzelli) zu verdanken (vgl. 4.2.).

Den Herren E. Glauser und H. Hänni möchte ich für die Herstellung der Dünnschliffe und verschiedene kleinere Arbeiten ebenfalls danken.

Dem Kollegen R. Schmid danke ich für eine Granatbestimmung, Fräulein S. Meneghetti und meinem Bruder, Niklaus Blattner, für unentbehrliche Dienste bei der Reinzeichnung von Figuren und Tafeln.

Herr Dr. A. Günthert hat in dankenswerter Weise die Übersetzung der Zusammenfassung ins Italienische besorgt. Prof. G. Schiavinato und Dr. Crespi (Milano) sowie Prof. J. Moore (Ottawa) bin ich für die Durchsicht von Riassunto, resp. Abstract dankbar.

Die Feldaufnahmen erfolgten hauptsächlich von Bodengo aus oder mit dem Zelt. Der früheren Società Edisonvolta, jetzt E.N.E.L., und speziell Herrn Dr. ing. R. Pollini in Chiavenna schulde ich für längere kostenlose Aufenthalte in ihrem Hause in Bodengo, die kostenlose Benützung der Schwebebahn und die Erlaubnis zum Begehen von Stollen grossen Dank. Den Herren Jens Touborg (Kopenhagen) sowie Laurenz und Hansotto Gsell danke ich für kameradschaftliche Begleitung im Feld. Von grosser Hilfe waren schliesslich Verständnis und Gastfreundschaft der Leute aus Gordona, S. Pietro und Livo.

Gemeinsame Begehungen mit meinem Gebietsnachbarn R. Hännny, insbesondere jene der P. Rabbi-Nordkante, bleiben in bester Erinnerung, ebenso Diskussionen mit M. Fumasoli.

Der grösste Dank gilt zum Schluss meinen Eltern, dass sie mein Studium und diese Arbeit mit grosser Selbstverständlichkeit und Geduld ermöglicht haben, und meiner lieben Frau Regine. Sie hat das Manuskript abgeschrieben und darüberhinaus Entscheidendes zum Gelingen der Arbeit beigetragen.

## 1. Einleitung

### 1.1. GEOGRAPHISCHE LAGE. QUARTÄRABLÄGERUNGEN

Die geographische Lage des Untersuchungsgebiets geht aus Fig. 1 hervor, die das südliche Grenzgebiet zwischen Leontinischen und Rhätischen Alpen darstellt.

Die Catena Mesolcina (Misoxerkette) markiert die Grenze zwischen der schweizerischen Valle Mesolcina (Misox) im Westen und den italienischen Valle S. Giacomo und Valle della Mera im Osten. Das untersuchte kleine Massiv bildet die Gruppe des Pizzo Rabbi, einen östlichen Ausläufer der Misoxerkette, und liegt ganz auf italienischem Gebiet. Es ist im Norden durch die Valle Bodengo, im Süden durch die Valle

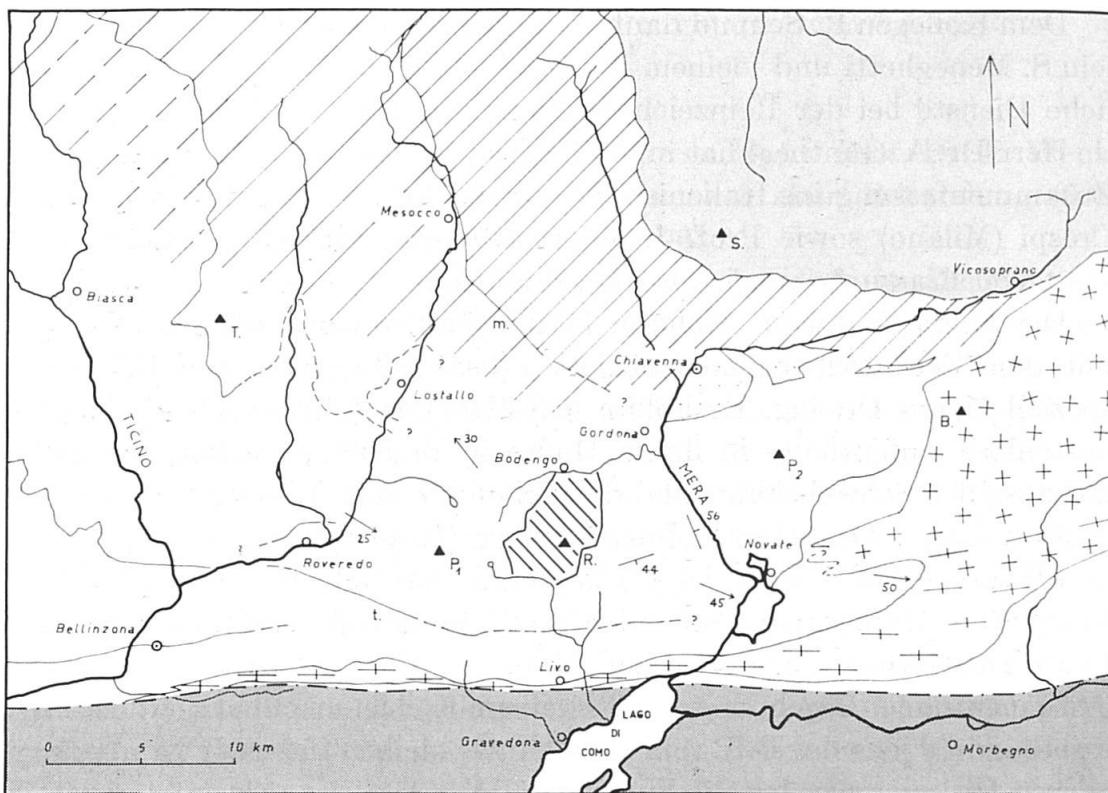


Fig. 1. Massstab 1 : 500 000. Lage des Untersuchungsgebiets in der östlichen leventinischen Gneissregion. Dunkelgrau: Seengebirge (Grenze = insubrische Linie). Hellgrau: Suretta- und höhere Decken. Schraffuren: eng: Tambo-, weit: Adula-, Unterbrochen: Simanodecke. Punkte: Ophiolithe von Chiavenna. m = Misoxerzone, t = Traversagna-Zug. Südlich der Decken leventinische Gneissregion, südlich und östlich davon Tonalitzug und Bergellermassiv. Gipfel von Westen nach Osten: T = Torrente Alto, P<sub>1</sub> = P. Paglia, R = P. Rabbi, S = P. Stella, P<sub>2</sub> = P. di Prata, B = P. Badile.

di Livo begrenzt. Das Kartengebiet (Tafel I) umfasst Höhenlagen zwischen 900 und 2600 m ü. M. und ist im km-Bereich sehr gut aufgeschlossen.

Der Zugang erfolgt am leichtesten von den Dörfern Gordona und Livo, von wo aus gute Saumwege bis in die hinteren Talsohlen führen. In dem zu Gordona gehörigen Flecken Bodengo unterhält das E.N.E.L. ganzjährig eine Wasserfassung, die mit Gordona durch eine Luftseilbahn für Materialtransporte verbunden ist (Büro in Chiavenna, früher Società Edisonvolta). Die Alpen werden in den Sommermonaten grösstenteils noch bewirtschaftet.

Die Quartäralablagerungen bestehen überwiegend aus Moränenmaterial. Besonderswert sind die Reste einer Stirnmoräne in 1500 m Höhe (Valle di Ledù). Schutthalden sind gelegentlich als Schneehaldenmoränen ausgebildet (Avert



Fig. 2. Blick Richtung NW. Linke Scharte Passo della Porta. Unterhalb des jetzt abgebrochenen Felszahns Migmatite und kleiner „Granit“-Stock. Vgl. Fig. 3, 25, 31 und Analysen 18—20.

d'Inghirina). Auf der Karte (Tafel I) wurden einige typische Moränen und grössere Bachschuttkegel ausgeschieden.

Ein Bergsturz ereignete sich im Spätwinter 1960/61. Am Tage nach einem starken Schneefall<sup>2)</sup> stürzte der Felszahn unmittelbar nördlich des Passo della Porta (Fig. 2) auf die Seite der Valle Soè ab. Der Zahn hatte eine Höhe von etwa 60 m, war aber sehr schmal, so dass sein Volumen ca. 20 000 m<sup>3</sup> betragen haben muss. Die Felsmasse stürzte durch das enge und steile Porta-Couloir 600 m tief zur Talsohle und hat dort einen 1 km langen Schuttstrom gebildet (Fig. 3). Schneemassen unter dem Schutt konnten noch nach mehreren Sommern beobachtet werden. Der Schnee dürfte in Form von Lawinenkegeln das weite Vordringen des Schuttstroms ermöglicht haben.

## 1.2. DIE GEOLOGISCHE STELLUNG DES MASSIVS. ÄLTERE ARBEITEN

Die weitere Umgebung des Massivs (Fig. 1) ist geologisch sehr verschiedenartig. Die Situation soll kurz beschrieben werden, ohne umstrittene Deutungen hier schon einzubeziehen.

Im Süden liegt das *Segebirge*, dessen Gesteine kaum Anzeichen einer alpinen Metamorphose erkennen lassen und dessen Innenstruktur im wesentlichen voralpin ist. Es wird nördlich von der insubrischen oder

<sup>2)</sup> Aussage von Giacomo Tavasci, Gordona.

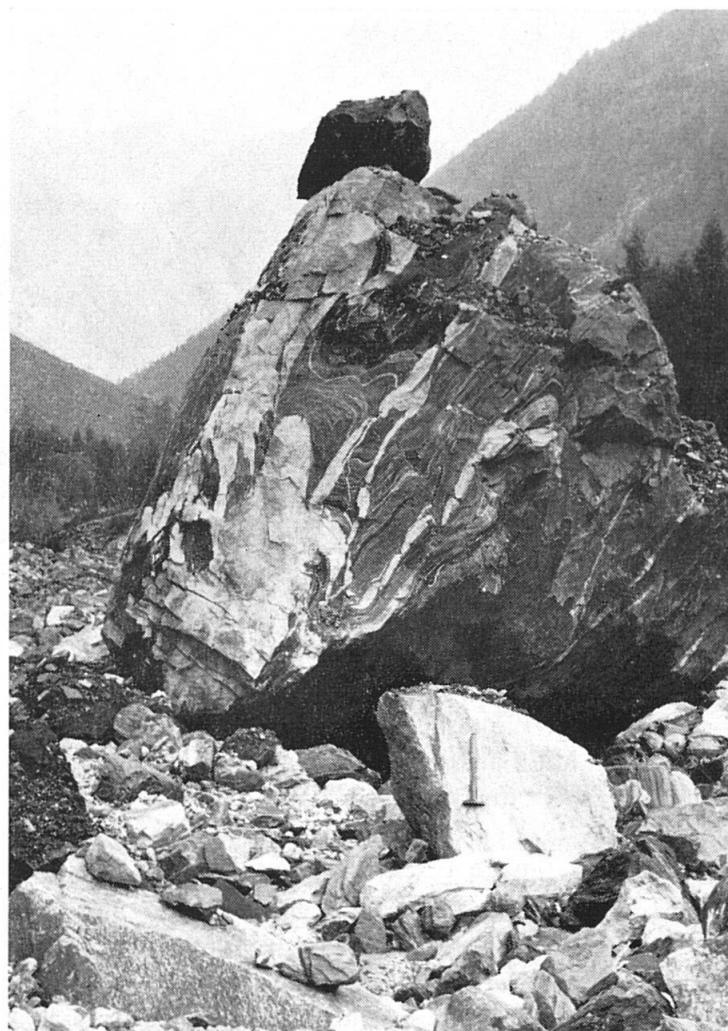


Fig. 3. Nahe der Front des Porta-Schuttstroms. Blick talaus Valle Soè. „Intrusiver“ granitoider Biotitgneiss in Bändergneissen.

Iorio-Tonale-Linie begrenzt, die von CORNELIUS und FURLANI (1930) als eine, nach Abschluss der nord-vergenten Deckenbewegung erfolgte, steile Aufschiebung nach Süden gedeutet wird. An dieser Störungszone grenzen zwei Gebirgsteile aneinander, die keine nähere Beziehung erkennen lassen. Die zitierten Autoren nehmen eine Sprunghöhe von mindestens 2000 bis 3000 m an. Im Gebiet nördlich der insubrischen Linie herrschen alpine Strukturen vor, und die Gesteine sind durchgehend alpin metamorph.

Im Westen liegt das Gebiet der „Tessinergneisse“, in welchem schon STUDER (1851) einen nördlichen Teil mit flacher und einen südlichen mit steiler Lagerung unterschieden hat. Für die Deckentheorie wird der steilstehende Teil, der mit W-E Streichen unmittelbar an die insubrische Störung angrenzt, zur „Wurzelzone“. Die „Mittelregion der Tessinerberge“

bildet aber noch für HEIM (1922) „die grösste Lücke in unserer Kenntnis der Schweizeralpen“. WENK (1956, vgl. auch 1948b, 1953, 1955) definiert das Gebiet als *lepontinische Gneissregion* neu. Er zeigt, dass es sich um einen auch mesozoischen Gesteine umfassenden, strukturell einheitlichen Komplex handelt, der sich durch einen eigenen, vorwiegend plastischen Stil der Verformung und syn- bis postkinematische, mesothermale Kristallisation auszeichnet. Der Komplex setzt sich ostwärts über das untere Meratal hinaus in Richtung des *Bergeller Granitmassivs* fort.

Der Bergellergranit (serizzo ghiandone) schneidet den hauptsächlich von CORNELIUS (seit 1912) und STAUB (1916, 1924) in seinem nördlichen und östlichen Rahmen überzeugend dargelegten alpinen Deckenbau ab (STEINMANN, 1913; CORNELIUS, 1913, 1916; STAUB, 1918). Der Granit ist durch mehrere cm grosse Kalifeldspat-Einsprenglinge gekennzeichnet. Er geht südlich durch Alternieren im 10-m-Bereich von porphyrischen und einsprenglingsfreien Lagen in den kalifeldspatarmen Tonalit des Mte. Bassetta (serizzo), resp. *Tonalit von Melirolo* über, der seinerseits in der Wurzelzone bis Bellinzona verfolgt werden kann. WEBER (1957) betrachtet den Tonalit westlich des Meratales als alpin synkinematische Intrusion.

Eine morphologisch stark hervortretende Erscheinung ist das vom unteren Meratal nordwärts bis in die Gegend von Vals sowie östlich und westlich dieser Linie vorherrschende ENE-Fallen der Schieferungsflächen, woran ESCHER und STUDER (1839) die Definition für ihr „System der Adulagebirge“ knüpfen. Seit langem bekannt ist auch die Bündnerschiefer und mesozoische Marmore führende Zone, die sich aus dem Hinterrhein-gebiet über Mesocco bis zum Forcolapass erstreckt (Misoxerzone). Heute werden im alten Adulasystem die von Westen nach Osten übereinanderfolgenden und jeweils durch Züge mesozoischer Gesteine voneinander getrennten Gneissmassen der *Simano*-, *Adula*-, *Tambo*- und *Suretta-decken* unterschieden (HEIM, 1906; JENNY, FRISCHKNECHT, KOPP, 1923).

Das Übergangsgebiet zwischen lepontinischem Gneisskomplex, Dekkengebiet und Bergellermassiv wird weitgehend von einer in Fig. 1 angedeuteten, nach Osten abtauchenden Grossfalte eingenommen. Ihr W-E streichender, steilstehender Südschenkel ist mit der „Wurzelzone“ der Deckentektoniker identisch, während ihr Nordschenkel in das NW-Streichen des Adulasystems übergeht. Diese geologische Struktur geht erstmals aus den Streich- und Fallzeichen der Karte und aus dem Profil Fig. 24 von ROLLE (1881) hervor. Auch REPOSSI (1915/16, S. 49, 50) erkennt in der Gegend von Novate den Antiklinalbau. Er nimmt für die

„ampia anticlinale“ westliches Achsialgefälle an, obwohl seine Karten-skizze das Gegenteil vermuten lässt. Die von STAUB (1916) gefundene Umbiegung am Sasso di Castello im Misox sowie die *Pizzo-di-Cresem-Falte* und *Sasso-della-Paglia-Falte* von KOPP (1923) sind weiter im Westen erscheinende Elemente derselben Grosstruktur, deren östliches Abtauchen gut vereinbar ist mit ihrer Lage auf dem Ostflügel der Tessinerkulmination. Die Grossfalte ist für die tektonische Interpretation des Gebietes von erheblicher Bedeutung. Erst WENK (1956) zeigt aber, dass sie auch durch im Aufschlussbereich direkt einmessbare Faltenachsen und Lineationen charakterisiert ist.

In einer Zone, die sich vom Bergellermassiv westwärts bis ins Misox erstreckt, treten mehr oder weniger sporadisch, in Form von konkordanten bis diskordanten Lagen, Stöcken und Gängen, saure Zweiglimmergneisse bis -granite auf. Zu diesen gehört der meist gneissartige *Granit von Novate* (Granito di San Fedelino), der in der Umgebung des gleichnamigen Ortes einen sehr einheitlichen Charakter zeigt und als spätalpiner, intrusiver Granit gilt (BALCONI, 1941; PICCOLI, 1962). Ähnliche, zum Teil aber muskowitfreie Gesteine durchsetzen oft den Bergellergranit (zum Beispiel WEIBEL, 1960).

Die *Dome von Soè* und *Garzelli* im untersuchten kleinen Massiv bestehen ebenfalls aus granitischen Zweiglimmergneissen. Sie bilden den Kern von Teilgewölben der „ampia anticlinale“, je an der Stelle einer lokalen Achsenkulmination. Der „Massiv“-Charakter entsteht vor allem durch das umlaufende Streichen der Stoffgrenzen und die Autochthonie der Gesteine in ihrer heutigen Form.

Das Untersuchungsgebiet und seine nähere Umgebung sind geologisch bisher nicht im einzelnen kartiert oder beschrieben worden. Auf der *Carta geologica d’Italia 1:100 000* (Blatt Chiavenna, 1941) erscheint zum ersten Mal der Dom von Soè. Die Karte ist aber in diesem von MINUCCI bearbeiteten Abschnitt ohne Kommentar geblieben. Die Legende stellt alle Vorkommen von granitischem Zweiglimmergneiss zum Novategranit.

CATALISANO (1936) veröffentlicht Beobachtungen aus dem von ihm bearbeiteten Abschnitt desselben Kartenblattes und berührt dabei kurz den südlichen Teil des Untersuchungsgebiets. Nebst verschiedenen Typen von Gneissen erwähnt er diskordante Pegmatitgänge und Gänge von „Novategranit“.

WENK (1956) hat im Zusammenhang mit regionalen Untersuchungen auf weitere geologische Einzelheiten in der Rabbigruppe hingewiesen und eine petrogenetische Detailstudie dieses Gebietes vorgeschlagen.

### 1.3. ENTWICKLUNG UND GEGENWÄRTIGER STAND DER ANSCHAUUNGEN

In der Umgebung des Untersuchungsgebietes gehen geologisch verschiedene Zonen ineinander über, denen verschiedene geologische Betrachtungsweisen entsprechen. Um sich über die im folgenden mitspielenden regionalgeologischen Probleme Klarheit zu verschaffen, scheint es angemessen, die Entwicklung der gegensätzlichen Betrachtungsweisen zu verfolgen, soweit sie für den Bereich der „*ampia anticlinale*“ von Bedeutung ist. Da wir gute Gründe haben, die magmatischen Erscheinungen des Bergellermassivs mit der Metamorphose und Ultrametamorphose tektonisch tieferer Stockwerke in Verbindung zu bringen, können wir uns dabei auf zwei Abschnitte beschränken.

#### 1.3.1. Die Betrachtungsweise der Deckentheorie

Nachdem die Deckentheorie den Schlüssel zum tektonischen Verständnis des grössten Teils der Alpen geliefert hatte, wurde in der Folge naturgemäß versucht, möglichst den ganzen Alpenbau in ihr Schema einzubeziehen. Damit war gleichzeitig der Ansporn zu einer, für viele Gebiete erstmaligen, genaueren Erforschung gegeben.

Wesentlich für die damit einsetzenden und alle späteren deckentektonischen Untersuchungen ist die Feststellung mesozoisch abgelagerter Gesteine, denen die Rolle von „Deckenscheidern“ zufällt, und deren Verfolgung möglichst bis in die Wurzelzone (vgl. dazu KÜNDIG, in NIGGLI et al., 1936, und MITTELHOLZER, 1936). In manchen Arbeiten ist dabei auf eine systematische geologische Aufnahme überhaupt verzichtet worden, und man hat sich mit dem Aufsuchen der für die tektonische Interpretation benötigten Daten begnügt.

Die Gneissmassen, die im Adulagebiet das Kristallin der Simano- und Aduladecke bilden, gehen rückwärtig in das Gneissgebiet der „*ampia anticlinale*“ zwischen Misox und Meratal über. Mit diesem Übergang ist eine starke Intensitätszunahme der noch nach der Deckenbewegung wirksamen Metamorphose verbunden. An der Stirne der genannten Decken liegende, schwach metamorphe Ophiolithe, Quarzite, Marmore und Bündnerschiefer, deren mesozoischer Ursprung feststeht, hängen nirgends direkt zusammen mit den Linsen oder Zügen stark metamorpher, aber lithologisch vergleichbarer Serien der südlichen Gneissregion. Soweit das mesozoische Alter der isolierten Vorkommen nicht mit Sicherheit nachweisbar ist, können diese aber nur bedingt als „Decken-

scheider“ gelten. Für die Zuordnung der „Deckengesteine“ zu bestimmten tektonischen Einheiten ergibt sich eine wesentliche Schwierigkeit daraus, dass meist nicht entschieden werden kann, ob isolierte Linsen der „Deckenscheider“ einem einzigen oder parallel verlaufenden Zügen angehören.

STAUB (1916) sucht zum ersten Mal „nach den engeren Zusammenhängen zwischen den Wurzelzonen im südlichen Tessin und den zahlreichen Decken Bündens“. Er unterscheidet ältere und mesozoische Karbonatgesteine. Das Gebiet östlich Bellinzona unterteilt er mit dem Seegebirge in fünf Kristallinzenen, die er durch west-östlich verlaufende Züge wahrscheinlich mesozoischer Gesteine voneinander abtrennt und als Wurzeln mit dem Kristallin der Adula- bis oberostalpinen Decken verbindet. Eine Kartierung des Gebiets durch KNOBLAUCH und KÜNDIG (Blatt Iorio, 1939) ergibt aber „für den Bereich der Wurzelzone einen so komplizierten Bau, dass eine Aufteilung in Wurzelstreifen bestimmter Decken nicht gewagt werden durfte“.

Die Grenze zwischen Tambo- und Aduladecke lässt sich südlich nur bis zum Forcolapass mit Sicherheit verfolgen (*Misoxerzone*). Die liegenden Adulagneisse streichen weiter in Richtung Novate, wobei sie gleichzeitig den Nordschenkel der „ampia anticlinale“ bilden. Dies hat schon ARGAND (1911) dazu veranlasst, die Aduladecke mit der Antiklinalform gegen Osten abtauchen zu lassen. Die jüngste Interpretation von STAUB (1958) lässt die Aduladecke in eben dieser Art bei Novate östlich abtauchen. Das aufliegende Mesozoikum bildet nach Staub im Norden die Misoxerzone, im Osten die Marmore und Kalksilikatfelse von San Giorgio und im Süden den *Traversagna-Zug* (KOPP, 1923). Eine tektonische Stellung zwischen Adula- und Tambodecke nähme sodann die östlich des Meratals gelegene „Masse des Monte Gruf“ ein. Diese Vorstellung findet sich bei STAUB schon 1924 (S. 24) vorgebildet (vgl. auch 1937, 1946). Sie ist besonders hinsichtlich der Bedeutung der Marmore von San Giorgio stark hypothetisch (PICCOLI, 1961, 1962).

Bei der Cappella di Pizzo, gegenüber Gordona im Meratal, und 1 km östlich davon stehen Marmore an, die ebenfalls die Misoxerzone fortsetzen könnten. Auch weiter östlich sind immer wieder Marmore gefunden worden (VENZO, 1956; STAUB, 1958, S. 160; ARTUS, 1959). Eine systematische Aufnahme dieses Streifens ist jetzt im Gange (D. FERRINI).

Die gegenseitige Abgrenzung von Adula- und Simanodecke bietet im entsprechenden westlichen Teil der „ampia anticlinale“ ebenfalls Schwierigkeiten. Einen Markstein bildet hier die Arbeit von KÜNDIG (1926), die

weitgehend unter dem Einfluss der Deckentheorie steht, aber auch auf sorgfältigen geologischen Aufnahmen beruht. Beim Versuch, die beiden Einheiten gegeneinander abzugrenzen, sieht KÜNDIG sich gezwungen, die Grenze auf weite Strecken durch das „Altkristallin“ zu legen. Er muss auch von der Möglichkeit Gebrauch machen, Marmore, die völlig innerhalb von Simanogesteinen liegen, der „Deckengrenze“ im weiteren Sinn angehören zu lassen (S. 13). Es gäbe also einerseits deckentrennende Zonen ohne Marmore, andererseits triasische Marmore innerhalb der Deckengesteine. Diese Vorstellung ist wohl ebenso berechtigt, wie sie zeigt, auf welch schwachen Füßen die Deckensystematik in diesem Gebiet steht.

Die Konfrontation stark verschiedener, aber objektiv gleichberechtigter tektonischer Entwürfe in NIGGLI et al. (1936) zeigt dann deutlich, dass die tektonischen Daten eine eindeutige deckensystematische Interpretation im Tessin und Misox vorläufig nicht zulassen.

Nur in Gebieten, wo die Verformung bei geringer Metamorphose und unter Ausbildung diskreter Schubflächen erfolgt ist, ist es ohne weiteres möglich, Deckenkörper abzugrenzen. Zwischen den Schubflächen kann dann auch die geologische Vorgeschichte rekonstruiert werden, und der Deckenbau lässt sich im grossen abwickeln. Wo hingegen die Hauptverformung raumstetig erfolgt ist und von einer hochgradigen Metamorphose bis Ultrametamorphose begleitet und überdauert wurde, ist die Voraussetzung zur Rekonstruktion entsprechend das Verständnis dieser (Ultra-)metamorphose und der Kleintektonik. Das heisst aber, dass im Gebiet zwischen Tessin und Bergellermassiv lange Zeit versucht wurde, die Deckentheorie auf ein ungeeignetes Objekt anzuwenden.

### 1.3.2. Die Betrachtungsweise Oberbau-Unterbau

WEGMANN (1935) unterscheidet in tiefaufgeschlossenen Faltengebirgen einen „Ober-“ und einen „Unterbau“. Diese beiden tektonischen Stockwerke verhalten sich zueinander disharmonisch, sie unterscheiden sich typisch in Baustil und Metamorphosegrad. WEGMANNS Betrachtungsweise ist namentlich von WENK (siehe weiter unten) auf die penninische Zone der Alpen angewendet worden.

Petrologische Untersuchungen im weiteren Sinn haben sich seit jeher mit dem Problem von Metamorphose und Ultrametamorphose sowie der magmatischen Vorgänge im Gebiet vom Tessin bis ins Bergellermassiv befasst. Im Sinne einer Arbeitshypothese lassen sich die dabei gewon-

nenen Gesichtspunkte heute unter dem obigen Titel zusammenfassen. Auch bei der Schilderung dieser Entwicklung müssen wir uns auf die wichtigsten Daten beschränken.

Migmatite in der Gegend von Novate werden, wenn auch ohne entsprechendes Begriffsinventar, schon von STUDER (1851, S. 286) und THEOBALD (1866, S. 272) beschrieben. Die Frage nach dem Alter des Bergellergranits und der Tessinergneisse hat aber ihre heutige Bedeutung erst gewonnen, als der Deckenbau der Alpen an immer neuen Stellen demonstriert werden konnte und die Vorstellung von der alpinen „Passivität der Eruptivgesteine“ verallgemeinert wurde.

Zum ersten Mal stellt STEINMANN (1913) fest, dass der Bergellergranit den alpinen Deckenbau durchbricht. Der Autor weist im gleichen Zusammenhang auf die Granit- und Pegmatitvorkommen der Gegend von Bellinzona hin, die er, mit KLEMM und GUTZWILLER, für ebenfalls alpinen (posttriasischen) Alters hält.

CORNELIUS (1916) findet als erster durch den Bergellergranit kontaktlich veränderte Trias. Die ungleiche Ausbildung der Kontakterscheinungen am Ost- und Westrand des Bergellermassivs führt er auf die verschiedene tektonische Tiefenstellung der beiden Rahmenteile zurück. Das tektonisch tieferliegende, westliche Kontaktgebiet beschreibt CORNELIUS als eine Mischgesteinszone mit intensiven Injektionserscheinungen und vermutet, dass dieses mit der Injektionszone von Bellinzona zusammenhänge.

Ungefähr gleichzeitig äussert sich REPOSSI (1915, 1916) über die Metamorphose in der Bassa Valle della Mera wie folgt:

..Tutte le forme fin qui citate, indipendentemente della loro origine prima, costituiscono una netta unità geologica... e mostrano di aver subito insieme una lunga vicenda di azioni di metamorfismo regionale e dinamico...“

Der Novategranit ist nach REPOSSI jünger als die Regionalmetamorphose und magmatischer Herkunft.

STAUB (1918, 1920, Karte 1921) legt eingehend das tertiäre Alter des Bergellergranits dar und beschäftigt sich auch mit der Frage der Entstehung dieses Granits. Das Magma ist für ihn nicht Ursache, sondern Folge der Regionalmetamorphose. Nur der „Epikontakt“ im tektonisch höheren Niveau entspricht den Anschauungen von ROSENBUSCH, der „Katakontakt“ hingegen denen von LACROIX und MICHEL-LEVY: Eine Injektions- und Einschmelzzone erstreckt sich vom Westrand des Bergellermassivs bis ins Tessin. Die Intrusion ist für STAUB eine Fortführung von Injektion und Umschmelzung. Als Vorgang der Platznahme

des Granits zieht er DALY's „overhead stoping“ in Betracht, wobei Assimilation und Differentiation gleichermaßen eine Rolle gespielt hätten.

Eine angekündigte monographische Bearbeitung des Bergellermassivs durch STAUB ist leider nicht erschienen.

Erst DRESCHER und STORZ (1926 mit Karte, 1929) greifen die Probleme wieder auf. Eigentlich diskordant finden sie den Bergellergranit nur im Fornogebiet. In den übrigen Teilen des Massivs zeigen Schollen und Schollenzüge ein etwa gleiches Streichen wie die Rahmengesteine. Die Platznahme des Granits ist für diese Autoren im wesentlichen als „konkordante Vergneisung“ erfolgt, indem das geschieferste Nebengestein von einer eindringenden Injektionsmasse „Blatt für Blatt“ verarbeitet wurde. Das Bergellermassiv zeigt einen früheren Entwicklungszustand als die meisten von CLOOS beschriebenen variskischen Granite.

Später legt DRESCHER-KADEN (1936) vermehrtes Gewicht auf die Ableitung von Magmen aus bereits vorhandenen Gesteinen. Er kann (1939) an mehreren Stellen verfolgen, „wie sich der Bergeller Granit aus dem in toto granitisierten Nebengestein herausentwickelt“. In einer Detailstudie untersucht derselbe Autor (1940) am Granitkontakt des Fornogebiets Vorgänge der Schollenbildung und Assimilation chemisch und im Korngefüge. Seine allgemeinen Schlussfolgerungen können aber wegen der Stellung des Bergellermassivs zwischen verschiedenen tektonischen Stockwerken nicht eindeutig ausfallen. An manchen Stellen stammt das Material des Granites hauptsächlich aus dem Nebengestein, an Ort gebildeter Granit kann jedoch in höhere Niveaux verfrachtet worden sein und dort eruptives Verhalten zeigen.

BALCONI (1941) lässt bei der Entstehung des Bergellermassivs in erster Linie magmatische und Assimilations-, nicht aber ultrametamorphe Vorgänge eine Rolle spielen.

ARTUS (1959) sowie CALLEGARI und MONÈSE (1961) untersuchen einzelne Kontakt- und Assimilationsphänomene am Bergeller- und Novategranit mit geochemischen Methoden.

Granite, respektive Granodiorite aus dem nördlichen Bergell sind 1960 Gegenstand einer geochemischen Studie durch WEIBEL. Einige der anscheinend späteren, feinkörnigen Gesteine unterscheiden sich chemisch nicht wesentlich vom porphyrischen Haupttypus (vgl. Fig. 35). Der Strukturunterschied ist möglicherweise dadurch erklärbar, dass das Hauptmagma, im Gegensatz zu späteren Nachschüben, bei der Kristallisation eine Periode des „second boiling“ durchlaufen hat. Die weitgehend magmatische, wenn auch nicht unbedingt primär-magmatische Entstehungs-

weise der Granodiorite steht für WEIBEL ausser Frage. Wie diejenigen von DRESCHER-KADEN (1940) sind aber auch die Schlussfolgerungen von WEIBEL nicht ganz eindeutig. Sich scheinbar widersprechende Erscheinungsbilder sind im Bergellermassiv häufig.

PICCOLI (1962) bearbeitet die Gegend von Novate neu. Er unterscheidet zeitlich eine synkinematische Phase der Migmatitbildung (Adergneisse) und mehrere darauffolgende Intrusionsschübe von Novategranit, Apliten und Pegmatiten (Bildung von Agmatiten und Arteriten). Ein Teil der prägranitischen Migmatite sind nach PICCOLI „,forse relativamente antiche“ (S. 70).

Die Bedeutung des gneissartigen im Gegensatz zum massigen Gefüge granitischer Gesteine ist schon früh eine umstrittene gewesen (vgl. WENK, 1956, S. 263). Für STUDER (1851) sind im Val Codera Granit und Gneiss „ein und dasselbe Gestein“. MELZI (1893) lehnt die Bezeichnung „Granit“ für den „serizzo ghiandone“ (Bergellergranit) des Val Masino ab, weil dessen Gefüge oft einen gneissartigen Charakter zeigt.

Im Tessin argumentiert KLEMM (1904—1907) umgekehrt. Er stellt fest, dass „der Tessiner Gneiss“ lokal Apophysen in das Rahmengestein entsendet, wobei am Kontakt „eine starke Resorption des Schiefergesteins stattgefunden hat“. Auf Grund weiterer ähnlicher Beobachtungen betrachtet KLEMM die Tessinergneisse ganz allgemein als „Granit mit Parallelstructur“. Die postkinematische Metamorphose der zum Teil ja als liasisch bekannten Rahmengesteine ist für ihn eine Kontaktwirkung des „Tessinergranits“, dessen Platznahme im Tertiär erfolgt sein muss.

Demgegenüber betont STEINMANN (1913) den Unterschied zwischen der „ungebundenen“ (Regional-) Metamorphose und echten Kontakterscheinungen.

GUTZWILLER (1912a) beschreibt „Injektionsgneise“ aus der weiteren Umgebung von Bellinzona. Von diesen unterscheidet er echte „Orthogneise“ auf Grund der Kornstruktur und chemischen Zusammensetzung. Er vermutet, dass auch „Einschmelzgesteine“, als Übergangsform zwischen den beiden Gneissarten, auftreten. Ein posttriasisches Alter der Injektion scheint ihm wahrscheinlich (1912b).

CORNELIUS (1916) stellt fest, dass wenn schon, wie von KLEMM und von GUTZWILLER dargelegt, tertiäre Granitintrusionen im Tessin vorkommen, deswegen noch längst nicht alle Tessinergneisse als tertiäre Intrusiva aufzufassen seien. Er stellt nördliche Adulagneisse und Bergellergranit zueinander in Gegensatz und schreibt: „Eine Grenze zwischen beiden Bildungen muss existieren, und es wird der fortschreitenden Forschung wohl gelingen, eine solche aufzufinden.“ Diese Hoffnung hat

sich bis heute nicht überall erfüllt (vgl. MÜLLER, 1958, zum Phengitgneiss der Adula).

In der Folge reisst die Diskussion über das Alter der Tessinergneisse und deren Rolle bei der Alpenfaltung nicht mehr ab.

RÜGER (1934) kommt zur Auffassung, dass auf die tektonischen Vorgänge im Tessin eine mit der „Injektion“ verknüpfte, durchgreifende Kristallisation alpinen Alters gefolgt ist („Tessinerkristallisation“). Damit erklärt er auch die weitgehend „gleichartige Prägung“ der Tessinergesteine.

Für den Stand der Diskussion in den dreissiger Jahren kann auf die zusammenfassende Darstellung von NIGGLI et al. (1936) verwiesen werden.

MITTELHOLZER (1936) weist die mineralogische Identität der Bergeller und Tessiner Pegmatite nach. Auf Grund einer umfangreichen Studie zieht er den Schluss, dass Metamorphose und „Injektion“ in der Tessiner „Wurzelzone“ tertiären Alters sind. Er betrachtet die beiden Vorgänge als gleichzeitig, wobei feststeht, dass die Injektionsadern und Pegmatite in das tektonisch fast fertige Gebirge eingedrungen sind.

Während das tertiäre Alter der meisten sauren Ader- und Gangbildungen kaum mehr bestritten werden kann, erweist es sich als schwierig, geeignete Alterskriterien für als grössere Massen auftretende granitoide Gneisse zu finden.

NIGGLI (1942, S. 42) stellt fünf Möglichkeiten der genetischen Deutung einer solchen Tessiner Gneissmasse (Leventinagneiss) nebeneinander. Einen praktischen Fortschritt bringt hier aber erst die Anwendung gefügeanalytischer Methoden.

Die Untersuchungen von WENK (seit 1943) lassen immer stärker die Kennzeichen der lepontinischen Gneissregion hervortreten: Die mesozoischen Gesteine und ihre frühere Gneissunterlage sind homoaxial verfaltet, und die durchgreifende Kristallisation ist para- bis postkinematisch. Das heisst aber, dass Tektonik, Gefüge und Metamorphose in diesem Gebiet alpines Alter haben (1948b). Tektonisch zeichnet sich die Region durch den plastischen Faltungsstil und das Auftreten von „wenig ausgedehnten, eher lokalen Decken sowie steilen und schildförmigen Gewölben“ (1956) aus, deren Kern jeweils von granitoiden Gneissen eingenommen wird. Diese „Kerngneisse“ gehen nun an manchen Stellen in massive Formen über, die ihren alpin umgeprägten Rahmen durchbrechen (1948b).

Auf Grund dieser Erkenntnisse und der begründeten Annahme, dass schon das prätriasische Kristallin granitische Gesteine enthalten haben

muss, sind nach WENK die Kergneisse als alpin palingen aufzufassen; sie sind in den tektonischen Bau anfänglich einbezogen worden, haben ihn mitgebildet und später noch durchbrochen (1948b). Der „labile Untergrund“ war schliesslich „als Wärme- und Intrusionsherd an der Orogenese selbst aktiv beteiligt“ (1955).

Die tektonische Rolle der Kergneisskörper des Unterbaus verglichen mit derjenigen der kristallinen Kerne der Überschiebungsdecken im Oberbau ist noch abzuklären (1953).

Neuerdings hat die Untersuchung von Calcit-Plagioklas-Paragenesen über die Grenzen des Lepontins hinaus bestätigt, dass der aufgeschlossene Unterbau zugleich das Epizentrum eines Wärmeherdes ist (WENK, 1962). Die durch den An-Gehalt der Plagioklase festgelegten Isothermen überlagern den Deckenbau, sind also jüngeren Datums, was gerade im Gebiet der Aduladecke und Misoxerzone deutlich zum Ausdruck kommt.

Ergänzende Aspekte ergeben sich aus Arbeiten von BAMBAUER et al. (1962) und von JÄGER (1962).

Wenn wir das Untersuchungsgebiet vorgreifend bereits zum alpinen Unterbau gestellt haben, müssen wir uns doch bewusst bleiben, dass einmal die tektonischen Vorgänge in beiden, gegeneinander ja unscharf begrenzten Stockwerken zeitlich und kinematisch korreliert werden müssen. Die Rolle nach Lagerungsform und Gefüge alpin spätkinematischer, granitischer Gesteine, sowie des Tonalits in Verbindung mit dem Bergellergranit, wird dabei von besonderem Interesse sein.

#### 1.4. ZIEL DER UNTERSUCHUNG

Ein Ziel dieser Arbeit war es von Anfang an, zu einer genetischen Aussage über die sauren Zweiglimmergneisse bis -granite zu gelangen.

Jenes Stadium der Erschliessung, dem im Tessin die petrographische Karte von PREISWERK und anderen (zum Beispiel 1934), im Bergell diejenigen von STAUB (zum Beispiel 1921) entsprechen, ist im Untersuchungsgebiet nie erreicht worden. Heute muss aber das Hauptgewicht auf strukturelle und chemisch-petrographische Arbeitsmethoden gelegt werden. Diese erfordern reproduzierbare Feldaufnahmen in verschiedenen Massstäben. Die Frage nach dem genauen geographischen Verlauf eines einzelnen Gesteinsbandes erwies sich aber als zunächst weniger wichtig als diejenige nach immer wiederkehrenden Beziehungen zwischen bestimmten Gesteinsarten, im Aufschluss- und im kartierbaren Bereich.

## 2. Geologie des Gneissmassivs

### 2.1. DER BAU DES MASSIVS IM GROSSEN

Im ganzen Kartengebiet herrschen schiefrige und Gneissgefüge bei weitem vor, wobei die Stoffgrenzen im Kleinbereich vorwiegend mit der Richtung der Parallelgefüge übereinstimmen.

Die Karte (Tafel I) zeigt, dass innerhalb des Massivs s-Flächen verschiedenster Lage kontinuierlich ineinander übergehen. Sie bilden einen Ausschnitt aus einem über das Kartengebiet hinausreichenden Gewölbe, das der „ampia anticlinale“ von Repossi entspricht (1.2.). Im Kern der Struktur erscheinen zwei Teilgewölbe mit umlaufendem Streichen, die sich in der Längsrichtung, WNW-ESE, ablösen. Von diesen liegt dasjenige von Soè in der östlichen Fortsetzung der „Cressim-Falte“ nach KOPP (1.2.), während dasjenige von Garzelli nur von lokaler Bedeutung scheint.

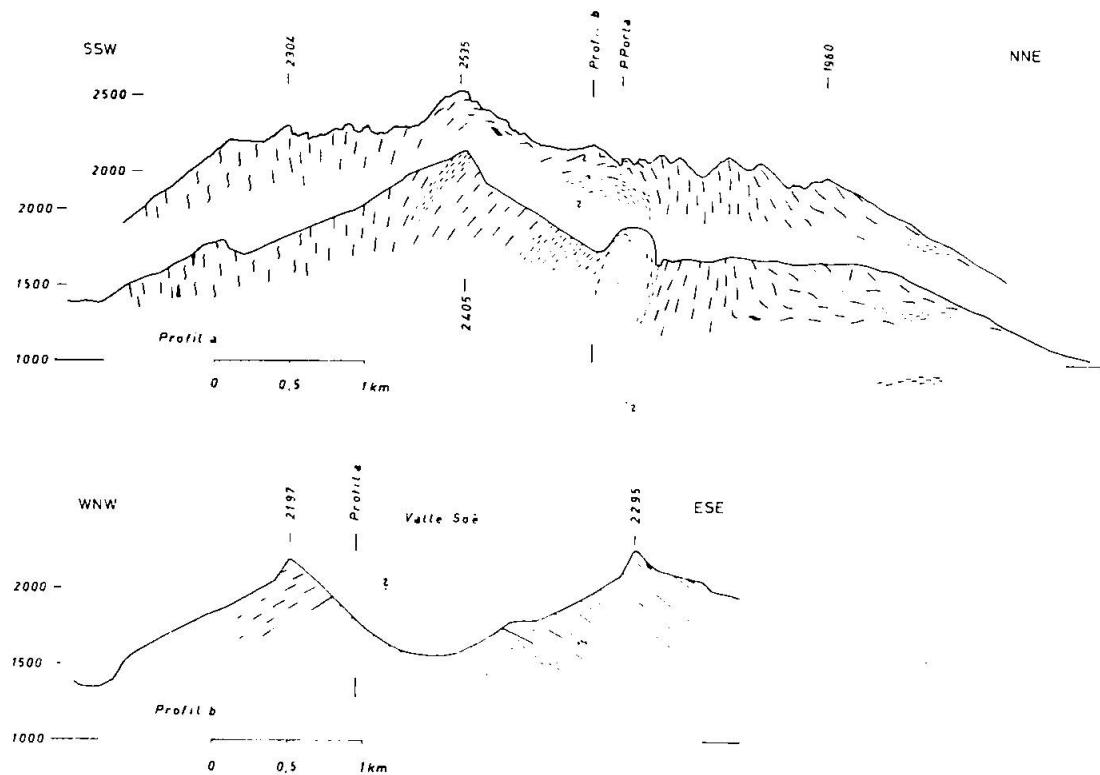


Fig. 4. Profile a (oben) und b. Die Profile schneiden sich nicht ganz rechtwinklig, vgl. Karte Tafel I. Über Profil a erscheint der westliche Grenzkamm des Kartengebiets in der Projektion auf die Profilebene. Eine mögliche westliche Fortsetzung des Garzelli-Domes wurde in Profil a ebenfalls eingetragen. Legende: Schwarz: Amphibolit, Wellsignatur: Adergneisse, Striche: Bändergneisse, Migmatite usw., kleine Striche: Zweiglimmergneisse bis -granite.

Die s-Flächen liegen tautozonal einer Richtung  $B_1$  des Gefüges, die ihrerseits innerhalb des Massivs stark, aber kontinuierlich wechselt.  $B_1$  ist gegeben durch Lineationen und Faltenachsen vom Handstückbereich an aufwärts (vgl. auch Fig. 4).

### 2.1.1. Strukturbereiche

Das Gebiet kann in drei tektonisch etwas verschiedenartige, jedoch nicht scharf abgrenzbare Bereiche gegliedert werden, nämlich die Teilgewölbe von Soë und Garzelli und eine südwestliche Zone, in welcher die Gneissbänke bei vorwiegend etwa W-E-Streichen nahezu senkrecht stehen.

Das *Garzelligewölbe* ist relativ einfach gebaut. s-Flächen und Gesteinsgrenzen zeigen denselben ruhigen Verlauf, der im Kartenbild nahezu unverfälscht zum Ausdruck kommt. Die Orientierung der s-Flächen (Fig. 5, D 10) entspricht fast streng ihrer geographischen Lage gegenüber dem Gewölbekern, indem zum Beispiel NE fallende Flächen fast ausschliesslich auf der Nordostflanke des Gewölbes vorkommen. Im dm-Bereich wird die ruhige Lagerung gelegentlich durch etwas unregelmässige Elongationen von Boudins und Faltenachsen  $B_1'$  gestört. Ihre

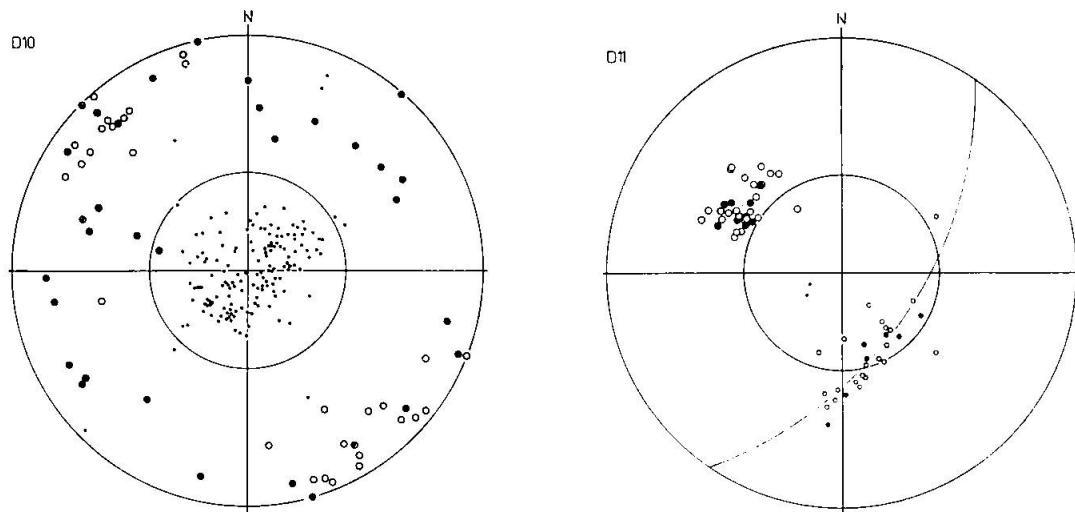


Fig. 5. D 10. Strukturdaten aus dem Bereich des Garzelli-Gewölbes, vgl. Karte. Kl. Punkte: s-Flächen; Kreise: Lineationen, Kleinfältelung ( $B_1$ ); gr. Punkte: Elongation von Boudins, unregelmässige Falten ( $B_1'$ ); Kreise mit Punkt: Faltenachsen im südlichen Grenzbereich zum Soë-Gewölbe. s-Flächen können  $B_1$  als (h0l) und (0kl) zugeordnet werden.

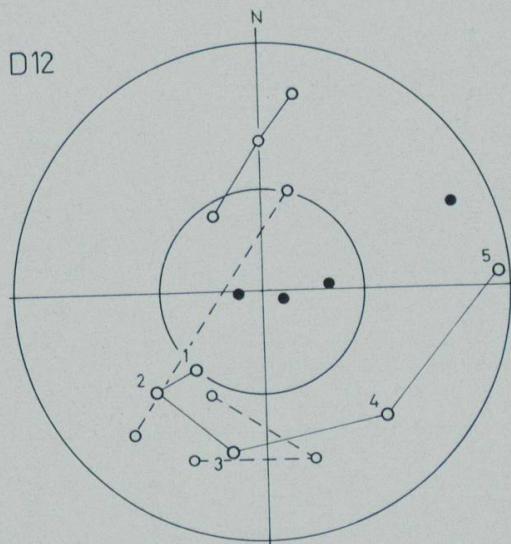
D 11. Bereiche je 500 m SW (Punkte) und SE P. Rabbi. Im NW-Sektor Lineationen und Faltenachsen, entlang Zonenkreis s-Flächen. Kreuze: Elongationen von Boudins. (Stereographische Projektionen der oberen Halbkugel.)

Richtung ist nicht sehr konstant, sie verlaufen aber (D 10) fast immer stark schief zur Längsachse des Gewölbes ( $B_1$ ) oder schneiden diese rechtwinklig. Parallel der Längsachse laufen in diesem Bereich lediglich Lineationen und Achsen feinster Fältelungen.

Das *Gewölbe von Soè* ist wesentlich steiler gebaut als dasjenige von Garzelli und ist gleichzeitig nach Norden überkippt. Parallel zu seiner Längsachse ( $B_1$ ) verlaufen Falten vom 100-m-Bereich abwärts bis zu Fältelungen mit cm- oder mm-grosser Amplitude sowie Lineationen. In der Regel überlagern sich Falten verschiedener Grössenordnungen mehr oder weniger disharmonisch. Hauptträger der Falten sind Bändergneisse und Schiefer. Innerhalb granitoider Gneisse sind Umbiegungen nur gelegentlich an glimmerreichen Schlieren erkennbar (Fig. 28), Lineationen parallel  $B_1$  sind jedoch häufig, und die s-Flächen liegen in der Zone der in benachbarten Gesteinen feststellbaren Faltenachsen. Die Lage der Faltenachsen kann schon auf kleinstem Raum streuen, doch sind Teilbereiche von bis zu einigen 100 m Ausdehnung gewöhnlich bezüglich  $B_1$  statistisch homogen (Fig. 5, D 11).

Im Kulminationsgebiet des Gewölbes treten vom 100-m- bis hinab zum m-Bereich unregelmässige, teils pilzartige Fliessfalten auf (Fig. 6, D 12). Der Kulminationspunkt scheint gegenüber dem Gewölbekern

Fig. 6. D 12. s-Flächen (Kreise) und Faltenachsen (Punkte) aus etwa 150 m grossem Bereich im Kern des Soè-Domes, vgl. Karte. s-Pole zusammenhängender Flächen (Biotit-schlieren) sind durch Linien verbunden. Kleinkreisbesetzungen. Nrn. 1—5 im Gegen-uhrzeigersinn aus 10-m-Bereich. (Stereographische Projektion der oberen Halbkugel.)



etwas in südwestlicher Richtung verschoben, wobei aber zwischen P. Cavregasco und Passo della Porta mindestens zwei 100 bis 200 m grosse Teilgewölbe vorkommen.

Auf der Gewölbe-Westflanke ist neben den dort W fallenden Achsen  $B_1$  in Form flacher Wellen (dm- bis m-Bereich) eine bei ähnlichem Streichen E einfallende Achsenschar  $B_2$  feststellbar. Die Wellung erscheint

vorwiegend auf steilstehenden Schichtflächen, die sowohl in der Zone von  $B_1$  als auch angenähert in derjenigen von  $B_2$  liegen (Fig. 7/8, D 13–15). Ähnliche und gleichorientierte Wellungen sind im Grenzgebiet zum Garzelligewölbe anzutreffen (D 13; Fig. 9), sowie östlich der Valle Soè, wo ihre Richtung mit derjenigen von  $B_1$  zusammenfällt. Die Wellung nach  $B_2$  dürfte zeitlich nach der wesentlich komplexeren Verformung gemäss  $B_1$  erfolgt sein.

Der dritte, *südwestliche Strukturbereich* ist hauptsächlich durch das W-E-Streichen der steilstehenden Gneissbänke gekennzeichnet. Nur im südlichsten Gebietsteil (Borgo) zeichnet sich ein weiteres, südlich an das-

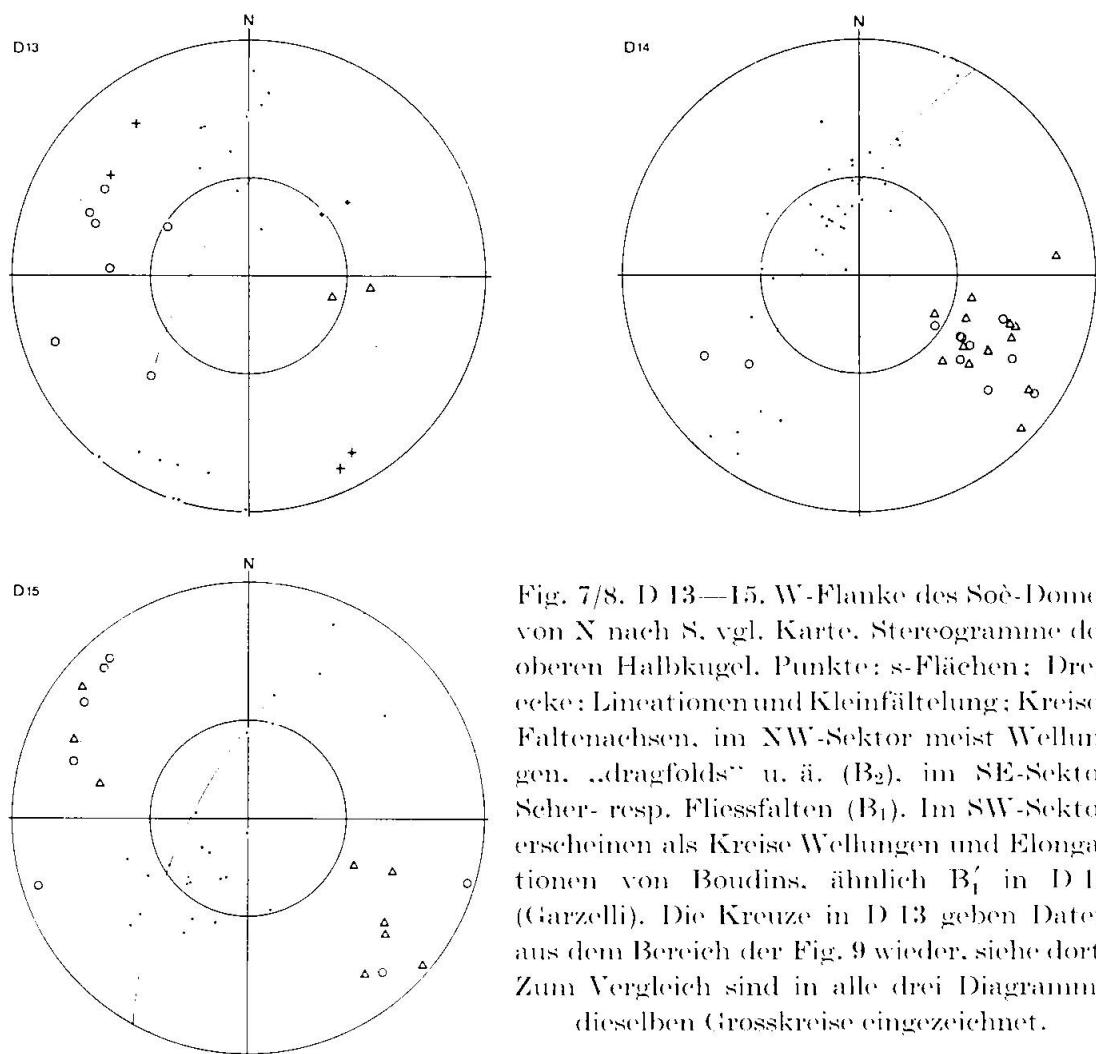


Fig. 7/8, D 13–15. W-Flanke des Soè-Domes von N nach S, vgl. Karte, Stereogramme der oberen Halbkugel. Punkte: s-Flächen; Dreiecke: Lineationen und Kleinfältelung; Kreise: Faltenachsen, im NW-Sektor meist Wellungen, „dragfolds“ u. ä. ( $B_2$ ), im SE-Sektor Scher- resp. Fliessfalten ( $B_1$ ). Im SW-Sektor erscheinen als Kreise Wellungen und Elongationen von Boudins, ähnlich  $B'_1$  in D 10 (Garzelli). Die Kreuze in D 13 geben Daten aus dem Bereich der Fig. 9 wieder, siehe dort. Zum Vergleich sind in alle drei Diagramme dieselben Grosskreise eingezeichnet.

Falten nach  $B_2$  sind an der steilen NW-Flanke des Domes (Porta-Couloir) sehr häufig, im flachen Scheitelgebiet jedoch kaum anzutreffen. Im südlich anschliessenden Bereich von D 15 nähern sich  $B_1$  und  $B_2$  bereits an; sie lassen sich im Gebiet des P. Cavregasco der Richtung nach nicht mehr unterscheiden.



Fig. 9. Blick auf 50° NE-fallende s-Fläche (Schichtfläche). B<sub>1</sub> gegen rechts (NW) fallend, B<sub>2</sub> kreuzend nur auf relativ steilen s. (Koord. 743.270/124.370, 1550 m).

Vgl. Kreuze in D 13 (B<sub>2</sub>, B<sub>1</sub>; im NE-Sektor s).

jenige von Soè anschliessendes Teilgewölbe ab. Falten und Lineationen B<sub>1</sub> fallen dort mittelsteil SE-wärts. In westlicher Richtung nimmt der Fallbetrag zu, erreicht die Senkrechte, und schliesslich fallen die Achsen im Gebiet von Cavrig steil westwärts ein (Fig. 10/11, D 16—18). In einzelnen Aufschlussbereichen, und zwar vor allem im Grenzgebiet gegen das Soègewölbe, kann die Lage der Faltenachsen stark streuen. Mit den Lineationen liegen diese aber immer annähernd in der WNW-ESE streichenden, etwa senkrechten Ebene, welche im häufigen Fall annähernd isoklinaler Falten gleichzeitig Axialebene ist (Spur s-s in Tafel I; D 18).

Zwischen dem Teilgewölbe von Borgo und demjenigen von Soè müsste eine synklinale Umbiegung vorliegen. Anzeichen für eine solche bilden steilachsige Scher- respektive Fliessfalten im dm- bis 10-m-Bereich, die nördlich und südlich der mutmasslichen Axialebene (s-s) der Synklinale als S respektive Spiegel-S ausstrecken (Tafel I). Die Synklinale scheint sich demnach bei zunehmender Steilheit ihres Einfallens in westlicher Richtung fortzusetzen, ohne dass darauf jedoch weitere Hinweise bestünden.

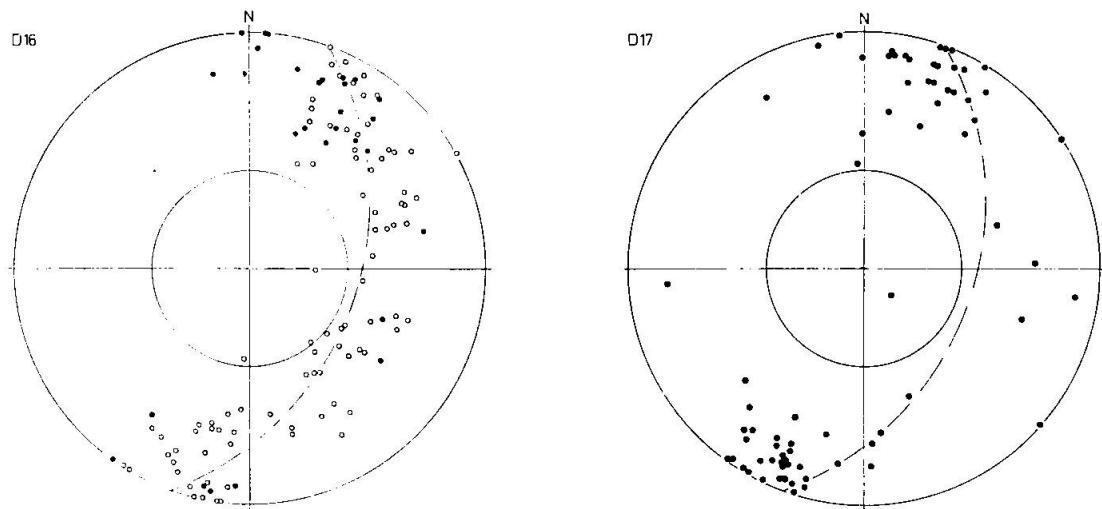
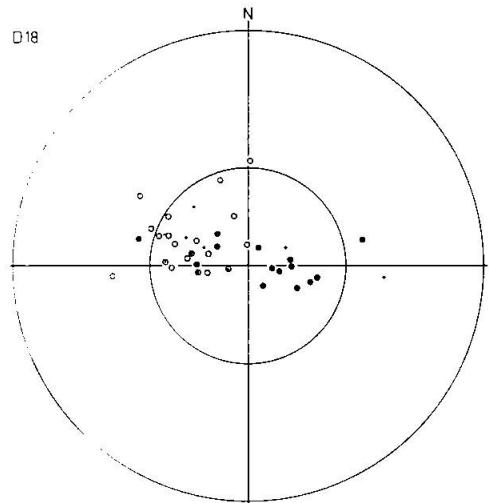


Fig. 10/11. Südwestlicher Strukturbereich von E nach W, vgl. Karte.



D 16. s-Flächen aus dem östlichen (Kreise) und mittleren Teilbereich.

D 17. s-Flächen aus dem westlichen Teilbereich.

D 18. Faltenachsen im dm- und m-Bereich aus dem östlichen (Kreise), mittleren (Kreise mit Punkt) und westlichen Teilbereich. Kreuze zeigen Faltenachsen aus einem einzigen, weiter nördlichen Aufschluss, Koord. 742.750/121.700. (20-m-Bereich; Grenzgebiet zum Soë-Gewölbe). Hier besteht annähernd Lagefreiheit der Achsen in der Axialebene  $\parallel$  s-s der Karte Tafel I.

(Stereogramme der oberen Halbkugel.)

### 2.1.2. Gesteinszonen

Petrographisch sind grob sechs Zonen ausscheidbar, deren gegenseitige Abgrenzung weitgehend der beschriebenen Struktur entspricht. Nur im südwestlichen Strukturbereich scheinen die Verhältnisse etwas komplizierter.

Im Kern der Teilgewölbe von Garzelli und Soë sind die Dome von granitischem Zweiglimmergneiss aufgeschlossen (A).

Um die beiden Kerngneiss-Dome folgt als gemeinsame Hüllzone (B) eine stark in Lagen parallel B<sub>1</sub> gegliederte Gneisserie von lokal grob-gemengtem Charakter, die aber darüber hinaus wenig einheitliche Züge trägt: Im Dach des Garzellidomes folgen sich in ruhiger, konkordanter

Lagerung um 50 m mächtige Lagen von glimmerreichen Plagioklas-gneissen und Schiefern einerseits und granitischen Gneissen andererseits. Gegen das Hangende sowie lateral gegen das steilere Teilgewölbe von Soè wird die Lagerung komplexer, die Mächtigkeit homogener Lagen im Mittel geringer, und die Horizonte sind schwerer verfolgbar (2.2.). Im ganzen überwiegen in dieser Hüllzone stark die leukokraten Gesteine.

Die Hüllzone geht südlich in eine mehrere 100 m mächtige Zone meist homogener, granitoider Biotitgneisse über (C), in welcher Einlagerungen von Bändergneissen und Schiefern nur noch selten sind.

Im „Synkinalbereich“ südlich des Gewölbes von Soè schliesst dannach, nun mit ziemlich scharfer Begrenzung, eine Bändergneiss- und Schieferzone an (D). Sie umfasst den ins Kartengebiet fallenden Teil des Gewölbes bei Borgo. Zusammen mit der Biotitgneisszone C verliert sie sich westwärts allmählich in einem Komplex von Biotitstreifen- und Adergneissen (E), in welchem homogene granitoiden Gneisse nur noch selten, Bändergneisse und Schiefer nur in wenigen Schichtpaketen und isolierten Schollen zu finden sind.

Entlang der Valle di Darengo sind nördlich des Livo Linsen basischer und ultrabasischer Gesteine besonders zahlreich und lassen sich grob zu einem Zug zusammenfassen (F). Der einzige Marmor des Kartengebietes ist mit einer Granatamphibolit-Linse dieses Zuges assoziiert. Die Vorkommen folgen dem Streichen der angrenzenden Gneisse nicht streng. Wenn wir wieder von Osten her schliessen, scheinen sie sich aber an die Kernumbiegung oder die Axialebene der Falte von Borgo zu halten. Ultrabasite und Marmor dürften mit einem Teil der begleitenden Gneisse metamorphe mesozoische Gesteine sein.

### 2.1.3. Gangpegmatite, Klüfte, Gefügerelief

Das untersuchte Gebiet liegt ganz in der vom mittleren Tessin bis ins Bergellermassiv reichenden Zone, die sich durch die Häufigkeit im wesentlichen postkinematischer Gangpegmatite auszeichnet. Die Gänge zeigen zum Teil eine unregelmässige, wechselnd diskordante und konkordante Lagerung (Tafel II). Zur Hauptsache folgen sie jedoch Klüften, mit über weite Strecken geradlinigem Verlauf. Sie streichen dann meist um N 20° E und fallen mässig bis steil westwärts ein (Fig. 12, D 19). Ein entsprechendes Kluftsystem ist am ausgeprägtesten auf der Ostflanke des Soègewölbes entwickelt. Hier folgen sich durchgehend in einigen m Abstand parallele, cm- bis m-mächtige Pegmatitplatten

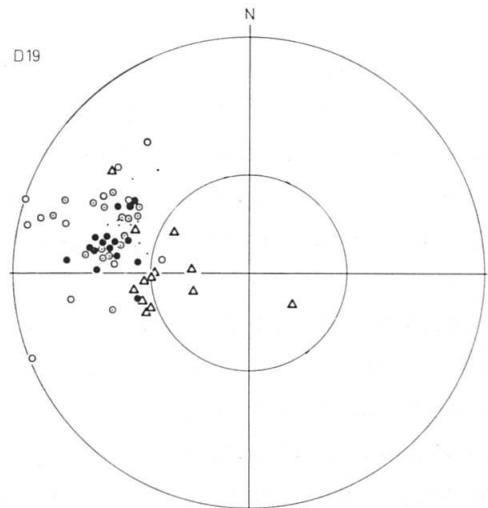


Fig. 12. D 19. Eingemessene Lagen von Pegmatitgängen. Kreise mit Punkt: Soè-Dom und unmittelbarer Rahmen; Punkte: E-Flanke des Soè-Gewölbes (P. Rabbi, P. Ledù, vgl. D 11); Kreise: N-Rand des Soè-Gewölbes (V. Soè-A. Campo); Dreiecke: südwestlicher Strukturbereich (vgl. D 16—18); kleine Punkte: östlich des Kartengebiets (P. Sasso Canale). Stereographische Projektion der oberen Halbkugel.

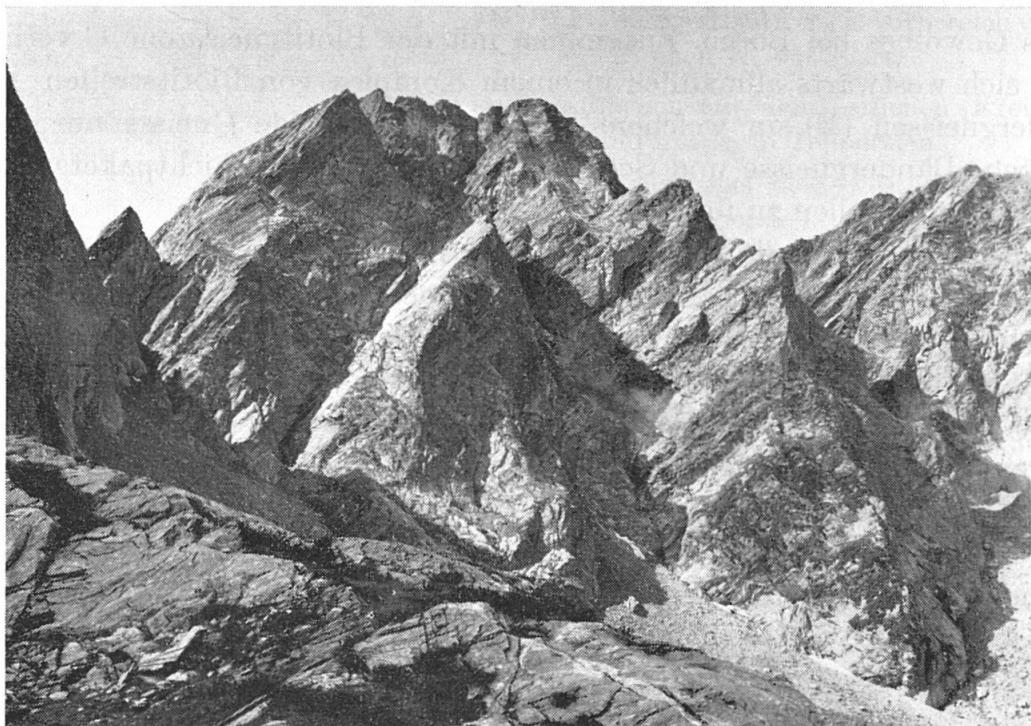


Fig. 13. P. Ledù von NE: Gefügerelief. B<sub>1</sub> mittelsteil ostwärts einfallend (gegen links), dazu ca. senkrechte Klüfte, oft von Gangpegmatiten besetzt (ac). Im Vordergrund B<sub>1</sub> flacher (vgl. Karte).

(P. Rabbi, P. Ledù). Die Klüfte können in diesem Bereich dem E-fallenden B<sub>1</sub> als ac zugeordnet werden, vgl. D 11 mit D 19. Da Pegmatite ähnlicher Orientierung auch im restlichen Gebiet auftreten, muss dieser Lage jedoch eine weitere Bedeutung zukommen, möglicherweise als ac zu einer Achsenrichtung gröserer regionaler Konstanz, die sich aber den Gesteinen nur lokal aufprägen konnte, wie B<sub>2</sub>.

Nicht alle Klüfte der erwähnten Schar sind von Pegmatiten besetzt. Entlang manchen und auch solchen anderer Orientierung erscheint das Gestein lediglich im cm-Bereich „ausgelaugt“ (Biotit → Chlorit). Östlich des P. Cavregasco sind einige Kluftflächen von fast dm-grossen, kieseligen Konkretionen bedeckt. Ruschelzonen und Verwerfungen geringer Sprunghöhe (< 10 m) sind im Kartengebiet häufig. In ihrem Bereich wurden an mehreren Stellen typische Kakirite gefunden.

Die Morphologie des Gneissmassivs entspricht sehr weitgehend dem Gesteinsgefüge. Das beste Beispiel dafür bildet die Nordflanke des P. Ledù (Fig. 13), in welcher sich fast alle auftretenden Flächen  $B_1$  entweder als (h0l) (s-Flächen, Klüfte) oder ac-Flächen (Klüfte mit oder ohne Pegmatitplatten) zuordnen lassen (vgl. 2.4.4.). Die Valle Bodengo folgt im oberen und mittleren Teil dem Grundriss von ac-Flächen zu  $B_1$ .

## 2.2. BEISPIEL EINER MIGMATITSERIE

In der Hüllzone der Gneissdome, wenige 100 m westlich Bodengo, ist im Bachbett des Boggia eine Gesteinsserie aufgeschlossen, die bemerkenswerte Einzelheiten zeigt. Gleichzeitig weisen diese Gesteine für das ganze Massiv typische strukturelle und petrographische Eigenschaften auf. Typische helle Zweiglimmergneisse oder -granite kommen hier nicht vor.

Als Grundlage für Aufnahmen in den Massstäben 1 : 1000 und 1 : 200 (Tafeln II und III) wurde mit Hilfe von Messband und Kompass ein Triangulationsnetz mit einem Punktabstand von 10 bis 15 m ausgemessen. Der Fehler der Längenangaben dürfte wenige Prozente betragen. Das meist nur schwache Relief der Aufschlussfläche wurde nicht aufgenommen. Nachträglich wurde ein rechtwinkliges Koordinatensystem eingeführt.

### 2.2.1. Die Gesteine im Aufschluss

Tafel II gibt eine Übersicht. Die auftretenden Gesteine lassen sich in vier Gruppen zusammenfassen, welche sich durch relativ selbständige Lagerung und einen eigenen petrographischen Charakter auszeichnen:

1. Bändergneisse.
2. Komplex von grobflaserigem Augengneiss.
3. Komplex von feinkörnigem Biotitgneiss.
4. Gangpegmatite.

Die Gneisse der Gruppen 1 bis 3 sind ferner von dm-grossen, unregelmässig aderförmigen, hololeukokraten Beständen durchsetzt, welche unter sich keinen sichtbaren Zusammenhang zeigen (pegmatoide Adern).

### 2.2.1.1. Bändergneisse

Die Bändergneisserie besteht aus cm- bis mehrere dm-mächtigen, konkordanten Lagen von Glimmerschiefern<sup>3)</sup>, feinkörnigen Biotit-Oligoklasgneissen, hololeukokraten, meist biotitführenden Gneissen, Amphiboliten und Übergangstypen. Einzelne, auch benachbarte Lagen unterscheiden sich oft nur im quantitativen Mineralbestand oder in der Textur. Die Schieferungsflächen sind durch die Einregelung der Glimmer gegeben, Stoffgrenzen verlaufen jedoch der Schieferung meist parallel. Glimmer und helle Gemengteile sind häufig in separaten Zeilen angeordnet (Kornzeilenbau, segregation layering). Die Gesteinslagen verlaufen nur über kurze Strecken ungestört, sie sind stark nach einer gemeinsamen Achse verfaltet ( $B_1$ ). Dabei treten die Falten — oft deutlich disharmonisch — in allen Grössenbereichen auf, mit Amplituden von mm bis mehreren m. Lineationen verlaufen stets den Faltenachsen parallel.

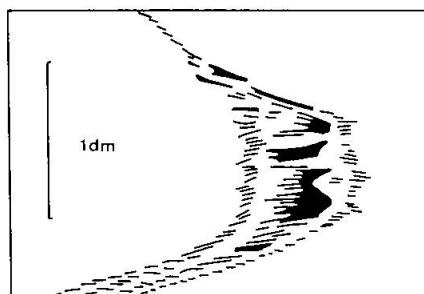


Fig. 14. Faltenscheitel in Bändergneiss. Blickrichtung  $\sim B$ . Schwarz: Biotit; weiss: Leukokrates Gestein. Die Mächtigkeit der biotitreichen Lage ist im Scheitel am grössten, die Schieferung verläuft parallel der Axialebene und schief zu den Stoffgrenzen.

Gelegentlich nimmt die Mächtigkeit einzelner Lagen gegen einen Faltenscheitel stark zu, und es bilden sich dort Ansammlungen von dunklem oder auch hololeukokratem Material (Fig. 14). Stellenweise treten bis mehrere dm grosse Linsen auf, die fast nur aus Hornblende und einem randlichen Biotitsaum bestehen.

Wo Stoffbänder scharf umbiegen, zum Beispiel im relativ spitzen Scheitel isoklinaler Falten, sind die Glimmer gelegentlich makroskopisch gut sichtbar in die Axialebene der Falte eingeregelt: die Schieferung verläuft hier schief zu den Stoffgrenzen (Fig. 14). Es kommt aber auch

<sup>3)</sup> Zur Definition von *Schiefer* vgl. WENK, 1963).

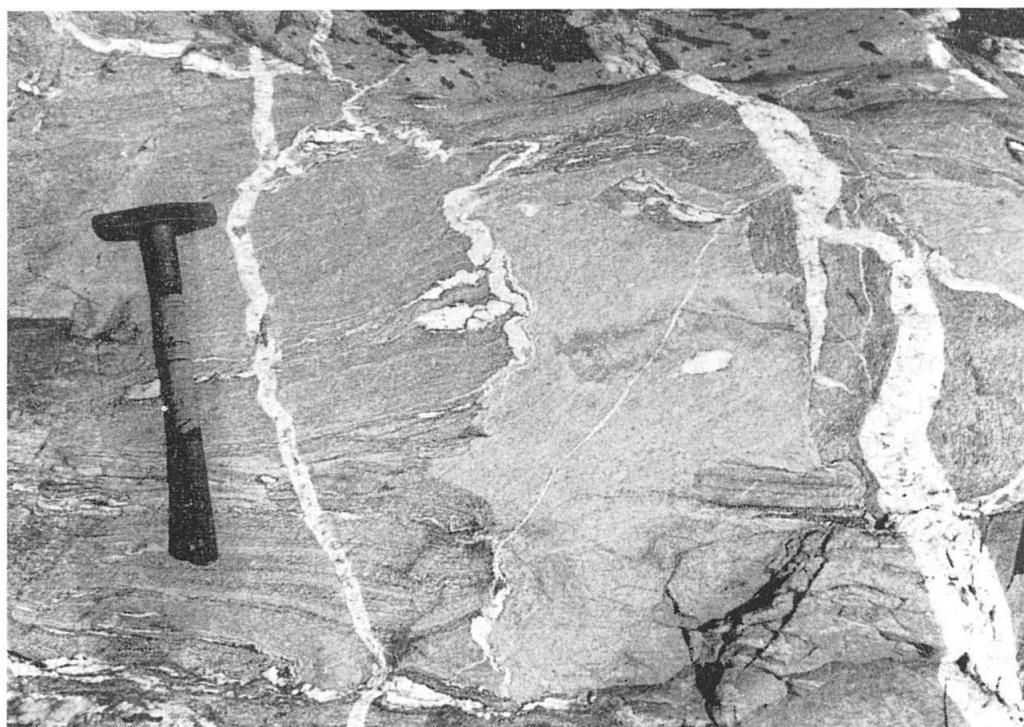


Fig. 15. Diskordanter Kontakt zwischen Biotitgneisskomplex und Bändergneissen. Pegmatoide Adern häufig auf Diskontinuitätsflächen. Spätere Gangpegmatite durchsetzen die Gneisse geradlinig, entlang Klüften. (Stelle Tafel II, Koord. 233/100, Blick Richtung N.)

vor, dass die Glimmer an solchen Stellen nach keiner bestimmten Ebene, sondern nur parallel der Faltenachse eingeregelt sind und ihre Pole einen Gürtel um  $B_1$  bilden.

Die pegmatoiden Adern sind in den Bändergneissen oft von einem Biotitsaum begrenzt (vgl. MEHNERT, 1962; 2.4.2.) An einzelnen Stellen bilden sich eigentliche Adergneisstexturen (Fig. 15).

Häufig und besonders in stark und disharmonisch verfalteten Schichtpaketen ist schwer zu entscheiden, ob einzelne hololeukokratische Lagen der „primären“ Bänderung oder der pegmatoiden Aderbildung zuzuordnen sind.

#### 2.2.1.2. Komplex von grobflaserigem Augengneiss

Der Augengneiss (Tafel III) bildet den Rahmen zahlreicher petrographisch und strukturell verschiedenartiger Einschlüsse, so dass ein Komplex von auffälligem Innenbau entsteht.

Das Hauptgestein ist ein mittel- bis grobkörniger, grobflaseriger

Biotit-Oligoklas-Kalifeldspat-Augengneiss mit meist gut einmessbarer Schieferungsfläche und ausgeprägter Lineation. Beide Paralleltexturen sind weitgehend durch Lage und Anordnung der Biotite gegeben. Die Kalifeldspataugen sind parallel  $B_1$  spindelförmig gelängt und erreichen dabei eine maximale Länge von fast zwei dm, bei einem Durchmesser von einigen cm. Im ac-Schnitt zeigen sie häufig angenähert rechteckige oder sechseckige Formen und lassen schon makroskopisch eine einfache Zwillingsstruktur erkennen.

Die einfachsten im Augengneiss auftretenden Einschlüsse sind bis dm-mächtige, in s gelängte Linsen und Lagen von fein- bis mittelkörnigem Biotitgneiss.

Den eigentlichen Anlass zur detaillierten Aufnahme gerade des Augengneisskomplexes gaben aber die darin vorkommenden gangartigen Körper, die aus zwei Arten von homogenem Biotitgneiss bestehen. Das in Tafel III schwarz bezeichnete Gestein ist ein feinkörniger Biotit-Oligoklasgneiss, der dem Hauptgestein im Biotitgneisskomplex entspricht (2.2.1.3.). Das grau bezeichnete Gestein ist dagegen ein fein- bis mittelkörniger, biotitführender Gneiss granitischer Zusammensetzung, der nur in Form dieser Einschlüsse gefunden wurde. Beziiglich der Textur gleichen sich die beiden Gesteine. Sie zeigen keinen Kornzeilenbau, und im Gefüge herrscht bald das lineare, bald das planare Element vor.

Im nördlichen Teil des Komplexes (Strecke A-A, Tafel III) bilden feinkörniger Biotitgneiss und granitischer Gneiss eine Art zusammengesetzten Gang. Der feinkörnige Biotitgneiss tritt ausser an dieser Stelle nur als bizarr geformte, isolierte Schollen auf. Der granitische Gneiss schneidet an mehreren Stellen Schieferung und kleinere Einschlüsse des Augengneisses diskordant, wird aber andernorts anscheinend von demselben Augengneiss seinerseits aufgelöst (191/88). Die „Gänge“ können auch in s parallele Lagen im Augengneiss übergehen (zum Beispiel 188/88).

Die Kontaktflächen zwischen den gangförmigen Einschlüssen und dem Augengneiss liegen, wo einmessbar, tautozonal  $B_1$ . Das heisst, dass die Diskordanzen in Schnitten parallel  $B_1$  verschwinden.

In allen Gesteinsarten auch dieses Komplexes und besonders häufig auf stofflichen Diskontinuitätsflächen finden sich hololeukokratische Bestände, die in Form von Adern und Gängchen oder mit unscharfen Grenzen auftreten. Sie überlagern als eigene, aber unzusammenhängende „Formation“ die vorher beschriebenen Verhältnisse (Fig. 16).

Zwischen Augengneiss und Bändergneissen herrscht nicht überall Konkordanz. An einer Stelle werden die Bändergneisslagen spitzwinklig



Fig. 16. Grobflaseriger Augengneiss mit dunkleren Einschlüssen und hololeukokratischen Beständen. Nur unten und links sind Kalifeldspataugen erkennbar. (Stelle Tafel II, Koord. 187/85, Blick Richtung W.)

abgeschnitten (198/78), und an einer andern werden Amphibolitlagen der Bändergneisse unter Auftreten biotitreicher Reaktionsränder abgeschnitten (194/72), wobei aber an diesem Ort der Augengneiss selber passiv scheint und helle Bestände vorherrschen (Nrn. 1921/2/4/5, Tab. 1).

#### 2.2.1.3. Komplex von feinkörnigem Biotitgneiss

Das Hauptgestein ist hier ein feinkörniger, homogener Biotit-Oligoklas- bis Andesingneiss quarzdioritischer Zusammensetzung, worin keine Stoffänderung und auch kein Kornzeilenbau erkennbar ist. Durch die Biotitregelung gegebene s-Flächen sind gelegentlich einmessbar, das

Gestein zeigt aber vor allem eine ausgeprägte Lineartextur ( $B_1$ ). Es bildet, ausser seinem Vorkommen im Augengneisskomplex, einen stockartigen Körper von etwa 20 m Ausdehnung, der in ac eine angenäherte Symmetrieebene besitzt. Untergeordnet zeigt sich darin ein Aufbau aus petrographisch kaum unterscheidbaren, einige  $m^2$  grossen Teilbereichen, die oft durch etwas hellere, mittelkörnige Schlieren voneinander getrennt sind. Diese Schlieren erreichen eine Ausdehnung von mehreren dm und bevorzugen konkave Grenzflächen. Konvex begrenzte, hololeukokratische Bestände treten darüberhinaus als jüngste Bildung auf.

Der Biotitgneisskomplex verhält sich diskordant zu den Bändergneissen, deren Lagen an mehreren Stellen abgeschnitten werden (zum Beispiel Fig. 15 und 264/102).

#### 2.2.1.4. *Gangpegmatite*

Im Gegensatz zu den bisher erwähnten, nicht sichtbar zusammenhängenden Beständen von Quarz-Feldspat-Material bildet hololeukokrater, meist grobkörniger und massig erscheinender Pegmatit ein System von diskordanten Gängen, die Texturen und Stoffgrenzen aller Rahmensteine geradlinig abschneiden. Die Gänge sind geometrisch leicht als Dilatationsgänge deutbar. Anzeichen für eine Platznahme durch „Verdrängung“ des Nebengesteins (atom by atom replacement) sind demgegenüber nie eindeutig<sup>4)</sup>.

Wo die Gangpegmatite dm- bis m-mächtige Lagen bilden, lassen sich darin häufig subparallele, cm- bis dm-mächtige Teillagen zum Teil aplitischen Charakters unterscheiden. Diese können auf meterweite Strecken durch feinste Biotitzeilen voneinander getrennt sein, sich gegenseitig abschneiden und versetzen. Parallel zum Kontakt verlaufen öfters relativ biotitreiche, grobkörnige Zonen. Der bis zu 10 m mächtige Pegmatit im östlichen Teil des Aufschlusses erscheint im nördlichsten Teil als eine Art zusammengesetzter Sill, dessen Förderung aus dem Liegenden (SE) erfolgt wäre. Pegmatitgänge von etwa konstantem N-S-Streichen durchsetzen auch diesen „Sill“.

---

<sup>4)</sup> Gegen eine Ansammlung des Pegmatitmaterials durch Lateralsekretion (RAMBERG, 1952, 1956) spricht der Umstand, dass die Ganggrenzen auch chemisch scharf sind: Der Pegmatit führt Albit, darin eingeschlossener Amphibolit dagegen Labrador (Tab. 1, Nrn. 70 und 80); Analysen von Scheibchen eines Zwei-glimmerschiefers (Nr. 22, Tab. 6), die parallel einem Pegmatitkontakt in 3, 10 und 30 mm Abstand von diesem herausgesägt wurden, liessen keine Änderung der Spurengehalte erkennen.

In den Gneissen finden sich öfters nicht raumstetige, aber zu s parallele Bewegungsflächen, an welchen auch Pegmatitgänge versetzt sind. Die Verschiebungsbeträge können einige dm betragen. Die Bewegungsflächen zeichnen sich meist durch eine geschlossene Biotitschicht aus.

### 2.2.2. Strukturdaten

Strukturdaten aus der Migmatitserie sind für Teilbereiche gemäss Tafel II in den Diagrammen D 1 bis D 6 zusammengefasst (Fig. 17/18). Eine Auszählung der Daten erübrigt sich, und die winkeltreue Projektion kann benutzt werden (Stereogramme der oberen Halbkugel).

Um die Übereinstimmung der aus Texturmessungen einerseits und aus einer Korngefügeanalyse andererseits ermittelten Gefügekoordinaten nachzuweisen, wurden in einem orientierten Schliff 114 Biotitkörner eingemessen (Fig. 17, D 2a). Der Schliff stammt aus dem feinkörnigen Biotit-Oligoklasgneiss im „zusammengesetzten Gang“ (Tab. 1, Nr. 1549). Die Textur dieses Gesteins ist im Feld nur schwer einmessbar; die mikroskopische Analyse sollte daher auch die betreffenden Messungen in D 2 bestätigen. Korngefüge und Makrotextur stimmen überein, indem die B-Achse des Korngefüges in das Streufeld von B<sub>1</sub> in D 2 fällt.

**B-Achsen (B<sub>1</sub>).** Aus D 2 und seinem Vergleich mit D 3 geht hervor, dass die B-Richtung vom Gesteinstyp unabhängig ist. D 2 umfasst alle Messungen aus dem Augengneisskomplex und zeigt eine Übereinstimmung der B-Richtung für die drei unterschiedenen Gesteinsarten. D 3 enthält Messungen aus Bändergneissen und zwei diskordanter Kontaktflächen. Das Feld der B-Achsen hat sich etwas nach NW verschoben, aber die Streuung innerhalb einzelner Gesteinstypen in D 2 und D 3 übersteigt den Verschiebungsbetrag. Es zeigt sich hingegen eine Ortsabhängigkeit der Lage von B: Die Lineartexturen fallen am Westrand des Aufschlusses in nordwestlicher Richtung, am Ostrand in nördlicher Richtung. Ihr Fallbetrag ändert sich von 30° im Westen zu 55° in der Mitte und erreicht im Osten wieder 30°. Die Mittelwerte der beiden Größen für die Teilbereiche sind etwa folgende:

Bereich	D 1	D 2	D 3	D 4	D 5	D 6
Fallrichtung	N 27 W	N 22 W	N 15 W	N	N 4 W	N 3 E
Fallbetrag	28	35	39	56	56	32

In den meisten Stereogrammen zeigen die Projektionspunkte im Vergleich zur Streuung im ganzen Aufschlussbereich eine relativ straffe Gruppierung. Die gefundene räumliche Verteilung der Achsenlagen

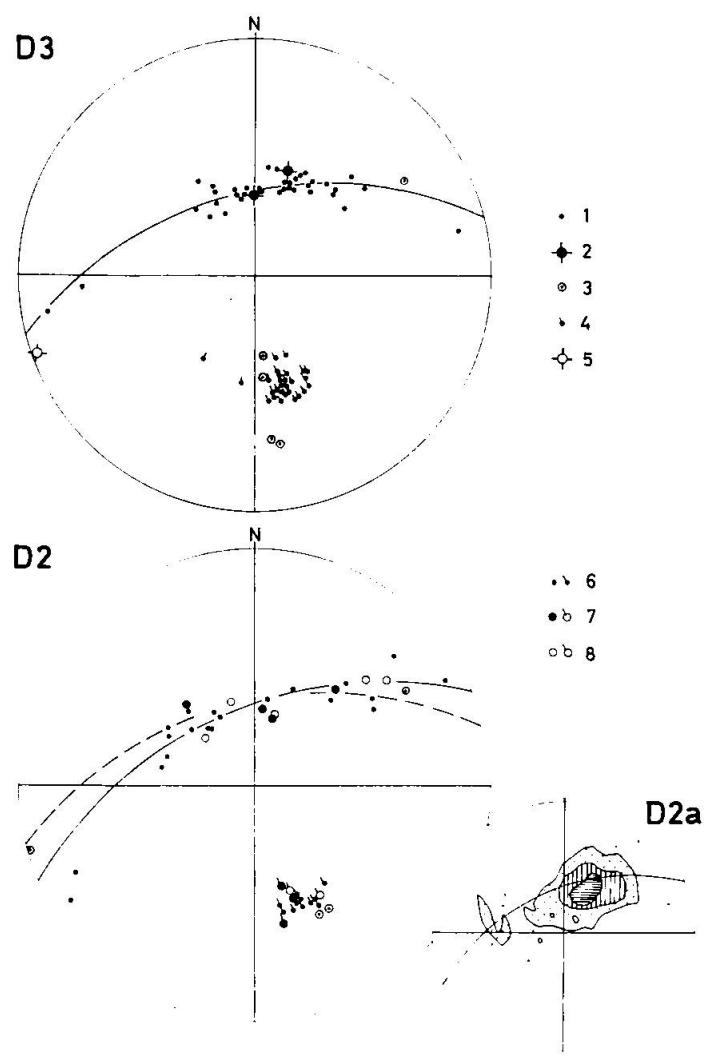
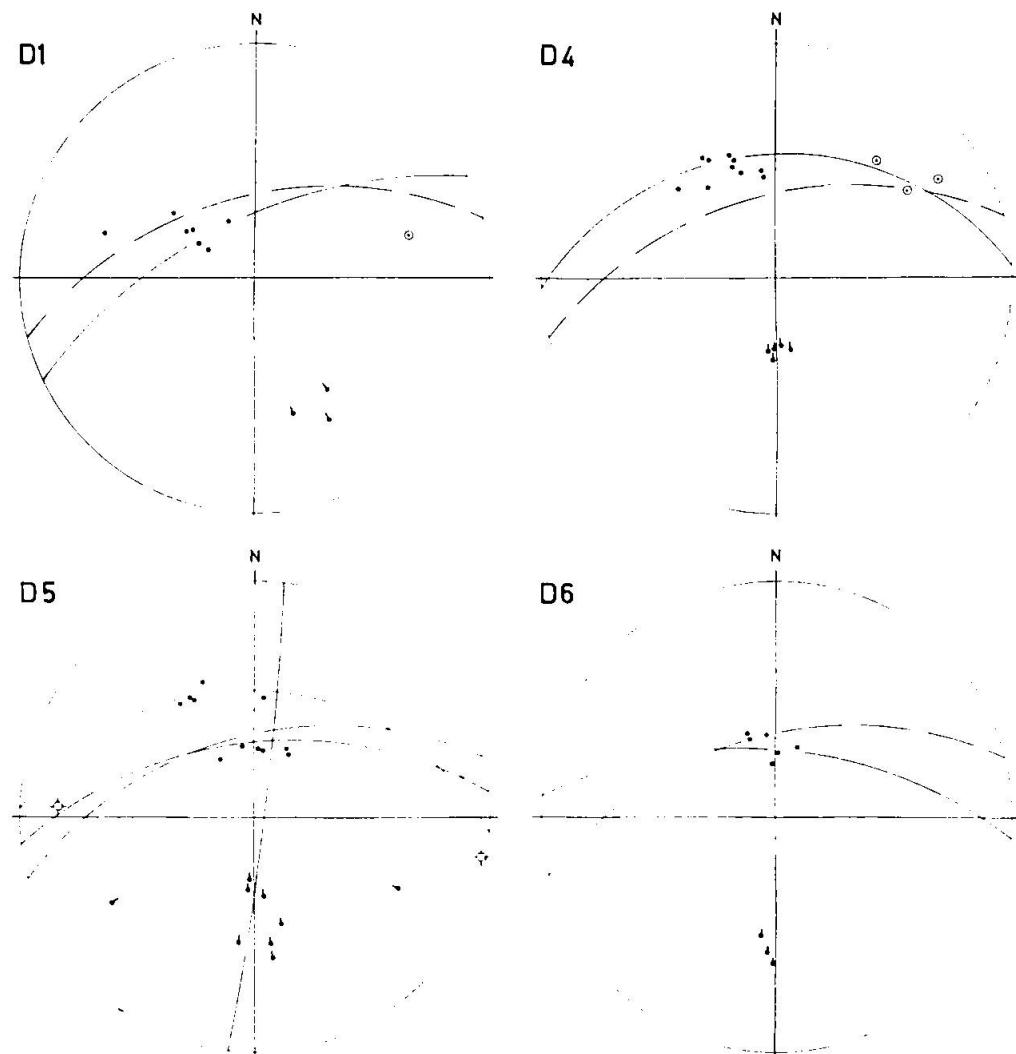


Fig. 17/18. Gefügedaten aus dem Migmatit bei Bodengo. Stereogramme D der oberen Halbkugel. D 1 usw. gelten für einander von W her ablösende Bereiche gemäss Übersicht Tafel II. Ausgezogene Grosskreise bezeichnen die Zone der lokalen B-Achse; in D 5 sind drei Achsenrichtungen unterscheidbar. Als Vergleichsbasis erscheint der Grosskreis aus D 3 unterbrochen in den anderen Stereogrammen. D 2a zeigt die Orientierung von 114 Biotit-c-Achsen im feinkörnigen

scheint daher unzufällig. Die systematische Änderung des Achsenstreifchens von West nach Ost fügt sich auch gut in das regionale Bild ein (Tafel I).

Im Bereich der Stereogramme D 4 und D 5 zeigt sich eine Unregelmässigkeit der Fallrichtung und ein Maximum des Fallbetrages. Bei D 4 handelt es sich um das Hangende der sillartigen Pegmatitlage, bei D 5 um ihr Liegendes in unmittelbarer Nähe diskordanter Kontakte.



Biotit-Oligoklasgneiss (Nr. 1549). Das Diagramm wurde nach der Auszählung auf das Wulffsche Netz übertragen. Der Zonenkreis ist derjenige von D 2.

D 1 bis D 6: 1 s-Flächen, 2 diskordante Kontaktflächen, 3 Klüfte, 4 Lineationen und Faltenachsen ( $B_1$ ), 5 andere Lineartexturen.

D 2, s-Flächen und Lineationen: 6 Augengneiss, 7 feinkörniger Biotit-Oligoklasgneiss inkl. Kontaktflächen, 8 Gneiss granitischer Zusammensetzung („Gang“).

D 2a: 20—10; 10—5; 5—1.5% und einzelne.

Im Bereich von D 6 ist derselbe Pegmatit konkordant. Es liegt also nahe, die gefundenen Unregelmässigkeiten auf die dilatative Intrusion des Pegmatits zurückzuführen.

*s-Flächen.* Die in die Stereogramme eingefügten Zonenkreise zeigen, dass die s-Flächen statistisch tautozonal  $B_1$  liegen. Das schliesst in Schnitten schief zu  $B_1$  erscheinende Diskordanzen jedoch nicht aus.

Die Streuung der s-Pole in der Zone  $B_1$  bestätigt den aus den Karten

(Tafeln II und III) gewonnenen Eindruck über das Streichen der Formationen. Der Augengneiss zeigt im nördlichen Teil steilstehende, NW-SE streichende s-Flächen, die gegen Süden in mittelsteil NW-fallende übergehen. Der Augengneisskomplex als Ganzes hat Synkinal- bis Schlingenform. Die Bändergneisse als feiner gegliederte Serie sind demgegenüber differenzierter gefaltet. Wir können dieser Formation nur an Stellen ruhiger Lagerung eine allgemeine, östliche bis nordöstliche Streichrichtung zuordnen. Beim stark verfalteten Bereich von D 3 könnte es sich um einen Antiklinalkern im Liegenden des Augengneisskomplexes handeln. Ob diese Deutung zutrifft, ist im Rahmen des Aufschlusses nicht zu entscheiden.

### 2.2.3. Mikroskopische Beobachtungen

Im Gegensatz zu der makroskopisch deutlichen Stoffgliederung zeigt die Gesteinsserie im Mikroskop einen sehr eintönigen Charakter. Tab. 1 orientiert über Fundorte und Mineralbestand im Dünnschliff untersuchter Handstücke.

Von den Gangpegmatiten abgesehen zeigen die Gesteine einen mittleren Korndurchmesser von 0,5 bis 2 mm. Ihre Struktur ist granoblastisch, gelegentlich mosaikhähnlich, meist aber ungleichkörnig und ziemlich stark verzahnt. Nur (an bestimmte Gesteine gebundene) Kalifeldspataugen und Hornblende-Einsprenglinge erreichen einige cm Grösse. Die Gemengteile sind fast immer frisch und zeigen Anzeichen nur sehr schwacher postkristalliner Deformation. Vergleiche Tab. 1 zu den folgenden Abschnitten.

Quarz bildet in allen Gesteinen in erster Linie unregelmässige Körner und erreicht dann häufig etwas grössere Dimensionen als die übrigen Gemengteile. Nur in einem Fall (1550c) treten geröllartig bis cm-grosse, in B elongierte Aggregate auf. Die Auslöschung ist mehr oder weniger stark undulös. Die Körner sind vorwiegend, auch gegen Plagioklas, konvex. Wo verzahnte Grenzflächen vorkommen, sind diese gegenüber Quarz meist zackig, gegen Plagioklas buchtig.

Neben diesem Grossquarz findet sich typischer „Tropfenquarz“ in Form von rundlichen Einschlüssen in Plagioklas und, seltener, in Kalifeldspat. Nur selten zeigen diese Quarze scharfe Dihexaederformen. Teile von Grossquarzen können von Plagioklas vollständig umschlossen sein und in Tropfenquarz „übergehen“.

Die *Plagioklase* sind im ganzen etwas kleiner als Quarz. Sie zeigen eine deutliche Tendenz zur Ausbildung ebener Grenzflächen: Lokal

bildet sich oft dort ein ideales Mosaikgefüge, wo nur Plagioklase aneinander grenzen.

In vielen Gesteinen kommen neben homogenen Plagioklasen auch solche mit diffus begrenztem Kernfleck vor. Relativ saure Säume sind an Plagioklasen verschiedener Gesteine ebenfalls häufig. Sie schliessen oft an idiomorphe Kornflächen an und umschließen Körner nur zu einem Teil. In amphibolitischen Gesteinen und auch in hellem Adermaterial, das an solche angrenzt, zeigt Plagioklas meist einen inversen Zonar- bis unregelmässig fleckigen Bau und ist reich an Einschlüssen von Quarz, Biotit, Serizit, Kalifeldspat und selbst schon zonaren oder fleckigen Plagioklasen.

In Plagioklasen fast aller Gesteine sind ganze Schwärme von gleichorientierten, parallelogrammförmigen Kalifeldspateinschlüssen verbreitet. Diese können zu unregelmässigen Flecken verknüpft sein („Antiperthit“, vgl. KERN, 1947).

An-Gehalte: In 13 Schlitzen aus allen Gesteinsgruppen wurden je zwei oder mehr Plagioklase nach Fedorow bestimmt (REINHARD, 1931). Das Ergebnis ist folgendes:

1. Die Plagioklase amphibolitischer Gesteine und angrenzender Adern sind relativ basisch (An 40 bis 70). Die teilweise stark invers zonaren oder fleckigen Körner sind oft nach dem Albit-Karlsbadergesetz komplex verzwillingt. Ein Korn mit Labradorrand (An 65) zeigte einen Andesinkern (An 40) und zuinnerst eine kleine, scharf begrenzte Partie von Oligoklas (An 26). Wo sich ein Amphibolitband im Augengneisskomplex aufzulösen scheint (194/72), führen die biotitreichen Kontaktbildungen und die hololeukokraten Bestände Andesine (An 33 bis 40, Nrn. 1921/2/4/5). Solche kommen auch im titanitführenden Biotitgneiss Nr. 1941 vor.

2. In den übrigen Gneissen und pegmatoiden Beständen wurde nur Oligoklas mit einem An-Gehalt von 24 bis 29 Prozent gefunden, und zwar unabhängig von der, nur noch durch den Biotitgehalt bestimmten, Farbzahl. Diffus begrenzte Kernzonen sind relativ sauer (An  $\gtrsim 20$ ). Nur Albit- und Periklinzwillinge wurden hier festgestellt.

3. Albit (Relief) wurde nur in dem Schliff aus einem Pegmatitgang gefunden.

Der von Gestein zu Gestein sprunghafte Wechsel im An-Gehalt und das Fehlen von Peristeriten (An 8 bis 17) in den Gneissen überrascht nicht. Ähnliche Verhältnisse sind im einzelnen von WENK (1936, 1948a, 1958) aus verschiedenen Gesteinsserien beschrieben worden.

*Kalifeldspat* führen als Hauptgemengteil die Gangpegmatite, einige

hololeukokratische Lagen der Bändergneisse, die Gesteine des Augengneisskomplexes (ohne den feinkörnigen Biotit-Oligoklasgneiss) und hololeukokratische Adern, wenn ein Nebengestein Kalifeldspat führt.

Untergeordnet kommt Kalifeldspat in manchen, aber nur hornblende-freien Lagen der Bändergneisse und im feinkörnigen Biotit-Oligoklasgneiss vor.

Das Mineral zeigt, wo immer es auftritt, weitgehend konkave Grenzflächen und füllt die Zwickel zwischen den übrigen Körnern („Restekken“). Es löscht immer unregelmässig aus, ist häufig flau, in seltenen Fällen (meist nur Teile von Körnern) auch scharf gegittert und dürfte weitgehend triklin sein (vgl. 2.3.2.3.). Perthit wurde nur gelegentlich gefunden (Filmpertit).

Kalifeldspataugen scheinen in ac-Schnitten der grobflaserigen Augengneisse oft idiomorph (vgl. 2.2.1.2.). In beliebig geschnittenen Dünnschliffen zeigen die Gross-Kalifeldspäte aber dieselben buchtig verzahnten Grenzflächen wie daneben auftretende spärliche Kalifeldspat-, „Restecken“. Sie lassen sich von diesen weder nach der Kornform noch nach der Grösse scharf unterscheiden. Die Augen sind durchsetzt von Einschlüssen aller im Gestein vorkommenden Mineralien, am wenigsten Plagioklas.

*Myrmekit* erscheint regelmässig an den Grenzflächen der Kalifeldspäte (Ausnahme: Nr. 1938). Er kann selbständige Körner ohne Zusammenhang mit reinen Plagioklaskristallen bilden und ist oft auch in Gesteinen zu finden, die nur spärlich Kalifeldspat führen.

*Biotit* tritt in allen Gesteinen und weitgehend idiomorph nach der Basis auf. Nur die Menge ändert sich von Gestein zu Gestein. Unterschiede im Farbton sind gering:

$[n_\gamma] \sim [n_\beta]$  hellbraun bis braun, mit Gelb- oder Rotstich  
 $[n_\alpha]$  sehr hell gelblich

Um Zirkon und Pseudozoisit finden sich im Biotit fast immer deutlich erkennbare pleochroitische Höfe. Schwache Deformationsspuren sind häufig, eigentliche Stauchungen aber sehr selten. In Faltenscheiteln bildet der Biotit Polygonalbögen. Seine Bedeutung für das Gefüge wurde bereits hervorgehoben: Schieferung und Lineation sind weitgehend durch Orientierung und Anordnung der Biotite gegeben.

*Muskowit* tritt meist in kleinen Mengen neben Biotit in kalifeldspathaltigen Gesteinen auf und gleicht bezüglich Gefüge und Deformationsspuren dem Biotit. Im Pegmatit kommen feinkörnige Partien mit einigen Prozent Muskowit als einzigem Glimmer vor.

**TAfel 1. Migmatite der Doaengo: Typenpunkte, geologische Situation und mineralogische und mikroskopische Untersuchungen der untersuchten Gesteine**

Koord. *	Schliff-Nr.	Bemerkungen	Quarz	Plagioklas	An-Gehalt	KF-Einschlüsse	Kalifeldspat	Myrmekit	Biotit	Muskowit	Granat	Titanit	Hornblende	Erz
194/ 70	1906	<i>Bändergneisse</i>												
212/ 86	1918	in den Augengneiss hineinreichende Lage	35	50	v	12	v	IV 10						
221/100	1938	typische, schiefrechte Lage	35	50	25	vv	v	15	v					
280/101	69	Lage mit Kalifeldspat-Augen, vgl. Fig. 15 und Nr. 1939	≤ 50	IV 20	24	5	IV 10	≤ 10						v
280/101	69	ähnl. 1918	≤ 40	IV 40		vv		15	v					
218/105	1944	hololeukokratische Lage, konkordant	≤ 30	20		vv	40	vv	2	v	v			v
280/101	68	hololeukokratische Lage, konkordant	40	20		vv	40	vv	v	v	v			
192/ 68	1905	amphibolitischer Gneiss, feinkörnig	20	IV 40	(60)	v			20				v	v
276/101	70	desgl., als Einschluss im Pegmatit, vgl. Nr. 80	30	40	(60)				20			?	IV 10	v
196/ 73	1921	Amphibolitlage	10	30	75-26	v			5			v	IV 50	
194/ 72	1922	Kontaktbildung am Amphibolit; Biotit retikular um Plagioklas	20	40	40-33	v		IV 30						
194/ 72	1924	hololeukokratisches Adermaterial am Kontakt	50	50	40-38	vv		≤ 5						
194/ 72	1925	hololeukokratisches Gängchen; Fortsetzung z. B. 190/68	50	50	40-38	vv		v	v					
		<i>Augengneisskomplex</i>												
186/ 82	687	grobflaseriger Augengneiss	40	25	29-27	vv	25	vv	IV 10	v				
191/ 83	1550b	grobflaseriger Augengneiss	40	25	29-27	vv	25	vv	IV 10	v				
185/ 86	1859	Gängchen mit scharf begrenzter, kalifeldspatärmer Zone	≤ 25	35	25-24	vv	1-35	vv	2	v	v			
174/ 86	1856	hololeukokratisches Adermaterial am Kontakt zu feink. Biotitgneiss	~ 35	~ 35	27-21	vv	30	vv	v	v				
195/ 70	1907	gangartige Einschlüsse von granitischem, biotitführendem Gneiss	35	30		vv	≤ 25	vv	~ 10					
178/ 88	1857		35	30	27-26	vv	≤ 25	vv	10	v	v			
181/ 90	1858	in s des Augengneisses eingeschleppte Partie eines solchen Ganges	≤ 35	35		vv	IV 20	vv	IV 10	v				
191/ 83	1550c	Einschluss im Augengneiss, vgl. Fig. 16	20	55		vv	2	vv	20					
186/ 88	1549	feink. Biotit-Oligoklasgneiss im „zusammengesetzten Gang“	≤ 30	50	27-26	v	~ 1	vv	15	v				
191/ 72	1863	feink. Biotit-Oligoklasgneiss, „Scholle“	≤ 20	60		vv	v		15					
		<i>Biotitgneisskomplex</i>												
224/100	1939	feink. Biotit-Oligoklasgneiss, vgl. Fig. 15 und Nr. 1938	≤ 40	IV 50	27	vv	v		10	v				v
241/109	1941	desgl. (Andesin)	25	60	40-30	vv			15					v
278/103	80	<i>Gangpegmatit</i>	~ 30	~ 30	(5)	v	~ 30	vv	v	v				v

Apatit, Zirkon und Pseudozoisit, sowie Tropfenquarz, kommen in nahezu allen Schliffen vor. \* Vgl. Tafeln II und III

Wie Muskowit spielt auch *Granat* in dieser Gesteinsserie eine untergeordnete Rolle. Er kommt nur als sehr kleine Körner in sauren, leukokraten Gesteinen vor.

*Titanit* erscheint, in Form typischer „Insekteneier“, nur zusammen mit Hornblende und/oder einem Plagioklas von über 30% An.

*Hornblende*. Eigentlicher Amphibolit ist selten. Nur Schleiff Nr. 1921 stammt aus einer Amphibolit-Lage im Bändergneiss. Die Hornblende bildet darin in einer fein- bis mittelkörnigen Grundmasse bis einige cm grosse Einsprenglinge, die alle übrigen Gemengteile als Einschlüsse enthalten können und Porphyroblasten sein dürften.

In zwei feinkörnigen, hornblendeführenden Gneisslagen fällt die Hornblende nicht durch besondere Grösse auf und ist, bei weitgehender Idiomorphie, eher arm an Einschlüssen.

Die Hornblenden sind optisch negativ mit einem grossen Achsenwinkel und zeigen deutlichen Pleochroismus:

- [ $n_\alpha$ ] sehr schwach grünlich
- [ $n_\beta$ ] hellgrün bis oliv
- [ $n_\gamma$ ] hellgrün bis graugrün

*Erze* und *Rutil* wurden nur sporadisch gefunden. Dagegen sind *Apatit*, *Zirkon* und *Pseudozoisit* nahezu Durchläufer. *Chlorite*, *Sagenit* und Spuren von *Erz* treten in den meisten Gesteinen als sekundäre Bildungen auf.

#### 2.2.4. Folgerungen

Wenn wir die Migmatitserie genetisch zu gliedern versuchen, kommt in erster Linie eine Unterteilung in Gneisse, hololeukokrate Bestände und Gangpegmatite in Frage.

Die Gefügedaten der Gneisse lassen sich auf die eine Richtung  $B_1$  beziehen, das heisst, die Ausgangsgesteine müssen zu einer Zeit  $t_1$  entsprechend raumstetig verformt worden sein. Nach den regionalen Untersuchungen von WENK (1.3.2.) fällt diese Verformung in die Zeit der alpinen Gebirgsbildung.

Die endgültige Kristallisation erfolgte postkinematisch, nach  $t_1$ . Die Kornstrukturen sind sich durchgehend ähnlich, während die Mineralparagenesen eine Metamorphose in der Amphibolitfazies anzeigen. Relikte, die auf abweichende Metamorphosebedingungen zu irgendeiner Zeit vor der letzten Kristallisation schliessen lassen, sind nicht sicher feststellbar. Nur die stoffliche Differenziertheit der Gneisse muss, da die Stoffgrenzen scharf sind und in der Zone von  $B_1$  liegen, respektive in

diese transponiert worden sind, spätestens vor Ende der Verformung bestanden haben. Sie liefert uns die sichersten Anhaltspunkte über die Zeit vor der Kristallisation und während oder vor der Verformung.

Die Gliederung ist zu komplex, um auf einen Umprägungsakt zurückgeführt zu werden. Die räumliche Beziehung der Bändergneisse zu den Komplexen von Augengneiss und Biotitgneiss muss beispielsweise jünger sein als ihr Lagenbau, der von beiden Komplexen gestört wird. Weiterhin zeigen die Einschlüsse und gangartigen Körper im Augengneiss gleichzeitig Merkmale aktiven und passiven Verhaltens. Sie gleichen jenen Vorkommen, die als „petrified nonsense“ bezeichnet worden sind; vergleiche dazu die Bilder zu einer Arbeit von WEGMANN (1953). Die klassische Erklärung wäre die, dass ein diskordanter Gang mit seinem älteren Wirtsgestein einer neuen Verformung und Ultrametamorphose ausgesetzt worden sind.

Die hololeukokraten Bestände, welche die ganze „Gneissformation“ durchsetzen, zeigen nie eindeutige Anzeichen einer Verformung, und die gelegentlich auftretenden Biotitsäume heben die Gefügeregel der angrenzenden Gneisse auf. Stofflich besteht aber eine gegenseitige Abhängigkeit zwischen hellen Beständen und Gneissen. Kalifeldspatgehalt und An-Gehalt der Plagioklase aneinander grenzender Gneisse und Quarz-Feldspatbestände gleichen sich jeweils, und scharfe Grenzen zwischen diesen Gesteinsarten fehlen (Tab. 1; → 2.4.3.).

Erst die Gangpegmatite teilen weder stoffliche noch strukturelle Eigenschaften mit den restlichen Gesteinen. Ihre Platznahme dürfte, entlang Bewegungsflächen und Klüften, in einer bereits etwas abgekühlten Umgebung erfolgt sein.

Zusammenfassend sind in der Entwicklung der Migmatitserie der Reihe nach die folgenden ungleichwertigen, sich aber zeitlich vielleicht überschneidenden Akte zu unterscheiden:

1. Stoffliche Differenzierung der jetzigen Bändergneisse.	
2A. Gangbildungen im jetzigen Augengneiss	
2B. Gegenseitige Platznahme von Bändergneiss- Augengneiss- und Biotitgneisskomplex	?
3. Raumstetige Verformung nach B <sub>1</sub>	
4. Bildung der hololeukokraten Bestände	
5. Platznahme der Gangpegmatite	alpine (Ultra-) Metamorphose und Kristalli- sation
6. Nicht raumstetige Verstellungen entlang s	

Lässt man die alpine Umprägung an der spätest möglichen Stelle des Schemas, nämlich mit der Verformung nach B<sub>1</sub> einsetzen, so können die

in Schnitten schief zu  $B_1$  zutage tretenden Diskordanzen zwischen Gneissen als voralpinen Ursprungs, beispielsweise als Überreste von Transgressions- oder Intrusivkontakte gelten. Die Kontaktflächen wären alpin lediglich transponiert worden.

Andererseits wäre eine viel tiefergreifende und mehrphasige alpine Umprägung denkbar. In einem frühen Stadium wäre noch der Lagenbau der Bändergneisse durch metamorphe Differentiation akzentuiert worden. Die übrigen Gneisse hätten ihren jetzigen Charakter durch metasomatische Vorgänge erhalten (Augengneiss) oder wären als frührespektive synorogene Magmen intrudiert (gangförmige Körper, Biotitgneisskomplex).

Je nach dem rheologischen Zustand der Gneisse bei der Verformung muss damit gerechnet werden, dass sich im heutigen Strukturbild und in der Gesteinsgliederung nur noch die Verformungsbedingungen selber widerspiegeln, gleichviel ob die Stoffbestände als solche Relikte oder synkinematisch differenziertes oder intrudiertes Material darstellen.

Die extremen Hypothesen wären am leichtesten durch Verfolgen der verschiedenen Gesteinsarten in schwächer umgeprägte Zonen überprüfbar. Auch dies dürfte jedoch im Liegenden der Misoxerzone schwierig sein.

### 2.3. DAS GESTEINSMATERIAL

Die Gesteine des Gneissmassivs können unterteilt werden in Metamorphe, die den relativ schwer schmelzbaren Anteil des Massivs bilden, und granitische Gesteine, die unter den Bedingungen einer hochgradigen Metamorphose unter Umständen schmelzbar sind. Die Metamorphe könnten dabei auch teilweise metasomatischen Ursprungs sein, während unter den granitischen Gesteinen neben Anatexiten und intrusiven Formen auch entsprechend zusammengesetzte Metamorphe vermutet werden müssen. Migmatite werden vorerst nicht besprochen.

#### 2.3.1. Metamorphe

##### 2.3.1.1. Ultrabasische Gesteine

Namentlich im südlichen Teil des Kartengebiets (vgl. 2.1.2.) kommen linsenförmige, „alpinotype“ Ultrabasite vor, wie sie im einzelnen von DAL VESCO (1953) aus dem Tessin beschrieben worden sind. Sie sind meist fein- bis mittelkörnig (Korn um 1 mm).

Die verbreitetsten Typen, wenn nur schwach serpentinisiert, führen

60—70% Olivin (Forsterit bis Chrysolith), je etwa 10% Enstatit ( $2V_\gamma = 80^\circ$ ), im Schliff schwach grünlich gefärbten Amphibol ( $c \wedge [n_\gamma] \approx 20^\circ$ ) und Klinochlor sowie Antigorit und spärlich Erz. Das Gefüge ist granoblastisch, zum Teil (Olivin) mosaikhähnlich. Der Klinochlor tritt in Nester, Zügen oder einigen mm-grossen, knollenförmigen Aggregaten auf (Nrn. 1005, 1655<sup>5</sup>), 1683).

Eine mehr oder weniger starke, von den Korngrenzen ausgehende Serpentinisierung ist meistens erkennbar. Der Serpentin (Antigorit) bildet dabei ein Netzwerk, in welchem Olivin und die übrigen Komponenten zurücktreten bis völlig verschwinden. In einem fast reinen Serpentinit wurde von den oben genannten Gemengteilen nur noch spärlich, aber unversehrter Klinochlor gefunden (Nr. 1022). Serpentinreiche Zonen sind sowohl am Rand wie innerhalb der linsenförmigen Körper anzutreffen.

In die Hauptgesteine eingelagert fanden sich:

- cm- bis 5 dm mächtige Lagen und Linsen von mittelkörnigem, nematoblastischem Amphibol-Pyroxenfels. Der makroskopisch grasgrüne Amphibol ist im Dünnschliff fleckig schwach grün gefärbt, mit  $c \wedge [n_\gamma] \approx 18^\circ$  und  $2V = 85—90^\circ$ . Der Pyroxen ist makroskopisch dunkelgrün, im Schliff schwach bräunlich gefärbt, mit  $c \wedge [n_\gamma] = 42^\circ$  und  $2V_\gamma = 60^\circ$  (Nr. 1656<sup>6</sup>));
- dm-mächtige, subparallele Lagen von Olivinfels. Der Olivin ist der selbe wie im Hauptgestein, Nebengemengteil ist Klinochlor (Nr. 1657<sup>6</sup>));
- eine wenige dm grosse Linse von Pyroxen-Granatfels (ca. 80% Granat, 20% Pyroxen, erzführend). Der Pyroxen ist im Dünnschliff farblos bis schwach bläulichgrün, mit  $c \wedge [n_\gamma] = 38^\circ$  und  $2V_\gamma = 58^\circ$  (Diopsid). Der Granat ist schwach rötlich, mit  $a = 11,546^7$  und  $n_{\text{NaD}} = 1,756^7$ ), entsprechend einer Zusammensetzung von Pyr 49, Al 33, Gr 18. Er gehört damit zu den Eklogitgranaten nach TRÖGER, (1960) (Nr. 1627<sup>8</sup>)).

*Übergangsgesteine.* Die grösste Ultrabasitlinse (Borgo) grenzt südlich an eine 10—15 m mächtige Bändergneisszone, die ihrerseits senkrecht zum Streichen in leukokraten Adergneiss übergeht. An der unmittelbaren Grenze des Ultrabasits treten Anthophyllit- und Phlogopitfels auf, wobei der Phlogopitfels die Matrix anthophyllitreicher Knollen

<sup>5</sup>) Bach Valle di Ledù, 1130 m.

<sup>6</sup>) Bach Valle di Ledù, wie Nr. 1655.

<sup>7</sup>) Bestimmt von R. SCHMID.

<sup>8</sup>) Linse ENE Pianezza.

bildet (Nr. 677). Nach wenigen m folgen dann die amphibolitischen und biotitreichen Bändergneisse.

Die östlichste der auf der Karte ausgeschiedenen Linsen liegt in einem feinkörnigen Biotit-Andesingneiss, der im Kontaktgebiet um dm-grosse Knollen von mittelkörnigem, nematoblastischem Aktinolithfels führt. Die Knollen werden durch Biotitsäume gleicher Korngrösse begrenzt. Der Aktinolith ist makroskopisch grasgrün, im Schliff fast farblos (Nr. 1016).

Östlich des P. Cavregasco wurden mit dem Schutt einer Ultrabasitlinse Kontaktstücke gefunden, die in biotitreichem Bändergneiss Linsen von makroskopisch und im Dünnschliff grünem Amphibol enthalten. Am Rand der Linsen sind Biotit sowie ein farbloser Amphibol angereichert (Nr. 1824).

Im Schutt der Valle Soè (P. 1249) fanden sich Stücke eines fein- bis mittelkörnigen, olivinführenden Aktinolith-Klinochlorschiefers. Der wiederum Mg-reiche Olivin ist körnig und bildet einzelne Nester im Gestein. Teile von Olivinkörnern sind in den im Schliff farblosen Amphibol und schwach grünlichen Klinochlor umgewandelt. Diese beiden Minerale sind daneben auch blastisch ausgebildet (Nr. 1529).

### 2.3.1.2. *Marmor, Kalksilikatfelse, Quarzite*

*Marmor* kommt im Kartengebiet nur an einer Stelle als etwa 3 m mächtige Einlagerung zwischen einer Amphibolitmasse und Biotitgneissen vor. Er ist fein- bis mittelkörnig und führt auch dort, wo er am reinsten scheint, makroskopisch hellgrünen Diopsid. An der Grenze zum Biotitgneiss findet sich eine 4 m mächtige Zone, in welcher Amphibolit, Kalksilikatfelse und Marmor wechsellagern. Eine Kalksilikatlage erwies sich als Kalzit-Diopsid-Skapolith-Feldspatfels. Neben Bytownit (An 80—85, drei Körner übereinstimmend) treten darin nesterweise flau gegitterte Mikrokline auf. Quarz, Epidot, Titanit und Chlorit sind in kleinen Mengen ebenfalls vorhanden (Nr. 1623).

*Kalksilikatfelse* treten gelegentlich auch am Kontakt zwischen Amphibolit und Biotitgneissen auf. In Gegenwart von Epidot, Diopsid, Hornblende, Titanit und Skapolith wurden Plagioklase von 40—50% An gemessen (Nr. 665).

*Quarzite* sind recht häufig, bilden aber meist nur schmale Lagen mit Mächtigkeiten im cm- bis m-Bereich. Meist sind im gleichen, rostig anwitternden Schichtverband auch amphibolitische Gneisslagen anzutreffen. Die Quarzite sind mittelkörnig, ihr Gefüge ist stark verzahnt,

und die xenomorphen Einzelkörner löschen stark undulös aus. Als Nebengemengteile wurden Erz, Titanit, ein gelblich bis farblos pleochroitischer und farbloser Klinoamphibol, Biotit, Granat, Oligoklas und Apatit gefunden (Nrn. 443, 1526).

### 2.3.1.3. *Amphibolite und Hornblendegneisse*

Amphibolit findet man im ganzen Kartengebiet sporadisch, sei es als Schichtpakete und Linsen von bis zu einigen Dutzend m Ausdehnung, oder als kleinere, m- bis dm-grosse Einlagerungen in Bändergneissen und Migmatiten.

In fein- bis mittelkörnigem *Granatamphibolit* bildet eine mikroskopisch teils fleckig gefärbte grüne Hornblende als xenomorphe Körner und Aggregate eine Art Grundmasse. In dieser treten einerseits um Reste eines farblosen Minerals hoher Lichtbrechung ein vom Mikroskop kaum mehr aufgelöster Symplyktit, andererseits um mehr oder weniger gut erhaltene Granatkörner aus Plagioklas und Hornblende bestehende Kelyphitränder auf. Untergeordnet wurden Quarz, Andesin (An 40), Biotit, gelegentlich Epidot und spärlich Erz, Apatit, Rutil oder Titanit gefunden (Nrn. 667, 1056).

Selbständige oder zusammen mit Granatamphibolit treten *Plagioklas-* und *Diopsidamphibolite* auf. Sie sind ebenfalls fein- bis mittelkörnig, zeigen aber einfachere, granoblastische Gefüge (Mosaikstruktur) und bestehen aus etwa 50—80% grüner Hornblende, 20—40% Andesin, teils Diopsid, Granat und Biotit sowie Erz, Titanit und Apatit (Nrn. 29, 35, 1054). Oft konzentriert sich der Diopsid auf einige mm mächtige, sich verzweigende Lagen, die sich makroskopisch durch ihre hellgrüne Farbe vom eigentlichen, schwarzblauen Amphibolit abheben (Nrn. 32, 638).

Zahlreiche kleinere basische Linsen und Lagen bestehen weitgehend aus im Dünnschliff relativ schwach gefärbtem, mittel- bis grobkörnigem Amphibol. Daneben wurden Biotit oder Klinochlor, Quarz, Plagioklas und Erz gefunden (Nrn. 1034, 1253, 1530).

In den Bändergneissen häufige *monomineralische Amphibollinsen* und -*knollen* mit Biotitsaum scheinen sich nicht von weiter oben erwähnten Bildungen am Kontakt ultrabasischer Linsen zu unterscheiden.

Im Schutt einer basischen Linse, die aus sehr verschiedenartigen Gesteinen aufgebaut sein muss und deren Reste in den Migmatiten nordöstlich des Passo della Porta liegen dürften, wurde ein fein- bis mittelkörniger Schiefer gefunden, der zu etwa 90% aus Pargasit besteht (Nr. 393). Nebengemengteile sind Phlogopit,

Labrador ( $An \geq 67$ ) sowie mikroskopisch völlig farbloser Vesuvian (?), der teilweise in hellen Glimmer und Klinochlor umgewandelt ist. Der Pargasit ist schwach grünlich gefärbt und kaum pleochroitisch, mit  $2V_\gamma = 79^\circ$  und  $c \wedge [n_\gamma] = 17^\circ$ . Die Resultate einer Übersichtsanalyse des separierten Minerals gibt Tab. 2 wieder.

Tabelle 2. *Übersichtsanalyse von Pargasit aus Pargasitschiefer Nr. 393*

	Gew.-%	Mol.-%	
$SiO_2$	(46,8)	(43,0)	
$Al_2O_3$	(16,5)	(17,8)	
$Fe_2O_3$	1,4	1,0	
FeO	6,40	4,91	
MgO	12,5	17,1	
CaO	12,6	12,4	
$Na_2O$	1,8	3,2	$Na_{0,48} Ca_{1,84} \underbrace{Mg_{2,52} Fe_{0,77} Fe_{0,14} Al_{1,07}^{IV}}_{4,45} [(Al_{0,80} Si_{3,2}) O_{11}]_2 OH_2, F ?$
K <sub>2</sub> O	0,3	0,3	
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,1	
MnO	0,15	0,1	$\frac{MgO}{MgO + FeO} = 0,78$
$Cr_2O_3$	0,1	0,1	$\frac{MgO}{MgO + FeO + Fe_2O_3} = 0,75$
Glühverlust	1,3		
$H_2O^-$	0,1		
			(100,0)

In *Bändergneissen* treten lagenweise granat- und diopsidfreie, feinkörnige Plagioklasamphibolite mit Mosaikstruktur auf. Sie unterscheiden sich ihrerseits nur durch den höheren Hornblendegehalt von Hornblende-Plagioklasgneissen und hornblendeführenden Biotit-Plagioklasgneissen gleichen Vorkommens. Neben Plagioklas, Hornblende und Biotit kann in dieser Gesteinsreihe auch Quarz zum Hauptgemengteil werden. Nebengemengteile sind Erz, Titanit, Apatit und gelegentlich Epidotmineralien (Nrn. 1636, 1651). Einzelne Amphibolite aus dieser Gruppe führen Querbiotit (Nrn. 313, 464).

*Mittel- bis grobkörnige Amphibolite* bis Hornblendegneisse sind als Bändergneisslagen, aber auch als selbständig auftretende Bänke und Schollen häufig. Sie sind durch Übergänge mit den eben beschriebenen, feinkörnigen Amphiboliten verbunden, sowie mit flaserigen Biotitgneissen (2.3.2.2.), womit hier die Grenze zu den „granitischen“ Gesteinen besonders unscharf wäre. Tab. 3 gibt einen Überblick über die Variation im Mineralbestand (Prozente).

Tabelle 3. *Mittel- bis grobkörnige Amphibolite bis Hornblendegneisse*

Nr.	Hornblende	Biotit	Plagioklas (% An)	Quarz	Bemerkungen
1853	70	<5	12	12	
1305	50	5—10	20	20	Linse SW A. Campo
1921	50	5	30 (26—75)	10	vgl. 2. 2., Tab. 1
606	12	29	35 (43)	20	Analyse 23
1707	10	20	40 (ca. 50)	30	

Nebengemengteile sind überall Titanit und Apatit, meist auch Zirkon, gelegentlich Erz und Epidot. Ausser bei Nr. 606 beruhen die Mengenangaben auf groben Schätzungen. Die meist stark poikiloblastische grüne Hornblende zeigt etwa folgenden Pleochroismus:

- [ $n_\alpha$ ] schwach gelblich
- [ $n_\beta$ ] grün bis oliv
- [ $n_\gamma$ ] bläulichgrün bis graugrün

Sie bildet einige mm- bis etwa cm-grosse Einsprenglinge, die dem Gestein oft ein charakteristisches, grün geflecktes Aussehen verleihen. Auffällig ist das häufige Vorkommen von komplexen Albit-Karlsbad-Zwillingen bei Plagioklasen dieser Gesteinsgruppe.

Der Gneiss Nr. 606 tritt im Dach des Soèdomes als m-mächtige Lage (Scholle) mit biotitreicher Randzone in flaserigem Biotitgneiss (2.3.2.2.) auf. Neben Hornblende bildet darin auch der Plagioklas Poikiloblasten, die im Gegensatz zu denen der Hornblende in ein Retikulargefüge von Biotit eingebettet sind. Derartige, makroskopisch grün und weiss gefleckte Gesteine sind im Kartengebiet verbreitet.

#### 2.3.1.4. Glimmerschiefer und Bändergneisse

Vertreter beider Gruppen sind schon aus dem Aufschluss bei Bodengo beschrieben worden (2.2.).

Der feinkörnige *Biotit-Andesinschiefer* Nr. 1416 (Analyse 21) stammt aus der unmittelbaren Hüllzone des Garzellidomes. Das Gestein ist arm an Nebengemengteilen (Erz, Granat, Zirkon, Apatit) und zeigt die gewohnte grano- respektive lepidoblastische Struktur mit Tropfenquarz. Vergleiche auch Nr. 1537, Analyse 19.

Neben Biotitschiefern kommen ebenso häufig und bei im übrigen gleichem Mineralbestand *Zweiglimmerschiefer* vor. Der Zweiglimmer-Oligoklasschiefer bis -gneiss Nr. 1838 (Analyse 22, keine Modalanalyse) hat etwa folgenden Mineralbestand: Quarz 45%, saurer Oligoklas 35%, Biotit 12%, Muskowit 7%; Nebengemengteile sind Zirkon und Apatit. Der Biotit zeigt den Pleochroismus

- [ $n_\gamma$ ]~[ $n_\beta$ ] hellbraun
- [ $n_\alpha$ ] schwach gelblich

Molares Verhältnis  $\text{FeO}/\text{MgO}$ : 1,0 (Gesamtgestein).

*Glimmerschiefer mit Granat, Sillimanit und Disthen* kommen im ganzen Gebiet vor:

Fein- bis mittelkörnige Granatglimmerschiefer führen Granat als zum Teil 5 und mehr mm grosse Porphyroblasten (Nr. 342). Biotit- und Zweiglimmerschiefer führen öfters Sillimanit in Form faseriger, im Dünnschliff linsen- und knäuelförmiger Aggregate von einigen mm bis wenigen cm Grösse (Faserkiesel). Die Aggregate fransen meist in einem angrenzenden Gefüge von Quarzkörnern aus, wobei der Quarz von Faserzügen des Sillimanits ohne gegenseitige Beeinträchtigung der Gefüge durchsetzt wird. Häufig ist der Sillimanit engstens mit Biotit verwachsen, doch ist diese Beziehung nicht eindeutig interpretierbar. Der Sillimanitfilz kann im Kern „Reste“ von Biotit enthalten oder randlich in Biotit übergehen.

Sillimanitführende Gesteine enthalten Quarz und Oligoklas in vergleichbaren Mengen, daneben 10 bis 20% Biotit, bis zu 10% Muskowit, etwas Granat und meist auch Disthen. Turmalin, Zirkon, Erz und Apatit sind weitere häufige Nebengemengteile. Kalifeldspat und Cordierit wurden mehrfach gesucht, aber nicht gefunden (Nrn. 342, 346, 1653, 1007, 1659).

Besondere Erwähnung verdienen gelegentlich auftretende Zweiglimmerschiefer mit bis zu 10% makroskopisch schwarzem Turmalin (vgl. Karte). Der Turmalin ist im Aufschlussbereich an einzelne, cm- bis dm-mächtige Horizonte parallel s gebunden. Er erreicht in Form idiomorpher Porphyroblasten oft 1 cm Durchmesser und über 5 cm Länge, wobei die kristallographische c-Achse meist parallel  $B_1$  des Gefüges liegt. Im Dünnschliff erweist sich der Turmalin oft als stark poikiloblastisch, mit Einschlüssen aller übrigen Gemengteile des Schiefers. Er ist etwas fleckig gefärbt (zum Teil Anwachszonen erkennbar) und pleochroitisch:

⊥ c oliv bis gelb  
 || c schwach gelblich

(Nrn. 386, 1653, 1734).

Ein mittel- bis grobkörniger Gneiss mit Quarz, Albit-Oligoklas, Gedrit, Biotit, *Cordierit*, Granat, Disthen, Staurolith und Klinochlor wurde im Schutt des Boggia 500 m östlich Bodengo gefunden. Der optisch positive, rhombische Amphibol ist stengelig bis faserig ausgebildet und schwach gefärbt:

[ $n_\alpha$ ]~[ $n_\beta$ ] gelblich  
 [ $n_\gamma$ ] grünlichgrau (Gedrit)

Der *Cordierit* (2 V gross) ist kaum, aber gegenüber Plagioklas und Quarz merklich gefärbt und zeigt randlich beginnende Pinitisierung. Um Zirkon bilden sich deutliche pleochroitische Höfe (gelb/farblos) (Nr. 523).

Die im Aufschlussbereich verfolgbaren, scharf begrenzten, cm- bis dm-mächtigen Lagen typischer Bändergneisse bestehen, abgesehen von bereits erwähnten Kalksilikatfelsen, Quarziten und Hornblendegesteinen, vorwiegend aus mehr oder weniger biotitreichem Gneiss bis Schiefer, wovon Beispiele bereits in Tab. 1 enthalten sind. Die Analysen 14 und 15 beziehen sich auf eine biotitführende Gneiss- und eine Biotitschieferlage, die aneinander grenzen und sich nur im quantitativen Mineralbestand unterscheiden. In beiden beträgt die mittlere Korngrösse 0,5 bis 1 mm (feinkörnig), und die Struktur ist mosaikhähnlich mit viel Tropfenquarz. Der Plagioklas ist teils diffus zonar (Kernfleck). Die Lage mit viel Biotit enthält auch wesentlich mehr Apatit, aber weniger Kalifeldspat als die helle Lage. Der Pleochroismus des Biotits ist:

$[n_\gamma] \sim [n_\beta]$  hellbraun  
 $[n_\alpha]$  schwach gelblich

Das molare Verhältnis  $\text{FeO}/\text{MgO}$  beider Gesteine liegt zwischen 0,8 und 0,9.

### 2.3.2. Granitische Gesteine

#### 2.3.2.1. Leukokrater, schwach schiefriger Biotitgneiss

Ein charakteristischer, fein- bis mittelkörniger Gneiss, in welchem makroskopisch rotbrauner Biotit flache oder in  $B_1$  gelängte Putzen bildet, ist in Form etwa 10 m mächtiger Lagen im Gebiet der Soè-Antiklinale hin und wieder anzutreffen. Makroskopische und mikroskopische Eigenschaften dieses Gesteins variieren nur wenig (Fig. 19). Der Mineralbestand ist folgender (Prozente): Oligoklas (An 20—25) 50—60; Quarz 25—35; Biotit 12; Mikroklin 1—5; Nebengemengteile sind Muskowit, Apatit, Zirkon.

Das Korngefüge ist grano- respektive lepidoblastisch, ungleichkörnig und mässig impliziert (Myrmekit, Tropfenquarz, selten Kalifeldspat- „Parallelogramme“ in Plagioklas). Der Kalifeldspat ist wiederum extrem xenomorph und füllt die Zwickel des restlichen Gefüges. Der Biotit ist in diesem Gestein im Gegensatz zu allen übrigen Biotit- und Zweiglimmergneissen nur schwach gefärbt:

$[n_\beta] \sim [n_\gamma]$  gelbbraun  
 $[n_\alpha]$  sehr schwach gelblich

Gesteinsanalysen zeigen entsprechend molare Verhältnisse  $\text{FeO}/\text{MgO}$  von 0,4 bis 0,7, die tiefsten gefundenen Werte (Nrn. 636, 1371, 1520, Analysen 11 und 12).

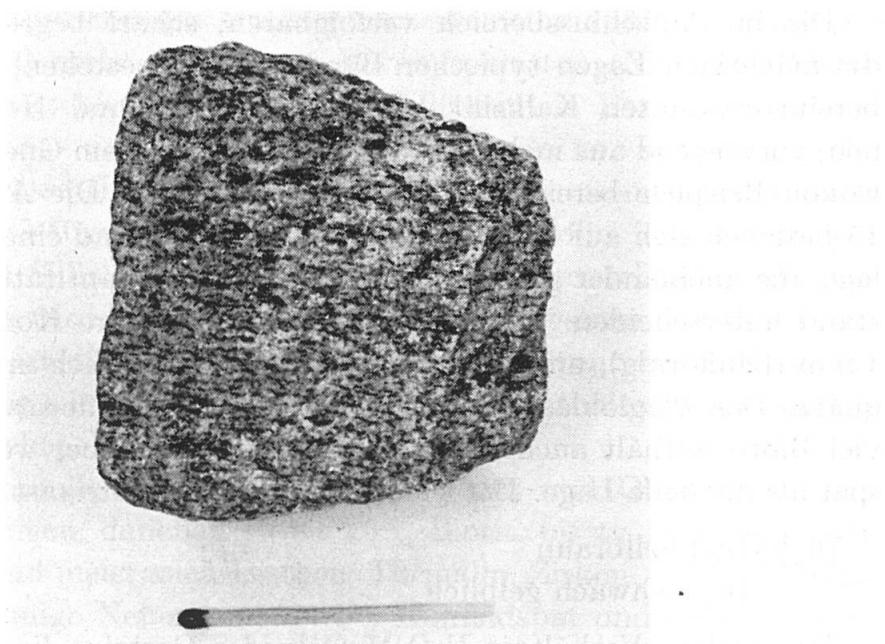


Fig. 19. Schwach schieferiger Biotitgneiss (2.3.2.1.; Nr. 1520).

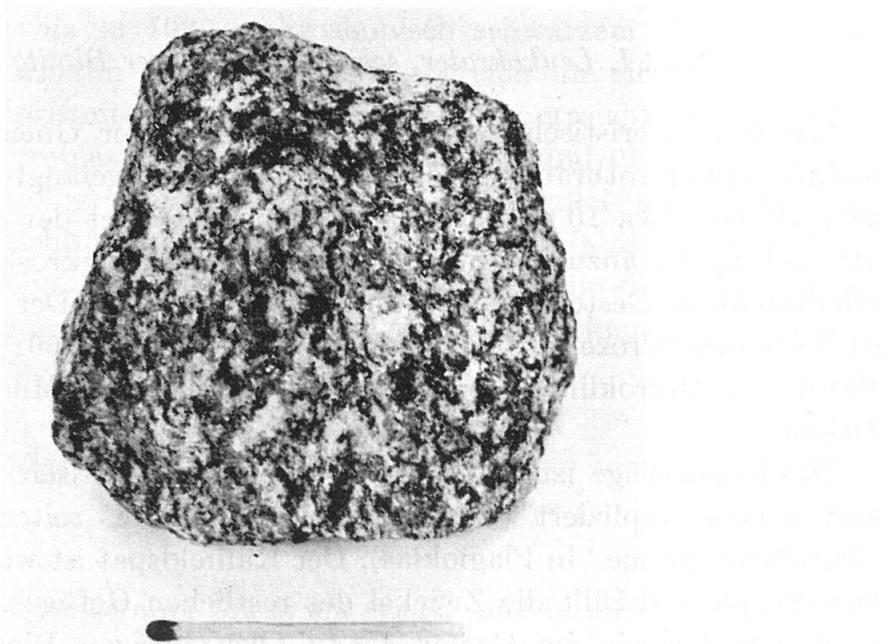


Fig. 20. Flaseriger bis augiger Biotitgneiss (2.3.2.2.; Nr. 1613).

### 2.3.2.2. Leukokrate, flaserige bis augige Biotitgneisse

Es handelt sich bei dieser — im Kartengebiet stark verbreiteten — Gruppe (Tafel I) um Gesteine, die andernorts häufig als „Orthogneisse“ bezeichnet worden sind und der Erscheinung nach oft „Embrechiten“

von JUNG und ROQUES (1952, Fig. 8, 9) entsprechen. Der Biotit sammelt sich darin zu Putzen und kurzen Flaserzügen, die durch ihre Regelung eine teils s-, meist aber B-betonte Textur erkennen lassen. In Schnitten parallel B erscheint die Textur der Gesteine vorwiegend gestreckt, im ac-Schnitt oft fast massig. Der Biotit ist makroskopisch schwarz. Quarz hebt sich durch seinen farblosen Glanz deutlich vom weiss scheinenden Feldspat ab. Typen ohne oder mit nur schwach ange deuteten Kalifeldspataugen sind häufiger als eigentliche Kalifeldspat-Augengneisse (Fig. 20).

Was den mikroskopischen Charakter betrifft, ist der Beschreibung in 2.2. nicht viel beizufügen. Tab. 4 zeigt die gefundene Variation im Mineralbestand (geschätzte Prozente; bei den chemisch analysierten Gesteinen Modalwerte).

Tabelle 4. *Flaserige bis augige Biotitygneisse inkl. verwandte „intrusive“ Formen*

Nr.	Quarz	Plagioklas (% An)	Kalifeldspat Augen	Biotit	Muskowit	Bemerkungen
687/1550 b	40	25 (28)	20	5	10	v Tab. 1
441	35	40	8	8	10	—
1317	25	45	15	8	8	—
1342	41	36 (29)	—	11	11	v Analyse 16
1357	35	55 (24)	—	5	5	v
1434	32	38 (29)	—	18	10	v Analyse 17
1672	30	45	—	10	15	—
394	70	—	—	25	3	— 2% Granat, Analyse 20
1538	30	33 (25)	—	30	7	— Analyse 18

Korngrösse  $\gtrsim 1$  mm

Der Biotit zeigt den Pleochroismus:

$[n_\gamma] \sim [n_\beta]$  braun, auch dunkelgraubraun  
 $[n_\alpha]$  schwach gelblich

Das molare Verhältnis  $\text{FeO}/\text{MgO}$  aus den Gesteinsanalysen beträgt 1,6 und 1,7. Muskowit und Granat kommen neben Apatit als Nebengemengteile vor. Parallelogrammförmige Kalifeldspateinschlüsse im Plagioklas sind häufig und öfters zu unregelmässigen Aggregaten verknüpft. Tropfenquarz und Myrmekit sind durchgehend anzutreffen.

Bei abnehmendem Biotit- und zum Teil gleichzeitig bis auf einige Prozent zunehmendem Granatgehalt gehen die Gesteine in einen gneissartigen „Granit“ über, der im Dach des Soè-Domes häufig Intrusivkontakte zeigt (Nrn. 394, 1538; Analysen 20 und 18, Fig. 31).

### 2.3.2.3. Leukokrate Zweiglimmerngneisse und Granite

Der „Granit“ von Novate gilt, bis heute unbestritten, als Produkt eines spät-alpin intrudierten Magmas (zuletzt PICCOLI, 1962).

Das Gestein ist fein- bis mittelkörnig, weist eine deutliche Paralleltextur auf und führt Biotit und Muskowit in vergleichbaren Mengen. Im Handstück zeigen die Glimmer eine leicht flaserige und putzenförmige Anordnung; einzelne, wenige mm grosse Feldspäte sind deutlich erkennbar.

Im Dünnschliff zeigt sich, dass sowohl Kalifeldspat wie Plagioklas über 2 mm Grösse erreichen können. Der Plagioklas ist, im Gegensatz zum Kalifeldspat, weitgehend idiomorph, mit normalem, zum Teil etwas unregelmässigem Zonarbau (An 17—29) und manchmal einfach verzwilligt. Kalifeldspat-„Parallelogramme“ im Plagioklas wurden nicht gefunden, dagegen sind Tropfenquarz in beiden Feldspäten und Myrmekit häufig. Die Glimmer sind postkristallin schwach verformt.

(U-Tisch-Messungen von Prof. E. Wenk, Literaturdaten und eigene Beobachtungen, Nrn. 134, 188 und Mera 1; Analyse 10.)

Die Quarz-Feldspatgesteine, die als gemeinsames Merkmal Biotit und Muskowit in ähnlichen, geringen Mengen führen und die Kerngneissdome aufbauen, sind auch in den äusseren Massivteilen recht häufig. Unter sich können sie petrographisch und nach geologischer Stellung noch etwas weiter unterteilt werden, heben sich aber deutlich von den übrigen Gesteinsgruppen ab. Relativ feinkörnige Typen können als konkordante Lagen anscheinend einen Bestandteil der Hüllgneisse bilden, während massive, mittelkörnige Varietäten sich zum Nebengestein öfters diskordant verhalten (vgl. 2.4.5.).

Vorherrschend sind fein- bis mittelkörnige Gneisse, in welchen die Glimmer makroskopisch typischerweise als isolierte, unversehrte Blättchen hervortreten und mehr oder weniger stark geregelt sind (Fig. 21). Hauptgemengteile sind Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat und Glimmer. Nebengemengteile Apatit, Zirkon und meist auch Granat. Variationen im Chemismus und quantitativen Mineralbestand sind aus den Tabellen 9 und 10 ersichtlich. Die Struktur ist hypidiomorph-körnig mit zum Teil starker Implikation und gleicht bis in Einzelheiten derjenigen bereits beschriebener Gneisse. Der Quarz bildet relativ grosse Körner und ist xenomorph. Der Plagioklas hat eine Tendenz zur Ausbildung ebener Grenzflächen und kann etwas inhomogen sein, ohne dass aber ein eigentlicher Zonarbau erkennbar wäre. Nur Albit- und Periklinzwillinge wurden festgestellt.

Der Kalifeldspat findet sich wieder vor allem als konkav begrenzte Körner in den Zwickeln des restlichen Gefüges. Er zeigt meist eine flache, in vereinzelten Körnern oder Kornteilen auch scharfe Gitterung, wobei

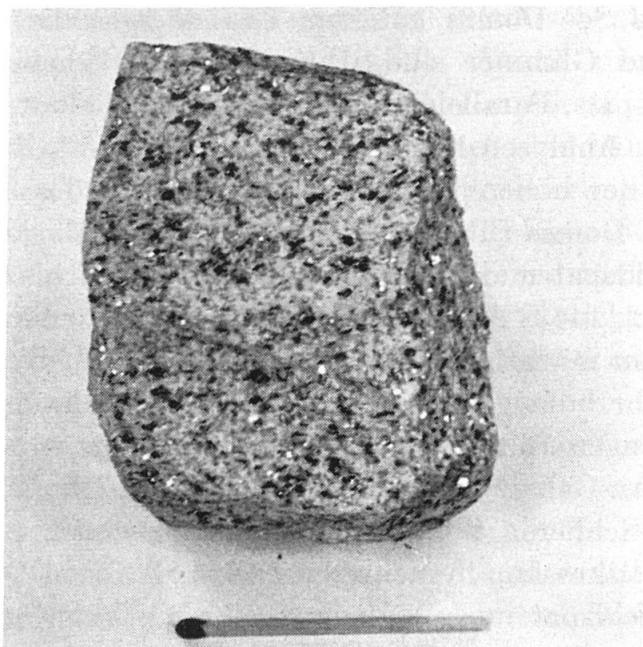


Fig. 21. Typischer Soè-Kerngneiss, Biotit und Muskowit als isolierte Blättchen, in vergleichbaren Mengen (2.3.2.3.; Nr. 587).

die Zwillingsbildung vom Rand auszugehen scheint. Als einziger morphologischer Bezug konnte (001) eingemessen werden, so dass die U-Tisch-Daten eine ausgeprägte Triklinität nur vermuten lassen. Große Achsenwinkel ( $> 68^\circ$ ) sind jedoch die Regel. Im Granit Nr. 1882 (siehe unten) wurden Mikrokline mit  $2V_\alpha = 78, 80, 83^\circ$  gefunden. Film- und seltener Fleckenperthite kommen vor.

Die Farbe des *Biotits* ist in der Regel schwächer als in den flaserigen Biotitgneissen (2.3.2.2.) und zeigt einen schwachen Rotstich. Das molare Verhältnis  $\text{FeO}/\text{MgO}$  der Gesteine liegt zwischen 1,2 und 1,6. Pleochroitische Höfe um Zirkon (Monazit?) sind verbreitet.

Tropfenquarz, Myrmekit und orientierte Kalifeldspat-, „Parallelogramme“ in Plagioklas sind häufig, ebenso ein Symplektit zwischen Muskowit einerseits und Kalifeldspat oder Plagioklas andererseits. Im letztgenannten Fall ist deutlich, dass der Feldspat den Muskowit ersetzt: Oft bleiben vom Muskowit nur skelettförmige Kristalle übrig; im Ausgangskristall eingeschlossene Biotitschuppen sind jedoch selbst dort unversehrt erhalten, wo der einschliessende Muskowit selber völlig durch Feldspat ersetzt ist.

Nach örtlichen Gesichtspunkten konnten noch folgende Unterscheidungen getroffen werden:

Im Kern des Soë-Domes kommen Gneisse vor, die relativ arm an Kalifeldspat und Glimmer sind. Ihr Plagioklas führt aber besonders häufig Kalifeldspat-„Parallelogramme“. Der An-Gehalt liegt um 20% (Nrn. 627, 1481; Analysen 1 und 2).

Die Gneisse der höheren und äusseren Partien des Soë-Domes und die des Garzelli-Domes führen in der Regel mehr Muskowit als Biotit, um 20% Kalifeldspat und als Plagioklas einen Albit bis Oligoklas (Nrn. 20, 288, 362, 542, 1463; Analysen 6 und 4).

Als mehrere m mächtige Lagen in den Hüllgesteinen tritt ein relativ feinkörniger, sehr homogener Gneiss auf, der die Glimmer wieder etwa zu gleichen Mengen führt. Der Kalifeldspatgehalt schwankt zwischen 15 und 25, der An-Gehalt der Plagioklase um 20% (Nr. 1237; Analyse 7).

Biotitreiche Schlieren in den Zweiglimmergneissen (2.4.5.) erwiesen sich unter dem Mikroskop in mehreren Fällen als Biotit-Oligoklasgneisse, die weder Kalifeldspat noch Muskowit führen. Der Biotit bildet darin, anders als im granitischen Zweiglimmergneiss, stark flaserige, knäuelförmige Züge. Das Gefüge ist ungleichkörnig und stark impliziert mit viel Tropfenquarz. Apatit ist der auffälligste Nebengemengteil (Nrn. 632, 1461; Analyse 5).

Seltener als die eben beschriebenen Gesteine, mit diesen aber petrographisch und in der Lagerung durch Übergänge verknüpft, kommen im Kartengebiet Gneisse bis Granite vor, deren Plagioklase weitgehend idiomorph und fleckig bis normal zonar sind (An 17—24; 20—26). In bis zu m mächtigen Gängen im Dach des Soë-Domes sind sie mittelkörnig, sehr glimmerarm und massig (Nrn. 1482, 1882; Analyse 9). Ein 10 bis 20 m grosser Stock im Hangenden des Garzelli-Domes (Fig. 30, 2.4.5.) besteht andererseits aus einem etwas feinkörnigeren und glimmerreicherem Gestein (Nr. 1736; Analyse 8). Übergangstypen sind in den häufigen „Randfazies“ und weiteren kleinen Linsen und Stöcken zu finden (2.4.4., 2.4.5.).

#### 2.3.2.4. Aplit

In Form von Lagen, Bänken oder als diskordante Gänge kommen im ganzen Kartengebiet, vor allem aber in den Hüllgneissen der Dome, *Granataplite* vor.

Kalifeldspat mit deutlicher Gitterung ist deren überwiegender Hauptgemengteil (30—80%), während Plagioklas und Quarz meist zurücktreten. Der Gehalt an bis mehrere mm grossem, rotem Granat beträgt höchstens etwa 5%. Der Granat bildet meist gerundete, einschlussarme Körner oder Fragmente. Analyse 24 lässt auf einen Almandin mit we-

sentlichem Spessartingehalt schliessen (vgl. 2.4.5.; Analyse 25). Häufige Nebengemengteile sind Muskowit, Biotit, Apatit und Chlorite. Das granoblastische Gefüge zeigt oft eine starke Implikation. Tropfenquarz, Myrmekit und Kalifeldspat-„Parallelogramme“ sind häufig.

In manchen Typen ist eine deutliche Schieferung erkennbar, die durch feine Quarzlagen definiert ist und der gelegentlich auch Granatzeilen folgen. Mehrfach, aber kaum über dem Handstückbereich, wurden Anzeichen gefunden, dass Biotit den Granat im Streichen ablösen kann; Granat und Biotit bilden öfters gemeinsame Flecken oder Putzen (Nrn. 111, 410, 1539; Analyse 24).

Seltener sind gangförmige, sehr feinkörnige und fast völlig *mafifreie Aplite*. Hauptgemengteile sind Quarz, Alkalifeldspat und saurer Plagioklas. Ihre Kornstruktur scheint anders als die aller übrigen Gesteine. Der Alkalifeldspat schliesst in der Regel ganze Schwärme von untereinander gleichorientierten Quarzzäpfchen ein. Daneben kann auch Myrmekit vorkommen (Nr. 1243).

### 2.3.2.5. Bemerkung zu den Gangpegmatiten

Die typischen Gangpegmatite, deren regionale Verbreitung weit über das Kartengebiet hinaus wir erwähnt haben (2.1.), wurden nicht näher untersucht. Die Gänge im Kartengebiet zeigen häufig einen unregelmässig zonaren Aufbau, wobei neben grobkörnigen auch aplitische Partien auftreten (vgl. 2.2.). Quarz, Kalifeldspat und als Plagioklas meist Albit sind Hauptgemengteile, wobei idiomorphe und oft schriftgranitische Kalifeldspäte 2 und mehr dm gross sein können. Biotit und Muskowit sind in der Regel zu einigen Prozenten vertreten. Wenige mm grosse, rote Granate sind verbreitet und häufen sich besonders an Zonengrenzen. Schwarzer Turmalin und bläulichgrüner, meist trüber Beryll sind etwas seltener, kommen aber sporadisch im ganzen Gebiet vor.

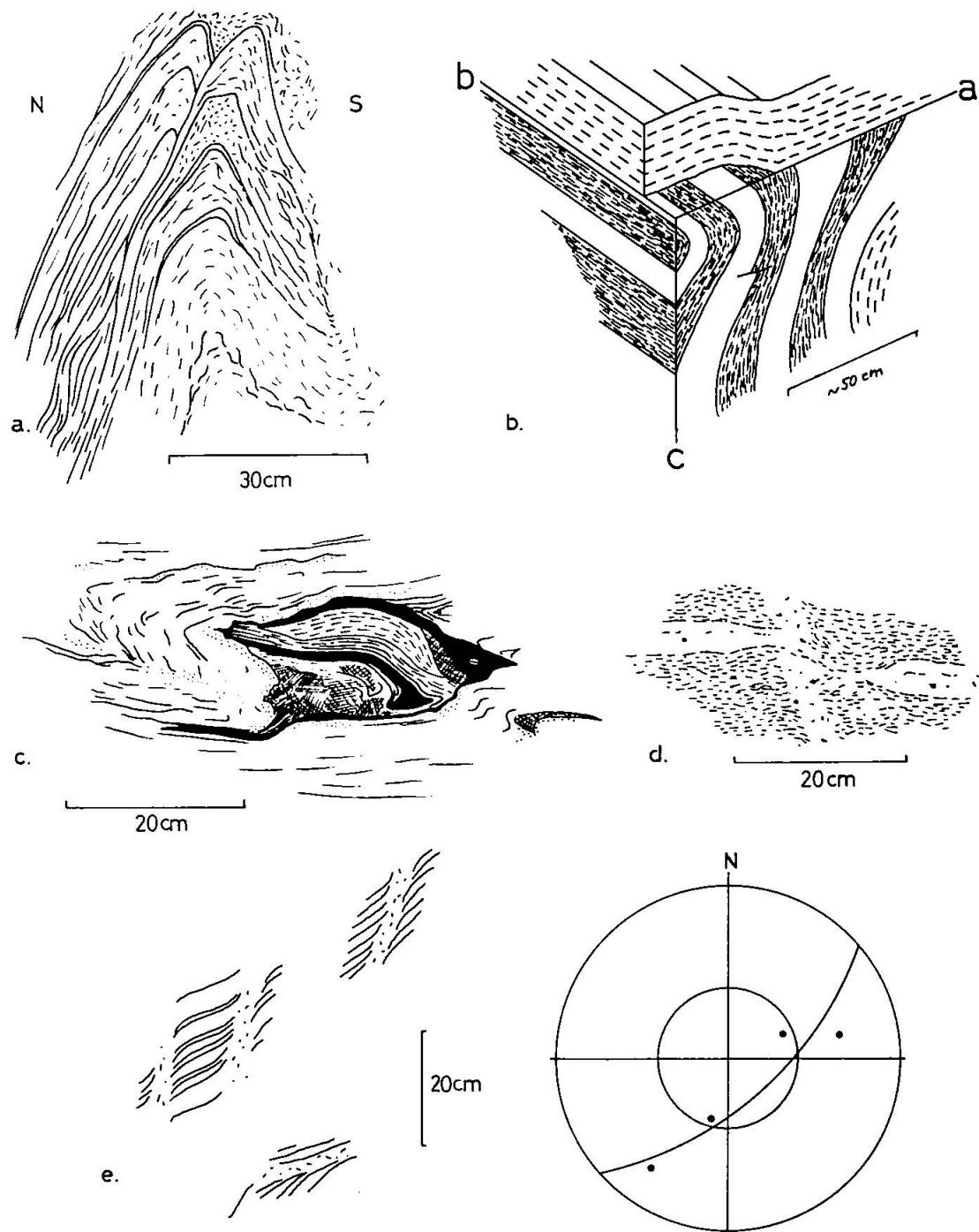
## 2.4. GEFÜGE UND STOFFGLIEDERUNG IM AUFSCHLUSSBEREICH

Im Maßstab der geologischen Karte scheint das Massiv aus sich konkordant folgenden Gneisslagen aufgebaut. Wie es sich mit dem Bau im einzelnen verhält, geht zum Teil aus der Beschreibung des Bodengo-Migmatits (2.2.) hervor; an Beispielen aus dem ganzen Kartengebiet kann die Situation nun aber allgemeiner erfasst werden.

### 2.4.1. Komplikationen des Lagenbaus

Das Modell der konkordanten Gneisslagen muss, schon hinsichtlich der Metamorphite allein, in vermehrtem Masse aber wegen Migmatiten und Intrusivkörpern modifiziert werden.

Eine erste Verbesserung bedeutet die Einführung der Disharmonie der Falten, wozu auch das Auftreten isolierter Linsen relativ kompe-



tenter Gesteine gehört (Boudinage). Die Linsen können in der Richtung von  $B_1$  oder  $B'_1$  gelängt sein (vgl. 2.1.1.).

Bemerkenswert sind eigentliche Diskordanzen innerhalb stofflich einheitlicher Gneiss- oder Schieferpakete. Eine solche ist in Fig. 22a aus der unteren Valle di Ledù dargestellt. Die Fläche, die transgressiv zum Parallelgefüge der nördlichen Falte verläuft, gehört zugleich einem gleichartigen Parallelgefüge, aber der südlichen Falte an. Es ist anzunehmen, dass das Gesteinspaket gleichzeitig mit der Faltung nach diskreten (h0l) zergleiten konnte. Eine Aufeinanderfolge älterer Stofflagen könnte bei einem derartigen Vorgang ihren Charakter völlig verändert haben.

Der Kontakt, im Bodengo-Migmatit, zwischen Bändergneiss und feinkörnigem Biotitgneiss (2.2.1.3.) kann als weiteres Beispiel für B parallele Diskordanzen innerhalb der Metamorphite herangezogen werden. Hier stellt sich aber bereits die Frage, wie weit die Diskordanz reliktisch, tektonisch oder gar auf eine synkinematische Intrusion zurückzuführen sei. Die Situation der granitischen Gänge im Bodengo-Augengneiss wurde ebenfalls in 2.2. auseinandergesetzt.

Ein weiteres und nun klareres Beispiel für eine Diskordanz in der Zone von B bringt Fig. 22b. Sie zeigt in wenig vereinfachter Darstellung einen Aufschluss der unteren Valle Soè. Eine granitoide Gneisslage durchsetzt ein verfaltetes Bändergneisspaket diskordant. Die Schieferung im granitoiden Gneiss verläuft der Kontaktfläche parallel und liegt mit

Fig. 22.

- a) Diskordanz innerhalb von Bändergneisspaket. Blick etwa in Richtung der SE-fallenden Faltenachse  $B_1$  auf ebene Aufschlussfläche. Bach Valle di Ledù. 1330 m. Vgl. Fig. 15 in SEDERHOLM (1910).
- b) „Gang“ von granitoidem Gneiss (horizontal), diskordant zu s, aber parallel  $B_1$  eines Bändergneisspaketes. Unten rechts lokale Konkordanz. Valle Soè, Koord. 743.500/124.350, etwas vereinfacht.
- c) Ungefährer ac-Schnitt einer Bändergneisscholle in sehr inhomogenem Biotit-Streifengneiss. Punkte deuten die anscheinend jüngsten Mobilisate an („Randfazies“).
- d) Mobilisat auf Flexurzone im Garzelli-Kerngneiss (mit horizontaler Granataplit-lage). Textur typisch für Diktyonite.
- e) Netzmigmatit (Diktyonit). Mobilisate durchdringen den Altbestand (Ader- bis Streifengneiss) entlang Flexurzonen. Ausschnitte der Textur in richtiger relativer Lage. Das Stereogramm (obere Halbkugel) zeigt s-Flächenpole aus dem Altbestand. (200 m SE D 15, vgl. Karte.)

den s-Flächen der Bändergneisse in der Zone von B. Somit kommt die Diskordanz im ac-Schnitt unverzerrt zum Ausdruck, bleibt in Schnitten schief zu B mehr oder weniger gut erkennbar und verschwindet in Schnitten parallel B völlig. (h0l)-Schnitte täuschen konkordante Gneisslagen vor. B ist im Bändergneiss durch die Faltenachsen, auf der Kontaktfläche durch die Intersektion des Bändergneissgefüges und im granitoiden Gneiss durch eine Lineation gegeben ( $B_1$ ).

In der Situation des granitoiden Gneisses von Fig. 22b können Biotitgneisse der Gruppe 2.3.2.1., verschiedene Typen zum Teil flaseriger Biotitgneisse, Zweiglimmergneisse sowie gneissartige Granataplite angetroffen werden.

Das Stereogramm D 20 (Fig. 23) fasst Daten aus einem grösseren Bereich westlich der Valle Soè zusammen, wo ähnliche Verhältnisse häufig vorliegen. Es lässt vermuten, dass in seinem Bereich bestimmte Flächen der (h0l)-Schar als Diskordanzflächen bevorzugt werden. In mehreren Fällen entspricht die Diskordanzfläche nahezu der Axialebene abgeschnittener Bändergneissfalten.

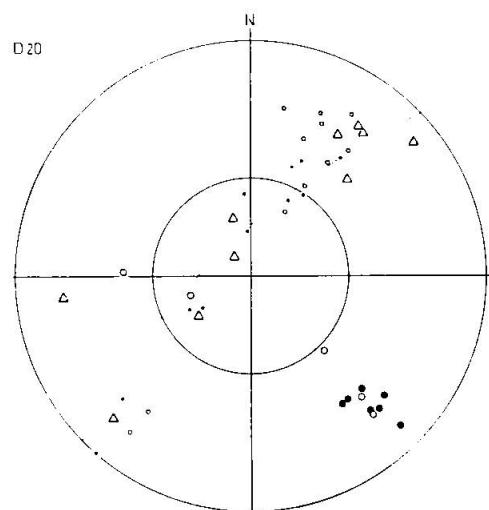


Fig. 23. D 20. Strukturdaten von der W-Seite der mittleren Valle Soè (vgl. Karte). Gr. Punkte: Faltenachsen und Lineationen der Metamorphe ( $B_1$ ); gr. Kreise: Faltenachsen und Lineationen granitischer Gesteine ( $B_1$  und  $B_2$ ); kl. Punkte: s-Flächen der Metamorphe; kl. Kreise: s-Flächen granitoider Gneisse. Diskordanzflächen granitischer Gänge von 7 Lokalitäten ähnlich Fig. 22b (Dreiecke) liegen angenähert in der Zone von  $B_1$ . Die Ausnahme bildet ein steil W-fallender Granataplitgang (vgl. D 19).

Wir können uns nun das Massiv aus zu  $B_1$  parallelen, unter sich jedoch konkordanten oder diskordanten Lagen aufgebaut denken. In diesem Modell zeigen die s-Flächen Diskontinuitäten, und nur noch die Koordinate  $B_1$  zeigt einen zwar wechselnden, aber kontinuierlichen Verlauf. Daraus erklärt sich, weshalb trotz häufigen „Diskordanzen“ und nach Messungen in allen zugänglichen Gneissarten die aufgetragenen s-Pole in ihrer Verteilung entlang  $\pi$  keine Unregelmässigkeit anzeigen. Abweichungen von dieser Vorstellung hängen nun hauptsächlich noch mit dem Auftreten von Migmatiten zusammen.

#### 2.4.2. Allgemeines über Migmatite

Als Migmatite hat zuerst SEDERHOLM (1907) Gesteine bestimmter, grobgemengter Erscheinungsformen bezeichnet.

„They look like mixed rocks and they originate by the mixture of older rocks and a later erupted granitic magma, and therefore the name migmatite is the most appropriate“ (1926).

Haupttypen, die die Variation der Formen gut erfassen, sind in SEDERHOLMS Bezeichnungsweisen *Adergneisse* (Arterite), *Netzmigmatite* (Diktyonite), *Agmatite* (Eruptivbrekzien) und *Nebulite*. In allen Fällen verhält sich ein granitähnlicher Gesteinsanteil transgressiv zu einem älteren Gefüge oder schliesst mafitenreichere Bestände ein.

Alle diese Gesteine sind als Migmatite von SEDERHOLM genetisch begripen worden, als entstanden durch mehr oder weniger starke Aufschmelzung älterer Gesteine unter Zufuhr magmatischer Lösungen (*Anatexis*). Während nun die Felderfahrung tatsächlich einen engen genetischen Zusammenhang der verschiedenen Migmatitformen fordert, haben sich spezifische genetische Vorstellungen nie verallgemeinern lassen. Es scheint daher heute richtiger, von einer beschreibenden Definition der hauptsächlichsten Migmatittypen auszugehen und „Migmatit“ als Oberbegriff ebenfalls beschreibend zu verstehen. Am einzelnen Beispiel muss dann versucht werden, eine bestimmte Entstehungsart nachzuweisen.

Für eine rein beschreibende Definition des Migmatitbegriffs spricht auch der Umstand, dass die Bildungsbedingungen der Migmatite genügend extrem sein könnten, um verschiedenartige gesteinsbildende Vorgänge konvergieren zu lassen („transitiveness“ nach SMULIKOWSKI, 1958). Solange wir über diese Bedingungen nicht besser Bescheid wissen, ist eine präzise genetische Definition nur schwer zu geben. Es kommen ja neben Entstehungsweisen mit beteiligter Schmelzphase solche in festem Zustand in Frage, und verschiedenste Stoffhaushalte sind postuliert worden.

Als Beispiel einer neueren genetischen Interpretation eines Migmatitgebietes seien im folgenden Arbeiten von MEHNERT über den Schwarzwald kurz zusammengefasst.

MEHNERT hat zeigen können, dass der Intrusion variskischer Granitmagmen in jenem Gebiet eine regionale Anatexis vorausgegangen ist (1953). In Anlehnung an SCHEUMANN (1936a, b) unterscheidet er Stadien partieller und vollständiger Anatexis (Metataxis, respektive Diatexis), wobei alle drei Begriffe wörtlich, als

Auf- (Um- respektive Durch-)schmelzung verstanden werden und als solche keine Aussage über die Stoffbilanz einschliessen. Typische Adergneisse (Metatexite) sind aber aus Biotit-Plagioklasgneissen in einzelnen Fällen nachweislich durch eine — ausser in bezug auf Wasser — isochemische Aufspaltung des Altbestandes in Quarz-Feldspatadern (pegmatoide Mobilisate) und randliche Biotitansammelungen (Restite) entstanden (1957, 1962).

Granitoide Mobilisate, die häufig Metatexite durchsetzen, aber mit den pegmatoiden Adern petrographisch durch Übergänge verbunden sind, umfassen ihrerseits nahezu den ganzen, aufgeschmolzenen Stoffbestand ihrer Ausgangsgesteine (Diatexite; 1963). Sie sind in den im Schwarzwald häufigen Fällen, wo sie dem Nebengestein in der Zusammensetzung bis in Einzelheiten gleichen, als (isochemische) Mobilisate *in situ* oder aus der näheren Umgebung aufzufassen. Gelegentlich kommt ihnen aber eine grössere Selbständigkeit und Intrusionsfähigkeit zu. Durchdringungsformen von Diatexiten und älteren Beständen sind vorwiegend diktyonitisch bis agmatitisch, während die Diatexite selbst schlierige und nebulitische Texturen zeigen.

Die auf Grund der Gefügebilder im Aufschlussbereich anzunehmende Entstehungsfolge von erst pegmatoiden und dann granitoiden Mobilisaten (Metatexis → Diatexis) führt MEHNERT in Übereinstimmung mit Ergebnissen von Schmelzversuchen auf eine allmähliche Temperatursteigerung bei der Anatexis zurück. Aplitische, granitische und dioritische Schmelzen erfordern im Experiment sukzessive höhere Bildungstemperaturen (WINKLER u. a.; vgl. 3.3.). Im Korngefüge lässt sich der Übergang von pegmatoiden zu granitoiden Mobilisaten anhand der zunehmenden Idiomorphie und Einschlussarmut der Gemengteile verfolgen: Während das Gefüge der pegmatoiden Mobilisate noch auf Umkristallisation im überwiegend festen Zustand zurückgeführt werden könnte, zeigen die Gemengteile der Diatexite deutliche Anzeichen unbehinderten Wachstums.

Anders als die weiter verbreiteten Metatexite häufen sich die Diatexite hauptsächlich in wenig ausgedehnten Massiven, in deren Kern sie bis einige 100 m grosse, homogene Ansammlungen bilden. Wo solche Massen erste Anzeichen geologischer Selbständigkeit zeigen, wird von MEHNERT der Übergang zur „magmatischen Abfolge“ angesetzt.

Die Vorstellung einer im ganzen isochemischen, von weiträumigen Stofftransporten unabhängigen Anatexis im Schwarzwald ist von besonderem Interesse, weil sie bei guter Vereinbarkeit mit experimentellen Daten ein „Endglied“ verschiedener Wege der Granitisation festgelegt.

#### 2.4.3. Die anatektische Abfolge

Die im Kartengebiet verbreitetsten Migmatite sind *Adergneisse* (Fig. 24, vgl. auch Fig. 15). Quarz-Feldspatbestände, wie sie schon im Abschnitt 2.2. beschrieben wurden, sind in diesen Gesteinen so verteilt, dass eine im m-Bereich einheitliche Adertextur entsteht. Die Lagerung der Adern folgt grob dem Gefüge des Wirtgestein, die Aderkörper

transgredieren dieses aber in der Art von Konkretionen, öfters mit randlichen Biotitanreicherungen. Die Bildung der Adern ist am leichtesten unter Auflockerung des  $B_1$ -konformen Gefüges eines Ausgangsgesteins vorstellbar (typische Metatexite nach SCHEUMANN, 1936). Durch alle Übergänge mit solchen Adergneissen verbunden sind Gesteine, die lediglich aus Adermaterial und dazwischengelagerten Biotit- oder Biotit-/Muskowit-„Streifen“ zu bestehen scheinen. Diese gleichen, besonders wenn die Glimmerzüge im dm-Bereich Falten abbilden, Streifengneissen, wie sie von HEIM und von SCHMIDT (1891) oder von SEDERHOLM (1923, „striped migmatitic granite“) beschrieben werden.

Im Migmatit der Fig. 24 werden nun neben dem Wirtsgesteinsgefüge



Fig. 24. Typischer Adergneiss, dessen Textur aber von unscharf begrenzten Mobilitäten „aufgelöst“ wird.

auch die Adern selber abgeschnitten, und zwar von anderen Quarz-Feldspatkörpern, die im Gegensatz zu den Adern „ölleckartig“, unscharf begrenzt sind und Glimmer führen. Solche kleinste, massive Granitkörper sind in den verschiedensten Gneissen anzutreffen, und zwar vor allem auf Flexurzonen des älteren Gefüges, in der Art wie von HOLMQUIST (1920) beschrieben. Durchdringen sie das restliche Gestein als nahezu oder ganz zusammenhängendes Netz, so muss von einem *Diktyonit* gesprochen werden.

Diktyonite (Fig. 22d, e) sowie Übergänge zu Agmatiten und *Nebulite* (Fig. 27) sind im Kartengebiet nach den Adergneissen ebenfalls häufig. Als Einschlüsse (Schollen) kommen neben Bändergneissen in vielen Fällen Adergneisse, aber nie die Gneisse mit Granit „flecken“ vor. Oft ist dagegen deutlich verfolgbar, wie Granitflecken, die denen aus Fig. 24 entsprechen, selber, wenn sie erst gegenseitigen Kontakt finden, zum granitischen Anteil von Schollenmigmatiten und zu Nebuliten werden (vgl. Fig. 22e).

Beginnend mit vereinzelten Aderbildungen in Bändergneissen und Schiefern können die eben aufgezählten Durchdringungsformen leicht einer syn- bis postkinematischen Abfolge von Schmelzvorgängen zugeordnet werden, ähnlich derjenigen, die MEHNERT im Schwarzwald nachgewiesen hat (2.4.2.). Einzelne Beobachtungen an Korngefügen und Mineralbestand scheinen die Analogie weiter zu bestätigen:

— Die Quarz-Feldspat-Adern der Boggia-Serie (2.2.3. und Tab. 1) unterscheiden sich im Korngefüge nur wenig von ihren Wirtgneissen. Ihr Kalifeldspatgehalt ist dem des Wirtgestein ähnelich, und die Plagioklase beider Gesteinsanteile stimmen in An-Gehalt überein. Der letzte Umstand ist von MEHNERT (1962) so gedeutet worden, dass die Mobilitäte bei der Wiederkristallisation nicht allein, sondern gemeinsam mit dem restlichen Gestein ein geschlossenes System gebildet hätten. Ursprüngliche liquidus-solidus-Beziehungen wären zu diesem Zeitpunkt wieder verwischt worden.

— In untersuchten massigen Gesteinspartien auf Scherzonen von biotit- und muskowitführendem Gneiss wurde im Gegensatz zum stark implizierten Gneissgefüge eine einfache Mosaikstruktur einschlusarmer Gemengteile gefunden (Nr. 1340). Relativ seltene Biotitgranite, die Streifen- und Adergneisschollen netzartig einschliessen, zeigen ebenfalls einfache Korngefüge mit nahezu idiomorphem Plagioklas und idiomorphem, sechseckigem Biotit (Nr. 612).

Eine die Anatexis begleitende Stoffzufuhr in disperter Form ist allerdings für das vorliegende Massiv vorläufig nicht ganz ausschliessbar.

#### 2.4.4. „Intrusionen“, B-Migmatite

Diskordante, scharfe Kontakte zwischen dem Gefüge nach jüngeren und älteren Gesteinen kommen im Kartengebiet häufig vor. Gerade in diesen Fällen ist der transgressive Stoffanteil meist nicht aus dem angrenzenden, älteren Bestand ableitbar, und es muss eine Zufuhr in massiver Form aus einer gewissen Entfernung angenommen werden. In diesem, rein wörtlichen Sinn kann von *Intrusionen* die Rede sein.

Wo der „intrusive“ Bestand und das Nebengestein Anzeichen gemeinsamer intensiver Verformung aufweisen, wie im Falle der Gangkörper im Bodengo-Augengneiss, sind verschiedene Entstehungsweisen denkbar, die bereits in 2.2.4. diskutiert worden sind. Andererseits sind die vorwiegend ac-Klüften folgenden Gang-Pegmatite die typischsten „Intrusiva“ des Kartengebiets. Sie könnten sehr wohl magmatischen Ursprungs sein und sind zugleich postkinematische Bildungen (2.2.1.4., 2.2.4.). Zwischen diesen extremen Formen von „Gängen“ gibt es zahlreiche Zwischenstufen.

Leukokrate, *schwach schiefrige Biotitgneisse* (2.3.2.1.) liegen zum Teil als konkordante Lagen vor, können aber auch  $h0l$ -Flächen folgen (Fig. 22b) und Schlieren sowie kompakte Schollen einschliessen. Immer sind sie mit ihren Einschlüssen parallel B geschiefert, und B erscheint im Gestein meist als ausgeprägte Lineation. Eine genetische Verwandtschaft mit dem granitischen „Gang“ im Bodengo-Augengneiss (2.2.1.2.) wäre denkbar, doch ist der Kalifeldspatgehalt dieser Gneisse in der Regel sehr niedrig.

Weitere Gesteine, die sich gefügemässig ähnlich verhalten, sind gröberkörnige, zum Teil *flaserige Biotitgneisse*, die am ehesten zur Gruppe 2.3.2.2. gehören, aber in Mineralbestand und Gefüge stärker variieren. Sie sind meist biotitarm und frei von Muskowit, können aber Granat führen. Gelegentlich schliessen sie unscharf begrenzte Reste gleichartiger, aber besser geregelter oder biotitreicherer Gneisse ein. Wo die Gesteine mit basischeren Beständen wie Bänder- und amphibolitischen Gneissen in Kontakt stehen, kommen eigentliche *Agmatite* vor (Fig. 3, 25, 31). Die Kontakte brauchen auch dann nicht immer ganz scharf zu sein. Es können sich von den Einschlüssen einzelne Schöllchen abgelöst haben und Glimmerzüge sich über dm in den granitischen Bestand hinein verfolgen lassen. Auch in den Agmatiten weist der granitische Anteil meist ein auf dieselbe Richtung B beziehbares Gefüge auf wie die Einschlüsse (Fig. 26).

Die *Granataplite* können konkordante Lagen bilden oder ( $h0l$ ) folgen



Fig. 25. Agmatit in der senkrechten Wand nördlich des Passo della Porta (Fig. 2). Ausschnitt ca. 12 m hoch, Blick Richtung W. In der mittleren Scholle sind W-fallende Faltenachsen erkennbar. Weitgehend B-Migmatite. Vgl. Analysen 18—20, Fig. 31.

und zeigen dann meist eine Paralleltextur. Oft liegen sie aber auch als unregelmässigere Körper vor und scheinen gelegentlich fast massig. Das Gefüge glimmerreicher Gneisse scheint am Kontakt mit mehr oder weniger Granat führenden aplitischen Gesteinen vielfach „lit par lit“ aufgelöst, wobei es lokal zur Bildung von Schwärmen fischartiger, biotitreicher Putzen und Einschlüsse kommen kann (Fig. 36; vgl. GANSSEN und GYR, 1964).

Es wäre möglich, dass genetisch ein Übergang von diesen Granatapliten zu mit Gangpegmatiten assoziierten aplitischen Gesteinen und damit zu den Pegmatiten selber besteht, doch konnte ein solcher im Gelände nicht verfolgt werden.

Auf Grund von Kontaktbeziehungen, hauptsächlich aber von Unterschieden der Lagerungsform bezüglich  $B_1$  und der Textur (gneissartig oder massig) der „Intrusiva“, kann die eben eingehaltene Reihenfolge der Aufzählung zugleich als grobe Altersfolge genommen werden. Mit den Granatapliten ist dann immerhin die Möglichkeit gegeben, dass eine mehr oder weniger zusammenhängende Folge von Intrusionen die Hauptverformung begleitet und noch überdauert hat (Gneisse  $\parallel$ s oder  $\#$ s, immer  $\parallel B$ ; Granataplite  $\parallel B$  oder  $\# B$ ; Pegmatite  $\# s$ ,  $\# B$  oder  $\parallel ac$ ).

Das Bild wird jedoch durch die ebenfalls syn- bis postkinematisch anzunehmende Anatexis stark kompliziert. Die Textur zur Hauptsache homogener, „intrusiver“ granitischer Gneisse ist lokal und vor allem im dm- bis m-Bereich von Kontaktflächen oft unregelmässiger bis massig. Die dadurch in Erscheinung tretenden „Randfazies“ sind am ehesten auf einen spätkinematischen Schmelzzustand zurückzuführen, und in vielen Fällen muss angenommen werden, dass vorerst „intrusive“ Gesteine ihren Schmelzzustand lokal längere Zeit beibehalten haben oder nach einer Zeit der Verfestigung erneut aufgeschmolzen sind (Fig. 22c).

Es stellt sich nun noch die Frage, wie das in Abschnitt 2.4.1. eingeführte Lagenmodell mit Rücksicht auf Migmatite und „Intrusiva“ weiter modifiziert werden muss, respektive wie weit diese Gesteine Diskordanzen zu  $B_1$  bedingen. Sie führt ohne weiteres auch zu einer Aussage über die Geometrie der Migmatitgefüge.

Ausgehend von der in Fig. 22b dargestellten geometrischen Anordnung sind im ac-Schnitt agmatitische Migmatite denkbar, die nach ihrer Erscheinung in h0l-Schnitten als Bändergneisse gelten müssten. Die meisten Agmatite des Kartengebiets nähern sich diesem Idealfall. In h0l-Schnitten sind die Diskordanzen immer mehr oder weniger spitzwinklig, und typisch agmatitische Erscheinungsbilder fehlen (Fig. 26 und 31). Betrachten wir statt Agmatiten Schollenmigmatite mit weniger



Fig. 26. Schuttblock mit Schnitten  $\perp$  und  $\parallel B$  eines Agmatits. „Intrusiver“ Bestand uneinheitlich.

scharfen Stoffgrenzen, deren granitischer Anteil entsprechend nebulitische Textur zeigt, so finden wir als Einschlüsse schlierenartige, oft bizarr geformte Aggregate, welche ebenfalls stark  $B_1$  gelängt sind (Fig. 27).

Von den typischeren Gesteinen der anatektischen Abfolge zeigen die Adergneisse, wie beschrieben, noch eine grob  $B$ -konforme Textur. Die Lage diffus begrenzter Granitflecken (Fig. 24), wie sie für Diktyonite typisch sind, ist unregelmässiger und oft schwer feststellbar. Da das Gefüge entsprechender Migmatite in einem Zustand der Auflösung begriffen und die Textur der granitischen Anteile anscheinend massig ist, sind Diskordanzen zu  $B$  in solchen späten Anatexiten ohne weiteres gegeben.

Die vorherrschende Anisotropie ihres Gefüges macht die Migmatite des Kartengebiets in der Erscheinungsform stark von der aufgeschlossenen Schnittlage abhängig. In Analogie zu  $B$ -Tektoniten könnten sie als Migmatite, in denen stoffkonkordante Paralleltexturen eines oder beider Anteile, oder nur die Stoffgrenzen, angenähert in der Zone von  $B$  liegen,  $B$ -Migmatite genannt werden. Ihre Durchdringungsform ist nur unter Angabe der Schnittlage und am besten im ac-Schnitt charakterisierbar (vgl. zum Beispiel HOLMQUIST, 1920, Fig. 7). Eine Kartierung der Mig-



Fig. 27. Bizar geformter Bändergneissrest in Nebulit. Ca. 500 m NE P. Rabbi, Blick Richtung SE. Faltenachse fällt etwas steiler ein als der Hammerstiel angibt. Vorne rechts ac-Schnitt angedeutet. Pfeilspitzenstruktur nach KRANCK (1953).

matite auf Grund zweidimensionaler Erscheinungsbilder beliebiger Schnittlage (zum Beispiel BERTHELSEN, in SØRENSEN, 1961) setzte dagegen statistisch isotrope Gefüge voraus.

Im Bereich der Hauptantiklinale des Kartengebiets (Soè) tritt auf den morphologisch dominierenden h0l-Flächen (2.1.3.) der gebänderte Aspekt der Migmatite besonders stark in den Vordergrund. Die morphologisch nächst wichtigen ac-Flächen sind hier meist von Material der Gangpegmatite bedeckt, so dass eine nähere Charakterisierung der Durchdringungsformen (im ac-Schnitt) oft unmöglich ist.

#### 2.4.5. Die Kerngesteine

Auf die geologische Stellung der granitoiden Zweiglimmergneisse (2.3.2.3). sei wegen ihrer ausgezeichneten Stellung in den Gewölbekernen und gleichzeitigen Beziehung zum Novategranit noch zusammenfassend eingegangen.

Innerhalb des *Domes von Soè* ist ein mehrere m mächtiges Paket von rostig anwitternden Bändergneissen, wie sie für die Hüllzone typisch

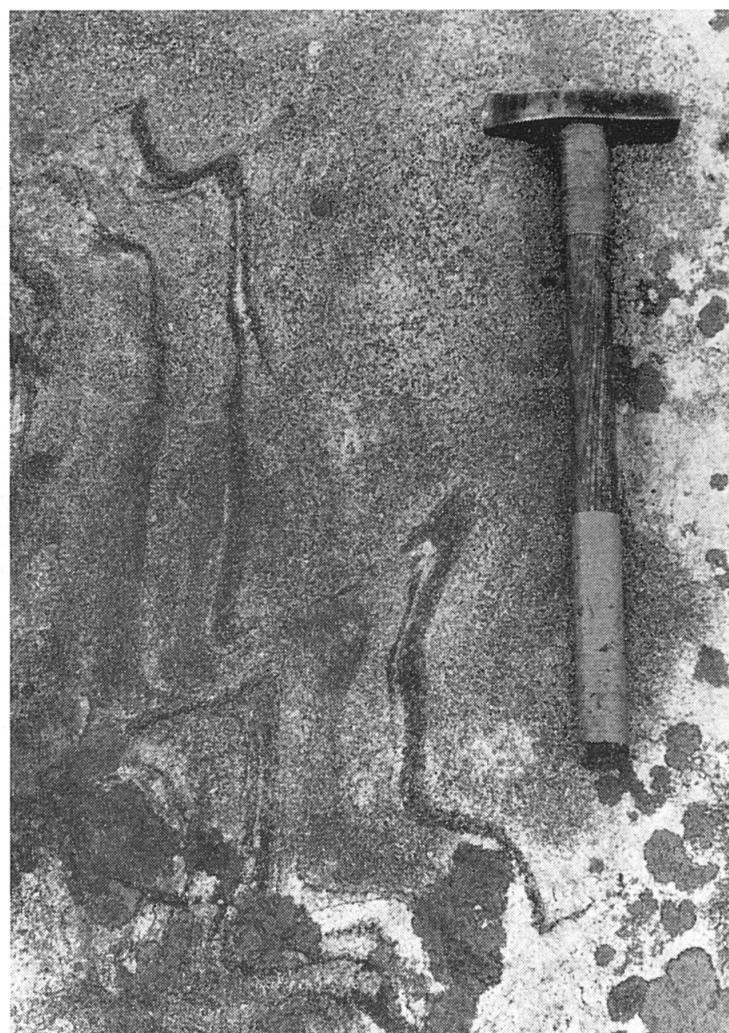


Fig. 28. Biotitreiche Schlieren in Soë-Kerngneiss. Solche Schlieren führen in der Regel weder Kalifeldspat noch Muskowit. Vgl. Analyse 5.

sind, etwa 50 m weit im Streichen verfolgbar. Die Bändergneisse entsprechen auch in der Lagerung völlig jenen im Dach des Domes. In nordwestlicher Richtung verliert die Lage an Mächtigkeit und geht in biotitreiche Schlieren über, die sich im Zweiglimmergneiss noch einige 100 m weit verfolgen lassen (Fig. 28; Karte) und schliesslich nicht mehr von der dem Kerngneiss an vielen Stellen eigenen Paralleltextur unterscheidbar sind. Ähnliche, ebenfalls fluidal verformte Schlieren, sowie, namentlich in Kerngneisstypen ausgeprägter Paralleltextur, konkordante, bis etwa 1 m mächtige Granataplitlagen, finden sich an verschiedenen Stellen im Innern des Domes. Die Zweiglimmergneisse selber zeigen öfters Ader- und diktyonitische Texturen.

Die Paralleltexturen der Soè-Kerngneisse entsprechen in der Orientierung denjenigen der Hüllgesteine. Trotz dieser gefügemässigen Verwandtschaft verhalten sich die Kerngneisse am Kontakt vielfach transgressiv zum Hüllgneissgefüge und sind dann gleichzeitig von annähernd massiger Textur („Randfazies“, 2.4.4.). Das gilt lokal auch für den Kontakt zu der erwähnten Einlagerung von Bändergneissen. Stofflich können die Kontakte dabei scharf sein, oder die Hüllgneisse scheinen sich im Zweiglimmergneiss wieder schlierig „aufzulösen“. Stellen, wo der Kontakt des Soè-Domes zur Hülle stofflich scharf *und* konkordant ist, sind demgegenüber selten. Die Kerngneisse sind dann meist feinkörnig und fast plattig ausgebildet.

Das südlich und westlich am besten aufgeschlossene Kontaktgebiet der Soè-Kerngneisse zum Dach ist eine ausgeprägte Mischzone. Im Dache selbst kommen einige, scheinbar isolierte, um 10 m grosse Stöcke und „Lakkolithe“ von Zweiglimmergranit oder Granataplit vor, meist mit mehr oder weniger nebulitischer Textur. Einige Gesteine des Grenzbereichs sind auch offensichtlich hybriden Ursprungs, so zum Beispiel eine mehrere m grosse „Linse“ von mittelkörnigem Granat-Muskowitgneiss (Analyse 25). Fig. 29 zeigt aus dem westlichen Scheitelgebiet

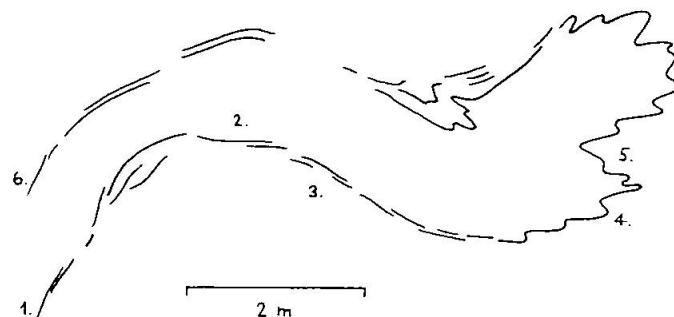


Fig. 29. N-vergente Fliessfalte aus dem westlichen Scheitelgebiet des Soè-Domes. s-Flächen 1—6 besetzen Grosskreis.

des Domes eine durch biotitreiche Lagen markierte, nordvergente Fliessfalte. Im Kern dieser Falte findet sich ein mittelkörniger Zweiglimmergranit (Nr. 1470); in einem ähnlichen Beispiel wäre es ein feinkörniger Biotitgneiss (Nr. 1472).

Ebenfalls im Kontaktbereich sowie innerhalb der Hüllgneisse finden sich vereinzelt die erwähnten, bis mächtigen Gänge von massigem, wenig Biotit und Muskowit führendem Granit.

Der *Dom von Garzelli* bildet zu demjenigen von Soè der Abgrenzung nach einen markanten Gegensatz: Sein Kontakt ist durchwegs konkordant *und* scharf, und der Kerngneiss ist in den äussersten Partien oft feinkörniger und stark schiefrig. Das Hangende bildet eine einheitliche,

etwa 50 m mächtige Lage von Biotitschiefern bis Bändergneissen (Analyse 21). An der Kontaktfläche selbst treten im dm-Bereich nur vereinzelt mittelkörnige und nur aus Albit und idiomorphem Muskowit bestehende Aderbestände auf (Nr. 1916). Massige Gesteine sind im Garzelli-Dom seltener zu finden als in dem von Soè, doch entsprechen sich biotitreiche Schlieren, Granataplitlagen und charakteristische Gneisstrukturen beider Kernbereiche.

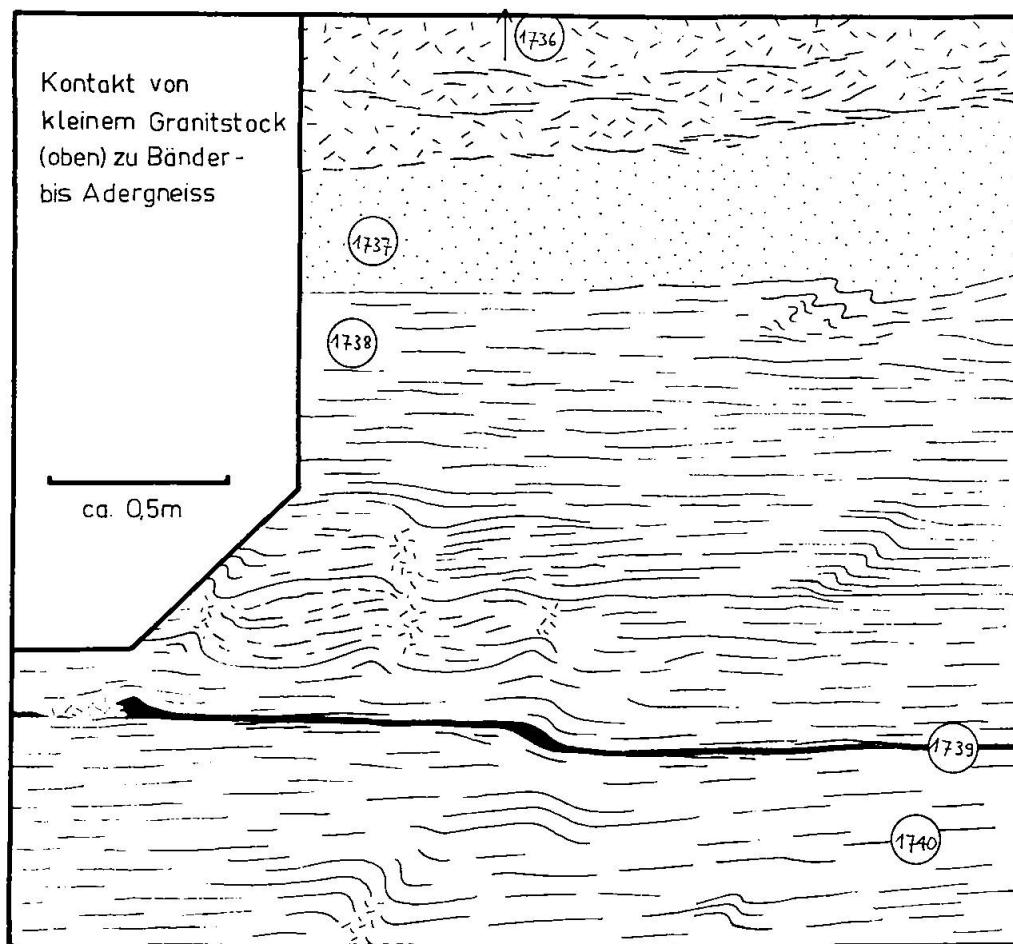


Fig. 30. Vgl. Tabelle 5 und Text.

Tabelle 5.

Ge- stein Nr.	Korn- grösse mm	Quarz	Pla- gio- klas	An-Gehalt	KF- Ein- schlüsse	Kali- feld- spat	Myr- mekit	Mus- kowit	Biotit	Apatit	
1736	≥ 1	33	25	An 20—26	—	30	v	8	4	—	(Analyse 8)
1737	< 1	35	45	Oligoklas	v	15	v	v	5	v	
1738	~ 1	45	45	Oligoklas	v	0—15	v	v	5	v	
1739	< 1	30	40	And/Labr	—	—	—	—	25	v	
1740	~ 1	30	30	Oligoklas	v	25	v	5	5	v	

Die Gesteine der im ganzen konkordanten Lagen von leukokratem Zweiglimmergneiss in der Hüllzone der Dome unterscheiden sich von den eigentlichen Kerngneissen nur durch etwas feineres Korn und petrographisch gelegentlich gar nicht (P. Cavregasco). Ähnlich wie im Kontaktgebiet des Soè-Domes können im Bereich dieser Lagen eigentliche kleine Granitkörper vorkommen.

Fig. 30 zeigt unten noch einen Teil der granitischen Gneisslage im Hangenden des Garzelli-Domes. Nach einer schmalen Übergangszone von feinkörnigem Biotitgneiss (1737) schliesst daran oben der in 2.3.2.3. erwähnte Körper von etwas nebulitischem, nahezu massigem Gneiss respektive Granit an (1736). Innerhalb der Zweiglimmergneisse kommen vereinzelt diktyonitische Texturen sowie eine Einlagerung von schiefrigem Biotitgneiss vor (1739). Tab. 5 gibt eine kurze petrographische Übersicht über die Gesteine des Aufschlusses. Die Zahlen beruhen, ausser für Nr. 1736, auf Schätzungen.

Der „Granit“ unterscheidet sich von den Gneissen durch gröberes Korn, einen höheren Gehalt an Kalifeldspat und Muskowit und den Mangel an Apatit. Nur im „Granit“ kommen normalzonare, idiomorphe Plagioklase vor.

### 3. Quantitative Untersuchungen granitischer Gesteine

Mit Hilfe spektralanalytischer Verfahren, die SCHWANDER (1960; im Druck) am hiesigen Institut eingeführt hat, konnten für die vorliegende Arbeit eine dem heterogenen Charakter des Massivs angemessene, grössere Zahl von Gesteinsproben chemisch analysiert werden. Zur Analyse kamen in erster Linie Proben gut definierter geologischer Stellung in Frage, wobei die Analysenstücke monoschematisch und genetisch einheitlich sein sollten. Es wurden 9 Proben leukokrater Zweiglimmergneisse bis -granite unterschiedlicher Stellung und 16 weiterer granitischer und verschiedener Gesteine zusammengestellt (Tab. 6). Für die meisten Proben wurde der modale Mineralbestand mitbestimmt.

#### 3.1. EXPERIMENTELLES

##### 3.1.1. Probenvorbereitung, „H<sub>2</sub>O“, FeO

Zwischen 80 und 500 g schwere Analysenstücke wurden zunächst im Stahlmörser zerkleinert. Sodann wurde durch Vierteln ein Split zwischen 5 und 8 g gewonnen und in Achatpulvermühlen pulverisiert („Pulverisette“). Für alle

Tabelle 6. Fundorte und geologische Stellung der analysierten Gesteine.

## a) Leukokratische Zweiglimmergneisse bis -granite, biotitreiche Schliere (2. 3. 2. 3., 2. 4. 5.)

Analysen-Nr.	Handstück-Nr.	Fundort-Koord.	Gestein und geologische Stellung
1	627	742.910/122.950	Homogener Gneiss, Korngrösse ~1 mm. Aufgeschlossener Kern des Soë-Domes, etwa 60 m von Nr. 2 entfernt. In wenigen m Abstand Bändergneisspaket; am Kontakt massive und inhomogene „Randfazies“.
2	1481	742.950/122.980	Homogener Gneiss, Korngrösse ~1 mm. Aufgeschlossener Kern des Soë-Domes, etwa 60 m von Nr. 1 entfernt.
3	1544	743.070/123.240	Homogener Gneiss mit im cm-Bereich lagig angereichertem Glimmer, Korngrösse ~1 mm. Alternierend mit mächtigen Granataplitlagen. Kern bis N-Rand des Soë-Domes.
4 a	288	742.550/123.200	Fast massiger Gneiss, Korngrösse ~1 mm. Aus dachnaher Partie des Soë-Domes (nur Modalanalyse).
4	1463	742.660/122.750	Fast massiger Gneiss, Korngrösse ~1 mm, mit dm grossen, pegmatoiden Nestern (auch Miarolen) und biotitreichen Schlieren. Dachnahe Partie des Soë-Domes.
5	1461		Biotitgneiss. Aus 1 bis 2 dm mächtiger Schliere im fast massigen Gneiss.
6	542	745.290/124.250	Gneiss, Korngrösse ~1 mm, mit Fluidaltexturen im dm-Bereich. Textur im m-Bereich wechselnd. Aufgeschlossener Kern des Garzelli-Domes. Vgl. Altersbestimmung, 4. 2.
7	1237	744.080/124.190	Homogener Gneiss, Korngrösse ~1 mm. Bildet mehrere m mächtige, vorwiegend s-parallele Lagen in den Bändergneissen.
8	1736	745.020/124.000	Fast massiger Gneiss, Korngrösse ~1 mm, etwas nebulitisch, mit dm grossen, pegmatoiden Nestern. Bildet 10 oder mehr m grosse, stockartige Masse im Hangenden des Garzelli-Domes (Fig. 30).
9	1882	742.240/122.920	Granit, massig, Korngrösse 1 bis 5 mm. Bildet diskordanten, 0,5 m mächtigen Gang. Dach des Soë-Domes.
10	188	754.250/119.880	Granit von Novate, Korngrösse ~1 mm, Gefüge gneissartig, homogen. Aus mehrere m grossem, ausgebrochenem Block.

b) Schwach schiefriger Biotitgneiss, angrenzender Bändergneiss  
(Korn ~1 mm; 2. 3. 2. 1., 2. 4. 4., 2. 3. 1. 4.)

11	1520	743.160/123.780	Schwach schiefriger Biotitgneiss, enthält biotitreiche Schlieren und einige dm grosse Amphibolit-Einschlüsse.
12	1371	744.880/122.520	Schwach schiefriger Biotitgneiss aus etwa 15 m grosser, stockartiger Masse.
13	1372		Helle Varietät desselben, im m-Bereich von diskordantem Kontakt zu Bändergneissen.
14	1373 h		Helle, 1,5 cm mächtige, homogene Lage im angrenzenden Bändergneiss (Analysenstück 60 g).
15	1373 d		Dunkle, 0,8 cm mächtige Lage desselben Bändergneisses (Analysenstück 25 g).

*c) Flaserige bis augige Biotitgneisse inkl. „intrusive“ Formen, Einschluss  
(Korn  $\gtrsim 1$  mm, 2. 3. 2. 2., 2. 4. 4.)*

Analyse Nr.	Handstück Nr.	Fundort Nr.	Gestein und geologische Stellung
		Koord.	
16	1342	ca. 745,0/122,6	Flaseriger Biotitgneiss, typischer „Orthogneiss“ oder „Embrechit“; aus Schutt.
17	1434	744.570/122.130	Desgl., aus Mischzone mit basischen Schollen (Gänge?), die oft von aplitischem Material begleitet sind.
18	1538	Schuttblock aus Porta- Couloir	Schollenmigmatit; Nr. 18 heller Anteil (leicht flaseriger Biotitgneiss); Nr. 19 dunkler Anteil (Biotitschiefer, 2.3.1.4.); Fig. 31.
19	1537		
20	394	do.	Biotit- und granatführender Gneiss. Oft als heller Anteil von Schollenmigmatiten bis Agmatiten.

*d) Weitere Metamorphite, Granataplit, Granat-Muskowitgneiss*

21	1416	745.690/124.200	Biotitschiefer aus der unmittelbaren Hüllzone des Garzelli-Domes (2. 3. 1. 4., 2. 4. 5.).
22	1838	743.550/126.050	Zweiglimmerschiefer (2. 3. 1. 4.); Analysenstück 25 g, vgl. 2. 2. 1. 4.
23	606	744.000/122.180	Amphibolitischer Gneiss, Hornblende einsprenglingsartig. Bildet mächtige Lage in flaserigem Biotitgneiss; mit biotitreicher Randzone (2. 3. 1. 3.).
24	1539	Schuttblock aus Porta-Couloir	Granataplit aus einige cm breitem Gang in flaserigem Biotitgneiss. Korn $\gtrsim 1$ mm (2. 3. 2. 4.).
25	1510	743.230/122.540	Granat-Muskowitgneiss. Einige m grosse Linse im grob-gemengten Dach des Soë-Domes. Korn $\gtrsim 1$ mm (2. 4. 5.).

Proben wurde der Glühverlust nach 30- bis 60-minütigem Erhitzen auf  $1000 \pm 50^\circ\text{C}$  bestimmt. In zwei untersuchten Fällen bestand Gewichtskonstanz für 30-, 60- und 90-minütiges Verglühen.

Das zweiwertige Eisen wurde nach einem Flusssäureaufschluss unter Dampf durch Titration mit  $\text{KMnO}_4$  bestimmt. Doppelte und dreifache Bestimmungen lassen die Reproduzierbarkeit der Ergebnisse abschätzen. 13 Doppelbestimmungen gaben folgende relative Abweichungen:

Rel. Abweichung	0	1	2	3	4	5	12% des Mittelwertes
Anzahl Fälle	1	2	3	3	1	2	1 (total 13)

Auf eine chemische Phosphatbestimmung wurde aus zeitlichen Gründen verzichtet (vgl. aber 3.1.3.).

### 3.1.2. Spektralanalyse

Für eine ausführliche Beschreibung der Verfahren kann auf Arbeiten von SCHWANDER (1960; im Druck; vgl. auch WENK et al., 1963) verwiesen werden, und wir können uns im folgenden auf Angaben beschränken, die für die Beurteilung der Ergebnisse besonders wichtig scheinen. Eine Liste der Analysenlinien ist beigefügt (Tab. 7).

Die Hauptkomponenten  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (Gesamt-Fe),  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  sowie  $\text{TiO}_2$  und  $\text{MnO}$  wurden mit dem Jarrell-Ash-1,5-m-„Atomcounter“ bestimmt. Die



Fig. 31. Agmatitischer Block, B ca. parallel der Bildfläche. Daraus Analysen 18 und 19 (Porta-Schuttstrom).

Tabelle 7. Verzeichnis der Analysenlinien

Hauptkomponenten		Spurenelemente	
Si	2881/2435	Be	2349
Al	3081	B	2498
Fe	2599	Sr	3464
Mg	2802	Ba	4554
Ca	3159	V	3185
Ti	3373	Zr	3392
Mn	2593	Ni	3414
Na (IS)	3302	Pb	2833
Alkalien		Cr	4254
Na	3302	Si (IS)	3905
K	4044		
Li (IS)	3233		

Auswertung der Spektren erfolgt bei diesem Gerät direkt durch an die Stelle der Analysenlinien gebrachte Photo-Multiplier, welche Kondensatoren aufladen. Löst man die Entladung des Kondensators einer bestimmten Analysenlinie aus, so werden durch einen Konverter elektrische Impulse erzeugt, deren Anzahl als relatives Mass für die emittierte Lichtmenge das eigentliche Analysenergebnis bildet. Der Analysenmischung in Form von Borax zu 8% eigenes  $\text{Na}_2\text{O}$  (gegenüber 6,5% Gestein) dient als „Internal Standard“ (IS). Dabei ist der Multiplier der  $\text{Na}$ -Linie direkt an den Konverter angeschlossen, und die Emission wird nicht nach einer bestimmten Zeit, sondern nach einer bestimmten Zahl von Impulsen abgebrochen. Nur bei identischen Anregungsbedingungen und konstantem Verhalten des Messsystems wird die Dauer der Abfunkzeit für mehrere Proben dieselbe sein.

Die aus den Analysenmischungen gepressten Tabletten wurden abwechselnd mit solchen von Eichproben zur Emission gebracht. Von jeder Analysenmischung wurden zwei Tabletten, von manchen Gesteinsproben Tabletten mehrerer Mischungen analysiert. Als Eichsubstanzen wurden die Standard-Gesteinsproben G-1 und W-1 sowie reines  $\text{SiO}_2$  in verschiedenen gegenseitigen Mischungsverhältnissen verwendet, so dass die Eichpunkte die in Frage kommenden Konzentrationsbereiche möglichst gleichmäßig erfassten.

Überraschenderweise kamen häufig relativ lange Abfunkzeiten vor, wobei die Analysenwerte zu niedrig ausfielen. Die Ursache dieser Erscheinung ist uns noch nicht mit Sicherheit bekannt; sie hängt möglicherweise mit der Einführung eines mechanischen Mischverfahrens und der Schaltung des IS-Kanals zusammen. Der Effekt konnte mit Hilfe der mehrfachen Bestimmungen soweit unter Kontrolle gebracht werden, dass eine zuverlässige Auswertung in der Regel möglich war. Auf eine Untersuchung der Reproduzierbarkeit musste hingegen verzichtet werden. Schwierigkeiten ergaben sich beim Al und Si. Die Impulszahl für Al variierte mit der Integrationsdauer besonders stark, während die Empfindlichkeit der Si-Bestimmung im vorliegenden Konzentrationsbereich bereits sehr gering ist. In Tab. 9. wurden daher  $\text{SiO}_2$ -Werte wiedergegeben, die die Analysensumme auf 100% ergänzen. Fälle, wo die spektrochemischen Daten auf stark verschiedene,

Tabelle 8. Verwendete äquivalentnormative Verbindungen mit Äquivalentgewichten (BURRI, 1959).

1 Q	$\text{SiO}_2$	60	
1 An	1/5 ( $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ )	56	
1 Ab	1/5 ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ )	52	
1 Or	1/5 ( $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ )	56	
	Biotit vgl. Text		
1 Ms	1/7 ( $\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{11} \cdot \text{H}_2\text{O}$ )	57	
1 Cp	1/5 ( $\text{Ca}_3\text{P}_2\text{O}_10$ ) ( $\sim 1 \text{ Ap}$ )	62	
1 Ru	$\text{TiO}_2$	80	
1 Hm	1/2 $\text{Fe}_2\text{O}_3$	80	
1 C	1/2 $\text{Al}_2\text{O}_3$	51	
1 Hm	1/2 $\text{FeTiO}_3$	76	
1 Mt	1/3 $\text{Fe}_3\text{O}_4$	77	nur in Standard-
1 Fs	1/2 $\text{FeSiO}_3$	66	Norm verwendet
1 En	1/2 $\text{MgSiO}_3$	50	

Tabelle 9a. *Chemische Analysen.*

Analysen	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Handst.															
Nr.	627	1481	1544	1463	1461	542	1237	1736	1882	188	1520	1371	1372	1373h	1373d
SiO <sub>2</sub>	76	74,5	75,5	76 <sup>1)</sup>	72 <sup>1)</sup>	74	74 <sup>1)</sup>	73,5	75,5	75	71	67,5	75	72	63,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14	14,5	14	13,5	14	14,2	13,5	14,5	13,5	14	14	13,5	14,5	15,5	14,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,4	0,4	0,4	0,3	0,7	0,5	0,7	0,6	0,3	0,4	0,4	0,9	0,7	0,7	1,1
FeO	0,81	0,86	1,00	0,54	2,5	0,75	1,10	0,64	0,31	0,63	1,02	1,29	0,39	1,17	5,0
MgO	0,33	0,40	0,43	0,19	1,41	0,25	0,45	0,30	0,15	0,23	1,4	1,1	0,50	0,80	3,2
CaO	1,9	2,1	1,4	0,86	2,4	0,88	1,35	1,3	1,3	2,0	2,8	2,3	1,8	3,0	1,9
Na <sub>2</sub> O	4,2	4,1	3,7	3,9	3,8	3,4	3,5	3,2	3,6	3,8	4,4	4,6	3,9	5,0	4,7
K <sub>2</sub> O	1,6	2,3	2,9	3,7	1,2	4,5	3,9	4,9	4,6	3,2	1,1	1,0	2,6	0,8	3,3
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,14	0,10	0,08	0,38	0,15	0,19	0,11	0,08	0,11	0,17	0,26	0,13	0,27	0,82
MnO	0,06	0,05	0,05	0,04	0,06	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,05	0,02	0,02	0,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> <sup>2)</sup>	0,1	0,1	0,1	0,0	0,2	0,2	0,1	—	—	0,1	0,1	0,0	0,1	0,0	0,2
H <sub>2</sub> O <sup>+3)</sup>	0,49	0,53	0,51	0,64	0,90	1,0	0,87	0,76	0,53	0,50	0,55	0,65	0,45	} 0,73	1,60
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,13	0,10	0,10	0,12	0,13	0,11	0,16	0,18	0,21	0,11	0,08	0,11	0,13		
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	97 <sup>1)</sup>	93 <sup>1)</sup>	100	100	100
Sr (ppm)	125	125		50		30	200	400	100	520					
Ba (ppm)	320	280				100				800					

weitere Spurenelemente (ppm): Be ~ 5; B &lt; 10; V ~ 10; Zr 25—60; Ni &lt; 10; Pb:

## Standard Katanorm

Ab	38,0	37,0	33,5	35,5	35,5	31,5	32,0	29,0	32,5	34,5	41,0	44,5	35,5	45,0	43,0
An	9,0	10,0	6,5	4,0	11,0	3,5	6,0	6,5	6,5	9,5	14,0	12,5	8,0	15,0	8,0
Or	9,5	14,0	17,5	22,5	7,0	27,5	23,5	29,5	27,5	19,0	6,5	6,5	15,5	5,0	19,5
Q	38,5	34,1	36,5	34,5	34,9	32,6	33,5	31,3	32,0	34,1	31,9	30,0	35,8	29,6	11,3
Mafite	5,0	4,9	6,0	3,5	11,6	4,9	5,0	3,7	1,5	2,9	6,6	6,5	5,0	5,4	18,2
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

## Niggliwerte

si	451	418	443	472	358	439	423	418	457	435	365	352	427	352	235
al	49	48	48	49,5	41	49,5	45,5	48,5	48	47,5	42,5	42,5	48,5	44,5	31,5
fm	9	9,5	11	6,5	24	8	12,5	8	4,5	6,5	16,5	18	9	13,5	36
c	12	12,5	9	5,5	13	5,5	8,5	8	8,5	12,5	15,5	13	11	15,5	7,5
alk	30,5	30,5	32	38,5	22	36,5	33,5	35,5	39	33	25,5	27	31	26	24,5
k	0,20	0,27	0,34	0,38	0,18	0,47	0,42	0,50	0,46	0,36	0,15	0,13	0,31	0,09	0,32
mg	0,32	0,36	0,36	0,29	0,44	0,26	0,31	0,29	0,31	0,26	0,63	0,47	0,45	0,44	0,49

## Anmerkungen

1) spektrometrische Daten deuten auf niedrigeren Wert.

2) aus modalem Apatitgehalt (3.1.3).

3) Glühverlust.

4) 100 Mol-% gleichgesetzt.

5) nicht Idealformel; vgl. Text p. 1055.

6) müsste nach modalem Verhältnis Biotit/Muskowit 10 betragen.

7) Summe zu hoch, weil zur Biotitbildung zuviel K<sub>2</sub>O verbraucht wurde.

Tabelle 9b. *Chemische Analysen.*

Analysen	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
Handst.										
Nr.	1342	1434	1538	1537	394	1416	1838	606	1539	1510
SiO <sub>2</sub>	73,5	72,5	72	66	74,5	70	72,5	60,5	71,5	64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,5	13,5	14	13,5	13,5	13	12,5	14	14	19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,5	0,8	0,6	1,3	0,4	2,0	0,8	1,0	0,3	0,9
FeO	2,3	1,77	1,52	5,5	0,86	3,1	3,3	6,1	1,89	1,70
MgO	0,80	0,60	0,63	2,6	0,21	2,3	1,85	5,3	0,10	0,61
CaO	2,3	1,95	1,8	2,1	1,4	2,5	1,2	4,2	1,36	1,1
Na <sub>2</sub> O	3,5	3,5	3,0	3,3	2,6	2,8	3,2	1,7	1,9	5,5
K <sub>2</sub> O	2,2	3,9	5,3	2,5	6,0	1,8	2,4	3,7	8,0	4,3
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,25	0,22	0,82	0,09	0,72	0,57	0,78	0,04	0,16
MnO	0,08	0,07	0,03	0,08	0,06	0,09	0,07	0,18	0,3	≥ 0,8
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> <sup>2)</sup>	0,0	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2		0,3	
H <sub>2</sub> O <sup>-3)</sup>	0,80	0,75	0,48	1,91	0,36	1,25		2,33	0,29	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20	0,18	0,08	0,11	0,09	0,20		0,27	0,07	2,02
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Sr (ppm)			300						150	

## Standard Katanorm

Ab	32,0	32,0	27,5	30,5	24,0	26,0	29,5	16,0	17,5	49,5
An	11,5	9,5	8,0	9,0	6,0	12,0	4,5	20,2	5,0	5,5
Or	13,5	23,5	32,0	15,5	36,0	11,0	14,5	23,0	48,0	25,5
Q	35,3	29,6	27,3	25,1	31,0	35,6	36,7	14,6	24,5	11,1
Mafite	7,7	5,4	5,2	19,9	3,0	15,4	14,8	26,2	5,0	8,4
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

## Niggliwerte

si	394	383	378	269	434	321	373	198	380	262
al	42,5	42	43	32,5	46	35	38	27	44	47
fm	19	16	14	38,5	8	34,5	32	45,5	11,5	15
c	13	11	10	9	8,5	12,5	6,5	14,5	7,5	5
alk	25,5	31	33	19,5	37	17,5	24	13	37	33
k	0,29	0,42	0,54	0,34	0,60	0,30	0,33	0,58	0,73	0,34
mg	0,34	0,29	0,36	0,41	0,22	0,45	0,45	0,57	0,06	0,25

## Forts. Anmerkungen

\*) nach Modalbestand.

\*) Granat, Alm 28, Spess 12, Pyr 6.

\*) inkl. Serizit.

\*) Plagioklase stark fleckig und zonar.

\*) inkl. 0,5 Erz, Zirkon, Zoisit.

\*) Granat mit 30 % Spess.

\*) alles Fe als FeO verrechnet.

Tabelle 10a. *Glimmervariante und Modalanalysen.*  
(Anmerkungen S. 1050/1051.)

Analyse Nr. Handst.	1	4 a	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	Nr.	627	288	1463	1461	542	1237	1736	1882	188	1520	1371	1372	1373h
Glimmervariante der Norm														
Q	39,4		35,1	37,3	33,3	34,5	33,0	32,4	34,8	34,3	32,1	36,7	31,2	18,8
An	9,0		4,0	11,0	3,5	6,0	6,5	6,5	9,5	14,0	12,5	8,2	15,0	8,0
Ab	38,0		35,5	35,5	31,5	32,0	29,0	32,5	34,5	41,0	44,5	35,5	45,0	43,0
Or	4,0		15,5	0,0	16,0	16,0	20,0	26,0	14,5	0,5	0,5	12,5	0,5	1,0
Bi <sup>1)</sup>	4,2		2,6	15,0	3,3	5,6	3,7	1,5	3,1	10,4	10,1	4,9 <sup>14)</sup>	7,5	31,5
Ms	4,1		8 <sup>a)</sup>	0,0	13	5,9	7,7	0,8	3,3	—	—	—	—	—
Cp	0,2		—	0,5	0,4	0,3	—	—	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1	0,5
Ru	0,1		0,1	0,3	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,6
Hm	0,1		0,1	-0,1	0,2	0,3	0,4	0,1	0,2	-0,1	0,3	0,0	0,2	-0,5
C	0,8		-0,7	1,0	-1,3	-0,6	-0,3	0,1	-0,2	-0,3	-0,2	2,0	0,2	-3,0
Total	99,9		100,2	100,5 <sup>2)</sup>	100,0	100,2	100,1	100,0	100,0	100,1	100,1	100,1	99,9	99,9
Plagioklas 40		33	47	33	32	26	40	40	55	57	35	60	51	
An	22		12	24	11	19	26	16	24	26	22	23	25	16
Alkali- feldspat	11		22	—	18 <sup>a)</sup>	22	30 <sup>a)</sup>	25	19	0,5	0,5	21	0,5	1,0
Ab	63		28	—	11	26	33	-5	23	—	—	40	—	—
Modalanalysen														
Quarz	38,9	35,4	32,0	36,4	64,8	32,8	58,5	26,7	31,6	84,5	28,0	28,2	89,2	62,1
Plagioklas 42,5	34,8	36,0	44,0	—	32,4	32,4	42,8	41,0	—	58,2	41,8	—	—	—
An	20 ±	~10	8-	25-	5-	20-	20-	17-	17-	25	~20	~20	24-	35
	3		14	28	10	24	26 <sup>11)</sup>	24 <sup>11)</sup>	29 <sup>11)</sup>					
Alkali- feldspat	11,4	21,9	23,2	0,5	18,0	21,8	30,0	26,4	19,5	3,2	1,3	24,6	1,7	0,4
Biotit	3,3	2,2	1,6	17,2	3,0	6,2	3,4	2,1	3,3	11,2	11,5	4,8	8,5	36,5
Chlorit	0,2	0,2	0,2	1,1	0,3	0,1	0,4	0,5	0,4	0,7	1,0	0,5	0,4	0,3
Granat	0,3	0,2	0,1	0,0	0,2	0,0	—	0,1	—	—	—	—	—	—
Muskowit	3,2	5,4	7,0	0,2	13,2	6,5	7,7	1,4	4,1 <sup>10)</sup>	0,2	—	—	—	—
Apatit	0,2	0,1	0,0	0,6	0,5	0,3	—	—	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1	0,6
Total	100,0	100,2	100,2	100,0	100,0	100,1	100,1	100,0	100,1	100,0	100,1	100,1	99,9	99,9

nämlich 2 bis 4% niedrigere Werte deuten, sind angemerkt. In zwei Fällen wurde die Summe zu niedrig belassen (19 und 20).

Na<sub>2</sub>O und K<sub>2</sub>O wurden photographisch mit dem 1,5-m-Wadsworth-Spektrographen bestimmt. Mit den Analysenmischungen wurden auch hier Proben von G-1 und W-1 zur Emission gebracht. Sie zeigten etwaige Veränderungen schon bestehender Eichkurven an. In 10 Fällen wurde eine Analysenmischung doppelt bestimmt und in 11 Fällen eine zweite oder dritte Mischung derselben Gesteinsprobe untersucht. Dabei zeigte sich, dass der Fehler bei der Herstellung der Mischungen kaum ins Gewicht fällt gegenüber Unterschieden in der Anregung oder in der Verarbeitung des Filmmaterials. Es folgen Angaben über die Abweichung vom arithmetischen Mittel je zweier Analysen eines Gesteins, ohne Rücksicht, ob es sich um Tabletten einer oder mehrerer Mischungen handelt:

**Tabelle 10 b. Glimmervariante und Modalanalysen.**  
(Anmerkungen S. 1050/1051.)

Analyse Nr.	16	17	18	19	20	21	23	24	25
Handstück Nr.	1342	1434	1538	1537	394	1416	606	1539	1510
Glimmervariante der Norm									
Q	38,1	31,5	28,9			39,2		24,4	
An	11,5	9,5	8,0	9,0	6,0	12,0	20,2	5,0	5,5
Ab	32,0	32,0	27,5	30,5	24,0	26,0	16,0	17,5	49,5
Or	6,5	18,0	27,5			—		47,0	
Bi <sup>5)</sup>	10,8	8,5	7,8			21,8		4,8 <sup>6)</sup>	1 <sup>7)</sup>
Ms	0,5	0,6	—			—		1,4 <sup>8)</sup>	
Cp	0,1	0,2	0,4			0,4		0,7	
Ru	0,2	0,2	0,2			0,5		—	
Hm	-0,1	0,3	0,1			0,5		0,2	
C	0,3	-0,8	-0,3			-0,1		-1,1	
Total	99,9	100,0	100,1			100,3 <sup>7)</sup>		99,9	
Plagioklas	39	40	33	40		38		16	
An	30	24	24	25		31		31	
Alkalifeldspat	11	19	30			—		54	
Ab	43	6	8			—		12	
Modalanalysen									
Quarz	40,7	32	29,5	27,4	27,4	39,5		19,1	
Plagioklas	36,2	38	32,5	42,8	42,8	36,1		16,9	
An	28—30	27—30	~25			28—40 (Vol.-%)	26		53
Alkalifeldspat	10,6	18	29,5	1,4	25,0	—	Hbl.	57,0	
Biotit	11,0	10	6,9	21,4	3,2	22,1	11,5	0,3	1,5
Chlorit	0,7	0,3	0,6	0,4	0,3	0,7	Bio.	0,6	1,5
Granat	—	0,1	—	—	1,8	0,6	28,5	3,8	5,6
Muskowit	0,5	1	—	—	—	—	Tit.	1,4	38
Apatit	0,1	0,2	0,4	0,4	0,2	0,4	0,3	0,8	
Total	99,8	100	99,9 <sup>12)</sup>	99,8	100,1	99,9 <sup>12)</sup>		99,9	100

### Na<sub>2</sub>O

Relative Abweichung	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	% des Mittelwertes
Anzahl Fälle	6	2	0	7	4	1	1	0	0	1	(total 22)

### K<sub>2</sub>O

Relative Abweichung	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	15% des Mittelwertes
Anzahl Fälle	4	1	3	2	1	2	0	4	2	1	(total 22)

Die Zahlen vermitteln einen Eindruck von der Reproduzierbarkeit derjenigen Analysenwerte, die auf einer einzigen Bestimmung beruhen. Das betrifft etwas weniger als die Hälfte der Analysen.

Die Spurengehalte wurden ebenfalls auf photographischem Wege mit dem

Wadsworth-Spektrographen bestimmt. Über dieses Verfahren finden sich in den zitierten Arbeiten von SCHWANDER noch keine Angaben. Die Analysenmischung hatte folgende Zusammensetzung (Si als IS):

Gesteinspulver:  $\text{SiO}_2$ : Graphit = 2 : 1 : 12. Die Anregungsbedingungen sind ähnlich denen bei der Na- und K-Bestimmung (stromstabilisierter Abreissbogen, Stallwood-Jet).

### 3.1.3. Modalanalysen

Für die Modalanalysen wurde ein Point-Counter verwendet. Die Ergebnisse sind in Tab. 10 als Gew.-% wiedergegeben. Meist wurden Alkalifeldspat und Plagioklas vor der Auszählung gefärbt (BAILEY und STEVENS, 1960). Die ausgemessene Fläche lag zwischen  $2,5 \times 3,5$  cm und  $2,0 \times 2,0$  cm, wobei pro Schliff 2000 bis 4000 Punkte gezählt wurden. Zeilen- und Punktabstand wurden etwa gleich gross gehalten, andernfalls aber die Zeilen senkrecht zur Schieferung gelegt. Auch der Apatitgehalt konnte auf diese Art grob abgeschätzt werden. Die Standard-Abweichungen für Apatit betragen in günstigen Fällen 25%, können aber bei den niedrigen Gehalten bis 100% ansteigen. Dabei ist zu bemerken, dass die Forderung nach einem Punktabstand, der grösser ist als der Durchmesser der grössten Körner (VAN DER PLAS und TOBI, 1965), meist nur angenähert erfüllt war.

## 3.2. ERGEBNISSE UND BERECHNUNGEN

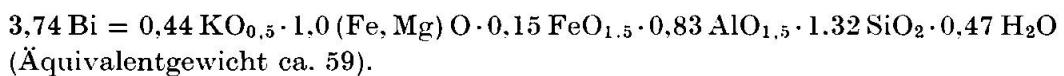
Zuerst werden in Tabelle 9 die Analysenresultate in Gewichtsprozenten wiedergegeben. Kursiv gedruckte Werte sind relativ ungenau: Für  $\text{SiO}_2$  und  $\text{Al}_2\text{O}_3$  aus den erwähnten experimentellen Gründen (3.1.2.), diejenigen für  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , weil sie lediglich die Differenz zwischen dem spektrometrischen Wert für Gesamt-Eisen und dem meist relativ grossen und genaueren FeO-Wert darstellen; die Angaben für  $\text{P}_2\text{O}_5$  sind Schätzungen auf Grund der modalen Apatitgehalte, und die kursiv gedruckten Sr-Werte beruhen auf der Auswertung der Linie 3464 der Alkalifilme ohne genaue Eichung.

Anschliessend werden für alle Analysen eine Standard-Katanorm (Äquivalent-Norm; NIGGLI, 1936; BARTH, 1962) und die Niggli-Werte angegeben. Bei der Berechnung der Katanorm kam es, mit zwei unbedeutenden Ausnahmen, überall und ausschliesslich zur Bildung von Cp, Ab, An, Or, C, Ilm, Mt, Fs, En und Q. Die Mafite spielen mengenmässig eine untergeordnete Rolle und sind in der Tabelle zusammengefasst.

Ausgehend von den im Gestein vorhandenen Mineralien wurde sodann für die meisten Analysen ein Mineralbestand berechnet, der direkt mit dem Modus vergleichbar ist (Tab. 10). Eine Schwierigkeit bildete hier das häufige Nebeneinander von Alkalifeldspat und Muskowit und die

entsprechende Aufteilung des  $K_2O$ . Ohne Berücksichtigung des relativ unverlässlichen und zudem unempfindlichen  $Al_2O_3$ -Wertes wurde in diesem Fall auf das modale Verhältnis Biotit (+ Chlorit)/Muskowit zurückgegriffen, unter Vernachlässigung des kleinen Unterschiedes der Äquivalentgewichte. Die Biotitgehalte sind chemisch gut kontrollierbar, und da die Glimmer in Kornstruktur und Regelung gut übereinstimmen, stört ein möglicher Schnitteffekt die modale Verhältniszahl nicht. Diese kann nur unsystematisch verfälscht sein, in dem Ausmass als sich Biotit und Muskowit etwa im Größenbereich von Dünnschliffen vertreten. Das Prinzip wurde im Fall der Analyse Nr. 4 nicht mehr befolgt, da dort bei  $Bi/Ms \approx 1,5$  normativer und modaler Biotitbestand schlecht übereinstimmen.

Auf Grund der neuen Biotitanalysen von WENK et al. (1963), die zum Teil den unsrigen vergleichbare Gesteine aus dem zentralen Teil des Lepontins betreffen, wurde für dieses Mineral folgende Zusammensetzung angenommen (bezogen auf 1  $(Fe, Mg)O$ ):



Für alle übrigen Mineralien wurden die vereinfachten Formeln nach BURRI (1959) verwendet (Tab. 8).

Zur Berechnung des Mineralbestandes wurden aus den Ein-Kation-Molekularprozenten, ausgehend je vom in Klammern gesetzten Element, der Reihe nach folgende Verbindungen gebildet: Cp (P), An (Ca), Ab (An), Bi ( $Fe^{++}$ , Mg), Ms (K), Or (K) und Q (Si). Das  $TiO_2$  dürfte zur Hauptsache aus dem Biotit stammen, wurde aber der Einfachheit halber als Ru angegeben.  $Fe_2O_3$  und  $Al_2O_3$  wurden nach dem Bedarf der genannten Verbindungen ohne Rücksicht auf die Analysenwerte verrechnet. Hm und C geben die entsprechenden Fehlbeträge an und sollten, bei Abwesenheit systematischer Fehler, um Null streuen.

Für einige Analysen wurde unter Verwendung des modalen Verhältnisses Plagioklas/Alkalifeldspat der Albitgehalt der Feldspäte aus den folgenden Gleichungen berechnet:

$$\text{Normativer Plagioklas} = An + Ab_1$$

$$\text{Normativer Alkalifeldspat} = Or + Ab_2$$

$$Ab_1 + Ab_2 = Ab$$

$$(Plagioklas/Alkalifeldspat)_{\text{normativ}} = An + Ab_1/Or + Ab_2$$

$$\approx (Plagioklas/Alkalifeldspat)_{\text{modal}}$$

Dies war überall dort möglich, wo in der Modalanalyse zwischen Quarz und Plagioklas unterschieden war (Tab. 10).

Aus den so erhaltenen Albitgehalten lassen sich auch die Werte  $k(p,T)$  = Mol% Ab in Alkalifeldspat/Mol% Ab in Plagioklas nach BARTH (1956) bestimmen. Da diese, bei im Mittel etwa konstantem Ab- respektive An-Gehalt der Plagioklase, eine deutliche Abhängigkeit vom Gesteinschemismus zeigen, seien sie kurz wiedergegeben (Tab. 11).

**Tabelle 11. Ab-Gehalte der Feldspäte in Abhängigkeit von  $Or/(Or + Ab)$  der Gesteine.**

Analyse Nr.	1	16	13	10	4	7	17	9	18	24
$Or/(Or + Ab)$	0,10	0,17	0,26	0,30	0,30	0,33	0,36	0,44	0,50	0,73
$Ab_2/(Or + Ab_2)$	(63)	43	40	23	28	26	6	(-5)	8	12
$Ab_1/(An + Ab_1)$										
normativ	78	70	77	76	88	81	76	84	76	69
U-Tisch	80	71	—	71-83	89	78	71	76-83	75	74
$k(p,T)$ nach										
BARTH	(0,81)	0,61	0,52	0,30	0,32	0,32	0,08	(-0,31)	0,11	0,17

Unstimmigkeiten beim Vergleich von Norm und Modalbeständen beruhen zum Teil wohl darauf, dass die Dünnschliffe für die Analysenproben nicht ganz typisch sind (Nrn. 9, 13). Die  $SiO_2$ - respektive Q-Werte scheinen aber in den meisten Fällen zu hoch zu sein. Um diesen systematischen Fehler zu eliminieren, müssen bei der Interpretation die modalen Quarzwerte mitberücksichtigt werden.

Einzelne Diskrepanzen gehen auf Vereinfachungen bei der Norm-Berechnung zurück. So wurde beispielsweise bei Nr. 1 kein Granat berechnet, dafür entsprechend mehr Biotit und danach Muskowit, was wiederum zu wenig  $K_2O$  für Or übrig liess. Bei Berücksichtigung des Granats „sinkt“ der Ab-Gehalt des Alkalifeldspats auf rund 40% und  $k(p,T)$  nach BARTH auf etwa 0,5.  $k(p,T)$  bleibt aber in der höchsten Gruppe der Tab. 11.

An den verschiedenen Kontrollmöglichkeiten zeigt sich, dass die Fehler, von denen der  $SiO_2$ - und Q-Werte abgesehen, im wesentlichen unsystematisch sind. Während die abgeleiteten Daten über Mineralien und auch vereinzelte Gesteinsdaten nur als semiquantitativ gelten können, ist demnach gleichzeitig das Gesamtbild der Werte korrekt. Auf dieses muss sich die Interpretation in erster Linie stützen.

### 3.3. DISKUSSION

TURTLE und BOWEN (1958) haben das System  $NaAlSi_3O_8$ - $KAlSi_3O_8$ - $SiO_2$ - $H_2O$  experimentell untersucht und die Lage der kotektischen Linie und des Temperaturminimums der Sättigungsfläche für  $H_2O$ -Drucke zwischen 500 und 4000 atm. angegeben (1958; vgl. Fig. 32). Es ist zu vermuten, dass die gefundenen Gesetz-

mässigkeiten auch in natürlichen Schmelzsystemen ähnlicher Zusammensetzung eine wesentliche Rolle spielen. Ist ein granitisches Gestein wirklich aus einer Schmelze entstanden, so können Abweichungen von diesen Gesetzmässigkeiten, von Ungleichgewichten abgesehen, nur durch eine abweichende Zusammensetzung des Systems erklärt werden. Dass die Projektionspunkte von Gesteinen, die aus geologischen Gründen unter Drucken von 3000 bis 4000 atm. entstanden sein müssen, in die Nähe des Temperaturminimums für geringen  $H_2O$ -Druck fallen, wird von TUTTLE und BOWEN auf eine Untersättigung der entsprechenden Magmen an Wasser zurückgeführt.

WINKLER (1957) und WINKLER und v. PLATEN (1958—1961) haben die in natürlichen Gesteinsproben bei steigender Temperatur und unter 2000 atm.  $H_2O$ -Druck ablaufenden Reaktionen untersucht (experimentelle Metamorphose und Anatexis). Die Schmelzzusammensetzungen lassen sich weitgehend auf die Eigenschaften des Systems Ab-Or-Q-Wasser zurückführen, einzelne Abweichungen zeigen jedoch den Einfluss zusätzlicher Komponenten. Dadurch bilden diese Experimente eine wesentliche Ergänzung derjenigen von TUTTLE und BOWEN.

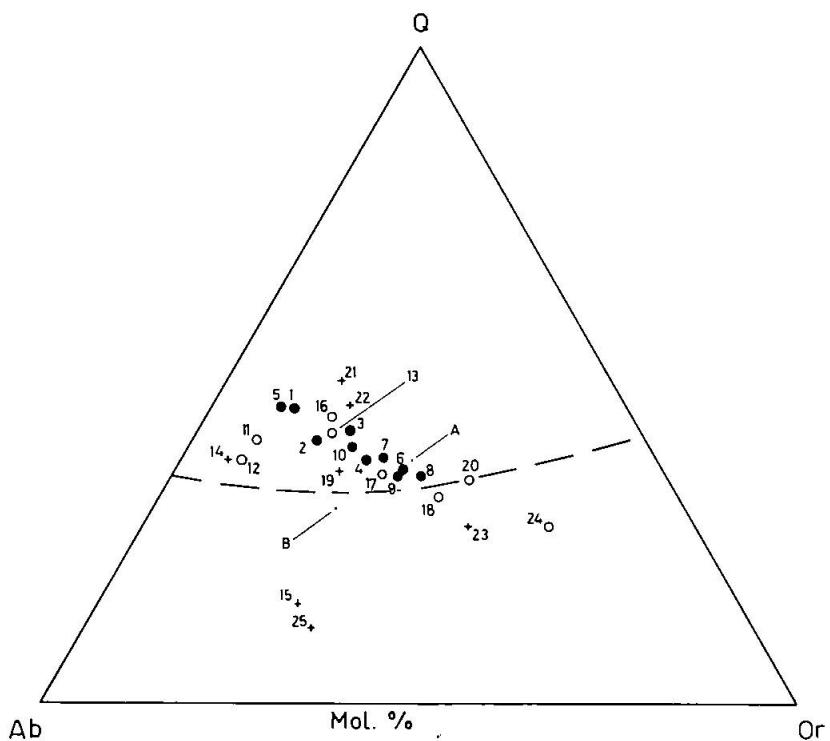


Fig. 32. Die analysierten Gesteine im Dreieck Ab—Or—Q (Standard-Norm). Mit eingetragen ist die kotektische Linie des Systems Ab—Or—Q—Wasser für  $p_{H_2O} = 2000$  atm. Der kurze Teilstreich markiert das „ternäre“ Minimum bei diesem  $H_2O$ -Druck. Entsprechende Minima für andere Drucke sind ebenfalls angegeben.

Experimentelle Daten nach TUTTLE and BOWEN (1958).

Legende: Punkte: Zweiglimmergneisse, vergleichbar mit Novategranit, inkl. Biotitschlieren (Nr. 5); Kreise: Biotitführende granitische Gesteine sowie Granatapplit (Nr. 24); Kreuze: Bändergneisse und Schiefer, amphibolitischer Gneiss (Nr. 23), Granat-Muskowitgneiss (Nr. 25). A = T-Minimum bei 500 atm.  $H_2O$ -Druck; B = T-Minimum bei 4000 atm.  $H_2O$ -Druck.

### 3.3.1. Dreieck Ab-Or-Q

Die Projektionspunkte aller analysierten Gesteine sind in Fig. 32 gemäss der Standard-Norm (Tab. 9) eingetragen. Drei Signaturen unterscheiden die folgenden Gesteinsgruppen:

1. Zwei Glimmer führende granitische Gesteine (Analysen 1—10);
2. Biotit führende granitische Gesteine (Analysen 11—13, 16—18, 20, 24);
3. „Metamorphite“ (Analysen 14, 15, 19, 21—23, 25).

Die kotektische Linie des Systems Ab-Or-Q-Wasser für  $p_{H_2O} = 2000$  atm. ist nach Fig. 24 von TUTTLE und BOWEN (1958), aber für Äquivalentprozente mit angegeben. Der kürzere Teilstrich markiert das „ternäre“ Minimum. Eine Erhöhung oder Erniedrigung des  $H_2O$ -Drucks verschiebt Linie und Minimum in Richtung der Ab-Ecke, respektive von dieser weg.

Die Projektionspunkte der granitischen Gesteine gruppieren sich überraschend deutlich um eine Linie durch das Dreieckszentrum. Da namentlich einzelne Punkte in der Mitte des Feldes um wenige Prozente zu hoch liegen werden (zu hohe  $SiO_2$ -Werte der Nrn. 4, 7, 10), wird die Linie in Wirklichkeit stärker gegen die Ab-Ecke konvex sein, als dies jetzt der Fall scheint. Würden die Daten der Glimmervariante der Norm (Tab. 10) aufgetragen, so entfernten sich die Punkte lediglich, entsprechend den Glimmergehalten der Gesteine, von der Or-Ecke des Dreiecks, und das Feld erreichte die Seite Ab—Q (Analysen 5, 11, 12, 21).

Die klare Gruppierung zeigt Analogien zu den eingangs erwähnten experimentellen Daten, die eine Beteiligung von Schmelzphasen bei der Entstehung der Gesteine sehr wahrscheinlich machen. Die angedeutete Linie kann als kotektische Linie in Frage kommender, unter sich gleichartiger, natürlicher Schmelzsysteme verstanden werden, wobei die einzelnen Punkte die Zusammensetzung von Erst- respektive Restschmelzen angeben würden. Die Verschiebung in Richtung der Q-Ecke könnte bedeuten, dass die Schmelzen an Wasser untersättigt waren. Dagegen spricht jedoch das häufige Auftreten von Muskowit. Näher liegt eine Erklärung von WINKLER und v. PLATEN (1961). Diese Autoren haben bei Schmelzversuchen an K-armen Grauwacken eine Verschiebung etwa gleicher Größenordnung und, nahe der Seite Ab—Q des Dreiecks, ein Abbiegen der kotektischen Linie in Richtung auf die Q-Ecke festgestellt und führen dies auf den An-Gehalt der Schmelzen und die schwerere Schmelzbarkeit der Plagioklase natürlicher Gesteine gegenüber Albit zurück. Ebenfalls relativ quarzreiche kotektische Schmelzen erhielt STEUHL (1962).

Gemäss den Daten von WINKLER und v. PLATEN können den Projektionspunkten Liquidus-Temperaturen zwischen etwa 700° C (Zentrum des Dreiecks) und 800° C (Nr. 1) zugeordnet werden. Danach stellt sich aber für die analysierten Gesteine die Frage, wann diese Temperatur im einzelnen Fall erreicht wurde und wieweit an der Gesteinsbildung eine anatektische gegenüber einer magmatischen Ereignisfolge beteiligt war. Nur mit Rücksicht auf die Feldbeobachtungen kann versucht werden, das geologische Problem zu lösen.

### 3.3.2. Feldspäte; Niggliwerte

Fig. 33 zeigt die analysierten Gesteine im Dreieck Ab—An—Or gemäss Standard-Norm (Tab. 9) und Glimmervariante der Norm (Tab. 10). Die Signaturen entsprechen denen der Fig. 32.

Auf der Glimmervariante beruht die Berechnung der Feldspäte, und entsprechend sind in Fig. 33a einige typische Koexistenzgeraden eingezeichnet. Es wird daraus deutlich, wie empfindlich im Fall relativ Or-

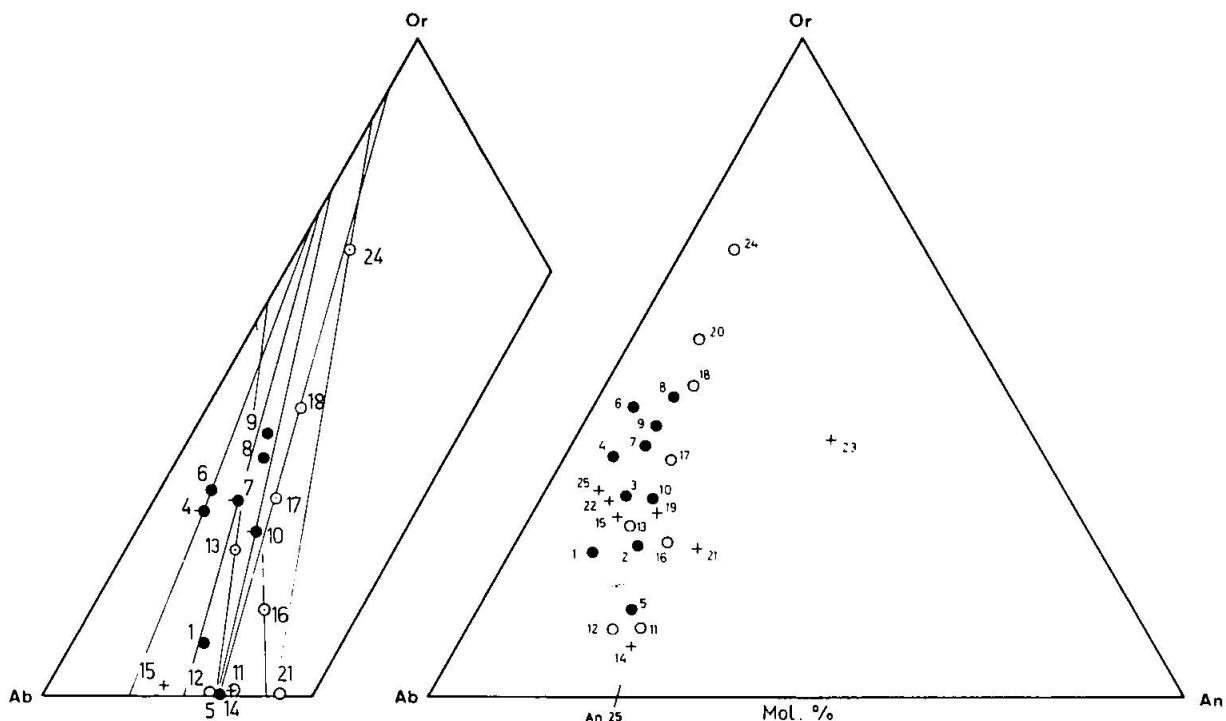


Fig. 33. Die analysierten Gesteine im Dreieck Ab—Or—An. Signaturen wie in Fig. 32.

- a) Glimmervariante der Norm. Für die Gesteine 4, 7, 10, 13, 16, 17, 18, 24 sind Koexistenzgerade angegeben (Tab. 11).
- b) Standard-Norm.

armer Gesteine die berechneten Albitgehalte der Alkalifeldspäte auf die Plagioklaszusammensetzung sind. Diesen und den berechneten  $k$  ( $p, T$ )-Werten (Tab. 11) ist daher trotz ihrer anscheinend sinnvollen Variation (WINKLER und v. PLATEN, 1958) nicht zuviel Gewicht beizumessen. Aus der Gesamtheit der Daten scheint es immerhin wahrscheinlich, dass Alkalifeldspäte mit 20—30% Ab-Gehalt vorkommen können. Die entsprechenden Gesteine gehören zur Gruppe IIB der Granitklassifikation von TUTTLE und BOWEN (1958) und müssten als Übergangsformen zwischen (subsolvus) Hoch- und Tief-Temperatur-Graniten gelten.

Das Feld der nach der Standard-Norm berechneten Punkte in Fig. 33b erreicht wegen des hier als Or erscheinenden  $K_2O$ -Gehalts der Glimmer die Dreieckseite Ab—An nicht ganz. Das Bild hat sich aber sonst nur wenig verändert. Innerhalb beider Gruppen granitischer Gesteine bleibt das Verhältnis An/Ab etwa konstant oder nimmt mit wachsendem Or etwas ab; es liegt für die muskowitführenden Gesteine im ganzen niedriger als für die Biotitgneisse. Auffällig ist das niedrige Verhältnis der Zweiglimmergneisse Nrn. 4 und 6. Diese führen, dem Gesteinschemismus entsprechend, Peristerite; sie sind gleichzeitig arm an Sr und Ba. Die Plagioklase von Zweiglimmergneiss Nr. 4 und der darin enthaltenen Schliere Nr. 5 deuten eine liquidus-solidus-Beziehung an (vgl. WINKLER und v. PLATEN, 1961).

O'CONNOR (1965) hat eine Klassifikation granitischer Gesteine vor-

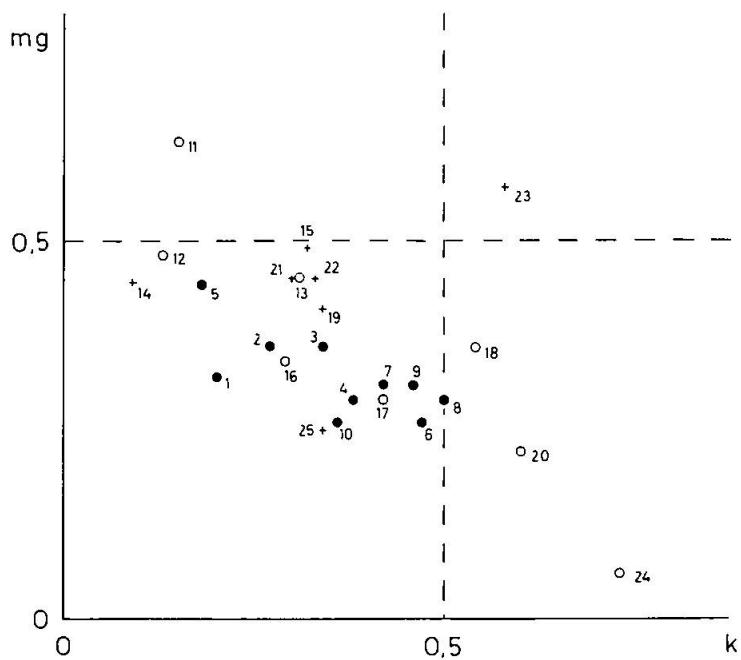


Fig. 34. Die analysierten Gesteine im  $k$ -mg-Diagramm nach NIGGLI.

geschlagen, welche zwischen Graniten und Trondhjemiten einerseits und Quarzmonzoniten, Granodioriten und Tonaliten andererseits nach dem An-Gehalt der Plagioklase unterscheidet. Danach wären alle analysierten granitischen Zweiglimmergesteine Granite und Trondhjemite; nur ein Teil der granitischen Biotitgneisse liegen oberhalb der Grenze An 25. Nach den Klassifikationen von TRÖGER (1935) und andern müssten dagegen innerhalb beider Gruppen Granite, Granodiorite und Quarzdiortite unterschieden werden.

Das  $k$ -mg-Diagramm nach NIGGLI (Fig. 34) zeigt deutlich eine negative Korrelation dieser Werte. mg ist dabei weitgehend ein Mass für die Zusammensetzung der Biotite: Relativ eisenreiche Biotite kommen hauptsächlich in Gesteinen mit relativ hohem  $k$ -Wert vor. Das sind in unserem Fall gleichzeitig die am leichtesten schmelzbaren, deren Pro-

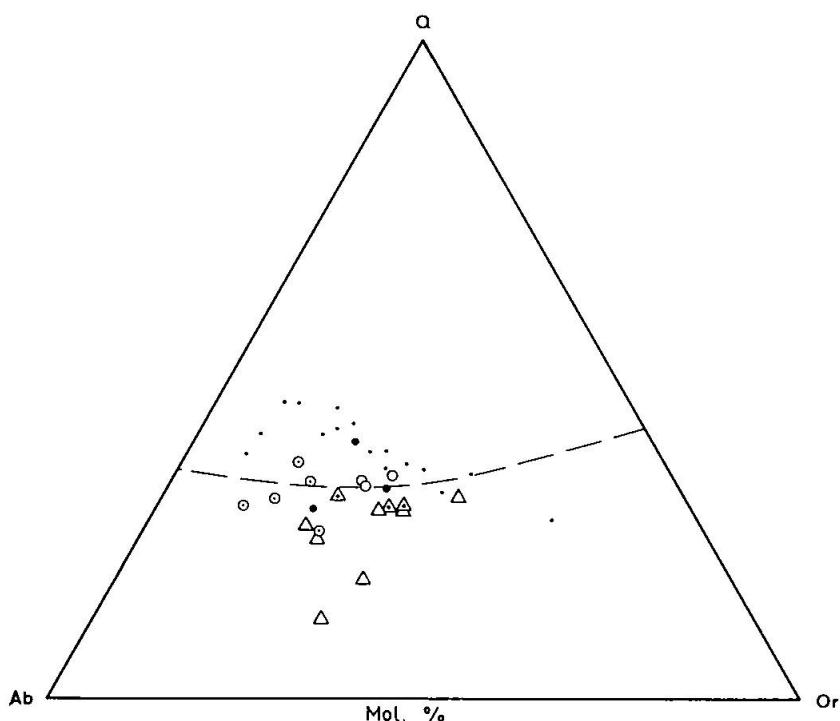


Fig. 35. Chemischer Vergleich der analysierten Gesteine mit solchen aus dem zentralen Lepontin und dem Bergellermassiv.

*Legende:* Kl. Punkte entsprechen Punkten und Kreisen in Fig. 32; gr. Punkte: Nova-tegrananit, links Analyse CALLEGARI und MONESI, Mitte Analyse BALCONI, oben unsere Nr. 10. Dreiecke: Analysen nach WEIBEL (1960) aus dem nördlichen Bergellermassiv, typische Bergellergranite (mit Punkt) und feinkörnige Formen (von links nach rechts Nrn. 1, 10, 4, 7, 8, 9, 2, 3, 5, 6). Kreise: Analysen nach WENK, in DE QUERVAIN und JENNY (1956) aus dem Verzascatal, typischer Verzascagneiss (mit Punkt) und Neosome aus Migmatiten (von links nach rechts Nrn. 555, 562, 552, 560, 565, 559, 558, 561).

jecktionspunkte ins Zentrum des Ab—Or—Q-Dreiecks fallen. Die niedrigsten mg-Werte entsprechen den granatreichen Gesteinen Nrn. 20, 24 und 25.

Die Niggli-Werte si, al, fm, c und alk lassen die Gesteine — im Bereich  $si > 300$  — gut in das Variationsdiagramm einfügen, das WEBER (1957) für Bergellermassiv und Tonalitzug entworfen hat.

### 3.4. VERGLEICH MIT GESTEINEN AUS DEM ZENTRALEN LEPONTIN UND DEM BERGELLERMASSIV

Wegen des zur Diskussion stehenden regionalen Zusammenhangs liegt ein Vergleich der untersuchten granitischen Gesteine mit ähnlichen Vorkommen der weiteren lepontinischen Gneissregion und mit „Graniten“ des Bergellermassivs nahe. 8 Analysen nach WENK (in DE QUERVAIN und JENNY, 1956), die 10 Analysen von WEIBEL (1960) und je eine Analyse von BALCONI (1941) und CALLEGARI und MONÈSE (1961) wurden dazu, nach einheitlicher Berechnung der Standard-Katanorm, im Dreieck Ab—Or—Q eingetragen (Fig. 35). Die Gesteine gleichen den hier untersuchten im qualitativen Mineralbestand (Quarz, Feldspäte, Biotit,  $\pm$  Muskowit), sind aber meist etwas ärmer an Quarz. In zwei Fällen (Nrn. 565 und 5) erscheint wo in der Norm.

Die charakteristische Verteilung der Projektionspunkte aus Fig. 32, die sich in Analogie zu den Schmelzversuchen von WINKLER und v. PLATTEN deuten liess, wiederholt sich für die Gesteine aus dem Verzascatal und dem Bergell nicht. Diejenigen aus dem Verzascatal gruppieren sich dagegen deutlich um die kotektische Linie nach TUTTLE und BOWEN; die aus dem Bergell liegen durchgehend unterhalb auch dieser Linie und deuten noch das „Wärmetal“ innerhalb des Feldspatfeldes an (TUTTLE und BOWEN, 1958). Den drei Analysengruppen gemeinsam ist eine enge Beziehung zum „ternären“ Temperaturminimum. Vergleiche auch die Daten von CASASOPRA (1940).

## 4. Konklusionen

### 4.1. ABSCHLIESSENDES ZUR TEKTONIK

Schon am Beispiel des im Detail kartierten Aufschlusses hat sich gezeigt, dass über den Ablauf der Ereignisse vor der Kristallisation und während oder vor der Verformung der Gneisse nach B<sub>1</sub> keine sicheren

Anhaltspunkte bestehen und dass solche allenfalls in der Stoffgliederung oder sogar nur in der stofflichen Differenziertheit der Gesteine zu suchen wären (2.2.4.). Daran hat auch die auf das ganze Massiv ausgedehnte Betrachtung nichts geändert. Der alpine Antiklinalbau ist einerseits durch das assoziierte Muster der Faltenachsen und Lineationen und die mittleren Lagen der *s*-Flächen und andererseits, in beschränkterem Ausmass, durch die Stoffgliederung gegeben. Der Schlüssel zum Verständnis der Verformung selbst, und damit erst ihrer geologischen Vorgeschichte, liegt wohl hauptsächlich in der Beziehung der stofflichen Gliederung zur geometrischen Struktur des Massivs. Da eine entsprechend vollständige tektonische Analyse hier nicht geleistet wurde — sie dürfte durch die häufige Unterbrechung der Aufschlüsse gerade im interessanten Bereich von 50 zu 50 m erschwert sein — sei auf dieses Problem nur noch kurz eingegangen.

Es wurde gezeigt, dass Stoffgrenzen und Schieferung innerhalb einzelner Schichtpakete generell übereinstimmen, aber im Aufschlussbereich durch verschiedenartige, unter Umständen rein tektonische Diskordanzen unterbrochen sein können. Es besteht dabei von den Metamorphiten zu den granitischen Gesteinen eine zunehmende Tendenz zu diskordantem Verhalten. Schon daraus geht hervor, dass die bisher nicht weiter unterschiedenen *s*-Flächen mehreren Generationen angehören, was sich in jenen Fällen bestätigt, wo die Schieferung — stoffdiskordant — der Axialebene von Falten folgt oder wo beginnende, auch stoffliche Umlagerungen im Gestein fixiert sind (vgl. Fig. 27). Als Zonenachsen der *s*-Flächen bilden die *Faltenachsen* aber ein kontinuierliches, inhomogenes Muster, das sich auf eine einzige Umformung zurückführen lässt. Während stoffliche Inhomogenitäten, unsymmetrische „Ufer“ (SANDER) und zeitliche Änderungen im Bewegungsplan die Umformung kompliziert haben müssen, besteht doch kein Anlass zur Unterscheidung tektonisch selbstständiger Akte.

Das kreuzende Achsensystem  $B'_1$  zeigt eine weitgehende Abhängigkeit vom System  $B_1$ , während sich das System  $B_2$  nur bereichsweise von  $B_1$  abhebt und an anderen Stellen in  $B_1$  überzugehen scheint. Dass in Bereichen, in welchen die Faltenachsen scheinbar Lagefreiheit in einer gemeinsamen Axialebene besitzen (D 18), gekreuzte Achsensysteme vorliegen, konnte vorerst nicht abgeklärt werden. Immerhin ist die Vorstellung einer relativ späten Betätigung der im Streichen der „Wurzelzone“ liegenden Flächenschar nicht ganz abwegig.

Mit einem Ausdruck, der ohne genaue Definition einen Bereich genetischer Konvergenzen kennzeichnet, kann die komplexe Umformung als *Rheomorphose* bezeichnet werden (BACKLUND, 1938; READ, 1957;

SMULIKOWSKI, 1958). Nach dem Modell von CAREY (1953, 1956) könnte eine solche in immer überwiegend festem Zustand erfolgen. Dies wird für Fälle wie den in Fig. 22a dargestellten zutreffen. Darüber hinaus dürfte wenigstens die Bildung der Biotitsäume um basische Linsen und Knollen auf eine synkinematische metamorphe Differentiation zurückgehen. Andererseits legt die schon mit der Aufeinanderfolge von Ader- und diktyonitischen Texturen hinreichend belegte, spätkinematische Anatexis die Annahme auch früherer, synkinematischer Schmelzvorgänge nahe.

Auf Grund des scharfen und konkordanten Kontaktes des Garzelli-Domes und aus der Tatsache, dass die Kerngneissdome als ganze kein selbständiges Verhalten gegenüber der Hülle zeigen, muss geschlossen werden, dass die granitischen Körper als solche bei der Verformung bereits vorlagen. Sie können als jetzt aufgeschlossene Teile eines bei der Antiklinalbildung als Ablösungshorizont wirksamen grösseren Körpers aufgefasst werden. Der markante Gegensatz im Kontakt der beiden Dome zu ihrer Hülle (2.4.5.) lässt sich auf einen Unterschied im Grad der spätkinematisch noch andauernden Anatexis und Reaktivierung zurückführen.

#### 4.2. ALPINE ANATEXIS UND GRANITBILDUNG

Die quantitativen Untersuchungen (3.) haben gezeigt, dass die granitischen Gesteine des Gneissmassivs relativ natronreich sind. k-Werte (nach NIGGLI) zwischen 0,4 und 0,6, welche dem Zentrum des Dreiecks Ab—Or—Q entsprechen, werden zwar häufig erreicht, aber nur ausnahmsweise überschritten. Dieser Befund kommt der Vorstellung einer partiellen Anatexis natronreicher Ausgangsgesteine entgegen. Im einzelnen zeigt sich mehrfach, dass gerade die massigen und intrusiven Gesteinsformen relativ hohe k-Werte aufweisen (Analysen 4, 8, 9, 18, 20).

Analysen 4 und 5 können als Beispiel einer anatektischen Aufspaltung eines Altbestandes in eine relativ kalireiche Teilschmelze und einen Restit genommen werden. Ein Ausgangsgestein dafür steht mit dem Typ der Analysen 1, 2 und 3 aus dem Innern des Soè-Domes zur Verfügung, dessen Projektionspunkte im Dreieck zwischen jene der Analysen 4 und 5 fallen. Für den Granitgang der Analyse 9, der seinen Ursprung innerhalb oder am Rand des Soè-Domes haben muss, kann ein Schmelzzustand als sicher gelten.

Die im Diagramm Ab—Or—Q der Fig. 32 durch die Punkte 5, (1, 2, 3), 4 und 9 definierte Gerade lässt sich nun, unter Berücksichtigung der Feldbeobachtungen, als durch den mittleren Chemismus eines Ausgangs-

gesteins (1, 2, 3) einerseits und eine leicht schmelzbare Zusammensetzung (4, 9) andererseits gegeben verstehen. Im äusseren Teil des Soè-Domes dürften spätalpin aufgeschmolzene Stoffbestände besonders häufig sein und manche der komplexen Kontakterscheinungen verursacht haben (2.4.5.).

Die  $k$ -Werte des granitischen Gneisses Nr. 6 aus dem Kern des Garzelli-Domes, welcher dem „Anatexit“ Nr. 4 stark gleicht, und der Probe Nr. 7 aus der granitischen Gneisslage im Hangenden des Garzelli-Domes sind ebenfalls relativ hoch, wobei es sich aber im letzten Fall nicht um einen typischen und vor allem nicht um einen spätkinematischen Anatexit handeln kann. Dank dem Entgegenkommen von Frau Prof. E. Jäger (Bern) können wir hier bereits das Ergebnis einer isotopischen Altersbestimmung mitteilen: Das Rb/Sr-Gesamtalter der Probe Nr. 6 (Garzelli) hat, ausgehend von einem Anfangsverhältnis  $Sr^{87}/Sr^{86}$  von 0,709, ein Alter von  $315 \pm 45 \times 10^6$  Jahren ergeben (vgl. JÄGER und NIGGLI, 1964).

Die Ganggranite vom Typ der Analyse 9, sowie der Granit des kleinen Stocks der Fig. 30 (Analyse 8) gleichen stark dem Novategranit, sind aber auch durch verschiedenste Übergänge mit weniger intrusionsfähigen, resp. weniger massigen Kerngneiss-Typen verknüpft. Daraus geht hervor, dass Granite vom Typ Novate im Kartengebiet als spätkinematische, alpine Anatexite autochthone Entstehung sein können. Die Anatexis wäre hier innerhalb des Schmelzbereichs der Gesteine zum Stillstand gelangt.

Gefüge, wie das in Fig. 36 dargestellte, dürften ihren Ursprung im komplexen Übergangsbereich synkinematischer Anatexis und lokaler Granitisierung haben. Anzeichen einer von den Gesteinsgrenzen unabhängigen, ausgedehnten Feldspatisierung fehlen im Kartengebiet.

Wenn wir die Verhältnisse des Kartengebiets denjenigen der Gegend von Novate und des Bergellermassivs gegenüberstellen, so ist bei ostwärts abnehmender tektonischer Tiefe ein zunehmend intrusiver Charakter der Granite vom Typ Novate unverkennbar, und es muss vermutet werden, dass diese zur Hauptsache dem Niveau der lepontinischen Kerngneisse entstammen, welches mit der „ampia anticlinale“ östlich abtaucht. Unter der Annahme gleichmässig natronreicher Ausgangsgesteine wären dann, bei in Richtung des Bergells zunehmender Metamorphose und Anatexis, dort alpin intrusionsfähige Gesteine auch geringerer  $k$ -Werte zu erwarten.

Wenn die relativ feinkörnigen Granitgänge im Bergellermassiv selbst tatsächlich als „Novategranit“ in diesem Sinn gelten können, muss die



Fig. 36. Migmatit SW P. Cavregasco. Granitischer Anteil selbst sehr inhomogen. Nebeneinander von „endogenen“ und „exogenen“ Einschlüssen? (vgl. GANSSEN und GYR, 1965). Kleine Biotitputzen scheinen unbesehnen der grösseren „endogenen“ Einschlüsse etwa gleichmässig verteilt. (Koord. 740,980/121,980.)

Platznahme des porphyrtartigen Granites respektive Granodiorites, die ja in jenem tektonischen Niveau nach dem Deckenschub erfolgt ist, zeitlich vor die späteste Anatexis fallen und ist etwa mit der Rheomorphose des weiter westlich aufgeschlossenen Untergrunds parallelisierbar. Der „serizzo ghiandone“ wäre in diesem Rahmen als mehr oder weniger autochthones Produkt einer Homogenisierung und Granitisation deutbar, zu welcher es weiter westlich wegen geringerer Wärmezufuhr nicht kommen konnte.

### Literatur

SMPM = Schweiz. Mineralogische und Petrographische Mitteilungen

ARGAND, E. (1911): Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales. Carte spéciale 64. Mat. carte géol. Suisse, n. S., 31, 1. Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux.

ARTUS, F. (1959): Über metamorphe Breccien basischer Gesteine im Granit des Bergeller Massivs. Hamburger Beitr. angew. Mineral., Kristallphysik und Petrogenese, 2, 1—39.

BACKLUND, H. G. (1938): Zur „Granitisationstheorie“. Geol. Fören. Förhandl., 60, 177—200.

BAILEY, E. H. und STEVENS, R. E. (1960): Selective Staining of K-Feldspar and Plagioclase on Rock Slabs and Thin Sections. Amer. Mineralogist, 45, 1020—1025.

BALCONI, M. (1941): Ricerche petrografiche sulla regione del serizzo. Period. Mineral., 12, 175—278.

BAMBAUER, H. U., BRUNNER, G. O. und LAVES, F. (1962): Wasserstoffgehalte in Quarzen aus Zerrklüften der Schweizer Alpen und die Deutung ihrer regionalen Abhängigkeit. SMPM, 42, 221—236.

BARTH, T. W. F. (1956): Studies in Gneiss and Granite I and II. Skrifter utgitt av Det Norske Videnskaps-Akademi i Oslo, I. mat.-naturv. Kl., 1, 1—35.

— (1962): Theoretical Petrology, 2. ed. New York.

CASASOPRA, S. (1939): Studio petrografico dello gneiss granitico Leventina. SMPM, 19, 449—709.

BURRI, C. (1959): Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage (Methoden von Paul Niggli). Basel.

CALLEGARI, E. und MONESI, A. (1961): Studio petrogenetico dei bordi di reazione metamorfico-metasomatici attorno a lenti ultrafemiche incluse nel Granito di San Fedelino (Sondrio). Rend. Soc. mineral. ital., 17, 147—192.

CAREY, S. W. (1953): The Rheid Concept in Geotectonics. J. geol. Soc. Australia, I, 67—117.

— (1958): The Tectonic Approach to Continental Drift. In: Continental Drift, a Symposium, Univ. of Tasmania, 177—356.

Carta geol. d'Italia 1:100 000, Fo. 17, Chiavenna, 1941.

CATALISANO, S. (1936): Appunti di geologia alpina. I risultati dei rilevamenti geologici eseguiti in Lombardia. Boll. r. Uff. geol. Ital., 61, Nota VI.

CORNELIUS, H. P. (1913): Geologische Beobachtungen im Gebiete des Fornogletschers (Engadin). Cbl. Mineral., Geol., Pal., 246—252.

— (1916): Geologische Beobachtungen in den italienischen Teilen des Albigna-Disgraziamassivs. Geol. Rdsch. 6, 166—177.

CORNELIUS, H. P. und FURLANI-CORNELIUS, M. (1930): Die insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass. Denkschr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., 102, 207—301.

DAL VESCO, E. (1953): Genesi e metamorfosi delle rocce basiche e ultrabasiche nell'ambiente mesozonale dell'orogene pennidico. SMPM, 33, 173—480.

DRESCHER, F. K. und STORZ, M. (1926): Ergebnisse petrographisch-tektonischer Untersuchungen im Bergeller Granit. (Vorläufiger Bericht.) Jb. Mineral., Geol., Pal. B.Bd., 54, Abt. A, 284—291.

DRESCHER-KADEN, F. K. (1936): Über Assimilationsvorgänge, Migmatitbildungen

und ihre Bedeutung bei der Entstehung der Magmen, nebst einigen grundsätzlichen Erwägungen. (Vorläufiger Bericht.) *Chemie d. Erde*, 10, 271—310.

— (1939): Granit. Magma und Stoffkreislauf in der oberen Erdkruste. *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen*, 106—133.

— (1940): Beiträge zur Kenntnis der Migmatit- und Assimilationsbildungen sowie der synantetischen Reaktionsformen. I. Über Schollenassimilation und Kristallisationsverlauf im Bergeller Granit. *Chemie d. Erde* 12, 304—417.

ESCHER, A. und STUDER, B. (1839): Geologie von Mittel-Bünden. *Neue Denkschr. d. allg. schweiz. Ges. f. d. ges. Naturwissensch.*, III.

ESKOLA, P. E. (1949): The Problem of Mantled Gneiss Domes. *Quart. J. geol. Soc. London*, Vol. CIV, 1948, 461—476.

— (1954): A Proposal for the Presentation of Rock Analyses in Ionic Percentage. *Ann. Acad. Sc. Fennicae, Series A, III. Geol.-Geogr.*, 38, 1—15.

GANSSE, A. und GYR, TH. (1964): Über Xenolithschwärme aus dem Bergeller Massiv und Probleme der Intrusion. *Eclogae geol. Helv.*, 57, No. 2, 577—598.

GUTZWILLER, E. (1912a): Injektionsgneise aus dem Kanton Tessin. *Eclogae geol. Helv.*, 12, 5—64.

— (1912b): Zwei gemischte Hornfelse aus dem Tessin. *Cbl. Mineral., Geol., Pal.*, 354—361.

HEIM, A. (1891): Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Mit einem Anhang von petrographischen Beiträgen von C. SCHMIDT. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, 25.

HEIM, A. (1906): Über die nordöstlichen Lappen des Tessinermassives. *Vjschr. Natf. Ges. Zürich*, 51, 397—402.

— (1922): Geologie der Schweiz. Bd. 2. Leipzig.

HOLMQUIST, P. J. (1920): Om pegmatitpalingenes och ptygmatisk veckning. *Geol. Fören. Förhandl.*, 42, 191—213.

JÄGER, E. (1962): Rb-Sr Age Determinations on Micas and Total Rocks from the Alps. *J. geophys. Res.*, 67, 5293—5306.

JÄGER, E. und NIGGLI, E. (1964): Rubidium-Strontium-Isotopenanalysen an Mineralien und Gesteinen des Rotondogranites und ihre geologische Interpretation. *SMPM*, 44, 61—81.

JENNY, H., FRISCHKNECHT, G. und KOPP, J. (1923): Geologie der Adula. *Beitr. geol. Karte Schweiz. N. F.*, 51.

JUNG, J. und ROQUES, M. (1952): Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. *Bull. Service Carte géol. France*, T. 50, No. 235, 1—62.

KERN, R. (1947): Zur Petrographie des Centovalli (Tessin, Schweiz). *Diss. ETH, Helsinki*.

KLEMM, G. (1904—1907): Bericht über Untersuchungen an den sogenannten „Gneissen“ und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen. *Sitzungsber. kgl. preuss. Akad. Wiss. Berlin, phys.-math. Cl.*, II, 1904, 46—65; XX, 1905, 442—453; XXII, 1906, 420—431; XII, 1907, 245—258.

KNOBLAUCH, P., REINHARD, M. und KÜNDIG, E. (1939): Geologischer Atlas der Schweiz 1: 25 000, No. 11, Bl. 516 Iorio, mit Erläuterungen.

KOPP, J. (1923): Bau und Abgrenzung der Simano- und Aduladecke im südöstlichen Misox. *Eclogae geol. Helv.* 18, 1923/24, 259—265.

KRANCK, E. H. (1953): Interpretation of Gneiss Structures with special Reference to Baffin Island. *Proc. geol. Ass. Canada*, 59—68.

KÜNDIG, E. (1926): Beiträge zur Geologie und Petrographie der Gebirgskette zwischen Val Calanca und Misox. SMPM, 4, 1—99.

MEHNERT, K. R. (1953): Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald I. N. Jb. Mineral., Abh., 85/1, 59—140.

— (1957): Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald II. N. Jb. Mineral., Abh., 90/1, 39—90.

— (1962): Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald III. N. Jb. Mineral., Abh., 98/2, 208—249.

— (1963): Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald IV. N. Jb. Mineral., Abh., 99/2, 161—199.

MELZI, G. (1893): Ricerche geologiche e petrografiche sulla Valle del Masino. Giornale Mineral., Cristallogr., Petrogr. F. Sansoni, IV, 2, Pavia.

MERLA, G. (1935): Le formazioni cristalline fra l'alto Lario e Val Bregaglia. Boll. r. Uff. geol. d'Ital., 60, Nota III.

MITTELHOLZER, A. E. (1936): Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone. SMPM, 16, 19—182.

MÜLLER, R. O. (1958): Petrographische Untersuchungen in der nördlichen Adula. SMPM, 38, 2, 403—473.

NIGGLI, P. (1936): Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. SMPM, 16, 295—317.

— (1942): Das Problem der Granitbildung. SMPM, 22, 1—84.

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.

O'CONNOR, J. T. (1965): A Classification for Quartz-Rich Igneous Rocks Based on Feldspar Ratios. U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 525-B, 79—84.

PICCOLI, G. (1961): Metasomatism and migmatites in the green rocks of Novate Mezzola (Sondrio, Alps). Rend. Soc. mineral. ital., 17, 427—454.

— (1962): Le migmatites del granito di San Fedelino (Alps). Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, 22.

DE QUERVAIN, F. und JENNY, V. (1956): 2. Nachtrag zu Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Serie, 34.

RAMBERG, H. (1952): The Origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks. Chicago.

— (1956): Pegmatites in West Greenland. Bull. geol. Soc. Amer., 67, 185—213.

READ, H. H. (1957): The Granite Controversy. London.

REINHARD, M. (1931): Universal Drehtischmethoden. Basel.

REPOSSI, E. (1915): La bassa Valle della Mera. Studi petrografici e geologici I. Mem. Soc. ital. Sc. nat. e Museo civ. Storia nat. Milano, VIII, 1.

— (1916): La bassa Valle della Mera. Studi petrografici e geologici II. Mem. Soc. ital. Sc. nat. e Museo civ. Storia nat. Milano, VIII, 2.

ROLLE, F. (1881): Das südwestliche Graubünden und nordöstliche Tessin. Beitr. Geol. Karte Schweiz, 23.

RÜGER, L. (1934): Zur Altersfrage der Bewegungen und Metamorphosen im Penninikum der Tessiner Alpen. Geol. Rdsch., 25/1, 1—10.

SANDER, B. (1930): Gefügekunde der Gesteine. Wien.

SCHEUMANN, K. H. (1936a): Zur Nomenklatur migmatitischer und verwandter Gesteine. Mineral. petrogr. Mitt. Tscherm., 48, 297—302.

- (1936b): Metatexis und Metablastesis. *Mineral. petrogr. Mitt. Tscherm.*, 48, 402—412.
- SCHWANDER, H. (1960): Neue Anwendungen zur quantitativen spektrochemischen Bestimmung der Hauptkomponenten in Silikatgesteinen und -mineralien. *SMPM* 40, 289—311.
- SEDERHOLM, J. J. (1907): Om granit och gneiss. *Bull. Comm. géol. Finlande*, 23.
- (1910): Les roches préquaternaires de la Fennoscandia. *Bull. Comm. géol. Finlande*, 24.
- (1923): On Migmatites and Associated Pre-Cambrian Rocks of Southwestern Finland I. *Bull. Comm. géol. Finlande*, 58.
- (1926): On Migmatites and Associated Pre-Cambrian Rocks of Southwestern Finland II. *Bull. Comm. géol. Finlande*, 77.
- SMULIKOWSKI, K. (1958): Zagadnienie genetycznej Klasyfikacji granitoidow — Problem of Genetic Classification of Granitoids. *Studia geol. polonica*, I, 59—115.
- SØRENSEN, H. (1961): Symposium on Migmatite Nomenclature. *Rep. internat. geol. Congr.*, 21. Session, Pt. 26, 54—78.
- STAUB, R. (1916): Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N. F. 46, I (mit Spezialkarte 78).
- (1918): Geologische Beobachtungen am Bergellermassiv. *Vjschr. naturf. Ges. Zürich* 63, 1—18.
- (1920): Über Wesen, Alter und Ursachen der Gesteinsmetamorphosen in Graubünden. *Vjschr. naturf. Ges. Zürich*, 65, 1—54.
- (1921): Geologische Karte der Val Bregaglia 1 : 50 000. Spezialkarte 90. Schweiz. Geol. Komm.
- (1924): Der Bau der Alpen. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N. F., 52.
- (1937): Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. *Vjschr. naturf. Ges. Zürich*, 82, 1—140.
- (1946): Geologische Karte der Bernina-Gruppe und ihrer Umgebung 1 : 50 000, mit: Tektonische Karte der südlichen rhätischen Alpen 1 : 250 000. Spezialkarte 118. Schweiz. geol. Komm.
- (1958): Klippendecke und Zentralalpenbau. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N. F., 103.
- STEINMANN, G. (1913): Die Bedeutung der jüngeren Granite in den Alpen. *Geol. Rdsch.*, 4, 220—224.
- STEUHL, H. H. (1962): Die experimentelle Metamorphose und Anatexis eines Parabiotitgneises aus dem Schwarzwald. *Chemie d. Erde*, 21, 413—449.
- STUDER, B. (1851): Geologie der Schweiz I. Mittelzone und südliche Nebenzone der Alpen. Bern.
- THEOBALD, G. (1866): Die südöstlichen Gebirge von Graubünden und dem angrenzenden Veltlin. *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, 3.
- TRÖGER, W. E. (1935): Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin.
- (1959): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale I. Bestimmungstabellen. 3. Aufl. Stuttgart.
- (1960): Die Granatgruppe: Beziehungen zwischen Mineralchemismus und Gesteinsart. *N. Jb. Mineral., Abh.*, 93, 1—44.
- TURNER, F. J. und WEISS, L. E. (1963): *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*. New York.

TUTTLE, O. F. and BOWEN, N. L. (1958): Origin of Granite in the Light of Experimental Studies in the System  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_4\text{-KAlSi}_3\text{O}_4\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ . Mem. geol. Soc. Amer., 74.

VAN DER PLAS, L. und TOBI, A. C. (1965): A Chart for Judging the Reliability of Point Counting Results. Amer. J. Sc., 263, 87—90.

VENZO, S. (1956): Osservazioni preliminari sul rilevamento delle tavolette Verceia e Villa di Chiavenna (Foglio Sondrio), Boll. Soc. geol. ital., 75, 287—289.

WEBER, J. (1957): Petrographische und geologische Untersuchung des Tonalit-Zuges von Melirolo-Sorico zwischen Tessinatal und Comersee. SMPM, 37, 267—397.

WEGMANN, C. E. (1935): Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rdsch., 26, 305—350.

— (1953): Über gleichzeitige Bewegungsbilder verschiedener Stockwerke. Geol. Rdsch., 41, 21—33.

WEIBEL, M. (1960): Chemismus und Mineralzusammensetzung von Gesteinen des nördlichen Bergellermassivs. SMPM, 40, 69—93.

WENK, E. (1936): Zur Genese der Bändergneise von Ornö Huvud (Schärenhof von Stockholm). Bull. geol. Inst. Upsala 26, 53—89.

— (1943): Ergebnisse und Probleme von Gefügeuntersuchungen im Verzascatal (Tessin). SMPM, 23, 266—294.

— (1948a): Beziehungen zwischen normativem und modalem Anorthitgehalt in Eruptivgesteinen und kristallinen Schiefern. SMPM, 28, 380—393.

— (1948b): Ostalpines und penninisches Kristallin. SMPM, 28, 761—771.

— (1953): Prinzipielles zur geologisch-tektonischen Gliederung des Penninikums im zentralen Tessin. Eclogae geol. Helv., 46, No. 1, 9—21.

— (1955): Eine Strukturkarte der Tessinalpen. SMPM, 35, 311—319.

— (1956): Die lepontinische Gneissregion und die jungen Granite der Valle della Mera. Eclogae geol. Helv., 49, No. 2, 251—265.

— (1958): Über Diskontinuitäten in Plagioklasserien metamorphen Ursprungs. SMPM, 38, 494—498.

— (1962): Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. Die Paragenese Calcit-Plagioklas. SMPM, 42, 139—152.

— (1963): Zur Definition von Schiefer und Gneiss. N. Jb. Mineral., Mh., 97—107.

WENK, E., SCHWANDER, H., HUNZIKER, J. und STERN, W. (1963): Zur Mineralchemie von Biotit in den Tessinalpen. SMPM 43, 435—463.

WINKLER, H. G. F. (1957): Experimentelle Gesteinsmetamorphose I, hydrothermale Metamorphose karbonatfreier Tone. Geochim. et cosmochim. Acta, 13, 42—69.

WINKLER, H. G. F. und von PLATEN, H. (1958): Experimentelle Gesteinsmetamorphose II. Bildung von anatektischen granitischen Schmelzen bei der Metamorphose von NaCl-führenden, kalkfreien Tonen. Geochim. et cosmochim. Acta, 15, 91—111.

— (1960): Experimentelle Gesteinsmetamorphose III. anatektische Ultrametamorphose kalkhaltiger Tone. Geochim. et cosmochim. Acta, 18, 294—316.

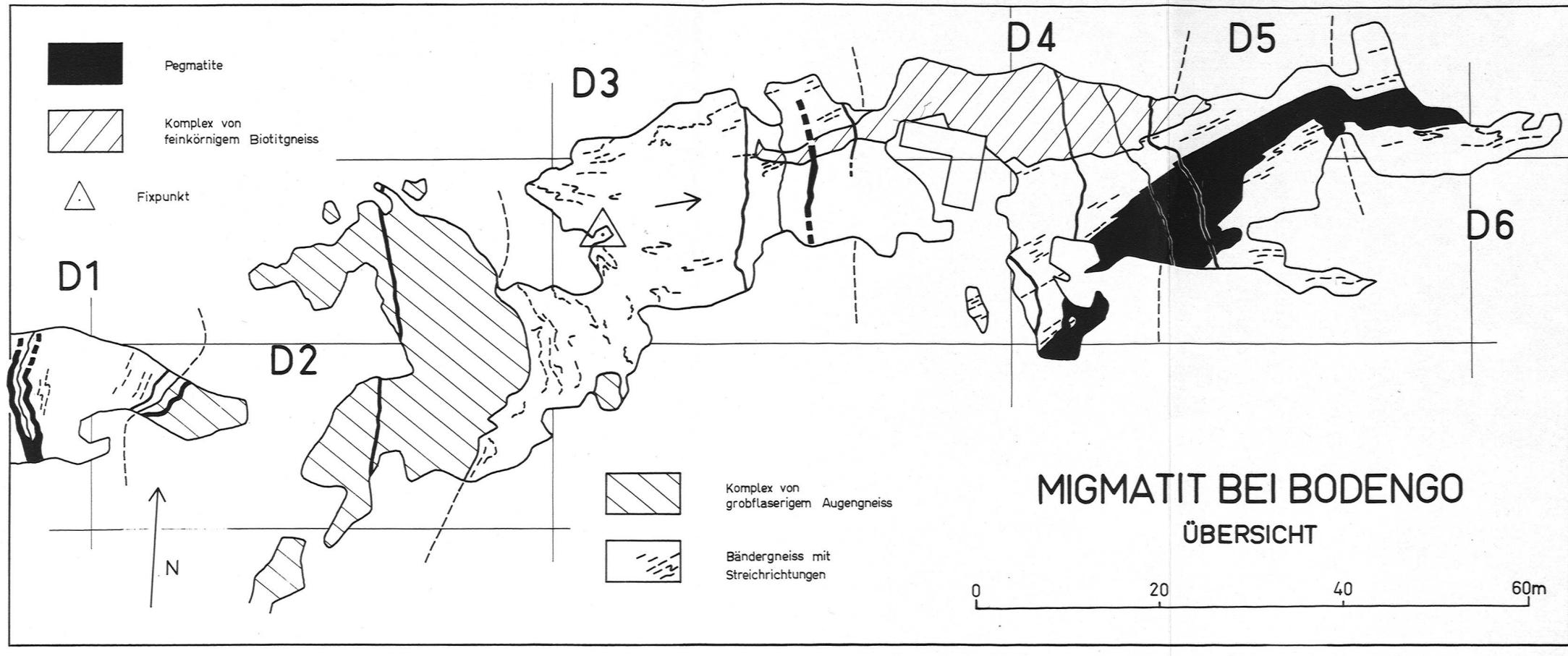
— (1961a): Experimentelle Gesteinsmetamorphose IV, Bildung anatektischer Schmelzen aus metamorphosierten Grauwacken. Geochim. et cosmochim. Acta, 24, 48—69.

— (1961b): Experimentelle Gesteinsmetamorphose V. Experimentelle anatektische Schmelzen und ihre petrogenetische Bedeutung. Geochim. et cosmochim. Acta, 24, 250—259.

Leere Seite  
Blank page  
Page vide



Leere Seite  
Blank page  
Page vide



Leere Seite  
Blank page  
Page vide

