

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band: 23 (1943)
Heft: 1

Artikel: Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv
Autor: Huber, Heinrich M.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-20057>

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: 28.01.2026

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

Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv

von *Heinrich M. Huber*

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Vorwort	74
Einleitung	75
1. Kapitel: Übersicht	77
A. Die mesozoische Schieferhülle	77
1. Die Stratigraphie der Scopimulde	78
2. Die Tektonik der Scopimulde	83
B. Der kristalline Kern	88
1. Das Baumaterial	88
2. Der Baustil (Tektonik)	92
2. Kapitel: Physiographie und Petrogenese der Gesteine des südöstlichen Gotthardmassivs	97
Einleitung und Problemstellung	97
Abschnitt I: Die Gesteine der Granitintrusion	98
A. Physiographie der Granite	98
1. Der Medelsergranit	98
2. Der Cristallinagranodiorit	102
B. Diskussion der Entstehungsmöglichkeiten der Granite	104
1. Granitstock und mesozoische Schieferhülle	104
2. Die Kontakterscheinungen	105
C. Der Verlauf der Granitintrusion	108
D. Das Ganggefolge der Granitintrusion	110
1. Abgrenzung und Einteilung, Beschreibung einiger Ganggesteins- typen zweifelhafter Herkunft	110
2. Die Aplitgänge	113
3. Die Lamprophyre	116
a) Die Kersantite	119
b) Die Spessartit-Kersantite	121
c) Die Spessartite	121
d) Die Porphyrite und Quarzporphyrite	127
E. Der Differentiationsverlauf der Granitintrusion und ihres Ganggefolges	129
Abschnitt II: Die Gneise	133
A. Physiographie der Gneise	133
1. Problemstellung	133
2. Klassifikation der Gneise auf Grund der Feldbeobachtungen	134
a) Die Streifengneise i. w. S.	135
b) Die chorismatischen Gneise	135

	Seite
c) Die monoschematischen Glimmerfeldspatgneise mit gemischtem Stoffbestand	136
d) Die Glimmerplagioklasgneise (Paradisgneise)	136
3. Die mikroskopisch-strukturelle Klassifikation der Gneise	137
a) Definition der Strukturtypen	137
b) Beschreibung der Strukturtypen	137
a) Typen I: Alkalifeldspatgneise	137
β) Typen II: Monoschematische Glimmerfeldspatgneise mit gemischtem Stoffbestand und helle Bestandsmassen der Chorismite	150
γ) Typen III: Körnige Glimmerplagioklasgneise etc.	156
δ) Typen IV: Feinkörnige, feldspatarme Glimmergneise und glimmerreiches Kyriosom in Stromatiten	164
4. Regeln für die Strukturparagenesen in den chorismatischen und mikrochorismatischen Gneisen	170
B. Der Einfluss der alpinen Gebirgsbildung auf Mineralbestand und Struktur der Granite und Gneise des südöstlichen Gotthardmassivs	172
1. Einleitung und Übersicht über die bisherigen Untersuchungen	172
2. Die alpin-metamorphe Umwandlung der Granite und Gneise	173
a) Grundsätzliche Bemerkungen zur Plagioklasersetzung und Serizitisierung	174
b) Die Mineralumwandlungen in den Streifengneisen und Graniten	178
c) Der Anteil der alpinen Metamorphose an den Mineralumwandlungen der Granite und Gneise	182
d) Die Strukturen der Granite und Gneise am Ende der herzynischen Gebirgsbildung	183
a) Cristallinagranodiorit	183
β) Medelsergranit	183
γ) Streifengneise	184
δ) Die monoschematischen Glimmerfeldspatgneise mit gemischtem Stoffbestand	184
ε) Die chorismatischen Gneise	185
ζ) Die Glimmerplagioklasgneise	185
C. Zur Entstehungsgeschichte der Gneise	186
1. Fragestellung	186
2. Die Bildungsbedingungen der Streifengneise	186
3. Die Bildungsbedingungen der chorismatischen Gneise, insbesondere ihrer hellen Bestandsmassen	190
4. Die Bildungsbedingungen der monoschematischen Glimmerfeldspatgneise mit gemischtem Stoffbestand	198
5. Die Bildungsbedingungen der Glimmerplagioklasgneise und hornfelsartigen Glimmergneise (Typen III c und IV)	199
D. Der Stoffbestand der Gneise des südöstlichen Gotthardmassivs	202
1. Resultate und Folgerungen aus quantitativ-mineralogischen Analysen	202
2. Der Chemismus der Gneise des Gotthardmassivs	203
E. Zusammenfassung der Entstehungsgeschichte der Gneise	207

	Seite
Abschnitt III: Die basischen Einlagerungen, Glimmerschiefer und Quarzite	209
A. Einleitung	209
B. Die Amphibolite	209
1. Die Granatamphibolite	210
2. Die körnigen Amphibolite mit Mesohornblende	215
3. Die Zoisitamphibolite	220
4. Biotitamphibolite und Hornblendeschiefer	222
5. Der Einfluss der alpinen Gebirgsbildung auf Mineralbestand und Struktur der Amphibolite	223
6. Zur Entstehungsgeschichte der amphibolitischen Gesteine	224
a) Die Altersfrage	224
b) Das Ausgangsmaterial	225
c) Die Entstehungs- und Umwandlungsbedingungen	225
C. Die Serpentinstöcke	230
1. Vorkommen und Verbandsverhältnisse	230
2. Die Erscheinungen am Kontakt	232
3. Diskussion der Bildungsbedingungen	237
D. Die Glimmerschiefer und Quarzite	238
1. Granatglimmergneise und Glimmerschiefer	239
2. Die Quarzite	239
a) Vorkommen	239
b) Verbandsverhältnisse und Struktur	240
c) Kontaktliche Veränderungen durch das Medelsergranitmagma	242
3. Kapitel: Übersicht über die Entstehungsgeschichte des südöstlichen Gotthardmassivs	246
Tabellen der Molekular- und Basiswerte von Gesteinen des Gotthardmassivs	250
Literaturverzeichnis	255

Vorwort

Nur mit einigen Bedenken ist der Entschluss gefasst worden, die vorliegende Arbeit in dieser Form zu publizieren, da manche darin behandelten Fragen noch nicht als gelöst betrachtet werden können. Nicht alle Gesteinsarten, geologischen Phänomene und mineralogischen Eigentümlichkeiten konnten gleich ausführlich behandelt werden. Doch besteht ein Zweck der folgenden Ausführungen auch lediglich darin, Tatsachenmaterial zur Kenntnis der geologischen Struktur des Gotthardmassivs, zur petrologischen Behandlung des Granit-Gneisproblems und zur Frage der Kluftminerallagerstättenbildung bereitzustellen.

Die Arbeit wurde im Sommer 1938 auf Anregung meines verehrten Lehrers, Herrn Prof. P. NIGGLI, in Angriff genommen und mit der Behandlung der Minerallagerstätten und Gesteine östlich des Val Medels als Thema für die im Frühjahr 1940 vollendete Diplomarbeit eingeleitet.

Es ist mir ein Bedürfnis, meinem Lehrer den herzlichsten Dank auszusprechen für das Interesse an dieser Arbeit und ihre dauernde Förderung und ihm zu danken für die geduldige und väterliche Betreuung während der ganzen Studienzeit und das Vertrauen, das er in meine Arbeit setzte.

Dann gilt mein Dank weiterhin den Herren Professoren R. PARKER, J. JAKOB und C. BURRI, denen ich durch persönliche Anteilnahme und Förderung der Arbeitsmethoden verpflichtet bleibe.

Bleibende Erinnerungen, Dankbarkeit und gemeinsame Felderlebnisse verbinden mich mit meinen Studienkameraden W. HUBER und E. NIGGLI. Anregende Diskussionen mit R. KERN, R. FORSTER, P. WALTER, H. HABICHT und W. NABHOLZ trugen wesentlich zur Klärung einiger Probleme bei und halfen, die Freundschaft und Kollegialität zu vertiefen.

Zuletzt, aber nicht minder herzlich, erinnere ich mich der Gastfreundschaft der Bevölkerung, der Bewirtung durch die Sennen auf den abgelegenen Alpen und der lehrreichen und kameradschaftlichen Begleitung zu zahlreichen Mineralfundstellen durch den Strahler A. CAVENG aus Sedrun.

Einleitung

Das Arbeitsgebiet ist in seiner Lage und Umgrenzung in Fig. 1 dargestellt. Es umfasst den oberen Teil des Val Medels, den südlichen Teil der Täler Val Nalps und Val Cornera und die Nordseite des Val Cadlimo und nimmt damit den südöstlichen Teil des Blattes Six Madun, Nr. 411 des Topographischen Atlases (Siegfriedatlas), ein. Es hat eine Oberfläche von ca. 85 km².

Von älteren Kartierungsarbeiten, die diesen Teil des Gotthardmassivs betreffen, sind die Aufnahmen von K. v. FRITSCH (34) im Masstab 1:50 000 und von ALBERT HEIM (II) 1:100 000 zu erwähnen. Während in der Karte 1:100 000 das Massiv nur in seiner Umgrenzung festgelegt wurde, hat K. v. FRITSCH versucht, das Kristallin zu gliedern. Seine Art der Darstellung lässt aber die Umgrenzung der verschiedenartigen Gesteinskörper nur undeutlich erkennen. Zudem sind die Gesteinsbezeichnungen nicht den heute üblichen Benennungen angepasst und an einigen Stellen, besonders in der mesozoischen Schieferhülle, sind falsche Grenzen eingetragen. Ferner bestanden für das Gebiet der Gebirgsgruppe des Piz Scopi durch W. VAN HOLST - PELLEKAAN (III) und für das Val Cadlimo durch L. KRIGE (IV) bereits geologische Karten im Masstab 1:50 000. Da sie

sich aber gerade im Gebiet des Blattes Six Madun auf sehr unzureichende topographische Unterlagen stützen mussten, war eine Revision notwendig. Die neue photogrammetrische Karte der eidgenössischen Landestopographie im Masstab 1:25 000 — trotzdem sie noch nicht in der endgültigen Fassung vorlag — erlaubte eine sehr gute Orientierung und Eintragung von Detailbeobachtungen. Die Kartenskizze des Gebietes zwischen Gotthard und Lukmanier von P. NIGGLI (V) 1921 war für eine erste Orientierung sehr wertvoll. In neuerer Zeit hat E. AMBÜHL (1) die Südwestecke des Blattes Nr. 411

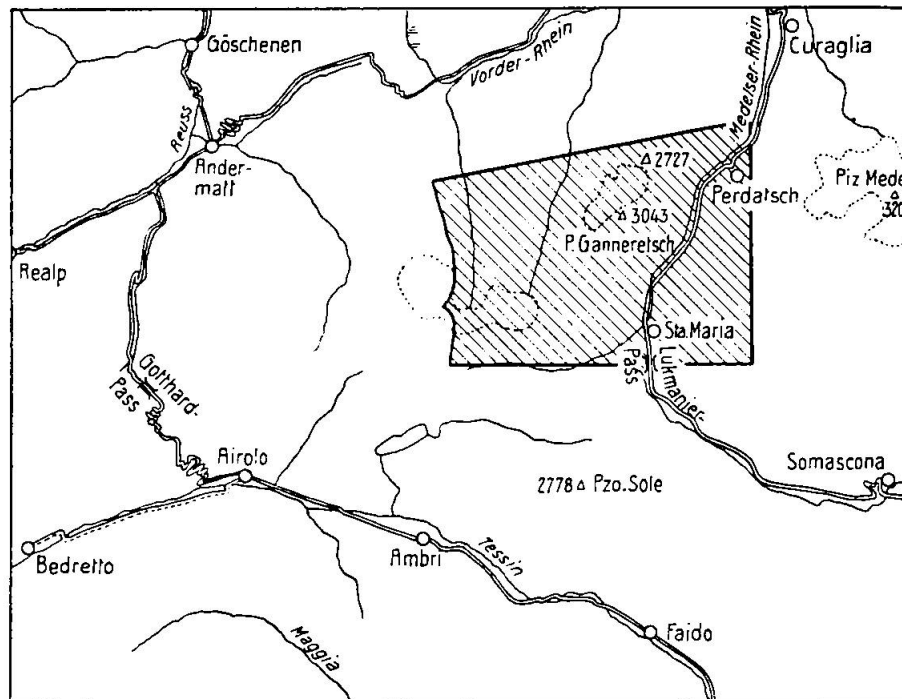


Fig. 1. Lage und Umgrenzung des bearbeiteten Gebietes.

bearbeitet. Durch die Untersuchungen von R. U. WINTERHALTER (122) im östlich anschliessenden Medelsergebiet und die dabei geförderten Resultate, die besonders bezüglich der Einwirkung der alpinen Gebirgsbildung auf die Gesteinsumwandlung in wesentlichen Punkten von den Beobachtungen aus dem zentralen Massivteil abwichen, wurde die mangelhafte Kenntnis des dazwischenliegenden Gebietes als Hindernis empfunden. Die Bearbeitung erschien umso wünschenswerter, als die genauer bekannten Profile längs der beiden Passstrassen (Lukmanier und Gotthard) zufolge der dort herrschenden Granitmassen nur unvollkommene Einblicke in die ältere Struktur des Massives gewährten. Es ergab sich daraus von vorneherein die Frage, wie die durch P. NIGGLI (V) festgestellte zonale Gliederung dieses Massivteils geologisch-tektonisch zu deuten war. Damit wurden aber auch

die Beobachtungen in den Grenzregionen dieser Zone, insbesondere die Übergänge von Gneisen granitischer Zusammensetzung zu basischen Gneisen und Amphiboliten, bedeutungsvoll; sie mussten im Rahmen der heute zur Diskussion gestellten Fragen der Granit- und Gneisentstehung behandelt werden.

Es zeigte sich im Verlaufe der Untersuchung, dass diese Probleme ein zeitraubendes Detailstudium benötigten. Dadurch sind zwei weitere Problemkreise in ihrer Behandlung etwas eingeeengt worden. Die Probleme der Kluftminerallagerstättenbildung wurden zwar in der die Untersuchungen einleitenden Diplomarbeit berücksichtigt, mussten dann aber zurückgestellt werden. Aus dem gleichen Grunde wurde die alpine Tektonik etwas stiefmütterlich behandelt.

In der Gliederung der Arbeit kommt eine dreifache Zielsetzung zur Geltung:

1. Eine Übersicht der Bauelemente und des Baumaterials. Sie ist zugleich Erläuterung der Kartenskizze Tafel IV.
2. Die petrographische Kennzeichnung der Gesteinstypen des kristallinen Kerns und ihre petrogenetische Deutung.
3. Eine Übersicht der Kluftminerallagerstätten und ihrer Nebengesteine. Dieser 3. Abschnitt wird gesondert publiziert werden.

1. Kapitel: Übersicht

Da der innere Bau des Gotthardmassivs im südöstlichen Massivteil im Vergleich zur mesozoischen Schieferhülle durch die alpine Gebirgsbildung nicht sehr stark beeinflusst wurde, sind die alpinen Bewegungen in erster Linie aus der Tektonik der Schieferhülle abzuleiten. Die Struktur des Massives selbst wird dazu geeignet sein, Einblicke in seine ältere Geschichte zu vermitteln.

A. DIE MESOZOISCHE SCHIEFERHÜLLE

Sie ist im Arbeitsgebiet durch die Scopimulde vertreten und sehr schön aufgeschlossen. Die Scopimulde ist eine im Detail sehr kompliziert gebaute Schiefermasse und in gewissem Sinne die östliche Fortsetzung der Pioramulde. Es kann hier schon bemerkt werden, dass der Zusammenschub innerhalb dieser Schiefermassen ein sehr beträchtlicher ist. Der Erforschung der Tektonik dieser Schiefermassen muss die stratigraphische Gliederung vorausgehen.

1. Die Stratigraphie der Scopimulde

Obgleich die gotthardmassivischen Bündnerschiefer unvergleichlich viel reicher an Fossilien sind als das penninische Mesozoikum, gelingt es doch nicht, die stratigraphische Gliederung viel genauer zu gestalten als es bereits durch W. VAN HOLST (52) geschehen ist.

Im Nufenengebiet hat, durch Fossilbefunde belegt (Belemnitenansammlungen, Gryphäen- und Lumachellenbänke, *Arietes* sp.), R. EICHENBERGER (23) eine Detailgliederung des gotthardmassivischen Lias vorgenommen. Es wurden grosse Analogien zum Lias der Torrenthorngruppe (Hautes-Alpes Calcaires, M. LUGEON (68)) festgestellt. Dem Nufenen- und Torrenthornlias wird in Fig. 2 das Normalprofil auf der Scopi-Südseite (sofern hier überhaupt von einem Normalprofil gesprochen werden kann) zur Seite gestellt.

Auf Grund von schlecht erhaltenen Belemnitenresten und einigen Bivalvenresten ist es natürlich gewagt zu parallelisieren, obgleich ja die tektonische Stellung analog ist und auch faziell grosse Ähnlichkeiten bestehen, grössere jedenfalls als zu den weiter im Süden eingemuldeten penninischen Bündnerschiefern.

Durch L. BOSSARD (11) ist folgende Gliederung des gotthardmassivischen Mesozoikums bekannt geworden:

Obere Bündnerschiefer	{ tonreiche Kalkphyllite, dunkle Farbe von reichlichem Kohlegehalt herrührend Knotenschiefer	} Lias
Untere Bündnerschiefer	{ nach oben hin als schwarzgrauer Granatphyllit entwickelt, führt viele Quarzitbänke	
Quartenschiefer	mit Quarzitlagen	} Trias
Dolomit	sehr mächtig, kavernös (Rauhwaacke)	
Triasquarzit	lückenhaft	

Zahlreiche Detailprofile an der Grenze der sandigen Bündnerschiefer gegen die schwarzen Bündnerschiefer haben gezeigt, dass der Übergang kein plötzlicher ist, sondern durch Wechsellagerung von Kalkbänken von 5—20 cm Mächtigkeit mit glimmerig-sandigen Tonschiefern eingeleitet wird.

Es besteht also faziell und lithologisch eine grosse Analogie zum Toarcien der Nufenenmulde, wo Kalkbänke mit Zoisitgranatknotenschiefern wechsellagern. Nach W. VAN HOLST soll aber durch Fossilfunde (*Belemnites paxilotis*, Cardinien, *Arietes* mit einfachen Rippen) für die darüberliegenden schwarzen Schiefer unterliasisches Alter wahrscheinlich sein.

Unter diesen Knotenschiefern mit Kalkbänken folgen sehr massige und quarzreiche gelbe Sandsteine, manchmal mit tonigen Zwi-

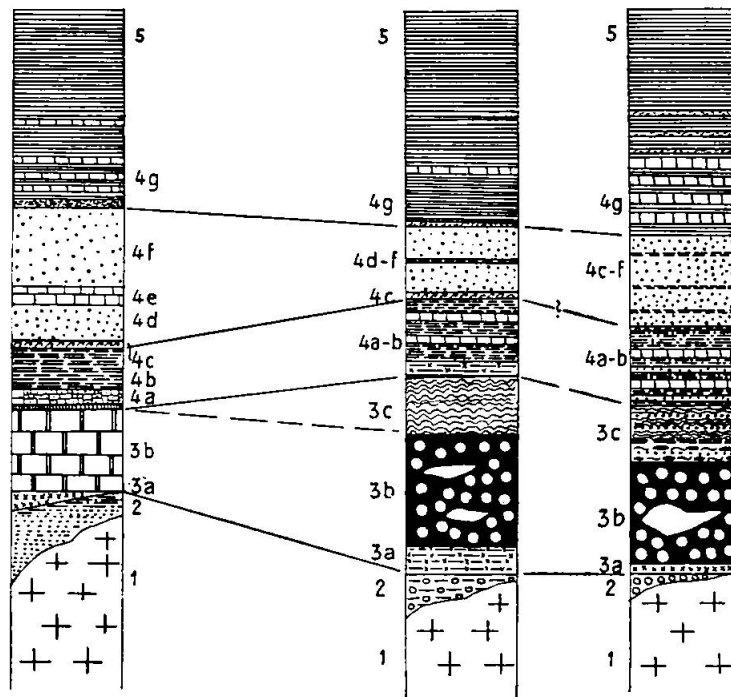


Fig. 2. Stratigraphisches Detailprofil durch die mesozoische Schichtserie des Piz Scopi und Vergleich mit den Schichtserien des Nufenen- und Torrenthorngebietes.

Torrenthorn	Nufenengebiet	Scopi
5 Aalénien: Schistes argileux	Knotenarme Kalke Knotentonschiefer	Knotentonschiefer
4g Toarcien: Schistes argileux arénacés, calcaires. Bélemnites à la base	Knotentonschiefer mit Belemniten und Pentakriniten	Tonschiefer mit Kalkbänken, etwas sandig
4f Domérien: Grès siliceux à patine rousse	Quarzite und Kalktonschiefer	Quarzite und Sandsteine mit tonigen Zwischenlagen
4e Pliensbachien: Calcaires arénacés avec ammonites		
4d Lotharingien: Grès siliceux		
4c Sinémurien: Calcaires à gryphées	Gryphäenkalk	
4b Hettangien: Schistes marneux	Tonschiefer und Quarzite	Sandige, glimmerreiche Tonschiefer mit Marmorbänken, Spatkalken und Quarziten
4a Rhétien: Grès siliceux		
3c	Serizitschiefer	sehr serizitreiche Schiefer mit Quarzitbänken, dolomitisch-mergelig an der Basis
3b Trias: Calcaire dolomitique. Quartzites à la base	Rauhwacke u. Gips	Rauhwacke, Dolomit und Gips
3a	Glimmerquarzite	Quarzite und Arkosen
2 Karbon	Granatglimmergneis	Verrucano: Konglomerate und Granatchloritgneise
1 Grundgebirge	Grundgebirge	Kristallin

schenlagen. An der Grenze zwischen den beiden Horizonten sind hie und da schlecht erhaltene Belemnitenreste angehäuft. Die Hauptfundstellen von gut erhaltenen Belemniten (*Belemnites paxilotis*) liegen indessen im schwarzen, kalkig-tonigen Bündnerschiefer über dem sandigen Horizont.

Die gelben Sandsteinquarzite können mit grünen, chloritführenden Quarzsandsteinen wechsellagern und sind gegen 120 m mächtig. Durch mehrfache antiklinale Aufwölbung nehmen sie einen viel grösseren Raum ein und erreichen eine Gesamtmächtigkeit von beiläufig 600 m.

Zwischen graugrünen und gelben Sandsteinen sind manchmal asymmetrisch gekrümmte kalkige Schalen von Fossilien (Cardinien?) festzustellen. Das genügt natürlich nicht, um diesen Horizont schon mit dem oberen Sinémurien zu parallelisieren. Die Quarzsandsteine zeigen im übrigen grosse fazielle Ähnlichkeit mit dem Domérien-Lotharingien der Nufenenmulde.

Die Basis der Sandsteinquarzite ist leider schlecht aufgeschlossen, weil die darunter folgenden Kalkphyllite mit Marmor- und Sandsteinbänken leicht verwittern. Direkt über dem graphitoidfreien Quartenschiefer scheint ein Horizont von schwarzen, feinphyllitischen Tonschiefern zu lagern. Sie sind in der Felswand südöstlich von Sta. Maria aufgeschlossen, aber schwer zugänglich.

Auf der Nordseite der Mulde werden etwas andere Verhältnisse angetroffen. Die sandigen Bündnerschiefer des unteren Lias sind dort, trotzdem sie sehr grobklastisch und quarzreich sind, oft dunkelgrau oder schwarz gefärbt, die Sandsteinbänke in Linsen aufgelöst und mit sehr serizitreichen Tonschiefern in Wechsellagerung. Der Übergang zu den schwarzen Kalkschiefern des Muldenkernes vollzieht sich rascher und ohne Einschaltung von Kalkbänken in die sandigen Serizitphyllite. Der Übergang zu den Quartenschiefern ist hier durch Tonschiefer mit marmorisierten Kalklagen, und verruselte Sandsteinlinsen gegeben. W. VAN HOLST (52) hat festgestellt, dass diese Kalkbänke reich an Echinodermenresten sind und unterliasisches Alter haben. R. EICHENBERGER hat im Nufenengebiet unter den unterliasischen Kalktonschiefern schwarze Quarzite gefunden, die er auf Grund einer Lumachellenbank dem Rhät zurechnet. Hier kann eine solche genauere Zuordnung nicht erfolgen.

Die Quartenschiefer sind das petrographisch und faziell mannigfaltigste Glied des Scopimesozoikums. Fig. 4 vermittelt ein anschauliches Bild von der innigen Wechsellagerung dieser gelben, grün-

grauen oder grauen, graphitfreien und sehr serizitreichen Schiefer mit dünnen Quarzitbänken. Die Physiographie und Metamorphose dieser Ton-Mergelserie ist durch W. VAN HOLST (52) 1913 gegeben worden. Eine systematische Klassifizierung nach Mineralbestand und Mengenverhältnis der Mineralkomponenten, wie sie durch L. BOS-SARD (12) für die noch höher metamorphen gotthardmassivischen Quarten- und Bündnerschiefer des Val Sta. Maria gegeben wurde, fehlt indessen.

Die Grenze zwischen Quartenschiefer und Dolomit ist im Süd-schenkel der Mulde ziemlich scharf, obwohl die Quartenschiefer gegen die Rauhacke zunehmend dolomitisch-mergeliger werden. Auf der Nordseite ist eine innige Vermengung von grammatitführenden Serizitphylliten, schneeweissen Grammatitschiefern und gelben und grünen Quartenschiefern mit Biotit- und Chloritoidporphyroblasten festzustellen. Reine Rauhacke kann dort im Verband mit Quartenschiefern nicht beobachtet werden, weil sie im Muldenscheitel angehäuft und vom Quartenschieferkomplex abgeschert wurde.

Die Rauhacke lässt sich am besten in den beiden Bacheinschnitten des Val Rondadura und in der antiklinalen Aufwölbung von Casaccia-la Negra studieren. Bei der ersten Kehre unter der Passhöhe ist sie sehr gipsreich. Die Gipseinlagerungen sind feinkörniger, weisser Alabaster. Bei Bauarbeiten auf der Passhöhe wurden die Rauhackemassen angeschnitten und einige Meter im Berginnern zuckerkörniger Dolomit und Gips gefördert. Die äussere, kavernöse und gelb anwitternde Rauhackehülle scheint somit ein Produkt der Verwitterung zu sein.

Neuerdings haben sich W. BRÜCKNER (15), H. P. CORNELIUS (19) und C. E. BURCKHARDT (16) mit dem Problem der Rauhackebildung auseinandergesetzt, wobei von CORNELIUS die Bildung der löcherigen Trümmerstruktur durch Auslaugung der Gipslagen und Zusammensacken der Dolomitlagen im primärfeingebänderten, wechsellagernden Schichtkomplex erklärt wird, während die übrigen Autoren in der Rauhacke eine rezente Verwitterungsform eines Dolomit-Gips-(Anhydrit-)Gesteins sehen.

W. BRÜCKNER führt die Umwandlungsvorgänge auf Einwirkung von Grundwasser zurück, während von C. E. BURCKHARDT der Arbeit des Regens und Windes eine grosse Bedeutung zugemessen wird.

VAN HOLST schätzt die frühere mittlere Mächtigkeit des Dolomites der Scopimulde auf 80 bis 150 m, betont aber, dass es sehr schwer ist, die primäre Mächtigkeit zu schätzen, „zufolge der Zerquetschung, Fältelung und Verschuppung durch tektonische Vorgänge“. Wenn wir annehmen könnten, dass die primäre Mächtigkeit der Rauhacke sich zwischen den Sedimentationsräumen des Scopi

und der Greina oder dem Pass Diesrut nicht wesentlich verändert, liesse sich aus der Kubatur des Dolomites beidseits der Lukmanierstrasse ein Mass für den Zusammenschub der mesozoischen Schieferhülle gewinnen, denn in den Profilen, insbesondere vom Pass Diesrut, ist eine relativ wenig gestörte Lagerung mit sehr schönen, die Transgression anzeigenden Rippelmarken im Quarzit an der Basis des Dolomites zu erkennen. Die Mächtigkeiten schwanken dort zwischen 50 und 200 m. Am Piz Tgietschen lässt sie sich zu ziemlich genau 100 m festlegen. Da die mittlere Mächtigkeit zwischen Sta. Maria und Casaccia an der Lukmanierstrasse etwa 300 m misst (Mittel aus Profil- und Grundriss-Messungen), könnte der Betrag des Zusammenschubes auf ein Drittel geschätzt werden.

An der Basis der Rauhwaacke sollten sich, in Analogie zu den Profilen des östlichen Gotthardmassivs, Quarzite vorfinden. Da aber die Grenze zwischen Rauhwaacke und Kristallin auf der Ostseite des Scai überall von Schutt bedeckt ist, ist der Zusammenhang zwischen Quarziten und Dolomit nicht ganz sicher. Im nördlichen Muldenschenkel erscheinen grüne Chloritquarzite und weisse, arkoseartige Sandsteine im Hangenden der Quartenschiefer. Da sie über dem konglomeratischen, quarzreichen Verrucano zur Ablagerung gelangten, dürften sie triadisches oder permisches Alter haben. Sie zeigen grosse Ähnlichkeit mit den durch R. EICHENBERGER (26) bekannt gewordenen permotriadischen Quarziten des Nufenengebietes. Dort sind aus den Profilen Mächtigkeiten von 20 bis 30 m zu ermitteln. Am Nordrand der Scopimulde dürfte ihre Mächtigkeit kaum 10 m übersteigen.

Da wahrscheinlich gemacht werden kann (Seite 245), dass der mächtige Quarzit des Val Rondadura prä-oberkarbonisches Alter hat, bleibt gegenüber den Mächtigkeiten der Triasquarzite am Nufenenpass und am Pass Diesrut (40—50 m Quarzite) in der Scopimulde eine merkliche Reduktion bestehen. Ob sie tektonisch bedingt oder primär ist, kann mangels ungestörter Aufschlüsse nicht entschieden werden.

Der Verrucano: Im Sommer 1942 sind auf der Nordseite der Scopimulde beiderseits des Val Medels wenig mächtige, grünlich-konglomeratische, verrucanoartige Schichten, welche unmittelbar auf dem Granit lagern, gefunden worden. Sie treten oft in Gesellschaft mit Chloritgneisen mit Granatporphyroblasten auf und gehen über sehr quarzreiche, muskovitführende Psephitgneise in den oben erwähnten arkoseartigen Triassandstein über. Als Komponenten dieser Konglomerate konnten nur Quarzgerölle festgestellt werden.

2. Die Tektonik der Scopimulde

In einigen neueren Arbeiten von R. STAUB (114 und 115) ist postuliert worden, dass die helvetischen Decken nichts anderes als die abgescherte Sedimenthaut des Gotthardmassivs und die Schiefer

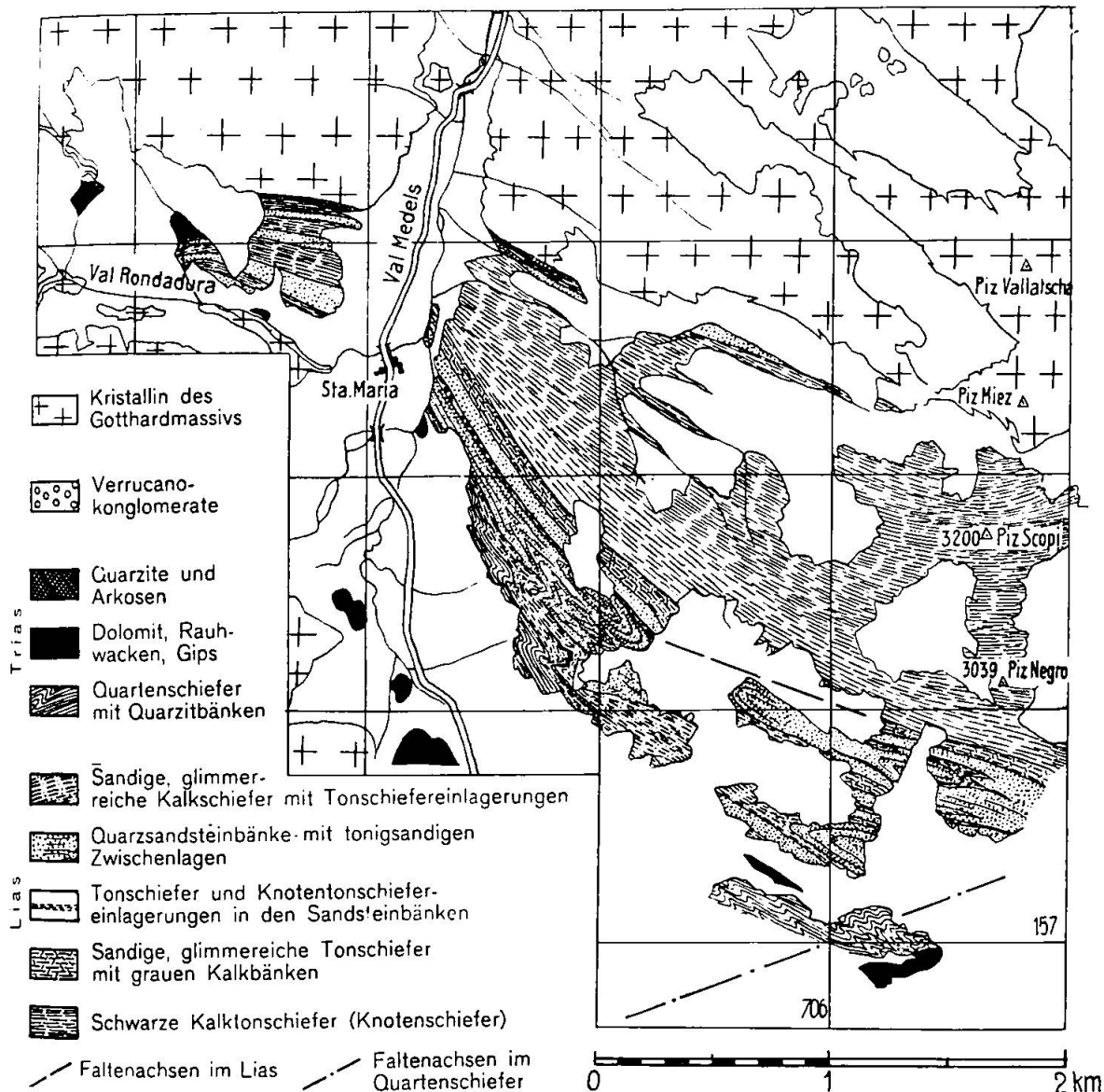


Fig. 3. Detailkarte der mesozoischen Schieferhülle des Massivs in der Umgebung von Sta. Maria (Scopimulde).

des Massivsüdrandes und eventuell diejenigen der Urserenmulde penninischen Ursprungs seien. Die helvetische Sedimenthaut sei radikal abgeschert und das Massiv vom Penninikum überfahren worden. Jüngere Bewegungen hätten Einfaltung der nordpenninischen Scopi- und Urserensedimente verursacht.

Obwohl die Klärung dieser Frage in erster Linie durch die Untersuchungen in der Urserenzone und in der östlich-gotthardmassivischen Schieferhülle Förderung erfahren wird, soll sie im Zusammenhang mit der Tektonik der Scopimulde überprüft werden. Dazu ist eine genaue Analyse dieser Tektonik erforderlich, was eigentlich nur bei Betrachtung der gesamttektonischen Erscheinungen nördlich des Lucomagnomassivs und westlich des Val Camadra möglich ist. Die vorliegenden Untersuchungen sind lediglich Detailstudien, die sich auf die innere Tektonik der Mulde beziehen.

Der Zusammenhang der Scopimulde mit der Muldenzone von Piora-Bedretto ist durch den Dolomitzug des Pzo. Columbe und die am Passo Columbe anstehenden hochmetamorphen Bündnerschiefer gegeben. Die Rauhwaacke lässt sich über Punkt 2169-Lareggio-Stabbio nuovo-San Pro kontinuierlich in die Gegend von Casaccia verfolgen, also in die Gegend der Antiklinalaufwölbung südlich des Piz Scopi. (Ortsangaben siehe Blatt Faido, T. A. Nr. 503.)

L. BOSSARD (13) hat 1925 durch die ganze gotthardmassivische Sedimenthülle ein schematisches Profil gegeben, aus dem man erkennt, dass die antiklinale Aufpressung dieser Trias durch die Einfaltung von penninischem Mesozoikum auf Cruce Portera hervorgerufen wurde.

Was die Tektonik der Scopimulde im engeren Sinne betrifft, so müssen hier zwei Phasen unterschieden werden.

Man beobachtet (Fig. 4) in den Quartenschiefern unter Gannanera eine akzentuierte Nordbewegung der Falten bei ostnordöstlichem Faltenstreichen. Dieses Achsenstreichen scheint nicht nur lokal so zu liegen, sondern, wie der Verlauf der Triasantiklinale vom Passo Columbe über la Negra zeigt, regional bedingt zu sein (Streichen $N - 70^{\circ} - E$). In einer ersten Bewegungsphase erfolgte also der Zusammenschub von Rauhwaacke und Quartenschiefern. Dabei wirkten besonders die serizitreichen Quartenschiefer als Schmiermittel. Sie besaßen durch die Wechsellagerung mit Quarzitbänken eine differentielle Gleitfähigkeit.

Wenn wir aus den Quartenschiefern oberhalb Casaccia in die sandigen Bündnerschiefer der Piz Negro-Südwand emporsteigen, oder den Verlauf der sandigen Bündnerschiefer etwa vom Ostfuss des Scai aus beobachten, so erkennt man, dass hier die Faltenachsen längs der Bergwand laufen und dass nach Osten oder Westen geschlossene, flach angeschnittene Antiklinalscheitel durch die Erosionsrinnen in der nach Südwesten gerichteten Bergwand entblösst sind. Die Faltenachsen streichen hier West-Nord-West, sind also

gegenüber dem Streichen der Quartenschiefer um 40° bis 50° nach Süden abgedreht. Demzufolge erreicht der Komplex der sandigen Bündnerschiefer in der Südsüdwestflanke des Berges bei tiefster Entblössung seine grösste Mächtigkeit von etwa 600 m und reduziert sich besonders gegen Osten, wo die tiefer gelegenen Quartenschiefer-

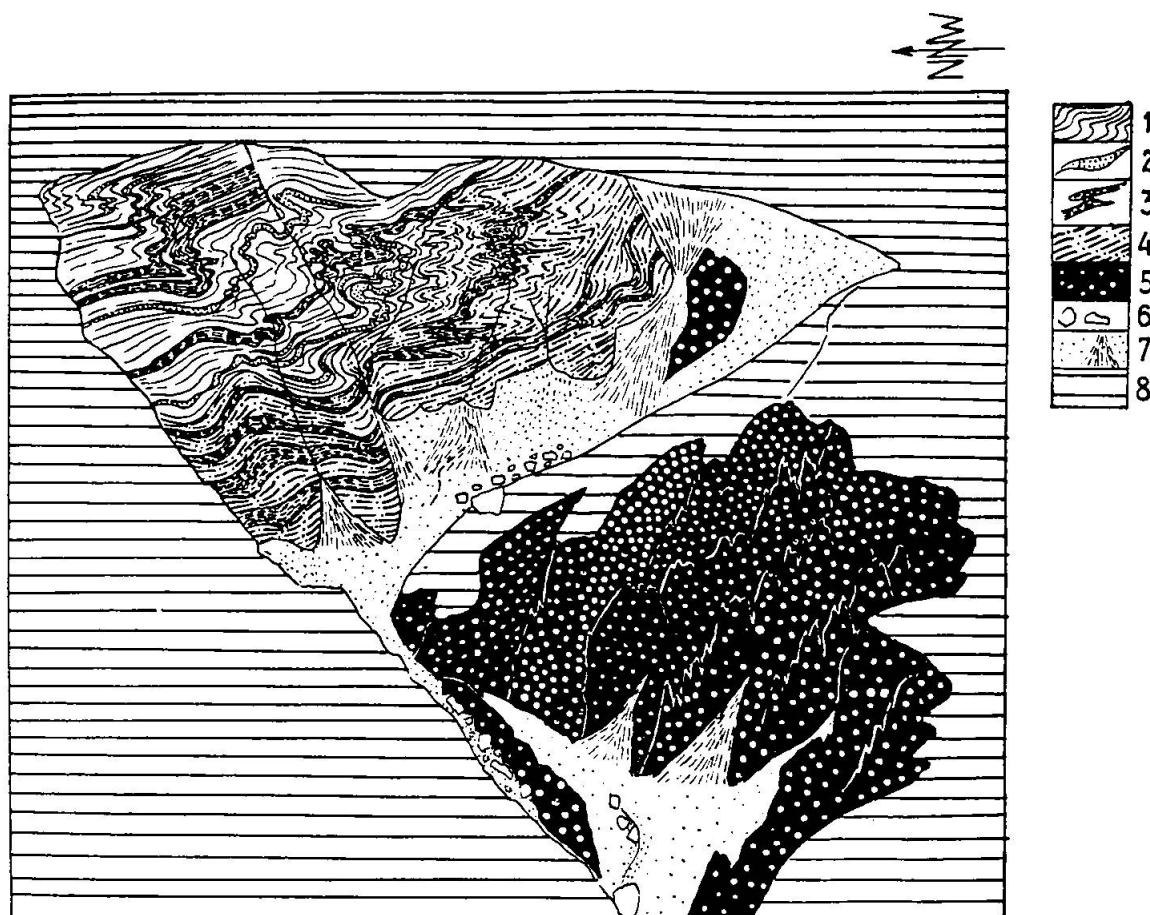


Fig. 4. Die T r i a s der Scopimulde nordöstlich Casaccia. Nord-bewegte Faltenpakete im Quartenschiefer streichen ENE-WSW.

1 helle, serizitreiche Quartenschiefer; 2 Quarzitbänke; 3 dunkle, grüne und grauschwarze, chlorit- bzw. biotitreiche Quartenschiefer; 4 dolomitisch-mergelige, untere Quartenschiefer, allmählich zu Rauhwaacke überleitend; 5 Rauhwaacke; 6 grosse Blöcke von Knotentonschiefer; 7 Schutthalde und Geröll; 8 Gehängeschutt.

und Dolomitmassen mit ostnordöstlichem Streichen sich vordrängen, auf kaum mehr 150 m.

Wir können darum am besten Einblick in die Tektonik dieser sandig-tonigen Schichten gewinnen, indem wir sie in der Richtung der Faltenachsen, also etwa von der Alp Scai aus oder vom Eingang in das Val Cadlimo aus, betrachten. Man erkennt aus der Fig. 5, dass im Gegensatz zu den Nordbewegungen in den Quartenschiefern

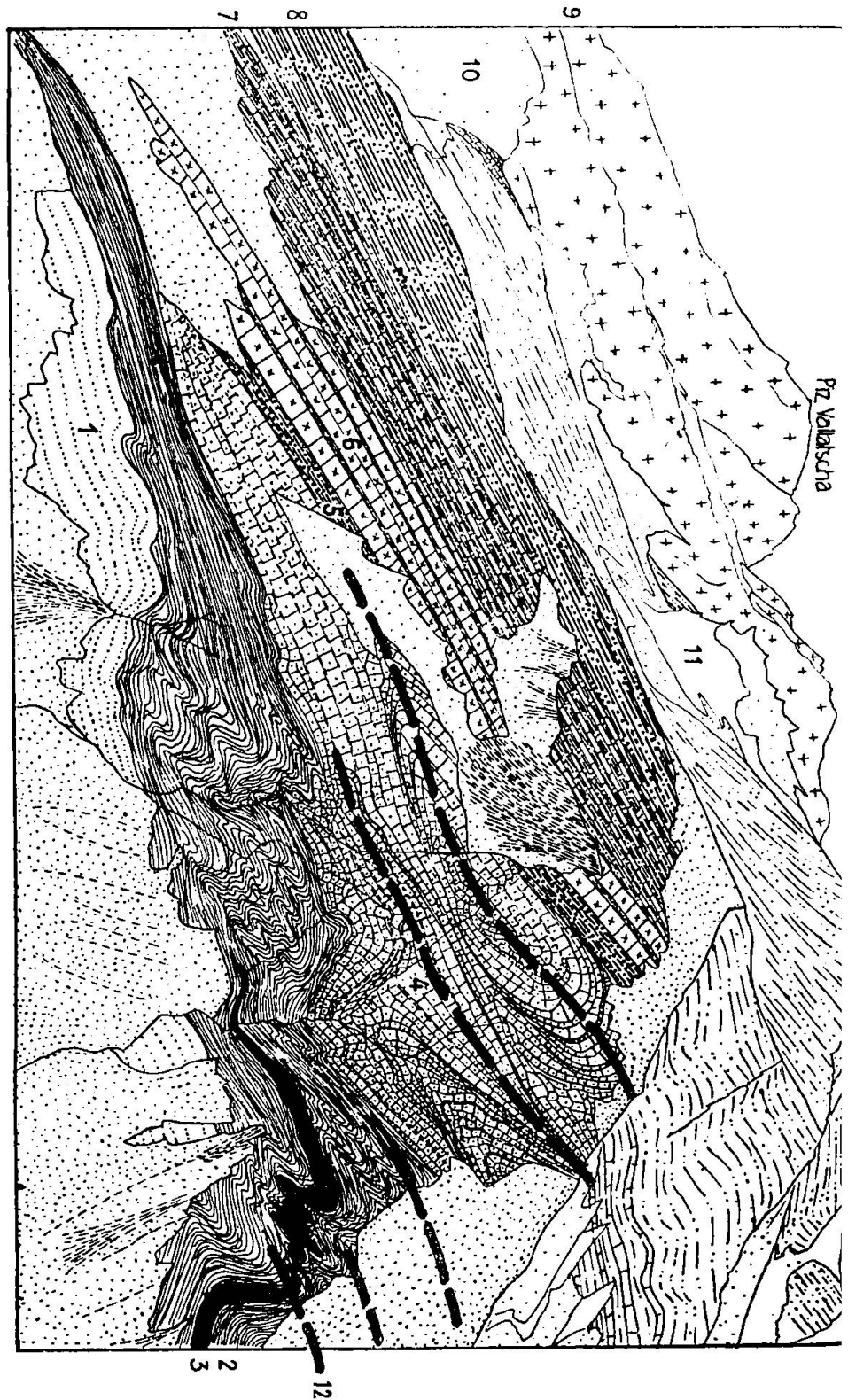


Fig. 5. Scopimulde von Südwesten (Eingang Val Cadlino). Ansichtsskizze. Flach angeschnittene, NW-SE-streichende Antiklinalen im unteren, sandigen Lias.

1 Quarzschiefer mit Quarzibänken; 2 sandige, glimmerreiche Kalkschiefer; 3 schwarze, splinterig brechende Tonschiefer mit Granaten; 4 Quarzsandsteinbänke mit tonig-sandigen Zwischenlagen; 5 graue Tonschiefer mit Granaten, etwas sandig; 6 mächtige Sandsteinbänke, mit Tonschiefern wechsellagernd; 7 sandige, glimmerreiche Tonschiefer mit grauen Kalkbänken; 8 schwarze Knotentonschiefer; 9 Granit; 10 Schutthalde, Gehängeschutt; 11 Firn, Schnee; 12 Gewölbescheitel.

hier eine antiklinale Aufwölbung gegen Süden stattgefunden hat. Es muss deshalb als Abschluss der Einfaltung ein Südwest-Nordost gerichteter Schub, wahrscheinlich durch die Stirn der Lucomagnodecke, die Mulde an den Massivrand gepresst, und dabei die antiklinale Ausquetschung der sandigen Bündnerschiefer (und vielleicht auch der schwarzen, tonig-kalkigen Schiefer, deren Tektonik mangels Leit-horizonten nicht mehr rekonstruiert werden kann) erzeugt haben.

Von W. VAN HOLST (52) ist vermutet worden, die Scopimulde sei eine Doppelmulde, deren beide Schenkel im Val Rondadura sich nacheinander axial herausheben und deren südlicher Teilkern sich im Quarzit des Val Rondadura fortsetze.

Nachdem gezeigt werden kann, dass der Rondaduraquarzit prä-oberkarbonisch ist und der Aufschluss im Hangenden der Rauhwanke des Laiblaubaches sich als Serizitgneis erweist, kann diese Deutung nicht mehr aufrecht erhalten werden. Die Scopimulde im engeren Sinne ist eine einfache, relativ seichte Mulde mit starken Komplikationen innerhalb ihrer Schichtglieder. Sie endet westlich des Laiblaubaches im Val Rondadura. Ihr Kern wird, wenn wir von Westen nach Osten fortschreiten, zuerst von Rauhwanke, dann von sandigem und schliesslich von tonigem Lias gebildet. Die Quartenschiefer sind im Süden zurückgeblieben oder auf der Nordseite in der zweiten Phase tektonisch ausgequetscht worden. Von einer Einmündung von Quartenschiefer in Dolomit legt ein Aufschluss von Dolomit zwischen Quartenschiefern und sandigen Bündnerschiefern auf Koord. Pt. 705,8/157,3 Zeugnis ab.

Über die Beziehungen der Scopischiefer zum Gotthardmassiv kann natürlich nur ein detailliertes Studium der Kontaktverhältnisse Aufschluss geben. Während die Analyse des inneren Baues einen Zusammenschub auf mindestens ein Drittel fordert, sind die Lagerungsverhältnisse auf der Nordseite wohl etwas gestört, aber es kann die Grenzzone doch nicht als Schubfläche erster Ordnung bezeichnet werden. Man bemerkt, dass das Kristallin besonders dort stark verschiefert ist, wo die Abweichungen von der normalen Lagerung besonders gross sind, also dort, wo Quartenschiefer und Dolomit tektonisch ausgequetscht erscheinen (Nordgrat des Scopi).

Das Auftreten von konglomeratischem Verrucano und das Quarzitvorkommen südöstlich des Piz Miez sprechen für autochthone Einmündung, und auch die Analogie mit der wenig gestörten Triasserie vom Piz Tgietschen (wo im Verrucano Quarzporphyrgerölle gefunden werden) weist in derselben Richtung.

Aus Stratigraphie und Tektonik der Scopimulde kann somit der Auffassung von R. STAUB zumindest keine entscheidende Stütze erwachsen.

B. DER KRISTALLINE KERN

Ist die tektonische Stellung der Scopimulde auf Grund vorstehender Beobachtungen zwar nicht eindeutig entschieden, so ist doch über das mesozoische Alter ihrer Gesteine kein Zweifel möglich. Die herzynische Diskordanz tritt dort in Erscheinung, wo die antiklinal aufgehäuften Rauhackmassen dem gotthardmassivischen Kristallin aufliegen, also auf der Ostseite des Scai. Liegendes sind sowohl oberkarbonischer Granit der Selva secca als auch Elemente der Tremolaserie und Streifengneise. Weniger deutlich, aber doch bemerkbar ist diese Diskordanz auf der Nordseite der Mulde. Hier treten, im Westen beginnend, zuerst Rauhack, dann Quarzit und Quartenschiefer, schliesslich sandige und tonige Bündnerschiefer mit glimmerreichen Gneisen und Graniten in Kontakt und zeigen dadurch die gestörten Lagerungsverhältnisse an.

Bevor wir die Tektonik des kristallinen Kerns beschreiben, soll das Baumaterial betrachtet werden. Es ist dies zugleich eine Erläuterung der Legende von Tafel IV (Kartenskizze).

1. Das Baumaterial.

Zunächst soll vermieden werden, durch unzuweckmässige Benennungen die genetische Deutung vorwegzunehmen. Wir verwenden deshalb Gesteinsnamen, die nur Mineralbestand und Gefüge festlegen.

In diesem Sinne lassen sich vorerst grössere Gebiete massig-richtungslos texturierter Gesteine granitischer und granodioritischer Zusammensetzung im Osten des Untersuchungsgebietes ausscheiden. Sie sind seit alters als Medelsergranit und Cristallinagranodiorit bezeichnet worden. Sie zeigen gegenüber den im Westen und Norden vorherrschenden Gesteinen mit gerichteter Textur durchgreifende Lagerung.

Innerhalb des gerichteten Kristallins ist ein zonaler Wechsel von glimmerarmen Gneisen granitischer Zusammensetzung mit ausgeprägter Paralleltextur (den sog. Streifengneisen) und von basischen (glimmer-plagioklasreichen) Gneisen mit Amphiboliteinlagerungen festzustellen.

Sehr häufig haben die Gesteine der glimmer-hornblendereichen Zonen, besonders in der Grenzregion zwischen Streifengneisen und

basischen Gneisen mit Amphiboliten, grobgemengtes Aussehen; sie sind lagig gebändert, zeigen augenförmige oder aderartige helle Bestandsmassen.

Namhafte Petrographen haben sich bemüht, die Mannigfaltigkeit der Strukturen und Entstehungsursachen solcher grobgemengter Gesteine zu umschreiben. So sind durch J. J. SEDERHOLM (108), P. J. HOLMQUIST (51), K. H. SCHEUMANN (101, 103) sehr treffende Neubennungen erfolgt. Was jedoch bis heute immer noch fehlt, ist eine Sammelbezeichnung für jene Bildungen, die deutlich grobgemengten Charakter haben, dabei aber doch einheitliche Gesteinskörper bilden.

Als grobgemengt bezeichnet man den Sinneseindruck, den Gesteine vermitteln, die sich nicht durch einen Dünnschliff oder durch ein einzelnes Handstück beschreiben lassen, bei denen es auch schwer fällt, Handstücke einheitlicher Prägung zu schlagen. Es werden durch solche grobgemengte Gesteine aber doch einheitliche Grosskörper gebildet. Sie bestehen aus mindestens zwei Strukturelementen, meist von verschiedenem Mengenverhältnis der Mineralarten und darum oft von verschiedener Farbe.

Da in solchen grobgemengten Gesteinen das eine Strukturelement oft grobkörniger und massiger ist als die (nicht selten dunklere) Grundsubstanz und da es sich oft um Kristallite aus zusammenhängenden Massen molekulardisperser Phase handelt, hat K. H. SCHEUMANN (103) den Begriff der metatektischen Gesteine eingeführt. F. K. DRESCHER-KADEN (25 I) und P. NIGGLI (61 a) machten darauf aufmerksam, dass grobgemengte Gesteine auch auf dem Wege der metamorphen Differentiation ohne im Zeitmoment wesentliche Mengen molekulardisperser Phase entstehen können. Wenn wir deshalb ganz unvoreingenommen solche Bildungen *feldgeologisch* kennzeichnen wollen, ist ein neutraler Ausdruck erwünscht.

Dank der Mithilfe von Dr. E. KIENZLE, Basel, kann hier der Ausdruck *Chorismite* oder *chorismatische Gesteine* vorgeschlagen werden (von *chorizo* = absondern, *chorisma* = das durch räumliche Absonderung Entstandene).

Nach der Form und Umgrenzung der verschieden gearteten Strukturelemente lassen sich dann die Chorismite einteilen in:

- Phlebite = Adergesteine,
- Ophtalmite = linsenförmige, augenförmige, knollige Bestandsmassen in Grundsubstanz,
- Stromatite = Lagen, band- oder schichtförmige Strukturelemente,

Merismite = aus verschieden geformten, groben Teilstücken aufgebaute Chorismite (beispielsweise Agmatite).

Die Vorschläge für die weitere Gliederung verdanke ich Prof. NIGGLI, der sie mit Prof. M. LEUMANN beraten hat.

Sehr häufig wird sich in den Chorismiten der eine Teil als Haupt- oder als Grundmasse erkennen lassen, ein anderer Teil als Zwischen-, Neben- oder Zweit-Masse.

Die erstere heisse dann Kyriosom, die letztere Akyrosom. Adern, Augen, Bänder werden z. B. Akyrosome sein, eingelagert oder zwischengelagert im Kyriosom.

Führen mineralogische, strukturelle und textuelle Untersuchungen im Feld und Laboratorium zu der Überzeugung, dass sich die eine Bestandteilmasse auch während der Metamorphose vorwiegend im festen Zustand befand oder durch Umkristallisation über im Zeitmoment mengenmässig geringfügigen Lösungsanteil sich umbildete, so wird sie als stereogener Anteil bezeichnet. Chymogen wird der Anteil genannt, der mehr oder weniger als Ganzes aus irgend einer molekulardispersen Phase sich in einem stereogenen Anteil ausschied, gleichgültig ob diese molekulardisperse Phase Schmelze, Pegmatitlösung, Gas oder wässrige Lösung war.

Paläosom und Neosom können in diesem Fall häufig auch zur Unterscheidung benutzt werden.

Paläosom ist der Altbestand, der als feste Masse vorlag und eine stereogene Umkristallisation erlitt (relativ wenig beweglicher Anteil), Neosom das aus einem Ichor im weitesten Sinne Neugebildete.

Der chymogene und neosome Anteil kann aus beweglichen Phasen stammen, die von aussen dem Paläosom zugeführt wurden, er kann aber auch aus der Masse selbst herkommen (Ausblutung, Ausschwitzung) oder aus einem Gemisch beider Entstehungsarten stammen.

In diesem Sinne unterscheidet man:

Exo-	}	Chorismite
Amphi-		
Endo-		

Exo- und Amphichorismite sind im chemischen Sinne Mischgesteine. Sie führen über metablastische (mikrochorismatische) zu achorismatischen, strukturell homogenen, das heisst monoschematischen Gesteinen über. Hier ist der Nachweis der Mischgesteinsnatur nur noch auf chemischem Wege möglich.

Oft aber sind makroskopische Achorismite im Dünnschliffbild doch aus zwei verschiedenen Strukturbereichen aufgebaut und dann als polyschematische Mikrochorismite zu bezeichnen.

Können bei Chorismiten mit neosomem Anteil Aussagen über den Zustand der molekulardispersen Phase beim Hauptbildungsakt gemacht werden (etwa auf Grund der Nebengemengteile, des Gehaltes an seltenen Elementen, der Ausbildung des Quarzes in drusigen Hohlräumen), so kann eine Zuordnung zu Chorismiten mit magmatogenem, pneumatogenem oder hydratogenem Neosom erfolgen.

Nach diesen Ausführungen ist also beispielsweise eine von Schollen durchsetzte, durch magmatische Aufschmelzung entstandene Dioritrandfacies ein Exomerismit mit magmatogenem Neosom. Sind die Schollen locker eingestreut, so ist das Neosom Kyriosom; wird nur die Zwischenmasse von dichtgepackten Schollen von Neosom (Diorit) eingenommen, so ist es Akyrosom.

Ein Bänderamphibolit, der eine primäre Sedimentationsbänderung abbildet, ist ein stereogener Stromatit, bei dem unter Umständen Kyriosom und Akyrosom nicht auseinandergehalten werden können.

Demgegenüber ist ein Bändergneis, der durch Injektion von aplitischen Magmenten längs der Schichtfugen geprägt wurde, ein Exostromatit mit magmatogenem Neosom, wobei das Neosom Akyro- oder Kyriosom sein kann, je nach der Menge der zugeführten Substanz.

Ein grobäugiger Gneis, der aus Kalifeldspatpegmatitknollen und wenig glimmerreicher Zwischensubstanz aufgebaut ist, kann als Ophtalmit mit magmatogenem Neosom, dessen Paläosom stereogenes Akyrosom ist, gedeutet werden.

Eine Bündnerschieferpartie mit Quarz- oder Calcitadern als Füllung von Zerrungshohlräumen wäre ein „Endophlebit“, also ein Venit, mit hydratogenem Neosom und stereogenem Kyriosom als Paläosom.

Das Baumaterial des Gotthardkristallins kann nun unter Berücksichtigung dieser Bezeichnungen im Untersuchungsgebiet zusammenfassend folgendermassen gegliedert werden:

1. Gesteine von granitischer, granodioritischer und ultrabasischer Zusammensetzung mit richtungsloser oder nur schwach gerichteter Textur und (oder) durchgreifender Lagerung:

Medelsergranit	Gänge	{	Aplite
Cristallinagranodiorit			Lamprophyre (meist geschiefert)
(Ufierndiorit)			und Porphyrite
Serpentin			

2. Gesteine mit gerichteter Textur und zonalem Gesteinswechsel:

- a) Kalifeldspatreiche, glimmerarme Gneise = monoschematische Alkalifeldspatgneise = Streifengneise,
randlich übergehend in Chorismite mit glimmer-plagioklasreichem Grundgewebe (besonders Ophtalmit).

- b) Glimmerfeldspatgneise, z. T. alkalifeldspathaltig, oft monoschematisch, manchmal Mikrochorismite und Chorismite (besonders schlierige Phlebite).
- c) Chorismatische Gneise mit basischem, glimmerreichem Kyriosom, vorwiegend Stromatite und Phlebite, übergehend in:
- d) Basische, glimmerreiche Gneise und Schiefer mit basischen Einlagerungen, vorwiegend:
 monoschematische bis mikrochorismatische Glimmerplagioklasgneise, hornfelsartige Glimmerschiefer,
 Amphibolite, als Granatamphibolite und körnige Amphibolite
 meist Achorismite und polyschematische Mikrochorismite
 als Zoisitamphibolite oft mikrochorismatische Ophtalmiten und Stromatite.

Untergeordnet: monoschematische Hornblendekarbonatglimmerschiefer
 Granatglimmerschiefer
 Quarzite.

2. Der Baustil (Tektonik)

Die alpinktektonische Beeinflussung hat den ausgeprägten Fächerbau im kristallinen Kern mitbedingt. Die Unterschiede im Fallen im Querschnitt des Val Medels und Val Nalps zeigen, dass die Einfaltung der Scopimulde den Fächerbau im Osten verstärkte (s. Tabelle I).

Tabelle I

Fallwinkel im Val Medels		Fallwinkel im Val Nalps	
		Nalpspass	56° N
N-Rand Scopimulde	50° N	N-Seite Piz Blas	60° N
Piz Vallatscha	54° N	Motta naira	62° N
Piz Garviel	57° N	P. Fuorcla	67° N
St. Gion	60° N	P. Paradis	76° N
		Aullücke	85° N

Für die ältere Geschichte des Massivs sind die Streichrichtungen der Gesteinszonen aufschlussreich. Auf der Westseite des Val Medels schwenken die Streichrichtungen vom Passo del Uomo bis zum Val Aulta von N 75—80° W nach N 75° E um. Im Querschnitt des Val Maigels ist das Streichen einheitlicher Ost-West mit schwachem Umschwenken gegen Norden. Die im Querschnitt des Val Medels sehr auffällige Divergenz ist also hier erst angedeutet. Sie ist aber östlich des Granitstockes, im Val Casaccia, sehr ausgeprägt und gibt Veranlassung zum südlichen Ausgreifen der Streifengneise vom Passo Cristallina-Cima Garina (s. R. U. WINTERHALTER (122)). Erst durch den Vorstoss der Greinamulde erfährt das gotthardmassivische Kristallin eine die NE-Streichrichtung in der ganzen Massivbreite induzierende Überflutung.

Der Verlauf der basischen Gesteinszonen im kristallinen Kern kann darüber Auskunft geben, ob die gemessenen Streichrichtungen durch die alpine Gebirgsbildung erzeugt wurden oder schon präalpin vorgezeichnet waren.

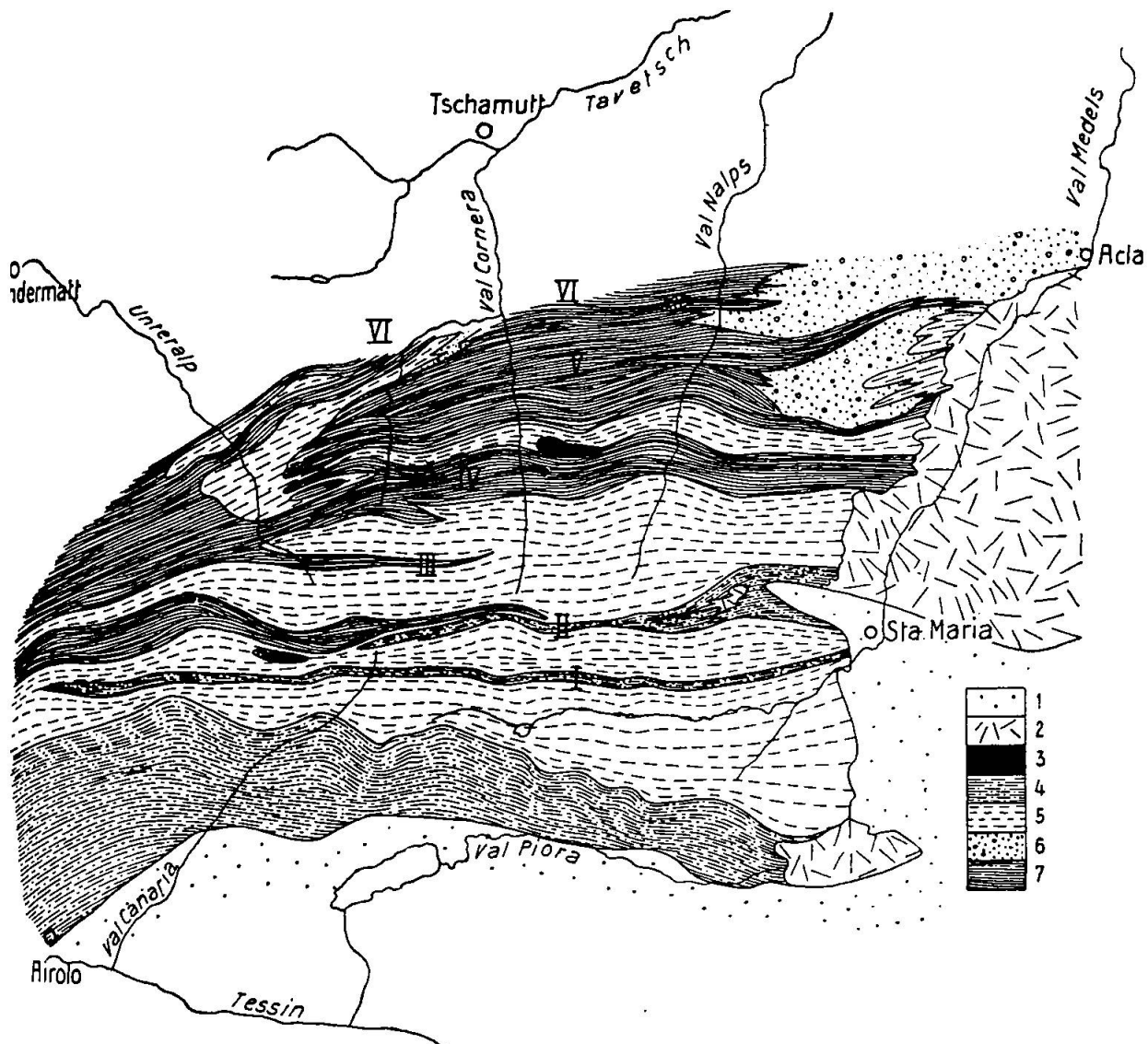


Fig. 6. Tektonische Gliederung des südöstlichen Gotthardmassivs. 1 Mesozoische Schieferhülle; 2 spätpaläozoische Granitstöcke; 3 Peridotitstöcke; 4 jüngere Muldenzonen (Tremola-Tenelin-Borelzone); 5 Streifengneise; 6 Mischgneise; 7 ältere Muldenzonen mit basischen Einlagerungen.

Schon durch L. KRIGE (59) ist bekannt geworden, dass Amphibolite und Glimmergneise der Tremolaserie am Massivsüdrand gegenüber dem alpinen Streichen der Pioramulde um etwa 10^0 nach Süden abgedreht sind. Eine herzynische Diskordanz kommt somit selbst hier am Massivrand, wo der starke, insubrische Zusammenschub sonst weitgehende Konformität erzeugte (man denke nur an das gleich-

artige Streichen in der Stirn der Lucomagnodecke) noch sehr deutlich zum Ausdruck.

In der durch P. NIGGLI (V) 1921 vorgenommenen Gliederung des südöstlichen Massivs werden die basischen Gesteinszonen als Muldenzonen im Sinne eingemuldeter Gesteinskomplexe aufgefasst. Sie enthalten amphibolitische Einlagerungen, die z. T. durchgreifende Lagerung zeigen und von basischen Magmen abstammen. Mit dem Kartensüdrand (Fig. 6) beginnende und nach Norden fortschreitend können folgende E-W verlaufende basische Gesteinszonen festgestellt werden:

I. Zone des Piz Tenelin und des Nalpspasses

Grösste Mächtigkeit ca. 130 m.

Verlauf: Bocca di Cadlimo - Passo Vecchio - P. Tenelin - Nalpspass - Südseite P. Rondadura - Alpe Scai - Talboden von Sta. Maria.

Gesteinsinhalt: Glimmergneise, Hornblende - Granatglimmerschiefer, gebänderte Amphibolite, Lamprophyrgänge (diskordant).

II. Zone des Piz Borel

Grösste Mächtigkeit: 1 km (Ausgang Val Rondadura).

Verlauf: Pt. 2875 - Südostseite P. Ravetsch - Südwestflanke P. del Ufiern - Nordflanke P. Blas - Passo Rondadura - Scopimulde.

Diese Zone kann in ihrem westlichen Teil zweigeteilt werden in einen nördlichen Amphibolitzug mit Biotitgneisen, der vom Südwestfuss des P. del Ufiern über die Südostseite des P. Ravetsch in die grosse Amphibolitmasse von Pt. 2875 verläuft (s. E. AMBÜHL (1)), und eine Zone von Quarziten und Glimmerschiefern, die im Val Rondadura ihre grösste Mächtigkeit erreicht und sich bis in die Südwand von Pt. 2875 verfolgen lässt.

III. Zone des P. Ravetsch-Nordgrates

Sie ist weiter gegen Osten nur bis in das Val Cornera als Biotitgneiszone mit granulitischen, vergneisten Quarzporphyrlagergängen zu verfolgen, und erreicht ihre Hauptentwicklung weiter westlich im Unteraltal, wo sie sich mit der vierten Zone (Motta naira-Zone) vereinigt (s. Fig. 6).

IV. Zone der Motta naira

Auf der Karte von P. NIGGLI (V) ist diese petrographisch mannigfaltigste Zone zu wenig mächtig eingetragen. Das rührt davon her, dass sie in den Taleinschnitten stark von Glimmerfeldspat- und

Streifengneisen durchsetzt ist und dadurch auf die südliche Hälfte reduziert erscheint.

Sie setzt am Ravetschagrat in einer Mächtigkeit von 900 m ein, zieht über Val Cornera in den P. Fuorcla und über Val Nalps in die Südgipfel des P. Vitgira. Vom Laiblaugletscher streckenweise im Süden zugedeckt, ist sie sehr schön bei Pt. 2664 (Il Parlet) wieder aufgeschlossen, um am Südostgrat des P. Ganneretsch im Kontakt mit dem Medelsergranit zu enden.

Gesteinsinhalt: Gebänderte Glimmerplagioklasgneise (Stromatite), Einlagerungen von körnigen Alkalifeldspatgneisen und monoschematischen Glimmerfeldspatgneisen, Amphibolite, Serpentine, Pegmatitstöcke, granulitischer Quarzporphyr, Lamprophyrgänge (diskordant).

Detailprofile durch diese Zone sind in Tafel III wiedergegeben. Man kann daraus entnehmen, dass diese Zone von Pegmatiten und körnigen Kalifeldspatgneislinsen durchsetzt ist und von diesen aus durch Bildung von Glimmerfeldspatgneisen verändert wurde.

V. Zone des P. Paradis

Mächtigkeit: 2 km. Diese mächtigste Zone von basischen Gneisen mit Amphiboliteinlagerungen und Granatamphibolitstöcken darf nicht als einfache Einmuldung aufgefasst werden. Man kann beobachten, dass sie westlich des Val Cornera und östlich des P. Ganneretsch durch Kalifeldspatgengneise und Streifengneise abgelöst wird, beziehungsweise sich axial heraushebt. Als Zone basischer Gneise ist sie aber südlich und nördlich dieser Kalifeldspatgneismassen granitischer Zusammensetzung bis nahe an den Medelsergranitkontakt zu verfolgen, wobei vom P. Ganneretsch weg ein schon auf der Karte von P. NIGGLI (V) vermerktes Auseinanderstrahlen der Streichrichtungen erfolgt. Die Südgrenze streicht auf Koordinate 703,5 N 85° W, die Nordgrenze an der Aullücke (Koord. Pt. 704,0/164,8) N 70° E.

Gesteinsinhalt: mikrochorismatische Glimmerplagioklasgneise, Kalifeldspatgengneise, Biotitamphibolite, Granatamphibolite, Spessartitgänge (diskordant).

Diese flache Mulde ist, obwohl breiter als die Zonen I bis IV, doch nicht durchgreifend. Es ist aber auch nicht gut möglich, in ihr eine alte Axendepression des Streifengneiskörpers zu sehen, denn die stockartig gelagerten Granatamphibolite weisen darauf hin, dass wenig differenzierte basische Magmen eindringen konnten. Die Zone des P. Paradis ist auch von der nördlich anschliessenden Glimmer-

gneis- und Schieferzone nicht so entscheidend getrennt wie von der Motta naira-Zone. Im Süden ist die Grenze durch eine Streifengneislage von sehr einheitlichem petrographischem Charakter und sehr konstanter Mächtigkeit (300 bis 500 m) gegeben. Sie lässt sich von der Südseite von Plauncacotschna über die Fuorcla da Paradis (Pt. 2608) und den P. Vitgira-Hauptgipfel bis zum Medelsergranitkontakt südlich Val Davosglatschers verfolgen. Die Nordgrenze der Zone V ist zwischen Val Nalps und Val Medels durch einen gegen Osten immer stärker anschwellenden Komplex von Streifen- und Glimmerfeldspatgneisen gegeben. Zwischen Val Nalps und Val Cornera aber ist sie nur noch durch eine in Linsen aufgelöste Zone schon recht glimmerreicher Feldspatgneise und durch Chloritalbitschiefer angedeutet. Immerhin bemerkt man noch an der Fuorcla Toma (Pt. 2582) einen markanten Felsturm, der sich bei näherem Zusehen als aus Streifengneis bestehend erweist und beidseits von einer Zone besonders reichlicher Pegmatitdurchaderung eingefasst ist.

Westlich der Alp Cornera bilden vorerst grobaugige Kalifeldspatgneise, ähnlich wie am P. Ganneretsch, die nördliche Begrenzung. Sie lösen die mikrochorismatischen Glimmerplagioklasgneise aber auch im Streichen ab, um schliesslich weiter westlich im Val Platta selbst durch sehr kalifeldspatreiche Streifengneise ersetzt zu werden. Diese Streifengneislamelle vermag sich am Lohlenpass, wie E. AMBÜHL (1) gezeigt hat, wieder zu erholen. Sie umhüllt aber nur scheinbar schlingenförmig das Westende der Paradiszone. Die Streichrichtungen sind einheitlich Ostnordost, und die starke Verbreiterung bei der Spannmatt im Unteralptal und Vereinigung mit der Streifengneiszone der südlichen Begrenzung der Zone V beruht auf axialem Anstieg der Streifengneismasse nach Westen.

Nördlich der lückenhaften Streifen- und Glimmerfeldspatgneisbegrenzung der Paradiszone folgt ein sechstes Mal ein sehr reich gegliederter und petrographisch sehr mannigfaltiger Komplex von glimmer- und hornblendereichen Gesteinen, in welchem im Osten, konform dem Anschwellen der Streifengneise, glimmerreiche streifige Gneise und Kalifeldspataugengneise dominieren. Beidseits des Val Nalps überwiegen in dieser Zone Biotitplagioklasgneise mit Biotitamphibolitlinsen. Es ist also hier der Muldencharakter noch weniger ausgeprägt als bei der Zone des P. Paradis. Vielmehr beginnt hier die auf der Karte von P. NIGGLI als „nördliche Zone von vorwiegend Paragesteinen“ bezeichnete nördliche Schieferhülle des Massivs, die nur in ihrer Gesamtheit sinnvoll beschrieben werden kann und ausserhalb des Rahmens dieser Darstellung fällt.

Im Gegensatz zum zentralen Gotthardmassiv dominieren im südöstlichen Massivteil die Streifengneise und betonen dadurch den Muldencharakter der basischen Gneise und Amphibolite.

Diese Zunahme von Gesteinen granitischer Zusammensetzung gegen Südosten steht in keinem ersichtlichen Zusammenhang mit den Granitstöcken oberkarbonischen Alters. Obwohl der Medelsergranitstock auf drei Seiten von Streifengneis umgeben ist, sind die Muldenzonen bis an seinen Kontakt zu verfolgen, und im zentralen Massiv stecken Gamsbodengneis, Fibbia- und Lucendrogranit ebenfalls zum Teil in glimmerreichen basischen Gneisen.

2. Kapitel:

Physiographie und Petrogenese der Gesteine des südöstlichen Gotthardmassivs

EINLEITUNG UND PROBLEMSTELLUNG

Eine Rekonstruktion der vergangenen Naturvorgänge, die die Bildung der kristallinen Gesteine des Gotthardmassivs bewirkten, kann nur erfolgversprechend sein, wenn man sich auf ein grosses Tatsachenmaterial, gewonnen durch feldgeologische und mikroskopische Detailstudien, stützen kann. Ein „Indizienbeweis“ wird umso schwieriger, je weiter zurück die Bildungsprozesse liegen, indem die „Spuren der Tat“ durch die nachfolgenden „Alterserscheinungen“ verwischt wurden. Ausgangspunkt für die petrologische Erschliessung müssen deshalb Gesteinsbereiche sein, die bezüglich Lagerung und Struktur noch Kennzeichen des Hauptbildungsaktes zeigen.

Ob die Rekonstruktion der Entwicklungsgeschichte (hauptsächlich der Granite und Gneise als der mengenmässig hervorstechendsten Glieder des Gebirges) möglich ist, hängt davon ab, ob die Beobachtungstatsachen eindeutige Schlüsse auf die Bildungs- und Umwandlungsprozesse erlauben. Wenn dies nicht der Fall ist, muss in jedem Falle erwogen werden, was für Entstehungsmöglichkeiten prinzipiell in Betracht kommen, und das Übergewicht der Indizien für eine dieser Möglichkeiten muss dann für die Entscheidung wegweisend sein.

Vorerst gilt es also, das Tatsachenmaterial übersichtlich darzustellen, und zwar so, dass zuerst die granitischen Kerne, nachher die Gneishülle beschrieben werden.

Abschnitt I: Die Gesteine der Granitintrusion

Obwohl die magmatische Natur der Gesteine des granitischen Kerns durch die Beobachtungen von U. GRUBENMANN (39), R. U. WINTERHALTER (122) und A. HEIM (45) wahrscheinlich gemacht wurde, gibt eine neuere Arbeit von H. LEITMEIER (67) dazu Anlass, im Anschluss an die physiographische Kennzeichnung der Massengesteine die Entstehungsmöglichkeiten des Granites grundsätzlich zu diskutieren und zu zeigen, dass die Prozesse: Kluftmineral-, Granit- und Gneisbildung im Untersuchungsgebiet keinesfalls einem einmaligen Bildungsprozess zugeordnet werden können.

A. PHYSIOGRAPHIE DER GRANITE

Schon durch U. GRUBENMANN (39) sind innerhalb des granitischen Kerns zwei Granitvarietäten unterschieden worden: der nach dem Hauptvorkommen im Val Cristallina benannte *Cristallinagranodiorit* (quarzdioritisch-granodioritisch) und der im Val Medels herrschende porphyrtartige *Medelsergranit* (yosemitgranitisch-adamellitisch). Synonym: *Cristallinagranit*, *Medelserprotogin*.

1. Der Medelsergranit

Seine Verbreitung ist aus den geologischen Kartenskizzen (Tafel IV und Fig. 15) ersichtlich: Er herrscht vor im Val Medels von Alp Stegia bis Perdatsch, begrenzt den Granitstock im Südosten im Val Casaccia und begleitet Scopimulde und Borelzone in immer schmaler und stärker schieferig werdender Apophyse bis zum Passo Rondadura (Pt. 2714).

Makroskopische Kennzeichen: Im Val Casaccia kann man sehr schön den Übergang von *Cristallinagranodiorit* zu *Medelsergranit* verfolgen. Die Grenze zwischen den beiden Gesteinstypen ist dort nicht so scharf wie im Val Medels. Der Granodiorit wird gegen den Kontakt hin allmählich grobkörniger, heller und zeigt bis 1 cm grosse grauviolette Quarzkristalle und Alkalifeldspäte. Der Medelser-Granit selbst ist durch die weissglänzenden porphyrtartigen Alkalifeldspäte sehr gut von allen übrigen Gneis- und Granitvarietäten zu unterscheiden, selbst wenn er stark verschiefert ist, wie beispielsweise im Val Rondadura (s. die Fig. 8 a bis c).

Chemische Kennzeichen:

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Mittelwert der Analysen	359	41½	20	11½	27	0,46	0,44

Zusammensetzung: Yosemitgranitisch-adamellitisch.

Mineralogische Kennzeichen: Die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass die Gesteine ohne Ausnahme starker Kataklaste und deutlicher Epimetamorphose unterworfen worden sind. Dies äussert sich in Mineralumwandlungsprozessen, Änderungen der Struktur und der gegenseitigen Lage der Gemengteile. Das in der Fig. 7 wiedergegebene Dünnschliffbild ist für diese porphyrartigen Granite typisch.

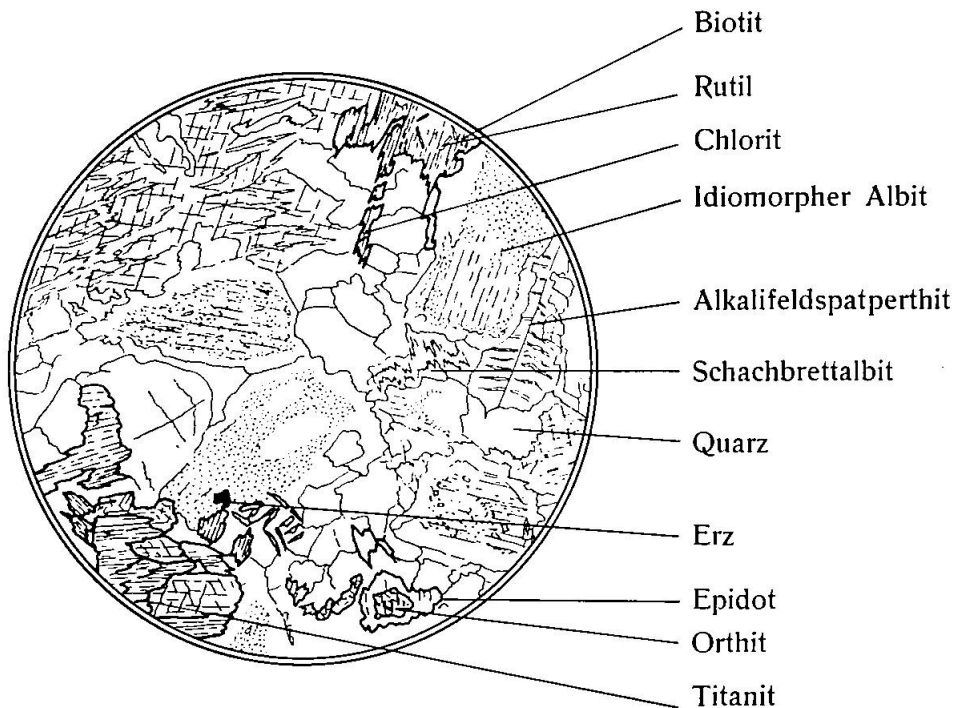


Fig. 7. Beispiel eines Dünnschliffbildes von typischem Medelsergranit, Val Casaccia. Vergrößerung ca. 50: 1.

Der wichtigste Gemengteil ist unstreitig Quarz. Er erscheint je nach dem Grad der Kataklaste in grossen, undulös auslöschenden Körnern mit Mörtelkranz, als linsiges Pflaster mit inniger Verzahnung der Körner oder als feinkörniges Gemenge gerundeter Quarze (Sandquarz). Böhmsche Streifung konnte nur in Graniten vom Nordwestgrat des Piz Garviel beobachtet werden. Die undulöse Auslöschung ist sehr mannigfaltig. Bald zeigt sie draperieartige Ausbildung, bald kommt sie in einer schachbrettartigen Felderung zum Ausdruck, wobei die Eckpunkte der Felder oft durch ein eingeschlossenes Korn, durch Unreinigkeiten oder durch den Treffpunkt zweier Risse markiert werden.

Als Produkt der Epimetamorphose ist Quarz am Rande von zersetzten Plagioklasen, in kleinen, gerundeten Körnern, zusammen mit Biotitschüppchen und als Kitt von Alkalifeldspatbruchstücken, auskristallisiert.

Die Alkalifeldspäte sind durchwegs perthitisch entmischt und haben häufig eine Umwandlung in Schachbrettalbit erfahren. Typisch sind ferner Einschlüsse dicktafeliger, regellos angeordneter zersetzter Plagioklase, die mit neugebildetem, klarem Albitrand ihrerseits buchtig in den Perthit eingreifen.

Diese Siebstruktur ist offenbar primär und bleibt erhalten, auch wenn die Alkalifeldspäte bei verstärkter Dislokationsmetamorphose unter Umhüllung durch Muskovitfasern weitgehend in Schachbrettalbit umgewandelt werden.

Als Einschlüsse sind in den Alkalifeldspäten gefunden worden: Quarzkörner, Biotitschuppen und (selten) Zirkonkristalle.

Die Perthitbildungen sind keine einfachen Lamellen oder Spindeln, sondern zeigen mannigfach verzweigten Bau. Die Spaltbarkeit kommt durch ein ganzes System anastomosierender Risse zum Ausdruck. Diese ziehen ohne irgendwelche Beeinflussung durch gleich auslöschende Albitpartien mit Serizitfüllung und beweisen dadurch, dass sich der Alkalifeldspat partienweise in dieses Gemenge umgewandelt hat. In welcher Weise diese Umwandlung vor sich gegangen ist, wird auf Seite 174 diskutiert werden.

Für die Granite mit stark serizitisierten Feldspäten ist der k -Wert oft merklich niedriger als für weniger umgewandelte Gesteine, besonders dann, wenn sie die Wandung adularreicher Klüfte bilden (Analyse a, Tab. XXXIV, S. 253). Das kann mit der Abgabe von Kalium an die Klüftlösung während der Metamorphose zusammenhängen. Der analytisch-chemisch bestimmte k -Wert eines solchen serizitisierten Kalifeldspats beträgt 0,52, was einem Albitgehalt von 48% entspricht. Der gemessene Anteil der Perthitlamellen am Alkalifeldspat schwankt zwischen 30 und 40 Vol%.

Der Plagioklas ist nirgends mehr im frischen Zustand erhalten. Die Füllung von Serizit und Klinozoisit ist z. T. durch Sammelkristallisation vergrößert, z. T. zeigen die Leisten und Schuppen Tendenz zur Bildung von Fasern. Man kann beobachten, wie bei gesteigerter Dislokationsmetamorphose die Plagioklastafeln ausgewalzt werden und ein feinkörniges Gemenge von Albit, Klinozoisit und Serizit mit deutlicher Paralleltextur bilden. In stark metamorphen Graniten kann Schachbrettalbit durch weitgehende Verdrängung des Alkalifeldspates ziemlich wichtig werden.

Der einzige, primäre dunkle Hauptgemengteil im Medelsergranit ist der Biotit. In den frischen Graniten sind breite, hellbraun gefärbte Blätter entwickelt (Pleochroismus: farblos-schwach gelblich $//n_{\alpha}'$, gelbbraun $//n_{\gamma}'$). Randlich sind die Biotitblätter stark ausgefranst und zeigen hin und wieder Sagenitgewebe, selten Einschlüsse von Zirkon mit wenig umfangreichen pleochroitischen Höfen, und häufig kleine Titanitkörnchen, die längs den Spalttrissen neugebildet wurden. Eine partielle Umwandlung in Chlorit (Klinochlor) kann bei den kataklastischen Graniten immer beobachtet werden. Andererseits kann bei verstärkter Epi-Mesometamorphose der Biotit sehr haltbar bleiben. Dann wirkt sich vor allem die mechanische Umwandlung aus. Geringfügige Verbiegungen und feinschuppige, in Nestern zusammengedrängte Zerreibsel können häufig festgestellt werden.

Klinozoisit kann durch Sammelkristallisation manchmal grosse Kristalle bilden und unter Anreicherung des Epidotgehaltes Biotit verdrängen. Ferner umrandet er breit und immer xenoblastisch alle Orthite. Er ist aber im ganzen ein spärlicher, sekundärer Gemengteil.

Viel wichtiger ist Serizit. Er durchsetzt bald in feinen Schüppchen Alkalifeldspat und Plagioklas, bald ist er an deren Rand in zerfransten Blättchen senkrecht zur Korngrenze gröber kristallisiert, um schliesslich bei fortschreitender Albitisierung der Alkalifeldspäte und Zersetzung der Plagioklase (durch die Differentialbewegungen und den Lösungsumsatz begünstigt) in

breiten Flasern und schon ziemlich groben, muskovitartigen Blättern der schieferigen Randfazies der Protogine das Gepräge zu geben.



8a: Flaseriger Medelsergranit

Quarz	15 Vol %
Alkalifeldspat	25
Plagioklas (An 11 %)	40
Muskovit	8
Calcit	2
Biotit + Nebengemengteile	10



8b: Schieferig-porphyrischer Granit

Quarz	30 Vol %
Alkalifeldspat	20
Plagioklas (An 9 %)	30
Muskovit	10
Calcit	2
Biotit + Nebengemengteile	8



8c: Schieferiger, biotitreicher Medelsergranit

Quarz	20 Vol %	Biotit	10 Vol %
Alkalifeldspat	10	Calcit	7
Plagioklas (An 5 %)	40	Muskovit + Nebengemengt.	15



Fig. 8a' bis c: Veränderung von Struktur und Mineralbestand des Medelsergranites durch die alpine Metamorphose. Vergrößerung 25:1.

An akzessorischen Gemengteilen ist kein grosser Reichtum. Eine gewisse Bedeutung kommen dem Titanit, Cerepidot und Erzkörnchen zu. Zirkon und Apatit sind selten.

Die Struktur ist sehr mannigfaltig. Diese Mannigfaltigkeit ist wiederum begründet in verschiedenen Graden der Dislokationsmetamorphose. Ursprünglich war sie porphyrtig-schwach poikilitisch in bezug auf die Alkalifeldspäte und die in ihnen eingeschlossenen Plagioklase. Bei vermehrter mechanischer Beanspruchung wird sie kataklastisch, im Zusammenhang mit der Albitisierung der Alkalifeldspäte schliesslich zur Verdrängungsstruktur.

In ähnlicher Weise ändert sich die Textur von massig-richtungslos über gewalzt nach flaserig; z. T. wird sie sogar kristallisationsschieferig unter Sammelkristallisation des Serizites und Klinozoisites.

2. Der Cristallinagranodiorit

Auf der Westseite des Granitstockes grenzt der Cristallinagranodiorit nirgends unmittelbar an die Gesteine der Gneishülle. Er ist besonders für die Gipfelregion östlich des Val Medels und für das Val Cristallina typisch.

Vom Medelsergranit unterscheidet er sich mineralogisch durch geringeren Quarz- und Alkalifeldspatgehalt, höheren Gehalt an Plagioklas und Biotit, strukturell durch feineres Korn und ursprünglich xenomorphe Ausbildung der Alkalifeldspäte, texturell durch stärkere Tendenz zu flaseriger oder gewalzter Ausbildung.

Die Granodiorite der Gipfelregion des Piz Vallatscha sind zufolge starker Dislokationsmetamorphose weitgehend umgewandelt. Man kann alle Stadien der Kataklastik und Rekristallisation verfolgen. Eine schon recht stark verschiefterte Varietät wird durch Fig. 9 wiedergegeben.

Chemische Kennzeichen:

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Mittelwert der Analysen	267	36	24½	16	23½	0,34	0,38

Zusammensetzung: Normalgranodioritisch-(normalquarzdioritisch).

Mineralogische Kennzeichen: Der idiomorphe Plagioklas ist in derselben Weise zersetzt wie im Medelsergranit. Dazu kommt aber, dass er durch Alkalifeldspat nur z. T. umschlossen und geschützt wurde; deshalb ist er in flaserigen Graniten oft bis zur Unkenntlichkeit zu einem feinkörnigen Pflaster von Albit, Klinozoisit und Serizit ausgewalzt. Dieses umhüllt die widerstandsfähigeren Sandquarzpflaster als Fläsern.

Es heben sich bei genauerer Betrachtung der Dünnschliffe in bezug auf den Grad der Metamorphose und den Mineralbestand einige Gesetzmässigkeiten heraus:

Kataklasten erleiden Quarz, Alkalifeldspat und merkwürdigerweise der Biotit, der alle Übergänge von mehr oder weniger idiomorphen groben Blätter-

paketen über auseinandergerissene Schuppenpakete mit Titanitkörnern bis zu lockeren, flaserigen Nestern und rekristallisierten Blättern in Serizit-Klinozoisitfasern zeigt. Verbiegungen sind selten. Pleochroismus: hellgelbbraun $//n_{\alpha}'$, dunkelbraungrau $//n_{\gamma}'$.

Die zerbrochenen Feldspäte können durch Schachbrettalbit verheilt sein. Dieser wird umso wichtiger, je stärker die Metamorphose und die Serizitisierung der Plagioklase ist. Er geht aus dem Kalifeldspat hervor und verdrängt z. T. Quarz. Gleichzeitig mit der Albitisierung oder später als diese ist die buchtige Albitumrandung der zersetzten Plagioklase. Proportional zum Schachbrettalbitgehalt wächst der Anteil an Serizit in der Plagioklasfüllung.

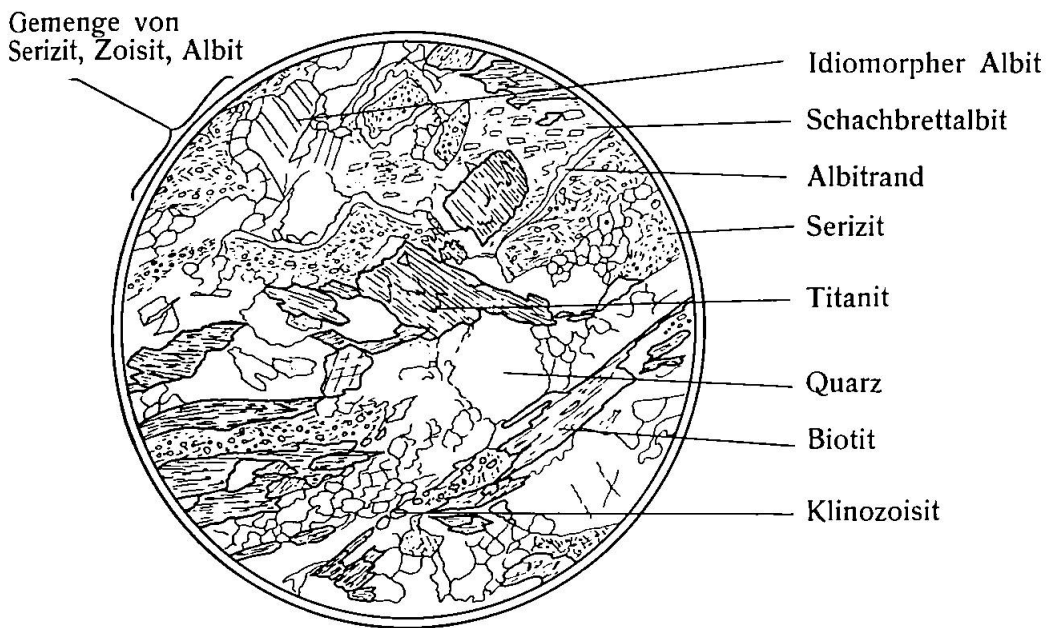


Fig. 9. Beispiel eines Dünnschliffbildes von geschiefertem Crystallinagranodiorit, Piz Vallatscha. Vergrößerung 50: 1.

Das macht zusammen mit den Analysenwerten wahrscheinlich, dass die Albitisierung ohne wesentliche Natronzufuhr vor sich ging (Analysen d, e, Tab. XXXIV, S. 253).

Kristalloblastese geht mit gesteigerter Walztextur Hand in Hand. Zuerst wurden davon Klinozoisit, dann Titanit, Serizit, Biotit, Albit ergriffen.

Klinozoisit ist entsprechend dem ursprünglichen beträchtlichen Anorthitgehalt ein wesentlicher sekundärer Gemengteil. Er ist manchmal als Xenoblast ausgebildet und geht in biotitreichen Partien in Epidot (Pistazit) über. Er umrandet die spärlich auftretenden Orthite.

Als weitere Nebengemengteile sind Titanit, untergeordnet Apatit und Zirkon (mit Magnetiteinschlüssen) zu erwähnen. Als sekundärer Gemengteil ist xenoblastischer Calcit von einiger Bedeutung. Für graublaue Granodioritvarietäten ist eine Pigmentierung der Alkalifeldspäte typisch.

Strahlsteinartige Hornblende konnte nur in einem Gestein auf der Westseite des Piz Garviel beobachtet werden.

Die teilweise poikilitisch durchsetzten Alkalifeldspäte lassen eine analoge Struktur wie bei den Medelsergraniten erkennen, jedoch ist der Wirt hier xenomorph.

B. DISKUSSION DER ENTSTEHUNGSMÖGLICHKEITEN DER GRANITE

Aus obigen Ausführungen ist ersichtlich, dass die Granite alpin eine z. T. ziemlich starke Epimetamorphose erlitten haben. Die eingangs erwähnte Arbeit von H. LEITMEIER (67) gibt Anlass, die Altersfrage und Entstehungsbedingungen der Granite erneut zu behandeln. In der zitierten Arbeit wird für die Genesis der zentralalpinen Granite und Gneise eine Ansicht ins Blickfeld gerückt, die in den letzten Jahren für die altkristallinen Gesteine der Svecofenniden (BACKLUND (4)), für die herzynischen Gebirgssockel des alpinen Vorlandes (O. H. ERDMANNSDÖRFER (29)) und von M. REINHARD (98) auch für die Gneise des tieferen Penninikum postuliert wurde, nämlich die Bildung der Gesteine durch Granitisation als Folge des Aufstiegs einer Migmatitfront. Da von H. LEITMEIER (67) zudem die Granitbildung mit der Entstehung der Kluftminerallagerstätten in engsten Zusammenhang gebracht wird, soll geprüft werden, ob auch für die Gesteine und Lagerstätten des südöstlichen Gotthardmassivs eine solche Bildungsmöglichkeit besteht.

1. Granitstock und mesozoische Schieferhülle des Massivs

Wollten wir für das südöstliche Gotthardmassiv zur Erklärung der Bildung der Streifengneise, Glimmerfeldspatgneise, Chorismite, Granite und Kluftmineralbildungen einen ähnlichen einmaligen Bildungsakt annehmen, wie ihn H. LEITMEIER für die Hohen Tauern postuliert, so müssten wir ihm jungtertiäres Alter beimessen, weil die Empfindlichkeit der Mineralien in der Zerrklüften nachträgliche stärkere Bewegungen ausschliesst.

Folgende Beobachtungen stehen aber mit der Deutung des Granitstocks als jungem Migmapluton in Widerspruch:

1. Zonare Gliederung in dioritischen Kern (Ufierndiorit) und adamellitisch-yosemitgranitischen Rand (Medelsergranit).
2. Inhomogenität der zentralen Teile (Schlieren im Granodiorit), Homogenität der Randzone. Beim Vorrücken einer Migmatitfront ist das Gegenteil zu erwarten.
3. Keine stoffliche Beeinflussung des Granites am Kontakt mit Amphiboliten und Glimmerplagioklasgneisen.
4. Keinerlei Kontakterscheinungen gegen die mesozoischen Ablagerungen der Scopimulde. Der kontaktmetamorph veränderte Quarzit im Val Rondadura ist praetriasisch.

Die „Stoffzufuhr bei der Granitisierung im Zusammenhang mit der Mobilisation des Unterbaues am Schluss der alpinen Orogenese

als Ursache der zentralmassivischen Aufwölbung“ (LEITMEIER) würde erfordern, dass im zentralen Teile dieser Aufwölbung die Granitisation besonders weit gediehen wäre. Folgende Beobachtungen können dieser Annahme nicht entsprechen:

1. Exzentrische Lage der granitischen Gesteine am Südrand des Massivs.
2. Keine strenge Übereinstimmung zwischen dem Verlauf der Hauptkulminationen im Penninikum und den Stellen stärkster Häufung granitischer Gesteine senkrecht zum Massivstreichen im Gotthardmassiv.
3. Reine Dislokationsmetamorphose (Tektometamorphose KOENIGSBERGER (63)) in den zwischen den Massiven eingeklemmten mesozoischen Sedimenten. Bei Betrachtung der Gesamtkulmination wäre bei obiger Annahme auch teilweise Migmatisation dieser Sedimente zu erwarten.

Wir kommen in Übereinstimmung mit den Schweizerpetrographen, die auch noch die Gerölle im Verrucano erwähnen konnten, zum Schluss: Die Granitbildung ist älter als die alpintektonischen Bewegungen, älter als die massivumhüllenden, mesozoischen Sedimente, an die der Granit zum Teil unmittelbar angrenzt. Sie muss darum von der Kluftmineralbildung zeitlich getrennt werden.

2. Die Kontakterscheinungen

Wenn wir die ersten Einwände unter 1. als unwesentlich betrachten, könnte man annehmen, Granit und Gneise seien Produkte einer älteren Granitisation, etwa des Aufstieges einer herzynischen Migmatitfront. Wir werden S. 172 versuchen, den Einfluss der alpinen Metamorphose auf die kristallinen Gesteine des Massivs abzuklären, und die durch diese Gebirgsbildung erfolgte Änderung in Mineralbestand, Struktur, Textur und Chemismus auszuschalten. Es gelingt dabei, auf Grund von relativ geschützten, graduell weniger umgewandelten Gesteinsbereichen besonders für die jüngeren Glieder, die Gesteine aus den oberkarbonischen granitischen Magmen, Strukturbilder abzuleiten, die sehr ähnlich sind den Gefügebildern hypogener junger Granite. Die Granite haben damals als mehr oder weniger unveränderte Tiefengesteine mit deutlicher Sukzession der Mineralkomponenten und mit Merkmalen von Erstarrungsstruktur vorgelegen. Die Streifengneise waren im Oberkarbon schon als Zweiglimmergneise geprägt. Auch die Biotitgneise und Amphibolite mochten damals als kristalline Schiefer bereits gebildet gewesen sein.

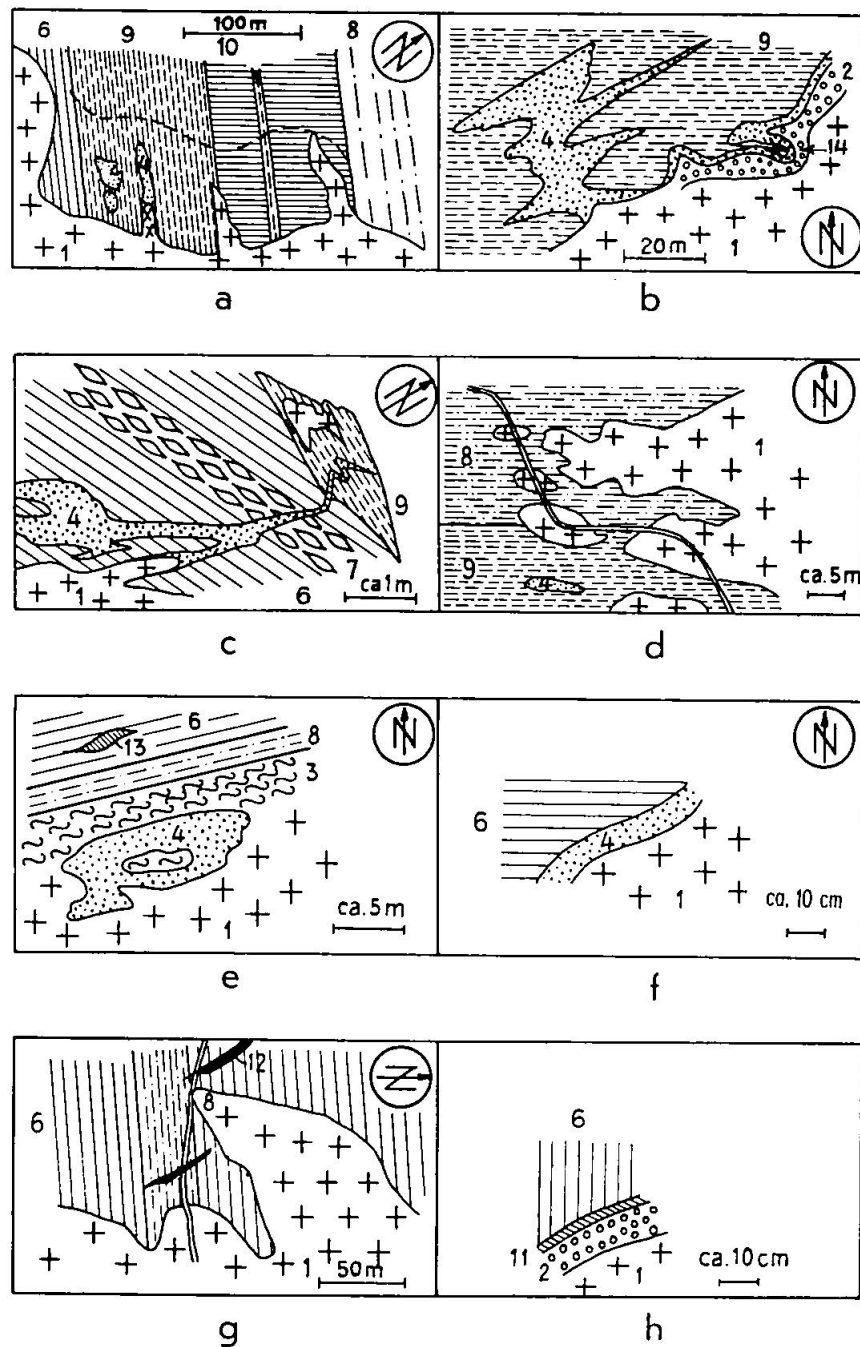


Fig. 10a bis h. Kontakterscheinungen am Medelsergranit.

a Am Südostgrat des Piz Ganneretsch; b Südostgrat Pt. 2761; c Ausgang Val Draus; d Val Rondadura, oberhalb westlichem Dolomitvorkommen; e Ostgrat Piz Scai; f Val Vitgira, linke Talseite (siehe auch Fig. 11); g Schlucht südlich Alp Davosglatschers; h Detailskizze von g (bei Nr. 8).

1 normaler Medelsergranit; 2 feldspatreicher Medelsergranit; 3 verschiefter Granit; 4 Aplit und aplitische Randfazies; 5 Granitporphyr (in Fig. a); 6 Streifengneis; 7 Augengneis; 8 Mischgneis, feinaugiger Biotitgneis; 9 Glimmerplagioklasgneis; 10 Amphibolit; 11 Mylonit; 12 Lamprophyrgang; 13 Quarz-Turmalinband; 14 feldspatisierte Biotitgneisscholle.

An sich bleibt die Möglichkeit, dass die Platzstellung der Granite durch ältere migmatische Überwältigung der kristallinen Schiefer erfolgte. Die Beobachtungen am Kontakt sprechen jedoch deutlich gegen eine solche Auffassung:

1. Der Kontakt der Granite gegen die Gneise und Amphibolite ist sehr scharf, ohne verschwommene Übergänge, oft wie mit dem Messer abgeschnitten.
2. Es sind als Kontaktphänomene nur hornfelsartige Umwandlungen der Biotitgneise, schwache randliche Durchtrümerungen mit scharf begrenzten Apliten und etwas weiterreichende Spaltenfüllungen durch lamprophyrische Restmagmen bekannt.
3. Endogene Kontaktwirkungen konnten nicht beobachtet werden. Es sind keine grösseren assimilierten Schollen, oder Restbestände einer älteren Schieferhülle, keine in Homogenisierung begriffenen Gneis- und Amphibolitbruchstücke gefunden worden. Exogene Kontaktwirkungen im Val Rondadura sind lokal, durch den Chemismus der umgewandelten Sedimente und den Differentiationsgrad des Granitmagmas bedingt und werden auf S. 242 im Detail beschrieben werden.
4. Die Ost-West streichenden, senkrecht zum Streichen rasch wechselnden Gneis- und Amphibolitzonen treten an die Grenze des Granitstockes heran, ohne dass diese Unterschiede durch erhöhten Stoffumsatz verwischt werden (s. Fig. 10 a). Die Textur bleibt ausgeprägt kristallisationsschieferig, der Mineralbestand bleibt bezüglich Art und Mengenverhältnis bis an den Kontakt derselbe.
5. Randliche Differentiation des Medelsergranites in eine aplitische, oft etwa 10 cm mächtige „Schale“ und der Übergang von Protoginapophysen in Aplitgänge zeigen zusammen mit dem hornfelsartigen Kontakt gegenüber Biotitgneis, dass ein flüssiges, granitisches Magma in festes, mehr oder weniger kaltes Gestein eingedrungen ist und rasch abgekühlt wurde. Der ganze Granitgneiskörper ist als bogenförmige Spaltenfüllung aufzufassen, die deutliche, im si-Variationsdiagramm (S. 130) sehr gut zusammenpassende Differentiationserscheinungen zeigt, bei ziemlich scharfer Abgrenzung der einzelnen Magmen- und Gesteinstypen.

Der Granit ist in letzter Phase rasch emporgedrungen und in kalter Umgebung, also relativ geringer Erdtiefe erstarrt. (Abgeschreckte, gleichkörnige Cristallinagranodioritmasse mit Lampro-

phyrtschlieren; durch reichlichere Mineralisatoren grobkörnig - porphyrtartige Medelsergranitrandfazies als Stockscheider, etwas später emporgedrungen.)

Die Figuren 10a bis h geben eine Übersicht über die Kontakterscheinungen. Die Teilfiguren sind so angeordnet, dass von oben nach unten der Grad der Beeinflussung abnimmt.



Fig. 11. Kontakt des Medelsergranites im Val Vitgira.
Beim Hammer aplitische Randfazies, ca. 10 cm breit.

C. DER VERLAUF DER GRANITINTRUSION

Bezüglich Lagerung und Mineralbestand stehen Medelsergranit und Granodiorit in engem Zusammenhang. Der Granit kann als saure Randfazies des Granodiorites aufgefasst werden.

Für die Genesis des Medelsergranites müssen vorerst folgende drei Möglichkeiten ins Auge gefasst werden:

1. Differentiation nach der Intrusion.
2. Differentiation vor der Intrusion, aber simultane Platzstellung beider Magmenteile.
3. Zuerst Intrusion des Granodioritmagma und unmittelbar nachher randliches Empordringen der yosemitgranitischen Restmagmen.

Die Grenze zwischen den beiden Granitarten ist recht scharf und die strukturellen Unterschiede sind so gross, dass an gleichzeitige Platzstellung oder Differentiation nach erfolgter Intrusion kaum gedacht werden kann.

Schon R. U. WINTERHALTER (122, S. 80) hat eine geringfügige zeitliche Differenz bei der Intrusion der granitischen Magmen als wahrscheinlich erachtet, trotzdem im östlichen Gotthardmassiv der porphyrtartige Granit ausschliesslich als Stockscheider anzutreffen ist. Man wird in dieser Auffassung bestärkt, wenn man die Grenze der beiden Granittypen am Westrand des Batolithen betrachtet. Da kann man nämlich zwischen Piz Garviel und Mt. Garviel feststellen, dass der Granit in 40—60° Nord fallenden Apophysen ostwärts in den Cristallinagranodiorit hineingreift und mit ihm verzahnt ist. Diese Apophysen streichen ungefähr N 40 bis 50° E, also gleich wie das zweite Maximum der Gangstreichrichtungen (Fig. 15). Man kann zudem beobachten, dass nachträglich gleichlaufende Aplitlagergänge gebildet wurden.

Die Platzstellung des Granitmagmas lässt sich also folgendermassen zwanglos deuten:

1. Intrusion von in Differentiation begriffenem granodioritischem Magma, wahrscheinlich in Verbindung mit tektonischen Bewegungen und unter Aufwirbeln lamprophyrischer Schmelzteile, die als biotit-epidotreiche Schlieren den Granodiorit verunreinigen. Im Kern dieser Intrusion steht der Ufierndiorit.
2. Nach Erstarrung der oberen Teile des Granodiorites erfolgten weitere Bewegungen, die am Nordrand des Plutons und an dessen Westflanke Spalten aufrissen und dem nachdrängenden Medelsergranitmagma die „mise en place“ gestatteten. Der Granit bildete sich durch Erstarrung im „kalten Hornfelsverband“ und vermochte keine weitreichenden Kontaktphänomene zu erzeugen.
3. Gleichgerichtete Bewegungen dauerten an und erlaubten dem aplitischen Spaltmagma das lagergangartige Nachdringen und randliche Durchtrümmung der Hüllgesteine, im Cristallinagranodiorit auch die Füllung Nordwest-Südost verlaufender Spalten. Zum Teil entwickelten sich diese Magmen, wie Beobachtungen am Drausbachkontakt zeigen, an Ort und Stelle aus dem Granit, vermochten aber nicht sehr weitreichend auf die Hüllgesteine einzuwirken.
4. Eine weitere Folge dieser Intrusion des Medelsergranitmagmas waren parallel zur Längsausdehnung des Intrusivkörpers laufende Zugspannungen in der festen, nie durchweichten Hülle. Sie führten zum Aufreissen Nord 25 bis 50° West streichender Spalten, die vom lamprophyrischen Restmagma als letzter liquidmagmatischer Bildung erfüllt wurden.

D. DAS GANGGEFOLGE DER GRANIT-INTRUSION

1. Abgrenzung und Einteilung, Beschreibung einiger Ganggesteinstypen zweifelhafter Herkunft.

Die rasche Erstarrung des granitischen Magmas in der relativ kalten Umgebung hatte auch die Entwicklung und Einwirkung pegmatitischer Restschmelzlösungen unterbunden. Am Kontakt, wo solche Produkte sich in erster Linie manifestieren sollten, können keine pegmatitischen Bildungen oder auch nur Entwicklungstendenzen zu pegmatitischen Differentiationsprodukten erkannt werden. Wir sind deshalb geneigt, die Pegmatitgänge in den Gneisen und Amphiboliten mit ihren intensiven, pneumatolytischen Nachwirkungen (Verfeldspatungen) vom Magma, das den Streifengneis lieferte, abzuleiten.

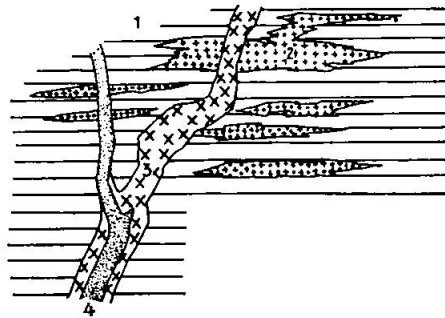


Fig. 12. Jüngere Pegmatitader mit Aplitnachschiebung im pegmatitischen Streifengneis des Val Aulta.

1 Streifengneis, kalifeldspatreich; 2 Pegmatitschliren, blaugrau; 3 Pegmatit mit blaugrauen Feldspäten; 4 Aplitnachschiebung, vergneist.

Einige kontaktnahe Vorkommen von Pegmatiten im Val Aulta sind allerdings etwas zweifelhafter Herkunft. Wir bemerken dort nämlich, wie in Fig. 12 dargestellt, dass dunkelgraublaue, grobkörnige, kalifeldspatreiche Pegmatitlinsen und Streifen im Streifengneis mit eingeschmolzenen Granatrelikten von etwas helleren, mehr oder weniger massigen, scharf begrenzten Pegmatitadern mit (vergneisten) Aplitnachschieben durchtrümpert werden. Der Pegmatit ist ein normaler Muskovitpegmatit und zeigt starke Kataklyse. Sie wirkte sich besonders an den grossen blaugrauen Alkalifeldspäten aus. Das ist schon makroskopisch erkennbar, indem die grossen Feldspäte in ein quarzverheiltes Kornmosaik zerlegt sind.

Die mineralische Zusammensetzung dieses Pegmatites lautet:

Quarz	43 Vol %	Muskovit	7 Vol %
Kalifeldspatperthit	27 Vol %	Zoisit,	} 4 Vol %
Plagioklas (An um 7)	19 Vol %	Nebengemengteile	

Im Dünnschliff erweist sich der Kalifeldspat als Perthit mit randlichen Übergängen in Mikroklin. Mikrokline treten auch selbständig im Mörtel dieser grossen Kalifeldspatperthite auf. Stellenweise wird der Alkalifeldspat durch Myrmekit verdrängt. Der Plagioklas des Myrmekitgemenges ist serizitisiert. Einschlüsse von idiomorphen, gefüllten Plagioklasen sind beweisend für den Erstarrungsgesteinscharakter. Die Muskovite sind regellos gelagert, sehr gut idiomorph und einschlussfrei. Sekundäre Bildungen sind: kleine Muskovitschuppen in den Myrmekitplagioklasen und Zoisitkörnchen.

Auf Grund des mikroskopischen Befundes ist es nicht möglich, zu entscheiden, woher dieser Pegmatit stammt. Die Art des Alkalifeldspates ist eher ein Hinweis auf Zugehörigkeit zum Medelsergranit, seine starke Pigmentierung und die stellenweise deutliche Vergneisung des Aplitnachsches sind Streifengneischarakteristika.

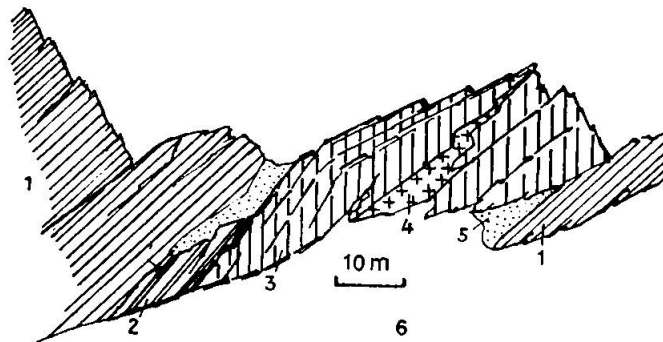


Fig. 13. Quarzporphyrgang im Biotitgneis am Ravetschagrat (Zone III). Ansichtsskizze von Südwesten. Links Pt. 2947.
1 Streifengneis; 2 Mischgneis; 3 Glimmerplagioklasgneis; 4 Quarzporphyr; 5 Schutt; 6 Firn.

Die übrigen Pegmatite sind jedoch durch die starke Pigmentierung der Alkalifeldspäte (Mikrokline), die deutliche Vergneisung, die Gebundenheit an die Streifengneiskontakte, die Art ihrer Muskovite (J. JAKOB (55)), die genetische Verknüpfung mit vergneisten, oligoklas-granitischen Aplitbändern in Glimmerplagioklasgneisen, den Zusammenhang mit Kalifeldspatknollen im Augengneis, meiner Meinung nach eindeutig dem Streifengneis zuzuordnen und fallen für die folgende Darstellung ausser Betracht.

Eine weitere Unsicherheit besteht in der Beurteilung des Alters und der Herkunft der Quarzporphyre und Granulite. Beide Gesteinstypen sind sehr stark verschiefert, durch Poikiloblasten von Granat und Relikte zersetzter Plagioklase, idiomorphe Kalifeldspateinsprenglinge und zum Teil magmatisch korrodierte Quarze als saure Spaltenquergänge und lakkolitische Lager liquidmagmatischer Entstehung hinreichend charakterisiert.

Von den bekannten permokarbonischen Quarzporphyren, Typus Tenigerbad-Piz Nadèls, unterscheiden sie sich durch geringere Grösse der Quarzkörner, durch zum Teil merkliche Biotitführung, manchmal schlierige Erzpigmentierung, durch mengenmässiges Zurücktreten der Einsprenglinge und reichlichere Granatführung (Tonerdeüberschuss).

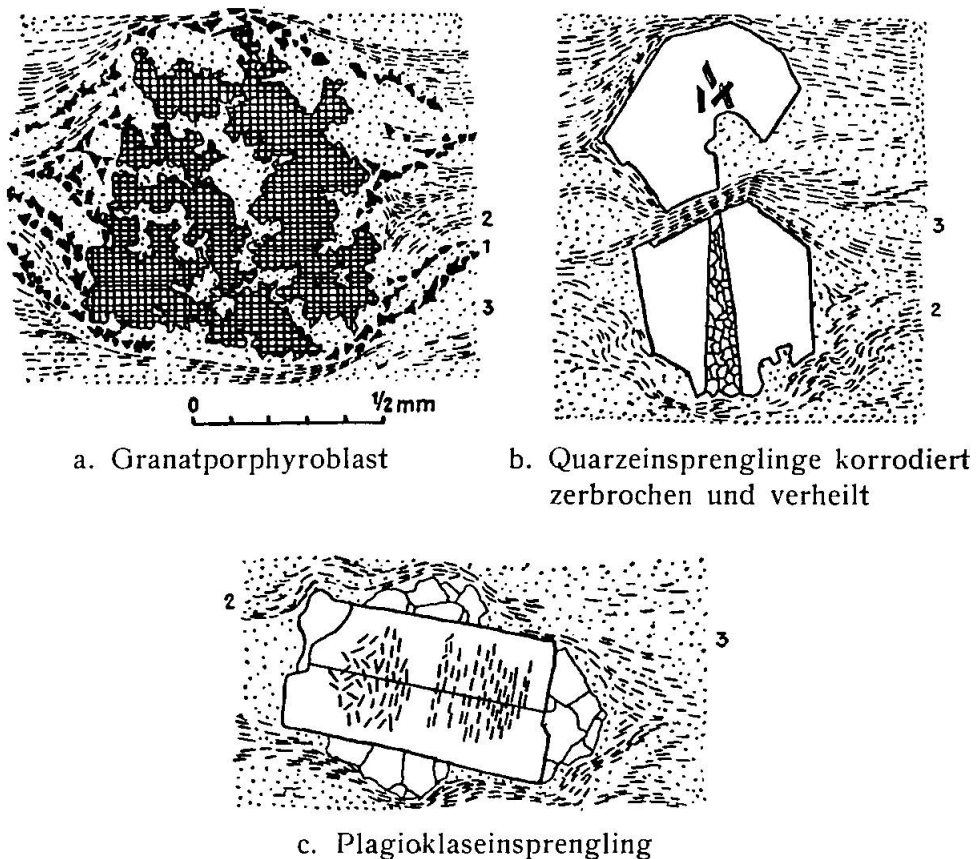


Fig. 14 a bis c. Einsprenglinge und Porphyroblasten in Quarzporphyr des Val Maigels. 1 Erz; 2 Serizitfasern; 3 Grundgewebe.

Ein Quarzporphyr aus dem Val Maigels zeigte beispielsweise 20 Vol% Einsprenglinge, wovon 8% Quarz, 6% Plagioklas und 6% Granat sind. Ein Granulit aus dem Val Cornera (Koord. Pt. 697,5/161,75) weist überwiegend Granateinsprenglinge auf, während in einem stark vergneisten, schon fast aplitischen Quarzporphyr nördlich Piz Ravetsch Quarz und saurer Plagioklas dominieren.

Quarz- und Feldspateinsprenglinge weisen primäre Züge auf (Kataklase von Quarz und nachträgliche Rissverheilung, Zersetzungsprodukte im Plagioklas), während die Granatporphyroblasten nachträglich im Grundgewebe gesprosst sind (Grundgewebeeinschlüsse). In diesem Zusammenhang sei auf die Figuren 14 a, b und c verwiesen.

Die Grundmasse aller untersuchten Quarzporphyre zeigt feinkörnig-granoblastisches Gefüge und durch flaserige Anordnung von Serizit, Zoisit und Biotit deutliche Paralleltexur.

Es steht nach den Dünnschliffbeobachtungen ausser Zweifel, dass Granulit und Quarzporphyr derselben Intrusionsperiode angehören; sie stecken in Biotitgneisen, Granatamphiboliten und gewöhnlichen Amphiboliten, also in den basischen Gesteinszonen des präherzynischen Gebirgsbaues, und sind streifengneiskontaktgebunden. Gegen ihre Herleitung aus dem granitischen Magma, das den Streifengneis bildete, spricht die auf rasche Abkühlung hinweisende Struktur, dafür der deutliche Tonerdeüberschuss (Granat) und die Granulitfazies. Gegen die Herkunft aus oberkarbonischem Granitmagma spricht die sehr starke Metamorphose, die beispielsweise Plagioklas oft bis zur Unkenntlichkeit umformte.

Auch R. U. WINTERHALTER (122, S. 86) hat im östlichen Gotthardmassiv keine ausschlaggebenden Beweise für die eine oder andere Entstehungsart gefunden. Als Effusivgestein ist Quarzporphyr nicht gefunden worden. Er hat überall Gangcharakter, in der Granulitfazies sogar lakkolitische Ausbildung. Wenn wir diese Gesteine vom Streifengneis herleiten, müssen wir zumindest eine zeitliche Differenz der Intrusionen annehmen, während der das Gebirge gehoben oder abgetragen, und damit subvulkanische (?hypabyssische) Erstarrungsbedingungen geschaffen wurden.

Zum sicheren Gangfolge der Granitmagmen oberkarbonischen Alters sind nach obigen Ausführungen deshalb nur zu rechnen:

Aplite	
Lamprophyre	{ Kersantite
	{ Spessartit-Kersantite
	{ Spessartite
Porphyrite (und Quarzporphyrite)	

In Fig. 15 ist ihre Verbreitung skizziert, wobei der besseren Übersicht wegen die Gänge masstäblich viel zu gross eingetragen sind. Man erkennt an Hand dieser Übersicht sofort, dass die Aplite intramagmatisch bis kontaktgebunden sind, während die basischen Gänge über das ganze Gebiet Verbreitung finden. Es wurde von 40 Gängen das Streichen eingemessen und statistisch verwertet.

Die Maxima der Streichrichtungen laufen senkrecht und parallel zur Längserstreckung des Intrusivkörpers. Die Lamprophyre und Aplite fallen als Quergänge meist steil ein (60 bis 90°). Als Lagergänge können sie auch flacher liegen (30 bis 60° Nordfallen).

Im Folgenden werden die wichtigsten Ganggesteintypen kurz beschrieben.

2. Die Aplitgänge

Im Handstück erscheinen die Granitaplite ziemlich einheitlich. Sie weisen mittelgrobes, einheitliches Korn auf (zuckerkörnig) und sind mit dem biotitreichen Nebengestein verschweisst, während sie

im Granit beim Losschlagen an der Kontaktfläche abspringen. Manchmal ist die Zentralpartie etwas grobkörniger, aber typische Salbandentwicklung kann nicht beobachtet werden. Randlich ist zuweilen schwach porphyrtartige Ausbildung bemerkbar. Der Zusammenhang mit dem Magma des Medelsergranites ist am Drausbachkontakt sehr schön ersichtlich (s. S. 106). Er offenbart sich auch in der Verteilung der Aplite laut Fig. 15. Wenn wir daher vermuten, dass diese Aplite unmittelbar nach dem Medelsergranitmagma intrudierten, sind die scharfen Grenzen gegen Medelsergranit und Cristallinagranodiorit ein neuer Hinweis auf den rasch verlaufenen Erstarrungsprozess der Granite. Die Aplite sind in den Granodiorit reichlicher intrudiert als in den Granit. Besonders reichlich treten sie auch am Kontakt der beiden Granittypen auf. Sie lassen sich bezüglich ihrer Streichrichtungen nicht so gut dem in Fig. 15 gegebenen Schema einordnen wie die Lamprophyre. Am Kontakt des Granitstockes sind sie oft stark verzweigt, gewunden oder stockförmig-linsig ausgebildet, sodass ihre Lage gar nicht mit zwei Zahlen fixiert werden kann. Dort, wo die Gänge einfachere Gestalt zeigen, sind aber wiederum die beiden Hauptstreichrichtungen bei stärkerer Betonung des nordöstlich streichenden Kluftsystems bevorzugt.

Die Kontaktfläche ist oft von einer feinen Serizithaut überzogen. Die Gänge im stark verschieferten Granodiorit (Nordwestgrat Piz Miez) sind oft gepresst und paralleltexturiert.

Chemische Charakterisierung:

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Mittelwert der Analysen	445	47½	6	5½	41	0,48	0,22
Zusammensetzung: aplitgranitisch.							

Die Dünnschliffuntersuchung lässt erkennen, dass der Mineralbestand bei allen Apliten qualitativ gleich ist, bezüglich der Mengenverhältnisse aber starken Schwankungen unterliegt.

Tabelle II
Beispiele von Mineralzusammensetzungen der
Aplite

Fundort	Quarz	Alkali- feldspat	Natron- feldspat	Muskovit, Chlorit	Zoisit, Neben- gemengteile
Ausgang Val Aulta	26½	35½	36½	1,3	0,2
Val Davosglatschers	37½	12½	40½	8½	1
Nordwest-Grat Piz Miez	35	36	27	½	1½
Südost-Grat Il Pez	30	25	40		5 } Schätzung
	25	13	55		7 }
Hauptvariation	25-40	10-40	25-45	0-10	0-2

Zahlen = Vol %

Besonders das Verhältnis der Feldspäte ist starken Schwankungen unterworfen. Allerdings sind die alkalifeldspatarmen Typen immer reich an Schachtbrettalbit und an sekundär gebildeten Muskovitschuppen (7 bzw. 8 Vol%), sodass das Alkalienverhältnis nicht so stark variiert, wie man auf Grund des

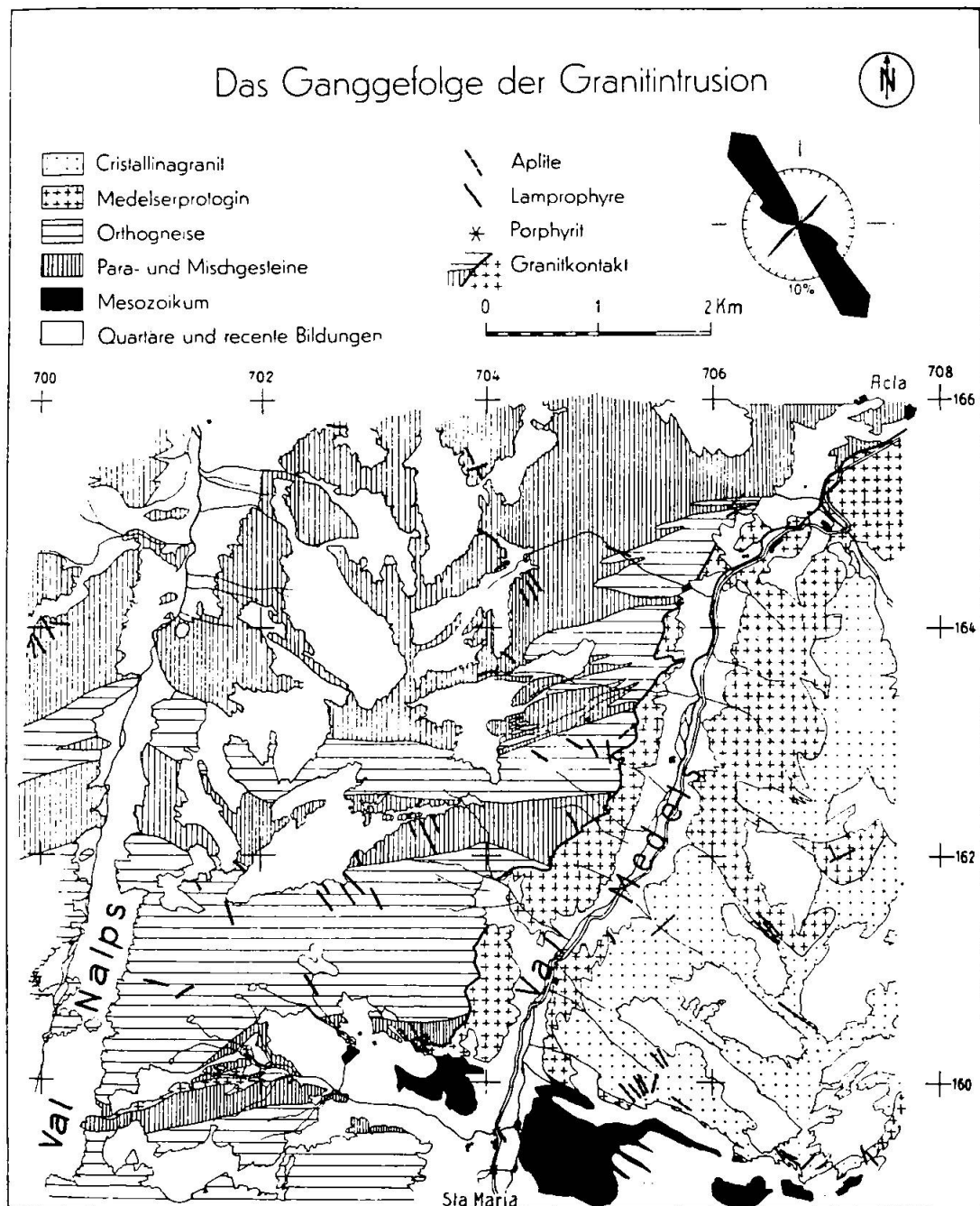


Fig. 15.

Feldspatgehaltes vermuten könnte. Aplitanalysen aus dem engeren Untersuchungsgebiet zeigen k-Werte zwischen 0,5 und 0,6. Auch in allen übrigen Aplitanalysen aus dem Gotthardgebiet sinkt k nicht unter 0,4.

Die Gänge sind durch die alpine Metamorphose nur wenig beeinflusst worden. Diese hat wohl überall den Quarz zu pressen vermocht, sodass er mit



undulöser Auslöschung behaftet ist, jedoch sind die Körner höchstens randlich etwas zertrümmert und von groben Rissen durchsetzt. Quarz und Kalifeldspat sind meist ausgesprochen fremdgestaltig. In der Regel ist der Kalifeldspat als *Mikroklinperthit* entwickelt mit Perthitgehalten von beispielsweise 14 Vol% Albit. Daneben kommt er auch als gewöhnlicher hypidiomorpher Perthit vor. Im Schliff sind die Alkalifeldspäte durch eine lockere, braune Pigmentierung sofort erkennbar. Schachbrettalbite sind spärlich und weisen zusammen mit der lockeren Serizitfüllung der Plagioklase auf eine partielle Kalifeldspatumwandlung. Die Plagioklase sind durchwegs reine Albite (An 5 bis 7 %) mit oft sehr feiner Zwillingslamellierung und idiomorpher Gestalt. Diese Idiomorphie kann zum Teil eine Folge des Wachstums während der alpinen Metamorphose sein. Klare Ränder sind jedoch nur ausgebildet, wenn als Zersetzungsprodukt auch Zoisit erscheint. Die idiomorphen Albite sind oft nach dem Albit- und Periklingesetz verzwillingt und bei stärkerer Serizitisierung von Schachbrettalbit umrandet. *Muskovit* vervollständigt in spärlichen, zerfetzten, einschlussfreien Blättern den Hauptmineralbestand. Kleinere Muskovite sind durch Sammelkristallisation von Serizit auf Absonderungsflächen oder im Gefüge neu gebildet.

Konstante Nebengemengteile sind Klinozoisit, Serizit, Biotit, oder Chlorit und Akzessorien: Orthit, Titanit, Rutil, Zirkon, Erz (oft Pyrit). Die Biotite sind dunkelbraun, oft auch braungrün. Als Chlorit erscheint grün bis gelblich pleochroitischer Pennin.

Die Struktur ist hypidiomorph-panallotriomorphkörnig, bei porphyrtartigen Randgesteinen oft kataklastisch, die Textur massig richtungslos.

Die Randfazies eines Aplitganges vom Südostgrat von Pt. 2761 (Koord. Pt. 703,5/160,25) wurde genauer untersucht. Es liegt hier ein scharf begrenzter Kontakt mit hornfelsartigem Biotitschiefer vor. Die Schieferung des Nebengesteins bildet mit der Kontaktfläche einen Winkel von ca. 40°. Makroskopisch unterscheidet sich die Aplitrandsfazies vom gewöhnlichen Aplit nur durch scheinbar feinere Körnung und stärkere Serizitisierung. Im Dünnschliff ist ein interessantes Implikationsgefüge von wurmförmigen und langgestreckten oder tropfenförmigen Quarzen in grösseren, feinkörnig pigmentierten xenomorphen Alkalifeldspäten und Schachbrettalbiten festzustellen. Diese Siebstruktur erinnert etwas an groben Myrmekit; es zeigen alle Quarzstengel im gleichen Feldspatkristall dieselbe Auslöschung. Anzeichen eines gerichteten Ätzzvorganges, wie er von F. K. DRESCHER-KADEN (25, II) für viele Schriftgranite nachgewiesen wurde, fehlen hier. Man ist versucht, in dieser Struktur eine Folge des randlich rascheren Abkühlungsvorganges zu sehen und sie als Eutektoidgefüge zu betrachten.

3. Die Lamprophyre

Schon auf Grund der Feldbeobachtungen ist die Mannigfaltigkeit der verschiedenen Lamprophyrtypen gross. Die Gesteine lassen

sich aber alle der Entwicklungsreihe Kersantit-Kersantitspessartit-Spessartit im Sinne von R. SONDER (112) zuordnen.

Diese Einteilung der Lamprophyre kann allerdings nur auf Grund des Mineralbestandes und der chemischen Zusammensetzung erfolgen. Beide Merkmale können durch die alpine Metamorphose verändert worden sein. Insbesondere konnte sich Strahlstein neu bilden und das Alkalienverhältnis verschieben. Deshalb hat die Zuordnung in erster Linie klassifikatorische und erst in zweiter Linie entstehungsgeschichtliche Bedeutung.

Die strukturelle Mannigfaltigkeit ist eher bedingt durch verschiedenartige Beeinflussung des Lamprophyrmagmas bei der Intrusion und Abkühlung. Sie konnte bei mächtigeren Gängen zu felsitischen Salbändern oder kersantitischen Randdifferentiaten und Spessartitnachschiebungen führen. Oft ist auch stoffliche Beeinflussung durch Aufschmelzung der Wandgesteine bemerkbar. Sie führte zu serizitisch-chloritischen, schlierigen Verunreinigungen, zu opalisierenden Quarzfremdlingen oder zahlreichen rundgeschmolzenen Schollen, wobei besonders das feldspatreichere Material der Wandungen der Aufschmelzung Widerstand leistete (Aplitknollen).

Dann ist die Mannigfaltigkeit der Gesteinstypen aber auch bedingt durch den verschiedenen Grad der alpinen Metamorphose. Je mächtiger der Gang war, desto besser ist seine ursprüngliche Struktur erhalten geblieben. Die Randpartien der Lamprophyre sind oft extrem verschiefert und calcitreich; sie sind mürbe und bröckelig. Oft beobachtet man, dass die Lagerklüfte, die im allgemeinen Ost-West streichen, durch den Lamprophyrgang etwas in ihren Streichrichtungen abgelenkt werden. Dies mag durch einige Zahlen beleuchtet werden.

Tabelle III

Gangstreichen	N 35° W	25°	36°
Schieferung im Gang	78°	55°	50°
Schieferung im Nebengestein	85°	80°	90°
Ablenkung	7°	25°	40°
Fundort Koord. Pt.	702,4/160,85	705,1/162,85	703,05/161,6

Allgemein gilt, dass diese Verschieferung und Metamorphose umso stärker ist, je biotitreicher (kersantitischer) der Gang ist und je besser er im Streichen der Hüllgesteine liegt. Schleppungserscheinungen sind häufig zu beobachten.

Im allgemeinen sind die Grenzen gegen die Hüllgesteine scharf, was diese Gänge als Spaltenfüllungen in kalten oder bereits er-

starrten Gesteinen kennzeichnet. Nur lokal haben kleine Abzweigungen, Teilintrusionen und Apophysen die Nebengesteine weiter zu zerteilen vermocht. Bezeichnend ist für diese basischen Gänge, dass sie Aplite und Pegmatite des Streifengneisgefüges, also z. B. die Bänder im Bändergneis von Il Parlet glatt abschneiden und dass manchmal randlich Aplite und Pegmatite eingeschaltet sind.

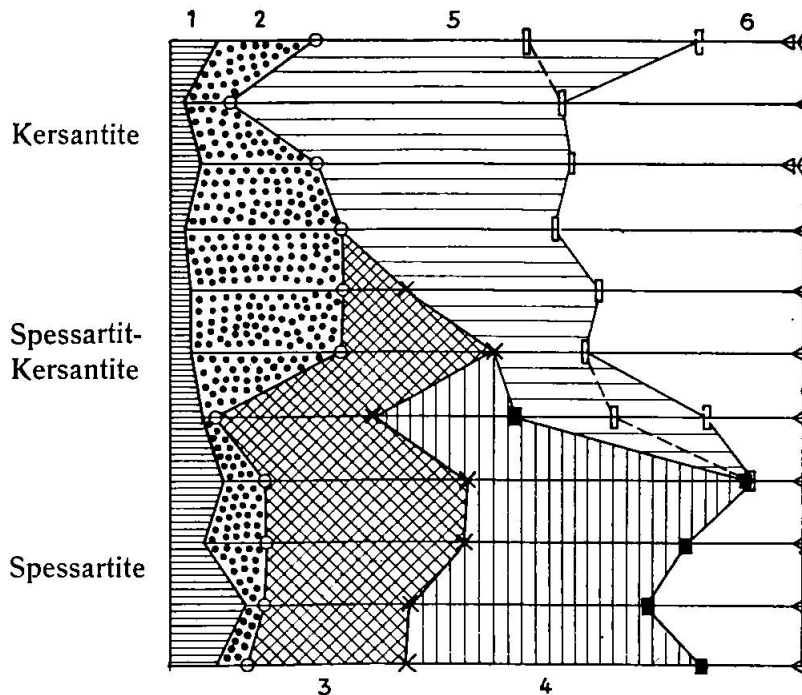


Fig. 16. Der Mineralbestand der Lamprophyre.
1 Calcit, Nebengemengteile; 2 Zoisit, Epidot; 3 braune oder gemeine Hornblende; 4 strahlsteinartige Hornblende; 5 Biotit, Serizit, Chlorit; 6 Plagioklas, Quarz.

Diese randlichen sauren Intrusionen sind möglicherweise der Lamprophyre-intrusion unmittelbar vorausgegangen und als das Gefolge der Granitmagmen oberkarbonischen Alters anzusehen. Sie sind zwar auch arm an Kalifeldspat, manchmal porphyrtartig durch idiomorphe Natronfeldspatkristalle mit Serizitfüllung, haben aber vollkommen massige Textur und sind nur durch Kataklase etwas beeinflusst.

Auf S. 108 wurde angedeutet, wie man sich den Intrusionsmechanismus und die Spaltenbildung im Gefolge der Granitintrusion denken kann. Die Lamprophyre gehorchen der in Fig. 15 gegebenen Lageregel noch besser als die Aplite. Das nordöstlich streichende Kluftsystem wird jedoch weniger benutzt. Die meisten Gänge streichen Nordwest und stehen nahezu senkrecht. Ihre Verbreitung über einen grossen Teil des Untersuchungsgebietes lässt vermuten, dass der granitische Magmaherd sich nach Westen in etwas größerer Tiefe fortsetzte. Dies wird durch das Westfallen der Kon-

taktfläche im Val Medels bestätigt. Die Spessartite werden nie ganz nahe am Kontakt oder im Granit selbst gefunden. Dafür können sie in grösserer Entfernung, wo weit und breit kein Kersantit mehr anzutreffen ist, noch das vorvariscische Kristallin durchtrümen (Piz Ault, Tgiern Toma). Da diese Spessartite nach R. SONDER als Schlusssifferentiate gelten müssen, folgt daraus, dass im Gefolge der Granit-intrusion zuerst kontaktnah und später in grösserer Entfernung Spalten aufgerissen sind. Es ist nicht unbedingt notwendig anzunehmen, dass das lamprophyrische Restmagma westwärts abwanderte. Es können auch lediglich die zuerst geöffneten Spalten durch kersantitische Frühdifferentiate wieder verstopft worden sein.

Im Folgenden wird eine kurze mineralogische, strukturelle und chemische Charakterisierung der wichtigsten Lamprophyrtypen gegeben und versucht, die primären Strukturmerkmale unter der hier besonders intensiven alpinen Metamorphose zu skizzieren. Die Fig. 16 gibt eine graphische Übersicht über den Mineralbestand der hauptsächlichsten Lamprophyrtypen.

a) Die Kersantite

Tabelle IV

Mineralzusammensetzung der Kersantite

	Mittelwert	Hauptvariation	Gesamtvariation
Plagioklas + Quarz	32 $\frac{1}{2}$ Vol %	30—40 Vol %	15—40 Vol %
Biotit	40	35—45	30—51
Zoisit	16	10—20	7—25
Serizit, Muskovit	7	um 5	0—27!!
Calcit	3 $\frac{1}{2}$	2— 5	2— 8
Nebengemengteile	2	um 2	0— 4

Reine Kersantite sind besonders in der Nähe des Kontaktes und im Granit selbst gefunden worden. Sie sind durchwegs stark geschiefert und metamorphisiert und können leicht mit Biotitschiefern verwechselt werden. Die gangförmige Lagerung gibt aber meist sichere Anhaltspunkte für die Zuordnung. Der Kontakt ist meistens scharf. Aufschmelzungserscheinungen und Verunreinigungen sind seltener als bei den Spessartiten und Spessartit-Kersantiten. Die Kersantite sind strukturell und mineralogisch nahe verwandt mit den dunkeln, biotitreichen Schlieren im Cristallinagranodiorit. Eine genauere Zuordnung der Kersantite zu speziellen Lamprophyrtypen ist infolge weitgehender Umwandlung nicht mehr möglich. Deshalb wäre es wünschenswert, die mikroskopische Untersuchung durch Analysen zu ergänzen.

Eine Analyse von Kersantit im Granodiorit vom Nordostgrat des Piz Miez soll hier mitgeteilt werden, obwohl das Gestein sehr unfrisch ist und besonders der c-Wert zu niedrig erscheint.

Tabelle V

Gewichts %		Basisnorm			Biotit-Zoisit Variante		Modus			
SiO ₂	52,60	Kp	21,4	K						
Al ₂ O ₃	16,34	Ne	15,1	<u>39,3</u>	Or	0,2	{	Plagioklas + Quarz		
Fe ₂ O ₃	1,35	Cal	2,8		Ab	25,2		39 Vol %		
FeO	7,15									
MnO	0,15	Sp	5,7	M'	Q	10,9	{	Biotit (Serizit)		
MgO	6,54	Fo	10,8	<u>25,8</u>				51		
CaO	2,92	Fa	8,5		Musk.	15,1				
Na ₂ O	2,81	Fs	1,4		Bt	39,5				
K ₂ O	6,04									
TiO ₂	0,77	Ru	0,6	Akzess.	Zo	3,9	{	Zoisit + Calcit		
P ₂ O ₅	0,05	Cc	3,8	<u>4,5</u>	Cc	3,8		9		
CO ₂	1,52	Cp	0,1				{	Nebengemengteile		
H ₂ O ⁺	1,67			Q	Cp	0,1				
H ₂ O ⁻	0,01	Q	29,8	<u>29,8</u>	Hm	0,9				
Total	99,92	π	0,07		Ru	0,6		1		
Analyse: H. Huber		γ	0,00							
qz—27		al—alk + 8,5		c/fm · 19						
Molekularwerte		si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p
Kersantitgang Piz Miez		145	26,5	47	8,5	18	0,59	0,58	1,7	0,1
Gang S. Lucendrosee		142	25,5	48,5	6,5	19,5	0,48	0,56	1,8	0,3

Zum Vergleich sind die Molekularwerte eines analog zusammengesetzten Gesteines aus dem zentralen Gotthardmassiv (R. SONDER (112), S. 42, Nr. 23) angeführt.

Die frischeren Kersantite sind modal wesentlich reicher an Zoisit und werden demgemäss auch ein höheres c aufweisen. Ursprünglich führten sie wohl reichlich mittelbasischen Plagioklas, jedoch können nirgends mehr Plagioklasrelikte gefunden werden. Ihre Zugehörigkeit zur Kalireihe erhellt aus dem hohen k-Wert der Analyse und mineralogisch aus dem hohen Biotitgehalt.

Einige Typen sind bezüglich der Biotitblätter porphyrisch strukturiert und führen im feinkörnigen Grundgewebe grosse Mengen Serizit. Vielleicht ist hier ein Teil der Grundmassefeldspäte Alkalifeldspat gewesen, jedoch sind keine Strukturelikte mehr vorhanden.

Viele Kersantite sind ausgeprägt fleckig durch Ansammlung von braunschwarz glänzenden Biotitneubildungen auf den Schieferflächen. Die primären Biotite stecken dann regellos in der grauen oder durch Chloritisierung graugrünen (oder durch Serizitisierung seidenglänzenden) Grundmasse. Feinkörnige felsitische Salbänder konnten an einigen mächtigeren Gängen festgestellt werden.

b) Die Spessartit-Kersantite

Tabelle VI

Mineralzusammensetzung der Spessartit-Kersantite

	Mittelwert	Hauptvariation	Gesamtvariation
Plagioklas	37 Vol %	35—40 Vol %	34—42 Vol %
Biotit	23	20—25	14—30
Hornblende	20	15—25	5—30
Zoisit	18	10—25	5—25
Calcit, Nebengemengteile	2	1—3	0—3

Als Spessartit-Kersantite werden hier alle basischen Ganggesteine beschrieben, welche neben Biotit wesentliche Mengen von Hornblende führen. Dabei können aber ganz verschiedene Strukturbilder verwirklicht sein. Im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes überwiegen die stark schieferigen, alpin stark umgewandelten Typen, die nur auf Grund der Verbandsverhältnisse als sichere Gänge erkannt werden können. Oft sind dort die Hornblenden durch metamorphe Differentiation in Streifen angeordnet und schon im Handstück sichtbar. Hornblende und Biotit sind frisch und frei von Umwandlungsprodukten. Die Struktur ist lepidonematoblastisch, die Textur kristallisationsschieferig.

Weniger metamorphe Typen lassen schon makroskopisch die Hornblendeindividuen erkennen und werden vor allem im nördlichen Teil des oberen Val Draus gefunden. Hier sind auch häufig Quarzfremdlinge zu beobachten und die primären Plagioklase sind wenigstens reliktsch erhalten. Auch hier sind die Biotite zuweilen noch in flachen Linsen und Nestern sekundär angehäuft und geben dem Gestein ein fleckiges Aussehen unter Betonung einer schwachen Paralleltexur.

c) Die Spessartite

Diese Gesteine zeigen sowohl bezüglich Lagerung als bezüglich Korngrösse und Grad der Verschieferung ein ziemlich wechselvolles Bild. Mehr oder weniger konstant ist aber der Mineralbestand.

An der Nordwestflanke des Tgiern Toma (Koord.-Pt. 700/164) sind sie als Spaltenquergänge ohne Salbänder ausgebildet, durchschlagen Biotitgneise, Amphibolite und Granatamphibolite und sind zum Teil sehr feinkörnig, braungrau bis etwas grünlich gefärbt, manchmal, bei mittelfeinem Korn, etwas gesprenkelt. An der Aulücke bilden sie einen ca. 10 m mächtigen Gang. Sie sind dort schon ziemlich grobkörnig, hornblendereich und massig. Ähnlich sind linsenförmige Einlagerungen nördlich Pt. 2488 (Koord.-Pt. 702,6/165,75), an der nördlichen Grenze des kartierten Gebietes. Noch grobkörniger ist ein wenig umfangreiches schlotartiges Vorkommen

südlich der Aullücke im Ganneretschgneis. Die Hornblendeeinsprenglinge erreichen dort Durchmesser von 4 mm. Tuffogene Produkte scheinen in — im Handstück stark schieferigen — Lagergängen nördlich Piz Alpetta (Koord.-Pt. 696,7/162,32) vorzuliegen, indem sich zwischen das massig texturierte Spessartitgefüge Schmitzen von Chlorit, Biotit, Epidot von unregelmässiger Gestalt und Grösse einschalten und dadurch die gesamtmineralogische Zusammensetzung und Struktur wesentlich verändern.

Es kann auf Grund der Verbandsverhältnisse kein Zweifel darüber bestehen, dass diese Gesteine Lamprophyre sind. Dass es sich um Spessartite handelt, wird durch die Dünnschliffbeobachtungen und die Analyse bestätigt.

Tabelle VII
Mineralbestand der Spessartitgänge

	Mittelwert	Hauptvariation	Gesamtvariation
Plagioklas + Quarz	17 Vol %	15—20 Vol %	10—25 Vol %
Biotit, Chlorit, Muskovit	6	0—5	0—13
farblose Hornblende	38	30—40	25—45
braune Hornblende	27	um 25	20—30
Zoisit, Nebengemengteile	12	um 12	7—15

Ein Spessartitgang von der Nordwestflanke des Tgiern Toma mit melagabbrodioritischer Zusammensetzung hat bei der Analyse folgende Werte geliefert:

Tabelle VIII
Spessartitgang, N.-Flanke Tgiern Toma, Koord.-Pt. 699,9/163,9

Gewichts %	Mol. werte	Basiswerte		Katanorm	Modus	Vol %
SiO ₂ 50,50	si 119	Kp 5,1	Q 28,3	Or 8,5	braune Hornbl.	22½
Al ₂ O ₃ 13,10	al 18	Ne 16,4	L 32,6	Ab 27,3	farblose Hornbl.	37½
Fe ₂ O ₃ 0,88	fm 51½	Cal 11,1	M 36,5	An 17,5		
FeO 6,67	c 21½	Cs 5,7	Ak 2,6	Wo 6,4	Plag. + Quarz	25
MnO 0,15	alk 9	Fo 21,8	π 0,34	En 24,0	Epidot	4½
MgO 10,35		Fa 8,1	γ 0,16	Fo 3,8	Biotit	10½
CaO 8,41	k 0,24	Fs 0,9	μ 0,60	Fa 8,1	Chlorit	
Na ₂ O 3,00	mg 0,71	Q 28,3		Tt 1,8	Calcit	
K ₂ O 1,40		Ru 0,6		Cc 1,7	Nebengemengt.	
TiO ₂ 0,79	ti 1,4	Cp 0,3		Cp 0,3		
P ₂ O ₅ 0,12	p 0,13	Cc 1,7		Hm 0,6		
CO ₂ 0,66						
H ₂ O ⁺ 2,42	Analyse: H. Huber					
H ₂ O ⁻ 0,08						
Total 98,53	Differenz 1,47 (vermutlich vorwiegend H ₂ O)					

Da man über die Zusammensetzung der Hornblende keine genaue Auskunft geben kann, ist ein Vergleich von Analyse und Modus mit Schwierigkeiten verbunden.

Legt man der Berechnung des Mineralbestandes aus der Analyse die Zusammensetzung von basaltischer Hornblende für die braune Hornblende (TSCHIRWINSKY, WANG (119) No. 85) und die Zusammensetzung von Epihornblende (H. S. WANG 119, 52) für die grüne Hornblende zu Grunde, so reicht M nicht aus, um die gemessenen 60 Vol. % Hornblende zu bilden.

Man würde dann etwa erhalten:

			Modus	
braune Hornblende	22,5	} 55,8 Aequiv. %	Hornblende	60 Vol %
grüne Hornblende	33,3			
Zoisit	4,5		Epidot	4 1/2
Biotit, Chlorit,	}	9,7	Nebengemengteile	} 10 1/2
Nebengemengteile			Biotit	
			Chlorit	
Feldspat + Quarz	30,0		Plagioklas + Quarz	25

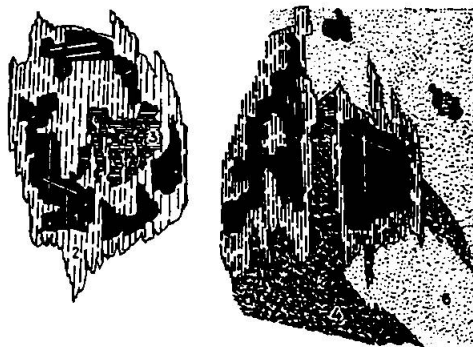


Fig. 17. Beispiele von Mineralumwandlungen in den Spessartiten. Umwandlung der braunen Hornblende in Strahlstein und Phlogopit. Vergrößerung ca. 25 : 1.

1 braune Hornblende; 2 strahlsteinartige Hornblende; 3 Biotit; 4 Chlorit; 5 Calcit; 6 Grundgewebe mit Serizit und Plagioklas.

Es müssen also in der braunen und grünen Hornblende noch beträchtliche Anteile von feldspatartiger Zusammensetzung stecken. Vielleicht aber ist die Menge der grünen Hornblende auch etwas zu gross gemessen worden, denn die feinen Strahlsteinnädelchen mit hohem Relief werden im Grundgewebe leicht überschätzt.

Die Mineralkomponenten der Spessartite:

Für sämtliche Gesteine dieses Lamprophyrtyps ist kennzeichnend, dass braune primäre, kurzprismatisch gestaltete Hornblende mit farbloser oder hellgrüner Hornblende von faserigem Habitus assoziiert ist, von dieser umrandet und in sie umgewandelt wird.

Die braune Hornblende zeigt folgende optischen Eigenschaften:

Doppelbrechung mittelgross	n_{γ}/c 16 bis 19°	Mittel 17½°
	-2V 80 bis 86°	Mittel 83°

Pleochroismus: n_{α} hellgelblich
 n_{β} hellbraun
 n_{γ} bräunlichgrünlich

Der Habitus ist kurzprismatisch, die Gestalt idiomorph. Neben der Spaltbarkeit nach (110) ist auch die basale Spaltbarkeit ziemlich deutlich. Die groben Spaltrisse sind durch dunkelbraune Pigmentierung noch besonders hervorgehoben. Manchmal enthält diese braune Hornblende einen unsymmetrisch gelegenen Kern farbloser oder hellgrüner Hornblende mit wesentlich höherer Doppelbrechung.

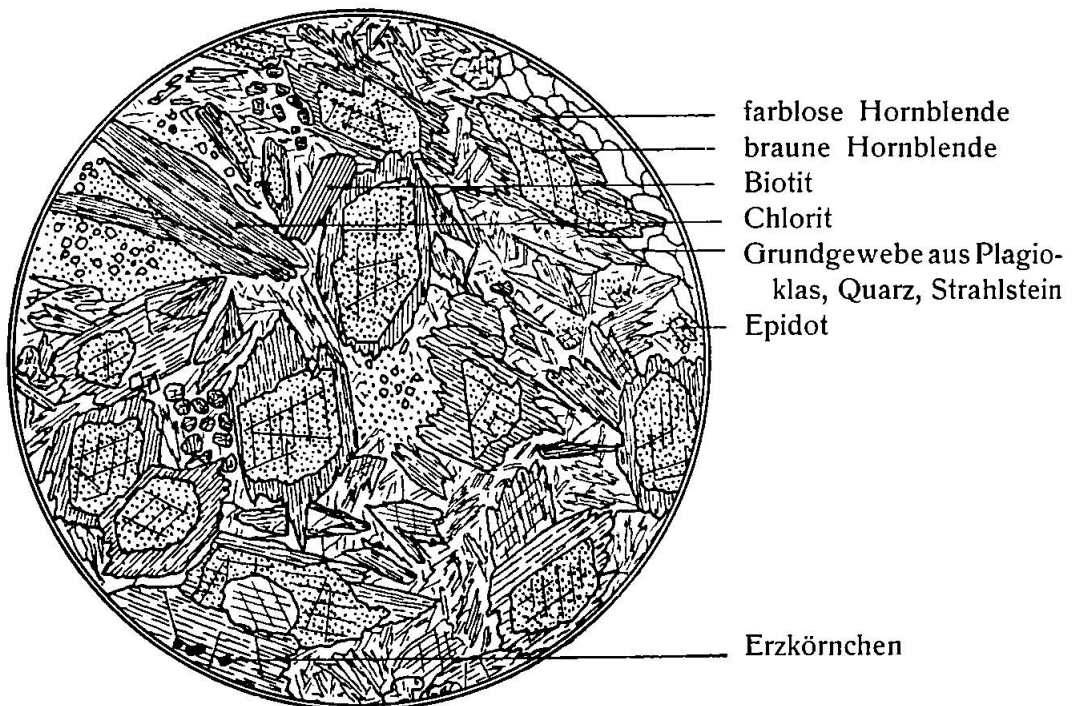


Fig. 18. Beispiel eines Gefügebildes von Spessartit, Nordwestflanke Tgiern Toma, Val Nalps. Strahlsteinumrandete Einsprenglinge von brauner Hornblende in fibroblastischer Grundmasse. Vergrößerung ca. 50:1.

Eine sehr intensive Pigmentierung durch feinstaubförmige Erzkörnchen ist besonders in den schieferigen und feinkörnigen Typen zu beobachten, wobei das Pigment immer längs der groben, primären Spaltrisse besonders reichlich angehäuft ist.

Umwandlungserscheinungen: Kleine, braune Hornblendeindividuen werden ausnahmslos durch faserigen Strahlstein umrandet und sind dann besonders an den c-Achsenenden oft ausgebleicht. Manchmal ist die Umwandlung unter Erzausscheidung und Zoisitbildung so weit fortgeschritten, dass nur noch ein verschwommener hellbrauner Fleck an die primäre Hornblende erinnert. Die grösseren Individuen wandeln sich sowohl randlich als im Kern weitgehend um, ebenfalls unter Bildung von farbloser Hornblende, und daneben, besonders im Kern, unter Neubildung von Biotit (Phlogopit). Es bezeugen oft nur noch

rindenartige oder in einzelne Flecken aufgelöste niedriger doppelbrechende Relikte den primären Mineralbestand (s. Fig. 17). Häufig ist der umgewandelte Kern durch vollkommen farblose Hornblende, der Rand durch schwach grün pleochroitische Hornblende gebildet. Diese beiden neu gebildeten Hornblenden unterscheiden sich jedoch sonst nicht in ihren optischen Eigenschaften.

Farblose und hellgrüne Hornblende:

Optische Eigenschaften:		Doppelbrechung gross.	
		$n_{\gamma}/c = 14$ bis 18°	Mittel 16°
Pleochroismus:	farblos // n_a	$-2V = 70$ bis 77°	Mittel 75°
	hellgrünlich // n_{β}, n_{γ}		

Die neugebildeten Hornblenden gehören bei Berücksichtigung des Pleochroismus zur Gruppe der strahlsteinartigen Hornblenden. Ihr Habitus ist ausgesprochen faserig. Sie ist nicht nur als Hülle um die braunen Hornblenden ausgebildet, sondern findet sich als feiner Faserfilz auch im Grundgewebe. Die Tendenz zur faserigen Ausbildung kommt auch darin zum Ausdruck, dass die c-Achsenenden der braunen Hornblende in einzelne Fasern grüner Hornblende sich auflösen.

Im Grundgewebe ist die grüne Hornblende innig mit Zoisitkörnchen und oft auch mit Chlorit verwoben. Stärker grün pleochroitisch ist oft die Umrandung der Prismenzone der primären braunen Hornblende. Die Regelung der feinfaserigen braunen Hornblende im Grundgewebe ist je nach dem Grad der Verschieferung merklich oder nur unvollkommen. Von der grünen Hornblende werden Zoisit, Erz und Titanitkörnchen umschlossen (Zersetzungsprodukte der braunen Hornblende).

Plagioklas tritt im Grundgewebe in kleinen Körnchen und Leisten, oft auch in xenomorphen Individuen auf. Er zeigt oft fleckige Auslöschung und ist sehr selten verzwilligt. Nach Lichtbrechung und Auslöschungsschiefe kann es sich um Oligoklasalbit von 10 bis 12 % An handeln. Zwischen die Plagioklas- und Quarzkörner des Grundgewebes sind reichlich Serizitschuppen, Strahlsteinfasern und Zoisitkörner eingestreut. Grössere Flecken, reich an feinen Plagioklaskörnchen, an Zoisit, und oft umhüllt von Chloritfasern, können vielleicht Palimpseste zersetzter Plagioklase darstellen.

Chlorit ist besonders reichlich in den schieferigen Typen entwickelt. Es handelt sich dort um Klinochlor mit mittlerer Doppelbrechung und hellgraugelb-farblosem Pleochroismus. Oft bildet er linsen- oder spindelförmige kompakte Massen, ist von Zoisitkörnchen durchsetzt und jünger oder gleichalterig als phlogopitischer Biotit.

Biotit ist als sehr heller Phlogopit fast gleichzeitig mit farbloser Hornblende gebildet worden. Er ist dann meist xenomorph. In einem tuffogenen Spessartitlager bilden grosse Biotite (Durchmesser 2 mm) mit Chlorit und zitronengelbem Epidot Schmitzen und schliessen reichlich Grundgewebezoisit ein.

Zoisit ist in kleinen oder mittelgrossen Körnchen reichlich eingestreut. Grössere Körner sind fremdgestaltig und oft schon deutlich epidothaltig. Bei ausgeprägter Paralleltextur erfahren die Zoisitkörnchen Sammelkristallisation und Umwandlung zu xenoblastischen zeisiggelben Epidoten, die den Biotit als jüngste Bildung verdrängen.

Gleichzeitig tritt reichlich grobkörniger Calcit mit ausgeprägter Zwillingslamellierung auf.

Die Nebengemengteile sind nicht so mannigfaltig wie in den Apliten. Neben feinkörnigem Erz und Titanit sind oft Serizit und einmal ? Spinell beobachtet worden. Apatit ist sehr untergeordnet, Zirkon fehlt.

Die Struktur ist eine porphyrische Reliktstruktur mit fibrogranoblastischem Grundgewebe. In schieferigen Typen können Porphyroblasten von Epidot, Calcit, Biotit diese Reliktstruktur überprägen und zersetztes Grundgewebe einschliessen. Die Hornblendeumwandlung und Umrandung verwischt den Gegensatz zwischen fibroblastischem Grundgewebe und Einsprenglingen, und diese Verfilzung bedingt die ausserordentliche Zähigkeit des Gesteines.

Die Textur ist je nach dem Grad der Verschieferung gegeben durch richtungsloses Fasergefüge, flaserige Durchwebung mit Chlorithäuten oder gar deutliche Paralleltexur mit Einschaltung von Biotit-Chloritflasern.

Die vorsichtige Beurteilung der Mineralumwandlungen und Neubildungen führt zu folgendem Schema:

1. Relikte: Braune Hornblende, event. Plagioklaspalimpseste.
2. Erste Umwandlungsstufe: Plagioklaszersetzung, Hornblendeumwandlung und -Umrandung.
3. Zweite Umwandlungsstufe: Chloritisierung, Biotitporphyroblastenbildung, Calcit- und Epidotbildung.

Es ist keine Frage, dass alle diese Umwandlungserscheinungen auf Rechnung der alpinen Metamorphose zu setzen sind. Die Umwandlungsprozesse sind auch sämtlich der Epizone verpflichtet.

Ein Vergleich mit den von R. SONDER untersuchten zentralgotthardmassivischen Spessartiten erweist die wesentlich stärkere Umwandlung im Untersuchungsgebiet. Die Feldspäte sind im zentralen Gotthardmassiv wohl stark zersetzt, aber doch noch gut geformt. Bei porphyrischer Ausbildung sind die Hornblenden noch relativ frisch. R. SONDER (112) beschreibt auf Seite 37 Spessartite, deren braune, pigmentierte Hornblende von grüner Hornblende umrandet ist.

Der Vergleich dieser Schiffe mit den oben beschriebenen Spessartiten zeigt, dass die letzteren noch viel stärker zersetzt sind. Insbesondere ist die plagioklasreiche Grundmasse viel feinkörniger und stark von Zoisit, Hornblende, Calcit durchsetzt, während sie dort sehr frisch ist und sehr reichlich grössere Zoisitkörnchen führt. Von R. SONDER sind die optischen Eigenschaften von primärer und umrandender Hornblende gleich gefunden worden. Nach den oben wiedergegebenen optischen Daten weichen sie im südöstlichen Gotthardgebiet wesentlich voneinander ab (besonders bezüglich — 2V). Auch R. SONDER betrachtet diese Umrandungen als sekundäre Bildungen, und seine dort geltend gemachten Gründe (keine Zunahme der Trübung durch Ti-Mineralkörnchen, scharfe Abgrenzung der braunen Hornblende vom Rand) treffen auch auf die oben beschriebenen Spessartite zu. Die Analogie mit einigen Spessartittypen R. SONDER's ist also bezüglich der Struktur (weniger bezüglich Chemismus und Mineralbestand) recht weitgehend.

Es ist nicht wahrscheinlich, dass die stärkere Umwandlung der Spessartite durch Autometamorphose eingeleitet wurde. Die zwei auf Seite 126 erwähnten Umwandlungsstufen zeigen oft so enge Beziehungen (frühzeitige Biotitbildung und Zoisitrekrystallisation bei teilweiser Epidotisierung), dass sie beide der alpinen Orogenese zugerechnet werden müssen. Nach E. AMBÜHL (1) ist strahlsteinartige Hornblende alpin geprägt und Chlorit kann ebenfalls alpin entstanden sein. Zoisit und Epidot sind durchwegs alpin. Da im südöstlichen Massivteil die Metamorphose eher noch stärker war, ist anzunehmen, dass am Schluss der herzynischen Gebirgsbildung die Spessartite als unveränderte Gesteine vorlagen.

d) Die Porphyrite

Im Streifengneis des Val Nalps, südwestlich der Hütte von Ufiern auf Koord. Pt. 699,95/160,9 und im Augengneis des oberen Val Draus konnten gangförmige und linsige Einlagerungen beobachtet werden, die sich von den eben beschriebenen Lamprophyren sowohl bezüglich des Grades der Metamorphose als bezüglich der Struktur wesentlich unterscheiden.

Im Handstück zeigen diese graugelb gesprenkelten, feinporphyrischen und ziemlich deutlich vergneisten Gänge grosse Ähnlichkeit mit den von E. AMBÜHL (1) aus dem Unteralptal beschriebenen Porphyriten.

Für den Porphyritgang aus dem Unteralptal hat E. AMBÜHL (1, S. 339) seinerzeit folgende Molekularwerte von ähnlichen Gesteinen vom Mättelikehr an der Gotthardstrasse angeführt:

si	al	fm	c	alk	k	mg	
212	36	24½	19	20½	0,30	0,40	Lamprophyr, Mättelikehr

Gelbliche, idiomorphe Einsprenglinge von saussuritisiertem Plagioklas mit Durchmessern bis ½ cm geben mit den glänzenden, ziemlich gut geregelten Glimmerschüppchen den Porphyriten von Ufiern ein eigenartiges Gepräge.

Im Dünnschliff fällt sofort der grosse Anteil an gelblich-körnigem Epidot auf. Die Epidotkörner sind besonders dort gross und häufig, wo „einsprenglingartige“ Plagioklase das grano-lepidoblastische, ziemlich biotitreiche Grundgewebe durchsetzen. Sie bilden dann zum Teil Pseudomorphosen nach Plagioklas, sind manchmal randlich, manchmal im Kern zu einem einheitlichen Epidotkorn gesammelt und dokumentieren den beträchtlichen Kalkgehalt des Gesteines.

An Stelle der alten, wohl sehr kalkreichen Plagioklase haben sich mit gleicher Form und Umgrenzung neue, saure Plagioklase entwickelt. Es handelt sich um Oligoklasalbite. Quarzeinsprenglinge fehlen. Im Grundgewebe sind aber Quarzkörnchen ziemlich häufig.

Betrachtet man das Grundgewebe für sich allein, so könnte man ganz analoge kalkreiche (zoisitreiche) Kersantite diesen Porphyriten zur Seite stellen. Die grosse Menge idiomorpher Feldspateinsprenglinge aber sind eine Eigentümlichkeit, die den Lamprophyriten dieses Gebietes fehlt. Die Verbandsverhältnisse erlauben leider keine genaue Fixierung des Alters dieser Porphyrite und erschweren eine Entscheidung der Zuordnung zu den Vorläufern oder zum Gefolge der Granitintrusion. Auf Grund der stärkeren Metamorphose im Grundgewebe und der Struktureigentümlichkeiten ist man eher geneigt, sie als Vorläufer der Granitintrusion zu betrachten.

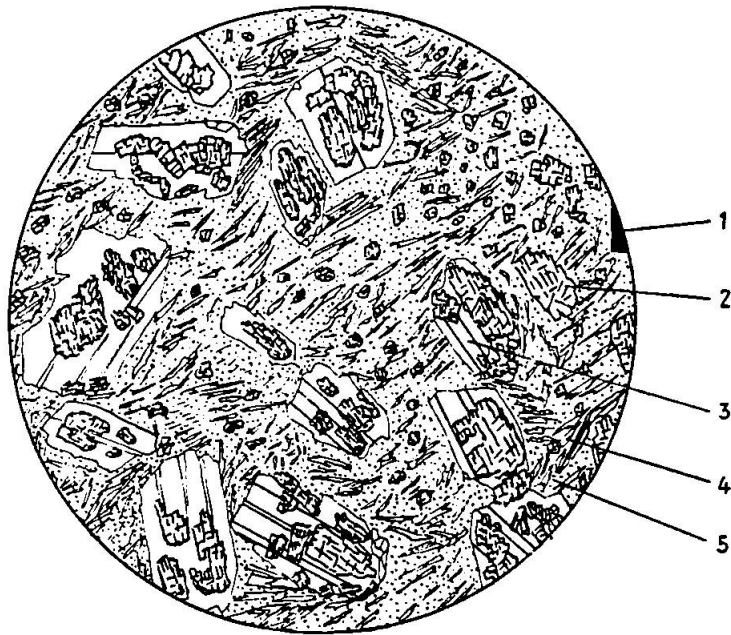


Fig. 19. Gefügebild von Porphyrit aus dem Val Nalps. Einsprenglinge von Plagioklas mit Epidotkörnern. Vergrösserung ca. 50:1.

1 Erz; 2 Epidot; 3 Albit; 4 Biotit; 5 Grundgewebe mit Albit, Quarz.

Bei einigen Ganggesteinen aus dem oberen Val Draus treten zu den Plagioklaseinsprenglingen noch Quarzkristalle hinzu. Das Grundgewebe ist noch etwas stärker zersetzt und ausgeprägt kristallisationsschieferig. Die Füllung der Plagioklase besteht auch hier aus Zoisit, ist aber noch nicht so gut entmischt wie in den Porphyriten. Manchmal sind die Zoisitkörnchen zonar angehäuft und besenförmig aggregiert. Die Plagioklase können während der alpinen Metamorphose zerrissen und durch geregelte Quarz-Biotitaggregate ausgeheilt worden sein. Die Quarzeinsprenglinge sind stark undulös und manchmal gebuchtet. Sie können zersetzte Plagioklase umschliessen. Die Einsprenglinge nehmen etwa $\frac{1}{3}$ des Gesamtvolumens ein. Die Zusammensetzung dürfte etwa leukoquarzdioritisch sein.

Die Figuren 20a bis d machen mit einigen typischen Strukturmerkmalen dieser Porphyrite und Quarzporphyrite bekannt.

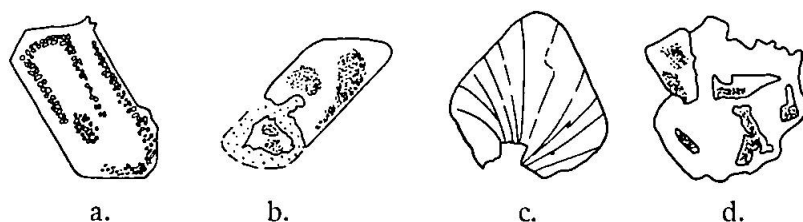


Fig. 20. Einsprenglinge aus Quarzporphyriten des oberen Val Draus.
 a. Plagioklaseinsprengling mit zonar angeordneten Zoisitkörnern.
 b. Zum Teil aufgelöster Plagioklaseinsprengling mit fleckig angeordneten Zoisitkörnern.
 c. Quarzeinsprengling (korrodiert?) mit Undulationsstreifung.
 d. Quarzeinsprengling mit Einschlüssen von zersetztem Plagioklas.
 Vergrößerung ca. 25:1.

E. DER DIFFERENTIATIONSVERLAUF DER GRANITINTRUSION UND IHRES GANGGEFOLGES

Chemismus und Differentiationsverlauf der oberkarbonischen Granitintrusion und ihrer Begleitgesteine sind wiederholt Gegenstand spezieller Untersuchungen gewesen. R. U. WINTERHALTER (122) hat die chemischen Verhältnisse der Granite des östlichen Gotthardmassivs übersichtlich dargestellt, während R. SONDER (112) sich vor allem mit dem Differentiationsverlauf des lamprophyrischen Ganggeforges befasste.

Zusammenfassende Darstellungen des Differentiationsverlaufes der Eruptivgesteine des Gotthardmassivs sind durch A. STUTZ (117) und S. CASASOPRA (17) gegeben worden, zum Vergleich mit den chemischen Verhältnissen in der Arollaserie und in den Tessinergneisen.

Die Darstellung von A. STUTZ ist allerdings nicht in allen Teilen durch Analysen aus dem oberkarbonischen Magmenzyklus unterbaut. Zwischen den Zusammensetzungen der Peridotite (Serpentine) und Ufierndiorite besteht eine Beobachtungslücke, die man nicht einfach durch Einsetzen von Amphibolitanalysen überbrücken kann. Sie ist begründet in den Aufschlussverhältnissen und im Intrusionsmechanismus. Das gabbroide Stammagma ist nirgends in Form grösserer, zusammenhängender, entsprechend zusammengesetzter Gesteinskomplexe zugänglich und dadurch ist schon der Ausgangspunkt für die Beurteilung des Differentiationsgeschehens umstritten. Ausserdem bestehen, wie aus dem si-Variationsdiagramm Fig. 21 ersichtlich ist, einige weitere Lücken, so besonders zwischen Ufierndiorit und Cri-

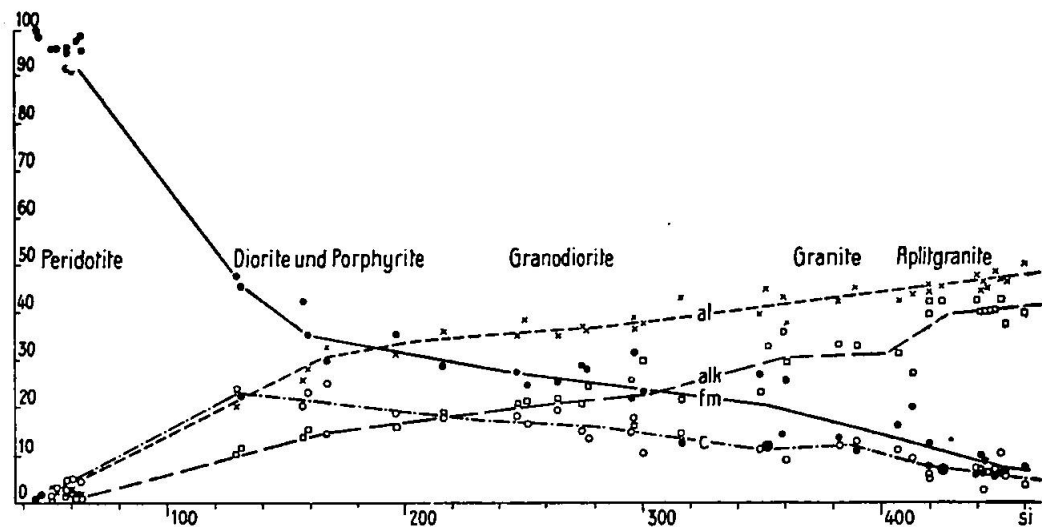


Fig. 21. Differentiationsverlauf der Eruptivgesteine des oberkarbonischen Magmenzyklus im Gotthardmassiv, si-Variationsdiagramm.

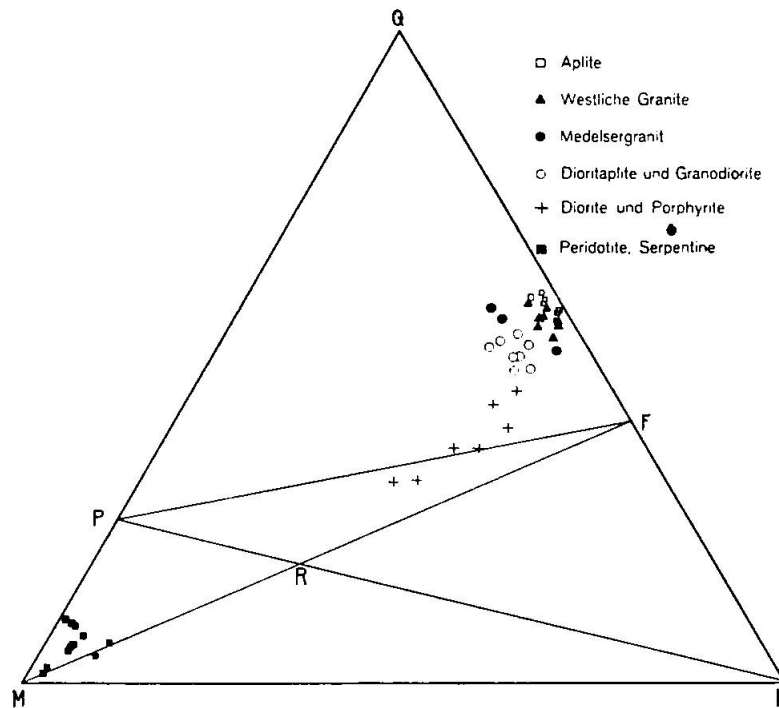


Fig. 22. Q-L-M-Diagramm der Eruptivgesteine.

stallinagranodiorit und zwischen Granodiorit und sauren Graniten (um si 340).

Passt man die Kurven den der Isotalie benachbarten Analysenwerten an, so liegt $al = fm$ bei 190 und $c = alk$ bei 220 si. Dadurch wird die Beziehung zu den Gesteinen der Arollaserie noch enger.

Die Differenz ($al - alk$) ist besonders zwischen 160 und 330 si bedeutend grösser als 10, bleibt bis $si = 410$ grösser als 10, um bei noch höheren si-Werten auf kleine Werte abzusinken (um 6).

Dadurch wird das Diagramm dem Differentiationsverlauf in der Arollaserie auch in dieser Beziehung sehr ähnlich. Der Abfall von c von den Dioriten bis zu den Apliten ist sehr gleichmässig, fast linear und dadurch gut dem normalpazifischen Verlaufe angepasst.

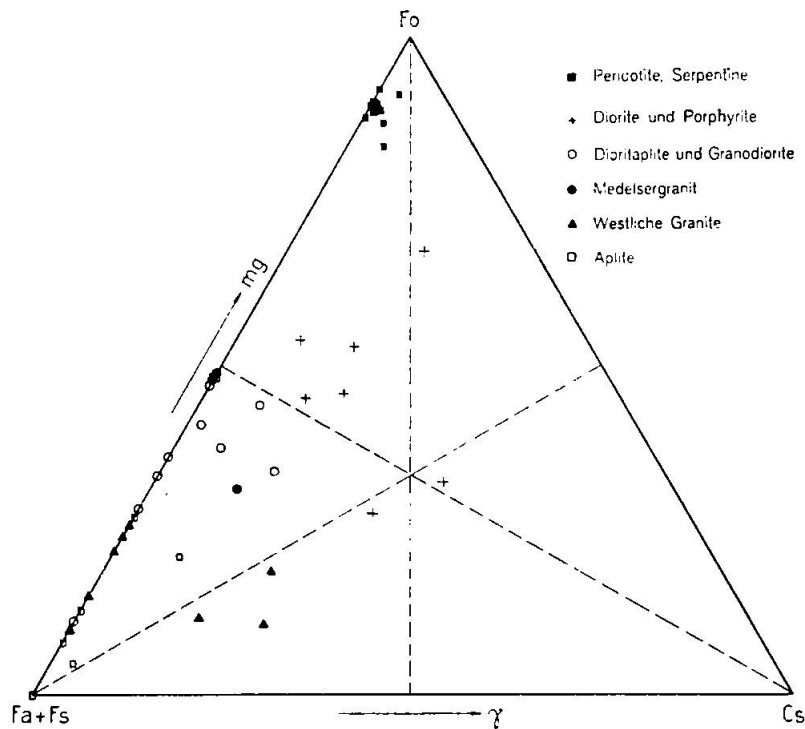


Fig. 23. mg- γ -Diagramm der Eruptivgesteine.

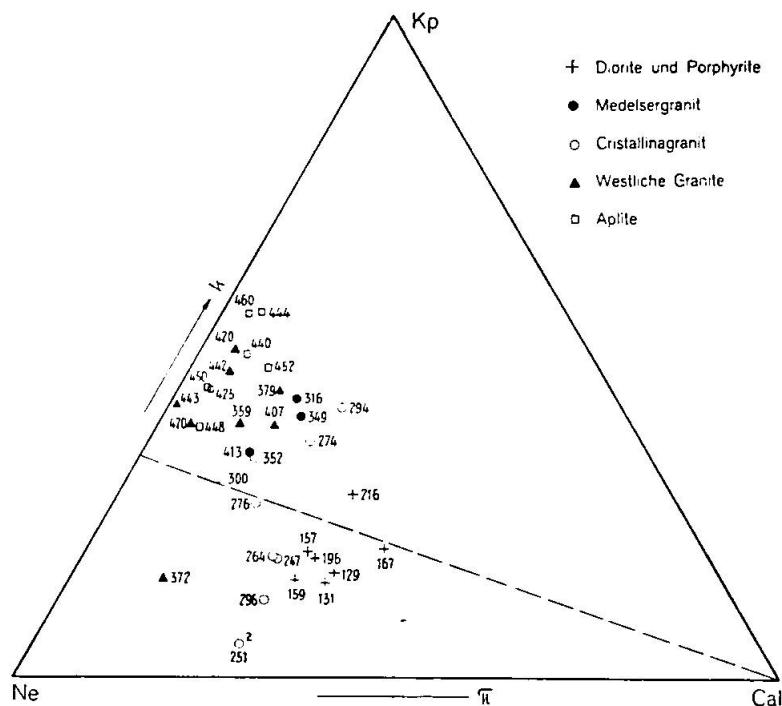


Fig. 24. k- π -Diagramm der Eruptivgesteine. Die beige-schriebenen Zahlen entsprechen den si-Werten der Analysen.

Dass ein solcher Verlauf sich einstellen musste, kann leider nicht so gut wie bei den Arollagesteinen, deren Gabbros noritische Zusammensetzung haben, begründet werden. Im Gotthardmassiv ist für die Anfangsglieder der Differentiation (basischer Diorit, Augitporphyrit, Hornblendeporphyrit) normalgabbrodioritische bis lamprodioritische Zusammensetzung typisch. Solche Magmen können sich aus gabbroid-miharaitischen Stammagmen entwickeln und die Weiterentwicklung zu Dioriten, Granodioriten und Graniten, also die Überschreitung der PF-Linie im M-L-Q-Diagramm (Fig. 22), ist bei den hohen mg- und niedrigen γ -Werten dieser basischen Diorite sehr wohl möglich.

Tabelle IX
mg- und γ -Werte einiger Anfangsglieder der Differentiation

No. ¹⁾	Gesteinsbezeichnung	mg	γ
74	Augitporphyrit	0,63	0,16
g	Hornblendeporphyrit	0,71	0,16
16	Diorit	0,52	0,14

Dass im Frühstadium Olivinkristalle abgeseigert wurden, davon legen die zahlreichen poststreifengneisischen Peridotitstöcke bededtes Zeugnis ab.

Die Projektionspunkte in den M-L-Q, Ne-Kp-Cal, Fo-Fa-Cs-Diagrammen lassen recht gut die weitgehende Übereinstimmung mit den Differentiationsbahnen der Kalkalkalireihe erkennen. Bei den Glimmerdioriten wird das Umbiegen der Kristallisationsbahn im Q-L-M-Diagramm in die Verbindungslinie zur Biotitzusammensetzung besonders deutlich. Die P-F-Linie wird zwischen den Punkten:

L	M	Q
43,6	21,2	35,2 und
37,4	28,5	34,1

überschritten.

Die Projektionspunkte im Fo-Fa-Cs-Diagramm fallen fast sämtlich in den Streifen $\gamma < 0,2$. Die mg-Werte zwischen 0,2 und 0,7 stellen sich besonders häufig ein, jedoch sind besonders bei den Endgliedern der Differentiation sehr kleine mg-Werte zu finden.

Im Kp-Ne-Cal-Diagramm (Fig. 24) wird das Umbiegen zum hohen k der granitischen Endglieder schon bei einigen Dioriten an-

¹⁾ Die Nummern beziehen sich auf die Zahlen in Lit. 75, der Buchstabe auf die Tab. XXXIV, S. 253.

gedeutet. Bei den Granodioriten ist die Streuung aber noch recht gross und erst bei den Graniten und Aplitgraniten dominieren k -Werte grösser als 0,3.

Nach den vergleichenden Darstellungen von A. STUTZ und S. CASASOPRA erübrigt sich ein erneutes Eingehen auf die chemischen Verhältnisse in den Nachbarmassiven und im Penninikum.

Die Molekular- und Basiswerte, welche den Diagrammen Fig. 21 bis 24 zu Grunde liegen, werden am Schluss der vorliegenden Arbeit tabellarisch zusammengestellt. Hier sind lediglich die mittleren Molekularwerte der wichtigsten Differentiationsstufen wiedergegeben.

Tabelle X

Molekular- und Basiswerte von Gesteinen der Granitintrusion.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	L	M	Q	π	γ
Diorit	174	30	33½	21½	15	0,26	0,56	42,3	18,9	38,8	0,23	0,16
Granodiorit	267	36	24½	16	23½	0,34	0,38	41,2	9,9	48,8	0,23	0,12
Medelsergranit	359	41½	20	11½	27	0,46	0,44	37,2	6,6	56,2	0,17	0,00
Westliche Granite	417	44½	11	7	37½	0,45	0,21	41,0	2,8	56,2	0,09	0,00
Aplite	445	47½	6	5½	41	0,48	0,22	41,5	1,7	56,9	0,06	0,00

Abschnitt II: Die Gneise

A. PHYSIOGRAPHIE DER GNEISE

1. Problemstellung

Indem wir aus dem Bereich der jungen Granite in die Region der umhüllenden Gneise treten, taucht eine grosse Zahl von schwer zu lösenden Fragen auf, welche die Entstehungsgeschichte dieser Gneise und ihrer basischen Einlagerungen betreffen.

Durch die neueren Arbeiten von H. G. BACKLUND (4, 5), F. K. DRESCHER-KADEN (24, 25), O. H. ERDMANNSDÖRFER (29), W. KOCH (60), K. H. SCHEUMANN (102, 103), C. E. WEGMANN (120), um nur einige der wichtigsten zu nennen, ist die Frage nach der stofflichen Herkunft und den Bildungsbedingungen der Granite, Gneise und Amphibolite erneut in den Brennpunkt der petrographischen Diskussion gerückt.

Trotzdem die Feldbeobachtungen im Untersuchungsgebiet mit der Deutung der Alkalifeldspatgneise als tektometamorpher Granite mit Injektionskontakt gegen eine tonig-sandige Hülle mit basischen

Einlagerungen in keinem Widerspruch stehen, gilt es durch gewissenhafte Beobachtung der Verbandsverhältnisse, der Strukturen und Reaktionserscheinungen die umfassende Diskussion der Bildungsmöglichkeiten vorzubereiten. Dabei ist zu berücksichtigen, dass die Gesteine polymetamorph sind und demgemäss der ursprüngliche Bildungsprozess nicht mehr mit der Eindeutigkeit zur Abbildung gelangt, wie es für unveränderte Gesteine möglich ist.

Die bewegte Vergangenheit ist mit ein Grund dafür, dass strukturelle Unterschiede ausgeglichen, Kontakte verwischt, Texturen über genetisch verschiedene Bereiche einheitlich geprägt und vielleicht sogar Unterschiede im Chemismus im Gefolge der Mineralumwandlungen nivelliert wurden.

Es können deshalb Folgerungen, die aus der detaillierten mikroskopischen und chemischen Kennzeichnung der Gesteinstypen gezogen werden, sich scheinbar widersprechen, weil das eine Mal Erscheinungen sekundärer Prozesse, das andere Mal Kennzeichen des Hauptbildungsaktes überwiegen.

Noch eine andere, grundsätzliche Schwierigkeit stellt sich uns bei einem Versuch der genetischen Deutung von Beobachtungstatsachen in den Weg: Es können verschiedene Bildungsprozesse zu analogen Endprodukten führen. Insbesondere ist oft eine Entscheidung über den Grad der Beteiligung molekular-disperser Phasen beim Hauptbildungsakt und über den Charakter eines solchen Ichors im weitesten Sinne nicht eindeutig möglich.

Die Entwicklung einer granitisch-körnigen Struktur ist ja in der Tat auf verschiedene Weise möglich, sei es durch Kristallisation aus einem Schmelzfluss, durch Durchgasung und Feldspatblastese im weitgehend mobilisierten Gesteinsgewebe, durch stereogene Umkristallisation oder monoschematische Neuprägung über chymogene Anteile.

Dann ist besonders für viele Chorismite schwer zu entscheiden, ob die Teilmassen stereogen oder chymogen geprägt wurden und unter welchen Bedingungen neosome Anteile entstanden sind.

Wie kann in solchen Fällen die eine oder andere Bildungsmöglichkeit als wahrscheinlicher hingestellt werden?

Es muss zuerst durch physiographische Kennzeichnung der Gneise auf Grund der Feldbeobachtungen und der Dünnschliffbilder eine solide Diskussionsbasis für die Rekonstruktion der Entstehungsbedingungen geschaffen werden.

2. Klassifikation der Gneise auf Grund der Feldbeobachtungen

Feldgeologisch lassen sich zwei Gneistypen als relativ einheitlich gebaute, monoschematische Grenztypen einer Quarz-Feldspat-Glimmer-Gesteinsserie herauschälen. Sie werden im Folgenden als

Streifengneis (Alkalifeldspatgneis) und als basischer Glimmerplagioklasgneis (Paradisgneis) beschrieben. In diesem Rahmen sind die übrigen Gneise als Zwischenglieder oder als Gneise mit gemengten Strukturen typisierbar und es wird zwischen monoschematischen Gneisen mit gemischtem Stoffbestand und chorismatischen Gneisen unterschieden.

a) Die Streifengneise i. w. S.

Sie sind sehr reich an Alkalifeldspat und ihre Textur ist, wie der Name schon sagt, sehr einheitlich streifig. Die Streifung kommt dadurch zu Stande, dass die spärlichen Glimmerblätter ausgewalzt werden. Im Querbruch sind die Gesteine oft grobtaugig-flaserig und die zerriebenen Biotitblätter sind zwischen den im Querschnitt augenförmigen Feldspatstreifen streifig angehäuft. Die Textur ist diejenige von typischen b-Tektoniten (SANDER (100)). Die Randpartien der Streifengneise sind nur lokal durch glimmerreiche Schlieren etwas verunreinigt. Im Kern breiter Streifengneiszonon erscheinen porphyrartige Granitgneise. Alle Streifengneise können im Strukturtyp I untergebracht werden.

b) Die chorismatischen Gneise

Die chorismatischen Gneise des südöstlichen Gotthardmassivs lassen meistens Kyriosom und Akyrosom erkennen. Als Kyriosom überwiegen Strukturbereiche, die als basische, glimmerreiche Plagioklasgneise selbständig auftreten können. Es sind für dieses Substrat dann die im Folgenden beschriebenen Strukturtypen III und IV typisch. Das Akyrosom ist vorwiegend durch helle und grobkörnige, feldspatreiche Bestandsmassen oft mit massiger Textur vertreten. Diese hellen Bestandsmassen können dominieren und dann wird der glimmerreiche, meist feinkörnige Anteil zum Akyrosom.

Stoffbestand und Formenentwicklung der hellen Bestandsmassen sind in ihrer Beziehung zum glimmerreichen Substrat (meist Kyriosom) folgendermassen zu beschreiben:

1. Form des Akyrosoms: Scharf begrenzte, konkordant eingeschaltete Bänder, oft unscharf begrenzte, gewundene Adern, Augen.
2. Die chorismatischen Gneise sind also Stromatite, Phlebite oder Ophtalmite; Merismite sind sehr selten und nur am Kontakt von massigen Quarzfeldspatgesteinen anzutreffen.
3. Das Mengenverhältnis der hellen Bestandsmassen ist sehr variabel. Besonders in Ophtalmiten und Phlebiten kann der feinkörnig-glimmerreiche Anteil zum Akyrosom werden. Diese Chorismite leiten über zu den glimmerarmen Feldspatgneisen und zu monoschematischen Mischgneisen.

4. In Ophtalmiten sind die hellen Augen kalifeldspatreich. Phlebite können albitreiche, oft randlich aufgelockerte und quarzreiche, meist scharf begrenzte Adern enthalten, während die hellen Lagen in den Stromatitgneisen quarz-plagioklasreich und oft muskovitführend sind und nur selten Kalifeldspat enthalten.
5. Die hellen Bestandsmassen werden nur randlich durch den glimmerreichen Anteil beeinflusst, indem die Füllung der Plagioklase dichter wird und granoblastische Grundgewebsteile eingeschlossen sind. Bezüglich Struktur und Ausbildung der Kalifeldspäte besteht grosse Ähnlichkeit mit grobkörnigen Streifengneisen.

Diese Beobachtungen sind vereinbar mit der Annahme, dass in den hellen Bestandsmassen der Gneise neosome Anteile vorliegen.

c) Die monoschematischen Glimmerfeldspatgneise mit gemischten Stoffbestand

Sie sind in stofflicher Beziehung Mischgesteine zwischen Streifengneisen und Glimmerplagioklasgneisen. Oft sind sie noch sehr feldspatreich und dann nur durch schlierige Glimmersträhnen, zusammenhängende Glimmerhäute auf dem Hauptbruch, auch verschwommene, glimmerreiche Relikte mit granoblastischer Struktur oder durch Granatrelikte stofflich als gemischte Gneise gekennzeichnet.

In ihrer Verbreitung und Textur schliessen sie unmittelbar an die Streifengneise an und sind dem im Folgenden aufgestellten Strukturtypus II b verpflichtet. Durch Zunahme von Glimmer und Klinozoisit können sie sich kontinuierlich zu leicht alkalisierten basischen Glimmergneisen, durch Vermehrung der Feldspäte, insbesondere des Alkalifeldspat, zu Streifengneisen verändern. Sie sind auf Grund dieser Eigenschaften als monoschematische bis mikrochorismatisch-polyschematische Mischgneise zu bezeichnen. Dabei besagt *Mischgneis* vorerst nur, dass ihre Zusammensetzung und Struktur als Mischung von zwei Gneistypen beschrieben werden kann und zwischen diesen beiden Typen vermittelt. Ob eine Materialvermischung stattfand und wie sie vor sich ging, kann erst nach genauem Studium der Verbandsverhältnisse und Strukturen entschieden werden.

d) Die Glimmerplagioklasgneise (Paradisgneise)

Sie zeigen monoschematische oder mikrochorismatische, oft körnige Strukturen. Kleine Feldspatäugen machen an einigen Stellen geringfügige nachträgliche stoffliche Beeinflussung wahrscheinlich. Feinkörnige, schieferige und hornfelsartige, feldspatarme Glimmergneise leiten zu Glimmerschiefen über. Sie sind in der Zone IV

(Motta nairazone) besonders häufig und können in das Kyriosom von Stromatiten mit plagioklas-quarzreichen Lagen übergehen oder auch Grundgewebe von chorismatischen Kalifeldspat-Augengneisen bilden. Sie sind den Strukturtypen IV zuzuordnen.

Weit verbreitet sind aber körnige Glimmerplagioklasgneise mit ungefähr gleichen Mengen Quarz, Plagioklas und Glimmermineralien. Besonders typisch sind sie am Piz Paradis entwickelt. Sie sind dem Strukturtypus IIIc zuzuordnen. Wenn wir diesen Gesteinen Sedimente als Ausgangsmaterialien zu Grunde legen, kommen dafür nur Ablagerungen in Frage, die bei grosser Verbreitung sehr einheitliche Zusammensetzung besitzen.

Teilweise umgewandelte Granate können den Glimmerplagioklasgneisen vom Typ Paradis hie und da beigemischt sein, jedoch ist der Granat Nebengemengteil.

3. Die mikroskopisch-strukturelle Klassifikation der Gneise

a) Definition der Strukturtypen

Die im Folgenden beschriebenen Strukturtypen sind Strukturbereiche einheitlicher Prägung. Die Reihenfolge der Darstellung ist die gleiche wie unter 2. Der Leser möge verzeihen, wenn neben den, das Wesentliche zusammenfassenden Dünnschliffbildern auch detaillierte, in Kleindruck gehaltene, etwas langatmige Beschreibungen von Erscheinungen an den Einzelmineralien wiedergegeben werden; es war notwendig, selbst auf die Gefahr mehrfacher Wiederholungen hin, sich genau Rechenschaft über Zusammensetzung, Struktur und Reaktionserscheinungen an den Einzelmineralien zu geben, um später zu entscheiden, ob makroskopische Übergangstypen als Kombinationen von Strukturbereichen oder als Zwischenglieder anzusehen sind.

Dann ist eine detaillierte Aufzeichnung der Reaktionsprozesse vor allem zur Kennzeichnung des Einflusses der alpinen Gebirgsbildung und zur Ausarbeitung der Strukturen am Schlusse der herzynischen Gebirgsbildung wertvoll.

b) Beschreibung der Strukturtypen

a) Typen I: Alkalifeldspatgneise (Streifengneise i. w. S.)

Strukturtyp Ia: körnige Mikroklingneise

1. Makroskopische Beurteilung: Bei mittelgrobem bis feinem Korn sind diese Gesteine durch gute Paralleltextur und

hohen Feldspatgehalt ausgezeichnet. Sie zeigen sehr geringfügigen Biotitgehalt, aber etwas reichlicher z. T. bis 4 mm grosse Muskovit blätter. Typisch ist eine regelmässige Verteilung von Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas. Nur in plagioklasreichen Übergangstypen treten die Feldspäte manchmal zu augigen Streifen, stark vermengt mit Zoisit, zusammen. Diese aplitartigen Gneise bilden oft die Randzone von Streifengneisen, können aber auch innerhalb der Biotitplagioklasgneise selbständige Lagen bilden oder unter Biotitanreicherung über monoschematische Mischgneise in Glimmerplagioklasgneise übergehen.

2. Chemische Zusammensetzung: Beispiel einer berechneten Mol.-% - Zusammensetzung:

si	al	fm	c	alk	k	mg	t
425	47	11 1/2	5	36 1/2	0,4	0,35?	+ 5 1/2

t dürfte in Wirklichkeit etwas kleiner als berechnet sein, weil im Muskovit immer etwas Al-Al durch Si-Mg ersetzt ist.

Zusammensetzung: engadinitisch mit etwas hohem al.

3. Mineralzusammensetzung:

	Hauptvariation	Gesamtvariation
Quarz	25—35	25—35
Plagioklas (An 5—13 %)	20—30	20—32
Alkalifeldspat	20—30	15—33
Muskovit	um 10	5—20
Biotit + Zoisit + Ng	5—10	5—12

4. Die Mineral Komponenten: Bei sehr regelmässiger Verteilung aller Komponenten und fast gleichen Mengen Quarz Plagioklas: Alkalifeldspat sind die

Alkalifeldspäte durchwegs etwas grösser geformt. Manchmal sind sie fast einsprenglingsartig entwickelt. Sie sind immer etwas braun pigmentiert, zeigen oft verschwommene, manchmal scharfe Mikroklingitterung und häufig gute Spaltbarkeit. Sie sind durchwegs xenomorph gestaltet, etwas langgestreckt der Schieferung relativ gut eingeregelt und oft von zersetztem Plagioklas angefressen. Dabei kann sich auch hier ein sauberer Rand entwickeln. Perthitische Entmischung ist unbedeutend, auf die grösseren Individuen beschränkt und erfolgt in kleinen, unregelmässigen Fetzen. Die Korngrösse sinkt selten unter 1/2 mm und kann bis 2 mm ansteigen. Meist bewegt sie sich zwischen 1/2 und 1 mm. Umwandlungen zu Schachbrettalbit sind selten. Als Einschlüsse erscheinen tropfenförmiger Quarz und manchmal Serizitschuppen. Die Alkalifeldspäte sind in seltenen Fällen zu körnigen, albit- und quarzverkitteten Pflastern aggregiert, dann etwas besser idiomorph und leiten damit zu Typ Id über.

Plagioklas ist etwas feinkörniger als der Kalifeldspat (Durchmesser 1/4 bis 1 mm) und manchmal etwas besser idiomorph, dann aber oft etwas grösser, fast porphyrartig entwickelt mit Durchmesser bis 2 mm, besonders

wenn er nur lockere Serizitfüllung aufweist. Bei starker Füllung des Plagioklases durch grobblättrigen Muskovit und feinstengeligen Zoisit ist die Gestalt oft extrem lappig-xenomorph. Dieser Eindruck wird oft noch verstärkt durch die Anlagerung eines buchtigen, klaren Randes.

Reichlich Zoisit- und grobblättrige Serizitfüllung ist besonders dort verbreitet, wo der Gneis nur wenig mächtige Lager in glimmerreichen Gneisen bildet. Diese Füllung ist völlig unregelmäßig. Zoisit ist oft randlich stark angehäuft, Muskovit oft sehr schön idiomorph-sechseckig und bis $\frac{1}{10}$ mm gross.

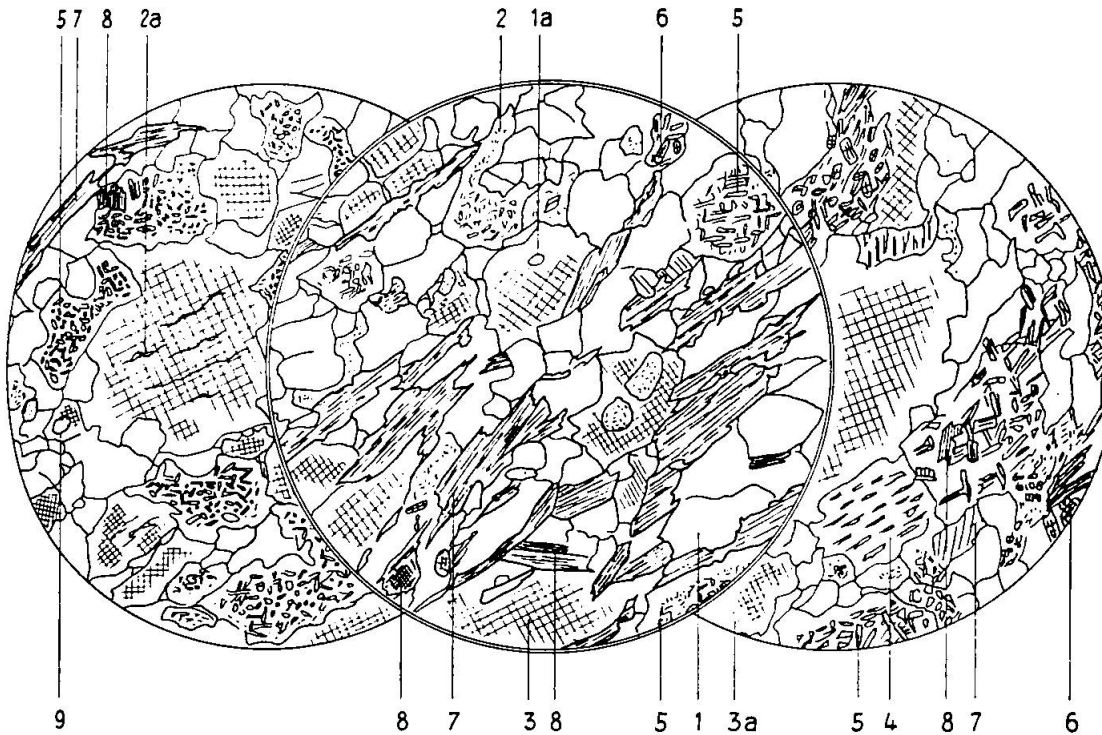


Fig. 25. Strukturtypus 1a: körnige Alkalifeldspatgneise, besonders in und beidseits der Motta nairazone. Vergrößerung ca. 50:1.

1 Quarz; 1a Quarztropfen in Mikroklin; 2 gefüllter Plagioklas; 2a Perthitlamelle in Mikroklin; 3 Mikroklin, grössere Körner und einsprenglingsartig; 3a Mikroklin, Teilkörner; 4 Schachbrettalbit; 5 Serizit; 6 Epidot, Zoisit; 7 Muskovit; 8 Biotit; 9 Apatit.

In netzartigen „Mylonitzonen“ können der Plagioklas sehr feinkörnig ausgewalzt und die Serizitfüllung geregelt sein; jedoch ist noch fraglich, ob es sich hier nicht um unverdautes Grundgewebe aus benachbartem Serizitgneis handelt.

Feine Zwillingslamellen sind für die grösseren, idiomorphen, schwach serizitisierten Plagioklase, gröbere, manchmal verschwommene, für die stark mit Zoisit gefüllten, xenomorphen Individuen typisch.

Der Chemismus der Plagioklase ist sauer, bis 13 % An, meist gegen Albit.

Quarz ist im Gegensatz zu den anderen Streifengneistypen relativ feinkörnig (Durchmesser $\frac{1}{6}$ bis $\frac{1}{2}$ [max. 1] mm). Er ist \pm idiomorph, gerundet und im allgemeinen gleichmässig verteilt, manchmal zu einkornbreiten Streifen, seltener zu Pflastern aggregiert. Myrmekitbildungen sind sehr selten und nur in

kümmerlicher Entwicklung, gebunden an Alkalifeldspat, beobachtet. Undulöse Auslöschung ist nur in grösseren Körnern in abgeschwächtem Mass feststellbar. Risse sind wegen der Kleinheit der Körner selten, können allenfalls als Schieferungsrisse Quarzkornpflaster in die Einzelkörner zerlegen.

Besondere Erwähnung verdienen auch hier runde, bis $\frac{1}{4}$ mm grosse Quarzeinschlüsse in den Kalifeldspäten.

Unter den Glimmermineralien dominiert der Muskovit, der in groben, idiomorphen Blättern von $\frac{1}{2}$ bis 1 mm Durchmesser meist gut geregelt ist, aber auch in dickeren Paketen als Quermuskovit auftreten kann. Er schliesst Biotit und Quarz ein und ist als letzte Kristallisation zu bewerten.

Biotit ist dunkelrotbraun-pleochroitisch, durchwegs xenomorph als mittelgrosse Blätter ($\frac{1}{4}$ bis $\frac{1}{2}$ mm Durchmesser), zuweilen idiomorph als kleine Schuppen und dann schlecht geregelt und oft zu kurzen Fasern mit Zoisitschwänzen gehäuft. Sagenit kann hin und wieder beobachtet werden, ist aber nicht die Regel und nicht so dicht gehäuft wie in IIIa. Titanitkränze sind um solchen sagenitführenden Biotit immer ausgebildet.

Zoisit-Epidot erscheint oft reichlich, streifig angeordnet in feinkornigen Massen und scheint wie der Biotit reliktscher Natur zu sein.

Unter den Nebengemengteilen ist neben Orthit und Apatit vor allem idiomorpher Zirkon verbreitet. Erz ist mit Biotit in Gesellschaft. Granat ist selten beobachtet, Calcit fehlt vollständig.

5. Struktur: Bei nahezu mittelgleichkörniger Ausbildung ist sie hypidiomorphkörnig mit fremdgestaltigen Alkalifeldspäten \pm Plagioklas und \pm idiomorphem Quarz und Muskovit. Plagioklas zeigt immer starke Füllung. Quarz und Alkalifeldspat bilden selten Pflaster oder Streifen und leiten dann zu Typ Ic über.

6. Textur: Deutlich kristallisationsschieferig mit guter Regelung von Mikroklin und Muskovit. Der Plagioklas und seine Füllung sind kaum geregelt. Feinstreifige Textur kann bei grösserem Alkalifeldspatgehalt und glimmerreicheren Grenztypen überhandnehmen.

Strukturtyp Ib: Flaserig-augige, porphyrtartige Alkalifeldspatgneise

1. Makroskopische Beurteilung: Die Gesteine des Typ Ib sind sämtlich sehr einheitliche, flaserig-augige Alkalifeldspatgneise mit noch relativ reichlich Glimmermineralien. Auf dem Hauptbruch lagern oft zusammenhängende Muskovithäute, während der glänzend braunschwarze, mittelblättrige Biotit wohl mit dem Muskovit assoziiert ist, aber eine mehr fleckige Verteilung aufweist. Besonders charakteristisch sind die bis 3 cm langen idiomorphen, gelblichweissen Alkalifeldspäte oder Alkalifeldspataugen. Sie lassen manchmal in wenig geschieferten Typen Karlsbaderzwillinge erkennen und treten dadurch besonders stark hervor, dass sie von

lockeren Biotitfasern begleitet oder eingehüllt sind. Die Augen sind manchmal auch zu flachlinsigen, etwas gewellten Streifen ausgewalzt und dann in enger gepackten muskovitreichen Fasern, die auf dem Hauptbruch als glänzende Buckel hervortreten, eingehüllt. Diese Gneise haben porphyrische bis porphyrartige Struktur und oft Ähnlichkeit mit Graniten. Vom Medelsergranit sind sie durch straffere Regelung der Alkalifeldspäte und oft etwas grösseren Biotitgehalt unterschieden. Auch ist der Perthitgehalt des Feldspats ein anderer.

2. Chemische Zusammensetzung (Analyse L. HEZNER (75)):

si	al	fm	c	alk	k	mg	qz	t
408	45 1/2	16	9 1/2	29	0,61	0,48	+ 214	+ 7

Berechnete Zusammensetzungen:

390	48 1/2	6	5 1/2	40	0,57	?	+ 128 1/2	+ 3
375	50 1/2	4	4	41 1/2	0,50	?	+ 107	+ 5

Zusammensetzung: Engadinitisch mit hohem t.

3. Mineralzusammensetzung:

	Hauptvariation	Gesamtvariation
Quarz	25—35	25—45
Alkalifeldspat (Mikroklinperthit)	25—30	20—40
Plagioklas (Albitoligoklas)	15—30	10—30
Muskovit	8—15	3—20
Biotit und Nebengemengteile	5—15	3—17

4. Die Mineralkomponenten:

Alkalifeldspat ist im Schliffbild zufolge der porphyrartigen Struktur in sehr wechselnder Menge vorhanden. Im Mittel mag er etwa 28 Vol. % einnehmen. Er tritt auf:

a) Als Einsprenglinge mit schwacher perthitischer Entmischung, feinbraunstaubigem Pigment, das den Kristallen makroskopisch eine graugelbliche bis bläulichgelbliche, etwas elfenbeinfarbige Trübung verleiht, mit Einschlüssen von idiomorphem, von groben Serizitschuppen erfülltem Plagioklas mit sauberem Albitrand und von tropfenförmigen Quarzen. Man kann manchmal zwei Systeme von Perthitlamellen feststellen. Das eine ist nicht streng parallel gerichtet, sondern etwas schlierig, oft mit Verzweigungen und Ausweitungen zu Albitflecken; das zweite ist streng parallel zu einer Spaltbarkeit, aber sehr schmal entwickelt. Der Perthitgehalt ist geringfügig, 10 bis max. 20 % (Einzelmessungen 12 %, 20 %), auf alle Fälle viel kleiner als im Medelsergranit, wo er 30—50 % ausmacht. Ausserdem zeichnen sich diese Einsprenglinge oft besonders randlich durch phantomartige Gitterung aus und stecken in den augengneisartigen oder streifigen Typen in einem Mikroklinmörtel. Längs Rissen oder am Rande entwickeln sich oft blumenkohlartige, deltaförmige Myrmekitwarzen mit zersetzungsproduktfreiem Albit. Es handelt sich hier also wahrscheinlich um späte Bildungen.

b) Im Mörtel und im mittelkörnigen Plagioklas-Alkalifeldspat-Quarz-Gewebe zwischen den Glimmerfasern ist ebenfalls braunpigmentierter mittelkörniger Mikroklin entwickelt, der oft in Schachbrettalbit mit scharfer Lamellierung umgewandelt erscheint. Manchmal sind auch ganze Einsprenglinge albitisiert, ohne dass wesentlich Serizit frei wird. Manchmal tritt ein lückenloses, nur selten mit etwas Albit verleimtes, hypidiomorphes Pflaster vor Alkalifeldspat ohne wesentliche Gitterung an die Stelle der Einsprenglinge und leitet so zu Typ Ic über.

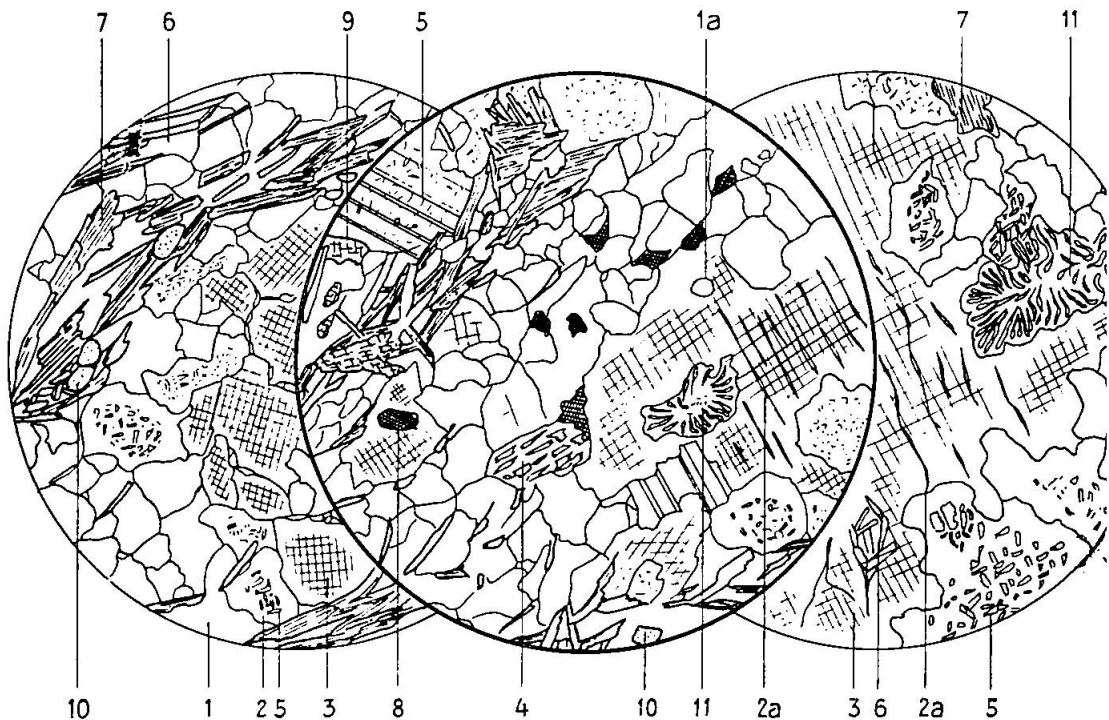


Fig. 26. Strukturtypus Ib: porphyrtige Alkalifeldspatgneise, z. T. mit granitisch-körniger Struktur, vorwiegend zwischen Zone I und II, Vergrößerung ca. 50:1.

1 Quarz; 1a Quarztropfen in Mikroklin; 2 gefüllter Plagioklas; 2a Perthitlamellen in Mikroklin; 3 Mikroklin; 4 Schachbrettalbit; 5 Serizit; 6 Muskovit; 7 Biotit; 8 Calcit; 9 Epidot; 10 Apatit; 11 Myrmekit.

Plagioklas ist in wesentlich geringeren Mengen als Alkalifeldspat vorhanden. Meist erscheint er locker mit Serizit und sehr wenig Zoisit erfüllt und feinlamellar verzwilligt, in ca. $\frac{1}{2}$ bis 1 mm Durchmesser messenden Kristallen. Saubere Albitränder werden nur gegen Alkalifeldspat entwickelt wobei zugleich die Serizitfüllung dichter wird. Einige Integrationsmessungen an solchen umrandeten Plagioklasen zeigten, dass alles Kali des Alkalifeldspates, das durch den Rand verdrängt wurde, im Serizit Platz hat.

Kleine xenomorphe Albite ohne Serizitfüllung entstehen manchmal neu im Mörtel der Alkalifeldspateinsprenglinge. Ihre Zwillingslamellen sind breiter. Besonders charakteristisch und für Bildung unter liquidmagmatischen Bedingungen kennzeichnend sind die idiomorphen Plagioklaseinschlüsse der Alkalifeldspäte. Hier ist die Füllung etwas grobschuppiger, aber immer unregelmäßig. Bemerkenswert ist auch die Tatsache, dass in den grösseren idiomorphen, selbst

ständigen, nicht an Alkalifeldspat unmittelbar angrenzenden Plagioklasen die Serizitfüllung bis an den Rand reicht, viel lockerer und manchmal nach (010) eingeregelt ist. Tropfenförmiger Quarz steckt auch im Plagioklas. Man kann hin und wieder beobachten, dass auch Quarz durch Plagioklas verdrängt wird. Manchmal bilden seriziterfüllte Plagioklase zwischen den Glimmerfasern ein xenomorphes Pflaster und vermitteln so zwischen Typ Ib und Ic.

Quarz ist als Sandquarz mittel- bis feinkörnig entwickelt. Die grösseren Körner zeigen xenomorphe Begrenzung, die kleineren Individuen sind mehr rundlich oder polygonal. Undulöse Auslöschung ist in schwachem Mass nur den grösseren Körnern eigen. Oft begleiten Quarzpflaster die Glimmerfasern und unterteilen sie. Risse können nur in grösseren Individuen beobachtet werden und laufen \perp parallel der Schieferung. Tropfen- und Myrmekitquarz ergänzen das Strukturbild.

Unter den Glimmermineralien wiegt Muskovit etwas vor. Er ist besser idiomorph als der Biotit und ungefähr gleich gross entwickelt. Hierbei gilt, dass er in massigen Typen etwas kleiner und schlechter geregelt, in schieferigen Typen etwas grösser und besser geregelt ist als Biotit. Durchmesser etwa $\frac{1}{5}$ bis $\frac{1}{2}$ mm.

Biotit zeigt durchwegs dunkelschwarzbraunen Pleochroismus, ist in massigen Typen oft fetzig-xenomorph, grobblättrig (Durchmesser bis $1\frac{1}{2}$ mm) und mit Sagenit erfüllt, in schieferigen Typen etwas kleiner ($\frac{1}{4}$ bis $\frac{2}{5}$ mm), besser idiomorph und meist von mittelkörnigen Titanitschwärmen begleitet.

Die Glimmer treten selten zu kompakten Fasern zusammen. Meist sind sie im Sandquarzgewebe bei mässiger Regelung locker gerafft. Kompaktere Fasern zeigen nur in schieferigen Typen gute Regelung.

Nebengemengteile: Verbreitet sind fetziger Calcit, Titanit; selten und spärlich prismatischer Zirkon, Zoisit, Rutil, Turmalin, Granat.

5. Struktur: Porphyrische bis porphyrtartige und porphyroblastische Struktur. Die kleinen Alkalifeldspäte und Schachbrettalbite sind, wenn nicht in einheitliches Pflaster eingebaut, xenomorph, die Plagioklase meist idiomorph, Quarz hypidiomorphkörnig. Das Gefüge zwischen den Einsprenglingen ist hypidiograno-lepidoblastisch, in massigen Typen etwas wirrflaserig. Feldspatfüllung meist ungeregelt, selten Serizit parallel (010).

Metasomatisches Gefüge ist für den Rand und die Risse der Alkalifeldspateinsprenglinge typisch (Myrmekit). Dieses Gefüge ist in seinen groben Partien und in schieferigen Typen von Albitisierung überprägt.

6. Textur: Schwach lentikular-flaserig bei grober Bankung. Nur mangelhafte Regelung der Glimmermineralien. Ausgewalzter Mörtel um Feldspateinsprenglinge zeigt oft gute Paralleltextur.

Übergangstypen zu Ia (kleine Feldspäte, viel Muskovit) und Ic (gute Paralleltextur).

Strukturtyp 1c: Streifengneise i. e. S., sog. Vitgira- gneise

1. Makroskopische Beurteilung: Bei ausgesprochener streifiger Ausbildung der Glimmerlagen sind diese Gneise reich an hellen Gemengteilen, insbesondere an Feldspat. Die Textur ist kristallisationsschieferig mit flachfaseriger Umhüllung der ausgewalzten Feldspatlinsen durch die Glimmerlagen. Schon von blossen Auge kann man feststellen, dass eine sehr starke Sonderung der hellen Gemengteile eingetreten ist, indem feinkörnige, streifige Quarzlagen mit mehr linsigen, bläulich porzellanweissen Kalifeldspataugen und Lagen wechsellagern. Gegenüber Strukturtyp 1b sind hier die Muskovite nicht mehr als glänzende Fasern ausgebildet sondern in groben, bis 2 mm grossen Einzelblättern den Glimmerstreifen eingeordnet. Feinschuppige Biotitflecken sind eng mit diesen Muskovitblättern assoziiert.

2. Chemische Zusammensetzung:

Berechnete Molekularwerte aus Integrationsanalyse:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	t	qz
No. 576 ¹⁾	475	49	7	5 1/2	38 1/2	0,43	?	+ 8	+ 221
No. 1013	400	49 1/2	10 1/2	3	37	0,54	?	+ 9 1/2	+ 147

In Wirklichkeit dürfte t wesentlich kleiner sein, weil in Muskovit ein Teil Al durch Si-Mg ersetzt ist.

Der Chemismus ist danach aplitgranitisch bis engadinitisch.

3. Mineralzusammensetzung:

	Hauptvariation	Gesamtvariation
Quarz	25—35	23—38
Plagioklas (An 5—10 %)	um 20	15—28
Alkalifeldspat (Mikroclin)	30—35	23—38
Muskovit	um 10	7—13
Biotit + Nebengemengteile	um 6	4—10

Die Zusammensetzung ist also gegenüber 1b etwas alkalifeldspatreicher und biotitärmer, dem Chemismus nach etwas aplitischer, jedoch ist der Unterschied nicht gross und bezüglich Mineralbestand können auch in Typ 1b ganz gleiche Zusammensetzungen auftreten. Der charakteristische Unterschied besteht in der viel ausgesprochener streifigen Textur.

4. Die Mineralkomponenten: Man erkennt sehr deutlich, dass die vorliegende kataklastisch-kristallisationsschieferige Ausbildung durch Auswalzung eines alkalifeldspatreichen porphyri-

¹⁾ Handstück und Schliffnummer.

schen Granites entstanden ist. Die zentralen Teile der feinkörnig linsigen Augen und Streifen sind nämlich durch stark zertrümmerten, in feinen Mörtel eingebetteten Feldspat oder durch grössere Quarzkörner in Sandquarz eingenommen. Ausserdem fällt auf, dass in den Linsen entweder vorwiegend Alkalifeldspat oder vorwiegend Quarz das Pflaster bilden. Sehr schön kann auch beobachtet werden, wie vor allem die grossen Feldspäte der Auswalzung Widerstand ent-

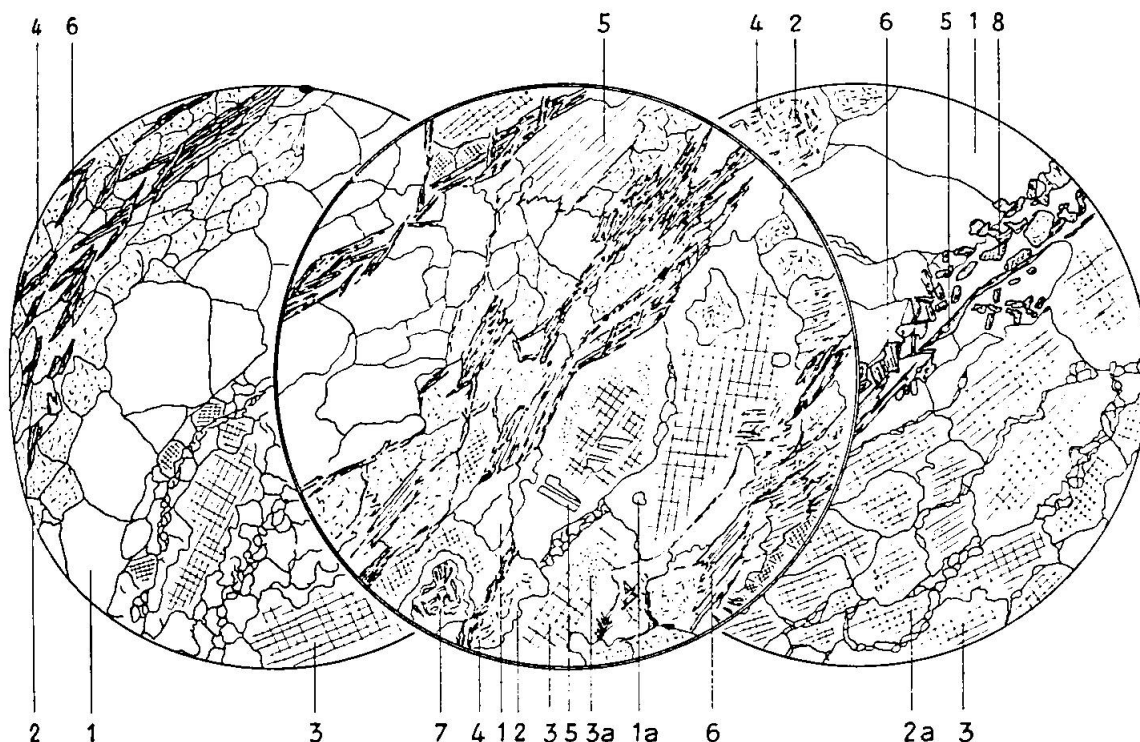


Fig. 27. Strukturtypus Ic: Streifengneise i. e. S. Vorwiegend zwischen Zone II und IV bzw. IV und V. Vergrösserung 50:1.

1 Quarz; 1a Quarztropfen in Mikroklin; 2 gefüllter Plagioklas; 2a Albitränder um Mikroklinteilkörner; 3 Mikroklin; 4 Serizitschuppen; 5 Muskovit; 6 Biotit; 7 Myrmekit; 8 Calcit.

gegensetzten, indem Glimmer und Quarzlagen flaserig um ihre Reliktlinen herumgelegt wurden. Die Serizitfasern und Muskovitschuppen stehen oft mit ausgewalztem Plagioklas im Zusammenhang.

Quarz ist relativ grobkörnig ausgebildet (Durchmesser meist um $1\frac{1}{2}$ mm [$\frac{1}{4}$ bis 1 mm]). Streng von Alkalifeldspat getrennt ist er in Lagen und flachen Linsen angeordnet. Bei lagiger Anordnung grenzt er oft ohne Glimmerzwischenlage an die Feldspatpflaster an, bei flachlinsiger Anordnung ist er gerne von Glimmer umhüllt. Er zeigt etwas stärkere undulöse Auslöschung als in IVb und besonders bei den grossen Körnern kann diese Auslöschung draperieartigen Charakter haben. Bei guter Regelung ist er stets einschlussfrei und zeigt in umfangreicheren Pflastern oft intensive Verzahnung. In schmalen Lagen ist er etwas besser idiomorph und auch straffer geregelt. Oft schief zum Haupt-

bruch gestellte Pressungsrisse können die grösseren Körner unterteilen. Quarzeinschlüsse in Alkalifeldspateinsprenglingen sind selten, manchmal jedoch werden Alkalifeldspateinsprenglingsreste durch Quarz-Plagioklasäderchen unterteilt. Myrmekit ist selten beobachtet worden.

Plagioklas ist gegenüber Alkalifeldspat und Quarz etwas untergeordnet und bildet auch seltener selbständige und gut begrenzte Streifen. Meist ist er den Mikroklinpflastern randlich eingefügt oder in Gesellschaft mit der Muskovitpflastern. Er ist immer durch Serizit \pm Zoisitfüllung ausgezeichnet und zeigt oft Zwillingslamellierung. Er ist mittel- bis feinkörnig entwickelt und um so besser idiomorph, je grösser geformt er ist. Durchmesser $\frac{1}{4}$ bis $\frac{1}{2}$ mm. Wenn er den Glimmerstreifen angegliedert ist, ist er oft von sehr groben Muskovitschuppen durchsetzt und um so besser der Schieferung eingegliedert, je schmaler das Pflaster ist. Der Anorthitgehalt beträgt meist 6 bis 9 %, kann aber bis zu 13 % ansteigen. Einzelne einschlussfreie Kristalloblasten mit guter Zwillingslamellierung sind idiomorph. Gegen Alkalifeldspat wird zuweilen ein schmaler, einschlussfreier Rand entwickelt. Seltener fressen sich von zersetzungsproduktfreien Individuen verwaschene Myrmekitbildungen in den Alkalifeldspat ein. Diese Myrmekite sind durch eine Albitisierung überprägt und besonders gut an Einschlüssen im Mikroklin zu erkennen.

Alkalifeldspat ist der wichtigste helle Gemengteil, kenntlich an der staubfeinen braunen Pigmentierung. Die grösseren Kristalle zeigen z. T. Mikroklingitterung und (seltener) perthitische Entmischung. Von besonderem Interesse sind die fremdgestaltigen, ausgesprochen lappig umgrenzten \pm einschlussfreien Reste von Alkalifeldspateinsprenglingen im Innern von grösseren Augen. Sie sind durch besonders starke Pigmentierung ausgezeichnet und haben grosse Ähnlichkeit mit den Xenolithen in den Feldspatäugen der Ganneretschneise (Typ Id). Als Einschlüsse sind feine Serizitschuppen hin und wieder von Bedeutung. Oft bildet der Alkalifeldspat auch ein lückenloses \pm idiomorph-körniges Pflaster mit Albitzement. Seltener sind ungegitterte mittelgrosse bis grosse (Durchmesser um 1 mm) Alkalifeldspäte von xenomorpher Ausbildung mit reichlich tropfenförmigen Quarzeinschlüssen und idiomorphen Plagioklaseinschlüssen etwas gleichmässiger verteilt. Diese Gesteine leiten dann zu Typ Ia über. Der Alkalifeldspat ist oftmals durch Quarz angefressen. Schachbrettalbitbildungen sind hin und wieder an Mikroklinen im Pflaster um die xenomorphen Einsprenglinge zu beobachten, erfassen aber oft nur einen Teil des Kornes.

Die Mikroklinpflaster sind durchwegs \pm idiomorph. Manchmal, besonders wenn die Körner fast dieselbe optische Orientierung zeigen, treten feinverzahnte Korngrenzen auf.

Muskovit: Als Serizit ist er im Plagioklas regellos gelagert. Wenn er etwas rekristallisiert ist, sammelt er sich oft zwischen dem Plagioklaskornpflaster in etwas grösseren Kristallen, die der Schieferung relativ gut eingeordnet sind. Als Muskovit tritt er in grösseren, bis 2 mm Durchmesser aufweisenden Kristallen streng geregelt auf. Oft bildet er Fläsern, die die Alkalifeldspatpflaster umhüllen und ist mit groben Spalttrissen ausgestattet.

Man kann beobachten, wie etwas feinblättrigere Muskovitfläsern in der Nähe der Plagioklasaggregate den Serizit unter Sammelkristallisation gewissermassen aus dem Pflaster herausziehen.

Biotit: Er ist gegenüber Muskovit etwas untergeordnet und meist feinschuppig-blättrig entwickelt. Der Pleochroismus geht von strohgelb nach dunkelrotbraun, sattbraun oder braunschwarz. Er erscheint entweder in langgestreckten, wirrflaserigen Nestern oder schmalen Streifen und ist regellos gelagert. Es ist um so schlechter geregelt, je feinschuppiger er ausgebildet ist. Man hat oft den Eindruck, dass diese Biotitfasern durch Zerreiben oder Ausmahlen von Biotitaggregaten der Granitgneise unter gleichzeitiger Entmischung von Ti und Umkristallisation im Titanit entstanden sind. Die biotitreichen Stellen der Fasern sind Sammelpunkte der Nebengemengteile.

Nebengemengteile: Titanit, zum Teil in grossen leukoxenisierten Körnern, Orthit, stark zersetzt und von Epidot umrandet. Epidot, Chlorit sind verbreitet, aber meist in kleiner Menge. Apatit, Erz, Zirkon.

Zuweilen treten grosse Granat-Chloritaggregate, also Strukturelemente III b auf.

5. Struktur: Bei augig-streifiger Ausbildung meistens reliktsch-porphyrklastische Struktur, bei ausgeprägt streifiger Ausbildung gleichkörnig-hypidiomorphe Struktur mit etwas grösseren Alkalifeldspäten. Plagioklas durchwegs etwas kleiner als Alkalifeldspat und Quarz.

6. Textur: Streifige Walztextur mit Anklängen an Kristallisationsschieferung. Plagioklas und Quarz neben den Muskoviten oft gut geregelt. Biotit oft schlecht geregelt. Oft flachlinsige Alkalifeldspataugen, von Quarzlagen und Linsen ohne Glimmerzwischenlage begleitet. Plagioklasstreifen oft in Gesellschaft mit Muskovitfasern.

Strukturtyp Id: Kalifeldspatreiche Streifengneise, Kalifeldspataugen (Akyrosom) im Biotitgneiskyriosom, pegmatitische Gneise mit Glimmerplagioklasgneisakkyrosom (Ganneretschgneis)

1. Makroskopische Beurteilung: Gemeinsames Kennzeichen: Mittel- bis grobkörnige Struktur und fast ausschliesslich aus hellen Gemengteilen aufgebaut. Kalifeldspat in bläulichgrauen, eckigen, oft 1 bis 2 cm grossen Kristallen (seltener in 3 und 4 cm grossen Individuen) überwiegt über Quarz. Unter den spärlichen Glimmermineralien wiegt grobblättriger, bis 1 cm grosser Muskovit vor. Durch mässige Parallelorientierung der Muskovitblätter wird manchmal eine schwach streifige Textur erreicht, die durch streifiges Auswalzen der Alkalifeldspäte noch betont werden kann. Die Gesteine leiten zu Typ Ia und manchmal zu Typ IIa über durch Zunahme von Plagioklas und dunklen Gemengteilen. Andererseits existieren fast nur Kalifeldspat führende Endglieder mit oft porphyroklastischer Struktur.

2. Chemische Zusammensetzung:

Beispiel von Molekularwerten, berechnet aus Integrationsanalyse.

si	al	fm	c	alk	k
460	50 1/2	3	3 1/2	43	0,54 bis 0,70

Zusammensetzung: Aplitgranitisch.

fm kann wohl bis etwa 10 ansteigen (Biotitgehalt max. 12 %).

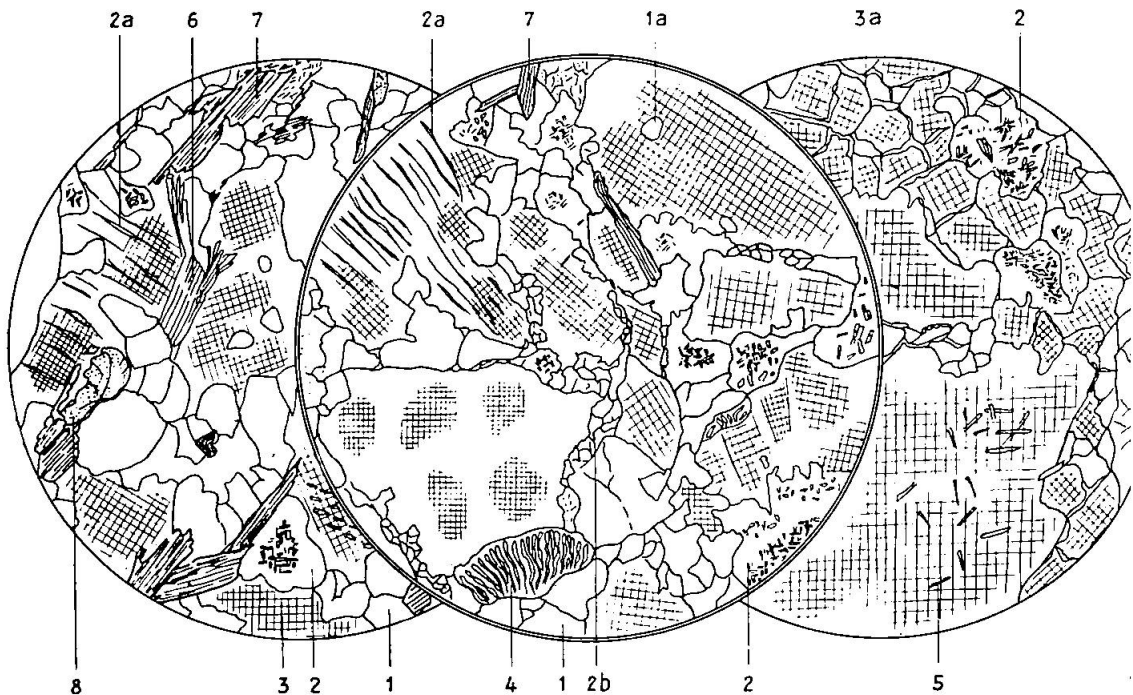


Fig. 28. Strukturtypus Id: Alkalifeldspatgneise mit pegmatitischer Struktur, sowie Kalifeldspatäugen in Ophtalmiten. Piz Ganneretsch Ostseite und Val Platta. Vergrößerung 50:1.

1 Quarz; 1a Quarztropfen in Mikroklin; 2 gefüllter Plagioklas; 2a Perthitlamellen in Mikroklin; 2b Albitkornneubildungen zwischen Mikroklinbruchstücken; 3 Mikroklin; 3a Mikroklinteilkörner; 4 Myrmekit, feingegliedert; 5 Serizit; 6 Muskovit; 7 Biotit; 8 Granat.

3. Mineralzusammensetzung:

	Hauptvariation	Gesamtvariation
Quarz	20—25	10—40
Alkalifeldspat	40—50	38—60 (ev. 80)
Plagioklas	um 15	10—25
Muskovit	5—10	5—10
Biotit + Nebengemengteile	um 5	2—12

4. Die Mineralkomponenten:

Alkalifeldspat ist durchwegs Mikroklin mit zum Teil sehr schöner Gitterung. Perthitische Entmischungen sind bei grösseren Kristallen häufig, jedoch in geringer Menge zu beobachten. Korngrösse meist ca. 1 bis 2 mm, jedoch treten auch xenomorphe Einsprenglingsreste bis zu 1 oder 2 cm Durch-

messer auf. Hypidiomorphkörnige Gestalt. Die Korngrenzen sind oft durch ein feinkörniges Mus gekennzeichnet (Kataklase). Manchmal tritt klarer Albitzement an die Stelle dieses Mörtels, oft auch Schachbrettalbitlamellen. Die Pigmentierung ist nicht sehr dicht und oft etwas fleckig. Verdrängung durch klare Myrmekitaggregate und Albitränder um zersetzten Plagioklas sind hin und wieder zu beobachten. Tropfenförmige Quarz-, idiomorphe Plagioklas- und Biotiteinschlüsse deuten auf Erstarrungsstruktur. Die Regelung ist in einigen körnig-streifigen Typen gut; in den Augen oft unregelmäßige Anordnung. Oft zeigen die xenomorph verzahnten Körner des einheitlichen Mikroklinpflasters nahezu gleiche optische Orientierung. Umwandlung zu Schachbrettalbit kann hin und wieder festgestellt werden, erreicht aber nie grösseren Umfang.

Besonders typisch ist für die grösseren Kristalle eine verwaschene „verwackelte“ Gitterstruktur, die fleckige Auslöschung zur Folge hat.

Plagioklas ist im Mittel wesentlich kleiner als der Alkalifeldspat ($\frac{1}{4}$ bis $\frac{1}{2}$ mm Durchmesser), er führt reichlich besenförmigen Zoisit, der im Zentrum zuweilen sogar diablatisch angeordnet sein kann. Muskovit als Füllmineral ist etwas seltener und meist grobschuppig entwickelt. Die Füllung ist durchwegs unregelmäßig. Zoisit kann manchmal zu grösseren Idioblasten rekristallisiert sein. \pm Idiomorphe, fast zersetzungsproduktfreie Kristalle sind oft durch feine Zwillingslamellierung gekennzeichnet.

Für den Plagioklas ist streifige Anordnung und Assoziation mit Muskovit oft typisch. Im Myrmekit ist er vollkommen einschlussfrei, klar und hier nicht durch Albitisierung überprägt. Die Myrmekite haben oft dasselbe Aussehen wie in Typ Ib, sind ziemlich feingliedrig, deltaförmig oder „brotkrumenartig“.

Quarz ist oft feinkörnig xenomorph, intersertal zwischen die Alkalifeldspäte eingeklemmt oder findet sich in ihnen als tropfenförmige Einschlüsse. Undulöse Auslöschung ist in grösseren, lappig umgrenzten, oder lagenhaft angeordneten Körnern oft deutlich draperieartig. Linsige Pflaster sind seltener zwischen groben Glimmerblättern eingebettet und dann \pm idiomorph-körnig.

Biotit ist meist nur akzessorisch als mittelgrosse, etwas zerfetzte und mit Titanit umsäumte Blätter eingestreut. In Kalifeldspatäugen der Ganneretschneise erscheint er oft randlich in schuppigen Aggregaten von mehr phlogopitischem Charakter. Oft ist er zu gelb-schmutziggrün pleochroitischem Chlorit (Pennin) mit reichlich Titanit umgewandelt und dann mit Apatit oder Zoisitbesen zu Putzen oder kurzen Flasern assoziiert. Er zeigt dann gelblich-dunkelrotbraunen Pleochroismus. Durchmesser meist $\frac{1}{5}$ bis $\frac{1}{2}$ mm. Oft Sagenitgewebe. Manchmal reliktsch-fetzenförmige Ausbildung. Als Einschluss im Alkalifeldspat \pm idiomorph und mittelgrobblättrig.

Muskovit ist als Serizit im Plagioklas relativ spärlich und meist grobschuppig zu etwas filzigen Aggregaten sammelkristallisiert. Die Hauptmasse des Muskovites wird durch grobe, idiomorphe Blätter mit bis 2 mm Durchmesser gebildet. Sie sind meist schlecht eingeregelt. Dies ist ein wichtiger Unterschied gegenüber Typ Ic. Wenn er in Flasern angeordnet ist, zeigt er meist feinblättrige Ausbildung und auch dann schlechte Regelung. Er ist einschlussfrei.

Nebengemengteile: Apatit (reichlich), Zoisit und Titanit sind relativ häufig und mit Biotit in Gesellschaft. Erz erscheint in kleinen ($\frac{1}{20}$ bis

$\frac{1}{10}$ mm Durchmesser) Körnern spärlich zwischen den hellen Gemengteilen. Mittelkörnige Granatidioblasten (Durchmesser $\frac{1}{5}$ bis $\frac{1}{3}$ mm) sind manchmal in unregelmäßige Muskovitaggregate eingebettet. Der Granat ist bräunlichrosa gefärbt und stark genarbt. Orthit und Zirkon fehlen.

5. Struktur: Grob hypidiomorphkörnig bis porphyroklastisch mit relativ grossen Alkalifeldspäten. Besonders typisch sind feine Mörtelkränze um Mikroklin. Verdrängungsstrukturen durch Myrmekit untergeordnet. Plagioklas mittelkörnig mit relativ reichlich Zoisit. Quarz xenomorphkörnig, intersertal z. T. streifig angeordnet. Alkalifeldspat manchmal poikilitisch von Quarztropfen durchsetzt.

6. Textur: Richtungslos bis schwach streifig. Quarz und Plagioklas zeigen oft bessere Regelung als die Alkalifeldspäte. Glimmerfasern sind schlecht geregelt. Besonders Muskovit ist oft vollkommen richtungslos angeordnet. Die Struktur zeigt sehr viele Anklänge an Pegmatitstruktur.

β) Typen II: Monoschematische Glimmerfeldspatgneise mit gemischtem Stoffbestand und helle Bestandmassen der Chorismite

Strukturtyp IIa: Monoschematische Glimmerfeldspatgneise mit gemischtem Stoffbestand, z. T. Mikrochorismite

1. Makroskopische Beurteilung: Der Habitus dieser Gesteine ist relativ einheitlich: es handelt sich um Stengel-, Streifen-, Lagen- und flaserige Augengneise mit noch ziemlich reichlich Glimmermineralien. Die Biotite und Muskovite sind sehr grobblättrig und bilden lückenhafte Hüllen um die kleinen Feldspatquarzaugen oder zusammenhängende Streifen und Lagen. Sie stehen in starkem Kontrast zu den körnigen, grauweißen, augenförmigen oder lagigen Feldspatmassen, welche als helle Höcker oder Flecken gerne herauswittern. Die Anwitterungsfarbe ist hellgraubräunlich, die Paralleltextur und Schieferung oft mangelhaft und die Gesteine bilden gut gebankte, umfangreiche Komplexe.

2. Mineralzusammensetzung:

Tabelle XIV

	Hauptvariation	Gesamtvariation
Quarz	30—35 Vol %	25—45
Plagioklas (Albit-Oligoklas)	um 25	20—35
Alkalifeldspat und Schachbrettalbit	10—15	5—25
Serizit, Muskovit	um 15	5—20
Biotit (Chlorit)	um 10	5—20
Zoisit	5—7	3—10
Nebengemengteile	um 3	1—5

3. Die Mineralkomponenten:

Quarz: Grobes bis mittleres Korn, Durchmesser $\frac{1}{10}$ bis 1 mm. In grösseren Körnern durchwegs lappig, xenomorph gestaltet und oft durch Plagioklas zum Teil verdrängt. In feinkörniger Ausbildung auch als runde, tropfenförmige Einschlüsse im Plagioklas und Schachbrettalbit. Oft in etwas linsenförmigen, aber mit Feldspat stark verflössen und von Plagioklas oft durchsetzten, verzahnten Pflastern. Hierbei durchsetzen oft grobe Risse senkrecht oder auch schief zum Hauptbruch das ganze Pflaster, ohne an (optischen) Korn-

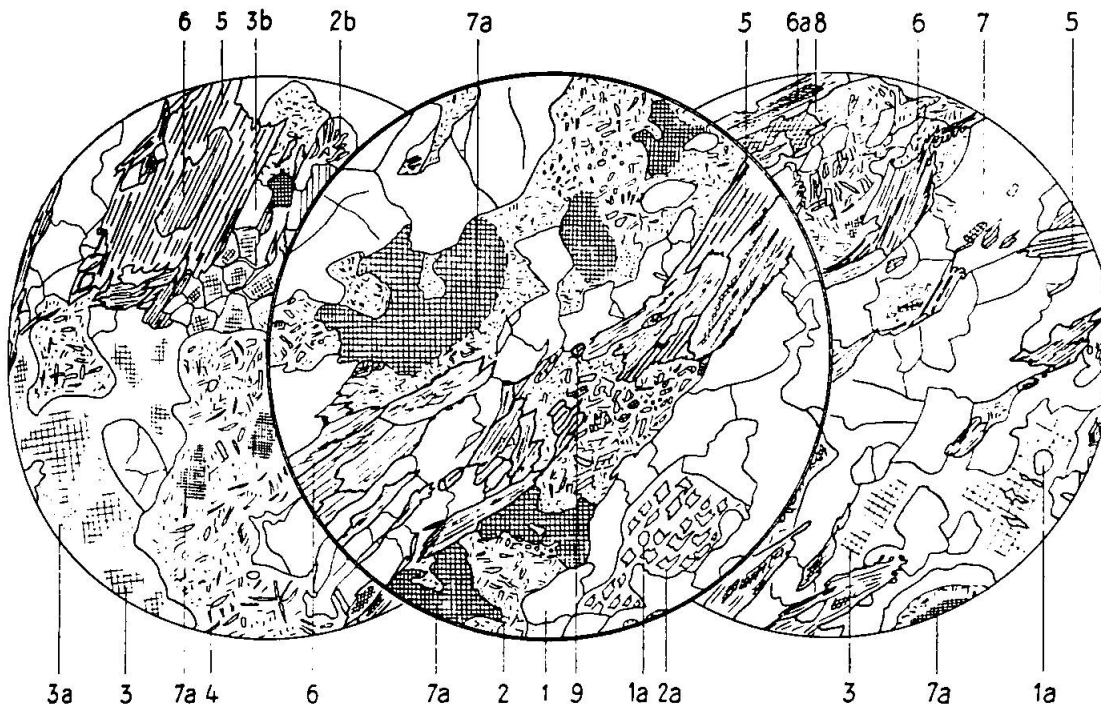


Fig. 29. Strukturtypus IIa: Monoschematische Glimmerfeldspatgneiss mit gemischtem Stoffbestand. Vergrößerung 50:1.

1 Quarz; 1a Quarztropfen in Mikroklin; 2 dichtgefüllter Plagioklas; 2a Schachbrettalbit; 2b Myrmekit; 3 Mikroklin, einsprenglingsartig; 3a pigmentierter Mikroklin; 3b Mikroklinteilkörner; 4 Serizit; 5 Muskovit; 6 Biotit; 6a Sagenitgewebe in Biotit; 7 Zoisit; 7a feindiablastischer Zoisitfilz; 8 Calcit; 9 Zirkon.

grenzen Halt zu machen. Undulöse Auslöschung ist oft sehr kräftig, draperieartig. Von besonderem Interesse sind fremdgestaltige, buchtige, amöbenartige Quarzeinschlüsse in Schachbrettalbit. An einigen (wenig charakteristischen) Stellen scheint Quarz den Schachbrettalbit zu verdrängen. Feine, sehr lockere Pigmentierung durch Serizitschuppen kann hin und wieder beobachtet werden. Aus länglich tropfenförmigen Quarzeinschlüssen im Plagioklas können sich manchmal grob-myrmekitartige Gebilde entwickeln.

Plagioklas: Die Plagioklasindividuen sind durchwegs \pm xenomorph gestaltet, grobkörnig (Durchmesser $\frac{1}{2}$ bis 2 mm) und eng mit Quarz verzahnt. Gegenüber Schachbrettalbit und Alkalifeldspat können sie sich freier entwickeln und haben dann oft einen zersetzungsproduktfreien, buchtigen Rand angelagert.

Zwillingsbildungen sind bei dem starken Zersetzungsgrad undeutlich verschwommen und mittel-feinlamellar. Schärfere und feinere Lamellierung tritt

manchmal in locker beschütteten Plagioklasen auf und erfasst dann auch den zersetzungsproduktfreien Rand.

Der Plagioklas ist immer stark mit Umwandlungsprodukten angefüllt. Besonders reichlich und in gleichmässiger Verteilung sind grobschuppig-filzige Muskovitblätter eingelagert. Manchmal, besonders in der Umgebung der Biotitflasern, zeigen sie Parallelregelung. Sonst sind sie wirr gelagert. Grössere Muskovitschuppen lassen zuweilen staubfeine Zoisit- oder Titanitkränze erkennen. Selten sind Biotiteinschlüsse.

Die Zoisitfüllung ist häufig im Kern oder in einzelnen Haufen angesammelt, meist feinkörnig; manchmal sind grössere Individuen prismatisch oder besenförmig. Hin und wieder ist Zoisit auch über das ganze Individuum verteilt mit einzelnen Häufungsstellen. Selten ist der Rand besonders zoisitreich. Die Füllung ist nie so dicht und diablastisch wie bei Typ IV c. An einer Stelle konnte breite Umrandung von zersetztem Plagioklas mit wurmförmigen Quarzstengeln durch klaren Albit mit eingeschlossenen verdrängten Schachbrettalbitresten beobachtet werden.

Schachbrettalbit und Alkalifeldspat sind in grossen Individuen noch ausgeprägter xenomorph als Plagioklas und Quarz. Sie liegen nur noch in Relikten vor, wobei eindeutig Verdrängungen durch Quarz und Albit erfolgten. Im Gegensatz zu den Plagioklasen sind die Schachbrettalbite völlig oder nahezu völlig frei von Zersetzungsprodukten. Fetzenförmiger Calcit, tropfenförmiger oder amöbenförmiger Quarz und einige Serizitschuppen sind (häufig längs Rissen) eingelagert. Calcit ist dabei oft mit dem Quarz in Gesellschaft. Übergänge von Schachbrettalbit in Mikroklin sind häufig zu beobachten. In einigen hellen, schon sehr streifengneisnahen Typen kann Mikroklin bei vorzüglicher Gitterung auch als selbständiges Pflaster von manchmal linsenförmiger Gestalt erscheinen. Dabei sind die \pm idiomorphen Mikroklinkörner durch Albitlamellen verkittet. Damit in Verbindung stehen zuweilen myrmekitartige Verdrängungen. Diese Typen leiten zu den Streifengneisen des Typ I über. Die Mikrokline zeigen schwache und schlecht geregelte perthitische Entmischungen, wie sie für die Streifengneismikrokline typisch sind.

Biotit ist durchwegs grobblättrig \pm xenomorph und zeigt hellgelbrötlichbraunen oder auch dunkelbraunroten Pleochroismus. Besonders charakteristisch sind die sehr reichliche Sagenitführung, die fein- bis mittelkörnigen Titanitkränze längs den Grenzen und längs Einschlüssen, und Einschlüsse von Apatit, Zirkon und rundlichem Epidot. Die Biotite sind nicht sehr gut geregelt. Manchmal treten sie mit Muskovit \pm Epidot zu kurzen Flasern zusammen, ohne jedoch die Textur wesentlich zu bestimmen. Chloritisierung unter starker Titanitausscheidung erfolgt meist lamellenweise. Es entsteht Pennin.

Muskovit ist im Gegensatz zum Biotit immer sehr gut idiomorph und gröberblättrig. Er umschliesst den Biotit oft vollständig und ist als jüngste Bildung zu bewerten.

Nebengemengteile sind nicht so reichlich wie in Strukturtyp IIIa, jedoch mannigfaltiger. Neben Zirkon, Apatit, Titanit, Rutil und seltenem Erz ist jetzt vor allem Calcit in xenoblastischen Fetzen von Bedeutung, besonders dort, wo reichlich Alkalifeldspat auftritt. Granat konnte nirgends mehr festgestellt werden. Der Zirkon ist nicht mehr durchwegs gerundet, sondern auch gut idiomorph und viel reichlicher als in Typ IIIa.

4. **Struktur:** Bei panxenomorphkörniger (lepidoblastischer) Ausbildung sind Entmischungs- und Verdrängungserscheinungen an Alkalifeldspat und Schachbrettalbit besonders charakteristisch. Die reichliche Füllung der Plagioklase lässt sehr schön erkennen, wie Quarz und Plagioklas stark verzahnt ineinandergreifen. Verzahnte Pflasterstruktur ist für die Quarze typisch, während die grossen xenomorphen Plagioklase kaum aggregiert sind. Sammelkristallisationen sind für manche Zoisite anzunehmen.

5. **Textur:** Im Handstück erkennt man oft eine streifige, lagige oder flaserige Textur, die im Schliff wegen der grobflaserigen Ausbildung nicht sehr gut zum Ausdruck kommt. Immerhin ist bezüglich der Quarzpflaster und der Biotitflaser eine gewisse Regelung erkennbar, die um so deutlicher wird, je biotitreicher das Gestein und je feiner das Korn ist. Muskovit ist schlecht geregelt und wahrscheinlich spät- oder nachdeform gebildet.

Strukturtyp IIb: Helle Bestandsmassen (Akyrosom) in chorismatischen Gneisen, besonders Lagen in den Stromatitgneisen

1. **Makroskopische Beurteilung:** Die Gesteine mit Strukturen IIb sind durchwegs helle Bestandsmassen in Biotitgneisen und Glimmerschiefern mit Hornfelsstruktur. Sie sind gegen diese Gesteine meist recht scharf abgegrenzt und sowohl diskordant als konkordant gelagert. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen weniger als 1 cm und ca. 1 m. Noch umfangreichere helle Bestandsmassen haben bei ähnlicher Struktur oft pegmatitischen Charakter.

Im Handstück sind die „Aplitlagen“ oft leicht geschiefert und fein mit Biotit gesprenkelt und zeigen mittleres bis grobes Korn. Schon von blossem Auge können farblose-hellrosa gefärbte Quarzpflaster und schneeweisse oder etwas graue Albitsubstanz unterschieden werden. In mehr pegmatitisch struierten Varietäten ist hellgrau-blauer oder weisser Alkalifeldspatperthit anzutreffen. Die Aplitlagen stehen mit den mehr pegmatitischen diskordanten Lagen und Stöcken in sichtbarem Zusammenhang.

In der Nähe des Kontaktes, besonders bei diskordanten Gängen und Adern in basischen, biotitreichen Gneisen, ist oft eine feinfleckige, graubraune Trübung durch feine Biotitschüppchen zu bemerken.

2. **Chemische Zusammensetzung:** Molekularwerte (berechnet und Partialanalyse) im Mittel etwa:

si al fm c alk k
um 400 45—50 8 16 37—32 0,2

Zusammensetzung: Natrongranitaplitisch bis quarzdioritaplitisch.

3. Mineralzusammensetzung:

Tabelle XV

	Hauptvariation	Gesamtvariation
Quarz	30—40	30—50
Plagioklas (Albit-Oligoklas)	35—45	25—55 in seltenen Fällen 65
Schachbrettalbit und Alkalifeldspat	0—10	0—15
Serizit, Muskovit	10—15	7—22
Biotit	0—5	0—10
Zoisit, Calcit	um 10	5—15
Nebengemengteile	um 3	1—5

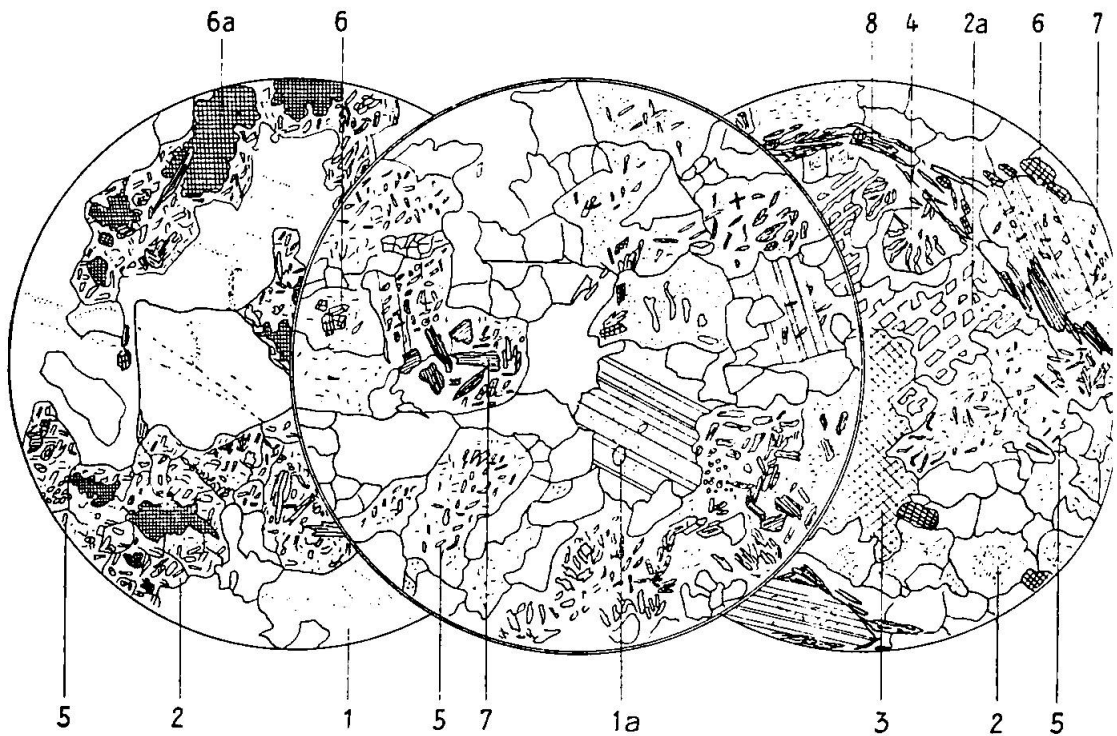


Fig. 30. Strukturtypus IIb: Helle Bestandsmassen, vorwiegend Akyrosom in chorismatischen Gneisen, meist Adern und Lagen. Vergrößerung 50:1. 1 Quarz, leicht pigmentiert; 1a Quarztropfen in Plagioklas; 2 gefüllter Plagioklas; 2a Schachbrettalbit; 3 Mikroklin; 4 Myrmekit, von Albit umrandet; 5 Serizit; 6 Zoisit, Epidot; 6a feindiablastischer Zoisitfilz; 7 Muskovit; 8 Biotit.

4. Die Mineralkomponenten: Dieser Strukturtypus unterscheidet sich von IIa in erster Linie durch das Zurücktreten der dunkeln Gemengteile und des Muskovites, in zweiter Linie durch die Auflockerung der Plagioklasfüllung und die mehr idiomorphe Kristallisation des Plagioklases, besonders in den sauren Typen.

Quarz: Er ist bei durchwegs xenomorpher oder tropfenförmiger Ausbildung nicht mehr so häufig in Linsen oder Streifen angeordnet, sondern als xenomorph-buchtig begrenzte Einzelkörner oder gewunden-stenglige Korngruppen zwischen die zersetzten Plagioklase eingestreut. Bei grossem Plagioklasreichtum füllt er die Zwickel zwischen den \pm idiomorphen Feldspäten und ist etwas kleinerkörnig entwickelt. Xenomorph begrenzte Korngruppen sind manchmal gut parallel gerichtet, ohne dass jedoch die Einzelkörner eingeregelt werden. Oft sind auch feine Pigmentstreifen und Risse senkrecht zur Schieferung (Längserstreckung) zu bemerken. Sie machen an den Korngrenzen meistens Halt. Je kleiner die Körner (durch mechanische Beanspruchung) werden, desto besser idiomorph sind sie. In einigen schieferigen Grenztypen kann beinahe granoblastische Struktur resultieren. Besondere Beachtung verdienen grob myrmekitische Quarzstengel und Tropfen in zersetzten und mehr noch in sauberen Plagioklasen. Sie erscheinen besonders dort, wo auch etwas Schachbrettalbit zugegen ist.

Plagioklas: Er hat nach Drehtischbestimmungen Albitzusammensetzung mit 6–8% An. Er ist also etwas saurer als in den monoschematischen Mischgneisen. In besonders plagioklasreichen, grobkörnig-pegmatitisch struierten Typen kann aber auch Albitoligoklas mit etwa 10% An. auftreten. Diese Typen leiten dann zu IIIa über. Die Plagioklase sind meist etwas grobkörniger als Quarz. Jedoch sind in mechanisch wenig beanspruchten Gesteinen, wo der Quarz erst undulöse Auslöschung und nur untergeordnet Zertrümmerungen zeigt, auch grössere xenomorphe Quarzkörner angetroffen worden. Je grösser der Plagioklas entwickelt ist, um so besser idiomorph ist er im allgemeinen, jedoch sind auch sehr grosse Plagioklase oft durch feingezähnelten Rand miteinander oder mit Quarzkörnern verschweisst. Die Füllungsichte der Plagioklase ist deutlich abhängig von der Distanz vom Kontakt mit dem Nebengestein und die Art der Füllung vom Chemismus des Nebengesteines. In basischen, zoisitreichen Glimmergneisen ist sie durch besonders reichlichen diablastischen Zoisit, durch blätterigen oder tafeligen, mittelgrossen, hellbraunen Biotit \pm Chlorit und Serizit gegeben. In Biotitgneisen ist die Füllung oft weniger dicht, reichlich grobschuppiger Serizit, Calcit, Zoisit und wenig Biotit. Am reinsten sind die grobkörnigen Plagioklase von pegmatitartigen Adern, wo nur etwas besenförmiger Zoisit neben gleichmässig verteiltem, feinschuppigem Serizit Platz greift.

Gegen Schachbrettalbit und zuweilen gegen Quarz wird oft ein sauberer Rand entwickelt. Dieser legt sich auch um Myrmekit gegen Alkalifeldspat. Die Myrmekitbildungen sind damit älter als die Albitisierungsphänomene (also gleich wie in den monoschematischen Glimmerfeldspatgneisen mit gemischtem Stoffbestand).

Schachbrettalbit und Alkalifeldspat sind sehr spärlich vertreten und ganz analog entwickelt wie in Typ IIa (frei von Zersetzungsprodukten, oft Einschlüsse von Quarz und Plagioklas mit Albitrand, xenomorphe Gestalt).

Biotit, Zoisit und Muskovit können zuweilen auch ein selbständiges Dasein führen. Besonders in schieferigen und kontaktnahen Bereichen sind sie in kurzen Flasern mit reichlich eingestreutem Zoisit entwickelt.

Unter den Nebengemengteilen erscheint neu epidotumrandeter Orthit. Calcit ist oft noch reichlicher als in IIa, besonders bei starker Schiefer-

rung, wo er häufig an Stelle des Epidot auftritt. Die übrigen Akzessorien treten stark zurück oder fehlen vollständig.

5. **Struktur:** Bei xenomorpher, mittel- bis grobkörniger Struktur ist meistens eine saubere Trennung in Quarz,,schlieren“ und Plagioklas,,inseln“ möglich. Die Plagioklasfüllung zeigt schuppig-körnige oder diablatisch-blätterige Struktur und ist völlig ungeordnet. Manchmal wird die Struktur hypidiomorph-grobkörnig, etwas porphyrartig, mit locker gefüllten Plagioklasen.

6. Die **Textur** ist durch Quarzstreifen meist etwas gerichtet und schwach parallelgeregelt. An Quarz ist fast immer Kataklase zu beobachten. Bei starker mechanischer Beanspruchung kann dann eine etwas bessere Regelung der Quarzkörner eintreten. Schlecht geregelt bleibt die Plagioklasfüllung. Biotit, Muskovit und Zoisitfasern lassen oft eine bessere Regelung erkennen, als dem Gesamtgefüge zukommt.

7. **Übergangstypen:** Einige plagioklasreiche Typen mit pegmatitischer Struktur leiten zu III a über. Andererseits besteht grosse Analogie zu II a. Bei starker Schieferung wird der Plagioklas oft zu kleinen Körnchen zerdrückt und das Serizit-Albitaggregat kann dann manchmal ausgewalzt werden, wobei die Serizitschuppen etwas parallel gerichtet werden. Am Kontakt mit Amphiboliten ist der Albitoligoklas in mittelgrossen bis kleinen (hyp)idiomorphen Körnern zu unregelmässig begrenztem Pflaster mit reichlich eingestreuten, z. T. grobkristallinen Zersetzungs- und Assimilationsprodukten zusammengefügt.

γ) Typen III: Körnige Glimmerplagioklasgneise, z. T. leicht alkalisiert, glimmerdurchsetztes Akyrosom in Phlebiten mit feldspatreichen Adern; Granatpseudomorphosen in den Gneisen

Strukturtyp IIIa: Grobkörnige, plagioklasreiche Adern in Phlebiten mit Glimmerplagioklasgneiskyriosom, granitisierte Kontaktzonen von Pegmatiten in Glimmergneisen, plagioklasreiche Streifengneise am Kontakt mit Glimmerplagioklasgneisen (zu monoschematischen Glimmergneisen mit gemischtem Stoffbestand überleitend)

1. **Makroskopische Beurteilung:** Diese grobkörnigen, massigen, hellen, weissen oder etwas bläulich-weissen Gesteinspartien sind charakteristisch für die Übergangszone von Strukturbereichen II b gegen die glimmerreichen Gneispartien. Sie können als selbständiges Akyrosom besonders in Phlebiten mit unscharf be-

grenzten Adern beobachtet werden. Im Handstück fallen neben den grobkörnig-idiomorphen, unregelmässigen Plagioklaskörnern sofort die zu grossen Blättern umkristallisierten und in lockeren Flasern angeordneten, besonders randlich reichlicher werdenden Biotit- und Muskovitblätter auf. An Faltenumbiegungen oder in mehr zentralen Teilen der Plagioklas-Quarzadern sind diese Glimmerfasern regellos angeordnet und können dem Gestein lokal ein massiges, granitisch-körniges Gepräge geben.

Die am Kontakt gegen Streifengneise erscheinenden mehr schieferigen Typen sind durch Vorwiegen von Muskovit und glänzenden Serizitüberzug auf dem Hauptbruch ausgezeichnet. Allen gemeinsam ist die idiomorphkörnige Struktur und der grosse Plagioklasgehalt.

2. Mineralzusammensetzung:

Tabelle XVI

	Hauptvariation	Gesamtvariation
Plagioklas (Oligoklasalbit mit 10–15% An)	50–65	40–80
Quarz	10–20	5–30
Biotit	um 15	5–20
Muskovit, Serizit	um 10	0–30
Zoisit	um 5	0–7
Nebengemengteile	ca. 3	3–5

Als Nebengemengteile treten reichlich auf: Erz, Granat, Calcit, Zirkon (idiomorph), Apatit.

3. Die Mineralkomponenten:

Quarz: Er ist mittel- bis feinkörnig, xenomorph-gerundet und oft mit Biotit in Gesellschaft. Er zeigt deutlich undulöse Auslöschung und manchmal pflasterartige Anordnung mit schwach verzahnten Korngrenzen. Sehr charakteristisch sind runde, tropfenförmige Quarzeinschlüsse in Plagioklas, seltener sind myrmekitartige Bildungen.

Man kann Verdrängungsphänomene von Quarz durch Plagioklas beobachten. Die xenomorphen Quarzkörner zeigen manchmal eine wenig ausgeprägte Regelung im Gegensatz zu den meist regellosen Plagioklasen.

Plagioklas: Es handelt sich um Oligoklasalbit von 10–12 % An-Gehalt. Er zeigt teilweise sehr schöne, feine und scharfe Zwillinglamellen nach dem Albit- und Periklingesetz. Er ist im Mittel etwas grösser als Quarz und zeigt Durchmesser von $\frac{1}{2}$ bis 3 mm. Die Füllung ist nicht sehr dicht. Zoisit bleibt feinkörnig-besenartig und ist oft im Kern oder in mehreren Flecken angehäuft. Serizit ist fein- bis mittelgrobschuppig und gleichmässiger verteilt. Oft sind nur einzelne Schuppen festzustellen. In schieferigen, streifen- gneisartigen Typen erscheint manchmal reichlich filziger Muskovit an den Plagioklaskorngrenzen.

Besonders charakteristisch sind neben idiomorphen Quarzeinschlüssen auch idiomorphe Granateinschlüsse, die besonders dort reichlich auftreten, wo Flasern von Biotit und Nebengemengteilen scheinbar durch Plagioklas verschluckt werden.

Manchmal sind Zoisitkörnchen längs schmalen Zwillingslamellen besonders angereichert.

Die Plagioklase sind \pm idiomorph, können aber in feingezähnelten Grenzen mit eingeklemmten kleinen Quarzkörnern aneinanderstossen. Parallelorientierung ist nur in einigen Grenztypen, am Kontakt gegen Streifengneis beobachtet.

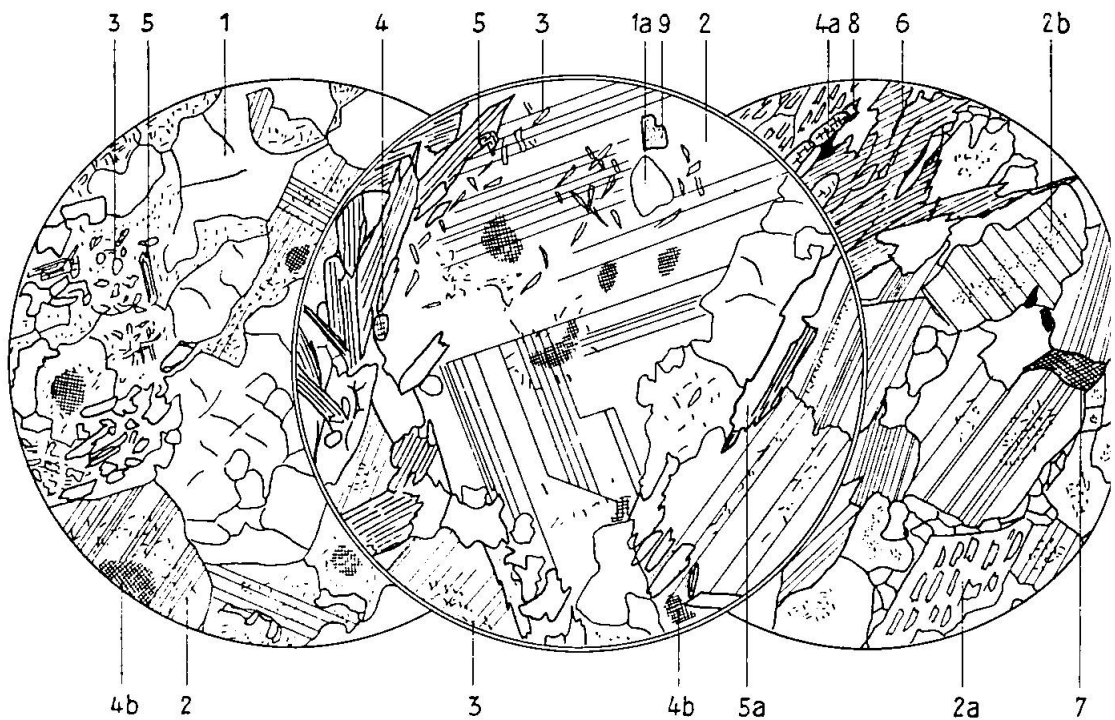


Fig. 31. Strukturtypus IIIa: Grobkörnige, plagioklasreiche Adern in Phlebiten mit Plagioklasgneiskyrlosom. Vergrößerung 50:1.

1 Quarz; 1a Quarztropfen in Plagioklas; 2 Plagioklas mit lockerer Füllung; 2a Schachbrettalbit; 2b Pigmentierter Plagioklas; 3 Serizit; 4 Zoisit; 4a Epidot; 4b feindiablastischer Zoisitfilz; 5 Biotit; 5a Muskovit; 6 Chlorit; 7 Calcit; 8 Erz; 9 Granat.

Biotit: Er ist xenoblastisch, grob-mittelblättrig, manchmal auch feinblättrig und dann fetzig-nestartig aggregiert. Er führt zuweilen reichlich Erzeinschlüsse und oft einen Titanitrind. Er ist zum Teil fleckig chloritisiert und mit reichlich \pm idiomorphem Zirkon und grobblättrigem Muskovit in Gesellschaft. Parallelorientierung ist sehr undeutlich.

Muskovit ist im Idealtypus untergeordnet, in einigen streifengneisartigen Typen tritt er reichlicher auf, bildet dort die grobschuppige Füllung der Plagioklase und zum Teil wirrflaserige nestartige Anhäufungen. Im Idealtyp ist er grobblättrig und in Gesellschaft mit Biotit. Es ist bezüglich Muskovitgehalt eine deutliche Abhängigkeit vom Charakter des Nebengesteins festzustellen.

Granitisierter Amphibolit und Kontaktzonen von Aplit in Amphibolit führen keinen Muskovit.

Nebengemengteile: Besonders reichlich sind Zirkon, Zoisit, Granat, Erz, Calcit (in fetzenförmigen Xenoblasten, reichlich in den schieferigen Typen) \pm Apatit.

4. **Struktur:** Grobkörnig-hypidioblastische Struktur mit sehr viel \pm idiomorphem Plagioklas. Glimmerminerale untergeordnet, Quarz kleiner gestaltet als Plagioklas. Manchmal feinverzahnte Plagioklaskorngrenzen.

Übergang zu mehr xenogranoblastischen, quarzreicheren Typen, mit stärker gefüllten, etwas kleineren Plagioklasen, sowie zu noch plagioklasreicheren, mehr pflasterartig struierten Endgliedern sind beobachtet. Plagioklasfüllung oft nach Spaltrissen orientiert.

5. **Textur:** Im allgemeinen massige Textur. Quarz und Biotit zeigen oft geringfügige Regelung, während der Plagioklas und seine Füllung ungeregelt bleiben. Einige muskovitreiche Typen zeigen bezüglich Plagioklas etwas besser Paralleltextrur und flaserige Anordnung von Biotit und Muskovit.

An diesen Typus ist ein Gestein anzuschliessen mit folgendem Mineralbestand: Albit 78 %, Chlorit 14 %, Calcit $6\frac{1}{2}$ %, Ng $1\frac{1}{2}$ %. Es handelt sich um einen sehr gut geregelten Albitchloritschiefer mit reichlich Schachbrettalbit, idiomorphem Plagioklas und gutgeregelten Chloritflasern(lagen). Die Plagioklase sind reine Albite, nur schwach pigmentiert und frei von Zersetzungsprodukten. Das Gestein tritt am Kontakt von streifigem Gneis mit Biotitgneis südlich Alp Toma auf und leitet zu ganz analogen, aber nun schon reichlich mikroklinführenden Augengneisen über, die am Kontakt von Streifengneis gegen feinaugigen Chloritgneis im Val Aulta anstehen (siehe auch S. 183).

Strukturtyp IIIb: Granatpseudomorphosen in Glimmerplagioklasgneisen und Streifengneisen

1. **Makroskopische Beurteilung:** In Glimmerplagioklasgneisen IIIc, in Streifengneisen und in Pegmatiten treten oft linsenförmige oder rundliche, schwärzlichgrüne, körnige Massen auf, die randlich häufig etwas aufgelockert erscheinen. Im Kern kann man manchmal schon von blossem Auge einzelne Granatkörner entdecken, die besonders schön auf den Anwitterungsflächen herausgearbeitet werden. Diese Knoten von Granat und blätterigen Mineralien (meist Chlorit oder Muskovit) stellen fremdartige Strukturelemente dar. Sie sind deshalb zu einem besonderen Strukturtyp zusammengefasst worden.

Von ganz ähnlich geformten, aber heller gefärbten Granatpseudomorphosen in den Amphiboliten unterscheiden sie sich durch völliges Zurücktreten von Zoisit unter den Zersetzungsprodukten. Trotzdem dürften diese Granatpseudomorphosen mit den Granaten der Amphibolite in Verbindung stehen, denn sie treten immer dort reichlich auf, wo in der Umgebung ein Granatamphibolitvorkommen ansteht (S Alp Serengia, Val Aulta, Il Parlet).

2. Mineralzusammensetzung:

Tabelle XVII

	Hauptvariation	Gesamtvariation
Granat	30—40	20—60
Chlorit, Biotit	um 30	10—60
Muskovit	10—15	5—30
Quarz, Plagioklas	20—25	5—40
Nebengemengteile (Apatit, Erz)	um 5	0—10

3. Die Mineralkomponenten:

Granat: Es handelt sich durchwegs um Relikte, nicht um Neubildungen. Die Teilkörner lassen meistens noch sehr gut den Umfang des umgewandelten Kornes erkennen. Oft sind die Teilkörner nur durch schmale Maschen von Zersetzungsprodukten getrennt und zeigen Parallelregelung, d. h. das alte Korn wurde durch Pressung beansprucht und längs den rechtwinklig aufeinanderstehenden Rissystemen umgewandelt. Manchmal ist die Umwandlung so weit fortgeschritten, daß nur noch rundliche Granatrelikte in einer filzig-wirrflaserigen Grundmasse zurückbleiben.

Der Granat ist etwas pockennarbig und dunkelrosarot oder rosabraun gefärbt, wesentlich dunkler als in den Granatamphiboliten (siehe S. 214). Er ist vollkommen isotrop.

Biotit und Chlorit in wirrflaseriger Anordnung und eher xenoblastischer Ausbildung sind die wichtigsten Umwandlungsprodukte des Granat. Der Biotit ist oft in Chloritisierung begriffen und dann nur noch in unscharf begrenzten hellbraunen Inseln in den Chloritfetzen eingestreut.

Muskovit ist oft besonders randlich angehäuft und kann das ganze knötchenförmige Gebilde flaserig umhüllen. Er ist durchwegs gut idiomorph, aber ausserhalb der umhüllenden Flasern sehr schlecht geregelt. Oft ist der wirrstrahlige Chloritfilz mit solch mittel-grobblättrigen Muskovittafeln gespickt.

Quarz ist besonders in den Granatpseudomorphosen der Pegmatite und Streifengneise reichlich in Form runder Schmelzlöcher eingegliedert. Er durchlöchert die Pseudomorphosen, zeigt aber kaum undulöse Auslöschung. (Siehe Tafel I, Fig. 6.)

Idiomorphe Plagioklaseinschlüsse sind besonders in den Paradisgneisen (Typ IIIc) anzutreffen.

Unter den eingeschlossenen Nebengemengteilen dominieren Erz und Apatit. Der Granat selbst ist einschlussfrei.

3. Struktur: Wirrblättrig-körnige Maschenstruktur, Verdrängungsstruktur.

4. Textur: Meist deutliche Regelung der Granatteilkörner und der Muskovitfasern. Wirrblättrig unregelmäßige Textur der Biotit-Chloritmassen in den Maschen. Quarz unregelmäßig.

Strukturtyp IIIc: Glimmergneise vom Typ Paradis, z. T. leicht alkalisiert und mikroophthalmitisch

1. Makroskopische Beurteilung: Im Handstück ist dieser Typus ziemlich mannigfaltig, besonders was seine Grenzglieder anbelangt. Sehr weit verbreitet und in gleichmässiger Ausbildung erscheint ein feinaugig-fleckiger, gut gebankter und deutlich geschieferter, braun anwitternder Gneis, bei dem makroskopisch Linsen oder feine Augen von Plagioklas und Quarz sich gut von lückenhaften, mittel-feinblättrigen Biotit-Muskovitfasern abheben. Übergangsglieder zu feinstreifigen, zoisitreichen und muskovitreichen Typen können besonders am „Kontakt“ gegen Streifengneis beobachtet werden. Feldspatreichere, grobkörnigere Varietäten leiten zu Typ III a über, zu hellen feldspatreichen Adern, die als Schlangenfalten in diesem Paradisgneis häufig sind.

2. Chemische Zusammensetzung: Die Analyse vom Glimmergneis des Piz Paradis hat folgende Werte geliefert:

Tabelle XVIII

Gew. %		Mol.-Werte		Basisnorm			
SiO ₂	66,65	si	275	Q	49,5	Q	49,5
TiO ₂	0,79			L	34,0	Kp	8,0
Al ₂ O ₃	15,11	al	37	M	14,7	Ne	23,5
Fe ₂ O ₃	0,17	fm	33	Akz	1,8	Cal	2,5
FeO	4,43	c	7			Sp	6,9
MnO	0,08	alk	23	π	0,07	Fo	2,3
MgO	2,71					Fa	5,3
CaO	1,59	k	0,26	γ	0,00	Fs	0,2
Na ₂ O	4,30	mg	0,51			Ru	0,6
K ₂ O	2,24			μ	0,29	Cc	0,4
P ₂ O ₅	0,36	ti	2 1/2			Cp	0,8
H ₂ O +	1,13	p	1,2				
H ₂ O -	0,05	co ₂	1	An %	10 1/2		
CO ₂	0,17						
Total	99,78	al-alk	+ 14				
		t	+ 7				
Analyse: H. HUBER		qz	+ 83				
		c/fm	0,22				

Vergleich von Biotitvariante und Modus:

Biotitvariante				Modus (Vol %)			
Quarz	29,0			Quarz	28		
Albit	27,3	}	Feldspat	30,0	Feldspat	30	(An 12)
Anorthit	2,7						
Biotit	19,6	}	Glimmer	37,8	Biotit	24 $\frac{1}{2}$	Glimmer 39
Muskovit	18,2				Muskovit	14 $\frac{1}{2}$	
Calcit	0,4				Granat	}	3
Cp	0,8				Zoisit		
Titanit	1,8				Erz, Ap.		
Mt	0,2		Akzessorien	3,2	Calcit		

Die berechneten Biotit- und Muskovitzusammensetzungen der Biotitvariante sind beträchtlich Na-haltig. Im Modus ist mehr Muskovit gemessen worden als durch die Biotitvariante berechnet wurde. Im Biotit ist also ein bedeutender Ersatz des Si-Mg durch Al-Al erfolgt. Im übrigen ist eine sehr gute Übereinstimmung von berechnetem und gemessenem Mineralbestand festzustellen. Analyse und Mineralbestand zeigen einen sehr grossen Gehalt an Alkalien, wenn man vergleicht mit der Zusammensetzung von Glimmerschiefern und tonigen Sedimenten. Es kann eine leichte Alkalisierung den Gneis etwas verändert haben.

3. Mineralzusammensetzung:

Tabelle XIX

	Hauptvariation	Gesamtvariation
Quarz	25—30	25—30
Plagioklas (An 10—15 %)	20—30	15—40
Biotit (Chlorit)	um 20	15—25
Muskovit	um 15	5—20
Zoisit	0—10	0—15
Nebengemengteile	um 3—5	2—7

Als Nebengemengteile kommen in Frage: Erz, Granat, Apatit, Zirkon, Titanit.

4. Die Mineralkomponenten:

Quarz: Er zeigt meist etwas gröberes Korn als die übrigen Gemengteile, ohne jedoch den Charakter von Einsprenglingen anzunehmen. Mittelfgrobkörnig, hypidio-xenoblastisch, etwa $\frac{1}{3}$ bis $\frac{1}{5}$ mm Durchmesser. Er ist immer frei von Einschlüssen und klar, selten von Rissen durchsetzt oder schwach staubfein pigmentiert. Undulöse Auslöschung ist häufig, aber nicht sehr ausgeprägt. Sehr oft ist er zu Korngruppen von 5—20 Individuen lückenlos zusammengefügt und bildet dann linsig-verzahnte Pflaster, in mehr schieferigen Typen auch etwa kurze Streifen bei geringfügiger Verzahnung. In stark geschieferten Typen überwiegen mittelgrosse Einzelkörner.

Die lückenlos-linsigen Pflaster sind oft glatt begrenzt und von lockeren, in schieferigen und Übergangstypen auch straffer gefassten Glimmerfasern umhüllt. In den schieferigen Typen sind die Quarzkörner oft recht gut geregelt.

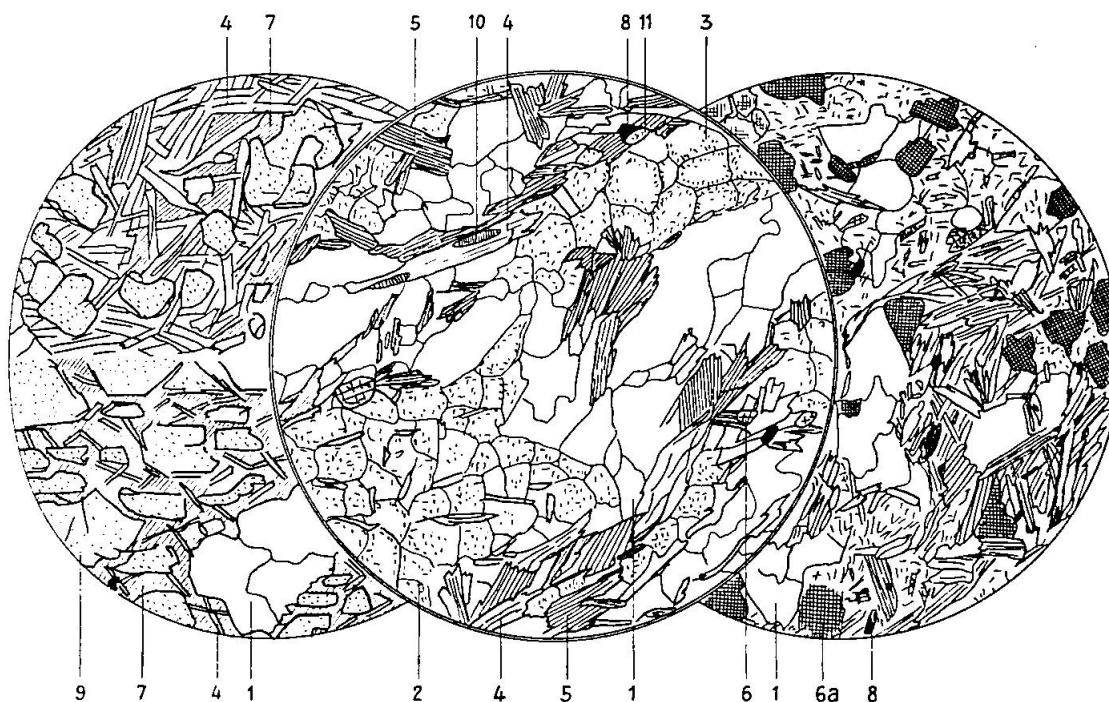


Fig. 32. Strukturtypen IIIb und c: Paradisgneis. Granatpseudomorphosen in den Gneisen. Vergrößerung 50:1.

1 Quarz; 2 gefüllter Plagioklas; 3 Serizit; 4 Muskovit; 5 Biotit; 6 Zoisit; 6a feindiablastischer Zoisitfilz; 7 Chlorit; 8 Erz; 9 Granat; 10 Titanit; 11. Apatit.

Plagioklas: Er bildet meistens linsige oder etwas streifige, fein- bis mittelkörnige Pflaster, die stark von Serizitschuppen durchsetzt sind und unter Zunahme von Zoisit + Serizit oft zu den Glimmerfasern überleiten. Es ist also keine so scharfe Begrenzung wie bei den Quarzaggregaten zu beobachten. Oft ist der grobschuppige Serizit-Muskovit randlich im Korn angereichert, und der Kern der Idioblasten ist frei von Zersetzungsprodukten. In den stärker schieferigen Typen ist der Plagioklas eher etwas grobkörniger. Die Muskovitschuppen sind dann vorwiegend an den Korngrenzen angehäuft und scheinen die Idioblasten zu „verstäten“.

In einigen streifigen Grenztypen ist als Füllung auch reichlich etwas diablastisch gehäufter Zoisit (zum Teil sammelkristallisiert) zu beobachten. Die Plagioklaskörner zeigen dann mehr xenoblastische Ausbildung und sind von einem grobschuppig-dichten Filz von Muskovitschuppen angefüllt. Dort ist auch die Beziehung zu den Glimmerfasern eine viel innigere. In den mittelkörnigen Pflastern ist der Plagioklas oft rundlich-körnig. Es handelt sich immer um einen Albitoligoklas von 10—15 % An. Plagioklaspflaster und Serizitfüllung sind im Gegensatz zum Quarzpflaster nicht geregelt.

Biotit: Es tritt reichlich normaler, brauner Biotit auf, der aber vollständig chloritisiert sein kann. Er ist mittelgrob- bis feinblättrig und hypidio-

morph. Öfters führt er Sagenit und enthält manchmal Zirkoneinschlüsse mit pleochroitischen Höfen. Titanitsäume sind besonders in den chlorit- und zoisitreichen Typen häufig. Umwandlung zu graugrün-pleochroitischem Klinochlor ist in Mylonitzonen und stärker geschieferten Typen verbreitet und erfolgt so, dass ein unscharf begrenzter Biotitkern zurückbleibt.

Er ist zusammen mit Muskovit \pm Zoisit \pm Nebengemengteilen zu meist lockeren Flasern gerafft, die in schieferigen und streifigen Typen straffer werden können. Er bestimmt die kristallisationsschieferige Textur. Oft ist er etwas kleiner-blätterig als der assoziierte Muskovit. Der aus Biotit entstandene Chlorit ist noch etwas feinschuppiger.

Muskovit: Er erscheint besonders reichlich und in sehr groben Blättern in Mischtypen, feinaugigen und streifigen Gneisen mit Kalifeldspat (Typ II + IV). Zugleich wird der Biotit dort feinschuppig-blätterig und schwitzt reichlich Titanit.

In normalen Typen ist er etwas weniger reichlich als Biotit und etwas schlechter geregelt (oft verfilzt). Er ist etwas besser idiomorph und meist frei von Einschlüssen.

Zoisit ist normalerweise sehr untergeordnet und nur in einigen mittelfeinen Körnern den Akzessorien und Biotitflasern zugesellt. In feinstreifigen Typen kann er aber in sehr grosser Menge als Plagioklasfüllung auftreten und erscheint in grösseren, etwas epidotreichen Körnern besonders dort, wo der Biotit vor dem Muskovit das Feld zu räumen beginnt (Übergänge zu Typen III + I).

Die **Nebengemengteile** sind sehr mannigfaltig. Wichtig sind besonders blätterig-tafeliges Erz, Granat, Titanit, Apatit (spärlich), Zirkon und selten Calcit.

5. **Struktur:** Sammelbezeichnung: granolepidoblastisch mit Pflastern heller Gemengteile, polyschematisch-mikrochorismatisch.

6. **Textur:** Mittelmässige bis gute Regelung der Glimmerfasern und von Quarz, schlechte bis keine Regelung bei Plagioklas und Serizit. Dadurch wirrflaserige bis deutlich kristallisationsschieferige Textur; wirrflaserig besonders in den muskovitreichen oder chloritreichen Partien.

δ) Typen IV: Feinkörnige feldspatarme Glimmergneise und glimmerreiches Kyriosom in Stromatitgneisen, Kyriosom von Ophtalmiten (mit Kalifeldspataugen)

Strukturtyp IVa: Hornfelsartige, feldspatarme Glimmergneise bis Glimmerschiefer

1. **Makroskopische Beurteilung:** Gesteine, die durch Strukturtyp IV a gekennzeichnet sind, zeigen feines bis mittleres Korn und graubraune Färbung. Auf dem Hauptbruch liegen feinschuppiger Biotit und seidiger Serizit. Die hellen Gemengteile erscheinen als feine, graugesprenkelte Zwischenmasse. Der Bruch ist oft etwas splitterig, lässt aber durch Abblätterung parallel zum Hauptbruch

die meist gute Kristallisationsschieferung erkennen. Übergänge zu phyllitischen und hornfelsartigen Typen sind häufig und schon in kleinen Bereichen zu beobachten.

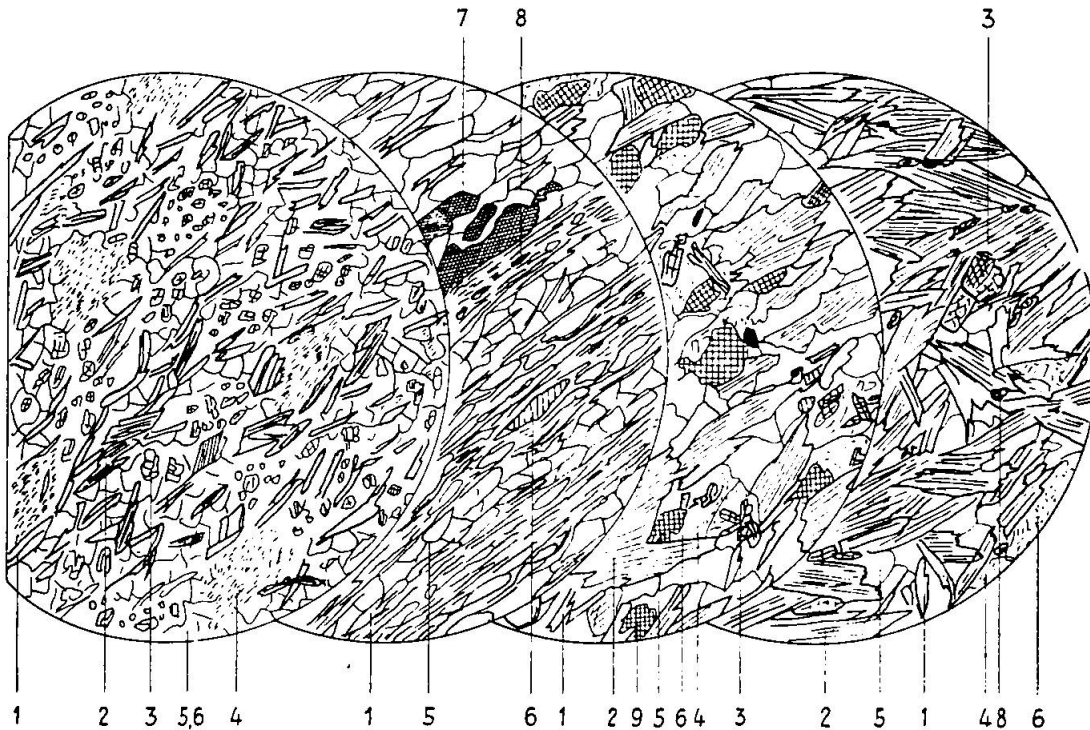


Fig. 33. Strukturtypen IV: Feinkörnige, feldspatarme Glimmergneise und glimmerreiches Kyriosom in Stromatitgneisen, Kyriosom von Ophtalmiten. Vergrößerung 50:1.

1 Muskovit; 2 Biotit; 3 Epidot, Zoisit; 4 gefüllter Plagioklas; 5 Quarz; 6 Albitneubildung; 7 Calcit; 8 Erz; 9 feindiablastischer Zoisitfilz.

2. Mineralzusammensetzung:

Tabelle XX

	Hauptvariation	Gesamtvariation
Quarz	25—35 Vol %	20—50
Plagioklas (\pm Alkalifeldspat)	20—25	10—40
Biotit	15—20	0—45
Muskovit, Serizit	10—15	5—17
Zoisit	10—15	5—30
Chlorit	0—3	0—10
Nebengemengteile	0—3	0—7

Als Nebengemengteile treten, der Verbreitung nach geordnet, auf: Titanit, Erz, Apatit, Zirkon, Granat.

3. Die Mineralkomponenten:

Quarz: Eckig bis lappig, hypidiomorphkörnig, mittel-feinkörnig oder gerundet.

In mittelgrossen Körnern oft xenomorph, mit schwach undulöser Auslöschung, bei feinkörniger Ausbildung idiogranoblastisch. Oft mittel- und feinkörnige Ausbildung nebeneinander. Die mittelkörnigen Individuen sind manchmal zu lappig verzahnten Korngruppen oder flachen Linsen gesammelt.

Der Quarz ist einschlussfrei, manchmal etwas pigmentiert und frei von Rissen.

Feldspat: Weit überwiegend saurer Plagioklas. Bei Einsprenglings- oder einsprenglingsartiger Ausbildung ist er \pm idiomorph. Häufiger zeigt er mittleres bis feines Korn und hypidioblastische bis xenoblastische Formen. Er ist immer mit Zersetzungsprodukten angefüllt. Locker eingestreute Muskovitblätter, gleichmässig verteilte, dichtgestreute Muskovitblätter + Zoisitkörnchen oder angehäuften oder diablastisch rekristallisierte Zoisitaggregate \pm Serizit bilden die Füllung.

Biotit: \pm idioblastisch, mittelgroblätterig, seltener fetzenförmig-xenoblastisch. Häufig Einschlüsse von feinkörnigem Titanit. Chloritisierung nicht sehr verbreitet und, wenn beobachtet, meist lamellenweise. Gute bis mittelmässige Regelung. Manchmal (besonders in porphyrischen und Übergangstypen) zu Flasern gerafft. Gewöhnlicher brauner oder hellbrauner Biotit.

Muskovit, Serizit: Als Plagioklasfüllung feinschuppig, schlecht geregelt. Bei grösseren, mittelkörnigen oder einsprenglingsartigen Plagioklasen oft in lockerer Schüttung. Bei kleinen Plagioklasindividuen oft etwas reichlicher und etwas besser geregelt; nicht mehr typische Füllung, sondern schon Übergang in Grundgewebemuskovit.

Als fein- bis mittelgroblätteriger Muskovit neben Biotit idioblastisch, aber eher untergeordnet. In einzelnen Übergangstypen zu IV b kann Muskovit dominieren und feinastomisierende, strenger geregelte Flasern und Lagen bilden.

Chlorit: Als Umwandlungsprodukt von Biotit nur von sekundärer Bedeutung. Meist lamellenweiser Wechsel mit Biotit und besonders bei den etwas gröberblätterigen Biotiten beobachtet. Bei kontaktmetamorph veränderten Typen als xenoblastisch-mittelblätteriger Prochlorit bis Klinochlor an Stelle des Biotit bei gleichzeitig starker Erzbildung.

Zoisit: Als Zersetzungsprodukt des Plagioklas manchmal in der ursprünglich feinkörnigen, staubartigen Ausbildung im Plagioklas angehäuften oder verteilt. Meist jedoch mittelkörnig-idioblastisch, insekteneierförmig, haberkornförmig bis prismatisch-stengelig. Manchmal nestartige, schlecht geregelte (wirrstrahlige) Agglomerate. Meist durchsetzt er das Grundgewebe sehr gleichmässig, ist aber schlechter geregelt als der Biotit. Dort, wo der Biotit zu lockern Flasern gerafft ist (Übergangstypen zu III c), ist er besonders reichlich in diesen Flasern eingestreut und oft auch etwas epidotreicher.

Nebengemengteile: Calcit oft reichlich, mittelkörnig xenoblastisch. Mittelkörnig-hypido- bis idioblastisch sind Granat und Apatit. Titanit ist spindelförmig bis feinstaubkörnig, oft in Biotit oder Chlorit eingeschlossen, relativ spärlich.

Erz zeigt sehr oft dünnblätterige (Eisenglimmer), manchmal xenomorphkörnige, lappige Ausbildung.

Mittel- bis feinkörnige, gut gerundete Zirkonkörner sind spärlich.

4. **Struktur:** Im allgemeinen gleichmässig hypidiogranolepidoblastisch mit Übergängen zu porphyrischen und idiograno- bzw. xeno(grano)lepidoblastischen Typen.

5. **Textur:** Schwach bis deutlich kristallisationsschieferig bei gleichmässiger Verteilung der hellen und dunkeln Gemengteile. Blätterige Mineralien (\pm Quarz, Zoisit) im allgemeinen gut geregelt. Feldspat und Feldspatfüllungen ungeregelt.

Übergänge zu lagigen, extrem kristallisationsschieferigen Typen mit straffer Regelung aller Komponenten, sowie anderseits zu wirrflaserigen oder lockerflaserigen-porphyrartigen Typen.

Strukturtyp IVb: Quarzreicher, phyllitischer Serizit-Biotit-Gneis

1. **Makroskopische Beurteilung:** Im Handstück ist das Gestein heller, serizitreicher und phyllitischer als IVa. Dieser Strukturbereich IVb ist sehr oft mit dem augigen Strukturbereich Id in Gesellschaft. Übergänge bis zu Serizitschiefern und Chloritphylliten sind beobachtet. Allen gemeinsam ist die ausgeprägte Kristallisationsschieferung, die sich auch auf die hellen Gemengteile bezieht. Auf dem Hauptbruch erscheint meist ein kontinuierlicher Serizit-Überzug.

2. Mineralzusammensetzung:

Tabelle XXI

	Hauptvariation	Gesamtvariation
Quarz	40—45	30—70
Feldspat (Plagioklas \pm Alkalifsp.)	25—30	10—40
Muskovit	25—30	5—25
Chlorit	um 7	0—30
Biotit	um 10	0—20
Zoisit, Nebengemengteile	um 3	bis 7

3. Die Mineralkomponenten:

Quarz: Unterschied zu IVa: bessere Regelung, hypidiogranoblastische Ausbildung. Manchmal mittelkörnig-tafelig und in Einkornlagen eingeordnet. Meist sehr feinkörnig, besonders bei starker Schieferung oder Fältelung.

Feldspat: Neben Plagioklas ist hier auch Alkalifeldspat von einiger Bedeutung. Plagioklas oft mittelkörnig idioblastisch, oft in Muskovit- oder Serizitflaseren eingehüllt. Lockere Muskovit-Füllung. Zoisitkörner fehlen oft. Alkalifeldspat durchwegs xenoblastisch, \pm einschlussfrei, pigmentiert, feinkörnig. Oft etwas fleckige Auslöschung. Manchmal sind die hellen Gemengteile in feinkörnige Lagen gesondert, ohne jedoch so starke Differenzierung wie in gewissen Streifengneistypen zu zeigen.

Glimmerminerale: Muskovit wiegt deutlich vor. Er erscheint hier sehr gut geregelt, in anastomisierenden Serizitlagen mit feinkörnigen Feldspateinschlüssen, dann auch in sammelkristallisierten Blättern oder (in Grenztypen) in groben Flasern. Biotit tritt gegenüber IVa zurück, ist oft fetzenförmig und chloritisiert. Pleochroismus etwas dunkler.

Chlorit erscheint als Zersetzungsprodukt des Biotit mit dunkelgrünem Pleochroismus und in phyllitischen Typen selbständig und feinschuppig-lagig als hellgelbgrünlicher Klinochlor.

Unter den Nebengemengteilen überwiegt Calcit. Daneben erlangen Apatit, Zoisit, Titanit (Granat, Zirkon, Turmalin) einige Bedeutung. Zoisit tritt immer dann reichlicher auf, wenn auch merklich Biotit vorhanden ist und ist dann in die Biotitflasern reichlich eingestreut.

4. Struktur: Im allgemeinen feingleichkörnige, hypidio-grano-(lepidoblastische Ausbildung, manchmal mit eingestreuten, von Glimmerflasern umgebenen mittelkörnigen Plagioklasen, \pm Quarz.

Plagioklasfüllungen ungeregelt. Sonst sehr straffe Regelung, besonders bei den blätterigen Komponenten. In augengneisartigen Kombinationstypen I/IV dünne, sanftgewellte Muskovit-Biotit-Flasern.

5. Textur: Ausgeprägt kristallisationsschieferig, manchmal feinlagig oder feinflaserig, gefältelt.

Strukturtyp IVc: Mittelkörniger Biotitgneis, Kyriosom von Stromatiten

1. Makroskopische Beurteilung: Bei mittelkörniger Ausbildung grauweiss gesprenkelt. Keine zusammenhängenden glänzenden Serizithäute auf dem Hauptbruch. Oft Bändertextur, manchmal bis 2 cm mächtige Hornblendelagen. Gute Kristallisationsschieferung. Gleichkörnig-granolepidoblastisch.

2. Mineralzusammensetzung:

Tabelle XXII

	Hauptvariation	Gesamtvariation
Quarz	um 30	25—35
Plagioklas (sauer)	20—30	10—40
Zoisit	10—15	10—15
Biotit	15—20	5—25
Serizit	0—3	0—5
Nebengemengteile	um 5	0—10

Als Nebengemengteile kommen in Frage: Granat, Apatit, reichlich Erz, etwas Titanit.

3. Die Mineralkomponenten:

Quarz, Plagioklas und Biotit sind xenoblastisch, mittelkörnig-blätterig, Muskovit fehlt, dafür tritt reichlich Klinozoisit auf.

Quarz oft eckig, zuweilen auch hypidioblastisch, einschlussfrei, schwach undulös auslöschend, manchmal Korngruppen mit grobverzahnten Grenzen der Einzelindividuen. Oft von Rissen durchzogen.

Plagioklas: Er tritt in feinkörnigen, xenomorph struierten Aggregaten zusammen mit sehr reichlichen Zoisitanhäufungen auf. Manchmal kann feinlamellarer Zwillingsbau beobachtet werden. Serizit als Füllmaterial nur spärlich.

Zoisit: Im Kern der feinkörnigen Plagioklasaggregate zu lückenlos diablastischem Gewebe angehäuft. Zum Teil mittelkörnig-strahlig umkristallisiert. Grössere epidotreiche, idioblastische Einzelkörner sind mit Biotit in Gesellschaft.

Nebengemengteile: Granat oft in Agglomeraten mittelgrosser und kleiner idiomorpher Körner.

Erz zum Teil sehr reichlich, mit Leukoxenrand, grob-mittelkörnig, lappig xenomorph. Besonders reichlich in der Nähe von Hornblendelagen.

Chlorit als Umwandlungsprodukt des Biotit spärlich.

Apatit und Titanit zusammen mit Biotit bzw. Erz, \pm idiomorph, mittel- bis feinkörnig.

Gleichmässige Verteilung der Gemengteile. Nur Quarz und Biotit manchmal zu Pflastern oder zu kurzen Fasern assoziiert und dann zu Typ IIIc überleitend.

4. Struktur: xenolepidogranoblastisch, \pm gleichkörnig. Plagioklas oft etwas feiner körnig, diablastische Zoisitanhäufungen.

5. Textur: Gute Regelung bei Biotit, trotz fettig-xenomorpher Ausbildung. Quarz nur z. T. geregelt. Plagioklas und Zoisitaggregate schlecht geregelt. Im ganzen deutlich kristallisationsschieferig. Durch Hornblendelagen und Kombination mit Typ IIb Stromatite. Keine Flasertextur, keine Einsprenglinge.

Strukturtyp IVd: Feinkörnig-biotitreiches Grundgewebe in Ophthalmiten (Piz Ganneretsch, Nordseite Piz Ault, Val Platta)

1. Makroskopische Beurteilung:

Bei feinkörnig-schuppigem, biotitreichem Aussehen ist dieses Paragneisgewebe in groben, oft stark gewundenen Fasern um die grossen Kalifeldspataugen vom Typ Id gehüllt. Die Fasern scheinen z. T. gepresst und zusammengestaut worden zu sein. Auf Hauptbrüchen erscheinen glänzend-goldbraunschuppige zusammenhängende Biotitlagen. Die Augen selbst sind umhüllt von einer lückenlosen Serizitschicht. Grobe bis ca. 1½ mm Durchmesser aufweisende Mus-

kovitschuppen sind auch in die biotitreichen Flaserngewebe eingestreut.

2. Mineralzusammensetzung:

Tabelle XXIII

	Hauptvariation	Gesamtvariation
Quarz	10—20	5—30
Plagioklas (Oligoklasalbit)	10—20	10—40
Biotit	40—50	30—60
Muskovit	10—20	10—35
Nebengemengteile (Zoisit, Titanit)	um 3	0—5

3. Die Mineralkomponenten:

Plagioklas und Quarz fein-mittelkörnig, xenoblastisch, untergeordnet.

Quarz: einschlussfrei, oft Zwickelfüllung zwischen dem Biotitgewebe. Manchmal braunpigmentiert mit staubfeinem Pigment, von Rissen durchzogen und mit schwach undulöser Auslöschung.

Plagioklas xenoblastisch, meist randlich angehäuft und zu Strukturbereichen I überleitend. Sehr zahlreich mit grobblättrigem und mittelgrob-schuppigem Muskovit und feinkörnigen Zoisithäufchen angefüllt. Füllung unregelmäßig. Größere Muskovitblätter führen ein \pm selbständiges Dasein und begrenzen oft die filzig durchsetzten Körner.

Biotit (\pm Muskovit) sind die Hauptgemengteile. Sie sind idioblastisch mittelgrobblättrig ausgebildet. Biotit führt oft reichlich Sagenitgewebe und Titanitkränze. Oft von groben Spaltrissen durchsetzt. Schlechte bis mittelmässige Regelung. Kräftig rotbraun-gelber Pleochroismus.

Nebengemengteile: Untergeordnet Erz, Titanit.

4. Struktur: Idiolepidoxenogranoblastisch, gleichkörnig mit filzig-blättriger Füllung der Plagioklase. Pflaster von seriziterfülltem Plagioklas vermitteln zwischen Strukturbereichen Id und IV d.

5. Textur: Bei schlechter bis mittelmässiger Regelung der Biotitblätter etwas sperriges Gefüge mit im grossen flaseriger Anordnung. Biotitblätter oft zu kompakten, unregelmässigen Flasern gehäuft. Manchmal Übergangstypen zu IV a oder IV b mit xenoblastischen, etwas ausgebleichten Biotitfetzen.

4. Regeln für die Strukturparagenesen in den chorismatischen und mikrochorismatischen Gneisen

Es lassen sich an Hand der Typenkombinationen folgende Regeln für die Strukturparagenesen aufstellen:

1. Unter den Typenkombinationen werden die einfachen Kombinationen bevorzugt. Es sind höchstens zwei verschiedene Strukturtypen in Chorismiten oder Mikrochorismiten kombiniert.
2. Kombinationen gegensätzlicher Strukturtypen (I + IV oder I + III oder II + IV) liefern Chorismite. Kombinationen von IV + I feinkörnig-glimmerreiches Gewebe und mikroklinreiches Pflaster) sind Ophtalmite, Kombinationen von II + IV sind Stromatite oder Phlebite.
3. Viele mikrochorismatische Typen lassen sich durch Kombinationen II + III oder durch Typen IIIc darstellen, sind also plagioklasreich.
4. Im Untersuchungsgebiet sind die mikroklinreichen Ophtalmite auf den östlichen und westlichen Teil der Zone V (Paradiszone) beschränkt und gehen im Streichen in reine IIIc- oder I-Typen über.
5. In der Zone IV (Motta naira-Zone) überwiegen Stromatite (IIb + IV).
6. Silikatmetasomatische Erscheinungen (Schachbrettalbitbildung, Myrmekitbildung, Verdrängung von Kalifeldspat durch Albit) sind auf die Typen I und IIa beschränkt und damit besonders in den Glimmerfeldspatgneisen mit gemischtem Stoffbestand und den Alkalifeldspatgneisen anzutreffen.
7. Durchtrümerung und Aufschmelzung fremdartiger Einschlüsse, besonders von Granateinschlüssen, sind in Gneisen vom Typ I, IIa und I + IIa, also in alkalifeldspatführenden, glimmerarmen Gneisen zu beobachten.
8. Verdrängungen, Auflockerungen und Homogenisierung feinkörnig-schieferiger, glimmerreicher Strukturbereiche IV erfolgt am Übergang zu Strukturbereichen IIIa und IIb, also unter dem Regime von albitreichem Akyrosom, ist aber am Übergang zu I nur selten beobachtet.

Die vorliegende Typencharakteristik ist mit Absicht rein physiographisch gehalten. Es wurde vermieden, die mineralogisch-strukturellen Eigentümlichkeiten schon genetisch zu deuten. Die Strukturtypen sind die Projektionen der durch alle vorausgegangenen Entwicklungen den Gesteinen eingegrabenen Gesichtszüge auf eine Ebene.

Dabei kann man aber nicht stehen bleiben. Es gilt, gewissermaßen durch Ausmerzen späterer Umwandlungen das ursprüngliche Bild zu bestimmen, das heisst in unserem Falle vorerst einmal die Strukturen am Ende der herzynischen Gebirgsbildung wenigstens

in den Umrissen zu rekonstruieren. Mit andern Worten: der Einfluss der alpinen Gebirgsbildung muss ermittelt und ausgeschaltet werden. Besonders instruktiv wird dabei eine Gegenüberstellung der herzynischen Prägung der Granite und Streifengneise sein.

B. DER EINFLUSS DER ALPINEN GEBIRGSBILDUNG AUF MINERALBESTAND UND STRUKTUR DER GRANITE UND GNEISE DES SÜDÖSTLICHEN GOTTHARDMASSIVS

1. Einleitung und Übersicht über die bisherigen Untersuchungen

Es ist seit U. GRUBENMANN (1892) bekannt, dass die alpine Gebirgsbildung nicht nur die Gesteine der mesozoischen Schieferhülle, sondern auch die Granite, Gneise und kristallinen Schiefer des Massivkernes wesentlich umzugestalten vermochte. Seit den Untersuchungen von P. NIGOLI (71) über die Chloritoidschiefer ist auch im Detail bekannt, wie sich diese Metamorphose im nördlichen Teil der jungen Schieferhülle auswirkte. In dieser Urserenzone dokumentieren Neubildungen von Chloritoidporphyroblasten, Serizit, Quarz und (nur sehr untergeordnet) von Albit und Biotit Epibedingungen bei starker Durchbewegung und unter wesentlicher Mitbeteiligung von wässerigen Lösungen (grobe Umkristallisation längs zweiter Gleitflächenscharen, ausgefüllte Streckungshöfe um Porphyroblasten). VAN HOLST (52) und KRIGE (59) haben für Piora- und Scopimulde ermittelt, dass die Metamorphose noch weit stärker sich auswirken konnte und in der Pioramulde schon deutlich Mesocharakter zeigt (Neubildungen von Biotit, Granat, Hornblende, Feldspat). E. AMBÜHL (1) hat 1930 versucht, die Einflüsse alpiner und früherer Metamorphosen auf den Mineralbestand des kristallinen Kerns zu kennzeichnen und kam zu folgender Auffassung:

Quarz hat als sehr empfindliches Mineral blastische, plastische und kataklastische Deformationen erfahren. Blastese in Urseren- und Tremolazone ist durchwegs alpin, in den Paragneisen wohl präalpin. Unter den Feldspäten kann man prätertiär-metamorphe Feldspäte ohne alpin-metamorphe Umwandlung in den Paragneisen, feldspatreichen Gneisen und Orthogneisen, primär-reliktische Feldspäte in den Graniten und in der Urserenzone und neugebildete Feldspäte in der Tremolaserie (Albite auch in der Urserenzone) feststellen.

Biotit ist als Querbiotit in der Tremolaserie und spärlich-feinblättrig in der Urserenzone sicher alpin, in den Amphiboliten, Strahlsteinschiefern und südlichen Paragneisen vielleicht alpin, in den Graniten und Orthogneisen primär.

Muskovit verhält sich ähnlich und überwiegt selten über Biotit. Er ist

präalpin in den Orthogneisen, Paragneisen und feldspatreichen Gneisen (grobblättrig), als Serizit durchwegs alpin gebildet und schliesst paragenetisch Hornblende aus.

Der Chlorit der Orthogneise ist meist Pennin, derjenige der Paragneise Klinochlor. Seine alpine Entstehung ist nicht ganz sicher beweisbar, aber wahrscheinlich.

Hornblende ist als gewöhnliche grüne Hornblende präalpin geprägt in den Amphiboliten, alpin gebildet in der Tremolaserie. Strahlsteinartige Hornblende ist als Derivat basischer-ultrabasischer Magmen wohl alpiner Entstehung (?). Alpin gebildeter Granat findet sich in der Urserenzone sparsam, häufig in der Tremolaserie, präalpinen Granat in den Amphiboliten als Produkt einer älteren Dislokations- oder Kontaktmetamorphose. Epidot und Zoisit sind durchwegs alpin, Turmalin ist immer präalpin gebildet.

Nach AMBÜHL sind im nördlichen, zentralen Gotthardmassiv die alpinen Neubildungen im Kristallin nicht strukturbestimmend, abgesehen vielleicht von der Tremolaserie.

Im südöstlichen Teil des Massivs liegen etwas andere Verhältnisse vor. Der starke zonale Gesteinswechsel und die Lage hinter dem stärksten Kulminationspunkt der penninischen Front haben hier intensivere Umwandlungen und Strukturveränderungen zu bewirken vermocht. Was bezüglich der Mineralumwandlungen von E. AMBÜHL ausgesagt wird, gilt hier in verstärktem Masse und es ist dabei festzustellen, dass auch innerhalb des kristallinen Kernes von Norden nach Süden im allgemeinen eine Zunahme der Einwirkungen im Sinne eines Überganges von Epi- zu Mesobedingungen statthat. Die Metamorphose war aber durch das starrere und grobkörnigere Ausgangsmaterial in viel stärkerem Masse destruktiv, als in den weichen Tonschiefern der Umhüllung. Auch bezüglich der einzelnen Gneis- und Metabasittypen, ja sogar innerhalb der grösseren einheitlichen Gesteinsvorkommen hat sie sich selektiv auszuwirken vermocht. Im Kern grösserer Amphibolit- und massiger oder flaseriger Augen- und Streifengneismassen können deshalb relativ wenig beeinflusste Bereiche über den Zustand vor der alpinen Gebirgsbildung besser Auskunft geben. Aber auch hier sind recht deutliche Umwandlungserscheinungen zu konstatieren.

2. Die alpin-metamorphe Umwandlung der Granite und Streifengneise

Man erwartet natürlich, dass besonders die Granitintrusionen oberkarbonischen Alters ihren ursprünglichen Charakter (als relativ junge Glieder und umfangreichste Körper) am besten zu behaupten vermochten. Das gilt nur zum Teil, indem gerade im Sektor dieser Intrusionen die Aufstauung zum Fächerbau, der Zusammenschub und

die Verschieferung durch die weit nach Norden greifende Einfaltung der Scopischiefer randlich ganz bedeutende Veränderungen bewirkte. Auffällig ist die graduelle Zunahme der Metamorphose, wenn man z. B. Granitgneise von Vallatscha und von Selvasecca vergleicht. Schon im Handstück fallen im Granit der südlichen Selvasecca-Aufwölbung die glänzenden frischen Biotitblätter und schon ziemlich groben Serizite-Muskovite auf. Das Dünnschliffbild erweist, dass ein schwach parallel-texturiertes, granoblastisch-gleichkörniges Gefüge vorliegt mit sammelkristallisierten Epidoten und zum Teil quergestellten xenoblastischen Biotitneubildungen. Die mehr flaserigen Granite von Vallatscha lassen demgegenüber noch recht gut die S. 98 beschriebene „Erstarrungsstruktur“ erkennen. Die alpine Metamorphose vermochte hier die Plagioklase zu zersetzen, den Biotit zu chloritisieren. Sicher sind auch einige Albitisierungserscheinungen auf ihre Rechnung zu setzen, in dem zerbrochene Alkalifeldspäte durch schachbrettartig gemusterte Albite verheilt werden. Vorerst noch zweifelhaft ist jedoch, ob die umfangreichen, fleckigen und zum Teil schachbrettalbitartigen Umwandlungen und Entmischungen der Alkalifeldspäte ganz auf Rechnung der alpinen Metamorphose zu setzen sind. Teilweise scheinen sie etwa gleichaltrig mit der Perthitentmischung zu sein, indem die Perthitlamellen zum Teil schachbrettalbitartige Musterung zeigen. Sie sind sicher älter als frische Albitränder um Plagioklase und Quarzneubildungen in Rissen und längs Korngrenzen. Ob sie auch älter als die Plagioklaszersetzung sind, kann nicht sicher erwiesen werden. Das Fehlen von Serizitschuppen in diesen Schachbrettalbiten scheint eher für etwas höheres Alter zu sprechen. Andererseits ist bei gerade gleichzeitiger Bildung mit der reichlichen Serizitauffüllung der Plagioklase ein Alkaliaustausch wahrscheinlich. Im folgenden zu erörternde theoretische Gründe und die Tatsache, dass Schachbrettalbit umso reichlicher auftritt, je dichter die Serizitfüllung im Cristallinagranodiorit ist, sprechen für alpinmetamorphe Bildung.

a) Grundsätzliche Bemerkungen zur Plagioklaszersetzung und Serizitisierung

Wenn wir uns die Vorgänge der Plagioklaszersetzung, Serizitisierung, Albitisierung und Biotitzersetzung gekoppelt denken und formelmässig darzustellen suchen, müssen wir berücksichtigen, dass weder die Alkalifeldspäte, noch die Plagioklase, noch die neugebildeten Serizite, Zoisite und event. Karbonate ideale Zusammensetzung haben werden.

Vom Plagioklas weiss man, dass er immer etwas k-haltig ist. Für die Alkalifeldspäte kann aus der Stärke der Perthitbildung das Alkaliverhältnis einigermassen abgeleitet werden. Möglich ist aber, dass bei den Feldspäten etwas mehr Si durch $\text{Al} + \text{Alk}$ ersetzt ist als dem Idealverhältnis 3:1 entspricht, jedoch sind die Abweichungen, nach dem vorhandenen Analysenmaterial zu schliessen, nicht sehr bedeutend. Schlecht orientiert sind wir über die Zusammensetzung von Seriziten und Zoisiten. Die wenigen Serizitanalysen (6, 41, 56, 92) scheinen für grösseren Mg-Gehalt zu sprechen als für Muskovite normal ist und lassen erkennen, dass K bis zu ein Drittel durch Na ersetzt werden kann.

Das untenstehende Diagramm gibt über die Variation der B^{VI} in den Seriziten Auskunft. Einige Analysen aus Pegmatiten und Tuffen kommen der Idealzusammensetzung sehr nahe, während Serizite aus kristallinen Schiefern eher etwas mg-reicher sind. Somit scheint die autohydrothermale Bildung von Serizit zu reineren Gliedern als die Verwitterung und Epimetamorphose zu führen. Übergänge sind jedoch vorhanden (No. 8, 12 Pegmatit Amelia Virg. 92). Für unsere Betrachtung müssen in erster Linie Analysen von Seriziten in metamorphen Gesteinen herangezogen werden.

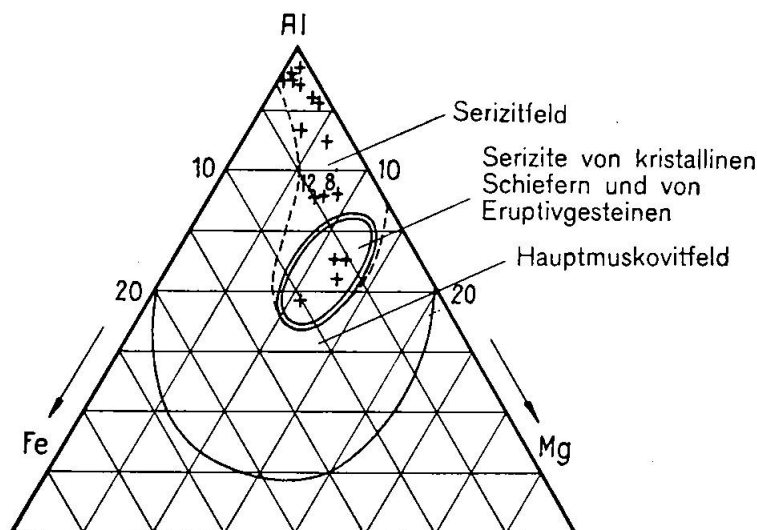
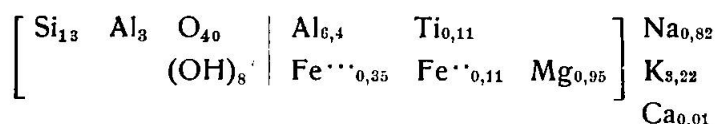


Fig. 34. Die Zusammensetzung der Serizite (Fe-Mg-Al-Diagramm).

Als Mittelwert von vier nahe zusammenfallenden Analysen erhält man bei Umrechnung auf die Basiswerte etwa folgende Zahlen:

Ru 0,4 Kp 34,5 Ne 8,6 Cal 0,1 Sp 10,2 Hz 1,1 Fs 1,9
C 11,8 Q 31,4

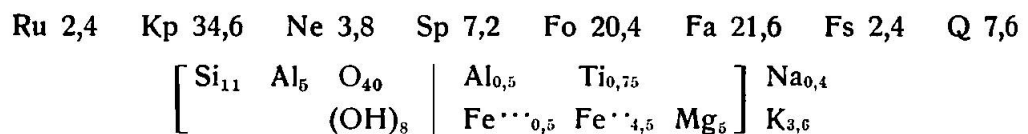
oder in formelmässiger Darstellung auf $40 \text{ O} + 8(\text{OH})$ umgerechnet.



Wir können diese Formel mit einigem Vorbehalt als Berechnungsgrundlage wählen.

Die beträchtliche Mg-Führung der Serizite lässt die Vermutung laut werden, dass auch der Biotit bei der Epimetamorphose der Granite mitbeteiligt ist und als fm-Lieferant funktioniert. In der Tat beobachtet man sehr oft im Zusammenhang mit der Serizitisierung eine Ti-Entmischung und oft eine Ausbleichung, häufig auch Chloritisierung dieses Glimmers. Das feine Zerreiben und Auswalzen der Biotitschuppen konnte diese Umwandlungen wesentlich fördern. Zuweilen ist Biotit aber auch in feinen Schuppen als Einschluss in Feldspatidioblasten, besonders in der Nähe von Mineralklüften neu gebildet, also umgesetzt worden. Über den Chemismus der Biotite in den Graniten sind wir durch P. NIGGLI (86) etwas besser orientiert und der dort angegebene Mittelwert stützt sich auf mehr als ein Dutzend Analysen, sodass er als einigermaßen sichere Berechnungsgrundlage dienen kann.

Biotit saurer Tiefengesteine, Formel und Basiswerte:



Die Zoisite scheinen nur wenig alk an Stelle von c einbauen zu können (DIEHL (22, S. 283), W. EITEL (30)), sodass hier noch am ehesten die ideale Formulierung zu Recht besteht.

Damit sind die wahrscheinlichen Zusammensetzungen der am Umsatz beteiligten Phasen gekennzeichnet und wir können sie rein formelmässig miteinander in Beziehung setzen.

Wir können beispielsweise schreiben:

$$\text{I } 100\text{Sz} = 48,5\text{Or} + 13,3\text{Ab} + 0,2\text{An} + 3,8\text{Q} + 18,4\text{C} + 15,8\text{Bt. (obiger Zusammensetzung)}$$

Für die Plagioklaszersetzung gilt schematisiert bei

$$\text{II Zoisitbildung: } 10\text{An} = 8\text{Zo} + 1\text{C} + 1\text{Q}$$

$$\text{III und bei Calcitbildung: } 5\text{An} = 1\text{Cc}^* + 2\text{C} + 2\text{Q.}$$

Es gilt jetzt, eine Übersicht über die Zusammensetzung der Granite und Gneise zu gewinnen, um abzuleiten, wieviel Serizit bei vollständiger An-Zersetzung im einen (Zoisitisierung) oder andern Fall (Calcitbildung) gebildet werden kann.

Molekularwerte, Magmentyp, Basis, Norm und Biotitvariante für mittlere Zusammensetzungen von Cristallinagranodiorit, Medelsergranit und Streifengneis lauten:

T a b e l l e X X I V

	Mol-werte	Basis	Norm	Bt-variante
1. <i>Cristallinagranodiorit</i>	267 si	Kp 10,8	Or 18,0	Or 7,5
	36 al	Ne 20,9	Ab 34,8	Ab 33,7 An 15,8
Magmentyp:	24 ¹ / ₂ fm	Cal 9,5	An 15,8	An 13,8 bezw.
normalgranodioritisch,	16 c	Cs 1,2	Wo 1,6	Bt 17,7 13,8
etwas gegen normal-	23 ¹ / ₂ alk	Fo 3,3	En 4,4	Cc 1,2
quarzdioritisch	34 k	Fa, Fs 5,4	Hy 17,2	Q 26,1
	38 mg	Q 48,8	Q 18,1	
2. <i>Medelsergranit</i>	359 si	Kp 14,1	Or 23,5	Or 18,4 An
	41 ¹ / ₂ al	Ne 16,6	Ab 27,7	Ab 27,2
Magmentyp:	20 fm	Cal 6,5	An 10,8	An 10,8 10,8
yosemitgranitisch-	11 ¹ / ₂ c	Sp 1,7	Cord 3,1	Cord 1,8
adamellitisch	27 alk	Fo 1,7	En 2,3	Bt 9,7
	46 k	Fa, Fs 3,2	Hy 4,3	Q 32,1
	44 mg	Q 56,2	Q 28,2	
3. <i>Streifengneis</i>	420 si	Kp 21,7	Or 36,2	Or 34,2 An
	47 al	Ne 13,3	Ab 22,2	Ab 22,0
Magmentyp:	10 fm	Cal 4,0	An 6,7	An 6,7 6,7
engadinitisch-	8 c	Sp 1,6	Cord 3,5	Cord 3,1
aplitgranitisch	35 alk	Hs 0,3	Hy 2,0	Bt 3,3
	62 k	Fa, Fs 1,5	Q 28,4	Q 30,7
	33 mg	Q 57,6		

Aus obiger Tabelle entnehmen wir, dass im Granodiorit 15,8 (bei primärer Biotitbildung 13,8), im adamellitischen Medelsergranit 10,8 und im engadinitischen Streifengneis 6,7 Äquiv. % (Vol. %) An als Tonerde-Lieferanten in Frage kommen. Nach Gleichung II bzw. III lässt sich sofort angeben, dass dadurch die in der folgenden Tabelle zusammengestellten C (Korund)-Werte frei werden und dadurch die Möglichkeit besteht, unter Verbrauch von (Or + Bt + Ab) recht bedeutende Mengen Serizit zu bilden:

T a b e l l e X X V

	Zoisitisierung				Calcitbildung			
	Cristallinagranit a	Medelser- granit b	Streifen- gneis		Cristallinagranit a	Medelser- granit b	Streifen- gneis	
An-Gehalt	15,8	13,8	10,8	6,7	15,8	13,8	10,8	6,7
Zo bzw. Cc	12,6	11,0	8,6	5,3	3,2	2,8	2,2	1,3
C	1,6	1,4	1,1	0,7	6,3	5,5	4,3	2,7
Q	1,6	1,4	1,1	0,7	6,3	5,5	4,3	2,7
Serizit	8,7	7,6	6,0	3,8	34,2	29,9	23,4	14,7
Verbrauchter Or	4,2	3,7	2,9	1,85	16,6	14,5	11,4	7,1
Neugebildeter Or	1,3	1,1	0,9	0,55	5,0	4,4	3,4	2,1
Gemessene Serizit- und Muskovit- gehalte	stark schwankend ca. 10—15 % mittel 7 %		5 % 5—15 % mittel 9 ¹ / ₂ %					

Im Cristallinagranit wird bei An 13,8 Äquiv. (\sim Vol.) % durch Zoisitisierung von $\frac{2}{3}$ An und Calcitisierung von $\frac{1}{3}$ An 7,5 Or, also gerade sämtlicher Alkalifeldspat aufgebraucht. Dabei werden $7\frac{1}{2}$ Vol.% (\sim Äquiv.) Zoisit und 1,8 Vol.% (0,9 Äquiv.%) Calcit neben 2,1 Vol.% (\sim Äquiv.) Quarz neu gebildet. Dies steht mit Beobachtungen in stark gewalzten Cristallinagraniten in bester Übereinstimmung.

Der Vergleich von gemessenen und berechneten Serizitgehalten in Medelsergranit und Streifengneis zeigt, dass eine Serizit-Muskovit-Bildung im beobachteten Umfange möglich ist, ohne dass vorerst irgendwelche Komponenten zu- (al) oder weggeführt (alk, si) werden müssen. Die Mineralumwandlungen von epizonalem Charakter in den Graniten und Streifengneisen können *grosso modo* als interne Stoffwechselprozesse gedeutet werden. A. STUTZ (117) hat für die Plagioklasumwandlungen in den Arollagneisen ganz analoge Feststellungen machen können.

Allerdings mit einer Einschränkung: Die Analysenwerte der saueren Medelsergranite und Streifengneise zeigen einen zum Teil recht beträchtlichen Tonerdeüberschuss (3 bzw. 4) und obgleich dieser in solchen Gesteinen schon primär vorhanden sein kann (im Biotit, zum Teil in Al-reichen Feldspäten), ist wahrscheinlicher, dass er durch Wegwandern von c als Calcit entstanden ist. Diese Vermutung wird beinahe zur Gewissheit, wenn wir beobachten, dass in der Nähe der Mineralklüfte bei fortschreitender Verarmung der Nebengesteine an c der Tonerdeüberschuss ansteigt bis 7 oder gar 12 (ohne dass etwa reichlicher Serizit gebildet wird), während gleichzeitig die Klüfte beträchtliche Calcitmengen führen können. Auswandern von alk ist schwieriger festzustellen und wohl frühzeitiger erfolgt, im Verein mit der Serizitbildung, wenn nicht schon zum Teil bei der Alkalifeldspatentmischung. Auf alle Fälle kann nicht davon geredet werden, dass durch die Epimetamorphose der Chemismus grundlegend geändert und dass dabei grosse Stoffmengen (um 10 % des Gesteinsvolumens) freigesetzt wurden.

b) Die Mineralumwandlungen in den Streifengneisen und Graniten

Wie sich im einzelnen die Prozesse der Serizitisierung, der Plagioklaszersetzung und der Alkalifeldspatentmischung abgespielt haben, wie sich die Umsetzungsvorgänge folgten, darüber kann uns ein eingehendes Studium der Dünnschliffbilder Auskunft geben. Dabei macht man folgende Feststellungen:

1. Die Plagioklase sind immer mit Serizitschuppen angefüllt, und zwar um so dichter, je stärker der Alkalifeldspat albitisiert ist und je basischer (c-reicher) das Gestein ist. In den Cristallinagranodioriten ist also besonders reichliche Serizitanhäufung zu beobachten.

2. In Gesteinen gleicher Zonen ist die Serizitfüllung (bei gleicher Zusammensetzung) umso reichlicher, je stärker Verschieferung und Katakklase sich ausgewirkt haben.
3. Die Serizitfüllung der Plagioklase ist unregelmäßig, wenn die Feldspäte ihre ursprüngliche Form erkennen lassen (besonders als Einschlüsse in den Alkalifeldspäten). Sie wird grobschuppig und parallel geregelt, wenn die Plagioklase unter Kornzerfall (Katakklase) eingeregelt werden.
4. In Streifengneisen sind grobe Muskovitblätter streng nach (001) eingeregelt, während die Serizitfüllung der Plagioklase ganz unregelmäßig bleibt. Hier ist also die Muskovitbildung älter als die Serizitisierung.
5. Zoisit als Plagioklasfüllung ist fein-mittelkörnig, seltener (im Anfangsstadium der Zersetzung) besenförmig und tritt umso reichlicher auf, je biotitreicher und je basischer das Gestein ist, besonders reichlich also in den Cristallinagranodioriten. Er kann in locker serizitgefüllten Plagioklasen der Streifengneise ganz fehlen und in stark geschieferten Gneis und Granitgneistypen in Epidotkristalloblasten der Glimmerfasern stecken. Dabei verdrängen diese Epidote den Biotit oder umranden ausgebleichte Orthite.
6. Wenn die seriziterfüllten Plagioklase an Alkalifeldspat oder Schachbrettalbit angrenzen, sind sie von frischem, serizitfreiem Albit umrandet. Dieser Albitrand verdrängt buchtig den Alkalifeldspat, schneidet die Perthitlamellen im Alkalifeldspat ab und ist somit jünger oder gleichaltrig wie die Serizitbildung (Tafel I, Fig. 4).

Ähnlich geformte, oft sehr breite Albitränder, legen sich auch um verschwommene, grobgliedrige Myrmekite, deren Plagioklas ebenfalls serizitisiert ist.

Folgende Tabelle gibt Auskunft über die Serizitgehalte in solchen Plagioklasen und setzt sie in Beziehung zur Breite des Albitrandes und zum Perthitgehalt der Alkalifeldspäte (S. 180).

Wir erkennen aus dieser Tabelle folgendes:

- a) Der Serizitgehalt ist wohl ziemlich variabel; er steigt aber kaum über 40 % und sinkt selten unter 20 %. Häufig nimmt er 25—30 % des Plagioklasvolumens ein.
- b) Der Zoisitgehalt ist am grössten in den basischen Biotitgneisen, im Akyrosom (hellgraue Adern) von Phlebitgneisen mit basischem Kyriosom und im Cristallinagranodiorit, er sinkt auf nahezu 0 in Medelsergranit und Streifengneis. Dafür tritt aber dort etwas Calcit auf (Ng.).

Tabelle XXVI

Mineralart	Cristallina- granodiorit	Medelsergranit			Streifengneis		Glimmer- feldspat- gneise mit gemischtem Stoffbestand	Adern in Biotit- gneis
					Vari- ation	Mittel		
Serizit	30	34 $\frac{1}{2}$	17 $\frac{1}{2}$	26 $\frac{1}{2}$	24-28	26	20-48	28 $\frac{1}{2}$
Zoisit	25	$\frac{1}{4}$	—	2 $\frac{1}{2}$	2-5	3	2-5	11 $\frac{1}{3}$
Albitrand	12	65	77	25 $\frac{1}{2}$	18-25	22	55-75	60
Albitkern	33	—	—	43	42-50	47	—	—
Nebengemengteile (Cc)	—	$\frac{1}{2}$	5 $\frac{1}{2}$	2 $\frac{1}{2}$	1-3	2	0-3	—
Zus. des Alkali- feldspat	Ab	40 fleckig	32 $\frac{1}{2}$	30	—	12	Ab	—
	Kfsp.	60 albitisiert	67 $\frac{1}{2}$	70	—	88	Kfsp.	—
Umgerechnet auf die reinen Komponenten	Ab	46	39	37	—	21	Ab	—
	Or	54	61	63	—	79	Or	—
verdrängter Ab	5,5	—	—	9,1	—	4,6	—	—
verdrängter Or	6,4	—	—	15,4	—	17,4	—	—
Or in Serizit	14,5	—	—	12,9	—	12,6	—	—

c) Grössenordnungsmässig findet der K-Gehalt des durch den Albitrand verdrängten Alkalifeldspates im Serizit der Plagioklase Platz, besonders wenn man berücksichtigt, dass lange nicht alle Plagioklase an Alkalifeldspäte grenzen und diesen verdrängen können und trotzdem reichlich mit Serizit angefüllt sind.

d) Im Cristallinagranodiorit ist viel mehr K im Serizit gebunden, als durch den Rand aus Alkalifeldspat verdrängt wurde, und deshalb ist wahrscheinlich, dass hier auch ein grosser Teil der Schachbrettalbitisierung im Zusammenhang mit der Serizitbildung erfolgt ist und K für Serizit freigesetzt hat. Da der Albitrand jünger als die Serizitbildung ist, dürfte die Abfolge der Prozesse lauten:

Perthitentmischung der Alkalifeldspäte — Zersetzung des An im Plagioklas — Einwanderung von K und Serizitbildung — Freisetzen von Na und Albitisierung.

7. Die Alkalifeldspäte zeigen oft xenomorphe Gestalt, sind immer frei von Serizit und entweder perthitisch entmischt oder in Schachbrettalbit umgewandelt. Schachbrettalbit ist besonders reichlich im Cristallinagranodiorit, hoher Perthitgehalt (30 bis 40 %) kennzeichnet den Medelsergranit und geringfügige Perthitentmischung bei untergeordneter Schachbrettalbitbildung ist dem Streifengneis zu eigen (10 bis 20 %).

Der Schachbrettalbit geht über fleckigen Perthit allmählich in Alkalifeldspat über und ist ebenfalls frei von Serizit. Schachbrettalbit und Alkalifeldspat werden durch Albitränder im Plagioklas und durch Quarz verdrängt.

8. Risse im Alkalifeldspat sind durch Quarz, idiomorphe serizitfreie Albite und manchmal durch Schachbrettalbit verheilt. Oft scheidet sich auch Calcit und Biotit in diesen Rissen aus.
9. In den Streifengneisen können zwei Myrmekitgenerationen unterschieden werden: Eine ältere grobgegliederte mit wenig Quarz und seriziterfülltem Plagioklas und eine jüngere, quarzreichere, feingliederigere mit deltaförmiger Regelung der Quarzstengel und ohne Serizitgehalt der Plagioklase. Dieser zweite Myrmekit ist immer an perthitarmen Alkalifeldspäten entwickelt worden, während der erste auch gegen Schachbrettalbit angrenzen kann.
10. Calcitfetzen sind sporadisch im Alkalifeldspat der Streifengneise, im Mörtelquarz der Medelsergranite und als selbständige Fetzen und zum Teil linsige Ansammlungen im Cristallinagranodiorit eingelagert.
11. In den Streifengneisen sind die Alkalifeldspäte in den schieferigen Typen in ein mittelkörniges Pflaster mit Albitmörtel zerlegt. Diese Albite sind nahezu frei von Serizit.
12. Primäre (oft einsprenglingsartige) Quarzkörner zeigen viel stärkere undulöse Auslöschung als Quarzneubildungen in Alkalifeldspatrissen.

Diese Beobachtungen erlauben, die Vorgänge während der Epimetamorphose in ihrer zeitlichen Folge zu skizzieren. Allerdings ist es oft schwierig abzuschätzen, wie weit die Prozesse auseinanderliegen und ob nicht auch zum Teil autometamorphe Umwandlungen oder Reaktionsserien früherer Regionalmetamorphosen zur Abbildung gelangten.

Es soll der Einfluss der alpinen Metamorphose hier vorsichtig abgewogen und lieber etwas zu eng gefasst werden, damit nicht der Vorwurf erhoben werden kann, die Strukturbilder am Ende der herzynischen Orogenese stellen eine zu starke Schematisierung unter Überbetonung der primären, magmatischen Struktureigentümlichkeiten dar.

Die Reihenfolge der Prozesse lautet:

1. Alkalifeldspatentmischung, Perthitbildung.
2. Alkalifeldspatumwandlung, Albitisierung (innere Metasomatose, Schachbrettalbit).
3. Kataklyse, Zerkleinern der Alkalifeldspäte. Undulöse Auslöschung im Quarz.
4. a) Plagioklaszersetzung: Zoisitisierung, Calcitbildung.
b) Serizitisierung.

- c) Albitränder um Plagioklas. Albitkornneubildung, schachbrettalbitartige Verheilung der Risse in Alkalifeldspat, zum Teil granoblastische Quarz-, Calcit-, Biotit-Neubildungen. Feingliedriger Myrmekit in Streifengneis verdrängt Alkalifeldspat.

Nicht genau lokalisierbar sind ältere Myrmekitbildungen im Streifengneis (sicher jünger als Alkalifeldspatbildung, vielleicht älter als Albitisierung), siehe Fig. 2, Tafel I, Entmischung und Kataklyse des Biotit (in den Streifengneisen vielleicht herzynisch, in den Graniten wohl etwas jünger als Plagioklaszersetzung, weil rekristallisierte Epidote in den Biotitfasern eingelagert sind und die neugebildeten Titanitkränze um Biotit auf gleichzeitig freigewordenes Ca deuten), Ausbildung der tropfenförmigen Einschlüsse im Alkalifeldspat (vielleicht primär, eventuell jünger als 2, sicher älter als 4b), Verdrängung der Quarztropfen durch serizitisierten Plagioklas.

c) *Der Anteil der alpinen Metamorphose an den Mineralumwandlungen der Granite und Gneise*

Wo beginnt nun die Einwirkung der alpinen Metamorphose? Ist schon die Perthitbildung auf ihre Rechnung zu setzen, wird sie erst durch die Kataklyse (3) eingeleitet oder verhält es sich gar verschieden je nach Ausgangsmaterial?

Berücksichtigt man die Berechnungen auf Seite 177 und 180 und verbindet sie mit der Feststellung, dass im Cristallinagranodiorit bei reichlicher Serizitführung neben Zoisit auch wesentliche Mengen Calcit durch Plagioklaszersetzung gebildet werden (laut Analyse d, S. 253 $2,5 \text{ Äquiv. } \% \text{ Cc}^* (\sim \text{Vol.}\%) + 3,4 \text{ Äquiv.}\% (\sim \text{Vol.}\%) \text{ Zs}$), so kommt man zur Überzeugung, dass die Schachbrettalbitbildung eng mit den Prozessen der Serizitisierung gekoppelt sein muss. Sie hat diese Prozesse eingeleitet, indem für die Serizitisierung beträchtliche Mengen K freigesetzt wurden (innere Metasomatose).

Wir werden also die alpine Metamorphose hier mit 2 beginnen lassen, die Perthitbildung der Alkalifeldspäte also eventuell als noch früher möglich erachten.

Untersucht man Schachbrettalbitbildungen im Streifengneis, so macht man folgende Feststellungen:

1. Die Schachbrettalbitbildungen sind viel spärlicher, weil zufolge kleinerem c geringfügigere Mengen Serizit gebildet wurden.
2. Reichlich Schachbrettalbit tritt in den Streifengneisen am Kontakt gegen feinaugige Biotitplagioklasgneise (Paradisgneise, Typ III c) auf.

3. Diese reichlichen Schachbrettalbite zeigen eine schärfere Mustering und die Gesteine sind trotz reichlicher Calcitführung frei von Serizit (siehe Fig. 31).
4. Sie sind von Mörtelkränzen umgeben, zerbrochen und durch Albit, Calcit wieder verheilt worden.

Zwei Beispiele Vol.-%-Zusammensetzungen solcher schachbrettalbitreicher Gesteine:

a) Chloritalbitschiefer	Quarz $\frac{1}{2}$	Albit 78	Chlorit 14
südlich Alphütte Toma	Calcit 6	Ng. $1\frac{1}{2}$	
b) Albitreicher Augengneis	Quarz + Albit 54	Alkalifeldspat 24	
	Calcit $8\frac{1}{2}$	Biotit + Ng. $9\frac{1}{2}$	

Hier ist also die Albitisierung ohne Serizitisierung erfolgt, eine äussere Metasomatose hat stattgefunden und sie ist älter als die nachfolgende Kataklaste und Blastese des Mörtels. Die Beschränkung der Erscheinung auf feldspatreiche Gneistypen in enger Gesellschaft mit feinaugigen Plagioklasbiotitgneisen lässt ältere, eventuell autometasomatische Bildung als wahrscheinlich erscheinen. Wir sind deshalb geneigt, diese Schachbrettalbitbildung als voralpin zu betrachten.

d) Die Strukturen der Granite und Gneise am Ende der herzynischen Gebirgsbildung

Versuchen wir zusammenfassend das Strukturbild der Gneise und Granite am Schlusse der herzynischen Orogenese zu kennzeichnen:

a) Cristallinagranodiorit

Bei massiger Textur und mittelgrobkörniger Ausbildung lässt er sehr schön Kennzeichen einer Erstarrungsstruktur mit erst gebildeten idiomorphen, Ti-reichen Biotiten, Plagioklasen (Oligoklas-Andesin) mit ca. 2 mm grossen hypidiomorphen Quarzen und noch ziemlich reichlich xenomorphen, letztgebildeten Alkalifeldspäten mit Plagioklaseinschlüssen erkennen.

Reichlich ovale biotit-zoisitreiche Schlieren mögen ursprünglich biotit-plagioklasreiche mitgerissene lamprophyrische Schmelzteile repräsentieren.

β) Medelsergranit

Er zeigte ebenfalls massige Textur, porphyrtartige Ausbildung mit reichlich einsprenglingsartigem Feldspat (Na-reiche Alkalifeldspäte) als Letztausscheidung, mit $\frac{1}{2}$ cm grossen, runden Quarzen, wenig Ti-ärmerem Biotit und idiomorphem Oligoklas, als Erstauscheidung von Alkalifeldspat umschlossen. Die Struktur war des-

halb porphyrtig-panidiomorphkörnig mit Ausscheidungsfolge Plagioklas—Biotit—Quarz—Alkalifeldspat.

γ) Streifengneise

Hier lassen sich entsprechend den drei Zonen (siehe Fig. 6) etwas verschieden K-reiche Typen unterscheiden:

1. Porphyrtige Zweiglimmergneise mit noch reichlich sauerem Plagioklas (Albitoligoklas) neben einsprenglingsartigem, k-reichem Kalifeldspat in der südlichen Zone. Oft zeigt er grosse Analogie mit Medelsergranit, besonders in den zentralen Partien (Ost-Grat Piz Rondadura). Randlich ist er manchmal streifig ausgewalzt (Typ Ib, Fig. 26).
2. Streifige muskovitreiche Biotitgneise mit Lagen von Quarz, Alkalifeldspat und Plagioklas, reicher an Kalifeldspat als 1 und für die mittlere Zone (südlich Motta naira) charakteristisch (Typ Ic, Fig. 27).
3. Körnige bis sehr grobkörnige pegmatitartige, sehr alkalifeldspatreiche Gneise mit groben Muskoviten und vereinzelt Biotitblättern. Charakteristisch für die nördliche Zone (östlich Piz Ganneretsch und nördlich der Motta naira - Zone) (Typen Id, Fig. 28, Ia, Fig. 25).

Allen Streifengneisen gemeinsam ist der grobblättrige, in 2 und 3 schon herzynisch gut geregelte Muskovit und die viel reichlichere Kalifeldspatführung im Vergleich zu Medelsergranit.

δ) Die monoschematischen Glimmerfeldspatgneise mit gemischtem Stoffbestand

Diese Gesteine haben je nach dem Grad der stofflichen Beeinflussung durch Streifengneis oder Paradisgneis verschiedene Mengenverhältnisse von Kalifeldspat + Muskovit zu Plagioklas + Biotit aufzuweisen. Die Plagioklase waren zum Teil mittelbasisch, oft topochemisch beeinflusst durch Ausbildung mehrerer An-reicher Teilkern am Kontakt mit dem Glimmerplagioklasgneisgewebe. Biotit und Muskovit waren in mittelgroben Blättern zu Fasern angeordnet, Kalifeldspat durch Plagioklas zum Teil schon myrmekitisch verdrängt. Vielleicht hat auch schon bis zu einem gewissen Grade Schachbrettalbitbildung um sich gegriffen und die Plagioklase mit grobblättrigem Muskovit vollgestopft. Ferner zeigen verschwommene Zwillingslamellierungen an, dass die Plagioklase auch als einheitliche, unzersetzte Individuen vorlagen. Die Füllung mit Zersetzungsprodukten, insbesondere mit Zoisit, ist alpinen Alters. Diese Gesteine

lagen am Ende der herzynischen Gebirgsbildung, also schon als glimmerreiche Feldspatgneise mesozonaler Prägung vor.

ε) Die chorismatischen Gneise

Hier muss zwischen der Struktur des (meist glimmerreichen) Kyriosmos und derjenigen des Akyrosmos unterschieden werden. Die Strukturen des Kyriosoms waren, abgesehen von der Feldspatzersetzung und Chloritisierung, so wie sie durch die Strukturtypen IV und III wiedergegeben werden. Granat mochte zum Teil schon umgewandelt (biotitisiert) sein. Die Prägung war auch hier tief-mesozonal. Es ist möglich, dass hier ein grosser Teil der nicht sehr dicht gestreuten Serizitschuppen im Plagioklas aus seinem K-Gehalt während der alpinen Metamorphose entstand, vielleicht in Verbindung mit gleichzeitiger K-Einwanderung bei der Chloritisierung des Biotit.

Die Strukturen der hellen Bestandsmassen (meist Akyrosom) waren pegmatitisch-grobkörnig, oder aplitisch-hypidiomorphkörnig bei deutlicher Kataklaste und Vergneisung. Myrmekitbildung und schwache Paralleltextur durch die Glimmerblätter waren vorgezeichnet. Im Akyrosom (meist hellgraue Adern) von sehr basischen Gneisen steckten die Plagioklaste voller Verunreinigungen (insbesondere Erz, Biotit) und waren zum Teil basisch. Die Plagioklaste waren noch unzersetzt, der Biotit frisch. Die Schachbrettalbitisierung der Kalifeldspäte ist mit den S. 182 erwähnten Ausnahmen grösstenteils alpin. Die hellen Bestandsmassen waren also schon mesometamorph und die Erstarrungsstruktur war durch eine erste Metamorphose überprägt.

ζ) Die Glimmerplagioklastagneise

Sowohl die mikrochorismatischen Glimmergneise mit Plagioklastaugen vom Typus Paradis (IIIc) als die schieferig-feinkörnigen monoschematischen Biotitgneise Typ IV waren als Gneise voralpin geprägt. Die Feldspäte waren frisch und hatten Oligoklas- (oder Andesin-, Typ IV c) Zusammensetzung. Auch Biotit war unzersetzt, Granat aber zum Teil umgewandelt.

Die Struktur war lepidoblastisch, Quarz- und Feldspat-Augen waren schon präalpin zu Pflastern zertrümmert, sodass sich die herzynische Struktur dieser Gesteine nicht wesentlich von ihrem heutigen Aussehen unterscheidet.

Zusammenfassend ist festzuhalten, dass sämtliche Gneise am Ende der herzynischen Gebirgsbildung als mesometamorphe Gesteine geprägt waren. Sie wurden nicht von der oberkarbonischen gra-

nitisch-granodioritischen Magmenintrusion geschaffen, sondern von ihr durchbrochen.

C. ZUR ENTSTEHUNGSGESCHICHTE DER GNEISE

1. Fragestellung

Nachdem festgestellt wurde, dass die wesentlichen Strukturmerkmale der Gneise alt sind, können wir die Fragen nach ihren Entstehungs- und Umwandlungsbedingungen etwas besser beurteilen.

Zunächst steht auch hier die Frage im Vordergrund, ob wir die Streifengneise i. w. S. als dislokationsmetamorphe, kalireiche Granite, also als Abkömmlinge von Erstarrungsgesteinen, oder ob wir sie als durch Weiterbildung der Mischgneise und durch Stoffzufuhr aus den Glimmerplagioklas- und monoschematischen Glimmerfeldspatgneisen mit gemischtem Stoffbestand ableitbare Produkte einer Ultrametamorphose auffassen können. Nur im ersten Fall dürfen wir sie kurzweg *Orthogneise* nennen.

Es kann nur die Gesamtheit der Glimmerplagioklas-Alkalifeldspatgneisserie beurteilt werden und es ist wegen der Verbandsverhältnisse keine Deutung statthaft, die für die Prägung der Streifengneise einen wesentlich anderen Bildungsprozess und ein wesentlich anderes Alter annimmt, als für die monoschematischen Mischgneise und basischen Glimmerplagioklasgneise.

Die Verbandsverhältnisse der Gneise unter sich sind sehr verwickelt und die Analogie mit gepressten Kerngneisbatholiten (K. H. SCHEUMANN (102)) ist eine sehr weitgehende. Dass aber die streifige Textur im wesentlichen das Produkt einer älteren, die Platzstellung begleitenden Tektometamorphose ist, resultiert aus folgenden Beobachtungen:

- a) Im Kerne von grösseren Streifengneismassen treten porphyrtartige, wenig paralleltexturierte Granitgneisrelikte auf.
- b) Die Streifenfüllung ist durch zerriebene Biotitblätter gegeben. Das Gefüge wird oft durch ausgewalzte Streifen von Quarz, Plagioklas oder Alkalifeldspat bestimmt.
- c) Die Alkalifeldspäte sind als Einsprenglingsrelikte in ein Mörtelmasse eingebettet.

2. Die Bildungsbedingungen der Streifengneise

Zur Abklärung der Entstehungsbedingungen der Streifengneise sind neben der genauen Struktur- und Mineralbestandsanalyse besonders die Verbandsverhältnisse aufschlussreich.

Im Gegensatz zum Medelsergranitkontakt, der auf S. 105 als kalter Hornfelskontakt eines rasch emporgedrungenen Magmabreies mit scharfem Absetzen gegen die Hüllgesteine beschrieben wurde, sind am Streifengneis mächtige Übergangszonen zu den umhüllenden Glimmergneisen in Form monoschematischer Glimmerfeldspatgneise und chorismatischer Gneise entwickelt. Mächtige Pegmatitgänge durchsetzen sowohl Streifengneis als Mischgneise und Chorismite. Im Streichen geht die kalifeldspatreiche, pegmatitisch struierte Randfazies der Streifengneise auf der Westseite des Val Medels in eine Ophthalmitgneisfazies mit glimmerreichem Grundgewebe über. Man kann beobachten, wie der Biotitgneis aufgeblättert, von Kalifeldspatäugen durchsetzt wird und so aus ihm mikrochorismatische Mischgneise und Ophthalmit entstehen.

Ferner beobachtet man in Pegmatiten mit ganz analoger Struktur wie die Streifengneisrandfazies Durchschmelzungs- und Aufschmelzungserscheinungen an Granaten mit Maschenstruktur.

Die zahlreichen gangförmigen Pegmatitmassen analoger Zusammensetzung sind ein Beweis für die Existenz von granitischen Schmelzlösungen beim Hauptbildungsakt.

Aus den Molekularwerten S. 138, 141, 144, 148, 177 und den berechneten Zusammensetzungen geht hervor, dass der Streifengneis etwas von einer normalen granitischen Zusammensetzung abweicht (Tonerdeüberschuss). Die chemische Verwandtschaft mit Gesteinen magmatischer Herkunft und engadinitischer Zusammensetzung ist aber doch unvergleichlich viel grösser als mit der Zusammensetzung von Glimmerplagioklasgneisen beispielsweise vom Typ Paradisgneis. Noch engere Verwandtschaftsbeziehungen mit Gesteinen aus granitischen Magmen bestehen durch den Mineralbestand (Reichtum an Kalifeldspat) und die Struktureigentümlichkeiten (Perthitbildung, Myrmekite, idiomorphe Plagioklaseinschlüsse in Kalifeldspäten, granitisch-körnige, massige Strukturelikte in Kern grösserer Streifengneismassen).

Es gibt keine einzige Beobachtungstatsache, die mit der Annahme, der Streifengneis sei ein tektometamorpher Granitgneis und primär aus einer einheitlichen Magmenmasse durch Erstarrung gebildet, im Widerspruch steht. Trotz den beinahe zwingend die magmatische Natur dokumentierenden Beobachtungen kann man sich aber vorerst vorstellen, dass zufolge Konvergenzentwicklung auch die Bildung durch äussere Metasomatose in Frage kommen kann. Es wären dann die folgenden Bildungsmöglichkeiten in Betracht zu ziehen und zu diskutieren:

1. Durch grossräumige Alkalimetasomatose aus dem Stoffbestand von Glimmergneisen bei nur lokaler Bildung lithogener Magmentteile (Pegmatite, Granitgneiskerne).
2. Durch Erstarrung aus einheitlichem Magmenkörper unter Bildung pegmatitischer Restschmelzlösungen und Veränderung der Hüllgesteine durch Stoffzufuhr unter Bildung von Chorismiten und monoschematischen Glimmerfeldspatgneisen mit gemischtem Stoffbestand.
 - a) Aus lithogen, mehr oder weniger an Ort und Stelle gebildeten Magmen.
 - b) Aus Magmen, die aus grösserer Tiefe emporgedrungen sind.
 Es soll zuerst Fall 1 untersucht werden.

Leider sind wir über die chemische Zusammensetzung der Streifengneise nicht sehr eingehend informiert. Die gute Übereinstimmung der bestehenden Analysen bietet keine Gewähr dafür, dass die stofflich wohl ziemlich einheitlichen Streifengneistypen in ihrer ganzen Variabilität erfasst worden sind. Nach zahlreichen Dünnschliffuntersuchungen ist es aber wahrscheinlich, dass sie einen brauchbaren Mittelwert repräsentieren.

Wesentlich besser orientiert sind wir über die Zusammensetzung der Biotitgneise und Amphibolite. Es sind im Folgenden die Mittelwerte sämtlicher analysierter Biotitgneise des Gotthardmassivs den Mittelwerten aus Analysen des engeren Untersuchungsgebietes gegenübergestellt:

Tabelle XXVII

Gotthardmassiv im allgemeinen

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Biotitgneise	220	34	34	13	19	0,37	0,48
Amphibolite	115	21	48	24	7	0,28	0,53

Südöstliches Gotthardmassiv

Biotitgneise	255	35 $\frac{1}{4}$	36 $\frac{1}{4}$	8 $\frac{1}{4}$	20 $\frac{1}{4}$	0,34	0,48
Amphibolite	125	22	45 $\frac{1}{2}$	24 $\frac{1}{2}$	8	0,21	0,56

Die Übereinstimmung ist eine recht weitgehende. Bei den Biotitgneisen ist der c-Wert etwas kleiner, t etwas grösser, d. h. sie hatten ziemlich ausgesprochen tonige Zusammensetzung, während die Amphibolite praktisch gleiche Zusammensetzung aufweisen. Gegenüber rein tonigen Sedimenten ist der alk-Wert allerdings etwas hoch. Besonders in den Paradisgneisen (alk = 23), die durch kleine Feldspatäugen feingemengt-polyschematisch struiert sind, ist deshalb die

Möglichkeit einer stofflichen Veränderung durch Alkalizufuhr (Alkali-pneumatolyse) zu prüfen und die Frage ist, ob eine solche Alkalizufuhr als letzter Ausläufer der migmatischen Überwältigung benachbarter Streifengneiszonen oder als schwache Telepneumatolyse seitens eines granitischen Magmas anzusehen ist.

Im ersten Fall müsste der Chemismus der Streifengneise durch Stoffzufuhr aus dem Paragneis, im zweiten Fall die Biotitgneiszusammensetzung aus normaler Tonzusammensetzung abgeleitet werden können. Das erste nicht nur darum, weil amphibolitische Gesteine mengenmässig stark zurücktreten, sondern vor allem deshalb, weil diese Gesteine unter Zunahme von hellen Bestandsmassen unter allmählicher Anreicherung an Kalifeldspat im Streichen in lakolithisch mit ihnen verzahnte echte Augen- und Streifengneise überleiten.

Wir gehen aus von der mittleren Biotitgneiszusammensetzung des südöstlichen Gotthardmassivs, weil sie einem weit verbreiteten und homogen struierten Typus nahe verwandt ist (Paradisgneis Typ IIIc). Minimale Stoffzufuhr zur Veränderung nach Streifengneis ist erforderlich, wenn al als konstant angenommen wird.

Aus 91 Vol. (Äquiv.) % Glimmerplagioklasgneis können dann durch Zufügen von 15,3 Vol. (Äquiv.) % si und 1,5 Vol. (Äquiv.) % alk 100 Vol. (Äquiv.) % (plagioklasreicher!) Streifengneis gebildet werden unter Freiwerden von $7\frac{1}{2}$ Vol. (Äquiv.) % fm und $\frac{1}{2}$ Vol. (Äquiv.) % c.

Zufuhr von Alkalisilikatlösung hätte den Glimmerplagioklasgneis in (allerdings na-reichen!) Streifengneis verwandelt unter Freisetzung einer fm-Stofffront. Diese Stoffzufuhr und Freisetzen von fm müsste sich im Mineralbestand und der Struktur der Gesteine geltend machen. Um die Streifengneiskontakte müsste sich eine Aureole biotitreicher Gesteine legen, im Streifengneis müssten Relikte von Biotitgneisstruktur sichtbar sein. Der Biotit als Träger von fm müsste umgewandelt und zersetzt werden, es müssten Quarz- und Feldspatneubildungen im Streifengneis erfolgen. Nichts von alledem ist zu bemerken. Wenn wir dagegen den Biotitgneis selbst schon als umgewandelt betrachten und seinen Plagioklas-Biotitgehalt als Na-Mg-Stofffront deuten, dann ist nicht einzusehen, dass diese Stofffronten homogene Gesteinstypen erzeugt haben sollten, die weniger weit vordringenden Alkalisilikatfront in den streifengneis-näheren Partien aber chorismatische Gneise schuf. Ausserdem hätte das Gestein vor der Umwandlung die Zusammensetzung eines sehr

reinen, feldspatreichen Tons gehabt, was bei der grossen Verbreitung dieser Biotitgneise nicht möglich erscheint.

Viel einleuchtender und besser mit den Strukturbeobachtungen vereinbar ist die Annahme, dass die Glimmerplagioklasgneise durch eventuell geringe Stoffzufuhr vom Streifengneismagma her aus normalen tonig sandigen Ablagerungen entstanden sind. Es sind Paragneise.

Ist also auf Grund dieser Überlegungen eine Bildung der Streifengneise durch Alkalimetasomatose unwahrscheinlich, so muss nun bei der anderen Bildungsmöglichkeit, aus einheitlichem Schmelzfluss, entschieden werden, ob lithogene oder hypogene Bildung wahrscheinlicher ist.

Es spielt ja zwar, wie P. NIGGLI (90) gezeigt hat, für die systematische Einordnung der magmatischen Gesteine keine Rolle, ob:

„das Magma von Urbeginn an da war, durch Assimilation sich veränderte, sich vorher in einem glasartigen oder kristallisierten Zustand befand oder aus einem in Aufschmelzung begriffenen Gestein abgequetscht wurde. War einmal die schmelzflüssige Masse von grösserem räumlichem Zusammenhang und geologischer Selbständigkeit gebildet, so sind nur noch stoffliche Charakteristika für die Beurteilung der Herkunft wesentlich.“

Ogleich nun der Streifengneischemismus etwas von normalgranitischer Zusammensetzung abweicht (Tonerdeüberschuss), ist er stofflich doch weit näher mit Granit verwandt als mit den glimmerreichen Gneisen. Die Vorstellung, dass das Magma, welches später das Material für den Streifengneis lieferte, lithogener Natur sei, bedarf somit besserer Beweise, und die Beobachtungstatsachen lassen die Ansicht, dass der Streifengneis hypogen ist, wahrscheinlicher erscheinen.

Es ist deshalb am naheliegendsten, anzunehmen, dass ein den Streifengneis lieferndes granitisches Magma in wesentlich tieferem Niveau stofflich geprägt wurde und (vielleicht unter teilweiser randlicher Vermengung mit seinen Wandgesteinen) in ein höheres Niveau emporgestiegen ist, wo es lange Zeit auf seine Umgebung einwirken konnte und langsam kristallisierte.

3. Die Bildungsbedingungen der chorismatischen Gneise, insbesondere ihrer hellen Bestandmassen

Da die chorismatischen Gneise ihre Hauptverbreitung längs der Grenze der Streifengneiskörper haben, ist von vorneherein ein genetischer Zusammenhang mit der Streifengneisbildung wahrschein-

lich. Man könnte sich die Bildung auf drei Arten denken, nämlich

1. durch Stoffzufuhr der hellen Bestandsmassen aus granitischen Restmagmen,
2. durch Ausseigerung von Feldspatanteilen aus unveränderten Glimmergneisen,
3. beide Effekte kombiniert.

Zunächst ist dann auch auf Grund des Mineralbestandes und der Struktureigentümlichkeiten (sehr häufig richtungslose Textur und grobes Korn), dann besonders auf Grund der Reaktionsercheinungen an den Feldspäten sehr wahrscheinlich, dass die Mehrzahl der hellen Bestandsmassen nicht stereogen geprägt ist, sondern neosome, chymogene Anteile darstellt.

Zur Beurteilung, ob Exo-, Endo- oder Amphichorismite mit neosomen Anteilen vorliegen, ist aber eine umfassende Diskussion der Bildungsmöglichkeiten dieser hellen Teilmassen erwünscht und wir müssen über folgende Fragen Rechenschaft ablegen:

1. Wie war das Chymogen, dem der neosome Anteil entstammte, beschaffen?
 - a) War es ein:
 1. Schmelzfluss,
 2. eine pegmatitische Lösung,
 3. eine fluide Phase von pneumatolytischem Charakter,
 4. eine hydrothermale oder normaltemperierte wässrige Lösung?
 - b) Wie steht die Beschaffenheit der Lösung in Beziehung zum Strukturbild, zur Umgrenzung, zum Mineralbestand der hellen Bestandsmassen?
 - c) War das Chymogen immer gleich beschaffen oder hat es sich örtlich und zeitlich (lateral und temporal) in bestimmter Weise verändert?
2. Woher stammt das Chymogen und das in ihm gelöste Material?
 - a) Ist es als Ganzes zugeführt und stammt aus granitischen Restschmelzen (Exochorismite)?
 - I. aus älteren granitischen Magmen,
 - II. aus oberkarbonischen Granitmagmen.
 - b) Ist es als Ganzes ausgeblutet und steht deshalb in engerer Wechselbeziehung zum Gesteinschemismus (Endochorismite)?
 - c) Ist es bezüglich Lösungsmittel und eines Teiles des Stoffbestandes zugeführt, zum Teil aber ausgeblutet (Amphichorismite)?

3. Unter welchen physikalischen Bedingungen erfolgte die Bildung der hellen Bestandsmassen, bei Kata-, Meso- oder Epibedingungen des Nebengesteins?
4. Wie ist das Endprodukt beschaffen, hat es homogenes oder chorismatisches Aussehen?
5. In welchem Mengenverhältnis war das Chymogen in jedem Zeitpunkt der Metamorphose zugegen? War es gegenüber dem Festbestand immer in kleiner Menge vorhanden (mehr stereogene Umwandlung), hat es während dem Hauptbildungsakt grössere Raumteile eingenommen?

Schon auf Grund theoretischer Überlegungen ist es möglich, zwischen diesen Fragestellungen Zusammenhänge festzulegen, die in untenstehender Figur dargestellt sind.

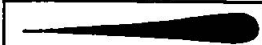

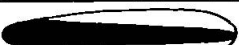
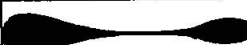






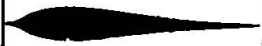



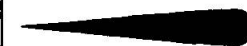





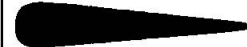

	Abstammung		Mengenverhältnis		Physikalische Bedingungen			Endprodukt	
	inji- ziert	aus- geblutet	Brei	Fest	Kata	Meso	Epi	monosche- matisch	choris- matisch
1									
2									
3									
4									

Fig. 35. Beziehungen zwischen dem Zustand der molekulardispersen Phase (1 hydrothermal, 2 pneumatolytisch, 3 pegmatitisch, 4 liquidmagmatisch) und ihrer Abstammung, ihrem Mengenverhältnis, den physikalischen Bedingungen und dem Endprodukt in den Mischgesteinen.

In Spalte 3: schwarz = injiziert, weiss = ausgeblutet.

Es erhebt sich weiter die Frage: Wie können auf Grund der chemischen, mikroskopischen und Feldbeobachtungen diese Fragen entschieden werden, was bleibt notwendigerweise eine offene Frage?

Wenn wir von der Beschaffenheit des Endproduktes ausgehen, so können schon auf Grund der Feldbeobachtungen zwei chorismatische Bildungen unterschieden werden, nämlich arteritische und ophtalmitische. Die letztern können zu Mikrochorismiten überleiten.

Es ist vorerst zu entscheiden, ob die akryosomen Adern und grossen Kalifeldspatagen wirklich neosomatische Bildungen sind, oder ob die Bildung dieser hellen Bestandsmassen ohne im Zeitpunkt wesentliche Beteiligung von Chymogen erfolgte.

Es ist wahrscheinlich, dass in der Nähe des Streifengneiskontaktes oder in der Umgebung von umfangreichen „Pegmatit-Aplitmassen“ die hellen Bestandsmassen zeitweise merkliche Mengen von Lösungen oder Schmelzlösungen repräsentieren. Dies ist besonders zufolge der trotz späterer Metamorphose wenig gerichteten Textur und hypidiomorphkörnigen Ausbildung, dem Fehlen von Grundgewebeeinschlüssen und der zum Teil scharfen Grenzen gegen das Nebengestein wahrscheinlich. Auch die Konstanz der Mächtigkeit, die über grosse Distanzen verfolgbare Konkordanz der „Aplit“-Bänder sprechen für Bildung aus einheitlicher Schmelzlösungsphase.



Fig. 36. Oligoklasgranitische Schlangenfalten mit reichlich Plagioklas in feinkörnigem Glimmerplagioklasgneis (Piz Alpetta Nordseite).

Andererseits besteht oft eine enge Verknüpfung von phlebitischen mit augengneisartigen Bildungen. Die Augen können zu Adern zusammentreten, von den Adern können Augen abgelöst werden und besonders häufig beobachtet man die diffuse Auflösung von Schlangenfalten und kleineren, gekrümmten hellen Äderchen in gesprenkelte, von Glimmergneisgewebe durchsetzte feldspatreiche Gneise.

Ferner deuten silikatmetasomatische Erscheinungen in den glatt begrenzten Adern (Schachbrettalbitbildung, die vielleicht präalpin ist, myrmekitische Verdrängung von Alkalifeldspat, Verdrängung von Schachbrettalbit durch Quarz) auf Verschleppung des Bildungsprozesses über ein grosses Zeitintervall. Es fehlen Nachschübe in zentralen Teilen, welche ein längeres Offenhalten von Spalten oder deren sukzessive Erweiterung beweisen; es fehlen drusenartige

Hohlräume als Herbergen von Lösungsresten; es fehlen Pegmatit-schlieren in den Apliten als Ansammlungen leichtflüchtiger Bestandteile. Bei den Kalifeldspataugen ist randlich oft eine Vermengung mit Nebengesteinsgewebe und Ablösung von Glimmerlagen festzustellen. All dies spricht dafür, dass wohl während längerer Zeit eine starke Stoffmobilisation statthatte, dass aber nur in scharf begrenzten Adern und stockartigen Bestandmassen grössere Mengen von Schmelzlösungsanteilen zu gleicher Zeit selbständige Teilräume erfüllten.

Man muss also die Bildung dieser Feldspatanteile in Zusammenhang bringen mit zum Teil reichlicher Durchtränkung von Schichtfugen der Paragneise, ausgehend von selbständigen Schmelzlösungsanteilen (Pegmatitstöcken) oder mit regionaler, aber im Zeitmoment und mengenmässig unbedeutender Porenfüllung und Keimbildung im Paragneisgewebe, welche zu den feinaugigen Gneisen (feldspatreichen Paradisgneisen) und Kalifeldspataugengneisen führte.

Migmatische Bildungen im Sinne von SEDERHOLM (Brei) werden höchstens am unmittelbaren Streifengneiskontakt beobachtet, wo die Adern typische Tiefengesteinsstruktur aufweisen (idiomorphe Plagioklase in Kalifeldspatperthit).

Die Frage nach den physikalischen Bedingungen, unter denen das Nebengestein stand, ist deshalb schwierig zu beantworten, weil die ganze Gesteinsserie (post-streifengneisisch und alpin) eine meso-epi-metamorphe Neuprägung erfahren hat. Leider fehlen auch in den Glimmergneisen typomorphe Mineralien der Katazone wie Sillimanit und Cordierit. Die Wirkung der alpinen Metamorphose war (S. 177) besonders im S-Teil schon recht deutlich (Zoisitisierung, Biotitneubildungen). Auch die Bildung von Muskovit muss wohl zum Teil auf ihre Rechnung gesetzt werden.

Immerhin ist durch das Vorkommen von ursprünglich mittelbasischen zersetzten Plagioklasen in den basischen Gneisen, durch reichlichen ursprünglichen Ti-Gehalt des Biotit (Sagenit), durch hornfelsartige Struktur vieler feinkörniger, biotitreicher Gneise wahrscheinlich, dass Kata- bis Mesobedingungen geherrscht haben.

Die Bestimmung der Herkunft des Chymogens und der neosomen Teilmassen kann am eindeutigsten durch quantitativ-mineralogische Untersuchungen oder durch die Analyse entschieden werden.

Tabelle XXIX macht mit den Mineralbeständen von hellen Bestandmassen bekannt:

T a b e l l e X X I X

Adern im Biotitgneis:	Quarz	Plagio- klas	Biotit	Musko- vit	Neben- gemeng- teile	Zoisit	Calcit
Südwestseite Piz Vitgira	30 $\frac{1}{2}$	43	2	9 $\frac{1}{2}$	15		
Nordwestgrat Pt. 2888	40	29	—	9	—	15	7
Westseite Val Cornera	37	32 $\frac{1}{2}$	1 $\frac{1}{2}$	22	—	—	7
gewundene in Auf- lösung begriffene Ader im Biotitgneis	8 $\frac{1}{2}$	56	14 $\frac{1}{2}$	13	8	—	—
Auge in	Quarz	Kalifeld- spat	Plagio- klas	Nebenge- mengteile			
Ophthalmit, Piz Ganneretsch	24 $\frac{1}{2}$	58 $\frac{1}{2}$	6	10			

Man kann somit feststellen:

1. Die Zusammensetzung der Adern ist durch Reichtum an Plagioklas (Oligoklasalbit), diejenige der Augen durch Vorwiegen von Kalifeldspat gekennzeichnet.
2. Die Zusammensetzung der Adern ist u n a b h ä n g i g von der Zusammensetzung des Paragneiskyrions. Insbesondere können sehr quarzreiche Adern in sehr glimmer- und zoisitreichen basischen Gneisen auftreten. Aus den Mineralbeständen der Adern werden beispielsweise folgende chemische Zusammensetzungen errechnet:

T a b e l l e X X X

Adern im Glimmer- plagioklasgneis:	si	al	fm	c	alk	k
	340	49 $\frac{1}{2}$	3	22 $\frac{1}{2}$	25	0,2
	345	47	2	25	26	?

c dürfte bei der Berechnung etwas zu hoch ausgefallen sein, weil die Zoisitkörner bei der Integrationsanalyse durch ihr hohes Relief zu gross erscheinen und darum grössere Volumenmengen vortäuschen. Der Chemismus ist oligoklasgranitisch mit etwas t.

3. Der Biotitgneis an der Grenze der Adern ist an Feldspat und nicht an Biotit angereichert (gewundene, in Auflösung begriffene Adern in Biotitgneis).

Obwohl von rein oligoklasgranitischen Adern über plagioklasreiche Biotitgneise zu hornfelsartigen Schiefen mineralogisch und

strukturell alle Übergänge bestehen, kann es sich bei den Adern und groben Augen kaum um Ausblutungen („Exsudate“), also um endogenes Neosom handeln, denn sie sind in ihrer mineralogischen Zusammensetzung unabhängig vom Gneischemismus. Diese mineralogische und strukturelle Identität der Bänder und Adern im verschiedenartigsten Paragneiskyriosom (Typen III und IV), der Kalifeldspatreichtum der Augen in den Ophtalmitgneisen, das Fehlen von an hellen Bestandsmassen verarmten Biotitgneislagen an der Grenze gegen die Adern machen es wahrscheinlich, dass viele dieser hellen Bestandsmassen in den Gneisen zugeführt wurden, dass es sich also bei den Chorismitgneisen überwiegend um Exo- oder Amphichorismite und damit auch stofflich um Mischgesteine handelt.

Daneben ist aber durchaus möglich, dass primäre Unterschiede im Chemismus, also zum Beispiel ein Wechsel von sandig-arkoseartigen und tonigen Lagen, gleichfalls als Bänderung abgebildet wurden. Man wird dies besonders dann vermuten, wenn die Bänder sehr gleichmässig, quarzreich oder serizit-calcitführend und stärker vergneist sind, wenn neben Biotit- auch Hornblendelagen und Zoisitlagen erscheinen und die Begrenzung der Adern nicht sehr scharf ist. Solche Verhältnisse werden zum Beispiel am Fil Ravetsch angetroffen, aber gerade dort sind auch diskordante Aplitmassen eingeschaltet.

Es bleibt zu untersuchen, wo die Quelle der bedeutenden Stoffzufuhr steckt, die zur Bildung der Mehrzahl der Adern und Augen Anlass gab. Es kommen dafür in Frage:

1. Streifengneisrestmagmen,
2. Palingene Schmelzlösungsmassen, welche durch Versenkung des Streifengneiskörpers in einem späteren Zeitpunkt freigesetzt wurden.

Fall 2 ist unwahrscheinlich, weil Remobilisation von Schmelzlösungen zufolge Mangels an leichtflüchtigen Bestandteilen schwerer erfolgt als Restschmelzlösungsbildung im Gefolge der Erstarrung. Da die neosomen Anteile zum Teil über längere Strecken zugeführt sind, musste das Chymogen sehr aktiv gewesen sein und kraft seiner Innenspannung sich Bahn gebrochen haben. In diesem Zusammenhang sind die zahlreichen Schlangenfalten in den Phlebiten aufschlussreich. Dann kann es auch auf Grund der Seite 187 mitgeteilten Beobachtungen am Kontakt des Streifengneiskörpers keinem Zweifel unterliegen, dass das granitische Magma, welches den Streifengneis geliefert hat, längere Zeit auf das Nebengestein einwirkte. Es ist wahrscheinlich, dass eine alkalireiche, pegmatitische Restschmelze sich im Dach der Lakkoliten ansammelte und (eventuell bei syntektonischer Intrusion) in das Nebengestein abgequetscht wurde.

Besonders die Umgrenzung der Kalifeldspataugen durch wirrflaserige Biotit-, Muskovit- und zersetzte Plagioklasmassen machen ein solches Hineinspritzen der Pegmatitlösung verständlich. Dieses Abquetschen konnte auch so langsam erfolgen, dass die Glimmerplagioklasmasse (Kyriosom oder Akyrosom) als Ganzes stets fest blieb. „Sie hatte wie ein Löschblatt auf die Restschmelzlösungen gewirkt“ (BARTH (8)). Auch das besonders reichliche Auftreten der Kalifeldspataugen dort, wo die Streifengneise und Pegmatitgneise im Streichen untertauchen, steht mit einer solchen Entstehungsweise in Übereinstimmung.

Für die Bänder in den Bändergneisen ist der von der Pegmatitzusammensetzung abweichende Chemismus bemerkenswert. Man kann ihn auf Grund quantitativ-mineralogischer Untersuchungen als durch Differentiation entstanden deuten. Na wandert von den Pegmatitstöcken weg, K bleibt dort am Kalifeldspat gebunden zurück. Eine solche Differentiation kann beispielsweise an Pegmatitstöcken in der Motta naira-Zone bei Il Parlet nachgewiesen werden.

Die Figuren 37a und b geben die Verhältnisse wieder.

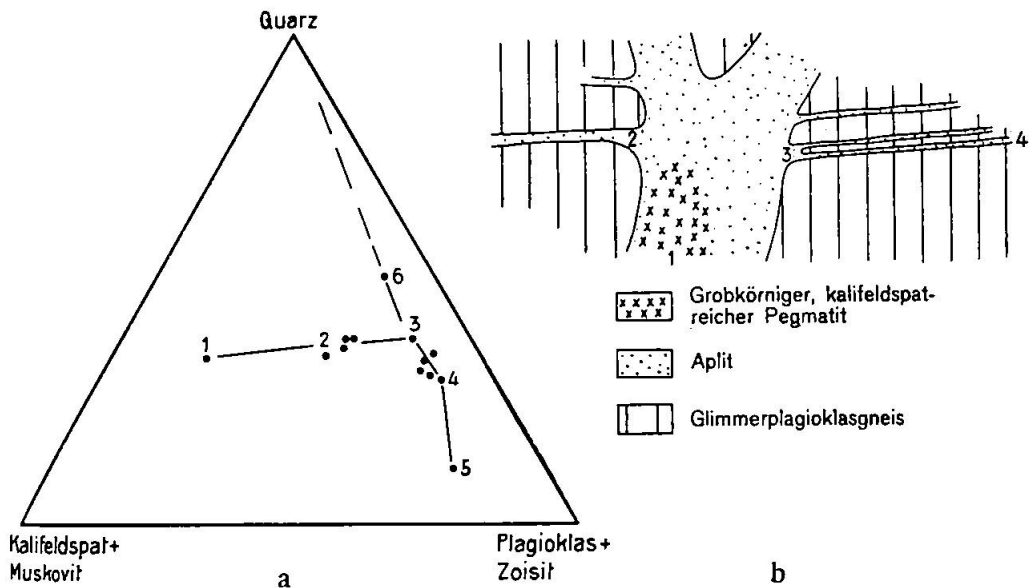


Fig. 37a, b. Differentiation der granitischen Restmagmen des Streifengneiszyklus zu oligoklasgranitischen Restschmelzlösungen und Aufspaltung in quarzreiche (hydrothermale?) und albitoligoklasreiche (pneumatolythische) Restlösungen.

Etwas asymmetrisch gelegen bildet kalifeldspatreicher Pegmatit den Kern des mächtigen Ganges. Die abzweigenden Aplitlagen sind an den Abzweigungsstellen schon bedeutend plagioklasreicher und der Plagioklasgehalt nimmt mit grösserer Entfernung noch etwas zu. An Adern von der Fuorcla da Paradis, die bereits in Auflösung begriffen und mit Biotitgneis vermengt sind, wurde die Zusammensetzung 5 gemessen. Am gleichen Ort erscheinen auch fast reine Quarzadern, sodaß man eine Aufspaltung in kieselsäure- und natrontonreiche Restlösungen vermuten kann. Schon S. 136 wurde angetönt, dass diese

Quarzadern viel schärfer gegen die Biotitplagioklasgneise abgegrenzt sind als die oligoklasgranitischen Adern. Dasselbe gilt auch für feinkörnige, quarzreiche aplitische Adern vom Nordwestgrat Pt. 2888 (Koord. Pt. 702,5/163,7), die stofflich zwischen den normalen Aplitbändern und den Quarzadern vermitteln, und in Fig. 37a mit Pt. 6 projiziert werden.

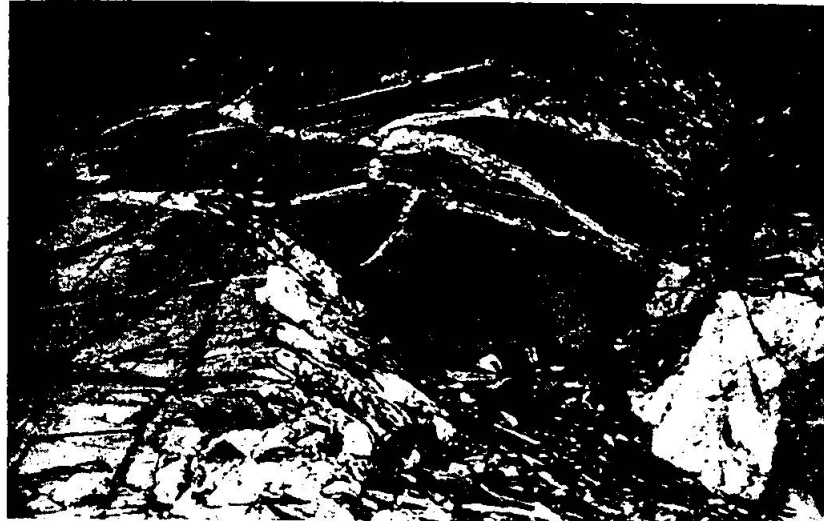


Fig. 38. Bänderinjection, ausgehend von Pegmatitstöcken.
Bändergneiszone von Il Parlet.

Aus diesen Ausführungen erhellt, dass als Hauptquelle der hellen Bestandsmassen, des Neosoms der Chorismite, nur das granitische Restmagma des Streifengneiszyklus in Frage kommen kann. Der Zustand dieser Restschmelzlösung war anfänglich pegmatitisch-pneumatolytisch und veränderte sich später zu natronreichen, hydrothermal-pneumatolytischen Restlaugen.

Es sind aber nur grössere stockartige und gangförmige Komplexe heller Bestandsmassen unter liquidmagmatischen Bedingungen kristallisiert.

4. Die Bildungsbedingungen der monoschematischen Glimmerfeldspatgneise mit gemischtem Stoffbestand

Dort, wo diese noch ziemlich feldspatreichen Gneise im Dünnschliffbild erkennen lassen, dass sie aus zwei Strukturelementen, insbesondere aus Mikroklinaugen mit Pflasterstruktur und Biotitplagioklasgneisgewebe aufgebaut sind, kann ihre Entstehung analog gedeutet werden wie die Bildung der Chorismite. Sie schliessen bezüglich ihrer Verbreitung auch oft an diese grobgemengten Gesteine an.

Bei einheitlichen Strukturen, wie sie zum Beispiel den Typen II a zu eigen sind, ist oft durch die Verbandsverhältnisse (Lage am Kontakt der Streifengneise gegen Glimmergneis) und durch den Mineralbestand (Kalifeldspat- und Schachbrettalbitgehalt) eine Herleitung des Stoffbestandes aus den beiden Grenztypen I und III c oder IV anzunehmen. In Übereinstimmung damit stehen die intern metasomatischen Erscheinungen an den Feldspäten und ihre reiche Füllung mit unregelmässig verteilten Umwandlungsprodukten.

Wir werden sehen, dass diese monoschematischen Mischgneise auch stofflich eine Mittelstellung einnehmen. Dort, wo diese Mischgesteinszonen nicht sehr mächtig sind, kann man sich vielleicht den Mischungsprozess durch mechanische Vermengung mit weichen tonigen Sedimenten während der Intrusion oder durch Abpressen von Alkalisilikatrestlösungen deuten, ähnlich wie bei den Ophtalmiten, die ja auch durch alle möglichen Übergänge mit den monoschematischen Glimmerfeldspatgneisen verbunden sind.

5. Die Bildungsbedingungen der Glimmerplagioklasgneise und hornfelsartigen Glimmergneise (Typen III c und IV)

Schwierig ist die Abgrenzung der kalifeldspatfreien monoschematischen Mischgneise gegen die Glimmerplagioklasgneise. Obwohl letztere in den glimmerreichen Typen sich stofflich gut aus tonigen Ablagerungen ohne wesentliche Stoffzufuhr herleiten lassen, gibt es doch schon bei den Paradisgneisen ziemlich plagioklasreiche Typen, bei denen eine geringe äussere Alkalimetasomatose (Telepneumatolyse) im Bereich der Möglichkeit liegt. Wenn wir die verbreiteten Paradisgneise (Typ III c) mit ihrer polyschematisch-fein-
augigen Struktur in Betracht ziehen, ist es schwierig, den Umfang dieser allfälligen Stoffzufuhr aus dem Gefüge zu ermitteln.

Etwa ein Viertel des Gesteinsvolumens wird von kleinen Augen albitreicher Plagioklase eingenommen (Gesamtplagioklasgehalt ca. 30 Vol. %). Wenn wir als sicher nicht realisierten Extremfall annehmen, dass der Stoffbestand dieser Augen als Ganzes zugeführt wurde, können wir die ursprüngliche Biotitgneiszusammensetzung berechnen.

Wir nehmen als Berechnungsgrundlage wieder die mittlere Biotitgneiszusammensetzung des südöstlichen Gotthardmassivs, die ja vom genauer untersuchten Paradisgneis nur in unwesentlichen Punkten abweicht, und setzen die Vol. % den Äquiv. % gleich. Diese Vereinfachung können wir uns ohne weiteres gestatten, weil ja der

Umfang der Zufuhr doch nur grob geschätzt werden kann (keine scharfen Grenzen der Plagioklasaugen).

Wir subtrahieren von den Molekularwerten ein Viertel der Gesamtzahl als Albit und rechnen den Rest auf 100 (al + fm + c + alk) um.

Tabelle XXXI

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Biotitgneismittel	255	35 $\frac{1}{4}$	36 $\frac{1}{4}$	8 $\frac{1}{4}$	20 $\frac{1}{4}$	0,34	0,48
Rest nach Abzug von $\frac{1}{4}$ Vol. Albit	241	31	46 $\frac{1}{2}$	10 $\frac{1}{2}$	12	0,75	0,48
Molasseton von Wettingen (Aquitane) Anal.: F. DE QUERVAIN	250	43	35 $\frac{1}{2}$	4	17 $\frac{1}{2}$	0,63	0,48
CLARKES Tonmittel	237	37	36	13 $\frac{1}{2}$	13 $\frac{1}{2}$	0,62	0,41
STOKES Mittel paläozoischer Tone	257	41 $\frac{1}{2}$	38	6 $\frac{1}{2}$	14	0,70	0,39

Der Vergleich des Restes mit Zusammensetzungen normaler Tone (STOKES, CLARKE) zeigt, dass fm etwas zu hoch und al zu klein ist. Die Annahme der Zufuhr des gesamten Feldspatgehaltes führt also zu keinem ganz befriedigenden Resultat. Es wäre damit auch eine beträchtliche Volumenvermehrung verbunden, die in der Lagerung irgendwie zum Ausdruck kommen sollte.

Eine bessere Lösung dieser Fragen erreicht man, wenn man im Sinne V. M. GOLDSCHMIDTS (36) nur Zufuhr von Alkalisilikatlösungen, die durch den Tonerdeüberschuss zu Feldspat abgebunden wurden, annimmt. Wenn alles alk der ein Viertel des Gesteinsvolumens einnehmenden Augen als Alkalisilikatlösung zugeführt worden wäre, so wäre die Zusammensetzung der Tone:

si	al	fm	c	alk	k	mg
280	39 $\frac{1}{2}$	40 $\frac{1}{2}$	9 $\frac{1}{2}$	10 $\frac{1}{2}$	0,83	0,48

Dieser Rest ist also an alk bedeutend ärmer als ein mittlerer Ton, es kann daher schon ein grosser Teil des alk von Anfang an im Gestein gesteckt haben. Wenn man mit der Zusammensetzung von rotem, unreinem Molasseton von Wettingen vergleicht, ist die notwendige Alkalizufuhr sogar recht unwesentlich.

Die Volumvermehrung bei Alkalizufuhr im oben beschriebenen, sicherlich zu grossen Umfang würde nur etwa 5 % des Ausgangsvolumens ausmachen, könnte also gut durch volumenmässig analoge Entwässerungsvorgänge und Reduktion des Porenvolumens im Sinne von V. M. GOLDSCHMIDT erklärt werden.

Feldbeobachtungen und Laboratoriumsversuche machen deshalb sehr wahrscheinlich, dass in den Glimmerplagioklasgneisen nahezu reine Paragneise vorliegen.

Da die Gneise noch nachträglich metamorphisiert wurden, ist nicht unbedingt zu erwarten, dass die strukturellen Kennzeichen der unbedeutenden äusseren Metasomatose erhalten geblieben sind. (Solche Kennzeichen sind Verdrängungen oder Umschliessung des Grundgewebes durch Albitporphyroblasten, Ausbildung einer Verdrängungsreihenfolge der ursprünglichen Mineralien. Siehe auch F. F. GROUT (37).)

Als Quelle der geringen Stoffzufuhr müssen die pegmatitischen Primärtrümer gelten, die nach Mineralbestand, Struktur und Umgrenzung, wie früher gezeigt wurde, als exogenes Neosom aufgefaßt werden können. Die Vergneisung der Tongesteine wäre eine Folge der Intrusion von granitischem Magma, unterstützt durch aus pegmatitischen Restschmelzlösungen abdestillierten pneumatolytischen Alkalisilikatlösungen. Die Annahme, dass sich das Muttermagma in nicht allzu großer Tiefe unter den leicht feldspatisierten Biotitgneisen (jetzt als Streifengneis) findet, wird gestützt durch die Beobachtung, daß im Streichen sowohl im Westen wie im Osten dieser polyschematischen Glimmerplagioklasgneise vorerst Ophtalmitgneise mit zugeführten Kalifeldspat-Augen und Erstarrungsstruktur und später pegmatitische Gneise als Randfazies von lakkolitisch mit ihnen verzahnten kalifeldspatreichen Streifengneisen axial emporgestiegen. Für eine mindestens leichte Durchtränkung mit abdestillierten Alkalisilikatlösungen war ja das dazwischenliegende Streifengneisdach geradezu prädestiniert.

Als Stofflieferant kommt der Streifengneis in Frage, auch wenn wir berücksichtigen, dass sein k -Wert sehr hoch ist. Wahrscheinlich ist er gerade deshalb hoch, weil die Na-reiche Komponente der Alkalien abgespalten wurde.

Da die Plagioklas-Augen isoliert im Biotitgneissubstrat liegen, kann die leichte Alkalizufuhr nicht in liquidmagmatischem Zustand erfolgt sein, sondern nur auf Durchtränkung mit pneumatolytischen Lösungen beruhen, die von den pegmatitischen Restmagmen, welche jetzt als Randfazies der Streifengneise vorliegen und die aderartige Durchtränkung in Streifengneisnähe verursachten, herzu-leiten sind. Man kann diesen Prozess sehr schön an Hand der Strukturen verfolgen und im Felde beobachten. Grobkörnige albit-oligoklasreiche muskovitpegmatitische Adern mit Erstarrungsstruktur, die oft in linsigen Erweiterungen das Biotitgneisgewebe beiseite drängen (ähnlich den Hochwandgneisen (H. SUTER (40))), können am Ende oder an Umbiegungen den Biotitgneis mit idiomorphen, albitreichen Feldspäten stark imbibieren, sodass er weiss gesprenkelt erscheint.

(+ Zs) nimmt mit steigendem Muskovitgehalt nur wenig zu und schwankt zwischen 0,5 und 1.

- d) Die monoschematischen Glimmerfeldspatgneise vermitteln bezüglich Mineralbestand zwischen Biotitgneisen und Streifengneisen. Das Verhältnis Quarz : Plagioklas ist stärker variabel und schwankt zwischen 0,35 und 1.
- e) Die aderartigen hellen Bestandsmassen sind durchwegs plagioklas-quarzreich und oft (aber nicht immer) doch etwas reicher an Muskovit oder Alkalifeldspat als das Paragneissubstrat. Die monoschematischen Glimmerfeldspatgneise lassen sich aber nur zum kleinen Teil als feinere Vermengung von Adern und Paragneissubstrat deuten. Sie sind meist k-reicher.
- f) Die Verbindungslinien von Paragneissubstrat (Paläosom) und in ihm enthaltenen hellen Adern verbinden die beiden Felder meist ohne das Biotitgneisfeld zu durchschneiden. Die hellen Bestandsmassen sind also zugeführt. Dort, wo das Biotitgneisfeld durchschnitten wird (Substrat reich an Biotit \pm Hornblende), ist auf Grund der Feldbeobachtungen (Wechsellagerung mit Hornblendelagen) eine primär sedimentäre Bänderung wahrscheinlich.
- g) Die augenförmigen, hellen Bestandsmassen sind kalifeldspatreich und eher etwas quarzärmer als die Streifengneise. Die Mischung von Augen und Adern kann Streifengneiszusammensetzung haben.

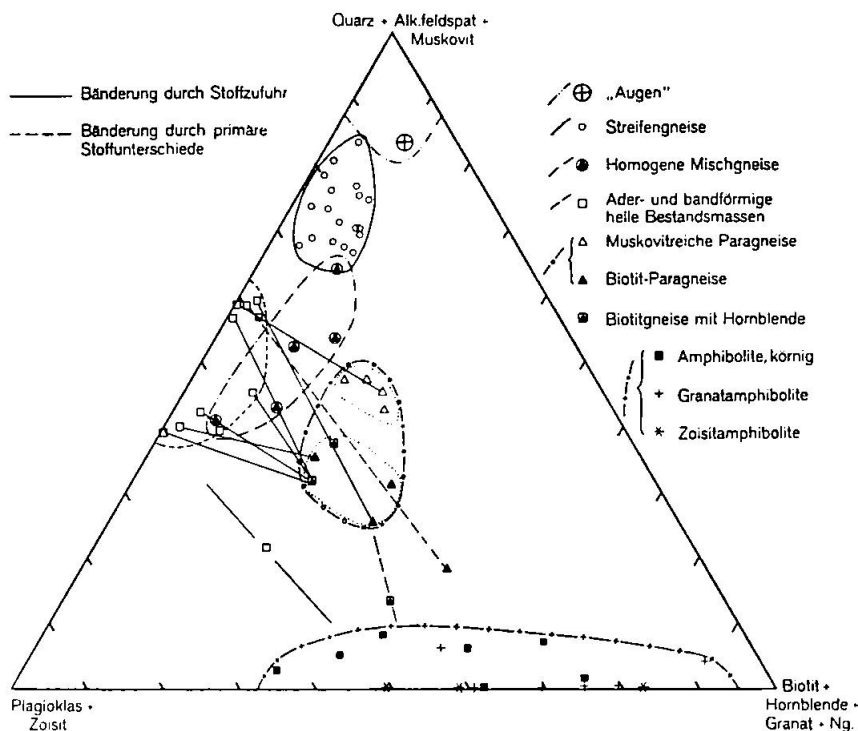


Fig. 40. Der Mineralbestand der altkristallinen Gesteine des südöstlichen Gotthardmassivs.

2. Der Chemismus der Gneise des Gotthardmassivs

Die Koordinierung der analytisch-chemischen Untersuchung mit der quantitativ-mineralogischen Analyse ist eine erfolgversprechende

Zukunftsaufgabe, wenn sie auf ein engbegrenztes Kontaktgebiet mit starken Stoffunterschieden beschränkt ist. So wäre vor allem die Bestätigung des S. 197 gegebenen Differentiationsverlaufes wünschenswert.

Für das ziemlich umfangreiche Analysenmaterial der Biotitgneise des Gotthardmassivs fehlen meistens präzise Angaben der Mineralbestände, sodass ein Vergleich der Analysenwerte der Misch-

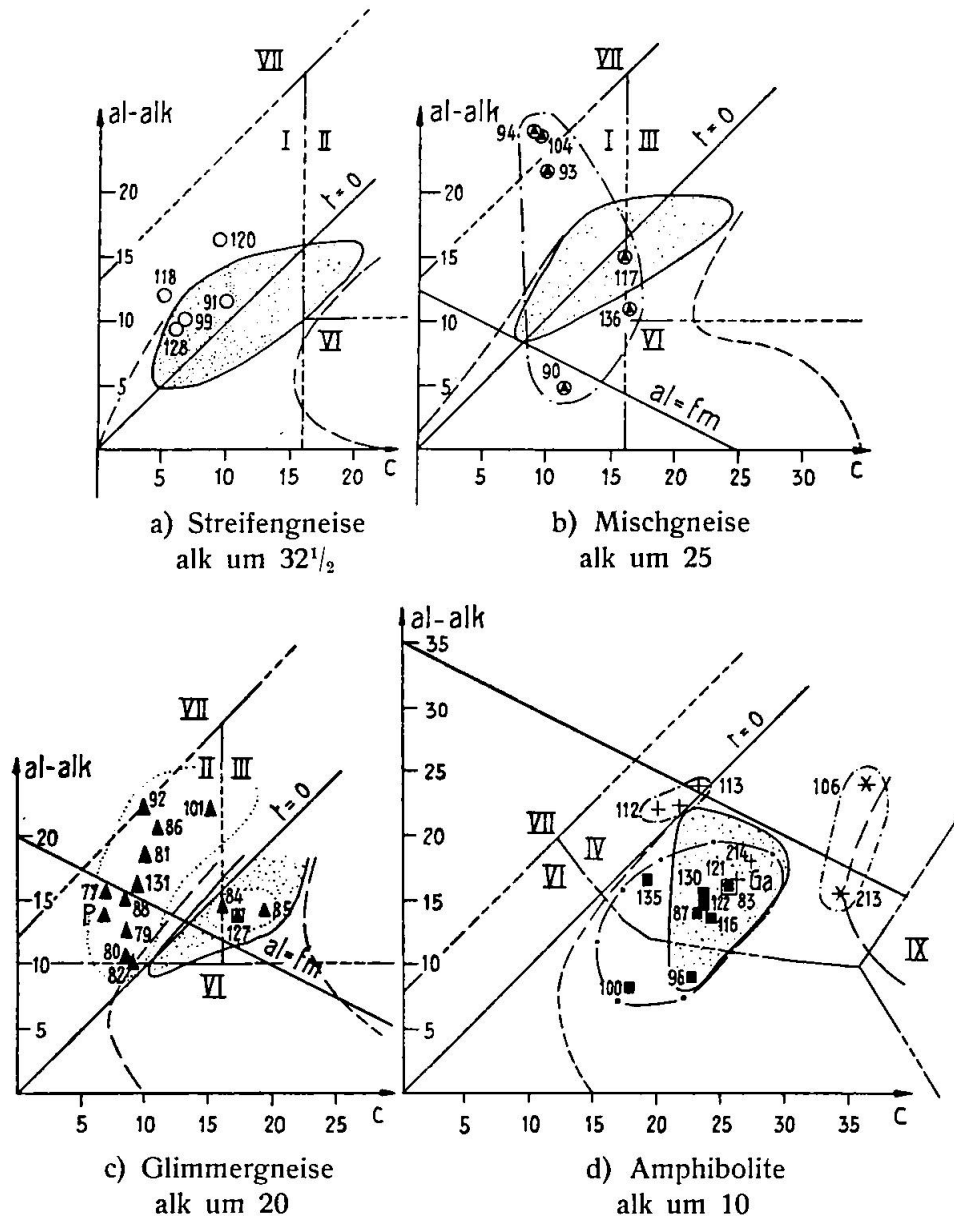


Fig. 41a bis d. c, al-alk-Diagramme der altkristallinen Gesteine des Gotthardmassivs. Beziehungen zur Klassifikation metamorpher Gesteine und zu den pazifischen Magmen (feinpunktierte Felder).

Römische Zahlen = Klassifikation der metamorphen Gesteine nach P. NIGOLI. Die Nummern entsprechen den Zahlen in Lit. 75, die Buchstaben den Analysen in Tabelle XXXIV.

gneise und Streifengneise mit den Paragneisen nicht bindende Schlüsse erlaubt. Zudem sind besonders bei den Paragneisen oft strukturell und mineralogisch abweichende Typen zur Erfassung der Gesamtvariation analysiert worden, sodass es schwer hält, einen Mitteltypus zu rekonstruieren.

Aus Gründen der Platzersparnis sind in den folgenden Diagrammen auch die Amphibolitanalysen projiziert.

Da die Darstellung im c- (al-alk)-Diagramm am raschesten Anhaltspunkte für die Herkunft des Stoffbestandes gibt, sollen vorerst die Lagen der Projektionspunkte in dieser Darstellung diskutiert werden. Man beobachtet dabei, dass bei den Streifengneisen noch eine ordentliche Übereinstimmung der Punktlagen mit dem Eruptivgesteinsfeld i. a. und mit dem Felde der pazifischen Magmen im besondern gegeben ist, während die Biotitplagioklasgneise und monoschematischen Glimmerfeldspatgneise bedeutende Abweichungen, bedingt durch den oft beträchtlichen Tonerdeüberschuss, zeigen. Bei den Glimmergneisen ist dieser Paracharakter besonders ausgeprägt. Die wenigen Projektionspunkte, welche ins Eruptivfeld fallen, gehören ausnahmslos Gesteinen mit hohem c und kleinem si an und sie leiten mit No. 127 bereits zu Amphiboliten über. Die Nummern beziehen sich auf die Zahlen in der Zusammenstellung: Chemismus schweizerischer Gesteine. Neue Analysen sind durch Buchstaben bezeichnet und in Tabelle XXXIV Seite 253 zusammengestellt.

Alle übrigen Glimmergneise zeigen positiven t-Wert und ihr c variiert von 6 bis 16. Sie fallen in das Feld der Alumosilikatgesteine mit zurücktretendem alk. Bei den Mischgneisen ist die Streuung von al-alk sehr gross, während c nicht sehr variabel ist und in den engen Grenzen schwankt, die auch für die Glimmergneise typisch sind (c zwischen 8 und 17). Diese starken Schwankungen im al-alk-Wert können durch die Ausgangszusammensetzung oder durch den verschiedenen Grad von Alkalizufuhr aus dem älteren granitischen Magma bedingt sein. Der Schwerpunkt des Mischgesteinsfeldes liegt im Alkalialumosilikatgesteinsfeld. Die Streuung innerhalb dieses Feldes ist aber sehr gross. Die Bildung der Mischgneise mit kleinem al-alk kann durch stärkere Alkalisierung der Paragneise erklärt werden, denn der al-Wert ist ausnahmslos grösser als 35.

Für die Streifengneise ist eine Herleitung aus engadinitischen Magmen möglich, wenn man berücksichtigt, dass eine geringfügige Tonschieferassimilation oder eine Verarmung an c im Gefolge der Metamorphose (Muskovitbildung) den Tonerdeüberschuss, der schon primär vorhanden sein konnte, vergrössert hat.

Die Berechnung der mittleren Molekularwerte der Gneise und Amphibolite wurde für die in Figur 35 bezeichneten Analysennummern vorgenommen und deren graphische Darstellung ist in Figur 42 wiedergegeben. Es unterscheidet sich von einem normalen Differentiationsdiagramm, indem al-alk stets grösser als 12 bis gegen 22 misst, ohne dass c entsprechend ansteigt. Bei $si = 150$ ist t noch positiv.

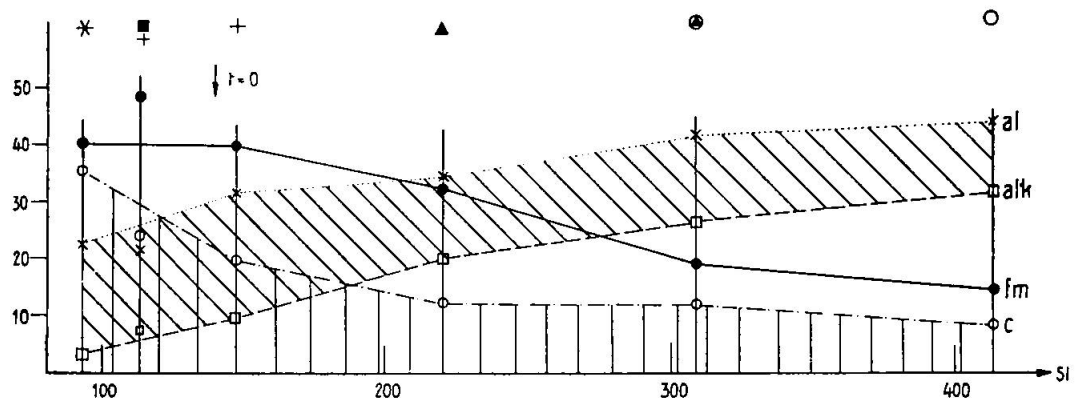


Fig. 42. Der Chemismus der altkristallinen Gesteine des Gotthardmassivs. si-Variationsdiagramm der Mittelwerte von Zoisitamphibolit, Granatamphibolit und Hornblendegranatglimmergneis, Glimmerplagioklasgneis, Mischgneisen und Orthogneisen (Symbole siehe Seite 203).

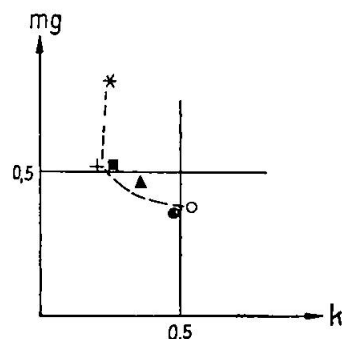


Fig. 43. k-mg-Diagramm der Mittelwerte der Analysen von altkristallinen Gesteinen des Gotthardmassivs.

Im besondern verlaufen die Verbindungslinien von Biotitgneis über Mischgneis zu Streifengneis nahezu ungebrochen. Der Mischgneis kann also im Mittel als Mischung von Streifengneismagma und Paragneismaterial aufgefasst werden. Die rechte Seite des Diagramms der Fig. 42 gibt die Veränderung des sedimentären Ausgangsmaterials durch Stoffzufuhr aus dem Streifengneismagma wieder. Da dieses sehr kalireich ist, kommt diese Stoffzufuhr auch im k-mg-Diagramm (Fig. 43) durch Umbiegen der Kurve nach höheren k-Werten zur Geltung.

Die Darstellung im MLQ-Diagramm (Fig. 44) zeigt nichts wesentlich Neues. Auch hier wird die zwischen Streifengneisen und Glimmergneisen vermittelnde Stellung der strukturell homogenen (monoschematischen) Mischgneise deutlich. Das Streifengneisfeld hat den Schwerpunkt im Eruptivgesteinsfeld, der Glimmergneis greift nach links weit darüber hinaus. Sein Schwerpunkt ist nach kleineren L-Werten verlagert (Sp und Hz werden zu M gerechnet).

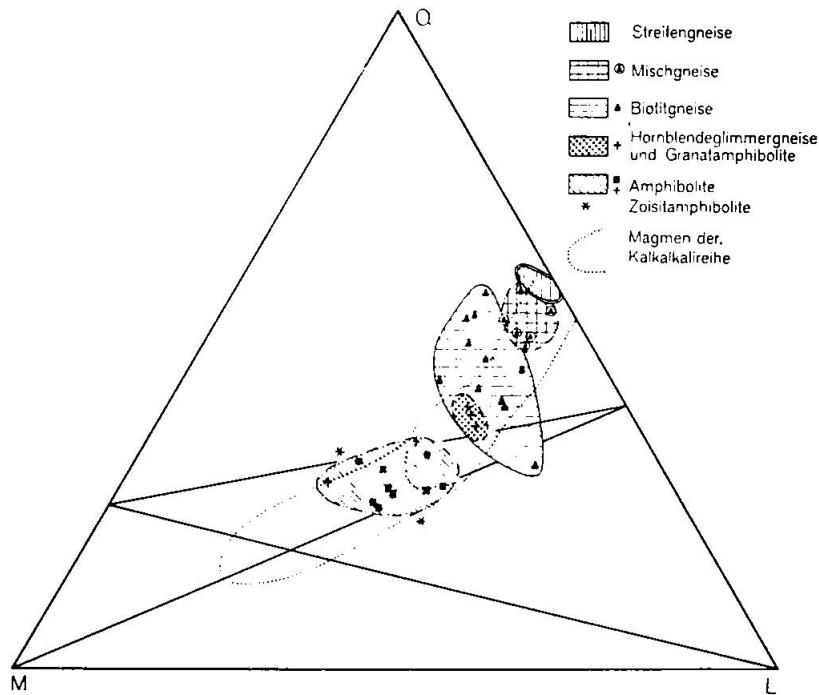


Fig. 44. Q-L-M-Diagramm der Analysen von altkristallinen Gesteinen des Gotthardmassivs und ihre Beziehungen zum Feld der pazifischen Magmen.

Aus diesen Diagrammen ist also ersichtlich, dass bei der Bildung der Gneise des Gotthardmassivs in erheblichem Masse sedimentäres Material beteiligt war, dass aber durch Vermengung mit granitischen Magmen Übergangsglieder zu Eruptivgesteinszusammensetzungen geschaffen wurden.

E. ZUSAMMENFASSUNG DER ENTSTEHUNGSGESCHICHTE DER GNEISE

Die Resultate der vorliegenden Untersuchung sind derart, dass nicht in allen Fragen sichere Entscheide getroffen werden konnten.

Als sichergestellt kann gelten:

1. Der Streifengneis ist jünger als der Biotitplagioklasgneis und hat ihn durch Stoffzufuhr verändert. Der Streifengneis ist ein Orthogestein.

2. Der Biotitgneis ist aus sandig-tonigen Sedimenten (eventuell durch leichte Alkalisierung) entstanden. Er ist ein Paragestein.
3. Die hellen Bestandsmassen der chorismatischen Gneise sind zum überwiegenden Teil Neosom und vom Streifengneis herzuleiten. Die chorismatischen Gneise sind also in der Mehrzahl Mischgesteine.
4. Die Paragesteinsmassen waren bei der Platznahme des Streifengneises bereits mechanisch beansprucht (Granatrelikte mit Maschenstruktur).
5. Es bestehen bei den Streifengneisen keine Gefügebilder, welche nicht als dislokationsmetamorph überprägte Erstarrungsstruktur gedeutet werden könnten.
6. Die Paralleltextur der Streifengneise ist durch eine reine Tektometamorphose zumindest mitbeeinflusst worden.
7. Die Gneise sind von Granit- und Serpentinintrusionen durchbrochen.

Wahrscheinlich sind folgende Zusammenhänge:

- a) Die Platzstellung des Streifengneis erfolgte syntektonisch (Lagerung, zonale Gliederung).
- b) Ein den Streifengneis lieferndes Magma ist in tieferem Niveau stofflich geprägt worden und unter teilweiser randlicher Vermengung mit seinen Hüllgesteinen in ein höheres Niveau emporgestiegen.
- c) Der Streifengneis ist stofflich nahe verwandt mit granitischem Magma und darum und im Hinblick auf die Zusammensetzung seiner Hülle wahrscheinlich hypogen.
- d) Er zeigt von Süden nach Norden Differentiationserscheinungen von granitischen zu kalireichen pegmatitischen Restmagmen. Relikte von Erstarrungsstrukturen im Zentrum von grösseren Streifengneismassen im Süden sowohl als im Norden stützen die Annahme, dass es sich um aus einem Schmelzfluss durch Erstarrung in relativ grosser Erdtiefe gebildete Gesteine handelt.
- e) Es ist möglich, dass eine geringfügige Assimilation von Tonen (oder von glimmerreichen Gneisen) den Stoffbestand so veränderte, dass der primäre Tonerdeüberschuss, der in allen Analysen zur Geltung kommt, erreicht wurde. Sichere und regional verbreitete Anzeichen dafür fehlen aber.

Mit der Deutung der Streifengneise als ein durch Metasomatose gebildeter Stoffkomplex stehen in Widerspruch:

1. Seine grosse Differenz im Chemismus gegenüber Biotitplagioklasgneis.
2. Seine einheitliche Zusammensetzung und Struktur.
3. Seine pegmatitische Randfazies und seine Kontakterscheinungen.
4. Die grossen Mengen leichtflüchtiger Bestandteile, die eine solche Metasomatose ermöglicht hätten, müssen aus der Tiefe bezogen werden. Das setzt dort noch grössere, pegmatitisch-granitische Magmenquellen voraus als bei der Deutung als Erstarrungsgestein. Die Raumfrage würde also weniger gut gelöst.

Abschnitt III: Die basischen Einlagerungen, Glimmerschiefer und Quarzite

A. EINLEITUNG

Die verbleibenden Gesteinstypen können, an der Verbreitung der Gneise gemessen, als Einlagerungen aufgefasst werden. Sie sind, wie eingangs erwähnt wurde, allerdings zonenweise angereichert und vorwiegend in Gesellschaft mit Chorismiten und Paragneisen. Dadurch entsteht die einprägsame Gliederung des Massivs, die in Figur 6 übersichtlich dargestellt wurde.

Für die stofflich extrem zusammengesetzten Gesteinstypen wie Serpentine, Glimmerschiefer und Quarzite ist die Herkunft wohl eindeutig, das Alter jedoch zunächst zweifelhaft und nur durch sorgfältige Analyse der Verbandsverhältnisse einer Lösung näher zu führen. Für die Amphibolite ist vor allem die Herkunft problematisch, während die Altersbeziehungen dank der etwas grösseren Verbreitung und der dadurch möglichen Beobachtung eindeutiger Verbandsverhältnisse übersichtlicher sind.

Eine getrennte Behandlung dieser Einlagerungen erscheint gerechtfertigt, auch wenn man die sehr enge Verknüpfung insbesondere von Amphiboliten und Serpentinien beachtet. Gerade dadurch wird vermieden, voreilige Schlüsse aus der vielleicht zufälligen Assoziation auf eine gemeinsame Genesis zu ziehen.

Wir wenden uns vorerst den Amphiboliten zu und untersuchen ihre Verbandsverhältnisse, Lagerungsformen und mineralogischen, strukturellen und stofflichen Eigentümlichkeiten. Getrennt davon soll die Genesis mit Betonung der Herkunftsbestimmung diskutiert werden.

B. DIE AMPHIBOLITE

Da unter den Amphiboliten chorismatische Bildungen zurücktreten und sich deren helle, akyrosome Bestandsmassen höchstens

durch die etwas dichtere Füllung der Plagioklase und die mehr gangartige, oft diskordante Lagerung vom oligoklasgranitischen Neosom der Chorismitgneise unterscheiden, kann der feldgeologisch-petrographischen Kennzeichnung der einzelnen Typen sogleich die mikroskopische folgen.

Die Amphibolite und amphibolitischen Kyriosome stellen einheitliche, durch verschiedene Arten und Mengenverhältnisse der Gemengteile und insbesondere verschiedene Hornblendearten wohldefinierte Metabasittypen dar. Sie sind in allen fünf eingangs erwähnten Muldenzonen anzutreffen, aber sie sind darin recht ungleichmässig angeordnet. In der Tenelin-(I) und Motta nairazone (IV) bestimmen sie den Muldencharakter wesentlich mit, indem sie fast lückenlos durchstreichen und die Muldenkerne bilden. In der Borel-(II) und Paradiszone (V) handelt es sich um mehr lokale Vorkommen von linsen- oder stockförmiger Umgrenzung, aber ohne ausgesprochen durchgreifende Lagerung. Die Streifengneise sind frei von Amphiboliteinlagerungen.

Auf Grund des Mineralbestandes und der Struktur können wir die Amphibolite unabhängig von ihrer geologischen Stellung und ohne Belastung mit genetischen Deutungen einteilen in:

1. Granatamphibolite,
2. körnige Mesoamphibolite,
3. Zoisitamphibolite,
4. Biotitamphibolite und Übergangsglieder zu den Hornblendeschiefern.

1. Die Granatamphibolite

Sie sind meist monoschematisch oder durch grössere, in Umwandlung begriffene Granatkörner mikrochorismatisch. Zuweilen sind sie gangförmig von quarz-plagioklasreichen Pegmatiten durchsetzt, jedoch kommt es durch diese hellen Bestandteilmassen selten zur Bildung von Phlebiten.

Es gibt vor allem vier Vorkommen von Granatamphiboliten, die der genaueren Untersuchung bedürfen und deren Lagerungs- und Verbandsverhältnisse, Mineralbestand und Chemismus zur besseren Beurteilung der Entstehungsbedingungen festgehalten wurden. Drei davon liegen im Paradisgneis und eines steckt von einer schmalen Glimmerplagioklasgneis- und Stromatitgneishülle umgeben im Streifengneis der Fuorcla da Paradis. Sie sind von Westen nach Osten folgendermassen zu plazieren:

a) Granatamphibolit am Nordgrat von Plauncacotscha
(westliche Gebietsgrenze, Koord. Pt. 696,4/164,0).

Er hat eine Oberfläche von einer halben ha. Das Nebengestein ist Paradisgneis. Am Kontakt ist auf der Nordseite eine schmale Lage Kalksilikatfels (Epidot-Plagioklasfels) gefunden worden.

Im Süden leiten Biotitamphibolite und Stromatitgneise mit Hornblendelagen allmählich zu Paradisgneis über. Dort können auch grobkörnige Oligoklasadern mit rekristallisierten, dunkelschwarzgrünen Hornblenden beobachtet werden. Der Amphibolitstock ist durch Ost-West-streichende Glimmerplagioklasgneiszonon randlich gegliedert und unterteilt.

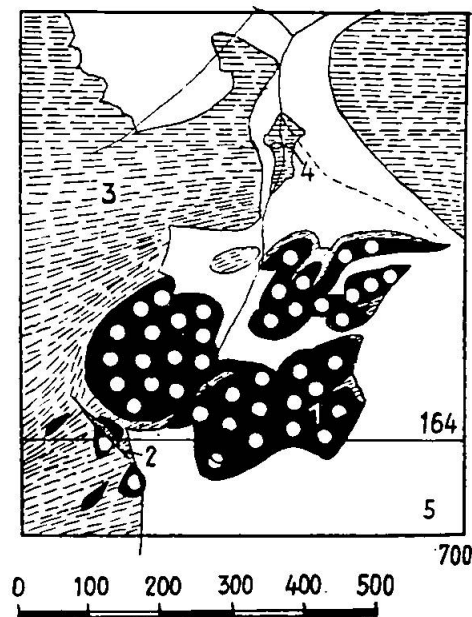


Fig. 45. Die Verbandsverhältnisse beim Granitamphibolitstock nördlich Piz Paradis (Vorkommen b).

1 Granatamphibolit; 2 Granataplitgang; 3 Glimmergneis; 4 Augengneislage im Glimmergneis; 5 Schutt.

b) Granatamphibolit nördlich Piz Paradis.

Dieses grösste Vorkommen ist auf einer Fläche von 10 ha aufgeschlossen und zeigt stockförmige Umgrenzung. Es liegt im Paradiesgneis. Dieser passt sich im Streichen der Umgrenzung an und streicht beispielsweise am Nordwestrand N-40°-E. Das kleine Massiv ist als klotzige Felsstufe aus der weichen Gneishülle herausgewittert und vom Gletscher blank geschliffen. Dort, wo kleine Schuttmulden seine Oberfläche bedecken, ist oft Paradiesgneis anstehend, der auch von den Ost- und Westflanken her die Amphibolitmasse aufgliedert und vielleicht von oben in sie eingemuldet ist. Am Nordwestrand sind oligoklasgranitische, aplitartige gangförmige Einlagerungen vom Strukturtyp IIb mit sehr dichter Füllung der Plagioklase beobachtet. Am Westrand hat ein diskordanter, stark geschieferter Granataplitgang am Kontakt grobkörnigen, turmalinführenden Hornblendebiotitschiefer erzeugt.

c) Granatamphibolit östlich Fuorcla da Paradis.

Schon in seiner äusseren Form, noch mehr aber bezüglich Struktur und Umgrenzung unterscheidet sich dieses Vorkommen von den übrigen drei Aufschlüssen. Die detaillierten Feldaufnahmen im schneearmen Sommer 1942 zeigten, dass der Amphibolit vom benachbarten Serpentinstock durch eine Glimmerplagioklasgneislage getrennt ist. Die Oberfläche nimmt ein Areal von drei viertel ha ein, jedoch ist höchstens etwa ein Drittel als Granatamphibolit zu bezeichnen. Eine breite Randzone und zahlreiche Einschaltungen von gebänderten, gefältelten Zoisitamphiboliten und die Umhüllung durch Glimmer- und Stromatitgneise zeigen, dass dieses Amphibolitvorkommen muldenförmig in den Streifengneis und körnigen Alkalifeldspatgneis (Typ Ia) eingesenkt ist. Zahlreiche gang- und aderförmige oligoklasgranitische Pegmatite durchsetzen Granat- und Zoisitamphibolit (siehe auch Fig. 57a).

d) Granatamphibolit südöstlich Alp Serengia,
Koord. Pt. 701,3/163,5.

Seine Oberfläche ist mit ein Viertel ha eher zu klein geschätzt. Eine massige Randfazies mit Granatpseudomorphosen geht über in Biotitamphibolit und dieser in Biotitgneis mit Hornblendelagen. Weiter nördlich sind in biotitreichem Mischgneis wenig mächtige Biotitamphibolit- und Biotithornblende gneislagen eingeschaltet. Sie stehen mit dem Granatamphibolitvorkommen in keinem sichtbaren Zusammenhang.

Einige kleinere Vorkommen von Granatamphibolit sind als Abwandlungen körniger Amphibolite aufzufassen. In einem Fall (Nordostgrat Tgiern Toma) umschliesst diese Amphibolitfazies Marmorlinsen und ist von Biotitamphibolit und feingebänderten Biotitplagioklasgneisen mit Hornblendelagen umrandet.

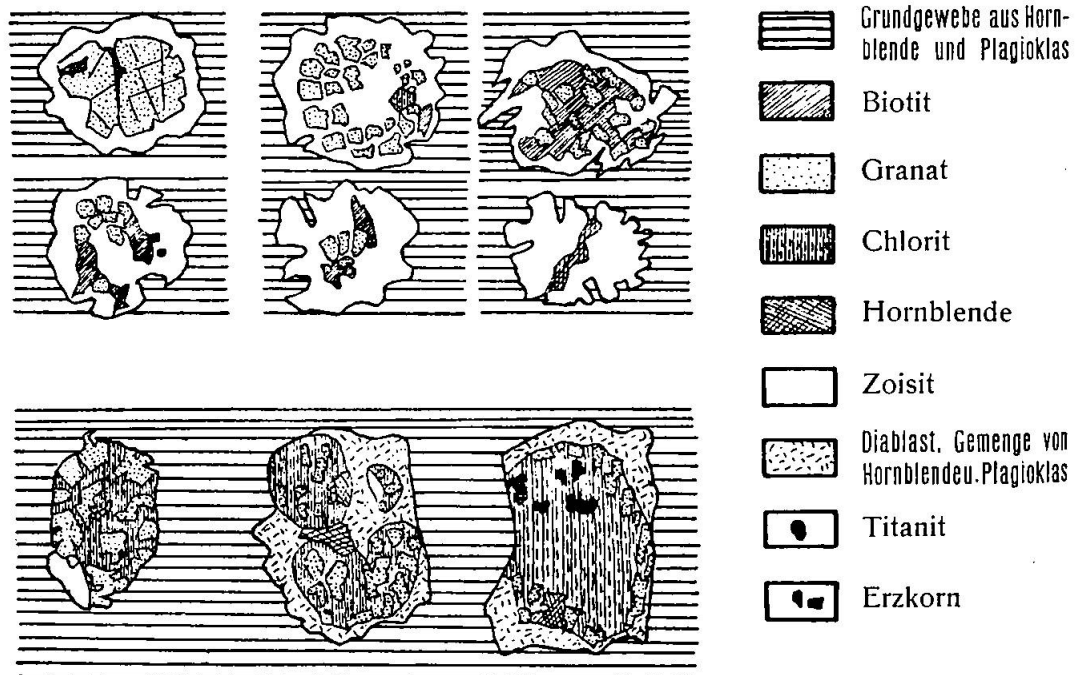


Fig. 46. Beispiele von Umwandlungserscheinungen an den Granaten der Granatamphibolite.

Die Analyse von körnigem Granatamphibolit a hat folgendes Resultat geliefert:

T a b e l l e X X X I

Granatamphibolit, Nordgrat Plauncacotschna, Anal. H. HUBER.

Gew. %		Basiswerte				Modus	
						Vol %	
SiO ₂	51,71						
Al ₂ O ₃	15,62	Kp	2,5	Q	34,8	Hornblende	42
Fe ₂ O ₃	1,15	Ne	14,2	L	35,0		
FeO	11,80	Cal	18,3	M	28,7		
MnO	0,13	Cs	5,1	Ng	1,5	Granat	22 ¹ / ₂
MgO	3,62	Fo	7,8				
CaO	9,33	Fa	14,5	π	0,52	Plagioklas (An % 25)	17 ¹ / ₂
Na ₂ O	2,52	Fs	1,3	γ	0,18		
K ₂ O	0,68	Q	34,8	μ	0,27	Nebengemeng- teile (Titanit)	12
H ₂ O +	0,83	Cp	0,3				
H ₂ O -	0,02	Ru	1,2	An % 56			
TiO ₂	1,68					Quarz	6
P ₂ O ₆	0,13	q	+ 5				
Summe	99,22	al-alk ti	+16 ¹ / ₂ 3,3				

Differenz 0,78 vermutlich vorwiegend H₂O der Hornblende.

Molekularwerte	si	al	fm	c	alk	k	mg
Granatamphibolit, Plauncacotschna	135	24	42½	26	7½	0,15	0,33
normalgabbrodioritisches Magma	130	23	44	22½	10½	0,2	0,5
miharaitisches Magma	130	23	42	27½	7½	0,2	0,5

Ähnlich zusammengesetzte Eruptivgesteine und Gabbroamphibolite:

Olivindiabas, TROEGER Nr. 391	103	23	45½	22	9½	0,22	0,44
Toleilit, TROEGER Nr. 344	122	24	39⅓	27½	9	0,29	0,51
Gabbrodiorit, TROEGER Nr. 331	134	24½	42½	24	9	0,20	0,54
Gabbroamphibolit, Banhorn, Chem. Schw. Gesteine (75) IV/280, S. 210	110	22	41½	29	7½	0,15	0,58

Der Chemismus ist normalgabbrodioritisch bis miharaitisch. Ähnlich zusammengesetzte Eruptivgesteine und Amphibolite sicher magmatischen Ursprungs sind zu Vergleichszwecken angeführt. Der mg-Wert erscheint etwas klein. Der positive q-Wert kommt im Mineralbestand im ziemlich hohen Quarzgehalt zum Ausdruck. Bei diesem Granatamphibolit sind die Granate unzersetzt und dunkelrosarot. In allen übrigen Vorkommen sind Umwandlungserscheinungen zu Kelyphitgranaten und weiter zu Pseudomorphosen mit oft reichlich Zoisit festgestellt. Solche Pseudomorphosen haben beispielsweise die Zusammensetzung:

Granat	16	Vol. %
Klinozoisit	43	
Hornblende	31½	
Plagioklas	5	
Biotit, Nebengemengteile	} 4½	

Die Figuren 46 geben verschiedene Umwandlungsstufen der Granate wieder.

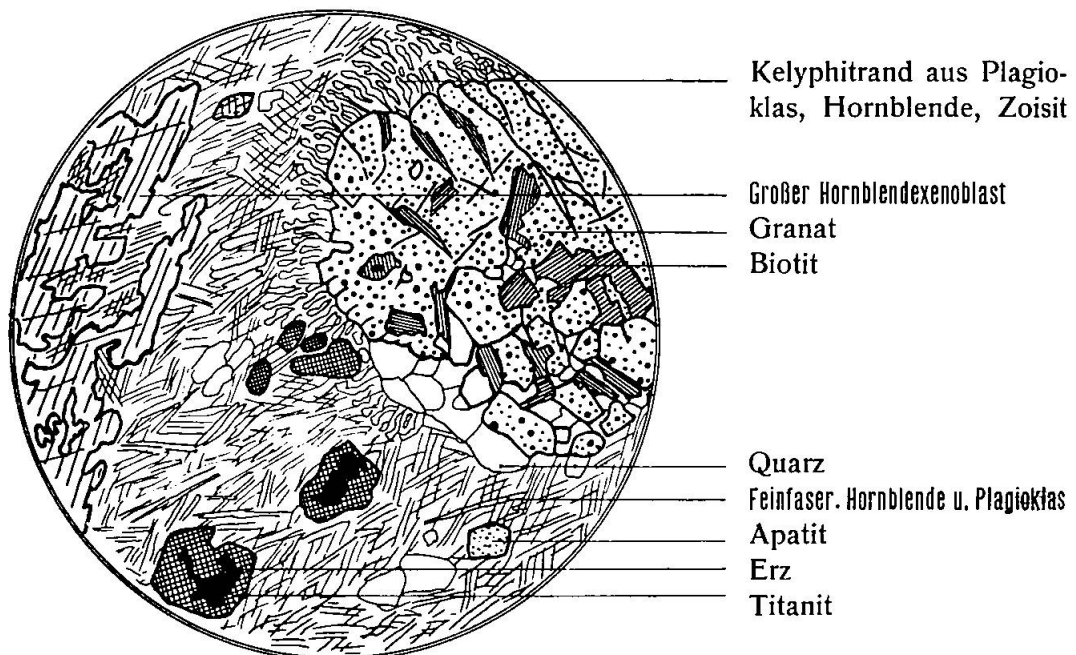


Fig. 47. Beispiel eines Dünnschliffbildes von kelyphitischem Granatamphibolit, südöstlich Alp Serengia, Val Nalps.

Die H o r n b l e n d e des analysierten Granatamphibolites weicht bezüglich ihrer optischen Eigenschaften von den hellbräunlichgrünen Hornblendenden der übrigen Granatamphibolite ab. Diese sind in Tabelle XXXVIII zusammengestellt.

Die Fig. 47 gibt ein Strukturbild von Granatamphibolit mit deutlicher Kelyphitbildung und grossen Hornblendexenoblasten.

Hauptvariation und Mineralbestand der Granatamphibolite sind durch die Zahlen der Tabelle XXXII umschrieben.

Tabelle XXXII

	Mittelwert	Hauptvariation	Gesamtvariation
Hornblende	54 Vol %	45—60	40—65
Granat	10	5—15	0—25
Plagioklas + Quarz	20	17—22	10—25
Zoisit, Biotit, Chlorit	11	8—15	5—22
Nebengemengteile, vorwiegend Titanit	5	um 5	2—7

Die Fig. 48 gibt für typische Einzelfälle die Mengenverhältnisse der Mineralien wieder. Der Titanitgehalt ist bemerkenswert hoch.

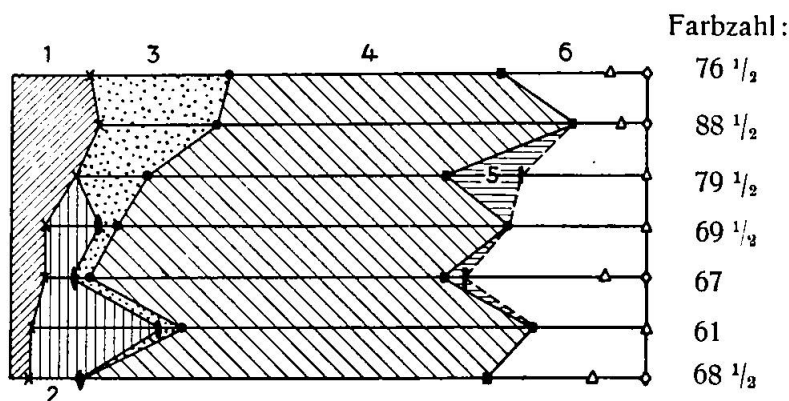


Fig. 48. Der Mineralbestand der Granatamphibolite, geordnet nach abnehmendem Granatgehalt; Granat wird durch Zoisit ersetzt.

1 Nebengemengteile; 2 Zoisit; 3 Granat; 4 Hornblende; 5 Biotit; 6 Plagioklas + Quarz.

2. Die körnigen Amphibolite mit Mesohornblende

Nahe verwandt mit den oben beschriebenen Granatamphiboliten sind feinkörnige, dunkle, plattige Amphibolite, die Granat nur als Nebengemengteil führen. Ein solches Gestein baut beispielsweise die Kuppe Pt. 2664 südlich Il Parlet auf. Es handelt sich um monoschematische Gesteine mit Korngrößen von $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{2}$ mm. Die Granate sind hier feinkörniger als in den Granatamphiboliten und teilweise zersetzt. Diese Amphibolite stellen Übergangsglieder zu den granatfreien körnigen Amphiboliten mit Mesohornblenden dar. Diese körnigen Amphibolite bilden Linsen und Bänke im Glimmerplagioklasgneis und Zoisitamphibolit und können von monoschematischen Biotitamphiboliten, chorismatischen Glimmergneisen mit Hornblendelagen, Zoisitamphiboliten und grobkörnigen Biotitzoisitamphiboliten mit gemeiner Hornblende umhüllt sein.

Aufschlüsse finden sich beispielsweise auf der linken Seite des Val Nalps, nördlich des Streifengneises der Fuorcla da Paradis auf Koord. Pt. 700,7/163,6, auf der Nordseite der Motta naira Koord. Pt. 701,25/162,25, auf der Südseite der Motta naira Koord. Pt. 700,95/162,2, am Südgrat des Piz Vitgira, auf der Südwestseite des Piz Ufiern.

Sie sind monoschematisch und zeigen meist deutliche Paralleltextur. Selten sind sie durch quarz-plagioklasreiche Lagen und Adern von ganz analogem Aussehen wie im benachbarten Stromatitgneis mit Glimmerplagioklasgneiskyriosom chorismatisch geprägt.

Die hellen Lagen sind dabei stets akryrosomes Neosom, das Amphibolitsubstrat Paläosom.



Für die chemische Zusammensetzung dieser Amphibolite sind die folgenden von L. HEZNER (75) gefundenen Werte typisch:

Tabelle XXXIII

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Amphibolit, Val Nalps	128	24 $\frac{1}{2}$	41 $\frac{1}{2}$	25 $\frac{1}{2}$	8 $\frac{1}{2}$	0,17	0,46
Amphibolit, Val Vitgira	98	20	51	23 $\frac{1}{2}$	5 $\frac{1}{2}$	0,22	0,52
normalgabbrodioritisches Magma	130	23	44	22 $\frac{1}{2}$	10 $\frac{1}{2}$	0,2	0,5
normalgabbroides Magma	103	21	51	22	6	0,2	0,5

Sie stehen normalgabbrodioritischen und gabbroiden Magmen sehr nahe.

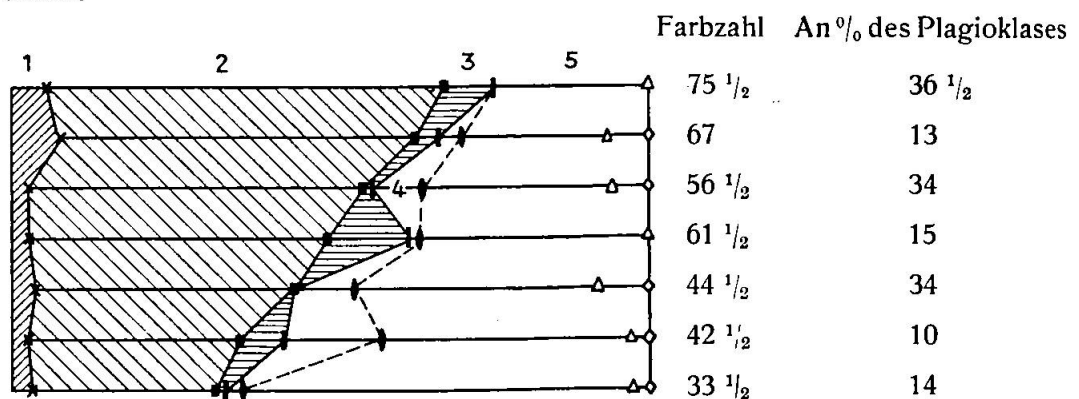


Fig. 49. Der Mineralbestand der körnigen Mesoamphibolite, geordnet nach abnehmendem Hornblendegehalt.

1 Nebengemengteile; 2 Hornblende; 3 Biotit; 4 Zoisit; 5 Plagioklas + Quarz.

Die Mineralzusammensetzung ist bezüglich des Plagioklas:Hornblende-Verhältnisses sehr variabel. Die Tabelle XXXIV macht mit Mittelwerten und Variation des Mineralbestandes, die Fig. 49 mit den Mengenverhältnissen in verschiedenen hornblende-reichen Typen, geordnet nach abnehmendem Hornblendegehalt, bekannt.

Tabelle XXXIV

Variation im Mineralbestand der körnigen Amphibolite

	Mittel	Hauptvariation	Gesamtvariation
Hornblende	45	30—50 Vol %	25—65
Plagioklas + Quarz	40	25—45	20—65
Zoisit	5	5—10	0—15
Biotit, Chlorit	5	um 5	0—15
Granat, Nebengemengteile	5	um 5	2—8

Der Titan- und Erzgehalt ist hoch, die Plagioklase sind z. T. noch unzersetzt und weisen Anorthitgehalte von 10 bis 45 % auf.

Die Hornblende ist grünbraune Mesohornblende. Ihre optischen Eigenschaften sind in Tabelle XXXVIII mit denen der Hornblenden aus anderen Amphiboliten verglichen. Ihre Zusammensetzung lässt sich nach der Methode von H. S. WANG (119) aus einem von L. HEZNER (75) analysierten Amphibolit des Val Nalps im Mittel berechnen zu:

Tabelle XXXV

Basiswerte:

Q 18,5 Kp 5,9 Ne 4,2 Cal 14,3 Cs 7,6 Fo 21,2 Fa 18,0 Fs 0,3 Ru 2,0

Kationenzahlen:		auf 48 (0 + (OH))	
Si	12,5	IV	16,0
Al	3,5		
Fe ^{III}	0,7		
Fe	3,7	VI	10,3
Mg	4,3		
Ti	0,6		
Na	0,4		
K	0,6	A	4,0
Ca	3,0		
		<hr/> 30,3	

Die dreieckigen Projektionspunkte der Fig. 50 stellen aus zwei etwas verschiedenen Integrationsanalysen unter Gleichsetzung der Gewichts- bzw. Volumenprozent mit den Äquivalentprozent des Analysenrestes ermittelte Hornblendezusammensetzungen dar. Sie fallen sämtlich in oder an den Rand des Feldes der Mesohornblenden.

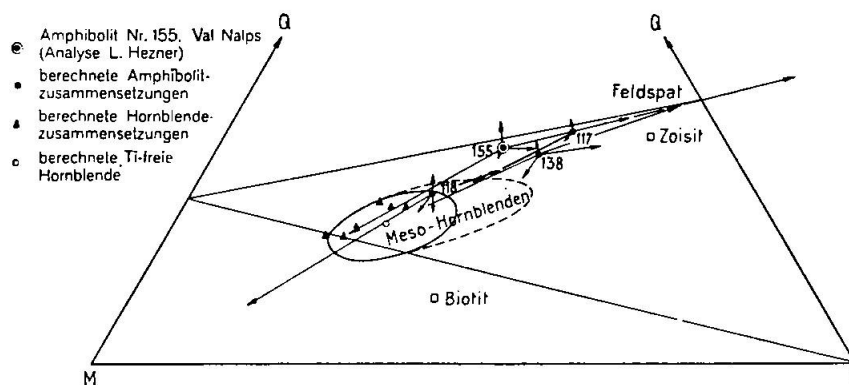


Fig. 50. Projektion berechneter Hornblende- und Amphibolitzusammensetzungen der körnigen Mesoamphibolite im Q-L-M-Diagramm nebst Angabe des Mineralbestandes.

Wenn wir der Berechnung der chemischen Zusammensetzung von Amphiboliten aus gemessenen Mineralbeständen verschieden plagioklasreicher körniger Mesoamphibolite eine titanfreie berechnete Hornblende (die sich mit Kreissignatur inmitten des Feldes der

Mesohornblende projiziert und aus der Hornblende der Tabelle XXXV durch Abzug von Ti als Ilmenit ermittelt wurde) zu Grunde legen, so bemerkt man (Fig. 50), dass die Projektionspunkte sich um die Linie: gabbroides Magma-Feldspat gruppieren. Die berechneten Zusammensetzungen sind, nach steigendem Plagioklasgehalt geordnet: normalgabbroid, leukomiharaitisch mit hohem alk und essexitisch bis essexitakeritisch.

In plagioklasreichen Amphiboliten sind die hellen Gemengteile oft in schwach von Hornblende durchsetzten Lagen etwas angereichert oder bilden feine Äderchen, wodurch ein mikrochorismatisches Gefügebild entsteht.

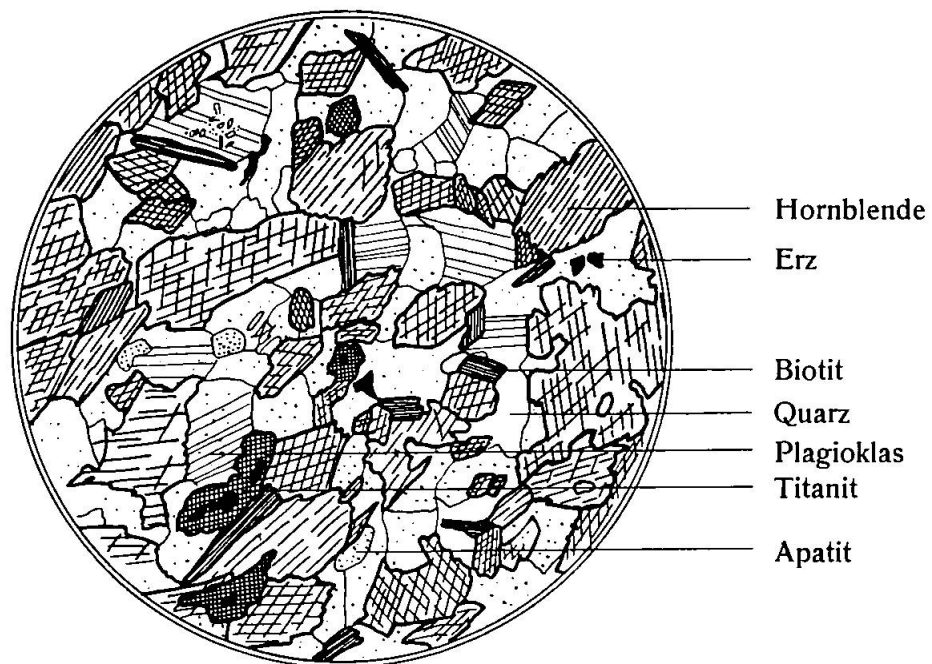


Fig. 51a bis c. Beispiele von Strukturbildern körniger Mesoamphibolite.

a) Erz- und titanitreicher körniger Amphibolit der Motta naira.

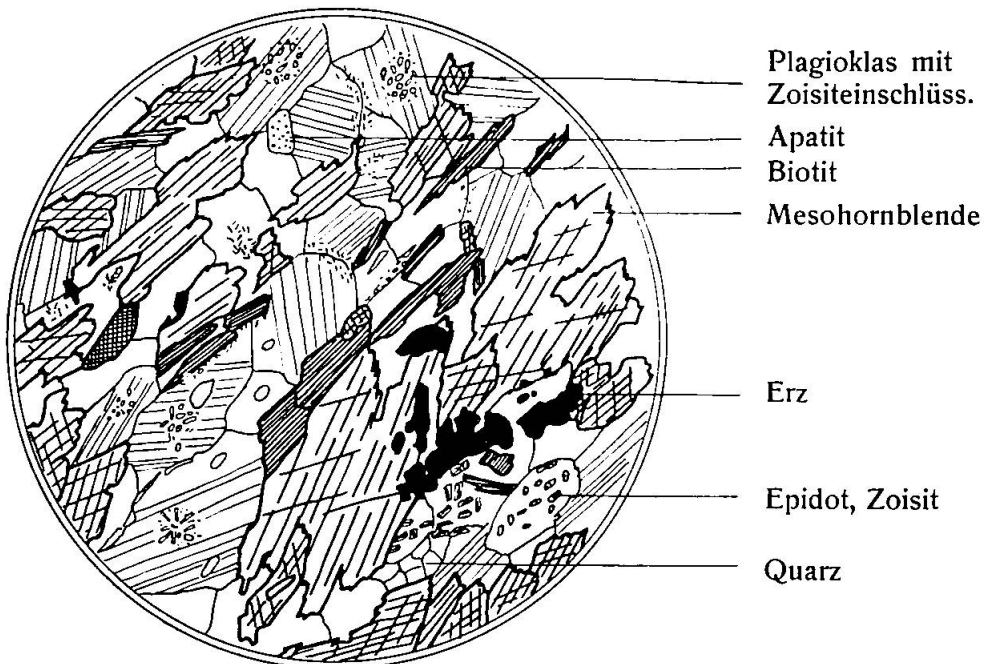
Vergrößerung ca. 50:1.

Die Hornblendensind dann oft xenomorph, zerfetzt und von Plagioklas und Quarztropfen durchsiebt. Plagioklase der feinen Lagen und Äderchen sind besonders randlich von Zoisit reichlich durchsetzt, während der Kern klar bleibt. Man kann darin die Abbildung einer inversen Zonarstruktur erblicken. Die Plagioklaskorn-grenzen sind oft innig miteinander verzahnt und erinnern in dieser Beziehung an exogenes Neosom (Aplitadern) von Stromatitgneisen.

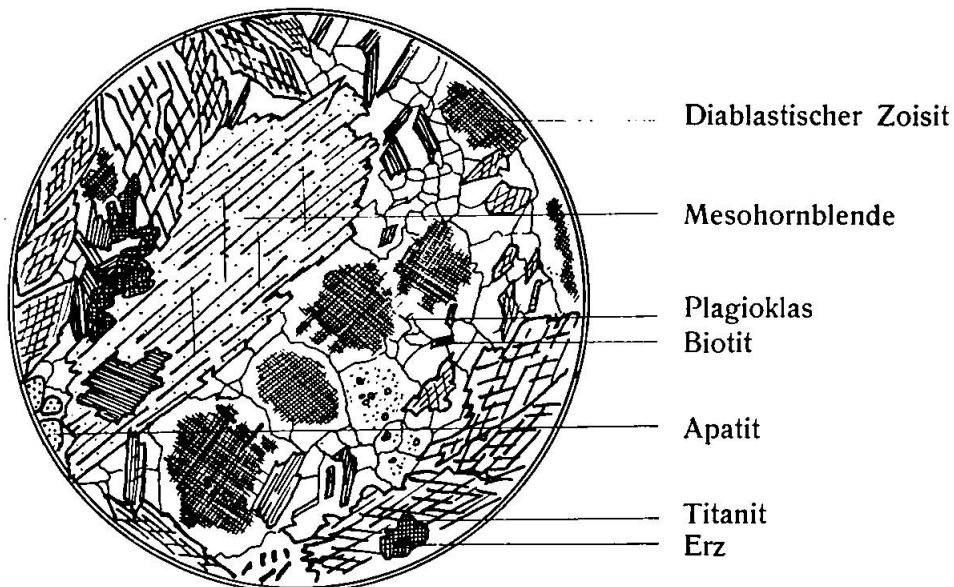
Die Hornblendensind in den hornblendereichereren Mesoamphiboliten sind dagegen, wie die Figur 51a zeigt, oft eigengestaltig oder bei xenomorpher Ausbildung wenigstens einschchlussfrei.

Von Interesse für die Bildungsbedingungen ist eine Beobachtung an Amphibolit von Il Parlet. Zahlreiche Erzkörner schliessen dort Apatitkristalle ein, sind von Titanit umrandet und in Hornblende eingeschlossen.

Bezüglich der Gefügeeigenschaften kann man also paralleltexturierte Amphibolite, oft mit grossen, gemeinen grünen und poikilitisch



b) Plagioklasreicher Biotitamphibolit mit kristallisationsschieferiger Textur.
Vergrösserung ca. 50:1.



c) Grobkörniger (zoisitreicher) Amphibolit, Randfazies von 51b.
Vergrösserung ca. 50:1.

von Quarz durchsetzten Hornblenden unterscheiden von feinkörnigen mehr massig texturierten oder plagioklasreich-mikrochorismatischen granoblastischen Amphiboliten mit kurzprismatischen, braunpleochroitischen Hornblenden.

3. Die Zoisitamphibolite

Sie führen Strahlsteinhornblende und besitzen eine grosse Verbreitung. Sie können Granatamphibolite umranden, am Kontakt vor Serpentinstöcken erscheinen oder mit Stromatitgneisen mit Glimmerplagioklasgneiskyriosom wechsellagern. Sie sind vor allem für die Motta nairazone die Leitgesteine.

Als Nebengemengteil tritt Zoisit allerdings fast in allen Amphiboliten auf. Wenn er zum Hauptgemengteil wird, verändert sich die Hornblende zu Strahlstein. Sehr variabel ist bei den Zoisitamphiboliten das Verhältnis Hornblende: Plagioklas + Zoisit.

Auf Grund der Struktureigentümlichkeiten lassen sich drei Typen unterscheiden:

a) Chorismatische Zoisitamphibolite sind durchwegs Stromatite, deren Anteile ungefähr gleichwertig sind. Ein Kyriosom lässt sich also nicht durchwegs von einem Akyrosom unterscheiden. Die Hornblende und Zoisitlagen sind oft verfältelt. Diese Typen können zu Glimmerplagioklasgneisen mit Hornblendelager überleiten (z. B. am Ravetschagrat). Wenn die Bänderung feiner wird, entstehen mikrostromatische, plagioklasreiche Zoisitamphibolite oft mit ziemlich reichlich Biotit und etwas dunklerer Hornblende. Sie stellen Übergangsglieder zu zoisitführenden Mesoamphiboliten dar.

b) Mikrochorismatisch-polyschematische Zoisitamphibolite zeigen oft fleckiges Aussehen, sind also feinstruierte Ophtalmite mit paralleltexturiertem Hornblendekyriosom und Plagioklaszoisitflecken als Akyrosom. Die Plagioklase können bei fortschreitender Plättung weitgehend zoisitisiert werden und es entstehen

c) monoschematische Zoisitamphibolite mit streifiger Textur. Hornblende und Plagioklasstreifen sind innig miteinander verzahnt.

Die Zoisitamphibolite sind häufig von quarzreichen Gängen durchsetzt, die lokal den Amphibolit in scharfbegrenzte Schollen aufgelöst haben. Zur Bildung von Merismiten kommt es allerdings nicht, weil diese Erscheinungen zu stark lokalisiert sind. (Vergleiche auch Fig. 55.)

Der Mineralbestand der Zoisitamphibolite kann in folgenden Grenzen schwanken:

Tabelle XXXVI

	Mittelwert	Hauptvariation	Gesamtvariation
Hornblende	60	40—70 Vol %	20—80
Plagioklas	13	10—20	5—30
Zoisit	23	15—40	5—50
Biotit, Chlorit, Nebengemengteile	4	2— 5	0—10

Aus dem Mittelwert lässt sich mit Zugrundelegung von reinem Strahlstein als Hornblende folgende Zusammensetzung des Zoisitamphibolites berechnen:

Basiswerte aus Integrationsanalysen:

Kp+Ne 4,5 Cal 17,5 Cs 20,8 Fa+Fo+Fs 31,8 Ru 0,2 Q 25,2 mg um 0,8 oder 0,9

Es gibt aber Übergangsglieder sowohl zu reinen Strahlstein-Biotitschiefern als auch zu reinen Zoisitschiefern.

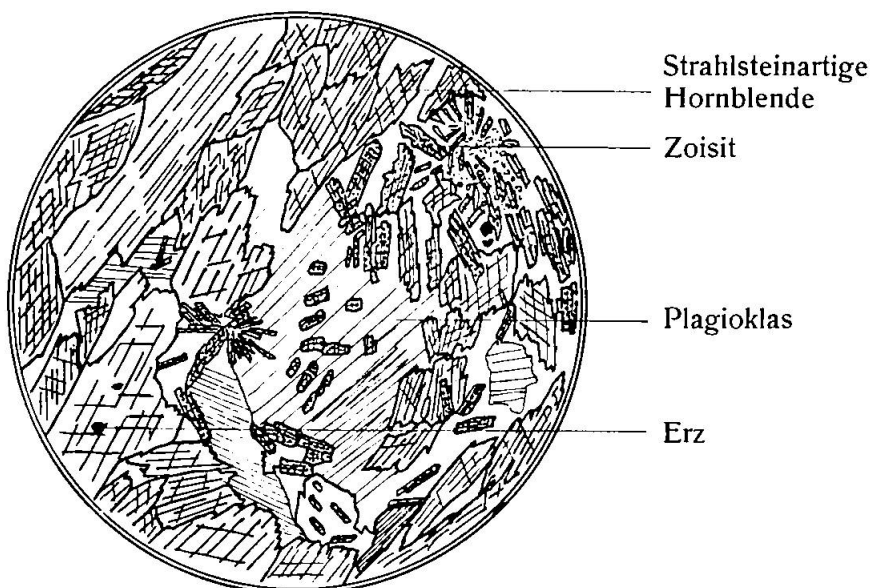


Fig. 52. Beispiel eines Strukturbildes von Zoisitamphibolit mit unzersetztem Plagioklas (Labrador). Vergrößerung ca. 50:1.

Die Mineralkomponenten mögen durch folgende Angaben charakterisiert werden:

Hornblende ist durchwegs strahlsteinartig. Ihre optischen Eigenschaften sind in Tabelle XXXVIII aufgeführt. Die Kristalle sind meist etwa 1 mm lang, können aber Durchmesser bis 2½ mm und Längen bis 1 cm erreichen. Sie bilden schwach verfilzte Aggregate, zeigen grobe Spaltrisse und liegen mit der c-Achse in der Schieferfläche. Bei Schnitten parallel zum Längsbruch sind die Querschnitte deshalb meist lanzettförmig. Strukturelikte sind nirgends zu beobachten. Das ist eher ein Hinweis auf den Paracharakter dieser

Amphibolittypen. Als Einschlüsse sind nur Apatit und fein verteiltes Erz beobachtet worden.

Biotit ist mit Hornblende eng assoziiert. Er ist in hornblendereicher Gesteinspartien xenomorph, in zoisitplagioklasreichen Lagen besser eigenständig. Sein Pleochroismus ist farblos-goldbraun. Es handelt sich um phlogopitreichen Biotit. Die Entstehung durch Umwandlung der Hornblende kann durch Beobachtung nicht ganz sichergestellt werden. Oft bildet der Glimmer unscharf begrenzte Flecken in Hornblendeindividuen und manchmal als Quarzbiotit Zwickelfüllungen. Umwandlungen zu Klinochlor sind in albitoligoklasreichen und kluftnahen Gesteinen beobachtet.

Zoisit ist nicht eingeregelt und darum ein sekundärer Gemengteil. Er bildet sonnenartige, büschelige Aggregate oder einen dichten, feindiablastischen, grauen Filz.

Doppelbrechung und Auslöschung sind bei grösseren Kristallen bestimmbar und die für reinen Klinozoisit charakteristischen. Er findet sich nie als Einschluss in der Hornblende, ist oft mit Biotit verwachsen und durchspiesselt den Plagioklas.

Plagioklas ist nur in massigeren, grobfleckigen Amphiboliten noch unzersetzt erhalten. Er enthält bis 65 % An. Je stärker verschieft das Gestein ist, desto dichter ist der Zoisitfilz, der an die Stelle dieser Plagioklasflecken tritt. Es entstehen dazwischen und am Rande dieser diablastischen Zoisitmassen kleine, feinverzahnte Oligoklasalbitneubildungen, die bei pneumatolytischer Beeinflussung durch Pegmatite reichlicher werden.

Als Nebengemengteile haben nur Apatit und leukoxenisiertes Titaneisenerz Bedeutung.

4. Biotitamphibolite und Hornblendeschiefer

Dort, wo durch reichliche Biotitbeimengung aus Amphiboliten Biotitamphibolite und Hornblendebiotitgneise hervorgehen, können ganz verschiedenartige Strukturen resultieren.

In monoschematischen Biotitamphiboliten kann der Glimmer in mittelgrossen Blättern der Hornblende gleichmässig beigemengt sein oder als grobblättrige Porphyroblasten auf den Schieferflächen angereichert werden. Wenn mit dem Biotitgehalt der Gehalt an granoblastischen Quarzkörnern wächst, können Biotitplagioklasgneise mit Hornblendezoisitlagen wechseln. Dadurch entstehen Stromatite ohne helle Bestandsmassen. Sie bilden häufig die Randzone von Amphiboliteinlagerungen in basischen Glimmerplagioklasgneisen und können beispielsweise folgende Mineralzusammensetzungen besitzen:

Tabelle XXXVII

Fundort	Quarz	Plagioklas	Biotit	Hornblende	Klinozoisit	Granat Nebengemengteile
Südöstlich Alp Serengia	13	20	14	24	24	5
Ravetschagrat	37	32½	7	17	7	

Hornblendeschiefer und Hornblendefelse sind stets monoschematisch und können als Strahlsteinbiotitschiefer mit Zoisitamphiboliten der Motta nairazone wechsellagern (siehe Fig. 53) oder als mehr massig texturierte Hornblendefelse mit dunkleren, kurzprismatischen Hornblenden Linsen im Granatglimmergneis und gebänderten Zoisitamphibolit der Tenelinzone bilden. Für derartige Hornblendefelse hat L. KRIGE (59) seinerzeit folgende Zusammenstellung ermittelt:

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	co ₂	c/fm
89	13	60½	23	3½	0,33	0,62	1,7	0,6	4	0,39

Der Chemismus ist hornblenditisch mit hohem c.

Abschliessend sind in Tabelle XXXVIII die optischen Eigenschaften der Hornblenden aus amphibolitischen Gesteinen des südöstlichen Gotthardmassivs zu Vergleichszwecken zusammengestellt:

Tabelle XXXVIII

Hornblende aus :	Granatamphibolit		körnigem Mesoamphibolit			Zoisitamphibolit	Hornblendeschiefer
Fundort :	nördlich Plauncotschna	südöstlich Alp Serengia	Motta naira	Il Parlet		Motta naira	Nalpsspass Tenelinzone
-2V =	82°	76°	66°	81°	85°	88°	70—80°
n _γ /c =	23°	17°	17°	19°	17°	18½°	16—16½°
n _a =	1,657	1,655	1,654 ₅			1,644	1,658
n _γ =	1,684	1,666	1,670			1,658 ₄	1,669
n _γ -n _a =	0,028	0,011	0,015			0,014	0,011
Pleochroismus :							
n _a	gelbbraun	hellgelb-farblos	grüngelb			farblos	hellgelbbraun
n _β	schmutzig-braun	gelbbraun	braungrün			hellbräunlich-gelblich	schmutzig-braungrün
n _γ	braungrün	grünlich-bräunlich	olivgrün			hellgrünlich	blaugrün

5. Der Einfluss der alpinen Gebirgsbildung auf Mineralbestand und Struktur der Amphibolite

Auf Grund dieser physiographischen Kennzeichen lässt sich die alpine Beeinflussung der Amphibolite folgendermassen umschreiben:

Der Plagioklas wurde in ein Gemenge von Zoisit und Albitkörnern umgewandelt. Diese Umwandlung ist dort, wo der ursprüngliche An-Gehalt am grössten war, nämlich in den Zoisitamphiboliten

(An 60—65 %) am vollständigsten erfolgt und jünger als die Regelung der Hornblenden. In den mittelbasischen und saueren Plagioklassen der monoschematisch-körnigen und granatführenden Amphibolite sind häufig feine, lockere Zoisitbesen beobachtet.

Die *Hornblende* wurde kaum verändert. Die gute Regelung der strahlsteinartigen Varietäten neben ungeregeltem Zoisit lässt vermuten, dass auch der Strahlstein präalpin geprägt war. Selten sind in Zonen starker Durchbewegung und am Kontakt mit aplitischem Neosom Chloritisierungserscheinungen und fleckig-verschwommene Biotitisierung beobachtet. Umrandungen durch jüngere Epihornblenden fehlen, jedoch dürften die Hornblendexenoblasten in den Granatamphiboliten alpinen Alters sein (keine Regelung).

Granat war schon vor der alpinen Gebirgsbildung zum Teil umgewandelt oder zumindest durch Pressungsrisse maschenartig zerlegt. Dies geht aus eingeschmolzenen Granatrelikten mit Maschenstruktur in Pegmatiten hervor, und bedeutet, dass schon vor der Beeinflussung durch das Streifengneismagma mechanisch beanspruchte Granate vorgelegen haben. Die alpine Metamorphose hat die Umwandlung zu den in Fig. 46 skizzierten Stadien aber weiter gefördert. Insbesondere dürfte ihrem Einfluss die starke Zoisitisierung und Chloritisierung zuzuschreiben sein.

Die *Erzkörnchen* waren, wie Einschlüsse von leukoxenisiertem Erz in Hornblende zeigen, schon präalpin von Titanit umrandet. Diese Kränze sind aber vielleicht noch weitergewachsen und haben die Erzkörnchen stellenweise ganz aufgezehrt.

Am Ende der herzynischen Gebirgsbildung waren die Amphibolite also schon als Granatamphibolite, körnige Mesoamphibolite und Strahlsteinamphibolite mit basischen Plagioklassen geprägt.

6. Zur Entstehungsgeschichte der amphibolitischen Gesteine

a) Die Altersfrage

Folgende Beobachtungen beweisen, dass die Amphibolite der vier nördlichen Zonen (Borel- bis Paradiszone) älter als die Streifengneise sind:

1. Bänderung am Kontakt durch feine Wechsellagerung mit exogen-neosomatisch vom Streifengneismagma her veränderten Biotitgneisen.

2. Bänderung durch aplitisches Neosom von gleicher Zusammensetzung wie die Lagen in den Stromatitgneisen. Dies ist zu-

gleich ein neuer Beweis für die exogene Natur des Neosoms in den chorismatischen Gneisen.

3. Durchtrümerung und Schollenbildung durch plagioklas- und quarzreiche Gänge mit plagioklasreichem Reaktionsrand.

4. Amphibolite treten nie als Einlagerungen in den Streifengneisen auf.

5. Durchschmolzene und zum Teil resorbierte Granatrelikte in Pegmatiten des Val Aulta und von Il Parlet.

Für die gebänderten Zoisitamphibolite der Tenelinzone treffen diese Beobachtungen nicht zu. Da sie mit mesometamorphen Granatglimmerschiefern, die stofflich von sandigen Tonen nicht abweichen, wechsellagern, ist für diese Gesteine ein jüngerer Alter bei alpiner Prägung möglich.

b) Das Ausgangsmaterial

Die chemische Zusammensetzung der Granat- und Mesoamphibolite lässt als Ausgangsmaterial im weiteren Sinne gabbroide Magmen vermuten. Die hohen Titan- und Erzgehalte stehen damit in Übereinstimmung. Die Darstellung auf Seite 204 und 207 zeigte, dass die Projektionspunkte für die Zusammensetzungen der grossen Mehrzahl der Granat- und Mesoamphibolite des Gotthardmassivs in das Eruptivfeld fallen.

Die Zoisitamphibolite weichen bezüglich ihrer Zusammensetzung erheblich von gabbroiden Gesteinen ab. Sie sind bedeutend e-reicher und arm an Fe und alk. Aus den Verbandsverhältnissen und den Projektionswerten von einzelnen Granatamphibolitanalysen folgt, dass ein Teil dieser Gesteine von dolomitisch-mergeligen Sedimenten abstammt, indem sie in Paragneise eingebettet sind und Marmorschmitzen enthalten.

Auf Grund der Struktur und des Mineralbestandes muss die Frage aufgeworfen werden, ob die mikrochorismatischen Zoisitamphibolite auch im chemischen Sinne Mischgesteine sind oder unveränderte Paraamphibolite darstellen.

c) Die Entstehungs- und Umwandlungsbedingungen

Die Anhäufung der Amphibolite im Kern der Muldenzonen ist aus zweierlei Gründen bevorzugt:

1. In diesen geosynklinalen Räumen erfolgte eine mehr dolomitisch-mergelige Sedimentation.
2. Diese schwächsten Erdkrustenteile waren für den Emporstieg wenig differenzierter Magmen prädestiniert.

Man muss deshalb berücksichtigen, dass hier zweierlei Amphibolittypen, Ortho- und Paraamphibolite, eng miteinander in Gesellschaft auftreten können. In den Orthoamphiboliten werden wir ophiolitische Vorläufer der Intrusion des granitischen Magmas, das später den Streifengneis bildete, vermuten.

Es gibt aber noch ganz andere Möglichkeiten der Amphibolitentstehung. Schon von ADAMS (40) ist 1909 dargestellt worden, wie durch Granitisation von Kalken Amphibolite gebildet werden können. Ähnliche Beobachtungen hat F. K. DRESCHER-KADEN (25 I) am Kontakt des Bergellergranites gemacht, wo vorerst eine Dioritisierung von eingeschlossenem Schiefer und nachher eine noch weitergehende Stoffzufuhr und Granitisierung stattfand. Häufiger aber als die Entwicklung des Amphibolites aus Kalken ist dessen Weiterbildung zu syenitischen Gesteinen bei gleichzeitiger Stoffzufuhr (Kalisilikatzufuhr) dargestellt worden. Es sei dabei auf die Arbeiten von KOCH (60), ERDMANNSDOERFER (27), HOENES (50), KLEBER (58) hingewiesen. Wir werden sehen, dass lokal auch im Gotthardgebiet solche Stoffzufuhrprozesse und Feldspatisierungen an Amphiboliten verwirklicht sind. Wesentlich dabei aber ist, dass der Amphibolit in solchen Fällen schon vor der Stoffzufuhr als Hornblendeplagioklasgestein vorlag.

Eine vierte, prinzipiell andere Art der Amphibolitbildung besteht in einer fm (mg)-Metasomatose von Glimmerschiefern und kalkreichen Paragneisen oder entsprechenden Sedimenten. Solche mg-Metasomatosen sind aus den kontaktpneumatolytischen Skarnen schon lange bekannt. Hornblendegesteine können sich besonders im Gefolge von gabbroiden Intrusionen, etwa am Kontakt von Amphiboliten durch mg-Zufuhr bilden. Es entstehen dann Anthophyllit und Cumingtonit führende Gesteine. Auch quarzreiche Gesteine sind im Stande, fm metasomatisch anzureichern, wie P. ESKOLA (32) und P. GEIJER (35) zeigten. Wir werden bei der Besprechung von Skarnvorkommen am Medelsergranitkontakt darauf zurückkommen.

Solche kontaktpneumatolytische Bildungen zeigen jedoch ganz besondere, mit dem Gefüge und den Stoffeigenschaften der normalen Amphibolite kaum vergleichbare Züge; insbesondere tritt Plagioklas stark zurück. Die hohen mg- und kleinen c/fm-Werte zeigen, daß durch mg-Zufuhr diese besonderen chemischen Eigenschaften geschaffen wurden. Das oft reichliche Auftreten von Biotit lässt auch gleichzeitige K-Pneumatolyse vermuten. Es liesse sich aber denken, dass durch ähnliche Stoffzufuhr insbesondere kalkreiche tonige Ablagerungen amphibolitisiert werden könnten.

Wesentlich für die Entscheidung der Entstehungsweise der Amphibolite werden immer die Lagerungs- und Verbandsverhältnisse sein (WEIDENBACH (121)). Aus Einschaltungen von Paragneiszwischenlagen wird man aber noch nicht auf sedimentäre Herkunft schliessen dürfen (KLEBER (58)). Erst wenn eine innige Wechsellagerung und Bänderung durch solche Paragesteine erzeugt wird, wird man in erster Linie an sedimentäre Abkunft denken, obgleich A. HEIM (64) für gebänderte Amphibolite auch die Entstehung durch periodische submarine Extrusion und jeweils anschliessende Sedimentation als möglich erachtet hat.

Es ist darauf hinzuweisen, dass konkordante Lagerung für viele sichere Gabbroamphibolite, z. B. im Schwarzwald zutrifft und die verbreitete Lage-

rungsform ist (KLEBER (58), WEIDENBACH (121), ERDMANNSDOERFER (28)). ERDMANNSDOERFER (28) hat für den Eklogit von Silberberg nachgewiesen, dass einer ersten Kristallisationsphase nicht magmatischer Natur, die den Amphiboleklogit erzeugte, eine zweite, retrograde Umwandlung zu schieferiger Amphibolitfazies folgte und demgemäss mindestens zwei Gefügephasen unterschieden werden müssen. Sicher magmatische Gefügeeigenschaften sind nicht mehr erkennbar. Aber das ist auch nicht zu erwarten bei so vielfach metamorphen und auf Bedingungenänderungen infolge ihrer stofflichen Besonderheit durch Bildung neuer Mineralkombinationen und Gefügeeigenschaften rasch ansprechenden Gesteinstypen.

Auch im Gotthardmassiv ist konkordante Lagerung das Übliche, und man wird hier primär-magmatische Strukturen noch weniger erwarten, als in den von der alpinen Gebirgsbildung nicht wesentlich beeinflussten mittel- und süddeutschen Amphiboliten.

Die Amphibolite mögen aber dieselbe Stellung einnehmen, wie die metabasitischen Einlagerungen im „Gneis“ des variscischen Grundgebirges in Mittel- und Süddeutschland im niederösterreichischen Waldviertel und anderer Orts.

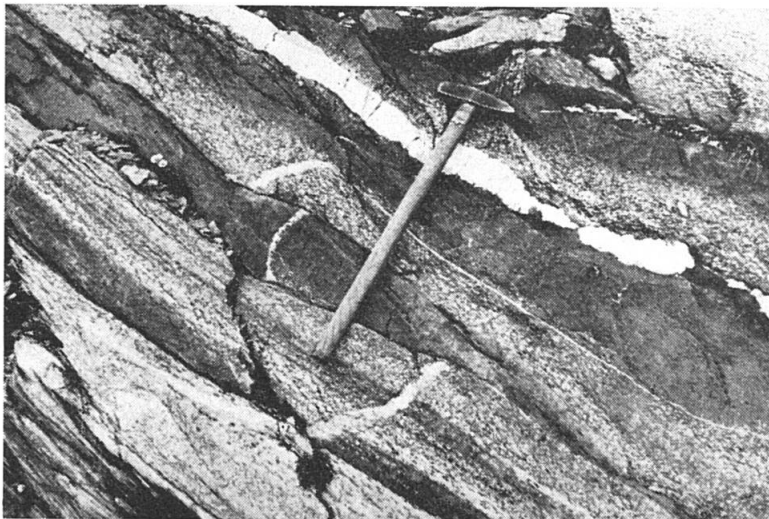


Fig. 53. Pegmatitinjektion in Mesoamphibolit und Strahlsteinschiefer. Fleckige Feldspatisierung (Metablastesis) des Amphibolites (graugesprenkelte Streifen). Südgrat des Piz Vitgira-Südgipfels.

Sorgfältiges Studium der Verbandsverhältnisse, der Strukturen und der chemischen Zusammensetzung kann die Grundlage für eine genetische Deutung dieser Amphibolite schaffen. Die vorliegenden Untersuchungsergebnisse stellen in diesem Sinne erst Tastversuche dar.

Auf Grund der Verbandsverhältnisse lässt sich nicht streng beweisen, dass die Granat- und Mesoamphibolite von gabbroiden Gesteinen abstammen. Immerhin geben linsige und zum Teil stockförmige Lagerungsformen zusammen mit der chemischen Zusammen-

setzung und dem hohen Titan- und Erzgehalt Fingerzeige für die magmatische Herkunft. Die nachträgliche stoffliche Veränderung dieser Gesteine war unbedeutend.

Letzteres dürfte auch für die grobgebänderten Zoisitamphibolite ohne typisches Kyriosom, deren Herleitung aus primärgebänderten Dolomitmergeln möglich ist, zutreffen.



Fig. 54. Metablastische Feldspatisierung von Zoisitamphibolit zu fleckigem (mikrochorismatischem) Amphibolit auf der Ostseite der Motta naira. (Val Nalps.)

Bänderung durch metamorphe oder magmatische Differentiation und Abstammung von noritischen Gesteinen ist für die Zoisitamphibolite unwahrscheinlich, denn:

1. sind fleckige Typen oft mit lagigen in Gesellschaft,
2. die Plagioklase zeigen je nach alpinmetamorpher Beanspruchung verschiedenen Zersetzungsgrad,
3. die Bänderung ist nie so grob, dass gravitative Saigerung sie erzeugt haben kann,
4. es fehlen Relikte von Gabbrostrukturen, Augit- oder Olivinreste und deren Pseudomorphosen,
5. es bestehen Übergänge zu Glimmergneisen und Wechsellagerung mit Strahlstein-Biotitschiefern.

Die Bildungs- und Umwandlungsbedingungen der mikrochorismatischen Meso- und Zoisitamphibolite verlangen eine etwas genauere Betrachtung.

Auf Grund der berechneten Analysen S. 217 scheint eine stoffliche Beeinflussung der feingebänderten Mesoamphibolite durch

Natronzufuhr aus dem Streifengneismagma festzustehen. Auch die Struktur (in Auflösung begriffene, zerfetzte Hornblenderelikte) und die Feldbeobachtungen (Einschaltung von feinen konkordanten Pegmatitäderchen, siehe Fig. 53) sprechen dafür.

Schwieriger ist die Deutung der mikrochorismatischen fleckigen Zoisitamphibolite. Wohl sind auch diese Gesteine reichlich von



Fig. 55. Injektion von Quarzgang in Zoisitamphibolit und randliche Schollenbildung. Nordostseite der Motta naira (Val Nalps).

Pegmatit- und Quarzgängen durchsetzt und an ihrem Kontakt sind umfangreiche Feldspatisierungsphänomene und Veränderungen zu granitisch-körniger Struktur beobachtet. Jedoch werden die feinen, zoisitplagioklasreichen Bänder der Amphibolite oft durch die gangförmigen, hellen Bestandsmassen abgeschnitten oder sie lösen sich im Kontakthof der Pegmatite in ein gleichmässig-körniges Gefüge auf.

Die Figur 56 zeigt, wie am Kontakt einer Pegmatitader der Amphibolit unter Stoffzufuhr vergneist wird und im Pegmatit grobkörnige Hornblenden auskristallisieren. Zufuhr von Alkalisilikatlösungen hat den Amphibolit biotitisiert und seine Zoisitlagen albitisiert. So erscheinen auch viele Biotitzoisitamphibolite in der Nähe solcher Injektionen durch Feldspatisierung etwas aufgelockert.

In grobfleckigen Zoisitamphiboliten, wo Plagioklasidioblasten das lückenlos geregelte Hornblendegewebe durchsetzen, hat man den Eindruck metablastischer Überprägung, angeregt durch Temperaturerhöhung bei der Intrusion des älteren granitischen Magmas und der daran anschliessenden Injektion. Die Stoffzufuhr war jedoch nur geringfügig und bestand vorwiegend in einer schwachen Na-Pneumatolyse, die die Metablastesis anregte.

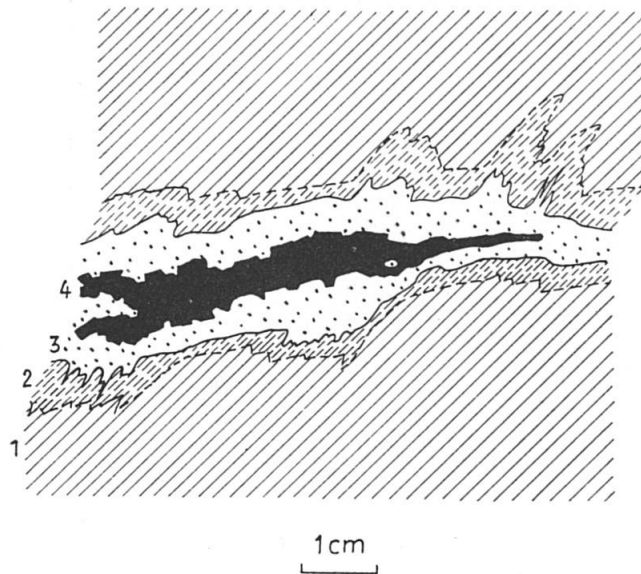


Fig. 56. Beispiel von Verfeldspatung und Stoffaustausch an einer Pegmatitader in Biotit-Zoisitamphibolit (Val Maigels). Ca. nat. Grösse.

1 Biotitzoisitamphibolit; 2 feldspatisierter Biotitgneis; 3 Quarzreiche Pegmatitader; 4 grobkörnig umkristallisierte grüne Hornblende.

Bei der alpinen Metamorphose wurde dieser Albitanteil der Plagioklasmetablasten wieder mobilisiert und bildete die Albitbänder der zahlreichen Prehnitklüfte.

C. DIE SERPENTINSTÖCKE

1. Vorkommen und Verbandsverhältnisse

Die Feldbeobachtungen haben zur Entdeckung von acht neuen Serpentinstöcken geführt, wovon das Vorkommen an der Fuorcla da Paradis die grösste zusammenhängende ultrabasische Intrusivmasse im Gotthard- und Aarmassiv überhaupt darstellt. Es besitzt eine aufgeschlossene Oberfläche von 5½ ha (Gigeserpentin 2,4 ha), setzt sich aber unter dem Schutt noch fort, sodass ein zusammenhängender Aufbruch von ca. 15 ha vermutet werden muss. Die übrigen Vorkommen sind von Westen nach Osten folgendermassen zu lokalisieren:

a) Ravetschagrat, Koord. Pt. 696,95/161,5, schon durch E. AMBÜHL (1) bekannt geworden.

Nebengestein: Biotitgneis und Amphibolit.

Kontaktgesteine: Strahlsteinschiefer, massiger Amphibolit.

b) Kleiner Stock am Ostgrat von Pt. 2888 (Piz Alpetta), Koord. Pt. 697,3/162,15.

Nebengestein: körniger Mischgneis.

Kontaktgesteine: Strahlstein- und Zoisitschiefer.

c) Westseite Piz Fuorcla, Koord. Pt. 698,7/162,35, Oberfläche ca. 20 a.

Nebengesteine: Zoisitamphibolite, injizierter Biotit-Muskovitgneis.

Kontaktgesteine: Talkschiefer, Strahlsteinzoisitschiefer, Strahlsteinschiefer.

d) Südseite Piz Fuorcla, kleines Vorkommen, Koord. Pt. 699,4/161,9.

Nebengesteine: Zoisitamphibolit und Biotitgneis.

Kontakt nicht aufgeschlossen, Serpentin durch Magnesitporphyroblasten braun betupft.

e) Südostseite Piz Fuorcla, Koord. Pt. 700,1/162,1, Oberfläche etwa 10 a,

Nebengesteine: Zoisitamphibolit, Biotitgneis, Kontakt nicht aufgeschlossen.

f) Kleines Vorkommen unmittelbar südlich von e) im Streifengneis, Oberfläche 4 a, Koord. Pt. 701,8/162,2, keine Kontakterscheinungen.

g) Südwestseite Piz Vitgira-Südgipfel, Oberfläche ca. 20 a. Sehr massiger Serpentin mit Talkklüften.

Nebengestein: gebänderter Biotitgneis.

Kontaktgesteine: Talkschiefer, Strahlsteinschiefer als Asbest.

k) Gipfelgrat Piz Vitgira zwischen Süd- und Mittelgipfel, kleines Vorkommen, Oberfläche ca. 2 a. Koord. Pt. 761,9/162,3.

Nebengestein: Gebänderter Biotitgneis mit Strahlsteinschieferlagen.

Kontaktgesteine: Strahlsteinfels, Strahlsteinzoisitschiefer.

Alle diese Serpentine gehören der südlichen Zone ultrabasischer Gesteine an (AMBÜHL (1)) und lassen sich am Ravetschagrat dieser Zone eingliedern. An Hand der Übersichtskarte und der Profile wird deutlich, dass diese Zone identisch ist mit der Muldenzone der Motta naira. Das heisst nicht, dass alle Serpentine im Amphibolit- oder Biotitgneis stecken. Gerade das grösste Vorkommen durchbricht an der Fuorcla da Paradis den Streifengneis und sein junges Alter wird auch dadurch erhärtet, dass nirgends aplitische Injektionen die Serpentine durchtrümen, während sie die benachbarten Amphibolite reichlich durchsetzen. Die Verknüpfung von Amphibolit und Serpentin ist zwar sonst recht häufig und grössere massige Strahlsteinfelslagen müssen auch als Kontakt- (oder Differentiations?) Produkte besonders der Serpentinmäntel aufgefasst werden. Sie sind besonders schön am Ravetschagrat und bei Vorkommen k entwickelt als Ausläufer von Kontaktzonen kleinerer Serpentinmassen. Im übrigen aber ist diese Assoziation eine zufällige oder durch die bessere Wegsamkeit der Amphibolite bedingt. Zwischen Zoisit-

amphibolitbildung und Serpentinintrusion muss ein grosser zeitlicher Abstand liegen. Diese sind poststreifengneissisch, jene wurden in ihrem Hauptbildungsakt vor der Intrusion des alten granitischen Magmas geprägt. Das jüngere Alter der Serpentine wird auch durch die massige Textur von eingelagerten Zoisit- und Strahlsteinfelsen, deren Genese im Folgenden diskutiert werden soll, erhärtet.

E. AMBÜHL (1) musste seinerzeit die Altersfrage der Serpentine offen lassen. Durch die Beobachtungen im südöstlichen Gotthardmassiv ist das poststreifengneissische Alter sichergestellt und damit sind die Serpentine als wahrscheinliche Vorläufer der oberkarbonischen Granitintrusion gekennzeichnet.

Die Dünnschliffbeobachtungen lassen keine Relikte von Olivin oder Diallag (wie sie im Gigeserpentin beobachtet wurden) mehr erkennen. Manchmal lässt eine verschwommene Maschenstruktur von Antigorittafeln Olivin pseudomorphosen vermuten. Sie sind auch von dünnen, mit Talkfasern vermengten Erzschnüren umhüllt.

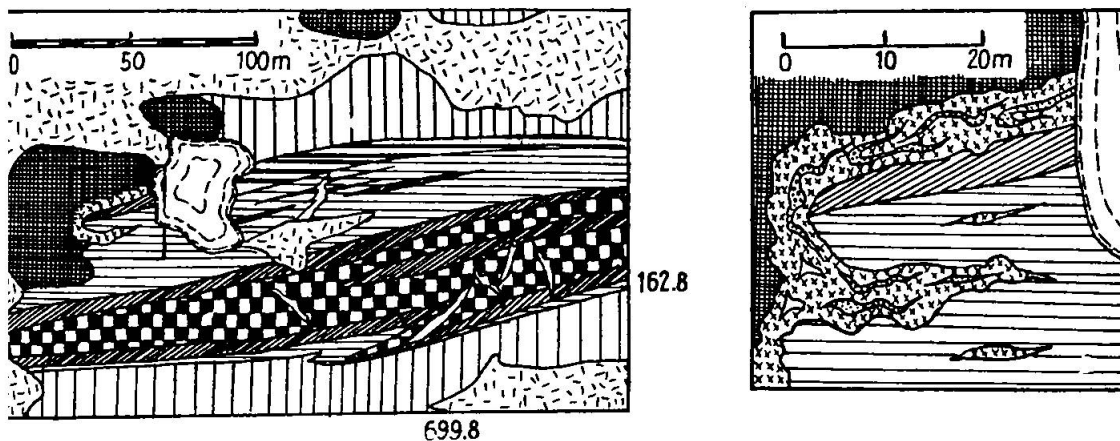
Die Talkblätter sind meist gut geregelt, können aber auch jüngere Klüfte ausfüllen und sind dann quer zur Kluftfläche gelagert. Solche Klüfte können Durchmesser bis zu 10 cm erreichen und sind dann von extrem grobblätterigem Talk erfüllt. Die Blätter sind so gross wie die Kluftdurchmesser.

Chlorit konnte als Nebengemengteil oder Umwandlungsprodukt im Schliff nirgends ermittelt werden, scheint aber in Kontaktnähe zusammen mit Strahlstein reichlich aufzutreten. Magnesitporphyroblasten mit Durchmessern bis $2\frac{1}{2}$ mm stecken im feinen Antigoritfilz des Vorkommens d und sind mit Erzkörnchen in Gesellschaft.

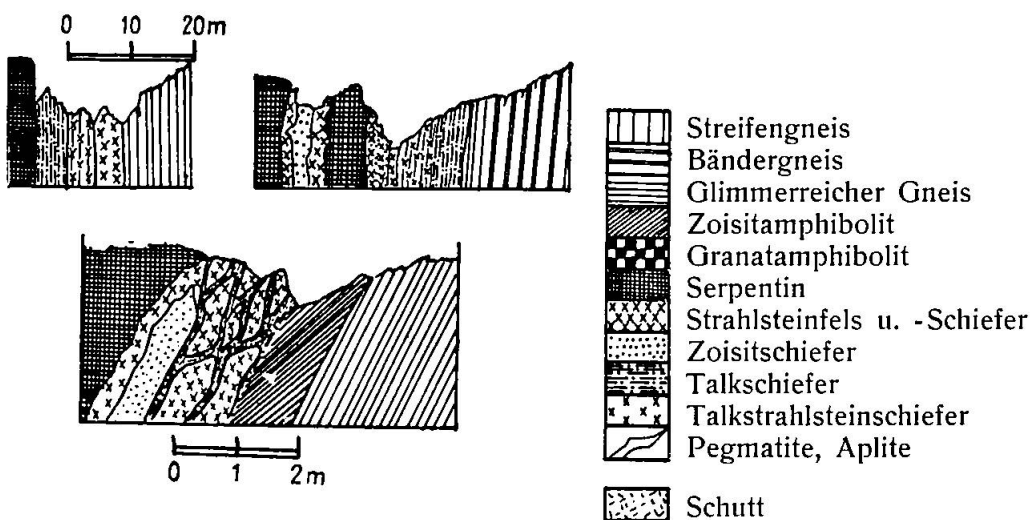
2. Die Erscheinungen am Kontakt

Die Phänomene am Kontakt der Serpentinstöcke sind recht mannigfaltig und besonders bei grossen Intrusivmassen ausgeprägt. Es können aber nicht alle Strahlsteinlagen in der Umgebung des Serpentin, wie von E. AMBÜHL (1) für den Kemmleterserpentin angenommen wurde, als Differentiations- oder Kontaktprodukte aufgefasst werden. Biotitschieferlagen sind am Kontakt nicht gefunden worden. In Fig. 57 sind einige Kontakte abgebildet. Man erkennt, dass sie durch schlierige, knollige und lagige Ansammlungen von Zoisit- und Strahlsteinfelsen, die zu gebänderten Zoisitamphiboliten überleiten, oder durch Talkschieferlagen gekennzeichnet sind. Diese Produkte sind aber nicht nur auf den Kontakt beschränkt, sondern treten auch mitten im Serpentinstock als feinkörnig-schneeweisse und strahlig-gelbgrüne Adern in Erscheinung. Man hat den Eindruck, als

ob der Serpentin durch das Material der Zoisitschiefer injiziert worden wäre. Zwischen dem Zoisitschiefer und dem Serpentin sind immer eine oder mehrere, massig texturierte Strahlsteinlagen eingeschaltet, oft mit Zwischenschaltung von Serpentin-Strahlstein- oder Talk-Strahlsteinlagen. Die Hornblendestengel sind dabei nicht geregelt und viel grobkörniger als in den gebänderten Zoisitamphiboliten. Sicherlich müssen die Strahlsteinknollen und -Schlieren als Kontakthülle um Zoisitfels gedeutet werden, doch kann man nicht ohne weiteres entscheiden, ob diese Kontakthülle durch den Serpentin oder den Zoisitfels induziert wurde, ob also der Zoisitfels als schollenartiges Relikt im Serpentin schwimmt oder ob er (bei liquid-magmatischer Abstammung) als anorthositischer Nachschub zu deuten



a) Verbandsverhältnisse am Ostende des Serpentinstockes, Bildung einer Strahlstein-Zoisithülle am Kontakt. (Legende siehe Fig. 57 b.)



b) Profile durch die Kontaktzonen von Serpentinstöcken.

Fig. 57a, b. Die Beziehungen zwischen den Serpentinstöcken und Amphibolitlinsen der Motta nairazone in der Umgebung der Fuorcla da Paradis.

ist. Um in dieser Frage einen Schritt weiter zu kommen, wurde von Zoisitfels eine Analyse ausgeführt, deren Resultate im Folgenden mitgeteilt sind.

Tabelle XXXIX

Analyse von Zoisitschiefer, Schliere im Serpentinstock der Fuorcla da Paradis, Anal. H. HUBER

	Gew. %	Molekularwerte							
SiO ₂	41,60	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti
Al ₂ O ₃	28,95	85	36	14	48 ¹ / ₂	1 ¹ / ₂	0,33	0,63	0,2
Fe ₂ O ₃	1,85								
FeO	0,49								
MnO	0,03	Basiswerte :							
MgO	3,35	Kp 1,4	Ne 2,8	Cal 46,3	Cs 9,6	Fo 6,9	Fa 0,6		
CaO	22,25	Fs 1,9	Ru 0,1	Q 30,4					
Na ₂ O	0,53								
K ₂ O	0,40								
H ₂ O –	0,03	Q 30 ¹ / ₂	L 50 ¹ / ₂	M 19	π 0,92	γ 0,51	μ 0,36	An % 94	
H ₂ O +	0,81								
TiO ₂	0,13								
Summe	100,42								

In den nachstehenden Tabellen sind die Analysen (nur Molekularwerte) von Zoisitamphibolit (Analyse A. SCHNEIDER (75, S. 169, III/213)) von anorthositischem Magma, Strahlsteinschiefer (Mittel aus sechs Analysen (AMBÜHL (1))), Zoisitschiefer und Peridotit (Mittel der gotthardmassivischen Serpentine) zusammengestellt.

Tabelle XXXX

Anorthosit	Zoisit-amphibolit	Strahlstein-schiefer	Zoisit-schiefer	Peridotit	
120	100	94	85	56	si
43	28	3	36	2	al
10	32	73 ¹ / ₂	14	95	fm
40	36	23	48 ¹ / ₂	2 ¹ / ₂	c
7	4	1 ¹ / ₂	1 ¹ / ₂	1 ¹ / ₂	alk

Die im Zusammenhang mit Serpentin auftretenden Strahlsteinschiefer sind von manchen Forschern als Kontaktprodukte, von anderen als randliche oder schlotartige koswitische Differentiationsprodukte des Peridotitmagma gedeutet worden. Auch hier kann man vorerst an diese zwei Bildungsmöglichkeiten denken, und die Zoisit- und Strahlsteinschiefer entweder als endogen kontaktmetamorphe Zoisitamphibolitschollen oder als anorthositisch-koswitische Differentiationsprodukte auffassen.

Auffällig ist, dass Zoisitschiefer nicht direkt an Serpentin grenzt, sondern immer von Strahlstein umhüllt ist. Wenn die Zoisitschiefer autometamorphe anorthositische Nachschübe darstellen, dann müsste ihre Strahlsteinhülle als Reaktionsrand gegen Peridotit aufgefasst werden. Wenn wir sie als stofflich etwas veränderte Zoisitamphibolitschollen auffassen, dann erwarten wir noch, Relikte von gebänderten Zoisitamphiboliten zu finden. Solche Relikte fehlen. Allerdings erscheinen die Zoisitfelse oft durch Strahlsteinnester grün betupft und das ausgedehnteste Vorkommen streicht West-Ost, also gleich wie die Amphibolitlinsen in den Biotitgneisen.

Die Untersuchung der stofflichen Beziehungen ergibt für die Deutung als Schollenbildung einen etwas höheren Wahrscheinlichkeitsgrad, trotzdem in beiden Fällen keine befriedigende Lösung gefunden werden kann.

T a b e l l e X X X X I

	1 Zoisitschiefer + 2 Strahlsteinschiefer	1 Anorthosit + 1 Peridotit	3 Zoisitamphibolit + 1 Peridotit
si	91	88	90
al	14	22½	21
fm	53½	52½	48
c	31½	21½	28
alk	1	3½	3

Gemenge von Strahlstein und Zoisitschiefer im Verhältnis 2:1 (Molekularwerte) entsprechen ungefähr dem beobachteten Mengenverhältnis der schlierigen Massen im Serpentin und kommen einem Syntekt von 3 Zoisitamphibolit + 1 Peridotit näher als dem günstigsten und noch relativ ähnlichen Gemisch von 1 Anorthosit + 1 Peridotit.

Die Dünnschliffuntersuchung zeigt, dass bei relativ massiger Textur die Zoisitschiefer aus feinkörnigem (Durchmesser bis 0,2 mm) α -Zoisit und eiförmigen Nestern von faserigem Strahlstein bestehen. Das Gefüge ist gleichmässig granoblastisch, aber dem Gefüge der diablastisch-strahligen Zoisitmassen im Amphibolit entschieden näher verwandt als der Struktur von Anorthositgängen. Es sind auch in der Anordnung der Zoisitkörner keine Strukturelikte zersetzter Plagioklase zu bemerken.

Die Annahme, dass es sich bei den Zoisit-Strahlsteinschlieren um aufgeschmolzene und umkristallisierte Zoisitamphibolite handelt, besitzt daher einen etwas grösseren Wahrscheinlichkeitsgrad und man wird in dieser Ansicht bestärkt, wenn man die innige Assoziation von gefalteten und gebänderten Zoisitamphiboliten am Kontakt mit

derartigen Strahlsteinzoisitfelsen feststellt (siehe besonders Fig. 57b), wenn man ferner beobachtet, dass überall dort, wo solche Zoisit-amphibolite mit dem Serpentin in Kontakt treten, die schlierige Durchsetzung mit Zoisit- und Strahlsteinlagen eine besonders intensive ist.

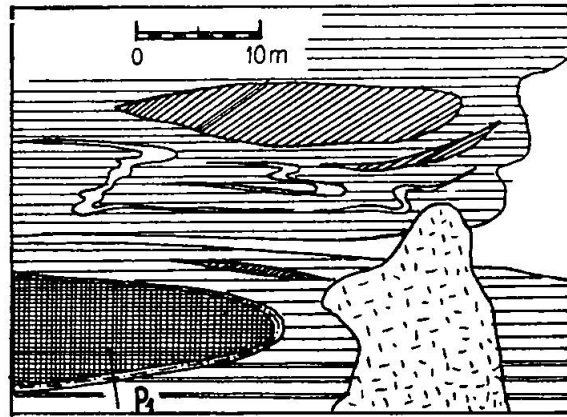


Fig. 58. Verbandsverhältnisse beim Serpentinstock westlich Piz Fuorcla.
Legende siehe Fig. 57 b.

Wenn man nun aber erwartet, daß an allen Serpentin, die in solchen Zoisitamphiboliten stecken (und fast alle Serpentine sind in solche Gesteine intrudiert), derartige Kontakt- und Umlagerungsphänomene (stoffliche Sonderung in Zoisit- und Strahlsteinfelse) beobachtet werden können, wird man enttäuscht. Die kleinen Serpentin-vorkommen wurden offenbar zu rasch abgekühlt, als dass sie durch längere Einwirkung Assimilation erzeugen konnten. Nur im zweit-grössten Vorkommen auf der Westseite des Piz Fuorcla (c) sind ähnliche Kontaktphänomene verwirklicht (siehe Fig. 58). Es ist eine Kontakthülle von Talk- und Strahlsteinzoisitschiefer um den Serpentinstock gelegt.

Eigenartige Bildungen sind noch vom Kontakt des Serpentin von Fil Ravetsch zu erwähnen. Dort wurde ein hornblendeführender Biotitgneis am Kontakt amphibolitisiert. Es entstand ein massiger Zoisitamphibolit mit im Handstück scheinbar gabbroider Struktur. Die Dünnschliffuntersuchung zeigt jedoch, dass die scheinbar einheitlichen Hornblenden Aggregate dunkelblaugrüner Hornblenden, phlogopitischer Biotitschuppen und titanitumrandeter Erzkörner sind. Der Biotit wird durch die Hornblende verdrängt. Die Hornblende hat andere Eigenschaften als diejenige in den übrigen Amphiboliten, insbesondere eine höhere Lichtbrechung und dunklere Farben:

$$\begin{aligned} -2V &= 81^\circ & n_a &= 1,658_3 & n_\gamma - n_a &= 0,019 \\ n_\gamma/c &= 16\frac{1}{2}^\circ & n_\gamma &= 1,677_7 \end{aligned}$$

Pleochroismus: n_a hellgelblichgrün, n_β dunkelgrünbraun, n_γ blaugrün.

Zwischen diesen Hornblendeaggregaten ist ein feinkörniges Plagioklaszoisitpflaster eingezwängt, das dort, wo es etwas mehr Raum gewinnt, noch Relikte von Biotitgneisstruktur erkennen lässt.

3. Diskussion der Bildungsbedingungen

Ist auf Grund der Verbandsverhältnisse, der Texturunterschiede und der einzig bei den Amphiboliten erkennbaren Beeinflussung durch den Streifengneis gleiches Alter der Amphibolite und Serpentine ausgeschlossen, so muss doch zugegeben werden, dass die Assoziation von Amphibolit, Strahlsteinschiefer und Serpentin weltweite Verbreitung besitzt und nicht nur durch lokale Kontaktphänomene gegenüber Amphibolit Strahlsteinschiefer entstehen kann.

In einer neueren Arbeit von H. H. Hess (47) werden Strahlsteinbildung und Serpentinisierung genauer untersucht und dabei abgeleitet, dass die Serpentinisierung als älterer Prozeß autohydrothermal sei und der Wassergehalt schon im Peridotitmagma enthalten war. Dabei werden folgende Gründe für Autometamorphose angeführt:

- a) Nicht nur randliche, sondern durchgehende Umwandlung der Peridotitstöcke.
- b) Gleichzeitig sind unveränderte Ultrabasite in der Nähe intrudiert.
- c) Die Serpentinisierung ist älter als die Talkbildung.

Demgegenüber stellt T. DU RIETZ (99) fest, daß die Serpentinisierung der Peridotitstöcke von Nordostschweden als hydrothermale Zersetzung durch saure, aus jungen Graniten stammende Restlösungen aufgefasst werden kann, und die Talkisierung manchmal mit Turmalinpneumatolyse im Zusammenhang steht. H. H. Hess sieht zwischen Serpentinisierung und Steatitisierung einen grossen zeitlichen Abstand und führt letztere auch auf den Einfluss jüngerer granitischer Restlösungen zurück. Er konstatiert, dass in tonige Sedimente eingedrungene Peridotite durchwegs und überall stärker serpentinisiert sind als in Gneise eingedrungene und leitet daraus ab, dass die wasserreichen Tonablagerungen durch lokale Erhitzung durch das primär trockene Peridotitmagma in dieses „entgast“ wurden und das Magma dadurch an Wasser angereichert erscheint. Eine nachträgliche (nicht autometamorphe) Serpentinisierung ist nach ihm ausgeschlossen, weil Anzeichen von Volumenvermehrung fehlen, im Gegenteil, es kann eine Kontraktion festgestellt werden, die zu mit Serpentinrestmagmen erfüllten Rissen führte. T. DU RIETZ (99) hat auch Einschlüsse (Schollen) von Zoisitamphiboliten in Serpentin beschrieben und gezeigt, dass der Amphibolit älter als Serpentin sein muss. Am Kontakt zwischen Serpentin und Amphibolit entwickelte sich eine Strahlsteinschiefer- und Chloritschieferhülle, jedoch sind keine Zoisitfelse gebildet worden.

Die Peridotite der Alpen sind zum Teil ausgezeichnet untersucht (1, 49, 64, 65). Für gangartige Strahlsteinschiefervorkommen ist dabei eine Bildung aus primär hornblenditischen (koswitischen) Magmen wahrscheinlich, während die Talk-Chlorit-Biotitschieferhülle der Peridotite oft mit dem Grad der Durchbewegung an Mächtigkeit zunimmt und deutlich vom Umfang des Vorkommens abhängig ist (KÜNDIG 65). Eine stoffliche Wanderung während der Metamorphose ist wahrscheinlich aber nicht die einzige Ursache der Stoffverschiebung.

Für das Serpentinvorkommen von Fuorcla da Paradis, besonders für seine schlierigen Zoisit- und Strahlsteineinlagerungen, scheint eine stoffliche Sonderung durch Dislokationsmetamorphose weniger in Frage zu kommen. Die durchgehende Serpentinisierung des grossen Stockes macht auch hier eine autohydrothermale Umwandlung wahrscheinlich. Der primäre H_2O -Gehalt des Peridotitmagma kann dabei allerdings nicht aus umgebenden Tonschiefern bezogen werden, da ja die Hülle bei der Intrusion bereits kristallin war. Die Untersuchung des Gigeserpentins durch A. SCHNEIDER (110) hat aber gezeigt, dass der dortige Diallagperidotit sich schlotartig bis in grosse Tiefe fortsetzt (Gotthardtunnel) und aktiv mit grosser Durchschlagskraft intrudiert sein muss. Gegen höheres Alter der Fuorclaserpentine, das dann im Sinne von H. H. HESS (47) die Absorption von Wasser aus dem Paragneis (metamorphen Ton) erlauben würde, sprechen die oben angeführten Gründe. Zudem müsste dann doch wohl durch die Intrusion des älteren granitischen Magmas eine stärkere Steatitisierung erfolgt sein, so wie sie für die Peridotitstöcke in der nördlichen Zone (Urseren, Tavetsch) typisch ist. Hier ist die Steatitisierung zum Teil eine Folge der alpinen Dislokationsmetamorphose.

Die Beschreibung dieser Kontakterscheinungen hat gezeigt, dass es vorläufig unmöglich ist, eine allen Beobachtungen gerecht werdende einfache Lösung zu finden. Vermutlich haben Differentiations- und Assimilationsprozesse, Auto- und Dislokationsmetamorphose mit- und nacheinander die Fülle von stofflich und mineralogisch einzigartigen Produkten erzeugt. Insbesondere das Vorkommen von Fuorcla da Paradis würde eine detaillierte chemische und mineralogische Untersuchung verdienen, die hier leider aus Zeitmangel unterbleiben musste.

D. DIE GLIMMERSCHIEFER UND QUARZITE

Diese Gesteinsarten sind beschränkt auf die beiden südlichen Muldenzonen, die Tenelin (I)- und die Borel (II)-Zone.

Es ist eigentlich merkwürdig, dass sie in den beiden nördlichen Zonen, die doch sichere Paragesteine enthalten, vollständig fehlen. Vielleicht beruht das darauf, dass sie durch die regionale Feldspatit- sierung umgewandelt wurden zu Feldspatserizitgneisen bzw. Mesoplagioklasgneisen. Die Quarzite können aber auch schon primär gefehlt haben, indem die Sedimentation eine homogene, tonig-mergelige war. Andererseits scheinen das reichliche Auftreten der Quarzite in der Borelzone und das Fehlen von Injektionserscheinungen seitens

der Streifengneise auf eine etwas andere Geschichte und auf jüngeres Alter dieser Mulden hinzudeuten.

1. Granatglimmergneise und Glimmerschiefer

Die reinen Glimmerschiefer und Granatglimmerschiefer lassen sich als Weiterentwicklung der Granatglimmergneise der Tenelinzone beschreiben und zeigen vollkommene Analogie zu den durch L. KRIGE (59) aus der südlichen Randzone des Gotthardmassivs bekannt gewordenen Gesteinen.

Charakteristisch ist ihr oft sehr hoher Serizitgehalt, die hellgraue Farbe, das feine Korn und die Durchsetzung mit hellroten, vorwiegend kleinen Granaten und dunkelgoldbraunen, grossen Biotitporphyroblasten, die oft als Querbiotite ausgebildet sind. Sie sind demzufolge oft etwas filzig anzufühlen und leicht verwitterbar. Schon in den Gesteinen der Tenelinzone können zu den Biotit- und Granatneubildungen Hornblendeporphyroblasten hinzutreten. Sie sind im Stück dunkelgraugrün gefärbt, besitzen frische Spaltflächen und können zu lockeren Garben aggregiert sein. Einzelne grössere Individuen, oft quergestellt zur Schieferfläche, können kurzprismatische Gestalt haben, während die Ausbildung sonst vorwiegend langprismatisch-nadelig ist.

Derartige Hornblendegranatglimmerschiefer können zu den oben beschriebenen Hornblendebiotitschiefern, Hornblendeschiefern oder zu Paraamphiboliten überleiten.

Eine besondere Entwicklungstendenz zu kalkig-tonigen Gliedern kann in der Borelzone beobachtet werden. Es entstehen Hornblendekarbonatglimmerschiefer mit bis 5 cm langen glänzenden Nadeln hellgelbgrünlich-blaugraugrün pleochroitischer Hornblende.

2. Die Quarzite

a) Vorkommen

Die bis 400 m mächtige Quarzitbank, die den Nordgipfel des Piz Rondadura (Pt. 2899) aufbaut und als klotziger Grat das hintere Val Rondadura gabelt, ist das Leitgestein der Borelzone. Es handelt sich, wie schon VAN HOLST zeigte, um einen Gneisquarzit bis Serizitquarzit, der im Streichen in muskovitreichen, feinstreifigen Gneis übergeht. Er lässt sich mit allmählich abnehmender Mächtigkeit über die Nordflanke von Piz Blas (30 m) und Val Cornera (10 m) bis zum Pt. 2875 (1 m mächtig) verfolgen und ist dort mit calcitknollen- und karbonatführenden Glimmerschiefern in Gesellschaft.

b) Verbandsverhältnisse und Struktur

J. KOENIGSBERGER (62a) hat diesen Sedimentzug bei der Erforschung der Mineralfundstellen um den Piz Blas kartiert und folgendermassen beschrieben (S. 394, Bd. II):

„Dieser (der Orthostreifengneis von Piz Rondadura-Piz Blas) ist von der südlichen Hauptmasse des Streifengneises durch einen schmalen Streifen von Paragneisen, analog der Tremolaserie (Tenelinzone) abgetrennt und wird von einem, wie mir scheint eingeschmolzenen beziehungsweise früher katazonal aufgenommenen Trias?quarzitug durchzogen.“

Es wird hier also auf Grund der Verbandsverhältnisse und der Struktur zum ersten Mal das mesozoische Alter dieses Quarzites angezweifelt. Von einem Einschmelzprozess seitens des Streifengneises kann allerdings nichts beobachtet werden. Die Grenze gegen Streifengneis ist überall dort, wo der Kontakt aufgeschlossen ist, mindestens durch eine Lage feinkörnigen serizit-quarzreichen Gneis gebildet und die Figurenfolge Nr. 59 einer Serie von Dünnschliffen aus dieser Zone zeigt die allmähliche Abnahme des Mikroklin- und Biotit- und die Zunahme des Quarzgehaltes, und vorerst bei noch grossem Muskovitgehalt Zunahme der Paralleltexur. Dann geht das Gestein unter Verminderung des Muskovitgehaltes allmählich in einen massigen Quarzit über, dessen spärliche Muskovitschuppen allerdings gut geregelt sind.

Im Auftrage des Bergbaubüros wurden im Frühsommer 1942 Proben dieses Quarzites gesammelt und dabei festgestellt, dass neben sehr reinen, schneeweissen, grobkörnigen Quarziten und etwas schieferigen Muskovit-quarziten oft kleine Pyritkörner die Qualität verschlechtern und eine braunrote Verwitterungsrinde verursachen. Eine von den Gotthardwerken Bodio angefertigte Analyse einer Mittelprobe ergab folgendes Resultat:

Gew. % (auf trockene Ware bezogen)		
SiO ₂	99,03	
Al ₂ O ₃	0,47	H ₂ O 0,13
Fe ₂ O ₃	0,21	
CaO	Spuren	
Glühverlust	0,12	

Der Dünnschliff zeigt eine sehr intensive Verzahnung des xenoblastischen Quarzes, und trotz sehr massigem Aussehen im Handstück ist eine weitgehende Regelung der Körner zu beobachten. Das Korn ist sehr regelmässig. Die undulös verzahnten Xenoblasten sind bedeutend grösser als pflasterartige, runde, oft mit Muskovitschuppen verunreinigte, schlecht geregelte Körner, die partienweise blastopsammitische Struktur wiedergeben.

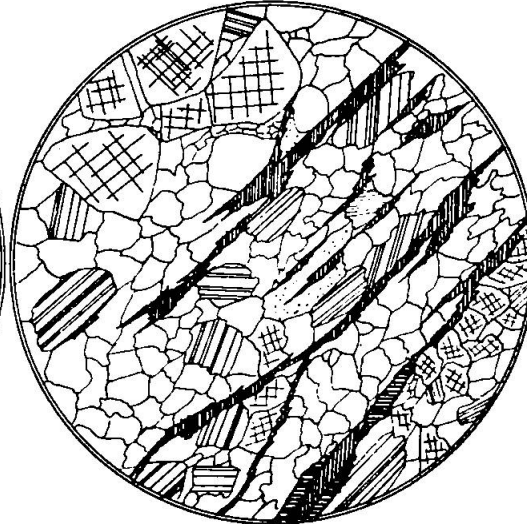
Dort, wo Kontaktphänomene und Stoffzufuhr (Granatporphyroblastenbildung) im Quarzit nachgewiesen werden können, ist er immer mit stark verschieferten Medelsergranitapophysen, die die

Borelzone durchbrechen, vergesellschaftet. Dieser Zusammenhang konnte zwar aus den Verbandsverhältnissen nicht ohne weiteres erkannt werden, denn die Medelsergranitapophysen in den Quarziten



a) Granitgneis

Quarz	28 Vol %
Alkalifeldspat	33
Plagioklas (An ₁₀)	24
Biotit	8
Muskovit u. Nebengemengteile	7



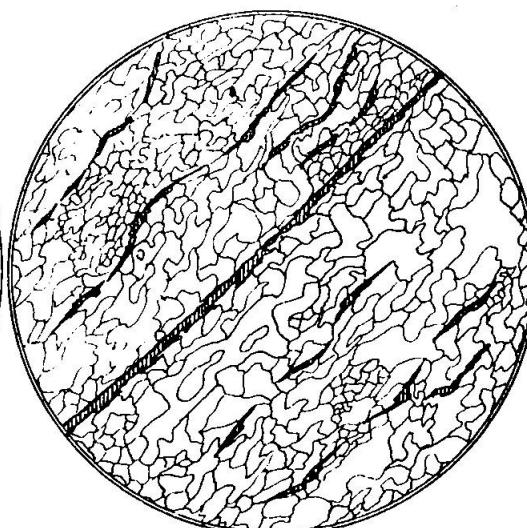
b) Streifengneis

Quarz	37 Vol %
Alkalifeldspat	25 1/2
Plagioklas (An ₁₃)	17
Muskovit	10
Biotit u. Nebengemengteile	10 1/2



c) Quarzreicher Serizitgneis

Quarz	70 Vol %
Alkalifeldspat + Plagioklas	12
Serizit, Muskovit	15
Biotit und Nebengemengteile	3



d) Serizitquarzit

Quarz	99 1/2 Vol %
Serizit	1/2

Fig. 59a bis d. Beziehungen zwischen Orthogneis und Quarzit im Val Rondadura, Veränderungen von Struktur und Mineralbestand. Legende siehe Fig. 8, S. 101.

sind dermassen gequetscht und so innig mit ihnen „verschweisst“, dass vorerst eine quarzgangartige Randdifferentiation wenigstens in den ganz massigen reinen und schneeweissen grobkörnigen Quarziten vermutet werden konnte, umsomehr als eine eigentliche Kontaktfläche nicht existiert, sondern die von Glimmerflasern und Feldspat durchsetzten Quarzite allmählich zu verschieferten, flaserigen, quarzfeldspatreichen Medelsergraniten überleiten.

Eine Serie von Dünnschliffen durch diese Kontaktzone zeigt aber, dass ein Differentiationsprozess nicht in Frage kommt, indem, wie die Fig. 8a bis c zeigten, die veränderte Struktur der Medelsergranite als Folge der Kataklyse und Blastese gedeutet werden kann, und gerade in extrem verschieferten und serizitisierten Medelsergraniten in Kontaktnähe der Gehalt an dunkeln Gemengteilen eher zunimmt.

Im übrigen sind die Mineralbestände der drei Schliffe der Fig. 8a bis c durchaus vergleichbar. Unterschiede sind durch epizonale Umwandlungsprozesse bedingt. In den etwas massigeren Partien lassen die glimmerumhüllten, porzellanweissen Alkalifeldspäte die primär porphyrtypische Medelsergranitstruktur sehr schön erkennen. Die Strukturen sind klastogranitporphyrtypisch bis flaserig bis augengneisartig.

c) Kontaktliche Veränderungen durch das Medelsergranitmagma

Das gegenüber dem Quarzit jüngere Alter des Granites kann an einigen ausgesuchten Stellen aus den Verbandsverhältnissen erkannt werden, indem die Quarzite stets über lange Strecken sich im Streichen verfolgen lassen, während einzelne Granitaufschlüsse quer durch diese Bänke hindurchsetzen. Was aber die Altersbeziehungen von Granit und Quarzit am eindeutigsten wiedergibt, das sind Beobachtungen von Skarnbildungen innerhalb des Quarzituges. Wie aus der Kartenskizze Fig. 60 hervorgeht, wird der Quarzit an seinem mächtigen Ostende durch Wechsellagerung mit Serizitgneisen aufgespalten und durch eine Zone von Muskovitgneisen mit Biotitgneiskern wird ein südlich liegender Quarzitug, der sich ostwärts bis Koord.-Pt. 702,5 verfolgen lässt, abgetrennt. Man findet darin zahlreiche kleine grobkörnige Kalkmarmor-schmitzen, die oft mit feinverteiltem Kupferkies schwach imprägniert sind.

In der die beiden Hauptquarzitvorkommen trennenden Biotitgneiszone und allgemein an der Grenze gegen die schieferigen Gneise, in die die Quarzite im Streichen übergehen, waren offenbar die Bedingungen für den Magmenaufstieg besonders günstig. Man findet daher gewissermassen als Rahmen um den nördlichen Quarzitug und in der trennenden Gneiszone verschieferte Medelsergranite, die auf Koord.-Pt. 701,7/159,8 eigenartige Kontaktphänomene verursachten.

Ein Profil durch diese Zone lässt folgendes erkennen:

- N
Y
S
1. Schneeweisse massige reine Quarzite
 2. Serizitquarzite mit grossen braunroten Granatidioblasten
 3. verschieferter Medelsergranit, ca. 7 m
 4. Muskovitgneis mit Granatporphyroblasten
 5. Granat-Biotit-Chloritschiefer, quarzreich mit bis 1 cm großen, quarz-durchsetzten Granateinsprenglingen $1\frac{1}{2}$ bis 2 m
 6. massiger, quarzreicher Hornblendegranatmagnetitskarn mit nadeligen, sonnenartig aggregierten, sammtbraunen Hornblenden (Cumingtonit) 5—10 m
 7. granatführender Serizitquarzitgneis 3 bis 4 m
 8. verschieferter Medelsergranit, 20 m
 9. Muskovitquarzit mit etwas Feldspat, weiter östlich mit Marmor-schmitzen, allmählich zu Muskovitbiotitgneis und Augengneis über-leitend.

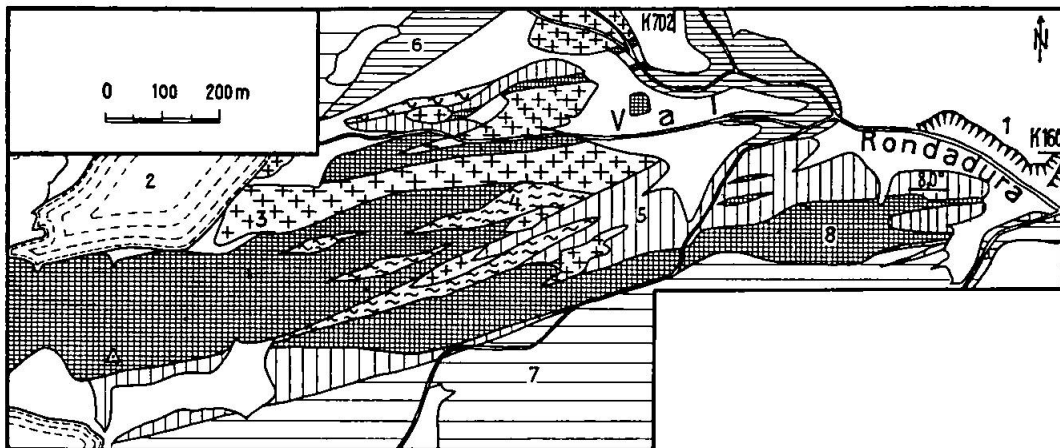


Fig. 60. Das Quarzitvorkommen in der Borelzone nördlich Piz Rondadura. 1 Schutt, Erosionsrand; 2 Firn, Schnee; 3 massiger Medelsergranit; 4 schieferiger Medelsergranit; 5 Paragneis, biotitreich; 6 Serizitgneis; 7 Streifengneis, zum Teil porphyrischer Orthogneis; 8 Quarzit.

Es ist also beidseits an der Grenze der Quarzite Medelsergranit-magma emporgedrungen und hat den Gneiskern verskarnt. Ob dabei eventuell Marmorlinsen oder mergelige Einlagerungen als Absorptionsgesteine wirksam waren, kann nicht mehr ermittelt werden, weil die Umwandlung bis zur vollständigen Skarnbildung fortschritt. Wir finden keine Marmor- oder Amphibolitreste mehr; ein ganz analoger Granatisierungsprozess ist aber auch an den reinen Quarziten zu beobachten (Profil, Nr. 2).

Metasomatische Veränderungen von quarzreichen Gesteinen haben P. ESKOLA (32) aus der Orijärvi-Region und P. GEIJER (35) aus dem Kirunadistrikt beschrieben. Am Kontakt von Oligoklasgranit sind Biotitplagioklasgneise mit Amphiboliteinlagerungen und Quarzite zu Anthophyllit-Cordieritgesteinen, zu

Cordieritquarzglimmerschiefern und zu Cummingtonitfelsen umgewandelt worden.

Es ist natürlich nicht zu erwarten, dass hier, wo die alpine Metamorphose meso-epizonale Bedingungen schuf und die Verschieferung besonders stark ist, der katazonale Cordierit noch erhalten ist, auch pinitisierte Pseudomorphosen sind nicht gefunden worden. Jedoch liegt in No. 5 des Profils ein chlorit- und glimmerreiches Gestein vor, das erkennen lässt, dass ursprünglich ziemlich toniges Material vorlag. Die Zufuhr ist hier, wie auf Grund der Eigenschaften des Hauptminerals Granat erkannt werden kann, keine reine Mg-, sondern wesentlich auch eine Fe-Metasomatose.

Die Dünnschliffuntersuchung dieser Skarne zeigt eine sehr innige Durchwachsung der dunkelrosabraun gefärbten Granate mit Quarz. Kleinere Granatindividuen sind oft zerfetzt, in Teilkörner aufgelöst und beinahe skelettartig gestaltet, während die grösseren Körner im Kern einheitlich und besonders randlich von Quarz durchsetzt sind. Die Granate sind von Rissen durchzogen, und längs diesen Rissen teilweise chloritisiert (Umwandlung zu Pennin). Sie schliessen randlich zonar angeordnete Erzkörner ein. Auch klare Quarze haben sich in diesen Rissen angesiedelt. Zerbrochene Granate sind durch grobkörnige Quarznähte verheilt. Die Umkristallisation dieser Granate auf klüftigen Quarzbändern lieferte Material für die Bestimmung der Lichtbrechung nach der Prismenmethode und die Ermittlung des spezifischen Gewichtes:

$$n_D = 1,807_3 \quad s = 3,90 \quad \text{Mangangehalt } 1,6 \%$$

Daraus liess sich nach der Methode von H. v. PHILIPSBORN die Zusammensetzung bestimmen zu:

T a b e l l e X X X X I I

Andradit	27½%	Gew. %	Fe ₂ O ₃	9
Pyrop	29½		FeO	20
Almandin	39½		MnO	1½
Grossular	—		MgO	7½
Spessartin	3½		CaO	9

Der Projektionspunkt fällt an den Rand der natürlichen Mischungslücke, sodass der Grossulargehalt = 0 wird. Der Granat ist also ein eisenreicher gemeiner Granat mit hohem Almandingehalt, nach A. WINCHELL (XII) ein andraditreicher Pyralspit.

Die innige Durchwachsung von Granat und Quarz lässt auf gleichzeitige Entstehung beider Gemengteile schliessen. Die Quarzkristallisation hat die Granatbildung aber überdauert. Die alpine Metamorphose hat die Granate ausgewalzt, chloritisiert, auf Klüften umkristallisiert, zerbrochen und mit Quarz verheilt. Der granat- und quarzreiche Skarn ist innig vermengt mit flaserig angeordneten und

sonnenartig oder büschelig aggregierten Nestern und Lagen einer hellbraungrünen nadeligen Hornblende mit folgenden optischen Eigenschaften:

n_α 1,673	$n_\gamma - n_\alpha = 0,021$	n_α blassgelblich
n_β 1,682	2V gemessen $+ 84^\circ$	n_β hellbraun
n_γ 1,694	2V berechnet $+ 82\frac{1}{2}^\circ$	n_γ bräunlichgelblich

Sie ist manchmal etwas chloritisiert, gut idiomorph und kann zusammen mit Magnetitkörnern flaserige, oft limonitisierte Knollen bilden. Auf Grund der optischen Eigenschaften muss auf eine cummingtonitische Hornblende geschlossen werden (Kupfferitgehalt ca. 35 Mol.%). Leider wird eine Analyse durch die innige Durchsetzung mit kleinen Quarz- und Granatkörnchen verunmöglicht. Die limonitreichen Verwitterungsprodukte lassen auf etwas kleineres mg schliessen, als durch die optischen Daten bestimmt wurde. Man kann beobachten, dass die Hornblende auf Rissen, die den Skarn durchsetzen, angereichert ist und von dort aus büschelig in die richtungslosen Quarzgranatdurchwachsungen hineinstrahlt.

Bemerkenswert ist die Beimengung von Kupferkieskörnern, die sich zusammen mit Chlorit oft im Kern der Granate ansiedeln und den Beginn einer lokalen Vererzung anzeigen.

Die vollständige Rekonstruktion des Ablaufes dieser Skarnbildung, insbesondere der Beweis des genetischen Zusammenhanges mit der Medelsergranitintrusion, ist zufolge der hier besonders starken alpinen Metamorphose nicht mehr möglich. Eine solche Beziehung ist aber auf Grund der Verbandsverhältnisse wahrscheinlich.

Der Quarzit kann, wie zusammenfassend festgehalten werden soll, aus folgenden Gründen nicht triasisches Alter haben:

1. Die Scopimulde steigt westwärts des Laublaubaches mit etwa 35° axial an und es erscheinen weiter westlich zuerst Muskovitgneise, Zweiglimmergneise und feinstreifige Feldspatgneise, aber zunächst keine grösseren Quarzitmassen.

2. Die Triasquarzite und Sandsteine, welche die Scopimulde nördlich begrenzen, sind chlorithaltig oder arkoseartig und von Permokarbon überlagert.

3. Der Quarzitzug der Borelzone streicht 250 m südlich der Rauhacke der Scopimulde nach Osten und geht dabei in Muskovitgneis über.

4. Er ist von verschieferten Medelsergranitapophysen durchsetzt; mergelig-tonige Einlagerungen sind dabei unter Stoffzufuhr kontaktmetamorph umgewandelt (Skarnbildung).

5. Er wechsellagert mit Quarzmuskovitgneisen, die allmählich übergehen in verschieferte Augengneise (Typ Ib).

Dieser Quarzit muss demnach bedeutend älter sein als Trias-sandstein. Es muss sich mindestens um einen karbonischen Quarzit handeln, damit er durch die oberkarbonische Granitintrusion noch kontaktlich beeinflusst werden konnte. Andererseits scheint er jünger als Streifengneis zu sein, weil aplitische Injektionen fehlen.

III. Kapitel:

Übersicht über die Entstehungsgeschichte des südöstlichen Gotthardmassivs

Auf Grund der vorstehenden Beobachtungen lässt sich die Entstehungsgeschichte des Gotthardmassivs folgendermassen rekonstruieren:

1. Als älteste Ablagerungen von tonig-sandiger Zusammensetzung mit — im Norden spärlichen, im Süden reichlicheren — mergelig dolomitischen Einlagerungen müssen die Biotitplagioklasgneise und zoisitreichen Amphibolite der Paradis- und Mottanairazone gelten. Sie sind älter als der Streifengneis. Konglomeratische Bildungen fehlen. Wahrscheinlich handelt es sich um die Füllung eines einseitig gebauten Troges mit tiefer Furche längs des Südrandes.

2. In diesen Trog sind wenig differenzierte basische Magmen eingedrungen und zwar

- a) Im Süden, am Boden der Furche lagergangartig, jetzt als feinkörnige Mesoamphibolite mit Resten von Gabbrostruktur vorliegend.
- b) Im nördlichen Teil, wo die Sedimentation mehr sandig-tonig war, stock- und schlotartig, jetzt als Granatamphibolitlinsen in Erscheinung tretend.

Diese Intrusionen leiteten offenbar gebirgsbildende Prozesse ein, und das Magma wurde bei den beginnenden Bewegungsvorgängen mobilisiert. Sie mögen eine ähnliche Rolle gespielt haben wie die Ophiolithintrusionen während der alpinen Gebirgsbildung. Die intensiven Verfaltungen von gebändertem Zoisitamphibolit östlich Fuorcla da Paradis können am besten als Kneterscheinungen im weichen, primär gebänderten Dolomitschlamm gedeutet werden und

sind ein Hinweis auf die einsetzenden Bewegungsvorgänge, die die dritte Entwicklungsstufe einleiteten.

3. Bei längere Zeit andauerndem, Süd-Nord gerichtetem Schub erfolgte die Platzstellung der granitischen Streifengneismagmen. Obwohl die Paralleltexur der Streifengneise sehr einheitlich ist und massige Typen recht selten und nur im Kern grösserer Streifengneismassen gefunden werden, zeigt doch die mikroskopische Untersuchung, dass eine postkristalline Deformation (allerdings überprägt durch ein (alpines oder älteres?) postdeformes Gefügebild) vorliegt und damit im wesentlichen die streifige Textur jünger ist als die Kristallisation im Gefolge der Platzstellung. Mit der Ausdehnung und Längserstreckung dieser Orthogneise scheint aber durchaus vereinbar, dass eine Stresskristallisation durch syntektonische Intrusion die spätere Streifengneistextur vorzeichnete (Regelung der einsprenglingsartigen Feldspäte und der Glimmer). Auch spricht die intensive lakkolitische Verzahnung der pegmatitischen Streifengneisvarietäten mit den Injektionsaugengneisen für mit der Raumschaffung simultane Bewegungsvorgänge.

Wir haben ausser geringen Unterschieden im Mineralbestand und der Korngrösse der Streifengneise vorerst keinen Grund zur Annahme, dass alle diese kalifeldspatreichen Gneise nicht durch den gleichen Bildungsakt ihre Platzstellung erfuhren. Die Streifengneise zwischen Tenelin- und Borelzone sind am glimmereichsten und wohl etwas weniger differenziert als die Streifengneismassen pegmatitischer Zusammensetzung der mittleren und nördlichen Zone, die sich durch grossen Kalifeldspatgehalt und grobkörnige Struktur auszeichnen. Man kann daraus aber nicht schliessen, dass das Magma der südlichen Streifengneise früher intrudiert sei. Die Unterschiede können auch schon im grossen Magmenreservoir vorgebildet gewesen sein und die Streifengneiszonon verschiedenen Niveaus entsprechen.

Die Platzstellung der Streifengneismagmen war begleitet und gefolgt von einer weitreichenden stofflichen Beeinflussung der Sedimente durch pegmatitische Durchaderung und pneumatolytische Alkalizufuhr. Dabei wurden die verbreiteten (mikrochorismatischen) Biotitplagioklasgneise (Typ Paradis) und die gebänderten Biotitgneise (Stromatite mit Neosom), sowie die Kalifeldspatgneise (neosomatische Ophtalmite) als Mischgesteine stofflich geprägt. Ob auch strukturell die Gneisbildung schon abgeschlossen war, ist heute auf Grund der Gefügebilder nicht mehr sicher zu entscheiden.

4. Vielleicht hat eine letzte Akzentuierungsphase dieser Gebirgsbildung noch eine Hebung des ganzen Baues bewirkt und die mehr

subvulkanischen Bedingungen für die Intrusion von Quarzporphyrmagmen geschaffen. Diese durchsetzten lagergangartig die Amphibolite der Mottanairazone und die Glimmergneise der Zone 3 (nördlich Piz Ravetsch). Das Alter dieser tonerdereichen Differentiate ist jedoch nicht mehr genau bestimmbar.

5. Nach Abschluss der Intrusion des engadinitischen Magmas musste eine Zeit relativer Ruhe folgen, während der die südlichen Muldenzonen, soweit sie nicht schon vorgebildet waren, geschaffen und mit sandig-mergeligem Detritus erfüllt wurden.

6. Ein zweiter magmatischer Zyklus setzte nach Vermutungen von E. AMBÜHL (1) mit der Intrusion der Ultrabasite, der Peridotitstöcke ein. Diese sind sicher jünger als die Streifengneise, weil sie sie durchbrechen. Ihre Platznahme in relativ jungen (? permokarbonischen) Gliedern der nördlichen Schieferhülle gab E. AMBÜHL Anlass, zu bezweifeln, ob es sich wirklich in allen Fällen um Vorläufer der oberkarbonischen Granitintrusion handelt oder ob sie ihr zum Teil erst folgten. Für die südliche Zone ultrabasischer Intrusiva ist jedoch nach E. AMBÜHL prägranitisches Alter wahrscheinlicher. Sämtliche Serpentinsteine des Untersuchungsgebietes gehören dieser südlichen Zone an.

7. Es setzten gleichzeitig mit dieser neuen magmatischen Tätigkeit auch neue Bewegungen ein. R. SONDER (112) hat zwischen den Intrusionen von Oberstaffel und Gamsbodengneis und von Fibbia- und Lucendrogranit je eine Stressphase nachgewiesen. Die Intrusion der ost-gotthardmassivischen Granitmagmen kann zwar nicht genau in diese Schema eingeordnet werden. Es sind aber auch hier geringe zeitliche Differenzen in der Platznahme von Cristallinagranodiorit- und Medelsergranitmagma wahrscheinlich (siehe S. 108). Die Intrusionen mussten aus Gründen der Raumbeschaffung durch Süd-Nordgerichtete Bewegungen eingeleitet werden. Diese Bewegungen haben die engadinitgranitischen Orthogneise zu Muskovitstreifengneisen metamorphisiert und den präoberkarbonischen Streichrichtungen konforme Einmündung der Sedimente der südlichen Zonen erzeugt. An den mächtigen Zusammenschüben, im Gefolge der Intrusion der älteren granitischen Magmen, sind diese, die oberkarbonischen Intrusionen begleitenden Bewegungsvorgänge nur als Nachspiel zu bewerten. Sie vermochten keine basischen Magmen mehr zu fördern. Es hatten sich also auch keine tiefen Tröge, die einen so frühzeitigen Magmenaufstieg erleichtert hätten, ausgebildet. Im Gefolge dieser Bewegungen erfolgte die Intrusion der Medelsergranitmagmas. Für

den Zusammenhang zwischen Einmuldung und Intrusion spricht der Ost-West-Verlauf der Medelsergranitapophyse im Val Rondadura.

8. Nachgranitisch fand eine Durchschwärmung des Gneisgebirges durch Lamprophyre statt. Sie durchsetzten als Spaltenfüllungen alle Zonen und Gesteine ausser den mengenmässig untergeordneten Ultrabasiten.

9. Hydrothermale Bildungen (Schwerspatgänge z. B.) fehlen. Turmalinimprägationen auf Koord. Pt. 703/161,8 und an der Loita bella im Val Termine sind nicht ganz sicher der oberkarbonischen Magmentätigkeit zuzuordnen.

Von der nachfolgenden Erosion legen die Funde von an Quarzgeröllen reichem Verrucano Zeugnis ab (Nordrand der Scopimulde).

Nach J. KOENIGSBERGER (63) ist die Hauptmasse der Gneise des Aar- und Gotthardmassivs durch variscische Tektometamorphose (= Dislokationsmetamorphose) gebildet worden und zwar durch eine Metamorphose der segalaunisch-sudetischen, wohl auch durch eine kaledonische Gebirgsbildung.

Die letzte herzynische Metamorphose im Gotthardmassiv, die der oberkarbonischen Granitintrusion unmittelbar vorausging (Faltung der Tremolaserie, Tenelin- und Borelzone) hat nach J. KOENIGSBERGER (63) geringere Wirkung hinterlassen als im Aarmassiv und ist etwas später erfolgt.

Nach N. OULIANOFF (91) sind im Mont Blancmassiv mindestens vier Gebirgsbildungen zu unterscheiden, wobei die zweite Phase vor-oberkarbonisch ist. Sie wandelte die alten Granite zu Gneisen um und kann mit der segalaunischen Phase (LUGEON) oder der sudetischen Phase (STILLE, 143) parallelisiert werden.

Das von J. KOENIGSBERGER (61) geltend gemachte Vorkommen von vermutlichem Karbon zwischen Giubing und Barbarera liegt zwar nicht mehr in der Fortsetzung der Tenelinzone, sondern in der Tremolaserie, könnte aber zeigen, dass spätkarbonisch noch eine Gebirgsbildung und Faltungsphase auch im südöstlichen Gotthardmassiv erfolgte.

J. KOENIGSBERGER (63) hat darauf hingewiesen, dass „die Gliederungsversuche der tektonischen Prozesse durch zeitlich und örtlich diskontinuierlichen Verlauf der Bewegungen, durch mehrfache Änderung des Mineralbestandes und durch eine bei jeder Gebirgsbildung erfolgte weitere Verschmälerung der Zonen erschwert sind“. Auch für unser Gebiet gilt sein Satz:

„Der Forscher, der vergangene Naturvorgänge studieren will, ist nur ein Detektiv, der einen Vorgang rekonstruieren will, bei dem

er nicht zugegen war. Die in Betracht kommenden Zeugen schweigen ewig und die entscheidenden Gerichtsverhandlungen finden nie statt.“

Tabellen der Molekular- und Basiswerte von Gesteinen des Gotthardmassivs

Tabelle XXXXIII

I. Gesteine mit massiger Textur und (oder) durchgreifender Lagerung (Eruptivgesteine)

No.* si al fm c alk k mg ti p Q L M π γ N.G

Aplite, Gänge und Randfazies von Graniten

68	460	50	$7\frac{1}{2}$	$3\frac{1}{2}$	39	.57	.48	—	.2	58.8	37.3	3.7	.04	.00	.2
28	452	$46\frac{1}{2}$	$6\frac{1}{2}$	10	37	.52	.28	—	.5	59.0	38.8	1.8	.10	.00	.4
63	450	$46\frac{1}{2}$	$5\frac{1}{2}$	$5\frac{1}{2}$	$42\frac{1}{2}$.45	.13	—	.5	54.4	43.0	2.2	.04	.00	.4
52	448	48	5	7	40	.40	—	—	.9	57.6	39.7	2.0	.06	.00	.7
11	444	45	$9\frac{1}{2}$	$5\frac{1}{2}$	40	.58	.08	2.2	.5	57.0	39.9	2.4	.05	.00	.7
59	440	$47\frac{1}{2}$	$4\frac{1}{2}$	6	42	.52	.23	—	—	56.0	42.7	1.4	.06	.09	.9
60	425	45	$6\frac{1}{2}$	$6\frac{1}{2}$	42	.45	.05	—	1.1	54.9	42.9	1.6	.04	.03	.9

Westliche Granite, meist engadinitgranitisch oder aplitgranitisch

2	443	46	6	$2\frac{1}{2}$	$45\frac{1}{2}$.42	.19	1.8	—	54.6	43.1	2.0	.01	.25	.3
1	442	44	10	6	40	.49	.10	1.5	.6	56.8	40.1	2.2	.05	.00	.9
7	420	$45\frac{1}{2}$	7	$5\frac{1}{2}$	42	.40	.24	1.3	—	54.4	43.2	2.2	.04	.22	.2
13	420	44	12	5	39	.53	.26	2.3	.5	55.6	40.4	3.3	.04	.00	.7
8	407	42	16	11	31	.45	.22	3.4	—	57.8	37.5	4.1	.15	.00	.6
9	379	$44\frac{1}{2}$	$10\frac{1}{2}$	$12\frac{1}{2}$	$32\frac{1}{2}$.50	.15	1.1	.9	55.2	40.1	3.7	.13	.00	1.0
4	372	42	13	12	33	.17	.14	3.2	.2	54.2	40.8	4.2	.12	.16	.8
6	359	43	14	8	35	.43	.24	1.8	—	52.3	43.5	3.9	.10	.00	.3

Medelsergranit, meist yosemitgranitisch bis engadinitisch

a	413	$43\frac{1}{2}$	20	$9\frac{1}{2}$	27	.39	.49	1.0	.2	60.3	32.4	7.0	.14	.00	.3
18	316	43	12	14	31	.50	.35	.9	.2	50.3	45.1	4.2	.16	.21	.4
26	349	39	27	11	23	.48	.47	1.7	.3	57.0	32.7	9.7	.18	.00	.6

*) Siehe Tabelle XXXXIV und Lit. 75.

No.* si al fm c alk k mg ti p Q L M π γ N.G.

Cristallinagranodiorit, meist granodioritisch bis quarzdioritisch

32	352	44 $\frac{1}{2}$	11 $\frac{1}{2}$	11 $\frac{1}{2}$	32 $\frac{1}{2}$.39	.11	1.2	.2	53.0	43.0	3.6	.15	.00	.4
d	300	37 $\frac{1}{2}$	23	10	29 $\frac{1}{2}$.34	.48	2.1	.2	48.7	42.8	8.0	.12	.07	.5
69	296	36	31	17 $\frac{1}{2}$	15 $\frac{1}{2}$.16	.41	1.3	—	52.0	36.8	10.9	.27	.06	.3
22	294	38 $\frac{1}{2}$	21 $\frac{1}{2}$	14 $\frac{1}{2}$	25 $\frac{1}{2}$.53	.28	2.0	.9	50.4	41.0	7.3	.23	.00	1.3
3	276	36	27 $\frac{1}{2}$	12 $\frac{1}{2}$	24	.33	.33	3.8	.5	47.9	40.9	9.7	.19	.00	1.5
27	274	36 $\frac{1}{2}$	28 $\frac{1}{2}$	14 $\frac{1}{2}$	20 $\frac{1}{2}$.45	.36	2.0	.7	51.0	35.9	11.6	.21	.00	1.5
21	264	35	25	19	21	.24	.40	1.3	.2	49.2	39.8	10.5	.25	.15	.5
19	251	38	24 $\frac{1}{2}$	16	21 $\frac{1}{2}$.07	.47	—	—	47.8	43.0	9.2	.27	.00	.0
20	247	34 $\frac{1}{2}$	27 $\frac{1}{2}$	17 $\frac{1}{2}$	20 $\frac{1}{2}$.24	.42	.5	.2	47.3	41.0	11,4	.26	.02	.3

Quarzdiorite und Diorite, Porphyrite

53	216	35 $\frac{1}{2}$	28 $\frac{1}{2}$	17 $\frac{1}{2}$	18 $\frac{1}{2}$.40	.40	2.1	.9	44.3	42.8	11.7	.31	.00	1.2
25	196	30	35 $\frac{1}{2}$	18 $\frac{1}{2}$	16	.26	.59	.7	.5	42.1	40.3	16.8	.30	.08	.8
24	167	32	29 $\frac{1}{2}$	24 $\frac{1}{2}$	14	.32	.56	—	—	38.7	44.1	17.2	.39	.18	—
23	159	27 $\frac{1}{2}$	35	22 $\frac{1}{2}$	15	.21	.52	1.6	.3	35.2	42.0	21.9	.29	.38	.9
74	157	25	42	19 $\frac{1}{2}$	13 $\frac{1}{2}$.27	.63	2.7	.5	35.4	38.6	24.7	.29	.16	1.3
16	131	22	45	22	11	.22	.52	2.0	4.0	30.8	36.6	28.9	.33	.14	3.7
g	119	18	51 $\frac{1}{2}$	21 $\frac{1}{2}$	9	.24	.71	1.4	$\frac{\text{CO}_2}{\text{CO}_2}$ 2.1	28.3	32.6	36.5	.34	.16	2.6

Peridotite, Harzburgite, Serpentine

219	64	1	95	4	—	—	.94	—	—	9.2	1.8	89.0	1.0	.02	—
218	64	1 $\frac{1}{2}$	98	$\frac{1}{2}$	—	—	.92	—	—	9.4	.9	89.7	1.0	.00	—
221	63	2	97	$\frac{1}{2}$	$\frac{1}{2}$.50	.90	.3	.1	8.4	2.5	88.8	.3	.00	.3
210	60	3	91	4 $\frac{1}{2}$	1 $\frac{1}{2}$.38	.90	—	—	6.1	8.2	85.7	.33	.03	—
208	59	2	91 $\frac{1}{2}$	4 $\frac{1}{2}$	2	.20	.88	—	—	4.2	7.4	88.4	.00	.05	—
207	59	3	94 $\frac{1}{2}$	2 $\frac{1}{2}$	—	—	.90	—	—	7.1	4.6	88.3	1.0	.00	—
209	59	1 $\frac{1}{2}$	95 $\frac{1}{2}$	2 $\frac{1}{2}$	$\frac{1}{2}$.80	.90	—	—	5.7	3.8	90.5	.5	.02	—
220	57	2	95 $\frac{1}{2}$	2 $\frac{1}{2}$	—	—	.89	—	—	5.6	3.8	90.6	1.0	.01	—
206	56	3	95 $\frac{1}{2}$	1	$\frac{1}{2}$.89	.88	—	—	5.0	3.7	91.3	.5	.0	—
205	54	$\frac{1}{2}$	98	1	$\frac{1}{2}$.67	.90	—	—	2.3	1.9	95.8	.0	.01	—
204	53	$\frac{1}{2}$	99	—	$\frac{1}{2}$.5	.89	—	—	1.6	2.0	96.4	.0	.0	—

*) Siehe Tabelle XXXIV und Lit. 75.

II. Gesteine mit gerichteter Textur, Gneise und Amphibolite

No.*	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	Q ⁺ (Ru)	L	M ⁺ (Cp)	γ	π	Ru	Cp
------	----	----	----	---	-----	---	----	----	---	------------------------	---	------------------------	---	---	----	----

Streifengneise und sichere Orthogneise, engadinitisch

128	450	43	17½	6	33½	.58	.29	1.4	.2	60	35	5	.09	.00	.2	.2
99	442	45½	12½	6½	35½	.23	.45	—	—	59	37	4	.08	.00	.0	—
118	431	49	9	5	37	.69	.24	1.4	1.1	57.5	38.5	4	.07	.00	.2	.9
91	411	47½	6½	10	36	.56	.11	1.0	.4	57.5	40.5	2	.12	.00	.2	.3
120	408	45½	16	9½	29	.61	.48	1.0	.8	59.5	35	5.5	.14	.00	.2	.6

Injektions- und Mischgneise, feldspatreich

93	388	45	15	11½	28½	.56	.36	1.9	.4	58	37	5	.17	.00	.9	1.1
104	338	46	8½	17	28½	.18	.41	.9	—	54.1	43.2	2.7	.23	.00	.2	—
90	316	36	21	11½	31½	.42	.33	1.1	—	49.5	42	8.5	.07	.24	.2	
136	311	39	16½	16½	28	.52	.36	1.1	—	50.9	42.2	6.9	.17	.25	1.1	
117	279	37	25	16	22	.43	.37	2.1	.4	51	40	9	.25	.06	.5	.4
94	262	45½	24½	9	21	.77	.38	3.0 ^{co₂ 4}	—	50.5	36	13.5	.18	.00	.7	—

Paragneise, meist Biotitgneise, z. T. Hornblende führend

92	385	39½	32½	10	18	.46	.45	5.1	1.3	64.2	20.9	14.9	.16	.00	.9	1.2
80	356	34½	33	8½	24	.45	.38	3.3	—	57	33	10	.15	.00	.6	—
81	300	38½	31½	10	20	.70	.42	2.8	—	54.5	32.5	13.0	.20	.00	.6	—
86	290	39½	30½	11	19	.41	.40	2.2	.5	53.5	33	13.5	.23	.00	.5	.5
P	275	37	33	7	23	.26	.51	2.5	1.2	50.1	34.0	15.9	.07	.00	.6	.8
84	250	37	24½	16	22½	.18	.43	1.9 ^{co₂ 1}	.4	47.2	43.3	9.5	.24	.02	.5	.4
79	248	34	36	8½	21½	.45	.40	2.8	.2	47	38	15	.16	.00	.8	.2
131	235	33½	39½	9½	17½	.42	.45	2.5	.5	47.5	39.5	13	.22	.00		
77	196	35	38½	7	19½	.52	.56	3.2	.2	44.5	33.5	22.0	.19	.00	1.0	
85	194	32	30	19½	18½	.28	.45	2.3	.5	40.5	44	15.5	.27	.16	.6	.7
101	182	39	29	15	17	.43	.41	2.4	—	40.9	43.2	15.9	.31	.00	.7	—
88	179	35	36½	8½	20	.06	.49	2.9	.8	37	43.5	19.5	.17	.00	.8	1.1
82	161	33	34½	9½	23	.26	.56	.5	—	31.0	52.4	16.6	.17	.00	.2	—
127	148	28½	40	17	14½	.63	.56	2.1	.1	34.1	43.9	22.0	.33	.06	.7	.2

*) Siehe Tabelle XXXIV und Lit. 75.

o.*	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	Q+ Ru	L	M+ Cp	π	γ	Ru	Cp
Granatamphibolite, Amphibolite und Zoisitamphibolite																
12	152	30	42	20	8	.25	.52	2.2	.2	40	39	21	.55	.00	.7	.4
13	148	32	36½	23	8½	.13	.59	1.5	.3	39.5	40.8	19.7	.58	.00	.5	.5
17	139	31	39	21½	8½	.28	.48	0.3	—	37	41.4	21.6	.56	.00	—	—
1a	135	24	42½	26	7½	.15	.33	3.3	.1	36.3	35.0	28.7	.52	.18	1.5	—
21	128	24½	41½	25½	8½	.17	.46	2.3	.6	34.0	37.5	28.5	.49	.19	1.5	—
30	124	15½	59½	17½	7½	.19	.60	.7	—	30.4	27.8	41.8	.35	.14	.3	—
16	122	19	51½	24	5½	.18	.45	5.1	.9	35.0	29	36.0	.55	.18	3.5	—
37	114	23½	44	23	9½	.20	.53	2.5	.1	28.5	40.0	31.5	.42	.17	1.2	—
35	113	25½	46½	19	9	.51	.58	1.6	.4	28	42	30	.48	.05	.6	.8
36	111	18	50½	22½	9	.27	.44	6.7	—	25.5	34	40.5	.34	.21	2.7	—
14	105	23	45	27	5	.21	.60	1.8	—	29.7	35.8	34.5	.63	.17	.8	—
33	103	22	46½	25½	6	.28	.53	3.3	.1	28.5	36	35.5	.58	.16	1.7	—
30	103	21	50	23½	5½	.63	.58	2.5	.4	27.5	35.0	37.5	.59	.12	1.0	—
13	100	28	32	36	4	.23	.74	—	—	22.4	41.4	36.2	.75	.44	—	—
22	98	20	51	23½	5½	.22	.52	3.9	.4	27.5	34.5	38.0	.57	.12	2.6	—
36	96	17	47½	34	1½	.33	.89	—	—	28.0	25.9	46.1	.84	.28	—	—

*) Siehe Tabelle XXXIV und Lit. 75.

Tabelle XXXIV

Gewichtsprozent und Molekularwerte von neuen Gesteinsanalysen aus dem südöstlichen Gotthardmassiv

	a	b	c	d	e	f	g	P	Ga	k	l
IO ₂	73.80	71.50	70.50	68.52	59.50	52.60	50.50	66.65	51.71	41.60	99.03
I ₂ O ₃	13.30	12.50	16.80	14.64	19.33	16.34	13.10	15.11	15.62	28.95	0.47
e ₂ O ₃	0.60	0.97	0.03	0.79	0.38	1.35	0.88	0.17	1.15	1.85	0.21
eO	1.53	1.85	0.75	2.42	1.83	7.15	6.67	4.43	11.80	0.49	
lnO	0.06	0.05	0.01	0.08	0.03	0.15	0.15	0.08	0.13	0.03	
lgO	1.15	1.78	0.13	1.69	1.25	6.54	10.35	2.71	3.62	3.35	
aO	1.63	1.45	0.12	2.12	2.45	2.92	8.41	1.59	9.33	22.25	Spur
a ₂ O	3.02	3.39	4.19	4.44	6.60	2.81	3.00	4.30	2.52	0.53	
2O	2.88	3.92	5.52	3.74	4.95	6.04	1.40	2.24	0.68	0.40	
H ₂ O	0.73	0.96	0.70	0.20	1.45	1.67	2.42	1.13	0.83	0.81	0.12
H ₂ O	0.04	0.02	0.00	0.02	0.02	0.01	0.08	0.05	0.02	0.03	
O ₂	0.60	0.72	0.03	1.03	0.41	1.52	0.66	0.17	—	—	
2O ₅	0.10	0.07	0.05	0.05	0.09	0.05	0.12	0.36	0.13	—	
iO ₂	0.23	0.42	0.35	0.66	0.72	0.77	0.79	0.79	1.68	0.13	0.00
umme	99.67	99.60	99.16	100.40	99.01	99.92	98.53 ¹⁾	99.78	99.22 ²⁾	100.42	99.83

¹⁾ Differenz 1,47, vermutlich vorwiegend H₂O der Hornblende.

²⁾ Differenz 0,78, vermutlich vorwiegend H₂O der Hornblende.

si	413	361	383	300	218	145	119	275	135	85
al	43 $\frac{1}{2}$	37	54	37 $\frac{1}{2}$	42	26 $\frac{1}{2}$	18	37	24	36
fm	20	25 $\frac{1}{2}$	4	23	13 $\frac{1}{2}$	47	51 $\frac{1}{2}$	33	42 $\frac{1}{2}$	14
c	9 $\frac{1}{2}$	8	$\frac{1}{2}$	10	9 $\frac{1}{2}$	8 $\frac{1}{2}$?	21 $\frac{1}{2}$	7	26	48 $\frac{1}{2}$
alk	27	29 $\frac{1}{2}$	41 $\frac{1}{2}$	29 $\frac{1}{2}$	35	18	9	23	7 $\frac{1}{2}$	1 $\frac{1}{2}$
k	0.39	0.43	0.46	0.34	0.36	0.59	0.24	0.26	0.15	0.33
mg	0.49	0.54	0.23	0.48	0.51	0.58	0.71!	0.51	0.33!	0.73
c/fm	0.49	0.31	0.13	0.44	0.71	0.19!	0.41	0.22	0.61	3.5
qz	+204	+143	+111	+82	-22	-27	-17	+83	+ 5	-21
al-alk	16 $\frac{1}{2}$	7 $\frac{1}{2}$	12 $\frac{1}{2}$	8	7	8 $\frac{1}{2}$	9	14	16 $\frac{1}{2}$	34 $\frac{1}{2}$
ti	1.0	1.5	1.3	2.1	2.0	1.7	1.4	2.5	3.3	0.2
p	0.2	0.15	0.12	0.2	0.3	0.1	0.13	12.5	0.14	—

a = Medelsergranit, Val Casaccia, von Kluftbildung nicht beeinflusst.

b = Medelsergranit, Val Casaccia, von Kluftbildung etwas beeinflusst.

c = Medelsergranit, Wand von Fundstelle mit Monazit, Val Casaccia.

d = Cristallinagranodiorit, Südwestwand Piz Vallatscha, unverändertes Gestein in der Nähe der Axinitfundstelle.

e = Cristallinagranodiorit, feldspatisiert durch Kluftlösungen, Südwestseite Piz Vallatscha bei Axinitfundstelle.

f = Kersantitgang im Cristallinagranodiorit, Nordostgrat Piz Miez, stark verschiefert und umgewandelt.

g = Spessartitgang, Nordwestflanke Tgiern Toma, Val Nalps, im Granat-amphibolit und Glimmergneis.

P = alkalisierte Paragneis (sog. Paradisgneis), Nordseite Piz Paradis.

Ga = Granatamphibolit, Nordgrat Plauncacotschna, Val Cornera.

k = Hornblendezoisitschiefer, Einlagerung (Schliere?) im Serpentin der Fuorcla da Paradis.

l = Quarzit, Val Rondadura (Analyse durch Gotthardwerke A.-G., Bodio).

Literaturverzeichnis

A. SCHRIFTEN

1. E. AMBÜHL: Petrographie und Geologie des zentralen Gotthardmassivs S Andermatt. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 9 (1929), 265.
2. F. ANGEL: Wege der Amphibolitkristallisation. Zbl. Min. Petr. Paläont. A. (1927), 297.
3. F. ANGEL und R. STABER: Migmatite der Hochalm - Ankogel - Gruppe. Tscherm. Min. Petr. Mitt. Bd. 49 (1937), 117.
4. H. G. BACKLUND: Der Magmenaufstieg im Faltengebirge. Extrait des CR Comm. géol. de Finlande No. 9 (1936).
5. — Zur Granitisationstheorie. Geol. Förenin. Förhandl. Bd. 60 (1938), 177.
6. J. M. BAKER: Sericite from the Taylor-Windfall Mine, British Columbia. Univ. of Toronto Studies, Geol. Ser. No. 40. Ref.: N. Jb. Min. (1939), 562.
7. TH. BARTH: Zur Genesis der Pegmatite im Urgebirge. 1. Teil: N. Jb. Min. Bd. 58, Abt. A (1928), 385. 2. Teil: Chemie der Erde Bd. 4 (1930), 95.
8. S. BLATTMANN: Die Gesteine im Bereiche des Granitstocks östlich Weiden-Oberpfalz. Zbl. f. Min., Abt. A (1942), 41.
9. L. BOSSARD: Der Bau der Tessiner Kulmination. Eclogae geol. Helvet. Bd. 19 (1925), 504.
11. — Zur Petrographie der unterpenninischen Decken im Gebiet der Tessiner Kulmination. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 9 (1929), 47.
12. — Petrographie der mesozoischen Gesteine im Gebiete der Tessiner Kulmination. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 9 (1929), 107.
13. — Geologie des Gebietes zwischen Val Leventina und Val Blenio. Auszug aus Diss. Zürich 1925.
14. N. L. BOWEN: Origin of ultrabasic and related rocks. Am. J. Sc. Bd. 14 (1927), 89.
15. W. BRÜCKNER: Über die Entstehung der Rauhacken und Zellendolomite. Eclogae geol. Helvet. Bd. 34 (1941), 117.
16. C. E. BURCKHARDT: Geologie und Petrographie des Basodino-Gebietes. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 22 (1942), 99.
17. S. CASASOPRA: Studio petrografico dello gneiss granitico Leventina (Valle Riviera e Valle Leventina, Canton Ticino). Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 19 (1939), 449.
18. H. CLOOS, A. RITTMANN: Zur Einteilung und Benennung der Plutone. Geol. Rundschau, Bd. 30 (1939) 600.
19. H. P. CORNELIUS: Über tektonische Breccien, tektonische Rauhacken und verwandte Bildungen. Centr.bl. Min. Geol. Paläont. Abt. B (1927), 120.
20. — Zur Deutung gefüllter Feldspäte. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 15 (1935), 4.
21. — Geologie der Err-Juliergruppe. Beitr. geol. Karte der Schweiz, Neue Folge, 70. Lief., 1. Teil (1935).
22. E. DIEHL: Geologisch-petrographische Untersuchungen im Val d'Ollomont. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 18 (1938), 271.
23. TH. A. DODGE: Amphibolites of the Lead-aera, N. Black Hills, S. Dakota. Bull. Geol. Soc. Amer. Bd. 53 (1942), 561.

24. F. K. DRESCHER-KADEN: Über Assimilationsvorgänge, Migmatitbildung und ihre genetische Bedeutung bei der Entstehung der Magmen, nebst einigen grundsätzlichen Erwägungen. *Chemie der Erde*, Bd. 10 (1936), 271.
25. — Beiträge zur Kenntnis der Migmatit- und Assimilationsbildungen sowie der synanthesischen Reaktionsformen. I. Über Schollenassimilation und Kristallisationsverlauf im Bergeller Granit. *Chemie der Erde*, Bd. 12 (1939—40), 304. II. Schriftgranitische Kristallisation und ihre Beziehung zur normalen Silikatmetasomatose granitischer Gesteine. *Chemie der Erde*, Bd. 14 (1942), 157.
26. R. EICHENBERGER: Geologisch-petrographische Untersuchungen am Südwestrand des Gotthardmassivs (Nufenengebiet). Diss. Basel, 1924.
27. O. H. ERDMANNSDÖRFER: Neuere Arbeiten über Metamorphismus und seine Grenzgebiete. *Fortschr. Min. Krist. Petr.* Bd. 20 (1936), 156.
28. — Der Eklogit von Silberberg und seine retrograde Umwandlung. *Journ. Geol.* Bd. 46 (1938), 438.
29. — Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes XI. Die Rolle der Anatexis. *Sitz. Ber. der Heidelberger Akad. der Wiss.* (1939), 1.
30. W. EITEL: Die Grenzen der Mischkristallbildung in den Mineralien der Epidotgruppe. *N. Jb. Min. B.* Bd. 42 (1918), 173.
31. P. ESKOLA: On the eclogites of Norway. *Videns. Skrift.* Bd. 8 (1921), 1.
32. — On the petrology of the Orijärvi region in SW. Finland. *Bull. Comm. géol. Finl.* No. 40 (1914).
33. — The mineral facies of rocks. Christiania 1920.
34. K. v. FRITSCH: Das Gotthardgebiet. *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz*, 15. Lief. (1873).
35. P. GEIJER: Geology of the Kiruna District II, Stockholm 1910.
36. V. M. GOLDSCHMIDT: Die Injektionsmetamorphose im Stavangergebiet. *Videns. Skrift.* No. 10 (1920), 1.
37. F. F. GROUT: Formation of igneous looking rocks by metasomatism, a critical review and suggested research. *Bull. Geol. Soc. Amer.* Bd. 52 (1942), 15.
38. W. A. GROVES: The Charnockite series of Uganda, British E-Afrika. *Quart. J. Geol. Soc. London* Bd. 91 (1935), 150.
39. U. GRUBENMANN: Über die Gesteine des granitischen Kerns des SE Gotthardmassivs. *Mitt. der Thurg. Nat.forsch. Ges.* Heft 10 (1892), 1.
40. U. GRUBENMANN und P. NIGGLI: Die Gesteinsmetamorphose. Berlin 1924.
41. Z. HARADA: Analysenresultate japanischer Mineralien. *Journal of the Faculty of Sc. The Hokkaido Imp. Univ. Series IV*, Bd. 3, No. 3—4 (1936), 317.
42. L. HAUSER: Diaphoritische Karintin-Granatamphibolite aus der Grauwackenzone von Leoben. *Tscherm. Min. Petr. Mitt.* Bd. 50 (1939), 181.
43. FR. HEGEMANN: Über die Migmatitstockwerke des Bayerischen Waldes. *Fortschr. Min. Krist. Petr.* Bd. 21 (1937), 50.
44. ALB. HEIM: Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz*, Lief. 25 (1891).
45. — Geologie der Schweiz, Leipzig 1919—21, Bd. II.
46. H. HENTSCHEL: Der Eklogit von Gilsberg und seine metamorphen Umwandlungsstufen. *Tscherm. Min. Petr. Mitt.* Bd. 49 (1937), 42.

47. H. H. HESS: The problem of serpentization and the origin of certain chrysotile, asbestos, talc and soapstone deposits. *Econ. Geol.* Bd. 28 (1933), 634.
48. — A primary peridotite magma. *Am. J. of Sc.* Bd. 35 (1938), 321.
49. L. HEZNER: Der Peridotit von Loderio. *Vierteljahrsschr. der Natf. Ges. Zürich*, No. 54 (1909).
50. D. HOENES: Magmatische Tätigkeit, Metamorphose und Migmatitbildung im Grundgebirge des südwestlichen Schwarzwaldes. *N. Jb. Min. B. B., Abt. A* (1940/41), 153.
51. P. J. HOLMQUIST: Typen und Nomenklatur der Adergesteine. *Geol. Förenin. Förhandl.* Bd. 43 (1921), 612—631.
52. W. VAN HOLST-PELLEKAAN: Geologie der Gebirgsgruppe des Piz Scopi. *Diss. Zürich* 1913.
53. J. JAKOB: Untersuchungen über magmatische Injektionserscheinungen im Oberwallis. *Diss. Zürich* 1919.
54. — Anleitung zur chemischen Gesteinsanalyse. Berlin 1928.
55. — Beiträge zur chemischen Konstitution der Glimmer VII. Bisherige Resultate der Muskovitforschung. *Z. f. Krist.* Bd. 72 (1930), 327.
56. J. JAKOB, C. FRIEDLAENDER, E. BRANDENBERGER: Über Neubildung von Serizit. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* Bd. 13 (1933), 74.
57. J. JAKOB, E. BRANDENBERGER: Chemische und röntgenographische Untersuchungen an Amphibolen II und III. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* Bd. 15 (1935), 146; Bd. 17 (1937), 220.
58. W. KLEBER: Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes No. XII. Über das Amphibolitvorkommen vom Bannstein bei Haslach im Kinzigtal. *Sitz.-Ber. der Heidelberger Akad. der Wiss.* (1942), 1.
59. L. KRIGE: Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung. *Diss. Zürich* 1918. *Ecl. geol. Helvet.*, vol. 14 (1918).
60. W. KOCH: Metatexis und Metablastesis in Migmatiten des nordwestlichen Thüringer Waldes. *Tscherm. Min. Petr. Mitt.* Bd. 51 (1940), 1.
61. J. KOENIGSBERGER: Über Kohle in Granatglimmerschiefern des Gotthard, über das vermutliche Alter dieser Gesteine und ihre Entstehung. *Eclog. geol. Helvet.* Bd. 10 (1908), 526.
62. — Beobachtungen im Gotthardmassiv. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* Bd. 10 (1930), 140.
- 62a. J. KOENIGSBERGER, R. L. PARKER, P. NIGGLI: Die Mineralien der Schweizeralpen. Basel 1940.
63. J. KOENIGSBERGER: Über tektonische Metamorphose, Mineralvorkommen und Pegmatite im oberen Tessintal. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* Bd. 22, (1942), 85.
64. E. KÜNDIG: Beiträge zur Geologie und Petrographie der Gebirgskette zwischen Val Calanca und Misox. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* Bd. 6 (1926), 1.
65. — Selektive Metamorphose. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* Bd. 6 (1926), 300.
66. H. LEITMEIER: Das Smaragd-vorkommen im Habachtal in Salzburg und seine Mineralien. *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, Bd. 49 (1937), 245.
67. — Einige neuere Mineralvorkommen im Gebiete des Habachtales, ein Beitrag zur Kenntnis der Entstehung der Zentralgranitgneise der Hohen Tauern. *Tscherm. Min. Petr. Mitt.* Bd. 53 (1942), 295.

68. M. LUGEON: Les Hautes Alpes Calcaires entre la Lizerne et la Kander. Beitr. Geol. Karte der Schweiz, Neue Folge, 30. Lief. 1914.
69. M. MACGREGOR, C. WILSON: On granitization and associated processes. Geol. Mag. Bd. 76 (1939), 193.
70. W. MINDER: Beiträge zur Petrographie des mittleren Aarmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 12 (1932), 353.
71. P. NIGGLI: Die Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone am Nordrande des Gotthardmassivs. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, Neue Folge, 36. Lief., 1912.
72. — Gesteins- und Mineralprovinzen. Bd. I, Einführung, 1923.
73. — Tabellen zur allgemeinen und speziellen Mineralogie. Berlin, 1927.
74. — Die chemisch-mineralogische Charakteristik der metamorphen Paragesteinsprovinz am Südrande des Gotthardmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 9 (1929), 160.
75. P. NIGGLI, F. DE QUERVAIN, R. U. WINTERHALTER: Chemismus schweizerischer Gesteine. Beiträge z. Geologie der Schweiz. Geotechn. Serie, Lief. 14 (1930).
76. P. NIGGLI: Die quantitativ-mineralogische Klassifikation der Eruptivgesteine. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 11 (1931), 296.
77. — Zur Mineralchemie der Eruptivgesteine und Pegmatite. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 12 (1932), 204.
78. — Zur Zusammensetzung und Bildung der Serizite. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 13 (1933), 84.
79. — Die chemische Klassifikation der metamorphen Gesteine. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 14 (1934), 464.
80. — Die Hauptstrukturlinien der Schweizeralpen und ihre geopolitische Bedeutung. „Die Alpen“. Bd. 10 (1934).
81. — Zur mineralogischen Klassifikation der Eruptivgesteine. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 15 (1935), 295.
82. — Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 16 (1936), 295.
83. — Die Magmentypen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 16 (1936), 335.
84. P. NIGGLI, F. DE QUERVAIN, R. U. WINTERHALTER: Geotechnische Karte der Schweiz, Blatt 4, mit Erläuterungen, 1938.
85. P. NIGGLI, H. PREISWERK, O. GRÜTTER, L. BOSSARD, E. KÜNDIG: Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal. Beitr. zur Geol. Karte der Schweiz, Neue Folge, 71. Lief. 1936.
86. P. NIGGLI: Über die chemische Zusammensetzung der Alkaliglimmer. Z. f. Krist. Bd. 96 (1937), 89.
87. — Das Magma und seine Produkte, I. Teil: Physikalisch-chemische Grundlagen. Akad. Verlagsges. Leipzig, 1937.
88. — Die komplexe gravitative Kristallisationsdifferentiation. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 18 (1938), 610.
89. — Lehrbuch der Mineralogie, 3. Auflage, Bd. 1 bis 3. Berlin, 1941—43 (z. T. im Druck).
90. — Das Problem der Granitbildung. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 22 (1942), 1.
91. N. OULIANOFF: Massifs hercyniens du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges. Geol. Führer der Schweiz., Schweiz. geol. Ges. 1934, 121.

92. C. PALACHE, H. E. VASSAR: Some minerals of the Keweenawan copper deposits. *Am. Min. Bd.* 10 (1925), 416.
93. R. L. PARKER: Die Gesteine der Talklagerstätten von Disentis und Surrhein im Bündner Oberland. *Diss. Univ. Zürich*, 1920.
94. H. v. PHILIPSBORN: Beziehungen zwischen Lichtbrechung, Dichte und chemischer Zusammensetzung in der Granatgruppe. *Abh. der mathem. physik. Kl. der sächs. Akad. der Wiss.* No. III, Leipzig, Bd. 40 (1928), 1.
95. G. v. RATH: Mineralogische und geognostische Beobachtungen im Quellgebiet des Rheins. *Z. der deutsch. geol. Ges.* Bd. 14 (1862), 369.
96. H. H. READ: On zoned associations of antigorite, talc, aktinolite, chlorite and biotite in Unst. *Min. Mag. Bd.* 23 (1932—34), 519.
97. M. REINHARD: *Universaldrehtischmethoden*. Basel 1931.
98. — Über Gesteinsmetamorphose in den Alpen. Auszug aus einem Vortrag, gehalten am 20. März 1935 in der Minjouwkundigen Vereeniging zu Delft.
99. T. DU RIETZ: Peridotites, Serpentine and Soapstones of Northern Sweden. *Geol. Förenin. Förhandl.* Bd. 57 (1935), 135.
100. B. SANDER: *Gefügekunde der Gesteine*. Wien, 1930.
101. K. H. SCHEUMANN: Zur Nomenklatur migmatischer und verwandter Gesteine. *Tscherm. Min. Petr. Mitt.* Bd. 48 (1936), 297.
102. — Über die petrographische und chemische Substanzbestimmung der Gesteinsgruppe der roten Gneise des sächsischen Erzgebirges und der angrenzenden Räume. *Tscherm. Min. Petr. Mitt.* Bd. 50 (1938), 391.
103. — Metatexis und Metablastesis. *Tscherm. Min. Petr. Mitt.* Bd. 48 (1936), 402.
104. — Das Problem der Cordieritgneise im sächsischen Granulitgebirge. *Tscherm. Min. Petr. Mitt.* Bd. 53 (1941), 53.
105. K. SCHLOSSMACHER: Datensammlung gesteinsbildender Mineralien für 1935. *Fortschr. der Min. Krist. Petr.* Bd. 25 (1941), 8.
106. C. SCHMIDT: Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. *Petrographischer Anhang. Beitr. zur Geol. Karte der Schweiz*, Lief. 25 (1891).
107. J. J. SEDERHOLM: Über die Entstehung der migmatitischen Gesteine. *Geol. Rundschau*, Bd. 4 (1913), 174.
108. — On Migmatites and associated pre-Cambrian rocks of S. Finland. Part I, II, III. *Bull. Comm. géol. Finl.* No. 58 (1923), 153; 77 (1926), 143; 107 (1934), 68.
109. — Von Granit und Gneis. *Bull. Comm. géol. Finl.* No. 23 (1907), 1.
110. A. SCHNEIDER: Der Diallagperidotit und seine Umwandlungsprodukte auf Gigestaffel südlich Andermatt. *Diss. Zürich* 1912.
111. E. V. SHANNON: The Minerals of Idaho. *Bull. U. S. Nat. Mus.*, No. 131 (1926), 372.
112. R. SONDER: Untersuchungen über den Differentiationsverlauf der spät-paläozoischen Granitintrusion im zentralen und westlichen Gotthardmassiv. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* Bd. 1 (1920), 1.
113. J. SPICHER: Geologie und Petrographie des oberen Val d'Isonne (südliches Tessin). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* Bd. 20 (1940), 17.
114. R. STAUB: Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden. V. Deutung der Urserenmulde. *Eclogae geol. Helvet.* Bd. 31 (1938), 351.

115. R. STAUB: Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. 1. Fortsetzung, II: Der Deckenbau der Westalpen. Vierteljahrschr. der Nat.forsch. Ges. Zürich, Jg. 77, Heft 1/2 (1942), 2.
116. H. STILLE: Einführung in den Bau Amerikas. Berlin (1940), 5.
117. A. H. STUTZ: Die Gesteine der Arollaserie im Valpelline (Provinz Aosta, Oberitalien). Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 20 (1940), 117.
118. E. TRÖGER: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine, ein Nomenklaturkompendium. Berlin, 1935.
119. H. S. WANG: Petrographische Untersuchungen im Gebiet der Zone von Bellinzona. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 19 (1939), 21.
120. C. E. WEGMANN: Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rundschau, Bd. 26 (1935), 305.
121. F. WEIDENBACH: Die Amphibolite des Kinzig- und Renchgebietes und ihre Beziehungen zu den Schwarzwälder Gneisen. Jahresbericht und Mitt. des Oberrheinischen geol. Vereins. Ref.: WAGNER, Geol. Rundschau, S. 171, Bd. 26 (1935).
122. R. U. WINTERHALTER: Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthardmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 10 (1930), 38.

B. KARTEN UND TABELLEN

- I. K. v. FRITSCH: Geognostische Karte des St. Gotthard, 1873. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, Spezialkarte 6a.
- II. A. HEIM: Geol. Karte der Schweiz, 1:100 000, Blatt XIV, 1885.
- III. W. VAN HOLST-PELLEKAAN: Geologische Karte der Gebirgsgruppe des Piz Scopi. Diss. Zürich 1913.
- IV. L. KRIGE: Geologische Karte der Pioramulde. Diss. Zürich 1918.
- V. P. NIGGLI: Geologische Kartenskizze zwischen St. Gotthard und Lukmanier, 1921, nicht veröffentlicht.
- VI. E. AMBÜHL: Geologische Übersichtskarte des zentralen Gotthardmassivs, 1929.
- VII. P. NIGGLI, H. PREISWERK, O. GRÜTTER, L. BOSSARD, E. KÜNDIG: Geologische Karte der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal, 1936, Spezialkarte 116.
- VIII. R. U. WINTERHALTER: Geologische Kartenskizze des Gotthardmassivs, 1930.
- IX. — Geologische Profile durch das Gotthardmassiv, 1930.
- X. — Geologische Kartenskizze der Medelsergruppe 1:50 000, 1930.
- XI. H. v. PHILIPSBORN: Tabellen zur Berechnung von Mineral- und Gesteinsanalysen. Leipzig 1933.
- XII. A. N. WINCHELL: Elements of optical mineralogy. New York 1933.

C. TOPOGRAPHISCHE UNTERLAGEN

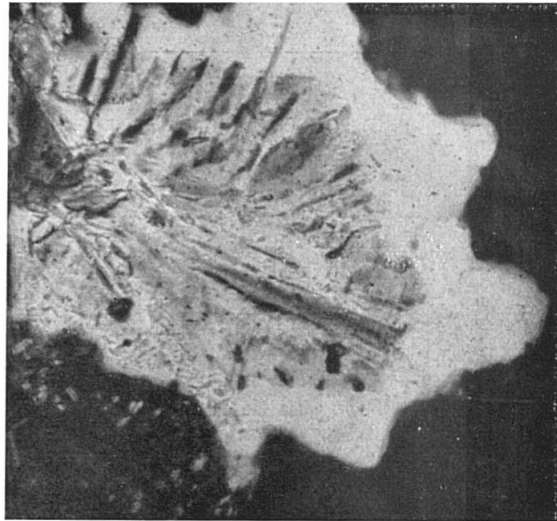
- a) Dufourkarte 1:100 000, Blatt St. Gotthard.
- b) T. A. der Schweiz (Siegfriedatlas), Blatt 411 (Six Madun), Blatt 504 (Faido), Übersichtsblatt: Gotthardpass.
- c) Unveröffentlichte photogrammetrische Karte der Eidgenössischen Landestopographie, 1:25 000, Südostecke Blatt Six Madun.

TAFEL I

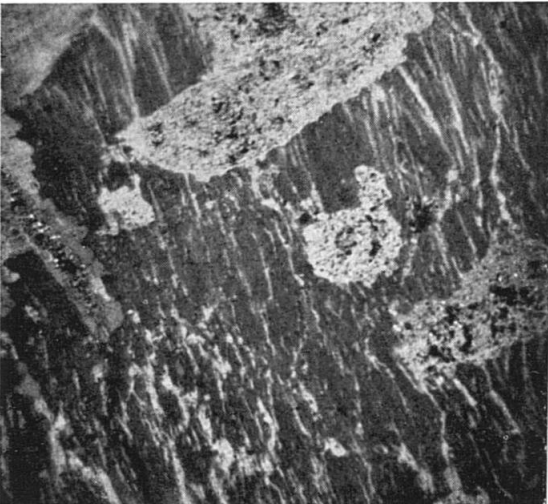
1



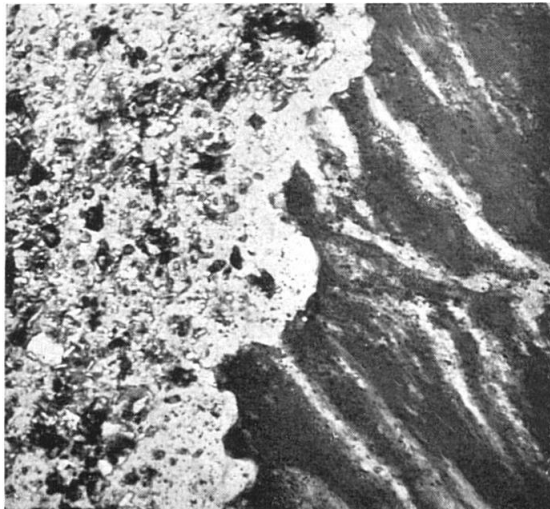
2



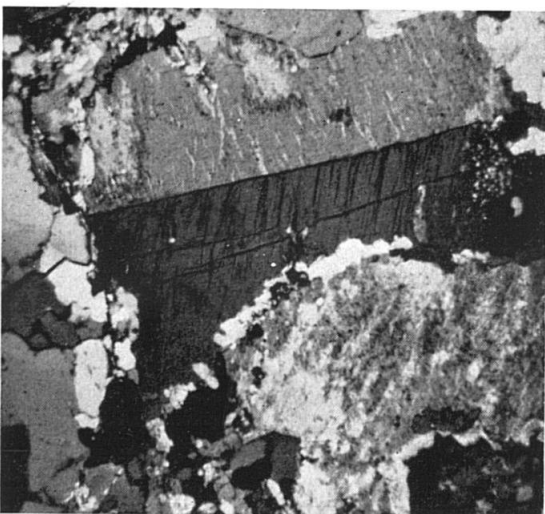
3



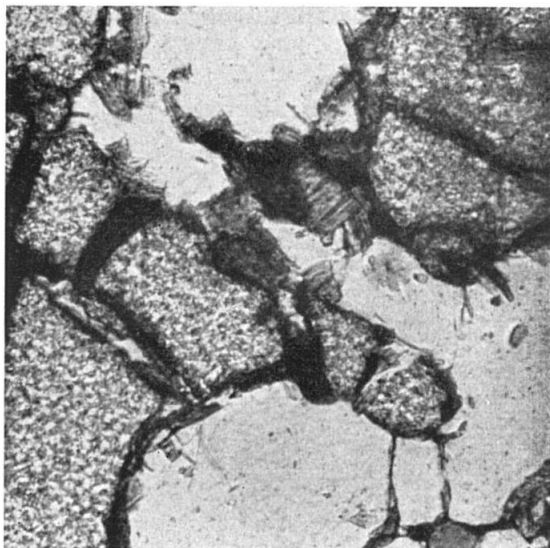
4



5



6



Leere Seite
Blank page
Page vide

Tafel I.

- Fig. 1. Feingliederiger Myrmekit verdrängt Alkalifeldspat. In kalifeldspatreichem Orthogneis, Typ Ic, Val Platta. Vergrößerung ca. 125:1.
- Fig. 2. Myrmekit mit Serizitfüllung ist von zersetzungsproduktfreiem Albit umrandet, welcher Schachbrettalbit verdrängt. Älterer Myrmekit aus monoschematischem Mischgneis, Typ IIa. Südwestseite Piz Vitgira Südgipfel. Vergrößerung ca. 125:1.
- Fig. 3. Einschlüsse seriziterfüllter idiomorpher Plagioklase in Kalifeldspatperthit des Medelsergranit. Linke Seite Val Medels. Vergrößerung ca. 25:1.
- Fig. 4. Zersetzungsproduktfreier Rand um seriziterfüllten Plagioklas in Kalifeldspatperthit des Medelsergranit, gleiches Gestein wie Fig. 3. Vergrößerung ca. 125:1.
- Fig. 5. Alkalifeldspatperthit wird durch Schachbrettalbit (rechts unten) und Albitränder um Plagioklaseinschlüsse verdrängt. Medelsergranit. Val Casaccia. Vergrößerung ca. 25:1.
- Fig. 6. Schmelzlöcher von Quarz in Granatrelikten der Orthogneise. Il Parlet, Val Medels. Vergrößerung ca. 125:1.

Tafel II.

Exochorismite mit stereogenem Kyriosom (Paläosom) und chymogenem Akyrosom (Neosom). Für Merismit und Phlebit wurden Bilder aus der Injektionszone von Oberwald verwendet, da solche Bildungen im SE-Gotthardmassiv selten sind.

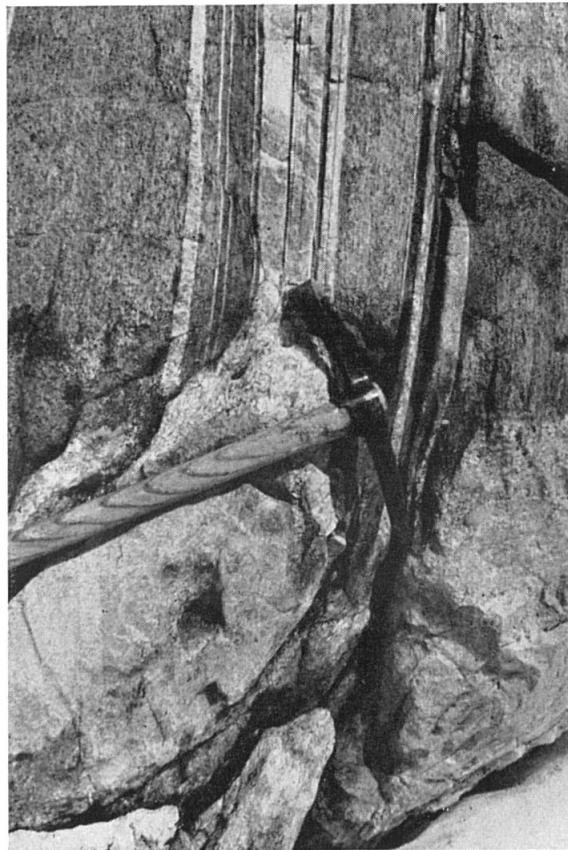
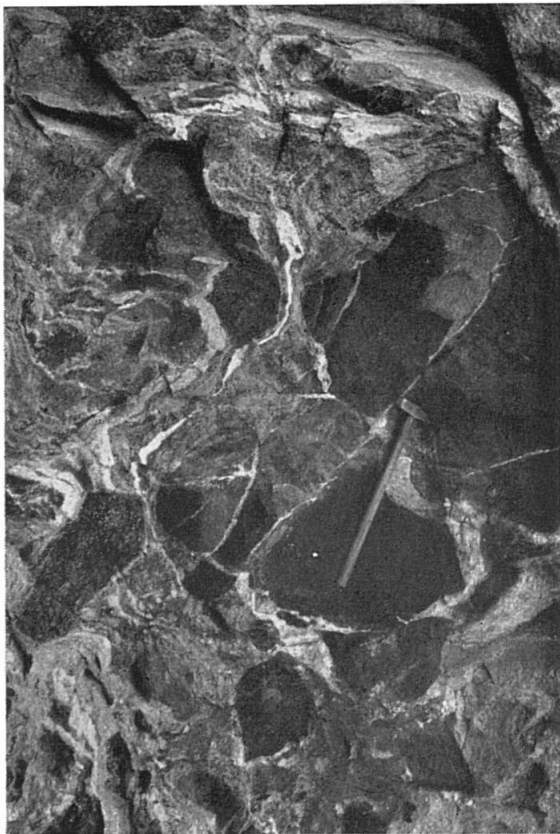
- Fig. 1. Ophtalmit mit quarz-feldspatreichem Akyrosom (Pegmatitknollen). Val Cadlimo, unterhalb Staumauer.
- Fig. 2. Phlebit mit amphibolitischem Kyriosom und Aplitadern. Injektionszone von Oberwald. St. Nikolaus. Phot. W. FEHR (aus GRUBENMANN-NIGGLI 40).
- Fig. 3. Merismit mit aplitischem Akyrosom und hörnblenditischem Kyriosom. Beide Anteile in zwei verschiedenen Phasen chymogen geprägt. Injektionszone von Oberwald. St. Nikolaus. Phot. W. FEHR (aus GRUBENMANN-NIGGLI 40).
- Fig. 4. Stromatit mit aplitischem Akyrosom ausgehend von Pegmatitgängen. Il Parlet, Westseite Val Medels.

Leere Seite
Blank page
Page vide

TAFEL II



2

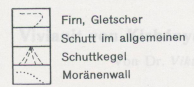


4

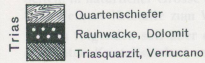
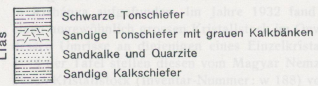
Leere Seite
Blank page
Page vide

GEOLOGISCHE KARTENSKIZZE DES SÜDÖSTLICHEN GOTTHARDMASSIVS 1:25000

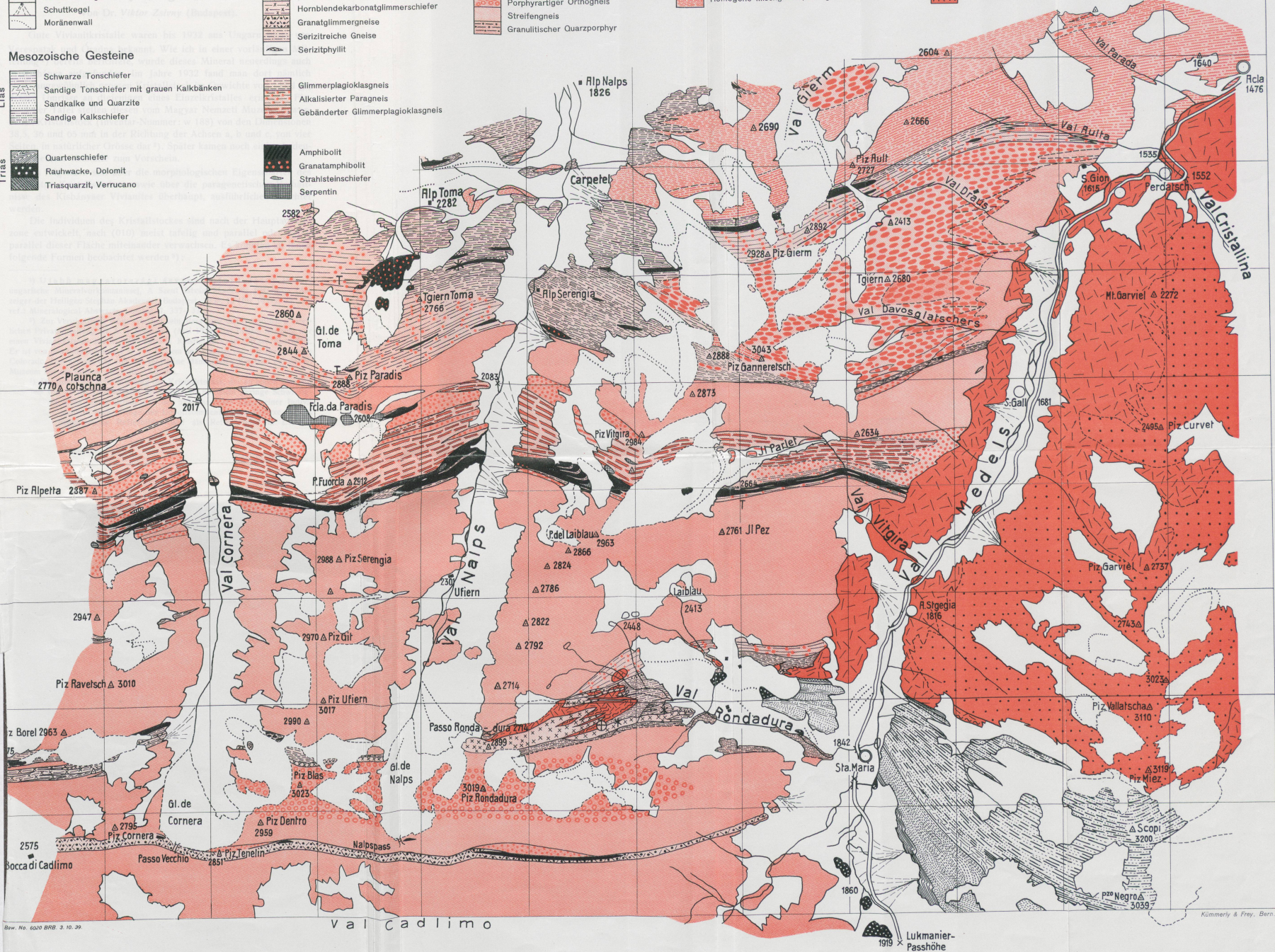
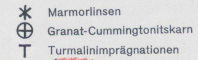
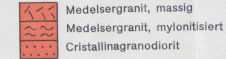
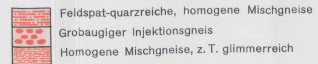
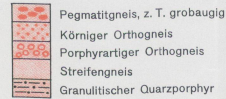
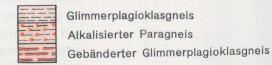
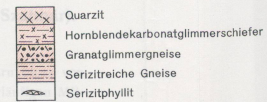
Aufgenommen in den Jahren 1938 bis 42 von H. Huber



Mesozoische Gesteine



Prätriadische Gesteine



Leere Seite
Blank page
Page vide