

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band: 36 (1956)
Heft: 2

Artikel: Petrographie und Geologie des Gebiets zwischen Val Zavràgia-Piz Cavel und Obersaxen-Lumbrein (Gotthardmassiv-Ostende)
Autor: Fehr, Arthur
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-28500>

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 27.01.2026

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

Petrographie und Geologie des Gebiets zwischen Val Zavrugia-Piz Cavel und Obersaxen-Lumbrein (Gotthardmassiv-Ostende)

Von *Arthur Fehr* (Niederwil, Thurgau)

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	351
Einführung	352
Übersicht, Problemstellung	353

Kapitel 1. Das Altkristallin und seine herzynischen Intrusionen

A. Paragneise	354
I. Nördlicher Parakomplex	354
II. Südlicher Parakomplex	355
a) Die Gesteinstypen	355
1. Muskowit-Chlorit-Albitgneise	355
2. Chlorit-Muskowitschiefer	356
3. Zweiglimmergneise	357
4. Zweiglimmerschiefer	358
5. Muskowitgneise	359
6. Serizit-Schiefer bis Phyllite	360
7. Serizit-Muskowit-Quarzite	361
b) Feldbeobachtungen	362
c) Genese der Paragneise	363
B. Amphibolite	366
I. Die nördlichen Amphibolite	366

a) Die Gesteinstypen	367
1. Albit-Amphibolite	367
2. Chloritgneise (bis -schiefer)	368
b) Feldbeobachtungen, Genese	370
II. Die südlichen Amphibolite	372
C. <i>Mikroklinführende Gneise</i>	373
a) Physiographie, Chemismus	376
I. Zentrale Flatschen- und Augengneise	376
α) K-feldspatführende Albitgneise	377
1. Biotit- bzw. Chloritgneise	377
2. Muskowitgneise	377
β) Quarzitische Muskowitgneise	378
II. Augengneise südlich der Val Largia	381
1. Serizitgneise	382
2. Quarzitische Muskowitgneise	382
III. Flatschige Muskowitgneise östlich der Val Gronda	384
1. Muskowit-Albitgneise	384
2. Plagioklasfreie Muskowitgneise	385
IV. Helle Muskowitgneise des Piz Titschal-Piz Lad	387
V. Augengneise der unteren Val Gronda	389
b) Grundsätzliche Diskussion der Entstehungsgeschichte, Vergleiche mit anderen Gebieten	391
D. <i>Granitgneise</i>	394
I. Granitgneis der unteren Val Gronda	394
α) Grobkörniger Granitgneis	394
β) Feinkörniger Granitgneis	396
Chemismus, Genese	398
II. Granitgneis der Alp Ramosa	399
Chemismus	400
Feldbeobachtungen, Genese	401
E. <i>Ganggesteine</i>	401
1. Pegmatite	401
Zur Graufärbung des Mikroklin	403
2. Aplite	407
3. Quarzporphyre	411
4. Albit-Quarz-Dioritporphyrite	417

<i>F. Vererzungen</i>	421
<i>G. Zusammenfassung</i>	422

Kapitel 2. Die Sedimenthülle des Altkristallins

<i>A. Die nördlichen Sedimente</i>	424
I. Gesteinstypen, Verbreitung	424
a) Permokarbon	424
1. Karbon	424
2. Ilanzer Verrucano	425
3. Phyllitischer Verrucano	427
α) Violette tonige bis sandige Phyllite	427
β) Fleckige, knotige Phyllite	429
b) Trias	430
1. Triasbasis-Quarzit	430
2. Rauhwacke, Dolomit	431
c) Ganggesteine im Permokarbon	432
II. Stratigraphie, Tektonik	434
<i>B. Die südlichen Sedimente</i>	439
I. Gesteinstypen	439
1. Quarzitischer Verrucano	439
2. Triasbasis-Quarzit bis -Arkose	440
3. Dolomit, Rauhwacke, Marmore	441
4. Quartenschiefer	441
5. Die gotthardmassivischen Bündnerschiefer	442
II. Tektonik, Stratigraphie	443
<i>C. Morphologie, Quartär</i>	447
Zusammenstellung der Gewichtsprocente und Molekularwerte der neuen Gesteinsanalysen	448
Literaturverzeichnis	449

Vorwort

Vorliegende Arbeit wurde auf Anregung von Herrn Prof. Dr. P. NIGGLI im Sommer 1950 begonnen und nach seinem 1953 so rasch erfolgten Hinschied unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. C. BURRI zum Abschluss gebracht. Den ausgedehnten, durch unbeständige Witterung häufig ver-

zögerten Feldaufnahmen waren die Sommermonate der Jahre 1950—1954 gewidmet, mikroskopische, chemische und übrige experimentelle Untersuchungen wurden in der Zwischenzeit, neben meiner Tätigkeit als Assistent, im Mineralogisch-petrographischen Institut der ETH und der Universität Zürich durchgeführt.

Es ist mir ein grosses Bedürfnis, an dieser Stelle meinen geschätzten Lehrern, vor allem den Herren Professoren Dr. C. BURRI, Dr. J. JAKOB, Dr. F. LAVES, Dr. R. L. PARKER, Dr. F. DE QUERVAIN für ihre mannigfaltigen Ratschläge und ihre bereitwillige Hilfe meinen aufrichtigen Dank auszusprechen. Dankbar gedenke ich des unermüdlichen Interesses, das Herr Prof. Dr. P. NIGGLI † meiner Arbeit entgegenbrachte.

Besonders verpflichtet fühle ich mich auch meinen Terrainnachbarn, den Herren Prof. Dr. E. NIGGLI und H. MÜLLI, von denen ich auf interessanten Exkursionen und in anregenden Diskussionen manchen nützlichen Hinweis erhielt.

Des weiteren spreche ich meinen besten Dank den Herren Dr. J. KREBS, Prof. Dr. W. LEUPOLD und Dr. R. U. WINTERHALTER aus, die durch ihre grosse Erfahrung viel zum Verständnis der Geologie meines Arbeitsgebiets und seiner weiteren Umgebung beigetragen haben.

Mit meinen Studienkameraden verbindet mich die schöne Erinnerung an die gemeinsame Studienzeit, an fördernde wissenschaftliche Gespräche und Unterstützung. Ihnen allen sei dafür herzlich gedankt.

Einführung

Das untersuchte Gebiet, das geologisch das Altkristallin des östlichsten Gotthardmassivs und seiner unmittelbar benachbarten Sedimenthülle umfasst, ist folgendermassen begrenzt: im E schliesst es an einer Linie, die von Meierhof W am Piz Sezner vorbei nach Lumbrein im oberen Lugnez, d. h. ungefähr parallel der Grenze gotthardmassivische Trias-Bündnerschiefer verläuft, an das Arbeitsgebiet von Prof. E. NIGGLI. Für die Ausdehnung nach S war die gleiche geologische Linie massgebend, die hier dem Glenner entlang über den Piz de Vrin, die südliche Alp Ramosa zum Piz Tgietschen weiterzieht. Im W stösst das bearbeitete Terrain an der morphologisch markanten Linie P. Tgietschen–P. Cavel–P. Gren–P. Val Gronda–Piz Titschal–Osthang der unteren Val Zavrugia an das Arbeitsgebiet von H. MÜLLI. Nach N erstrecken sich die Feldaufnahmen über den Vorderrhein bis zum Raum S der markanten Trias von Schlans und Capeder.

Die geologische Kartierung erfolgte auf Vergrösserungen 1:10 000 der neuen Landeskarte, Blätter 513 (Disentis-E) und 514 (Safiental-W). Wegen der Verkleinerung auf den Masstab der beiliegenden Kartenskizze waren verschiedene Vereinfachungen der Originalaufnahmen unumgänglich. Zur photogeologischen Auswertung wurden photographische Luftaufnahmen der Eidg. Landestopographie beigezogen.

Frühere Kartierungen des in Frage stehenden Gebiets sind eher spärlich und mehr übersichtsmässig. Solche stammen von ALB. HEIM (1885, 1911), Teile desselben sind enthalten auf den Karten von C. SCHMIDT (1906), FR. WEBER (1922, 1924, beide mit Profilen), P. NIGGLI (unveröffentlicht), R. HELBLING und E. WEBER (1951).

Beobachtungen, die im kartierten Terrain oder in seiner näheren Umgebung gemacht wurden, sind publiziert bei ALB. HEIM (1891, 1921), L. WEHRLI (1896), J. KÖNIGSBERGER (1909), P. NIGGLI und W. STAUB (1914), C. FRIEDLAENDER (1930), R. U. WINTERHALTER (1930), J. OBERHOLZER (1933), O. AMPFERER (1934), L. WYSSLING (1950), R. STAUB (1954).

Übersicht, Problemstellung

Wie schon seit langem bekannt, nimmt das im Zentrum steilgestellte Gotthardmassiv (im folgenden mit GM bezeichnet) gegen E hin immer flachere Lagerung an, bis es, im Gegensatz zum W-Ende, in beträchtlicher Breite und mit schwachem östlichem Axialgefälle (ca. 10—20°) unter seiner Sedimenthülle verschwindet.

Dieses Absinken des Altkristallins nach E hin erlaubte den penninischen Decken, vor allem der Adula-Decke, in diesem Raum das Massiv seitlich zu überfahren und ihm einen eigentlichen Deckenbaustil aufzuprägen. Im Zusammenhang damit wurden seine Gesteine unter relativ geringmächtiger Bedeckung alpin einer ausgesprochen epizonalen, destruktiven Dislokationsmetamorphose mit z. T. extrem kataklastischen, kaum rekristallisierten Strukturen unterworfen. Diese Diaphthorese führte primär unterschiedliche Mineralbestände in eine über grosse Räume vor allem makroskopisch nur wenig variable Epifazies über. Aus diesem Grunde sind auf älteren Karten und Übersichtsdarstellungen diese Gneise als einheitliche, kaum gegliederte Paraserie dargestellt. Es galt nun, durch intensives und zeitraubendes Detailstudium von ca. 400 Dünnschliffen bereits herzynisch vorliegende, jetzt nur noch reliktsche Mineralbestände und Strukturen aufzuspüren. Dadurch, im Verein mit immer ausgedehnteren Feldbegehungen, gelangte

der Verfasser dazu, diese grossen Gneismassen in verschiedene Serien zu gliedern, die wegen allerdings untergeordneter K-Feldspatführung zum grössten Teil als schwach injiziert aufgefasst werden müssen.

In dieses Altkristallin, bestehend aus reinen Paragneisen und Amphiboliten und den weitaus überwiegenden, etwas Mikroklin führenden Gneisen, sind verschiedene, wahrscheinlich herzynische Ganggesteine sowie Granitgneisstöcke fraglichen Alters eingelagert (Kapitel 1).

Darüber legen sich permische, triadische und liasische Sedimente, die, weil sie sich im S und im N hinsichtlich Paragenese und Lagerung z. T. deutlich unterscheiden, in zwei getrennten Abschnitten behandelt werden (Kapitel 2, A und B).

KAPITEL 1

Das Altkristallin und seine herzynischen Intrusionen

A. Paragneise

I. Nördlicher Parakomplex

Auf der N-Seite des Altkristallins bauen sie im Gebiete der Vorderalp und der Rossbodenalp eine relativ geschlossene, WSW-ENE verlaufende, bis etwa einen km breite Zone auf, welche als östlichster Ausläufer der Paragneise aufzufassen ist, die lückenlos bis ans Westende des GM, d. h. ins Oberwallis, in wechselnder Mächtigkeit weiterziehen und über denen sich, gegen N hin, die jüngere nördliche Sedimenthülle abgelagert hat. Die Abgrenzung dieses nördlichen Komplexes gegen S ist sehr fragwürdig, indem in dieser Richtung die Gneise makroskopisch allgemein heller werden und sich eine schwache Injektion vor allem durch Zufuhr von K-Feldspat¹⁾ abzuzeichnen beginnt. Ihr Verlauf ganz im E und ihr Zusammenhang mit östlich anschliessenden Gesteinen ist leider durch Moräne und Sackungsmaterial unserer Beobachtung entzogen.

Mengenmässig herrschen hier Chlorit-Muskowit-Albitgneise weitaus vor, daneben finden sich mehr als Einlagerungen Muskowit-

¹⁾ K-Feldspat bedeutet im folgenden K-Feldspat mit wechselndem, aber zurücktretendem Na-Gehalt.

Chloritschiefer, Zweiglimmergneise, Zweiglimmerschiefer, Muskowitgneise, Serizitschiefer, Phyllite.

II. Südlicher Parakomplex

In der unteren V. Larga und auf Alp Cavel treten in beschränkterer Ausdehnung helle Muskowitgneise bis -schiefer und vor allem Serizit-quarzite auf, während Biotit- und Chloritgneise hier stark zurücktreten, vornehmlich gegen W hin (Alp Cavel).

Da die beiden Einheiten sich weniger durch grundsätzliche Verschiedenheit der Gesteinstypen, als vielmehr durch ein individuelles Mengenverhältnis der letzteren unterscheiden, seien sie hinsichtlich Physiographie miteinander behandelt.

a) DIE GESTEINSTYPEN

1. Muskowit-Chlorit-Albitgneise

Besonders verbreitet im nördlichen Parakomplex.

Makroskopisch: Meist graugrüne, braun anwitternde Gneise mit feinem Korn (d $\frac{1}{2}$ mm und kleiner). Mannigfaltige Übergänge von vollkommen homogenen zu flatschigen Typen mit Quarz- oder Quarz-Albitlinsen, die bis 1 cm dick sein können. Übergänge von glimmerreichen Bereichen zu den hellen sind fast immer diffus. Auf dem Hauptbruch ist gut geregelter Chlorit sowie Muskowit (d bis 2 mm) angereichert. Serizitreiche, muskowitarmer Varietäten sind häufig, vor allem im N gegen das Permokarbon hin. Ganz vereinzelt lassen sich vollständig chloritisierte Granate mit d bis 5 mm beobachten.

Mikroskopisch:

Quarz (30—40%, bis 70%): Immer stark beansprucht und undulös. Einerseits kristalloblastisch in Lagen gelängt und darauf alpin in polygonales Pflaster zerbrochen. Andererseits als isolierte Porphyroklasten mit Mörtelkränzen. Dann wieder baut er mit Albit ein feinkörniges Grundgewebe auf. Nach seiner Kataklase ist er meist gar nicht oder nur schwach rekristallisiert, ersichtlich an beginnender randlicher Verfingerung.

Albit (50—60%): Unregelmässig bis linsig-feinzackig begrenzt, fast immer mit unregelmäßigem Serizit gefüllt. Lamellen fehlen oft und sind bei Anwesenheit gern verbogen oder verworfen und dann sehr dünn. Vorwiegend nach dem Albitgesetz verzwillingt, weniger nach dem Periklingesetz, nach welchem die Lamellen immer breiter sind. Der Serizit kann gelegentlich eine deutliche Regelung nach den Lamellen aufweisen (s. auch ANDREATTA, 1954). Feinkörniger Zoisit in Insekten-eierform füllt die Albite etwa zentral und fleckig aus. Frische Albitränder sind hier nur untergeordnet, ebenso Schachbrettalbite, die, wie oft auch in andern Gesteinen wahrgenommen, nie Serizitfüllung zeigen. In wenigen Schlifften ist der Albit mit feinsten Schüppchen eines stark pleochroitischen Chlorits gefüllt. Wahrscheinlich wurden die alpin zertrümmerten Kristalle mit Chlorit imprägniert und sind später wieder rekristallisiert.

Chlorit (20—30%): Gut geregelt in Lagen oder Nestern. Pleochroismus parallel n_z resp. der Spaltbarkeit hellgrün, senkrecht dazu hellgelb. Einschlüsse

feinster Rutilnadeln, z. T. als Sagenitgewebe, fernèr Rutilhäufchen, Zoisit mit Orthitkern. Parallele Verwachsung mit Muskowit zeigt sich fast in jedem Schliff. Biotit kann reliktsch im Zentrum des Chlorits auftreten. Ein auffälliges Merkmal, das in fast allen chloritführenden Gesteinen meines Untersuchungsgebietes auftritt, besteht darin, dass die Chloritblätter in nach der s-Fläche angeordneten Linsen quergestellt sind. Diese Erscheinung lässt sich am ehesten damit erklären, dass der unter hydrothermalen Verhältnissen entstehende Chlorit in offene, linsige Hohlräume hineingewachsen ist. Mit ihm alternierender Muskowit steht dann ebenfalls senkrecht zur Schieferung. Grosse, einheitliche Chloritblätter erscheinen unter gekreuzten Nicols aus vielen Individuen zusammengesetzt. Durch eindringende limonitische Lösungen des öftern braun gefärbt. Selten ist ein reliktscher, farbloser Granat, der sich in feinblättrigen Chlorit umwandelt. Chlorit $n_z \sim n_y$ ca. 1,620.

Muskowit: Einzeln in Lagen oder zahlreiche Blätter in Strähnen, d bis 2 mm. Bei grösseren Dimensionen ist er gerne verbogen oder seitlich zerfranst. Unregelmässige Bezirke sind von kaum beanspruchtem Quarz ausgefüllt. Auf seine Kosten kann die Menge des Serizites anwachsen. Wenn hinsichtlich Grösse Übergänge verbinden, ist eine mechanische Zerreibung des Muskowits nicht ausgeschlossen. Fehlen solche bei überwiegendem Serizit, so könnte angenommen werden, dass Muskowit auch primär nur ganz untergeordnet vorhanden war, was man etwa gegen das Permokarbon hin feststellen kann.

Nebengemengteile: Rundlicher Zirkon, Apatit, grünlicher Epidot, Orthit, schwach idiomorpher Apatit, Titanit, Kalzit, randlich verrosteter Pyrit, Ilmenit mit Leukoxenrändern. An wenigen Stellen kommt etwas Turmalin vor, der einen hellgelben-bräunlichgelben Pleochroismus besitzt, schwach geregelt und gerundet ist, mit d bis 0,6 mm.

2. Chlorit-Muskowitschiefer

Sie sind regellos in den Gneisen vom Typus 1 eingelagert und gehen durch zunehmende Verglimmerung aus letzterem hervor.

Makroskopisch: Allgemein sind sie bedeutend weicher als die Gneise und führen anstelle von Muskowit oft nur Serizit, der fleckig auf dem Hauptbruch sitzt. Sie sind immer sehr feinkörnig, vereinzelt feinflatschig, wodurch sie im Verein mit ihrer graugrünen Farbe gewissen Verrucanophylliten sehr ähnlich werden. Bei reichlichem Serizit ist die Schieferfläche gerne feingefältelt. Hie und da kleine Erzkörner mit rostigem Hof, die die gelbbraune Anwitterungsfarbe bewirken.

Mikroskopisch:

Quarz (0—40%): Im Durchschnitt nicht so häufig wie in 1, jedoch ist Beanspruchungsgrad und Form durchaus ähnlich. In einigen Schliffen finden sich neben stark gepressten Individuen grössere mit gleichmässiger Auslöschung. Hier scheinen sich die alpinen Differentialbewegungen lediglich nach bestimmten Flächen vollzogen zu haben. — Schwache randliche, postserizitische Rekristallisation zeigt sich etwa an peripheren Seriziteinschlüssen. Risse sind oft mit Kalzit als jüngster Bildung ausgeheilt, d oft ca. 0,1 mm.

Chlorit (40—60%): In parallelen Linsen des öftern quergestellt und dann mit Muskowit gleicher Orientierung verwachsen. Immer feinste randliche Erz-

einschlüsse. Seine Natur wie in 1, in Ausnahmefällen ist der Pleochroismus intensiv grün-hellgelb. Risse sind mit Quarz verheilt. Reliktischer Biotit findet sich hier sehr spärlich; einzig feine Sagenitgewebe und Erzeinschlüsse deuten auf die sekundäre Natur des Chlorits hin. Um Erze, z. B. idioblastischen Magnetit, kann er Zerrhöhlräume ausfüllen. Er ist sicher älter als die Kataklyse des Quarzes, da er zwischen den Trümmern des letzteren nie auftritt.

Muskowit, resp. Serizit: In stark wechselnder Menge, in einzelnen Fällen bis 90%. Ohne Frage ist er im quergestellten Chlorit sicher nicht ein Produkt einer voralpinen Metamorphose, sondern wurde wie der Chlorit in linsigen Hohlräumen, die nur unter geringer Bedeckung möglich sind, alpin gebildet. Der Chlorit in der Umgebung scheint seine Sammelkristallisation zu begünstigen. Serizit umflasert in welligen Strähnen Quarz und Chlorit. Bei grösserer Menge ist die Wellung sehr einheitlich, d. h. die Wellenscheitel liegen auf zur Schieferung ca. senkrechten Geraden. Da sich Differentialbewegungen längs Glimmerhorizonten mit besonderer Leichtigkeit vollzogen und die Wegsamkeit erhöhten, sind hier gern erzführende Lösungen eingedrungen.

Nebengemengteile: Oft zerbrochener Apatit, etwa von Epidot umschlossen, Zoisit mit Orthitkernen, gerundeter Zirkon, schwach idioblastischer Titanit, Kalzit z. T. in durchsetzenden Adern. Selten Turmalin mit blaugrünlichem Rand und bräunlichem Kern, Rutil. Untergeordnet erscheint in dieser Gruppe eine wohl sekundäre Generation von Biotit. Diese besitzt einen Pleochroismus von grünlich-braun nach hellgelb. Sie ist durchwegs feinblättrig, ist kaum geregelt, ist nie im Zentrum des Chlorits angeordnet und gegen ihn oft scharf begrenzt. Dieser Biotit wäre demnach gleichzeitig mit letzterem oder später kristallisiert. Pyrit, Magnetit, Ilmenit mit Leukoxenrand.

3. Zweiglimmergneise

Sie bilden nicht sehr weitverbreitete Einlagerungen in 1, beschränken sich auf den nördlichen Parakomplex, innerhalb welchem sie sich gegen S etwas anreichern. Sie verdanken ihren Mineralbestand in erster Linie der herzynischen oder einer ältern Metamorphose.

Makroskopisch: Grünlichgraue bis dunkelgraue, fein- bis mittelkörnige, fein-flatschige bis homogene Gesteine. Auf dem Hauptbruch sitzt gut geregelter Biotit (d bis 2 mm) und meist weniger gut gerichteter Muskowit (d bis 1 mm) sowie Serizit. Der Biotit ist gern etwas ausgebleicht oder randlich chloritisiert.

Mikroskopisch:

Quarz (20—30%): Polygonal z. T. mit Albit vermischt in Linsen oder Lagen, die mitunter helizitisch gewunden sind. Gegen Albit ist er etwa glatt-buchtig begrenzt, wie wenn er von ersterem aufgezehrt würde.

Albit (20—30%, bis 80%): Trotz seiner unregelmässigen Begrenzung ist er bedeutend weniger kataklastisch als der Quarz. Gelegentliche Zwillingsslamellen sind sehr schmal. Im gleichen Kristall können sie randlich vorhanden sein, im Zentrum aber fehlen. Die Menge des eingeschlossenen Serizits ist beträchtlichen Schwankungen unterworfen. Bei dichter Fülle stellen sich Übergänge nach 4 ein. Als weitere Einschlüsse sind besonders für diese biotitführenden Typen zentral angeordnete Flecken feinen Zoisits charakteristisch, die auf einen ursprünglich

höheren Anorthitgehalt schliessen lassen. Dieser Zoisit ist, vor allem bei Leistenform, etwa nach den Lamellen des Albits parallel angeordnet. Ränder neugebildeten, einschlussfreien Albits sind keine Seltenheit. Diese Albitneubildung kann stärkeres Ausmass annehmen, so dass grössere, selbständige, frische Albite entstehen. Diese dürften aber nicht aus von weithergeführten Lösungen stammen, ist ihre Bildung doch nur lokal, d. h. kein über grössere Gebiete beobachtbares Phänomen.

Biotit (20—50%): Vom Rande her immer mehr oder weniger chloritisiert unter Ausscheidung feinsten stäbchenförmigen Erzes oder isometrischer Leukoxenkörnchen. Pleochroismus rotbraun bis dunkelbraun nach hellgelb. Dieser kann schwächer werden und man kann dann bei stärkster Vergrösserung ein äusserst feines Alternieren von Biotit und Chlorit, und zwar über den ganzen Kristall hinweg, wahrnehmen. Dieser durchgehend ähnliche Zersetzungsgrad ist bemerkenswert und ist nicht etwa der Ausbleichung des Biotits gleichzustellen. Häufige Einschlüsse sind gerundete Apatite sowie Zirkon, ohne pleochroitische Höfe. Zoisitstengel parallel der Spaltbarkeit eingewachsen.

Muskowit tritt hinter Biotit zurück und ist weniger gut geregelt. Er scheint teilweise älter als der Biotit zu sein, gegenüber dem er sich dann idiomorph verhält.

Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Epidot bis Zoisit, mit Orthitkern, Kalzit als einzelne Kristalloblasten oder als durchschlagende Adern, Rutil, Ilmenit mit Leukoxenhülle.

4. Zweiglimmerschiefer

Ausser im nördlichen Parakomplex treten sie zusammen mit den Zweiglimmergneisen lokal auch in den im folgenden zu behandelnden K-feldspatführenden Mischgneisen auf, wo sie das nicht injizierte Substrat des Altkristallins bilden.

Makroskopisch: Verglichen mit den entsprechenden Gneisen sind sie feinerkörnig und weicher. Grau mit mehr oder weniger Grünstich. Erzimprägnationen sind mit Vorliebe an sie gebunden. Gerade im südlichen Altkristallin, wo biotitführende Gesteine keine grosse Verbreitung besitzen, darf das wiederholte Zusammenvorkommen von solchen Imprägnationen mit den in Frage stehenden Schiefen nicht übersehen werden, z. B. 1,2 km nördlich Vrin, 300 m südöstlich Gipfel Piz Tgietschen. Wenig westlich des Schafskopf-Gipfels stösst man auf ein kleines Vorkommen (einige m²) eines auffälligen schwärzlichgrünen Schiefers, auf dessen Hauptbruch massenhaft bis 1 cm grosse kugelige Knoten herausragen, bei denen es sich um vollständig chloritisierte Granate handelt.

Mikroskopisch:

Quarz (10—20%): Etwas beansprucht mit Serizit in den Rissen. Einschlüsse feinsten Biotits. Im allgemeinen scheint in dieser Gruppe der Quarz weniger stark beansprucht zu sein oder ist dann, vor allem bei plattiger Begrenzung, stärker rekristallisiert, wie oft in Gesteinen mit relativ häufigem Glimmer. Im ersteren Falle laufen sich die Differentialbewegungen in den mobilen Glimmerlagen tot und schirmen grössere Quarzkörner vor ihrer Einwirkung ab. Analog verhält sich beispielsweise die feinkörnige Grundmasse der weiter unten zu besprechenden

Quarzporphyre. Im zweiten Falle begünstigt der Glimmer die Kristalloblastese des Quarzes. Zahlreiche subparallele Reihen feinsten Bläschen durchziehen die Körner, Böhmsche Streifung ist nicht so häufig.

Biotit (20—30%): Pleochroismus n_z bräunlich-gelb, grün mit Braunstich oder dann, vor allem im südlichen Altkristallin, grünlich-dunkelbraun, n_x weniger variabel, hellgelb. Der Regelungsgrad ist bei grösseren Blättern nicht so gut wie bei den kleinen. Nach der Mehrzahl meiner Beobachtungen sind diese abnormalen Biotittypen sekundärer Natur mit vermutlich alpinem Alter. Sehr oft sind nämlich diese Biotite in der Umgebung von Quarzlinsen angereichert und schmiegen sich ihren Umrissen an. Weitere wichtige Stützen für diese Annahme bilden ihre vollkommene Frische sowie die im Durchschnitt einheitlichen kleinen Dimensionen (d um 0,06 mm). Bei beliebiger Orientierung schneiden sie die Serizitlagen scharf ab, ohne sie im geringsten abzulenken, d. h. diese Biotite sind auf Kosten des Serizits gewachsen, der hier in Gegenwart von Muskowit sicher alpin ist. Gegen untergeordnet vorhandenen Chlorit sind sie scharf begrenzt und zeigen in ihm nie zentrale Anordnung. Bei höherem Erzgehalt scheint ihr Wachstum gefördert zu werden.

Im oben erwähnten Gestein am Schafskopf lassen sich zwei Biotitgenerationen erkennen: 1. als grobe, flaserig angeordnete Blätter mit d um 1 mm, mit Pleochroismus von dunkelbraun nach hellgelb. Nach (001) sind feinste Erzkörnchen eingeordnet, vor allem bei weit fortgeschrittener Chloritisierung. Eingeschlossene Zirkone sind mit schmalen pleochroitischen Höfen umgeben. 2. Eine jüngere, auf die Knoten beschränkte Generation mit Pleochroismus olivgrün-hellschmutzgrün. Diese kugeligen Gebilde bauen sich auf aus Chloritmaschen, die mit Serizit ausgefüllt sind. Im Zentrum dieser Serizitbereiche sitzt wiederum Chlorit, der randlich in diesen Biotit umgewandelt ist. Granatrelikte sind keine mehr vorhanden.

Muskowit-Serizit in wechselnder Menge, bis 80%. Grössere Blätter besser geregelt als kleine.

Nebengemengteile: Zirkon, Apatit, Zoisit, Orthit, Kalzit, Ilmenit mit Leukoxenrand, gelängter Pyrit, Magnetitoktaeder mit d bis $\frac{1}{2}$ mm, die das Grundgewebe aufgezehrt haben, sind sie doch ohne jeglichen Einfluss auf seine Textur. Sie bevorzugen vor allem Gesteine mit relativ viel Kalzit, dessen Gesamtvolumen bis 60% ansteigen kann. Es ist nicht sicher, dass aller Turmalin sich während der pneumatolytischen Phase im Anschluss an die herzynische Magmenförderung gebildet hat. 1,2 km nördlich von Vrin an der unteren Val Larga finden sich nämlich in einem dunklen Glimmerschiefer massenhaft cm-lange, $\frac{1}{2}$ mm dicke, schwarze und parallelgelagerte Turmalinnadeln. U. d. M. sind diese Idioblasten zentral bläulichgrün, nach aussen folgt an scharfer Grenze ein olivgrün-hellbraun pleochroitischer Rand. Eingeschlossenes Grundgewebe sowie nicht abgelenkter Serizit in ihrer Nachbarschaft machen nachserizitische, d. h. jungalpine Kristalloblastese wahrscheinlich.

5. Muskowitgneise

Sie sind besonders heimisch im südlichen Parakomplex.

Makroskopisch: Gräulichweiss mit Stich ins Grüne oder Violett, feinkörnig, homogen bis undeutlich flaserig. Auf der Schieferfläche bis 2 mm grosser Muskowit, z. T. mit gefälten Serizithäuten.

Mikroskopisch:

Quarz (30—50%): Undulös bis kataklastisch in stark wechselnder Korngrösse. Grössere Körner gern etwas länglich und gerichtet. Füllt in Albit Spalt-
risse aus.

Albit (40%): Mit Serizitfüllung, die teilweise orientiert ist. Häufig sind auch Kalziteinschlüsse, die nach der s-Fläche langgestreckt sind. Z. T. von feinsten Flüssigkeitseinschlüssen durchlöchert. Am gleichen Korn sind mitunter Schachbrett-
albitlamellen neben unverzwilligten Bereichen zu beobachten.

Muskowit-Serizit nur schwach geregelt.

Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Pyrit, stäbchenförmiger Ilmenit, wenig Granat mit Muskowit in Rissen und randlicher Chloritisierung.

6. Serizit-Schiefer bis Phyllite

Unsystematisch verteilte, lokale Einlagerungen in den Paragneisen sowie auch in den Mischgneisen. Sie gehen durch zunehmende Verschieferung und Zerreibung aus den obigen hervor. Die Serizitmenge steigt bis 70%, die Korngrösse sinkt unter 0,05 mm. Erzimprägnationen kleinen Ausmasses sind gern an sie gebunden.

7. Serizit-Muskowit-Quarzite

Im südlichen Altkristallin bedeutend häufiger als im N.

Makroskopisch: Weiss mit Grünstich, fein- bis mittelkörnig, oft relativ massig. Meist ist das Gestein äusserlich bräunlichgelb angewittert und birgt zahlreiche bis mm-grosse Pyrite. Turmalinimprägnationen sind hier nicht selten, einerseits als feinstkörnige, z. T. verworfene Lagen, anderseits als mehrere mm dicke, gutbegrenzte Adern, deren Anlage von der s-Fläche völlig unbeeinflusst bleibt.

Mikroskopisch:

Quarz (80—90%): In einem gleichkörnigen, polygonalen bis auffällig verzahnten Grundgewebe sitzen einzelne grössere, undulöse, teilweise gestreckte Körner, des öftern mit Böhmscher Streifung. Bemerkenswert ist hier der oft hohe Rekristallisationsgrad des Quarzes, ist er doch in einzelnen Schliffen vollständig mit feinstem Serizit gefüllt und feinzackig begrenzt. Auf den ersten Blick ist er mit Albit zu verwechseln, doch ist die Lichtbrechung eindeutig höher. In Muskowit eingeschlossene Quarzbereiche sind auch hier unbeanspruch.

Serizit-Muskowit: Serizit herrscht in diesen Typen allgemein vor, strähnig oder fetzig. Die erwähnten Einschlüsse im Quarz sind immer bedeutend feiner und weniger geregelt als im Grundgewebe, da sie im ersteren vor weiterem Wachstum geschützt, gleichsam konserviert wurden. Da zwischen Serizit und untergeordnetem Muskowit Grössenübergänge bestehen, darf beschränkt Sammelkristallisation angenommen werden. Wenn Muskowit undulös und seitlich zerfranst ist, ist seine Zerreibung zu Serizit wahrscheinlicher. Erzinfiltrationen sind deutlich an Glimmerlagen gebunden.

Albit ganz untergeordnet, nie verzwilligt.

Turmalin: d oft 0,2 mm. Idioblastisch stengelig, z. T. fächerartig oder fleckig, sodann isometrisch rundlich längs Lagen. Übrige Eigenschaften wie in

Gruppe 4. Er beschränkt sich auf feinkörnige Quarzpflaster, ist gegen grössere Quarzlinsen gern etwas angereichert und füllt auch ihre Risse aus. Er umschliesst idioblastischen Muskowit, längs dessen Spaltbarkeit er sich ansiedeln kann.

Nebengemengteile: Zirkon, Apatit, Epidot mit Orthitkern, Titanit, Kalzit, häufig Pyrit, Ilmenit.

b) FELDBEOBACHTUNGEN

I. Nördliche Paragneise

Die weitaus überwiegenden Muskowit-Chloritgneise zeichnen sich durch sehr uneinheitliche Textur aus. Fast massige Typen gehen über in extrem schiefrige und weiche; homogene, monoschematische Gneise wechseln ab mit feinflatschigen.

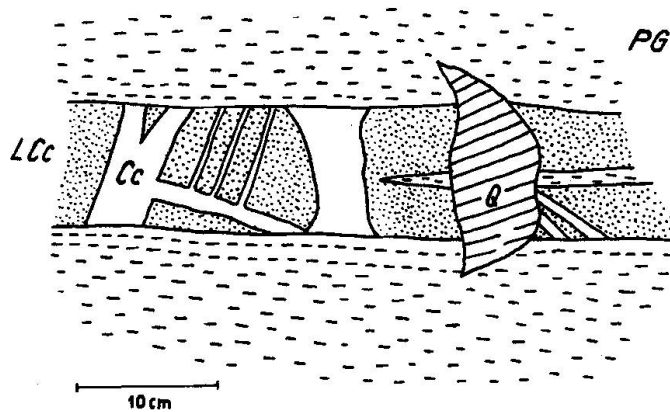


Fig. 1. Kalzitlinse im Paragneis (PG): Kalzit (Cc) mit wenig Quarz, rötlichbrauner, limonitischer Kalzit (LCc), Quarz (Q) mit Kalzitklüften. Rossboden.

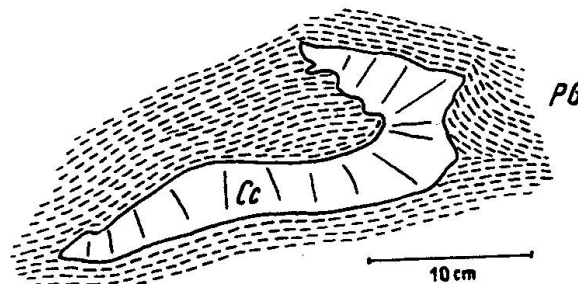


Fig. 2. Verbogene, geklüftete Kalzitschmitze (Cc) im Paragneis (PG). Chlorit im Gneis schmiegt sich ihren Rändern an. Rossboden.

In diese sind nun verschiedenenorts linsige Gebilde eingeschaltet. Einerseits handelt es sich um mehrere dm grosse, weiss-graugesprenkelte Quarzlinsen, die dadurch entstanden, dass eine erste gräuliche Quarzgeneration zerbrochen und durch eine jüngere wieder verkittet wurde. Andererseits sind am Nordrand gegen das Permokarbon hin Quarz-Kalzit-

linsen mit kleinen Chloritnestern häufig. Beim Kalzit lassen sich verschiedenenaltrige Kristallisationsakte auseinanderhalten. Eine solche Linse baut sich beispielsweise zur Hauptsache aus massigem, limonitischem Kalzit auf, der von scharfbegrenzten weissen Kalzit-Quarzadern durchschwärmt wird. Diese beiden Kalzitgenerationen werden dann noch von Quarz durchschlagen, in dessen Klüften sich abschliessend feine eisenschüssige Kalzitfilme abgesetzt haben (Fig. 1). Des weiteren stellt man gelbliche, z. B. 30 cm lange, herausgewitterte Kalzitschmitzen fest, die eigentümlich verbogen sein können und geklüftet sind. Benachbarte Chloritlagen im Paragneis schmiegen sich zum Teil den Umrissen dieser Gebilde an (Fig. 2). In Klüften stellt sich blätteriger Kalzit zu den Kluftwänden senkrecht.

Im östlichsten Teil, d. h. wenig westlich der Val Gronda, werden diese Gneise ausgesprochen kakiritisch, serizitreich und zerfallen leicht unter dem Hammer. Zwischen die Gesteinstrümmer hat sich etwa brauner Siderit eingenistet. Im tektonischen Teil (S. 439) wird der Versuch unternommen, diese Zerrüttung des Gneises gerade an dieser Stelle zu begründen.

II. Südliche Paragneise

In diese hellen Gneise schalten sich zahlreiche Lagen von grobblätterigem Muskowit ein, d. mehr als 1 cm, deren pegmatitische Abkunft aber angezweifelt werden muss, befinden wir uns doch hier in grosser Entfernung von sicheren Pegmatiten. Schwierig zu erklären sind auch Phänomene an den Rändern von Quarzadern und -nestern mit Mächtigkeiten bis 5 m. Im umgebenden Gneis wird die s-Fläche nämlich deutlich abgelenkt, und peripher schwimmen im stark und unregelmässig geklüfteten Quarz desorientierte Gneisbrocken. Nur ein Teil solcher Quarzfüllungen dürfte somit als lateralsekretionäre Produkte aufgefasst werden. Aktiv eindringende hydrothermale, evtl. aus pegmatitischen Restschmelzen sich weiter entwickelnde quarzreiche Lösungen können an der Ausfüllung dieser Räume mitgewirkt haben.

Klüfte in diesen Gneisen sind, wenigstens in der mittleren Alp Cavel, des öfters gebogen. Zusammen mit dem wiederholten Wechsel der Streichrichtung im Gneis deutet dies darauf hin, dass sich die weiter im E beginnende ausgedehnte Sackung noch bis weit nach W bemerkbar macht.

Für beide Einheiten charakteristisch ist die ausgesprochene Armut an Gängen. Zwar lassen sich in ihnen Lagen mit grobkörniger Ausbildung ausscheiden, doch fehlen diesen Feldspäte durchwegs.

c) GENESE DER PARAGNEISE

Die Paranatur des nördlichen Komplexes wird wahrscheinlich gemacht:

1. Durch den allgemein hohen Gehalt an Biotit und aus ihm alpin hervorgegangenem Chlorit, welch letzterer die Gesteine immer grün bis graugrün färbt. Bis 60 Vol.%, meistens aber 20—30%, in den untergeordneten Schieferungen etwas mehr, bis 60%. Der Muskowit tritt mengenmässig hinter dem Chlorit zurück, meist zwischen 10 und 20%.

2. Beim mikroskopischen Schliffstudium ist das durchgängige Fehlen von K-Feldspat kennzeichnend. Erst weiter im S, im Gebiet der Inneralp, beginnt er sich in geringeren Mengen einzustellen, während der Biotitgehalt unter 10% sinkt.

3. Anzeichen von magmatischen Strukturen konnten nie gefunden werden. Sie sind weitaus vorwiegend porphyroklastisch, bei grossem Glimmergehalt lepidoblastisch. Innerhalb eines Dünnschliffes lassen sich keine geschlossenen Bereiche unterschiedlicher Struktur auscheiden. Diesem Argument ist aber kein grosses Gewicht beizumessen, denn solche Strukturunterschiede, wie sie Mischgneise aufweisen, wären durch die ausgeprägte alpine Kataklyse verwischt worden.

4. Im Felde erscheinen diese Gneise einheitlich grünlich oder führen vereinzelt dünne Linsen oder Lagen hellen Materials, bestehend aus Quarz oder Quarz und Albit. Auch HUBER (1943) und AMBÜHL (1929) beschreiben solche kleinen, hellen Augen und nehmen eine leichte Alkalisierung an. Ersterer wird vor allem durch den relativ hohen alk-Gehalt einer Paragneis-Analyse, nämlich 23, zu dieser Ansicht geführt. Mit Recht betont E. NIGGLI (1944), dass das Permokarbon, das sicher als rein sedimentär, ohne magmatische Beeinflussung, angesehen werden muss, Gesteine mit sehr hohem alk enthält, z. B. ein permischer Magnetit-Albitphyllit der Val Gierm mit $\text{alk} = 24$. Auf Veranlassung von E. NIGGLI wurde ein feinkonglomeratischer Verrucano von Flond (SW Ilanz) chemisch analysiert, dessen alk sogar bis 30 ansteigt. Nach der Zusammenstellung von HUBER (1943) macht es zwar den Anschein, dass die alk-Zahl ungefähr 20 für die Paragneise des GM repräsentativ ist und nur wenig schwankt, doch wird diese geringe Streuung vielleicht nur durch einseitige Auswahl von Analysenmaterial vorgespiegelt, da der Chemismus von Sedimenten und ihren Derivaten allgemein über grössere Räume beträchtlichen Schwankungen unterworfen ist. Wahrscheinlich war der analysierte Paragneis schon als unmetamorphes Sediment arkoseartig mit reichlicher Feldspatführung. Solche hellen Feldspatbereiche können

somit primäre Absatzschichtung darstellen. Mit gleichem Recht könnten sie aber auch durch interne metamorphe Differentiation ohne Stoffzufuhr entstanden sein (Entekt im Sinne SCHEUMANNs, 1936). Das Material der hellen Bereiche würde dann ihrer unmittelbaren Nachbarschaft entstammen. Für eine solche Entstehung würde auch die Tatsache sprechen, dass wir uns hier weitab von einem Eruptivstock herzynischen oder höheren Alters befinden und deshalb Gänge eine grosse Seltenheit sind.

5. Solche undeutlich flatschigen Gneise kommen ganz lokal in unsystematischer Verteilung vor.

Ursprünglich, d. h. vor der herzynischen Metamorphose, müssen in diesen Räumen Tone bis Sande vorgelegen haben, die dann herzynisch zum mindesten unter mesothermale Bedingungen gerieten. Es bildeten sich vorwiegend Zweiglimmergneise. Diese wurden dann zur Zeit der alpinen Orogenese unter nicht sehr mächtiger Bedeckung differentiell stark durchbewegt und erhielten unter Mitwirkung von relativ viel Wasser einen ausgesprochenen Epi-Mineralbestand aufgeprägt.

Nach WINTERHALTER (1930) werden diese Paragneise gegen das Permokarbon hin karbonatreicher. Eine solche Faziesveränderung drängt sich zwar beim Studium meiner Schliffe weniger auf, doch ist es nicht ausgeschlossen, dass die zahlreichen Kalzit- und Kalzit-Quarzschnitzen im N mit dem primär höheren Kalkgehalt des Gneises in Zusammenhang zu bringen sind. Diese nördlichsten Paragneise zeichnen sich teilweise durch hohen Serizitreichtum und Biotitararmut aus und sind dann gegen das Permokarbon kaum abzugrenzen. Daran mögen die im N stärkeren Differentialbewegungen, die auch eine Verschuppung mit dem Permokarbon bewirkten, schuld sein, oder auch der Umstand, dass diese Gneise nie unter solche Bedingungen gerieten, dass sich eine nennenswerte Mesofazies entwickelte.

Der südliche Komplex ist in sich variabler und noch weniger geschlossen als der nördliche. An seinem Aufbau beteiligen sich vor allem quarzreiche und muskowitzführende Gesteine. Die primäre Fazies war hier demnach etwas sandiger und eisenärmer als im N; gegen E wird sie toniger und mehr eisenschüssig.

Um die beschriebenen Paragneise in einen weiteren Rahmen zu stellen und um sie mit genetisch analogen Gesteinen im übrigen GM und im Altkristallin sensu lato zu vergleichen, seien im folgenden noch einige Versuche näher beleuchtet, das Parakristallin der Zentralmassive zu gliedern. Dabei ist allgemein mit erheblichen Schwierigkeiten zu rechnen, sind doch die Paraserien von benachbarten Eruptivherden stofflich häufig beeinflusst. Zudem wurden sie von verschiedenen Metamorphosen

in wechselndem Grade überprägt. Es müssen immer möglichst grosse Räume untersucht werden, da diese Gneise im kleinen hinsichtlich quantitativem Mineralbestand und Textur starkem Wechsel unterworfen sind, im grossen sich aber sehr ähnlich bleiben. In jüngerer Vergangenheit hat E. NIGGLI (1944) versucht, das Paramaterial des GM aufzugliedern. Es werden dabei 6 verschiedene Serien ausgeschieden, von denen jede durch eine bestimmte Faziesentwicklung und vermutlich einheitlichem Alter gekennzeichnet ist:

- I. Basische Gneise mit Kalksilikateinschlüssen im S seines Gebietes.
- II. Saure Gneise mit spärlichen Amphiboliten, entsprechend Gurschengneis, Paradisgneis, evtl. Guspisgneis.
- III. Saure Gneise mit reichlichen Amphiboliten, Motta-naira-Zone von HUBER (1943).
- IV. Tremola-Serie.
- V. Zonen des Piz Tenelin und des Piz Borel.
- VI. Gneise am Nordrand des GM.

Die Serien I—III werden als vorstreifengneisisch angesehen, da sie alle durch wechselnde Injektion charakterisiert sind, die Serien IV—VI als nachstreifengneisisch, jedoch vorgranitisch, da ihnen deutliche Injektion fehlt und z. T. kohlehaltige Schiefer eingelagert sind. Häufig auftretende Quarzite dürften für diese jüngeren Serien als Leitgesteine angesprochen werden. In diesem Falle müsste der kleinere, südliche Paragneiskomplex meines Untersuchungsgebietes als zur jüngeren Serie gehörig betrachtet werden, da in ihm Serizitquarzite häufig sind und Anzeichen einer Injektion fehlen. Die Zugehörigkeit des nördlichen Parakomplexes zu den älteren Serien ist wahrscheinlich, fehlen ihm doch Quarzite. Am ehesten liesse er sich noch unter die Serie III einordnen, da in ihm reichlich noch im folgenden zu beschreibende Amphibolite auftreten. Er wird somit, wenigstens was seine mehr südlichen Teile anbelangt, als älter als die Streifengneisintrusion aufgefasst. Der Mangel an Injektionserscheinungen lässt sich zwangslos durch die Tatsache erklären, dass diese Gesteine weitab von Intrusivkörpern liegen.

Über das genaue geologische Alter lässt sich, wie im Altkristallin üblich, nichts aussagen, da diese polymetamorphen Gebilde keine Fossilien mehr beherbergen. Ebenso sind sie frei von Eruptivgesteinen, die als grobe Zeitmarken dienen könnten. Es bleibt uns noch übrig, nach

Möglichkeit eine stratigraphische Abfolge der Paraserien zu erkennen zu suchen, die zwar durch mehrfache Metamorphose verwischt sein kann. Unter Umständen können auch kleinräumige Einlagerungen Leithorizonte darstellen. Diese Fragen betreffend hat 1948 R. STAUB einen interessanten Beitrag geliefert, indem er in Analogie zu den bedeutend klareren Verhältnissen im baltischen Schild vorschlägt, das alpine Grundgebirge in drei verschiedene Serien aufzuteilen:

1. Eine jüngste, lediglich epimetamorphe Casannaschiefer-Gruppe, entsprechend der jotnischen Serie im N, mit oberalgonkischem Alter.
2. Marmor- und Kalksilikatserien, entsprechend den nordischen kalevisch-jatulischen Gliedern mit etwa unteralgonkischem Alter.
3. Ein alpiner Basalkomplex, dessen Mineralien der Meso- bis Katazone angehörig sind, d. h. vor allem Biotit, dann Disthen, Staurolith, Granat usw. Er würde dem arachäischen Kristallinkomplex im nordischen Grundgebirge entsprechen.

Im Hinblick auf mein Untersuchungsgebiet könnte man geneigt sein, die allerdings eher zurücktretenden Epigneise gerade südlich des Permokarbons der Casanna-Schiefer-Gruppe beizuordnen; die daran anschliessenden Biotit- und Chloritgneise würden der Gruppe 3 angehören. Die sporadischen Kalzitlinsen wären dann spärliche Reste von 2. Die von STAUB geltend gemachte Winkeldiskordanz von 30—50° zwischen Casannaschiefern und Basalkomplex ist im östlichsten GM nirgends sicher angedeutet, sie könnte aber durch die herzynische und vor allem die alpine Orogenese ausgelöscht worden sein. Der starke mechanische und mineralumbildende Einfluss der letzteren lassen dieses Gebiet für verbindliche Gliederungsversuche des Altkristallins als ungeeignet erscheinen.

B. Amphibolite

I. Die nördlichen Amphibolite

Sie sind deutlich auf die nördlichen Paragneise beschränkt (Vorderalp, Rossboden), in denen sie in konkordanten, z. T. perlschnurartigen Zügen angeordnet sind. Eine weitergehende Aufteilung in strukturell und mineralogisch unterschiedliche Typen lässt sich nicht rechtfertigen, sind die Gesteine einander doch sehr ähnlich. Ausgesprochene Chorismite (Stromatite, Phlebite oder Merismite) lassen sich nirgends auffinden.

a) DIE GESTEINTYPEN

1. Albit-Amphibolite

Makroskopisch: Vorwiegend massig und feinkörnig mit schwärzlichgrüner Farbe. Neben gleichmässig feingesprenkelten mehr feinlagige Typen. Sie zeichnen sich durch grosse Härte und hohes spezifisches Gewicht aus. Gern braun angewittert. Bei stärker schiefrigen Varietäten wird der Hauptbruch von einer dünnen Serizithaut überzogen, jedoch nie Muskowit.

Mikroskopisch:

Hornblende (50—80%): Beliebig orientiert mit angedeuteter Idiomorphie. Verzwilligung sowie Effekte der Beanspruchung, d. h. undulöse Auslöschung, Mörtelbildung etc. fehlen durchwegs. d häufig 2 mm. Als Einschlüsse nur feinsten Kalzit. Die Begrenzung gegen den Albit ist relativ glatt oder gebuchtet. Der Pleochroismus wechselt nur unbedeutend, nämlich n_z schwach bräunlichgrün, n_y gelbbraunlich, n_x schwach gelb bis farblos. Die Farbe ist meist fleckig verteilt, wobei die Ränder oft schwächere, z. T. schwach bläuliche Tönung zeigen. Mit dem U-Tisch wurden u. a. folgende Achsenwinkel und Auslöschungsschiefen (s. C. BURRI, 1931, 1950) bestimmt:

Achsenwinkel — 2 V	76°	82°	70°	74°	80°	80°	78°
Auslöschungsschiefe n_z/c	17°	14°	21°	13°	13°	14°	19°

Wegen dem allgemein hohen Achsenwinkel (grösser als 70°), der relativ niedrigen Auslöschungsschiefe und dem schwachen Pleochroismus handelt es sich hier um eine aktinolithische Hornblende. Für reinen Aktinolith, der nach WINCHELL (1951) $n_y = 1,633$ besitzt, ist die hier an verschiedenen Handstücken gemessene Lichtbrechung $n_x \sim 1,635$, $n_z \sim 1,655$ etwas zu hoch.

Sehr oft ist sie randlich oder von den Spaltrissen aus in Chlorit umgewandelt und leitet so zur Gruppe 2 über. Ganz vereinzelt stellen sich etwas eisenreichere, stärker pleochroitische Varietäten ein mit durchschnittlich grösserer Auslöschungsschiefe.

Plagioklas (10—30%): Meist stark serizitisiert und nicht geregelt. Allgemein besser rekristallisiert als in den Gneisen, was sich durch zahniges Ineinanderwachsen manifestiert. Die etwa anwesenden Lamellen i. allg. breiter als in den Gneisen; Albitgesetz, weniger nach dem Periklingesetz. Alle Übergänge von buchtigem Einwachsen des Plagioklases in die Hornblende bis zur vollkommenen Isolierung einzelner, in Gruppen gleich auslöschender Hornblendeüberbleibsel lassen sich verfolgen. Die in allen Schliffen auftretende ausserordentlich dichte Mikrolithenfülle aus Serizit oder/und Zoisit verhindern leider eine genaue Feststellung des Anorthitgehalts mit dem U-Tisch, doch weisen Auslöschung (Maximum für die Zone senkrecht (010) im Mittel —9 bis —13°) sowie Lichtbrechung auf Albit bis sauren Oligoklas hin. Es scheint sich als Regel herauszustellen, dass bei reichlichem Titanitgehalt der Zoisit an Menge stark zurücktritt und umgekehrt. Diese beiden Ca-reichen Mineralarten dürften sich bei unterschiedlichen Bedingungen gebildet haben und schliessen sich gegenseitig aus. Das für ihre Kristallisation notwendige Ca entstammt dem ursprünglich sicher basischeren Plagioklas. Dieser ist aber bei der allgemein herrschenden Diaphthorese trotz der Anwesenheit relativ basischer Gemengteile nur als Albit bestandfähig.

Chlorit in wechselnder Menge. Zum grösseren Teil ein Zersetzungsprodukt der Hornblende, zum kleineren von noch reliktsch auftretendem Biotit. Im ersteren Fall dringt er von den Rändern her in die Hornblende und füllt ihre Spalttrisse, im letzteren bildet er mit parallel eingewachsenem Serizit und zahlreichen kleinen Erz- und Leukoxenkörnchen gefüllte Pseudomorphosen nach dem Glimmer. Letztere verhalten sich gegen Hornblende idioblastisch und durchspiesen sie. Pleochroismus sehr schwach; anormale blaue und braune Interferenzfarben.

Zoisit (bis 40%): Meist kleine, isometrische Körner mit d 0,1 mm, in Ausnahmefällen sammelkristallisiert, mit d $\frac{1}{2}$ mm und gut sichtbarer Spaltbarkeit. Leicht bräunlich gefärbt, am Rande etwas blasser. Als Zersetzungsprodukt des Plagioklases mitunter nach den Lamellen orientiert.

Titanit mit Briefcouvertform, eckengerundet in Haufen, mit d oft 0,1 mm. Im Zentrum sitzen oft konkav gebuchtete Erzkörner, die anscheinend resorbiert wurden. In keinem andern Gestein so häufig wie hier.

Quarz fehlt meistens, vereinzelt als schwach beanspruchte Linsen, mit Kalzit in den Rissen. Auch längs der Spaltbarkeit der Hornblende ausgeschieden.

Nebengemengteile: Apatit, vereinzelt bis 2 mm d , rundlicher Kalzit, schwach hellgrün pleochroitische Nadeln einer wohl jüngeren Hornblendegeneration sind etwa an den Rändern der älteren, stärker pleochroitischen aufgewachsen.

Durchschlagende, schmale Kluftfüllungen aus Zeolith, n ca. 1,520 mit stark undulöser Auslöschung. Eingeschlossener Chlorit zeigt auffällige wurmförmige Resorptionsformen. Struktur nematoblastisch, z. T. mit schwacher intergranularer Implikation, darnach kataklastisch überprägt.

2. Chloritgneise (bis -schiefer)

Vorwiegend an die Ränder von 1 gebunden.

Makroskopisch: Dunkelgrüne, fast massige Gneise, welche leicht unter dem Hammer zerfallen, da sie oft ansehnliche Mengen von Kalzit enthalten.

Mikroskopisch (Fig. 3):

Albit (60—70%): Kristalloblastisch linsig und feingezackt, d 0,5 mm. Neben dem eher spärlich eingeschlossenen Serizit ist hier massenhaft feinsten Chlorit charakteristisch. Er ist im Wirtplagioklas völlig statistisch verteilt, hält sich also nicht an bestimmte Spaltbarkeiten. Es ist naheliegend, anzunehmen, dass der Albit zertrümmert wurde, von chloritführenden Lösungen imprägniert wurde und wieder rekristallisierte. Damit lässt sich aber nur schwer die gut entwickelte Lamellierung nach Albit- und Periklingesetz in Einklang bringen. Diese Lamellen sind häufig verbogen. Vereinzelt Quarztropfen. Mit dem U-Tisch wurde ein An-Gehalt von 5% ermittelt.

Chlorit (30—50%): Neben den feinen Einschlüssen im Albit auch als grössere Blätter, die ihn umflasern. Säume feinsten Erzkörner, Epidot und Rutilnadeln sprechen für primäre Anwesenheit von Biotit, der reliktsch noch auftritt. Andere Blätter sind vollkommen einschlussfrei und leiten sich von Hornblende her. Einachsige negativ, $n \sim 1,620$, entweder ein Prochlorit oder ein Glied zwischen Amesit und Daphnit.

Kalzit (bis 30%): unregelmässig verteilt oder kristalloblastisch, baut meistens mit Albit und etwas Quarz ein feinkörniges Grundgewebe auf.

Unter den Nebengemengteilen ist vor allem der Titanit erwähnenswert, dessen Idioblasten bis 1,2 mm d erreichen. Ilmenit wird von Leukoxen umkränzt. Struktur poikiloblastisch-kataklastisch.

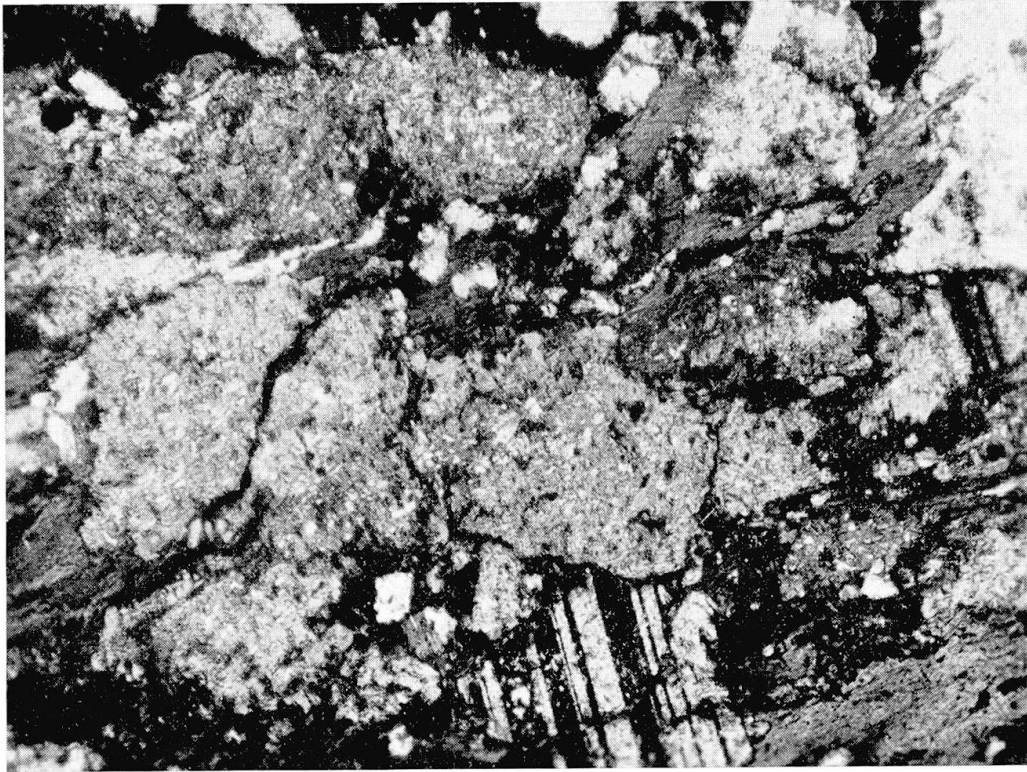


Fig. 3. Mit feinstem Chlorit und Serizit gefüllte Albitporphyroblasten, die z. T. schöne Lamellierung zeigen. Zwischen ihnen liegen gut geregelte größere Chloritblätter (dunkelgrau). Chloritgneis randlich von Amphibolit. Nördlich Piz Titschal. Vergr. 76 \times , +Nic.

Sowohl in den frischen Amphiboliten wie in ihren oben behandelten Derivaten treten nun weisse, scharfbegrenzte Albit- oder Quarz-Albitnester auf, die zertrümmert und später wieder mit Kalzit verkittet wurden. Sie senden, vor allem wenn der Amphibolit massig ist, Apophysen ins Nebengestein, die gegen ihre Enden hin verschiefert werden. Wenn die s-Fläche des Amphibolits ausgeprägter erscheint, so werden diese Nester langgezogen und bandartig.

Mikroskopisch:

Albit weitaus überwiegender Gemengteil. Als isometrische, lokal schwach idiomorphe Kristalle, d bis 7 mm, die randlich miteinander feinverzahnt sind. Serizitfülle locker. Verschiedentlich finden sich scharfbegrenzte, einschliessfreie, bandartige, wurmförmige oder rundliche Bereiche im Innern. Die durchgängig feinen Lamellen, die nur Teile eines Kornes einnehmen können, sind oft flexurartig

verbogen oder verworfen. Dazu fast vertikalstehende, breitere und an den Enden rasch auskeilende Periklinlamellen werden von der Lamellierung nach dem Albitgesetz durchsetzt. Gruppenweise gleich auslöschender Tropfenquarz verbreitet. Fast immer sind kleinere Mengen von Schachbrettalbit vorhanden, der entweder vollkommen frisch ist oder dann feine Kalzitkörner enthält, jedoch nie Serizit. Mitunter sind kleine Myrmekittrümmer eingestreut. U-Tisch ergab $An\ 6\%$, $+2\ V = 76^\circ$.

Quarz (bis 30%): Stark zertrümmert und auf stärker schiefrige Teile beschränkt. Struktur granoblastisch, z. T. schwach hypidiomorph.

Ganz vereinzelt trifft man in diesen Gesteinen konkordante Bänder hellen Materials mit etwas geregeltem Biotit. Bei der mikroskopischen Untersuchung eines grobkörnigen Bandes erkennt man bis $1\frac{1}{2}$ cm lange, feinstlamellierte Albite, die sich gegen Quarz etwa idiomorph verhalten. Zentimetergrosse Muskowite deuten eine Schieferung an. Wenig zertrümmerte Schachbrettalbite vervollständigen den Mineralbestand. Wahrscheinlich handelt es sich um spärliche Gangbildungen.

b) FELDBEOBACHTUNGEN, GENESE

Im grossen und ganzen lassen sich parallel zum Streichen der Paragneise grob zwei etwa 50 m breite Amphibolitzüge ausscheiden. Sie sind bereits auf der geologischen Karte des Tödi-Vorderrheintal-Gebietes von FR. WEBER (1924) eingezeichnet, ziehen aber bedeutend weiter nach E, bis in die Gegend des Rossbodensees. Diese Amphibolite bilden im Felde markante, dunkle Felsköpfe. Allgemein herrschen massige, einheitlich feingesprenkelte Typen vor, doch finden sich auch unscharf lagige. Diese Bänder, die meist nur wenige mm breit sind, zeigen eine charakteristische Fältelung, welche von der allgemeinen Streichrichtung vollständig unbeeinflusst bleibt. Ob diese Zeichnung als Fluidaltextur eines Eruptivgesteins gedeutet werden soll oder aber durch plastisches Verbiegen eines

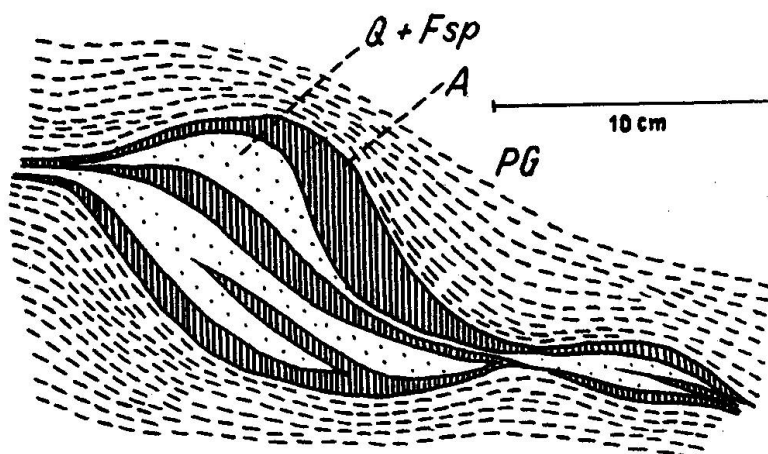


Fig. 4. Gewellte, scharf begrenzte Amphibolitlagen (A) im Paragneis (PG), dessen Chlorit sich ihnen anschmiegt (Q + Fsp Quarz-Albitgewebe). Vorderalp.

ursprünglich dolomitisch-mergeligen Sediments zustande kam, lässt sich kaum eindeutig abklären. Es wurde daher das Augenmerk um so mehr auf die Verbandsverhältnisse gerichtet. Vor allem am östlichen Ende dieser Züge, d. h. ca. 1,5 km WSW den Hütten der Vorderalp kann man konkordant im Paragneis teilweise scharf begrenzte, z. B. 3 cm breite Streifen grobkörniger, kaum geregelter Hornblende verfolgen, die mitunter stark gewellt sind, wobei sich der benachbarte Gneis diesen Formen anschmiegt und sich durch Chloritarmut auszeichnet (Fig. 4). Diese monomineralischen Hornblendebereiche besitzen auch Linsenform (z. B. 10 auf 30 cm). Je schwächer sie werden, um so mehr stellen sich die Hornblendestengel parallel, vor allem bei grobem Korn. Es wäre aber verfehlt, bei diesen Gebilden ohne weiteres von magmatischer Entstehung zu sprechen, vermitteln doch häufig auch allmähliche Übergänge von reinem Paragneis zu Amphibolit. Weiter gegen W werden die Kontaktverhältnisse noch schwieriger deutbar, weil sich der Amphibolit randlich oder dann streckenweise im Streichen in einen intensiv grünen, kalkreichen Chloritgneis bis -schiefer umgewandelt hat (s. Gruppe 2). Dass es sich hier um ursprüngliche Amphibolite handelt, wird neben den mikroskopischen Befunden dadurch plausibel gemacht, dass diese grünen Gesteine oft helle, dünne, gefaltete Lagen ganz analog den unveränderten Amphiboliten aufweisen, die wiederum ganz beliebig verlaufen. Die Annahme ist naheliegend, dass sich diese Chloritisierung ohne wesentliche Differentialbewegungen vollzog.

In den erwähnten Albit- oder Albit-Quarzlinsen und -nestern sind stellenweise cm-breite Flatschen parallelgelagerter Hornblende eingeschaltet. Die weissen Bereiche durchschlagende Klüfte, die mit Epidot und blätterigem Kalzit angefüllt sind, machen an den Amphibolflatschen halt.

Folgende Gründe deuten bei diesen hellen Nestern auf lateralsekretionäre Herkunft:

1. Genau wie ihr Muttergestein (Amphibolite) führen sie nur untergeordnet Quarz und gar keinen K-Feldspat.
2. Diese Nester sind isoliert, ohne Zufuhrkanäle.
3. Hornblende reichert sich in ihrer Nachbarschaft häufig relativ etwas an, da der Albit abgewandert ist.
4. Der Rand ist durchwegs scharf; es fanden mit dem Amphibolit keine Reaktionen statt, da niedrige Temperaturen herrschten.

Neben der Herleitung der Amphibolite aus Magmatiten, z. B. Gabros, Ophiolithen oder aus Sedimenten kommen noch prinzipiell andere

Entstehungsmöglichkeiten in Frage, z. B. durch mg-Metasomatose von kalkreichen Tonen, durch fm-Metasomatose von Glimmerschiefern, kalkreichen Sedimenten oder sogar von Quarziten, durch Granitisation von Kalken (s. HUBER 1943, S. 226). Solche Prozesse sind aber an sich differenzierende Magmenherde gebunden und sind für das Untersuchungsgebiet auszuschliessen.

Ein endgültiger Entscheid, ob hier Para- oder Ortho-Amphibolite oder beide gemischt vorliegen, kann nicht mit Sicherheit gefällt werden. Für Paragenese würde vor allem die Beschränkung auf Sedimentgneise sowie auch die doch zahlreichen Übergänge zu diesen sprechen. Choris-matische Typen mit breiten, scharfbegrenzten, aplitischen Lagen, wie sie HUBER (loc. cit.), WINTERHALTER (1930) oder AMBÜHL (1929) beschreiben, wurden keine gefunden.

II. Die südlichen Amphibolite

An der Strasse Vrin-Lumbrein stehen verschiedentlich den südlichen Paragneisen eingelagerte Amphibolite an, deren Kontakte leider schuttüberdeckt sind.

Makroskopisch: Mittelkörnig mit undeutlicher Bänderung. Im Durchschnitt hornblendeärmer und weniger zäh als die nördlichen Vorkommen. Meistens schwach verschiefert mit etwas Serizit auf dem Hauptbruch. Von einem Netz von Kalzit-, Epidot- und Zeolithadern durchsetzt. Pyrit und Kupferkies gesellen sich bei.

Mikroskopisch:

Albit (bis 80%): Ovale, parallelorientierte, feinkörnige Zoisitflecken einschliessende Individuen, welche feinzapfig ineinandergreifen und deren Ränder einschlussfrei sind. Die feinen Einschlüsse sind oft nach den feinen Lamellen geregelt. An-Gehalt 2—5%, d bis 1 mm.

Hornblende (10—60%): d oft 0,6 mm. Der s-Fläche parallelgelagert. An den Enden gern zerfasert, mit undulöser Auslöschung. Sie ist stärker beansprucht als im N. Randlich und in Spaltrissen chloritisiert. Pleochroismus ausgeprägter als in I: n_z grün, z. T. mit Blaustich, n_x hellgelb mit Braunstich, fleckige Farbverteilung.

n_z/c	19°	20°	Bestimmung mit U-Tisch.
(-) 2 V	69°	72°	

Diese Hornblende steht einer gemeinen Hornblende näher als diejenige aus I.

Chlorit: Seine Menge kann auf Kosten von Hornblende bis 50% ansteigen. Umflasert den Albit, ist aber auch feinblättrig in diesem eingewachsen.

Nebengemengteile: Mit der Zunahme von Chlorit stellt sich auch vermehrt rundlicher, schwach brauner Epidot ein. Kalzit, plattig oder Adern, kataklastischer Quarz, Titanit, Apatit, idioblastischer Pyrit d 0,5 mm, Ilmenit mit Leukoxenrand, Kupferkies. Vor allem in frischeren Typen ziehen des öftern mm-breite weisse Adern durch, deren Füllung sich u. d. M. als verfingerter, stark undulös

auslöschender Zeolith erweist. $-2V$ sehr klein, n um 1,520, wahrscheinlich Heulandit. In diesen Adern wurde trotz nicht unbeträchtlichen Mengen im Muttergestein nie Hornblende gefunden, jedoch häufig kleine wurm- bis gekröseartige Chlorite, welche mit der gleichen auffälligen Begrenzung auch im Kalzit eingebettet sind, der sie vom Zeolith übernommen hat und somit als jüngste Bildung aufzufassen ist (Fig. 5).

Struktur homöo-granoblastisch, bei reichlicher Hornblende nematoblastisch.

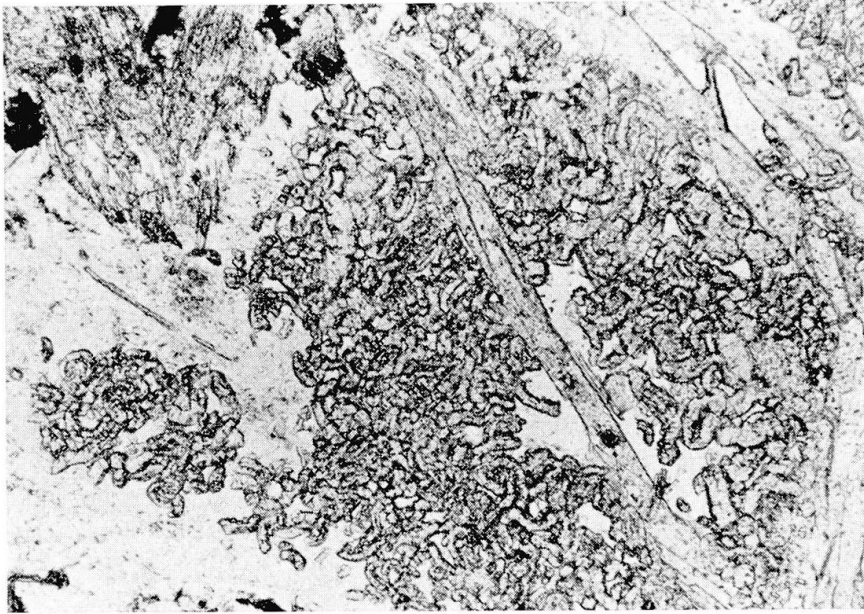


Fig. 5. Wurmförmiger Chlorit in Zeolith (hell feingeschummert), nachträglich von leistenförmigem Kalzit (hellgrau) durchsetzt. Kluft in Amphibolit, Strasse Vrin-Lumbrein. Vergr. 96 \times , || Nic.

Die Mächtigkeiten der Vorkommen (bei der Brücke am Ausgang der Val Largia und wenig östlich von Nussaus) betragen 30—50 m. Ein weiterer Fundpunkt eines schöngebänderten, mittelkörnigen Amphibolits befindet sich südwestlich unter Nussaus.

Die Frage nach der Genese dieser südlichen Amphibolite muss durchaus offen gelassen werden.

C. Mikroklinführende Gneise

Weitaus der grösste Teil der Gneise, die das östlichste Altkristallin des GM aufbauen, führen mehr oder weniger Mikroklin. Wie schon oben erwähnt, gehen sie mancherorts in K-feldspatfreie Bereiche über, welche einem im Felde wegen ihrer beschränkten Ausdehnung und ihrem im allgemeinen den mikroklinführenden Gneisen recht ähnlichen

Aspekt (ähnliche Chlorit- und Muskowitführung) leicht entgehen und daher auch nicht sicher abgegrenzt werden können. Deshalb wurden sie auf der Kartenskizze nicht eingezeichnet. Da diese mikroklinführenden Gneise häufig 10 und weniger Vol. % K-Feldspat enthalten, wurde es unterlassen, sie als K-Feldspatgneise zu bezeichnen. Der qualitativ und vor allem auch quantitativ über grosse Räume nur unwesentlich und nicht systematisch schwankende Mineralbestand würde kaum berechtigen, in ihnen im Detail makroskopisch unterscheidbare Züge und Zonen auszuscheiden. Diese mineralische wie strukturelle Homogenisierung verdanken die Gesteine vornehmlich einer ausgeprägten alpinen Diaphthorese und Kataklase.

Im Verlaufe ausgedehnter Feldbegehungen zeichnete sich aber doch im grossen eine gewisse Gesetzmässigkeit in der Verteilung der verschiedenen Gneistypen ab. Diese werden nun in fünf, im folgenden getrennt zu besprechende Grosseinheiten zusammengefasst, geordnet nach abnehmender Wichtigkeit (s. Fig. 6):

- I. Grünliche Flatschen- und Augengneise nördlich der Val Larga und westlich der Val Gronda, genannt die „zentralen Gneise“.
- II. Augengneise südlich der Val Larga.
- III. Homogene weiche, helle Muskowitgneise östlich der Val Gronda (auf der Karte von FR. WEBER (1924) als „Paragneise“ bezeichnet).
- IV. Homogene helle, z. T. grobkörnige Mu-Gneise im Raum Piz Lad, Piz Titschal.
- V. Augengneise in der unteren Val Gronda (auf der Karte von WEBER als „porphyrischer Granit“ ausgeschieden).

Gewiss haftet der Postulierung solcher Einheiten immer ein gewisses Mass von Willkür an, insbesondere dann, wenn es sich um hinsichtlich des qualitativen Mineralbestandes so ähnliche Bildungen handelt. Doch sollten in einem derartigen Komplex wenn irgend möglich Gliederungsversuche angestellt werden, auch wenn die Gefahr einer zu weitgehenden Schematisierung nicht immer gebannt werden kann. Analoges und Verwandtes soll vereinigt werden, so dass mehr oder minder ausgeprägte Gesetzmässigkeiten und Zusammenhänge auch zutage treten und uns über grossräumig einheitlich wirksame Bedingungen Aufschluss geben können.

Es ist von vorneherein klar, dass solche komplexe und abwechslungsreiche Gebilde, wie es die Gesteine sind, nach ganz verschiedenen Gesichtspunkten eingeteilt werden können, je nach den angewandten Un-

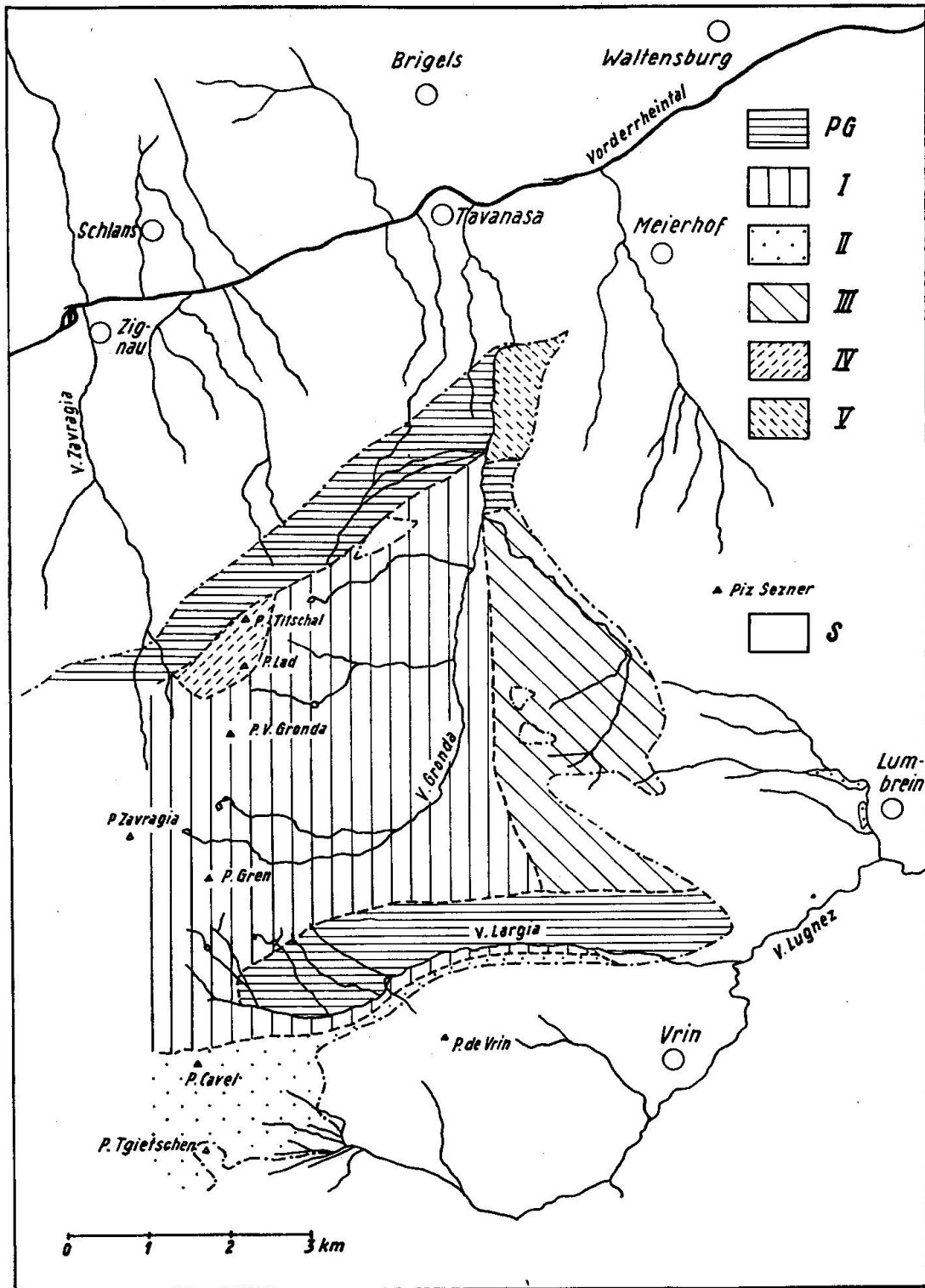


Fig. 6. Verteilung der verschiedenen Gneisserien im Altkristallin des östlichsten GM. PG = Paragneis, I = Serie I, II = Serie II, III = Serie III, IV = Serie IV, V = Serie V, S = nur alpin metamorphe Sedimente.

tersuchungsmethoden. Bei den in Frage stehenden Gneisen bestanden diese in der makroskopischen, vor allem strukturellen und texturellen Beurteilung im Feld sowie in der nachträglichen mikroskopischen Diagnose. Im allgemeinen Fall sollte bei der Zusammenfassung zu petrographisch einheitlichen Komplexen auf letztere grösseres Gewicht gelegt werden als auf erstere, da vor allem bei Injektionsgesteinen und den übrigen Metamorphiten Struktur- und Textureigenheiten stärkeren und unsystematischeren Schwankungen unterworfen sind als der qualitative Mineralbestand. Wenn aber, wie im vorliegenden Fall, über ausgedehnte Räume eine bestimmte Textur vorherrscht und in gleichem oder sogar stärkerem Masse als der Mineralbestand mithilft, die Geschichte des Gesteins aufzuklären, so bereitet bei der engen Verknüpfung dieser beiden Eigenschaften eine Gliederung der Gesteine nach einheitlichem Aspekt erhebliche Schwierigkeiten und lassen sich Kompromisse kaum umgehen.

Generell waren bei der Aufstellung obiger fünf Einheiten die mineralogische Zusammensetzung und damit im weiteren die Paragenese der verschiedenen Typen einerseits und der texturelle Habitus (Augen-, Flatschen-, Lagengneise) anderseits in gleicher Weise massgebend.

a) PHYSIOGRAPHIE, CHEMISMUS

I. Zentrale Flatschen- und Augengneise

Im kleinen sind diese Gneise sehr wechsellvoll. Auf kurze Distanz, vor allem quer zum allgemeinen Streichen, lösen sich Chlorit-Muskowitgneise bzw. -schiefer, Biotitgneise, Muskowitgneise und Muskowitquarzite ab. Biotitführende Typen treten im N gegen die Paragneise hin zugunsten chloritreichen etwas zurück, sonst ist aber ihre Verteilung regellos. Im Hinblick auf diesen unsystematischen und kleinräumigen Gesteinswechsel wurde davon abgesehen, Komplexe bestimmter mineralogischer Zusammensetzung kartographisch abzugrenzen, was bei diesem Masstab auch sinnlos wäre und ohnehin stark mit subjektivem Ermessen behaftet wäre. Es wurden auf der Kartenskizze lediglich Bereiche einigermaßen einheitlicher, makroskopisch leicht feststellbarer Textur ausgeschieden, lagige und flatschige Typen einerseits und augige Typen anderseits. Eine Fläche bestimmter Signatur bedeutet aber nur: Vorherrschen der betreffenden Textur.

Mineralogisch lassen sich diese Gesteine prinzipiell in folgende 2 Hauptgruppen einteilen:

- α) K-feldspatführende Gneise mit Plagioklas,
- β) K-feldspatführende Gneise ohne Plagioklas.

α) K-feldspatführende Albitgneise

1. Biotit- bzw. Chloritgneise

Makroskopisch: Grünlich- bis bläulichgraue, fein- bis mittelkörnige Gneise mit weissen bis weissgrau gesprenkelten, undeutlich begrenzten Flatschen oder Lagen oder Augen, die bei reichlichem K-Feldspatgehalt dunkelgrau-bläuliche Farbe annehmen können. Auf der Schieferfläche gut geregelter mm-grosser Biotit und Muskowit.

Mikroskopisch:

Quarz (30—40%): Undulöse Porphyroklasten in gleichmässiger Verteilung oder als gelängte Kristalloblasten, die nachher zertrümmert wurden. Ihrer Längsachse geht oft n_e' parallel.

Albit (50—70%): Mehr oder weniger serizitisiert und zoisitisiert, mit teilweiser Regelung der Mikrolithe nach den Zwillingslamellen. Tropfenquarz, wenige Myrmekite, einschlossfreie Ränder deuten auf Rekristallisation hin. Daneben kann noch eine unzersetzte, feinerkörnige, evtl. jüngere Generation auftreten, die allein oder mit Quarz sich in undeutlich begrenzten Flatschen vereinigt. An-Gehalt beträgt 2%, war aber ursprünglich sicher höher (Zoisit!).

K-Feldspat, häufig 10%, jedoch bis 40%: Er ist nie undulös und immer ohne Zersetzungsprodukte. Perthitische Albitspindeln sind meistens dünn, kurz und spärlich und sind randlich etwas häufiger. Teilweise laufen sie einander parallel, teils sind sie völlig ungeordnet. Gitterung ist relativ selten und dann gern fleckenartig entwickelt. Mörtelkränze, wie sie vor allem Quarz, in vermindertem Masse auch Albit umgeben, sind ihm fremd. Längs seinen Spaltrissen ist öfters Quarz eingedrungen, welcher den K-Feldspat in vollkommen isolierte, optisch gleichorientierte Stücke zerlegen kann. Frischer Albit greift mitunter zungenartig in den K-Feldspat. Charakteristisch sind zahllose, in Flecken oder Reihen angeordnete Flüssigkeitseinschlüsse (s. S. 403), die den Kristall wie bestäubt erscheinen lassen. Schachbrettalbitisierung ist spärlich und scheint eher im Zentrum des K-Feldspats zu erfolgen.

Biotit (kaum über 10%): mm-grosse, gut geregelte Blätter, die vereinzelt zur Muskowit- und Serizitregelung auch schräg oder senkrecht stehen können. Pleochroismus n_z rotbraun, n_x gelb. Er umschliesst mit Vorliebe Apatit und Zirkon, der aber nicht immer von pleochroitischen Höfen umkränzt ist. Parallelverwachsung mit Muskowit ist verbreitet. Vom Rand her in Chlorit umgewandelt unter Ausscheidung feinsten Erz- oder Leukoxenmikrolithen. Als wahrscheinlich alpine jüngere Generation gesellt sich etwa feinblättriger (d max. 0,1 mm), unzersetzter Biotit mit von obigem abweichendem Pleochroismus dazu: n_z grünlich-braun, n_x hellgelb bis farblos.

Muskowit, Serizit mit oft besserer Regelung als der Biotit.

Neben den üblichen Nebengengengteilen ist chloritisierter Granat bemerkenswert.

2. Muskowitgneise

Makroskopisch: Allgemein heller als 1. Auf dem Hauptbruch häufig neben mm-grossem Muskowit eine feingefaltete Serizithaut.

Mikroskopisch ähnlich wie 1, nur ohne Biotit: Quarz, Albit mit schmalen,

oft auskeilenden, verbogenen oder versetzten Lamellen, K-Feldspat als rundliche Körner, meist unegittert und z. T. mit vollständig gleichmässiger Auslöschung, Muskowit. Bei den Nebengemengteilen fällt besonders bis 2 mm grosser Zoisit mit hellbrauner Färbung auf, der mit grobem Quarz und Albit in scharf begrenzten Linsen sitzt. Wahrscheinlich kristallisierte er aus herbeigeführten Kluftlösungen, ist doch das übrige Gestein frei von Zoisiteinschlüssen.

β) Quarzitische Muskowitgneise

Makroskopisch: Weissliche Gneise mit Grüntich, fein- bis mittelkörnig. Auf der glatten, gefalteten oder knotigen Schieferfläche sitzen mm-grosse, oft kaum geregelte Muskowite.

Mikroskopisch:

Quarz (70—90%): Kataklastisch in Linsen. Randlich rekristallisiert unter Einschluss feinsten Serizits.

K-Feldspat (10—30%): In Lagen oder unregelmässig zerstreut. Vollständig frisch, mit rundlicher Begrenzung. In Rissen und runden Bereichen sitzt Serizit. Quarz ist etwa amöbenartig bis dentritisch mit ihm verwachsen oder durchsetzt ihn mehr aderförmig. Die eher seltenen Albitspindeln werden etwa durch quarz-erfüllte Risse versetzt. Randlich und längs Spaltrissen dringt frischer Albit ein, so dass der K-Feldspat perthitähnlich wird.

Muskowit, resp. Serizit in Fetzen oder Streifen, innerhalb welcher er unregelmässig sein kann. Verbogen oder seitlich ausgefranst. Umfliesst grössere Quarze und K-Feldspäte, nicht aber kleinere Individuen.

Nebengemengteile: Zirkon, Apatit, Epidot, Rutil, Kalzit und wenig Erz.

Bei dieser Gruppe ist, wie allgemein üblich, bei Überhandnahme von Quarz nie Biotit oder Chlorit zu beobachten.

Struktur meistens porphyroklastisch bis lepidoblastisch.

Feldbeobachtungen

In der Mehrzahl der Fälle lassen sich makroskopisch (wie auch mikroskopisch) bei diesen «zentralen Gneisen» keine gut abzugrenzende, verschiedenartige Strukturbereiche auseinanderhalten. Solche mögen zwar präalpin vorhanden gewesen sein, sind aber durch die mit intensiven Differentialbewegungen zusammenhängende Kataklastik homogenisiert worden. Mischgesteine deutlich chorismatischer Natur, wie sie beispielsweise im Schwarzwald, im Tessin oder im Aarmassiv sichergestellt sind, treten im untersuchten Gebiet stark zurück. Insbesondere bei den lagigen und flatschigen Typen (z. B. Inneralp) sind helle und dunkle Gemengteile nie sauber getrennt. Die leukokratischen Bereiche setzen sich zusammen aus Quarz, Albit und K-Feldspat und übertreffen volumenmässig die undeutlichen, dunkleren Fläsern und Striche aus Biotit, Chlorit oder Muskowit um etliches.

Bei den überwiegenden, mehr flatschigen Typen vollziehen sich

von dunkelgraungrünen, beinahe monoschematisch erscheinenden Biotit- resp. Chloritgneisen über lagige bis flatschige, chloritarme Gneise zu eigentlichen K-feldspatführenden Quarziten mannigfaltige Übergänge, manchmal auf wenige m Distanz. Glimmerreiche, grünlich dunkle Varietäten nehmen beispielsweise ausgedehnte Partien am N-Hang des Schafskopfes ein, die mit metamorphen Amphiboliten (z. B. Vorderalp, S. 368) grosse Ähnlichkeit haben. Auf der geologischen Karte von FR. WEBER (1924) ist an jener Stelle auch ein Amphibolitzug eingezeichnet worden. Bei der näheren mikroskopischen Untersuchung stellte sich dieses Gestein als bis 40% Quarz führender Chloritgneis mit dünnen Lagen von Quarz und Schachbrettalbit sowie etwas K-Feldspat heraus. Bei den Amphibolitderivaten der Vorderalp ist aber gerade der minimale Quarzgehalt bezeichnend. Es wurde nördlich des Schafskopfs auch nicht jene überaus typische Fältelung der hellen Lagen gefunden. Es dürfte sich hier primär eher um einen Biotitgneis gehandelt haben, der reliktsch noch festzustellen ist. Ganz vereinzelt weist er auch weisse Augen auf.

Die hellen Spindeln sind oft von querstehenden feinen Klüftchen durchschlagen, die mit Chlorit gefüllt sind. In ihrer Nähe sind die Chloritlagen gern zusammengedrängt, wie «auf die Seite geschoben». In der Regel verläuft die Schieferfläche dieser Gneise über grosse Strecken gerade und ungestört, in untergeordnetem Masse wird sie gewellt und intensiv verbogen, z. B. bei Koord. 720.8/171.6. Die Anlage dieser textuellen Unregelmässigkeiten erfolgte herzynisch oder früher, da sie von geradlinigen Gängen durchschlagen werden.

Besonders in diesen flatschigen Typ sind nun später näher zu behandelnde Pegmatite und Aplite konkordant eingebaut, die von E nach W sowie von N nach S an Zahl und Mächtigkeit deutlich zunehmen. Mit ihnen in genetische Verbindung zu setzen sind wenigstens zum Teil die zahllosen, stark geklüfteten Quarzadern bis -nester, die mehrere m Durchmesser haben können. Ähnlich wie in den südlichen Paragneisen (s. S. 362) wird in ihrer Nachbarschaft die s-Fläche des Gneises auffallend stark abgelenkt oder es schwimmen in randlichen Quarzpartien Gneisbrocken. Solche Bilder lassen sich kaum durch reine Lateralsekretion erklären. Meistens sind diese Quarzräume taub, können aber vereinzelt Erze führen, z. B. Ilmenit (d 1 mm, röntgenographisch bestimmt), Hämatit (500 m EP. Zavragia). Etwas häufiger tritt in ihnen Turmalin auf. So trifft man nordwestlich des Schafskopfgipfels konkordante, stark zerbrochene, oft 3 cm breite Quarzlagen mit schwarzen Turmalinbruchstücken, die durch eine jüngere, kompaktere Quarzgeneration miteinander verkittet wurden.

In der obersten Val Gronda (Koord. 723.6/171.2) fand sich ein heruntergestürzter, metergrosser Block aus Milchquarz und angrenzendem Flatschengneis. In ersterem liegen nun mehrere etwa faustgrosse, verschieden orientierte Stücke von Gneis, der auch im Verband abgelenkt und gefältelt ist. Diese Brocken sind nun ausnahmslos von einer wechselnd dicken Schicht (0,5 bis 4 cm) von grünlich-schwarzem, äusserst feinkörnigem Turmalin umgeben (s. Fig. 7).

U. d. M. fallen kleine Häufchen von olivgrünem, kurzstengeligem Turmalin mit d 0,04 mm auf. Gleichfarbiger Biotit ist durchschnittlich grösser entwickelt und beginnt sich in Chlorit umzuwandeln. Eine Tendenz des Turmalins, senkrecht auf der Spaltbarkeit des damit älteren Biotits, resp. Chlorits aufzuwachsen, scheint angedeutet. Der Turmalin ist wohl auch etwas jünger als die mise en place des

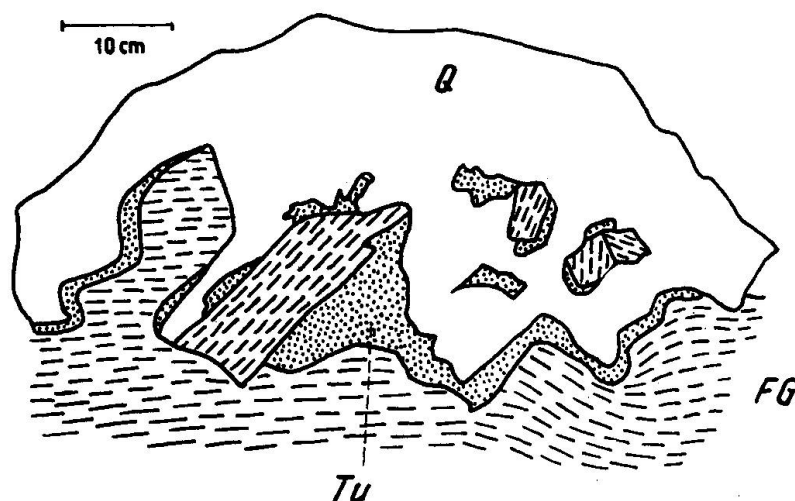


Fig. 7. Im Milchquarz (Q) desorientierte Brocken von Flatschengneis (FG), welche von feinstem Turmalin (Tu) umrahmt sind. Sturzblock obere Val Gronda.

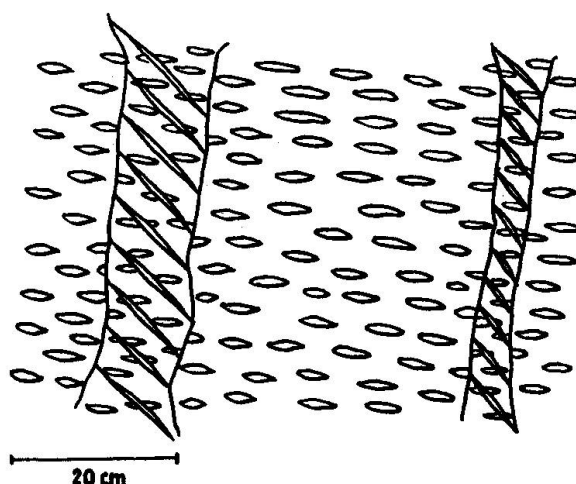


Fig. 8. Reihen gestaffelter Zerrisse im Augengneis, längs welchen letzterer stärker herausgewittert ist. Alp Cavel.

Quarzes, hält sich der erstere doch deutlich an die Fläche erhöhter Wegsamkeit zwischen Gneis und Quarz.

Etwa 300 m nördlich den oberen Hütten der Alp Cavel ist an einem grösseren, etwas verrutschten Gneisblock eine eigentümliche Klüftung zu beobachten. In zur s-Fläche ungefähr senkrecht stehenden Zonen sind unter sich parallele, etwa 45° zur s-Fläche geneigte Klüftungsrisse angeordnet. Diese 10 cm breiten Zonen sind stärker herausgewittert, doch geht die s-Fläche ungestört durch (s. Fig. 8). Analoge Erscheinungen bezeichnet SHAININ (1950) als «En echelon tension fractures».

Die zurücktretenden augigen Typen sind auf Bergkämmen eher anzutreffen als in den Tälern. Häufungsstellen sind z. B. der N-Hang des Sattels, Schafskopf, N-Hang des Piz Val Gronda, Piz Gren und vor allem das westlich daran anschliessende Gebiet gegen den Piz Zavragia hin. Übergänge zu flatschigen Typen erfolgen häufig innerhalb weniger m. Die Augen sind seitlich meistens geschwänzt, doch sind sie untereinander nur selten verbunden. Des öftern ist ihre Form auch flachelliptisch oder kugelig, ohne jegliche Andeutung von lateralen Schwänzen. Die Längsachse dieser Gebilde kann sich auch etwa schräg zur allgemeinen Schieferfläche stellen. Ihre Dimensionen belaufen sich nicht selten auf 2×4 cm, vereinzelt auf 8×10 cm. Zwischen den hervortretenden Augen ist das feinkörnige Grundgewebe stärker herausgewittert, in welchem sich der reichliche Glimmer ihnen anschmiegt oder welches in sich noch feingefältelt sein kann. Die Augenfüllung besteht vorwiegend aus grossen K-Feldspateinkristallen oder dann Schachbrettalbiten. In Nachbarschaft von Pegmatiten und Apliten ist sie mitunter weissgrau gesprenkelt und könnte mit diesen in Zusammenhang stehen (z. B. nördlich Piz Gren).

II. Augengneise südlich der Val Largia

Verschiedene verbindende Eigenheiten lassen es als berechtigt erscheinen, diese Gesteine bis unter ihre südliche Sedimentbedeckung als Einheit zu behandeln und von Serie I abzutrennen. Während in Serie I Ophthalmiten nur beschränkte, kaum einen halben km^2 übersteigende Gebiete einnehmen und sehr häufig mit Flatschengneisen wechsellagern, sind sie in der Serie II durchgehend entwickelt. Auch fehlen hier die in I allorts, vor allem im W ausgebildeten Pegmatite und Aplite vollständig. Für diesen Komplex, der bei Lumbrin nochmals angeschnitten wird, ist zudem ein allgemeines Zurücktreten von Muskowit, hauptsächlich gegen S hin bemerkenswert. Ein weiteres Charakteristikum ist seine Plagioklasarmut und damit in Verbindung der nur spärliche Biotit- und Chloritgehalt dieser Gneise. Sie erhalten z. B. im Gebiete der Alp

Ramosa durch ihre hellgrüne Farbe, die von dem reichlichen Phengit stammt, oft eine grosse Ähnlichkeit mit dem Ilanzer Verrucano, von dem sie sich aber in verschiedener Hinsicht unterscheiden.

1. Serizitgneise

Makroskopisch: Feinkörnige, hellgrüne Gneise mit weissen oder gelblichen, nach em messenden, oft beanspruchten Augen aus K-Feldspat. Auf dem Hauptbruch ein dichter Serizitfilz. Daneben in untergeordnetem Masse einheitlich wirkende, feingesprenkelte Mikrochorismite, die fast massig werden können.

Mikroskopisch:

Quarz bis 50%, meist aber zugunsten von Serizit zurücktretend, mit dem er ein feinkörniges Grundgewebe aufbaut, d 0,06 mm. Bei Anwesenheit von viel Serizit ist er ausgeprägter kristalloblastisch.

K-Feldspat als Augeninhalte. Feinste Gitterung ist hier häufig anzutreffen. Vereinzelt ist er mit feinstem Serizit angefüllt. Mitunter werden die Körner von schmalen Rändern umsäumt, die optisch wenig anders orientiert sind. In Rissen sitzt Quarz und Serizit, der um so gröber wird, je stärker diese klaffen. In der Regel von feinsten Flüssigkeitseinschlüssen durchlöchert, die wolkenartig oder linear angeordnet sind. Ränder sind meistens frei von ihnen. Gelegentlich von buchtig hineinragendem oder wurzelförmigem Quarz angezehrt. Z. T. fleckige Auslöschung, wobei nur die gleich auslöschenden Partien von den erwähnten Hohlräumen durchsetzt sind. Randlich werden die Gitterlamellen etwa plötzlich breiter. Perthite sind immer selten. Tropfenquarz, z. T. mit feinen Zufuhrkanälen.

Serizit, kaum geregelt im Grundgewebe. In der Umgebung von Quarz scheint er gern etwas gröber. Der schwach grünliche Pleochroismus deutet auf Phengit.

Nebengemengteile: Apatit d bis 1,5 mm, Zirkon, Kalzit, Epidot, Pyrit.

2. Quarzitisches Muskowitgneise

Sie entstehen aus 1 durch Serizitabnahme, nehmen aber nur untergeordnete Räume ein (z. B. untere Val Largia) und leiten zu Gesteinen über, die weiter nördlich, d. h. im E der Val Gronda, weite Verbreitung besitzen. Diesen quarzreichen Gneisen sind Ophthalmiten mit grossen K-Feldspäten fremd; Mikrochorismite bilden die Regel.

Makroskopisch sind sie mittelkörnig (d mind. 1 mm), auf der Schieferfläche neben feingefältem Serizit bis 3 mm grosse Muskowite.

Mikroskopisch nimmt Quarz überhand, K-Feldspat (bis 30%) ist schwach perthitisch, Schachbrettalbitisierung scheint vom Zentrum aus fortzuschreiten. Muskowit gut geregelt.

Struktur heterogranoblastisch mit jüngster kataklastischer Überarbeitung.

Feldbeobachtungen

Diese Gneise südlich der Val Largia sind an vielen Stellen in kleinem Ausmass von feinen Erzkörnern und Turmalin imprägniert.

Sie finden sich vorwiegend in quarzreichen Typen. An den Hängen nördlich der Plaun de Cistagls durchschlagen beispielsweise, über mehrere m² verteilt, schwarze, auffallend gewundene, millimeterdicke Turmalinäderchen, die bis zu mehreren cm dicken Strähnen zusammenlaufen, den hellen Gneis.

In der Gruppe 2, bei der der Mikroklingehalt sehr klein werden kann (Übergänge in den südlichen Paragneis), ist häufig würfelig, verrosteter, millimetergrosser Pyrit längs Lagen angereichert. An seine Gegenwart gebunden ist feinkörniger Baryt, unter dem Mikroskop xenoblastisch mit feingenarbter Oberfläche, (+) 2 V klein, fast einachsig. Er ist manchmal lamellenartig zerschert und zeigt eine gute, rechtwinklige Spaltbarkeit.

An serizitreiche Varietäten gebunden sind nebulitische Hämatit-impregnationen (V. de Mulin).

Quarzklüfte sind hier recht zahlreich, wenigenorts mit 1/2 cm dicken und mehreren cm langen Epidotstengeln, die senkrecht auf den Kluftwänden aufsitzen. Sie scheinen, vor allem bei Konkordanz, eher an augenarme Streifen gebunden.

In der Val de Mulin, auf 1640 m Höhe, vollziehen sich im hier etwas biotitreicheren Gneis innerhalb wenigen m² Übergänge von Lagen- über Flatschen- zu Augengneisen. Die Augen sind in glimmerreichen Streifen am besten entwickelt, doch nimmt in letzteren ihre Zahl deutlich ab.

Am N-Hang des Piz Tgietschen, wo die Gneise auch etwas mehr Biotit führen als normalerweise, sind ausgesprochen ophthalmitische Partien zu konstatieren, die von homogenem Gneis messerscharf abgeschnitten werden. Die s-Fläche streicht durch diese Grenzlinie unverändert durch. Einzig randlich werden die Augenglagen z. T. etwas geschleppt. An dieser Stelle ist auch der starke Wechsel der Augengrösse und -zahl nicht zu übersehen (s. Fig. 9).

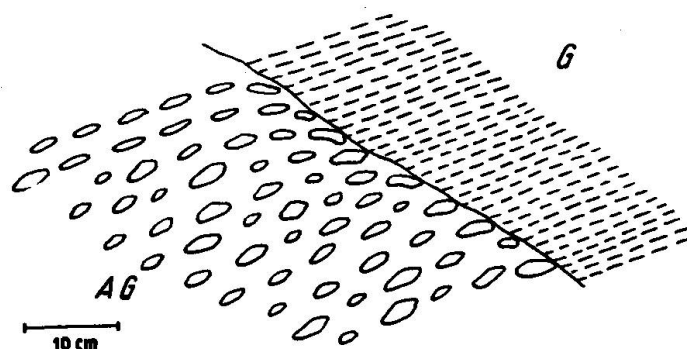


Fig. 9. Homogener Gneis (G) stösst mit scharfer Grenze an Augengneis (AG), dessen Augen randlich etwas geschleppt sind. Nördlich Piz Tgietschen.

Auf Plaun de Cistagls liegen des weiteren im Augengneis konkordante, dunkelgraue, homogene, nach dm messende Bereiche, die parallel zur s-Fläche scharf begrenzt sind, senkrecht dazu aber diffus. Wenn man auch bei der Felduntersuchung zuerst an ihre magmatische Provenienz denken könnte, so weisen mikroskopischer Befund sowie ganz vereinzelter Augen eher darauf, dass hier nicht injiziertes, ziemlich glimmerreiches Parasubstrat vorliegt. Nicht unerwähnt bleiben sollen auch albitreiche, bis 20 cm lange Linsen, deren deutliche Verschieferung zur allgemeinen diskordant verläuft (ca. 30°).

III. Flatschige Muskowitgneise E der Val Gronda

Wie immer in Fällen, wo durch eine solche Einheit nicht mineralogisch ähnliche Räume, sondern eher eine bestimmte „Paragenese“ verschiedener Gneistypen charakterisiert werden soll, sind hier die Grenzen zu den andern Serien nur ganz schematisch und subjektiv zu ziehen. Ihre Verwandtschaft zur Serie II ist enger als zur Serie I. Von ersterer unterscheiden sie sich vor allem durch ihre Textur: Augige Varietäten treten neben flatschigen bis fast homogenen stark zurück. Muskowit ist hier immer gut und reichlich entwickelt. Ihre Abtrennung von der Serie I, d. h. den „zentralen Flatschengneisen“, erfolgte aus mehr mineralogischen Gründen. Biotit- und Chloritgneise sind dieser Serie III fremd, ebenso steigt der Quarzgehalt nie so hoch wie in I. Allgemein sind diese Gneise etwas grobkörniger und zerfallen leichter unter dem Hammer. Diese Härteunterschiede kommen auch in der Topographie zum Ausdruck. Wenn man z. B. die Abhänge östlich der oberen Val Gronda vom Gegenhang aus bei einer Standorthöhe von 2000 bis 2200 m und bei Westbeleuchtung betrachtet, erkennt man, bis etwa $\frac{2}{3}$ der Höhe vom Bachbett aus gerechnet, die härteren, dunkelbräunlichen Gneise der Serie I, mit vielen schmalen Runsen. Das obere Drittel baut sich auf aus weicheren, helleren Gneisen mit breiten, weit ausladenden und schuttgefüllten Runsen.

Grösste Verbreitung haben hier K-feldspatreiche Muskowit-Albitgneise, in zweiter Linie plagioklasfreie Muskowitgneise.

1. Muskowit-Albitgneise

Makroskopisch: Mittel- bis grobkörnig, weich. Meist undeutlich flatschig bis etwa auch homogen. Auf dem höckerigen bis gerieften Hauptbruch klebt ein dichter Serizitfilz mit bis 3 mm grossen Muskowitblättern, die sich sehr oft schräg zur Schieferung stellen. Graphitoidführende Typen wurden ganz lokal angetroffen.

Mikroskopisch:

Quarz (bis 30%): Kataklastisch in langgestreckten Linsen oder mit Serizit ein feinkörniges Grundgewebe aufbauend. In Ausnahmefällen in gefalteten Lagen. Gelegentlich scheint ihn Albit anzuzehren. Tropfen in Albit, weniger im K-Feldspat.

Albit (20—40%): Selten verzwilligt, Zersetzungsprodukt immer nur Serizit, der auch kleine Myrmekite ausfüllt. Albitzungen greifen in den Mikroklin, ohne Myrmekite zu bilden.

K-Feldspat (bis 40%): Oft linsig gestreckt, schwach perthitisch. Quarz kann ihn amöbenartig verdrängen. Er umschliesst mitunter schwach idiomorphe, stark zersetzte Plagioklase. Rissfüllungen von Quarz, Kalzit, Serizit. Die fast immer vorhandene Gitterung deutet auf Mikroklin, der aus Orthoklas hervorgegangen zu sein scheint, wurden doch vereinzelt Karlsbaderzwillinge angetroffen, wobei das eine Zwillingeindivium mit feinsten Poren durchsetzt ist, das andere aber vollkommen frei davon ist. Häufig ist er in Gneisen, die makroskopisch einen stärker verwitterten Eindruck machen, in bis 5 mm grosse Schachbrettalbite umgewandelt. Im Zusammenhang damit wurde Kalzit ausgeschieden. Triklinität $\Delta = 0,92$ (s. GOLDSMITH and LAVES, 1954), röntgenographisch aus Pulverdiagramm ermittelt.

Muskowit ist immer vorhanden und ist beansprucht, d. h. undulös und lateral zerfranst.

Nebengemengteile: Kalzit (vor allem in Schachbrettalbit-reichen Typen), Apatit, Zirkon, feinstes Graphitoid, wenig Chlorit, Epidot, Pyrit, Ilmenit mit Leukoxen.

2. Plagioklasfreie Muskowitgneise

Makroskopisch sind sie der Gruppe 1 weitgehend ähnlich, zeigen unter dem Mikroskop aber keinen Plagioklas und weniger K-Feldspat (10—20%). Dafür ist die Menge von Quarz angewachsen (bis 70%). Im Mikroklin sind optisch gleich orientierte Bereiche bisweilen von feinsten Bläschen durchsetzt, Muskowit und Serizit umflasern Quarz und Feldspäte.

Die Strukturen dieser beiden Gneistypen werden, wie auch bei den übrigen, beherrscht von den destruktiven Einwirkungen der alpinen Dislokationsmetamorphose. Ältere homöo- bis heterogranoblastische Palimpseststrukturen sind mit Mühe erkennbar.

Feldbeobachtungen

Gegen E und gegen N hin gehen die gewöhnlich flatschigen Gneise der Serie III in ophthalmitische Abarten über, bei denen in einer hellgrünen, phengitreichen Matrix eigentümlich begrenzte, eckige bis fetzenartige „Augen“ schwimmen, die gelegentlich miteinander verbunden sind (s. Fig. 10).

Auf der Alp de Lumbrein schmiegen sich diese „Augen“ an die

Umriss eines blockartig eingelagerten, feinschiefrigen Muskowitgneises (s. Fig. 11).

Wie auch für Serie II ist für diesen Komplex charakteristisch, dass er ausser zahlreichen N-S verlaufenden Quarzklüften keine Gangbildungen enthält. Nach W, gegen die Val Gronda hin, lassen sich dann vereinzelte schwächliche Muskowitpegmatite auffinden.

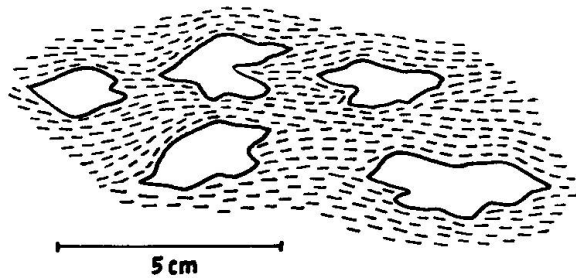


Fig. 10. Fetzenförmige K-Feldspatbereiche im Muskowitgneis östlich der Val Gronda. Alpettli.

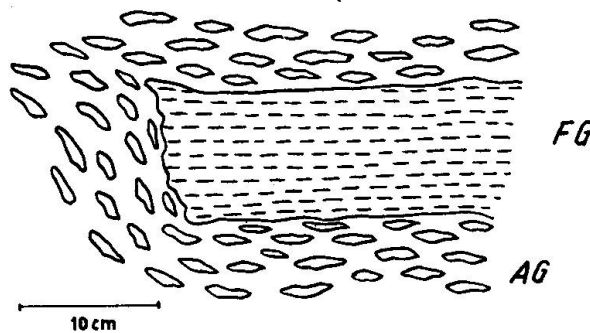


Fig. 11. Feinschiefriger Muskowitgneis (FG) liegt blockartig in Augengneis (AG), dessen Augen abgelenkt werden. Alp de Lumbrein.

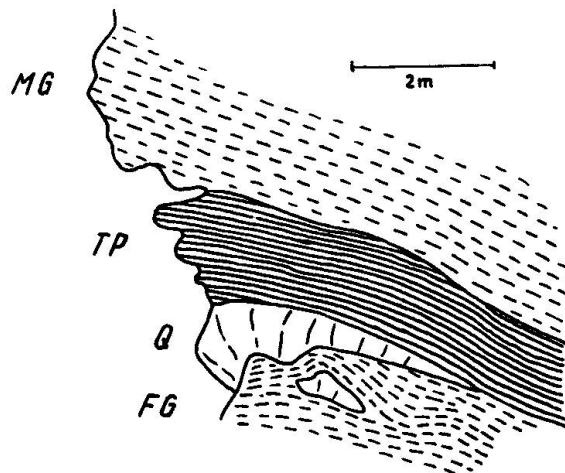


Fig. 12. Scharf begrenzte Tonphyllitplatte (TP). Darunter Flatschengneis der Serie I (FG) mit reichlichen Quarzschnitzen (Q), darüber der helle, weichere Muskowitgneis der Serie III (MG). Östlich obere Val Gronda, Profil.

Ziemlich genau 900 m östlich der Hütte der Alp Gren (Koord. 724.4/172.15) ist im Gneis eine merkwürdig scharf begrenzte, 1—3 m mächtige Platte eines gelbgrünlichen Tonphyllits eingeschaltet. Unter dem Mikroskop zeigt sich verfingerter Quarz, der völlig mit feinstem Serizit besät ist und von größerem umflasert ist. Unter dieser Platte ist der Gneis auffällig stark gefältelt und mit gewundenen Quarzschmitzen durchsetzt (s. Fig. 12).

Wie wir später sehen werden, kommen in der Trias grünliche Tonphyllite häufig vor. Wegen schlechtem Zugang konnten die Verbandsverhältnisse leider nicht weiter studiert werden, doch spricht das völlige Fehlen von Dolomit oder Kalk sowie die Entfernung von ähnlichen Vorkommen gegen eine Triaseinschuppung. Viel eher dürfte es sich hier um eine rekristallisierte, wieder verfestigte Ruschelzone handeln.

In ihrer Umgebung und auf dem Grat wird der Gneis sehr grobkörnig und erhält einen knauerigen Hauptbruch. Auf der Karte von FR. WEBER (1924) figuriert er deshalb als „Gneissig-schiefrige Konglomerate und Breccien“. Der relativ hohe Gehalt an Schachbrettalbit sowie die Unmöglichkeit, Gerölle oder Trümmer abzugrenzen, lassen es plausibler erscheinen, diese stark verwitterten Gneise als albitisierte und zerscherte Augengneise aufzufassen.

Den Hauptanteil bilden aber bei weitem die Flatschengneise, die sehr oft auf der s-Fläche eine ausgeprägte Striemung aufweisen, längs welcher der gutentwickelte Muskowit gedreht erscheint. Zwischen ihr und der Fallrichtung ist, von oben betrachtet im Gegenuhrzeigersinn, häufig ein Winkel von etwa 30° messbar.

Bisweilen überziehen Flecken von Malachit und Hämatit den Hauptbruch. Letzterer bildet auch, vornehmlich in quarzreicheren Partien, ein Netz mehrere mm breiter Adern. Bei grösserem Glimmergehalt ist der Quarz unmittelbar neben der Hämatitfüllung sichtlich angereichert.

IV. Helle Muskowitgneise des Piz Titschal-Piz Lad

Rein äusserlich zeigt ihre Hauptmasse eine gewisse Ähnlichkeit mit der Serie III. Im Durchschnitt sind sie aber glimmerärmer, feinkörniger und etwas zäher. Texturell sind sie allgemein unruhiger, indem aplitische Bereiche regellos mit pegmatitischen vermischt sind und dann wieder quarzitisches Gneis die Vorherrschaft übernehmen. Unter dem Mikroskop konnten weder Biotit noch Plagioklas ausfindig gemacht werden. Der Übergang zu den zentralen Flatschengneisen vollzieht sich über hunderte von m durch allmähliches Hinzutreten von Biotit resp. Chlorit.

Makroskopisch: Im nördlichen Teil einheitlich fein- bis mittelkörnig, gegen S sind vermehrt grobkörnige Partien eingelagert (nördlich Piz Lad). Auf dem Hauptbruch meist wenige $\frac{1}{2}$ mm grosse Muskowite, bei den pegmatitischen Gneisen bis cm d.

Mikroskopisch:

Quarz (bis 90%): In undulösen, mörtelumkränzten Linsen, randlich Seriziteinschlüsse.

K-Feldspat (meist unter 20%, bis 40%): Vorwiegend regellos eingestreute, mörtelfreie Körner mit d bis 3 mm. Keine Perthite, fleckenweise gegittert, wolkige Bläschenfüllung. Grössere Individuen gewöhnlich von subparallelen, quarzgefüllten Rissen durchschlagen. Quarz kann auch wurzelartig oder dann eher buchtig eindringen.

Muskowit, Serizit: In Bändern oder Fetzen, obige umflasernd. In seinen Spalttrissen Quarz, der weniger beansprucht erscheint.

Nebengemengteile: Zirkon, Apatit, Epidot, Erz.

Struktur meist porphyroklastisch.

Feldbeobachtungen

Auf der Karte von FR. WEBER (1924) ist nördlich des Piz Tischal ein konkordanter Zug eines Muskowitgranits eingezeichnet, der wohl als östlicher Ableger des grösseren Stocks im Gebiete Piz Nadel-Piz Miezd in der oberen Val Zavrugia aufzufassen wäre. Verschiedene Beobachtungen führen aber dazu, diesen Zusammenhang in Abrede zu stellen und lassen es überdies zweifelhaft erscheinen, hier von einem reinen Eruptivgestein zu sprechen. Massige, körnige Muskowitgranite, wie sie im erwähnten Nadelserstock (z. B. auf Alp Gargialetsch) auftreten und welche sich durch idiomorphe K-Feldspäte auszeichnen und z. T. als scharfbegrenzte Lagen in Biotitgneis und Amphiboliten eingebaut sind, können hier nirgends angetroffen werden. Die Gesteine sind immer stark verschiefert, relativ arm an Muskowit, braun verrostet und an keiner Stelle sind Intrusivkontakte auch nur angedeutet. Bei der mikroskopischen Untersuchung ergab sich ferner völlige Abwesenheit von Plagioklas und das Fehlen jeglicher eruptiven Struktur, während im Nadelser Vorkommen wesentliche Mengen eines feinlamellierten, schwach idiomorphen Plagioklases auftreten (z. B. ca. 30%). Die Deutung meiner Gesteine als Mischgneise, d. h. als mit K-reichem Chymogen inhibierte Quarzite, erscheint zwangsloser. Gegen S, im Raum Piz Lad, wo vermehrt K-feldspatreichere, aplitische und pegmatitische Partien sich einstellen, gewinnen die chymogenen Anteile erhöhte Bedeutung, so dass diese Bildungen eigentlichen Migmatiten nahestehen würden. Die Frage, ob die grobkörnigen Bereiche mit den nicht weit südlicheren, zahlreichen und mächtigen Pegmatiten am Piz Val Gronda in Verbindung gebracht

werden dürfen, muss offengelassen werden, weil sie sich hinsichtlich ihrer Lagerungsform doch zu stark unterscheiden: Nebulitische Schlieren am Piz Lad, gutbegrenzte, konkordante Gänge am Piz Val Gronda.

V. Augengneise der unteren Val Gronda

Auf der Karte von FR. WEBER (1924) ist in der unteren Val Gronda ein länglicher, N-S verlaufender Komplex eines „porphyrischen Granits“ ausgeschieden. Leider liegt er ausnahmslos in bewaldetem Gebiet und dementsprechend sind Aufschlüsse spärlich und immer stark verwittert. All dies erschwert in erheblichem Masse die Abklärung der Verbandsverhältnisse. Eingehende Untersuchungen ergaben, dass keine Berechtigung vorliegt, den gesamten Komplex als Eruptivgestein anzusprechen. Solche liegen nur ganz im S vor und sollen im folgenden Abschnitt D eingehender behandelt werden. Augengneise nehmen weitaus den grössten Raum ein.

Makroskopisch: In einem hellgrünen, feinkörnigen Grundgewebe sitzen oft 5 cm lange weisse Augen aus meist kataklastischem Feldspat und auch Quarz. Ihre Form ist selten elliptisch (wie z. B. in Serie II und I), sondern meist eckig gezahnt, schmitzenförmig, bis fast „brekzienartig“. Chlorit sitzt in kleinen Nestern. Auf dem kaum ausgebildeten Hauptbruch ist Muskowit nur sehr spärlich, Serizit dagegen reichlich entwickelt, vor allem in Bewegungshorizonten. Im N ist der Gneis fast immer abgesackt, gegen S tritt zunehmend Biotit hinzu, und das Gestein wird allgemein etwas kompakter. In der gleichen Richtung wird sein chorismatisches Bild immer unruhiger. Innert 20 cm geht beispielsweise ein ausgesprochener Augengneis über vereinzelte Flatschen in einen feinkörnigen, einheitlich grauen Gneis über. Dieser Wechsel kann auch plötzlich geschehen, indem augenfreie Bänder eingelagert sind mit randlicher Biotitanhäufung. Von eigentlichen Gängen kann man hier nicht gut reden, weil in einem solchen Band wieder z. T. strichartig angeordneter Biotit auftreten kann. Feinkörniger Bleiglanz überkrustet bisweilen die Schieferfläche.

Mikroskopisch: Bei diesen Gesteinen ist die sehr intensive Beanspruchung augenfällig.

Quarz (20—40%): Zermalmt in unregelmässigen Nestern mit breiten Mörtelkränzen und mit serizitreichem Grundgewebe eigentlich verknetet.

Albit (50—70%): Zertrümmert in grösseren, unregelmässigen oder linsigen Bereichen, z. T. mit frischem, feinzapfigem Rand. Die Augen werden vorwiegend aus grossen Schachbrettalbiten aufgebaut. In diese dringt längs Spalten und vom Rand her zungenförmig völlig frischer Albit ein.

Chlorit (5—10%): Nur feinste Blättchen sind geregelt, grössere beliebig orientiert in Flecken. Periphere und längs der Spaltbarkeit angeordnete Erzkörner und Leukoxen deuten auf umgewandelten Biotit, der sich weiter im S vermehrt einstellt. Mit Muskowit und Serizit oft parallel verwachsen, in länglichen Linsen quergestellt. Vereinzelte pleochroitische Höfe. IF immer blau bis violett, —2 V fast 0, evtl. Pennin. Nach der Lichtbrechung 1,630 wäre aber eher auf einen Prochlorit zu schliessen.

Serizit strähnig geregelt, Muskowit selten, unorientiert in Nestern.

Nebengemengteile: Zirkon, Apatit, Epidot, Kalzit, z. T. in bedeutenden Mengen, Pyrit, Ilmenit mit Leukoxenrand.

Struktur porphyroklastisch bis etwas granoblastisch.

Chemismus

Um die Frage abzuklären, ob das trotz unklarer Verbandverhältnisse, Fehlen von Eruptivstrukturelikten und oft extremer Zerrüttung allerdings stark beanspruchte Orthogestein als „porphyrischer Granit“ oder aber eher als ein Mischgestein anzusprechen sei, wurden auf Veranlassung von Prof. P. NIGGLI aus diesem Komplex zwei etwa 300 m voneinander entfernte Handstücke analysiert (s. Tab. I).

Tabelle I

Beanspruchter Augengneis, untere Val Gronda

Fundpunkte: 1. Koord. 724.9/177.3, 2. Koord. 725.3/177.2

	1	2	NIGGLI-Werte		
SiO ₂	65,39%	64,44%	si	299	276
Al ₂ O ₃	16,03	15,77	al	43,5	40
Fe ₂ O ₃	0,91	1,66	fm	17,5	19
FeO	2,18	1,61	c	13	14
MnO	0,04	0,04	alk	26	27
MgO	0,89	1,20			
CaO	2,69	3,08	k	0,38	0,41
Na ₂ O	3,68	3,76	mg	0,34	0,41
K ₂ O	3,36	3,97	ti	2,5	2,0
H ₂ O +	1,99	1,76	co ₂	11	10,5
H ₂ O -	0,04	0,03	t	+ 4,5	- 1
CO ₂	1,74	1,78	T	+ 17,5	+ 13
TiO ₂	0,74	0,62			
P ₂ O ₅	0,37	0,42			
Total	100,05	100,14	Analytiker: A. FEHR		

Basis

	Q	Kp	Ne	Cal	Sp	Fs	Fa	Fo	Cp	Ru
1.	51,0	12,3	20,7	6,9	4,1	1,1	2,6	—	0,8	0,5
2.	48,5	14,7	21,0	6,9	2,1	1,8	1,9	1,6	1,0	0,5
	Q	L	M							
1.	51,0	39,9	9,1							
2.	48,5	42,6	8,9							

Kata-Standardnorm

	Q	Or	Ab	An	Cord	En	Hy	Mt	Cp	Ru
1.	20,6	20,5	34,5	11,5	7,7	—	2,8	1,1	0,8	0,5
2.	18,5	24,5	35,0	11,5	3,8	2,1	1,3	1,8	1,0	0,5

Wenn man die QLM-Werte in das QLM-Diagramm einträgt (Sp und Cp zu M gerechnet), so fallen sie in das Feld der gotthardmassivischen Mischgneise, das zwischen den Ortho-Streifengneisen und den Para-Biotitgneisen vermittelt (s. HUBER, 1943, S. 207). Dieser Tatsache ist aber nicht allzu grosses Gewicht beizulegen, da diese QLM-Werte auch grosse Ähnlichkeit mit denjenigen des oberkarbonen Cristallina-Granodiorits haben. Auf Grund der chorismatischen Struktur, die häufigem Wechsel unterliegt, ist aber eher präherzynische Mischgneisnatur anzunehmen. Nicht von ungefähr ist diesem Komplex ein stark epimetamorpher Granit benachbart (s. S. 394).

b) GRUNDSÄTZLICHE DISKUSSION DER ENTSTEHUNGSGESCHICHTE, VERGLEICHE MIT ANDERN GEBIETEN

Im Altkristallin des GM gilt als allgemeine Regel, dass typischen, glimmerreichen Paraserien der K-Feldspat fremd ist (HUBER, 1943, E. NIGGLI, 1944, WINTERHALTER, 1930), während er für Injektion oder Orthonatur eine Art Leitmineral darstellt. Diese Gesetzmässigkeit hat aber keine Geltung hinsichtlich der Sedimenthülle, wo Kalifeldspäte im Permokarbon (z. B. E. NIGGLI l.c.) und in der Trias (s. weiter unten oder AMBÜHL, 1929) gefunden werden. Alle die unter C beschriebenen Gneise enthalten wechselnde Mengen von Mikroklin, die flatschigen bis lagigen Typen 10—20%, die augigen mehr. Ob nun dieser untergeordnete K-Feldspatgehalt dazu berechtigt, von schwach injizierten Paragneisen zu reden, ist nicht einfach zu beurteilen. Einerseits fehlen dem untersuchten Gebiet grössere Orthogneiskomplexe, welche als Chymogenlieferanten fungieren könnten, andererseits sind, wenn es sich voralpin wirklich um Chorismite gehandelt hat, allfällige Strukturunterschiede durch die vornehmlich destruktiv wirkende alpine Dislokationsmetamorphose und Diaphthorese verwischt worden. Makroskopisch äussert sich dies in der überhandnehmenden Feinkörnigkeit und der weiten Verbreitung homogener oder nur undeutlich hellgestreifter Gneisvarietäten, mikroskopisch dadurch, dass sowohl in glimmerreichen wie glimmerarmen Bereichen ähnliche Korngrösse und Strukturverhältnisse herrschen. Vom Glimmer abgesehen ist auch die Verteilung der verschiedenen Mineralarten statistisch gleichmässig. Der Feldspat ist in den hellen wie auch den dunkleren Lagen immer serizitgefüllter Albit. Findet man einmal neben letzterem reihenweise unzersetzte Individuen, so ist nicht sofort an Zufuhr von weither stammendem Material zu denken. Solche lokalen Erscheinungen erklären sich durch Lateralsekretion zwangloser.

Bei den Ophthalmiten besteht die weisse Augenfüllung meistens aus Mikroklin, weniger aus Schachbrettalbit oder Quarz und Albit. Ähnlich wie die weiss-grünliche Streifung der Lagengneise z. B. durch Sedimentation von mehr sandigem und mehr tonigem Material zustande gekommen sein könnte, wäre hier der Gedanke nicht ohne weiteres von der Hand zu weisen, die Augen würden mehr oder minder verquetschte Konglomerate darstellen, wie man sie im Permokarbon häufig antrifft. Darin könnte man bestärkt werden, wenn die Augen schön elliptisch und ohne seitliche Schwänze entwickelt sind oder mit ihrer Längsachse quer zur Schieferung des Gneises stehen. Diese Möglichkeit fällt aber hinweg, wenn wir berücksichtigen, dass die Augenfüllung über weite Gebiete durchaus einheitlich zusammengesetzt und Wechsellagerung mit lagigen Partien keine Seltenheit ist.

Somit beschränkt sich die Diskussion grundsätzlich auf die Frage, ob bei diesen mikroklinführenden Gneisen Exochorismite mit überwiegendem stereogenem Anteil vorliegen, oder aber Endo- bis Amphichorismite, deren Akyrosom Produkte blosser Ausblutung darstellt.

Es gibt nun verschiedene Autoren, welche die Möglichkeit von Injektion weit hergeführten Chymogens gänzlich in Abrede stellen. DRESCHER-KADEN (1936) z. B. vertritt die Meinung, dass das Eindringen von Schmelzlösungen nur in geöffnete Räume, d. h. Klüfte, Spalten, Ablösungsflächen, Drusen etc. möglich sei. Solche Hohlräume dürften aber bei grösserer Rindentiefe kaum mehr angenommen werden. In höheren Regionen können sie sich nach diesem Autor noch bei Biegefaltung entwickeln, nicht mehr aber bei völlig planliegenden Schichtlagen, die über weite Distanzen kaum solche Festigkeit besitzen würden (z. B. Glimmerschiefer), um die raumschaffenden Kräfte weiterzuleiten. Bei flachliegender Lagerung würden überdies bei Förderung des sauren Materials aus der Tiefe die zahllosen horizontalen Schichtblätter entgegenstehen. Deshalb seien die hellen Bestandteile aus dem Gestein selbst herzuleiten, welche sich durch partielle Stoffmobilisation im ursprünglich festen Gestein längs Lagen angereichert hätten. Da in einem primär geschichteten oder bereits verschieferten Gestein bei differentieller Beanspruchung lagenweise verschiedene ptx-Bedingungen herrschen, werden sich Mineralien ähnlicher Stabilität längs diesen flächenhaften Reaktionsräumen ansiedeln.

Nach WENK (1936) und ERDMANNSDÖRFFER (1939) kann Bänderung rein mechanisch dadurch entstehen, dass die Mineralien bei intensiven Differentialbewegungen infolge ihrer individuellen Gestalt und verschie-

dener Gleitfähigkeit längs Lagen sortiert wurden („Deformationsbänderung“).

Auf der andern Seite stehen Auffassungen, welche das Material der leukokraten Bereiche (Lagen, Augen, Adern, Wolken) mit benachbarten Magmenherden in Beziehung setzen (AMBÜHL, 1929; HUBER, 1943; E. NIGGLI, 1944; SUTER, 1924; WINTERHALTER, 1930).

Als wichtigste Argumente werden angeführt: Solche Gneise kommen in Nachbarschaft von Eruptivkomplexen besonders häufig vor und ihre hellen Bereiche nehmen mit wachsender Entfernung ab. Oft sind sie mit durchschlagenden Gängen verbunden. Der glimmerreiche Altbestand ist feinkörnig und schiefrig, das helle Chymogen ist gröberkörnig und massig, oft scharf begrenzt, und seine Zusammensetzung ist vom Wirtsgestein unabhängig. Es besitzt in Lagengneisen über grosse Distanz konstante Mächtigkeit. Mikroskopisch lassen sich gegeneinander verschiedene, z. T. hypidiomorphe Strukturbereiche gut abgrenzen. In den leukokraten Lagen lassen sich kaum Grundgewebeeinschlüsse auffinden. Bei Ausblutung müsste der Glimmergehalt gegen die Lagen hin allmählich abnehmen.

Wenn man nun die Gneise des östlichsten GM daraufhin untersucht, so spricht vor allem die Verteilung der verschiedenen Typen dafür, dass es sich bei den mikroklinführenden Gneisen wahrscheinlich um Mischgesteine, um Exochorismite handelt. Im N, wo wir am weitesten entfernt sind von grösseren Eruptivherden, lagern sich konkordant biotit- resp. chloritreiche und k-feldspatfreie Paragneise. Wenn wir von N nach S fortschreiten, nimmt der K-Feldspatgehalt im Durchschnitt allmählich zu. Die mikroklinreichsten Varietäten, die Augengneise der Serie II, sind nun im Gebiet der Alp Ramosa und nördlich davon auffällig angereichert. In der obersten Val Somvix, d. h. gerade westlich dieses riesigen und einheitlichen Augengneiskomplexes, sinkt der Ortho-Streifen-gneiskörper, der das gesamte zentrale Altkristallin des GM aufbaut, axial in die Tiefe (ungefähr Raum westlich P. Cavel) (s. P. NIGGLI, 1950, Tafel II). Diese ophthalmitischen Gneise sind somit im Dach des vorherzynischen Orthogneises deutlich angehäuft und sind mit seiner Intrusion sicher in Zusammenhang zu bringen. Dieser ist zum mindesten ein ursächlicher, d. h. es besteht eine räumlich-zeitliche Koppelung zwischen der mise en place des Orthokörpers und der Förderung der Porphyroblastenbildung entweder durch intensive Erwärmung, ohne wesentliche Stoffzufuhr (z. B. dort, wo die Augen isoliert und ohne Zufuhr- oder Verbindungskanäle sind), oder durch pneumatolytische k-Metasomatoze. Für direkten stofflichen Zusammenhang spricht — wenig-

stens bei den Ophthalmiten — der grosse und diskontinuierliche Korngrössenunterschied zwischen dem meist feinkörnigen Grundgewebe und den Augen (des öftern Mikroklin-Einkristalle) sowie der spärliche K-Feldspatgehalt des Zwischengewebes. Zudem scheint auch zwischen der Menge des K-Feldspats und dem Mineralbestand des Stereogens keine Abhängigkeit zu bestehen, haben doch Quarzite als auch albit- oder muskowitzreiche Gneise ähnlichen Mikroklingehalt.

Neben den erwähnten Beobachtungen und der Anordnung neosomreicher Gneise spricht für die stoffliche Verknüpfung zwischen Chymogen und den streifengneisischen Engadinitmagmen die Tatsache, dass die Kontakte der jüngeren, oberkarbonen Eruptivstöcke (Rotondo-, Fibbia-, Medelser-, Cristallinagranit) allgemein scharf sind und das Nebengestein kaum nennenswerte Injektionsphänomene aufweist. Nach AMBÜHL (1929) können solche auch am Rande des Streifengneises fehlen, z. B. im zentralen GM. Diese Erscheinung erklärt er damit, dass das Streifengneismagma vor allem die Paragneise, die über ihm lagen, injizierte, weniger die seitlich von ihm gelegenen. In einem gewissen Grade scheint diese Feststellung auch auf unser Untersuchungsgebiet zuzutreffen.

D. Granitgneise

Granitische Gesteine homogener Ausbildung, massiger Textur, doch meist mit extremer Epiüberprägung finden sich:

1. in der unteren Val Gronda, wo sie den südlichsten Teil des auf der Karte von FR. WEBER (1924) ausgeschiedenen Granitkomplexes („pg“) aufbauen,
2. als grösserer Komplex auf der Alp Ramosa, d. h. im südlichen Altkristallin.

1. Granitgneis der unteren Val Gronda

Der N-Teil dieses Vorkommens besteht in erster Linie aus einem sehr grobkörnigen, bläulichen Granitgneis, der nach S von einem einheitlich feinkörnigen, grünlichen Typ abgelöst wird.

α) Grobkörniger Granitgneis

Am rechten Ufer des Tscharbachbetts stösst man von den Augengneisen her kommend auf 1560 m auf massige Gesteine. Weiter vom Bach weg sind sie weniger gut zu studieren, weil Aufschlüsse spärlich werden und Verwitterung überhandnimmt.

Makroskopisch: Vollkommen massig, bläulich, aus nach cm messenden Körnern zusammengesetzt, mit fetzenförmigen Chlorit-Muskowitnestern. Vereinzelt lassen sich bis 1½ cm lange, idiomorphe Schachbrettalbite feststellen. Dieser Typ hat weitgehende Ähnlichkeit mit einem kleinen Granitstock wenig westlich der Tiraun-Brücke über den Vorderrhein (östlich Trun). Letzterer ist aber bedeutend weniger metamorph und enthält schwach grünlichen Plagioklas, Chlorit mit reliktischem Biotit, violetten Quarz und weisse K-Feldspatstengel.

Mikroskopisch:

Quarz (20—30%): Undulös bis zerbrochen.

Albit (50—60%): Völlig serizitisiert, gegen Quarz gewöhnlich schwach idiomorph, in kleine Stücke zerfallen. Lamellen z. T. verbogen. Häufig als Schachbrettalbite, welche gegen Quarz bessere Eigengestalt besitzen als gegen gewöhnlichen Albit. In ihnen eingeschlossene, idiomorphe, serizitisierte Plagioklase mit frischem Rand bestätigen die Eruptivnatur des Gesteins. Zungenförmiger Albit beginnt am Rande den Schachbrettalbit zu verdrängen.

Chlorit mit blauen IF, optisch negativ. Die reichlichen Erzeinschlüsse deuten auf primären Biotit. Er sitzt unregelmäßig mit Muskowit in Nestern. Er

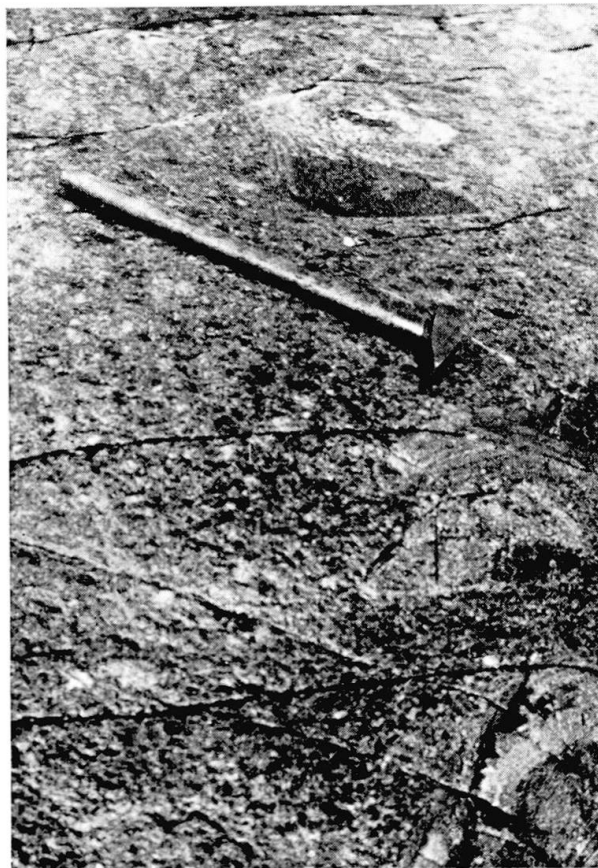


Fig. 13. Massige und gestreifte Schollen im grobkörnigen, fast massigen Granitgneis. Granat wittert löcherig heraus. Untere Val Gronda.

beherbergt des weiteren Apatit und Zirkone mit pleochroitischen Höfen, feinste Rutilstengel.

Struktur schwach hypidiomorph mit nachträglicher Kataklaste.

Stellenweise, vorab weiter südlich, wird der Granitgneis auffällig unruhig, die Korngrösse nimmt im Durchschnitt ab, gröberkörnige, nebulitische, weissliche Schlieren durchschwärmen das immer noch massige Gestein. Vorwiegend auf dieses beschränkt sind bis cm-grosse, chloritisierte Granate, die einzeln meist grössere Dimensionen annehmen als schwarmweise.

Neben nach dm messenden Flecken findet man auch deutlicher umrissene Schollen. Sie besitzen sowohl massige wie schiefrige Textur und sind randlich gern etwas dunkler gefärbt als zentral, was vermutlich auf einem thermischen Effekt beruht (s. Fig. 13).

Die nebulitischen Bereiche werden von bis 10 cm breiten, fast massigen Gängen durchschlagen, welche gemäss mikroskopischem Befund bis 70% K-Feldspat mit feinsten Hohlräumen beherbergen. In letzterem finden sich mitunter zentral Flecken von Schachbrettalbit. Neben zersetztem Albit ist der ausgeprägt kristalloblastische, kaum beanspruchte Quarz bemerkenswert. Während letzterer in den meisten Gängen, welche in den Gneisen stecken, durch alpine Differentialbewegungen verformt und zerbrochen wurde, scheint er hier durch das massige Nebengestein davor gleichsam abgeschirmt worden zu sein.

Mikroskopisch entsprechen sich granatführender und granatfreier grober Typ weitgehend: Quarz, überwiegender Albit, der bei reichlichem Granat vermehrt Zoisit-Mikrolithen einschliesst, fast völlig chloritisierter Biotit. Die rundlichen, erzfreien Chloritflecken ($n=1,625$) leiten sich von farblosem Granat ab.

β) Feinkörniger Granitgneis

Er schliesst sich südlich von α) an und bildet östlich des Tscharchachbettes einen ca. 50 m breiten, westöstlich verlaufenden Zug. Zur Hauptsache ist dieses Gestein im Handstück massig, hellgrün mit max. mm-grossen Punkten chloritisierten Granats. Häufig besitzt es eine verschwommene, helle Streifung, die ebenfalls ungefähr westöstlich zieht. Schon von weitem fällt es durch seine scharf und gerade durchsetzende Klüftung auf.

Mikroskopisch findet man in der Regel weniger Quarz und einen höheren Zersetzungsgrad als in α , hypidiomorphe Struktur ist kaum angedeutet, im übrigen aber Übereinstimmung mit α .

Bisweilen sind in diesem feinkörnigen Gestein „fluidal“ oder polygonal begrenzte Nester aus Quarz, gelbem Kalzit und Chlorit zu be-

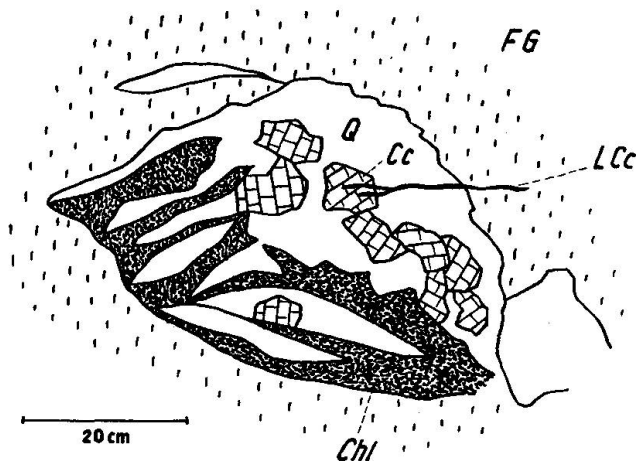


Fig. 14. „Schlieren“-förmiges Nest, bestehend aus Quarz (Q), Kalzit (Cc), Chlorit (Chl) und jüngsten, limonitischen Kalzitäderchen (LCc) im feinkörnigen Granitgneis (FG). Untere Val Gronda.

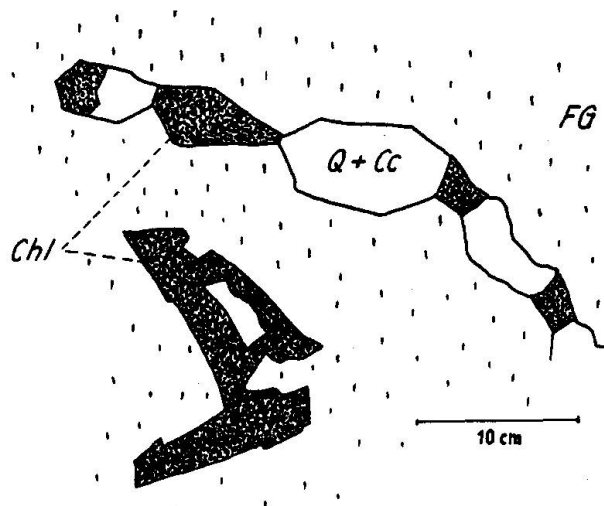


Fig. 15. Polygonal begrenzte Bezirke von Chlorit (Chl) und Quarz-Kalzit-Gemisch (Q + Cc) im feinkörnigen Granitgneis (FG). Untere Val Gronda.

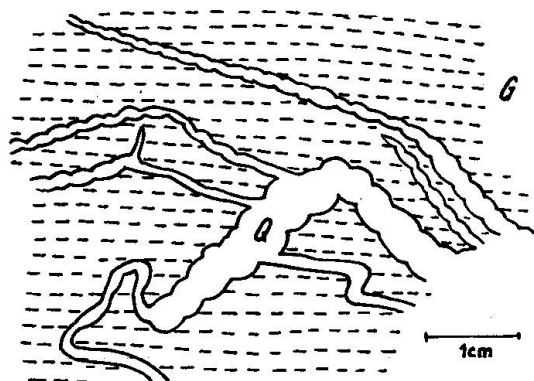


Fig. 16. Gewundene, darmartige Quarzlagen (Q) im feinkörnigen Granitgneis (G). Untere Val Gronda.

obachten. Wahrscheinlich sind sie lateralsekretionärer Entstehung; doch ist ihre eigentümliche Form schwierig zu erklären (Fig. 14, 15).

An anderer Stelle finden sich etwa 2 mm breite gefaltete, darmartige Quarzlagen (Fig. 16).

Nach W verschwindet der Zug unter Moräne, nach E unter Vegetationsbedeckung. Nach S vollzieht sich im Unterschied zum N mit seinem ausgedehnten Augengneisgebiet der Übergang zum Paragneis relativ rasch, innerhalb ca. 20 cm. In der Nachbarschaft des letzteren wird er zunehmend verschiefert.

Chemismus, Genese

Da die Lagerung dieser stark epimetamorphen Granite im bewaldeten Terrain kaum eindeutig festgelegt werden kann, wurde der grobkörnige Typ einer chemischen Analyse unterworfen:

Tabelle II

Epi-Granitgneis, grobkörnig, untere Val Gronda, Koord. 724.8/176.7

		NIGGLI-Werte		Basis		Kata-Standardnorm	
SiO ₂	64,36%	si	278	Q	49,2	Q	17,8
Al ₂ O ₃	16,63	al	42	Kp	15,3	Or	25,5
Fe ₂ O ₃	1,22	fm	27,5	Ne	17,7	Ab	29,5
FeO	2,84	c	6	Cal	3,9	An	6,5
MnO	0,05	alk	24,5	Sp	7,9	Cord	14,3
MgO	2,01	k	0,46	Fs	1,4	En	0,6
CaO	1,26	mg	0,47	Fa	3,5	Hy	3,7
Na ₂ O	3,17	ti	3,4	Fo	0,4	Mt	1,4
K ₂ O	4,16	p	0,26	Ru	0,7	Ru	0,7
H ₂ O +	3,21	t	-3	Q	49,2		
H ₂ O -	0,07	T	17,5	L	36,9		
TiO ₂	1,04			M	13,9 (+ Sp)		
P ₂ O ₅	0,14						
	100,16						

Analytiker: A. FEHR

Magmentyp nach P. NIGGLI (1936): Tasnagranitisch bis normalgranodioritisch.

Die QLM-Werte erlauben es nicht, eindeutige Verwandtschaftsbeziehungen zu den Streifengneismagmen einerseits oder zu den oberkarbonen Intrusiva andererseits herzustellen. Im QLM-Diagramm der altkristallinen Gesteine (s. HUBER, 1943) fallen obige Werte ins Feld der Mischgneise. Nach HUBER sind die Ortho-Streifengneise chemisch nur wenig variabel. Eine Analyse eines solchen aus dem westlichen GM von Prof. J. JAKOB, publiziert in der Dissertation von W. OBERHOLZER (1955),

zeigt aber, dass die Punkte im QLM-Dreieck bei unwesentlicher Verunreinigung des Schmelzflusses aus dem beschränkten Streifengneisfeld rasch herauswandern.

Argumente, die eher für oberkarbones Alter sprechen, sollen nicht unerwähnt bleiben: Die chemische Übereinstimmung mit oberkarbenen Magmen ist etwas besser als mit streifengneisischen (z. B. Cristallina-Granodiorit). Die nicht zu verkennende Anhäufung von Granat (jetzt chloritisiert), in Verbindung mit Eruptivgesteinen, ist bei spätherzynischen Magmen häufiger als bei den Streifengneisen, ebenso Schollenkontakte und Eruptivbrekzien. In diesem Falle wären die verwischten Kontakte, die starke Katakklase und Diaphthorese, die sich auch im nördlichen Augengneis extrem manifestieren, Resultate vorwiegend alpiner Einwirkungen. Nicht zu übersehen ist überdies die Stellung dieses Stockes in der südlichen Verlängerung einer vermuteten nordsüdlich verlaufenden Bewegungslinie, welche wohl herzynisch bereits vorgebildet war und alpin nochmals aufgenommen wurde (s. tektonischer Teil, S. 439). In ganz analoger Position befindet sich nebenbei das erwähnte Granitvorkommen bei der Tiraunerbrücke (S. 395).

Im Hinblick auf die Übergänge in Augengneise, welche man andernorts in der Nachbarschaft des Streifengneiskomplexes öfters beobachtet, muss letzten Endes die Altersfrage doch unentschieden bleiben.

2. Granitgneis der Alp Ramosa

Ca. 800 m westlich den unteren Hütten der Alp Ramosa steht ein im E stockförmiges, weiter nach W mehr länglich konkordantes Vorkommen eines vor allem im Zentrum absolut massigen, mittelkörnigen Biotit-Granitgneises an.

Makroskopisch: Grünlich- bis bläulichgraues, oberflächlich braunverwittertes Gestein mit Nestern eines feinkörnigen, grünlichschwarzen Biotits. Gegen die Ränder hin wird es immer stärker verschiefert, der Biotit weicht dem Chlorit, Serizit reichert sich an. Hier tritt auch vermehrt idioblastischer Pyrit auf.

Mikroskopisch:

Quarz (20—30%): Meist nur schwach beansprucht, etwas stärker in serizitreichen Abarten. Füllt die Zwickel zwischen den Albiten aus. Schliesst häufig Biotit, Hornblende oder Chlorit ein.

Albit (60—80%): Er zeigt meist Tendenz zu Idiomorphie, d bis 2,5 mm, mit dichter Serizitfüllung, feine Zoisit-, Chlorit- oder Biotiteinschlüsse. Serizit und Zoisit sind bisweilen zonar angeordnet. Schmale, frische Albitsäume. Er wächst etwa deltaartig in K-Feldspat oder Schachbrettalbit hinein. Letzterer umkränzt vereinzelt idiomorphe, zersetzte Albite (Taf. I, Fig. 1). Sichtbare Lamellen keilen aus oder brechen plötzlich ab. Mit U-Tisch gemessen An 2—10%.

K-Feldspat (bis 10%): Immer dicht mit kleinen Flüssigkeitseinschlüssen durchsetzt. Er verhält sich gegen Quarz idiomorph, gegen Albit xenomorph. Durchwegs feingegittert, ohne Perthit. Mitunter mit Quarz schriftgranitisch verwachsen. Schachbrettalbitisierung bis zur völligen Aufzehrung kann vielerorts beobachtet werden. Dieser Vorgang setzt sowohl am Rande als auch von zentralen Flecken aus ein, die optisch gleich orientiert sind, jedoch keine Hohlräume aufweisen.

Biotit (bis 10%): Feinblättrig und unregelmäßig in Häufchen mit Pleochroismus olivgrün bis hellbraun nach hellgrün. Bei stärkerer Verschiebung Umwandlung in Chlorit unter Ausscheidung von Leukoxen und Erz.

Nebengemengteile: Vor allem in schiefrigen Typen feinfaseriger, schwach grünlicher Strahlstein (c/n_z 16°), dessen z. T. sonnenartige Büschel in Quarz und Albit hineinwachsen, randlich gelegentlich in Talk (?) umgewandelt. Muskowit, Zirkon, Apatit, gelbbrauner Turmalin, Epidot mit Orthitkern (d bis 1 mm). Schmale Adern sind mit Zeolith gefüllt, welche wurzelartig in den Quarz hineinwachsen können. Pyrit, Ilmenit mit Leukoxenrand.

Struktur bei schwächerer alpiner Überarbeitung hypidiomorph-körnig. Textur massig.

Chemismus

Tabelle III

Biotit-Granitgneis, Alp Ramosa, Koord. 722.3/167.3

NIGGLI-Werte				Basis		Kata-Standardnorm	
SiO ₂	65,54%	si	277	Q	48,0	Q	18,0
Al ₂ O ₃	14,61	al	36,5	Kp	18,0	Or	30,0
Fe ₂ O ₃	1,16	fm	28	Ne	17,4	Ab	29,0
FeO	2,54	c	9	Cal	5,4	An	9,0
MnO	0,66	alk	26,5	Sp	1,5	Cord	2,8
MgO	2,04	k	0,51	Fs	1,4	En	4,8
CaO	2,03	mg	0,47	Fa	3,7	Hy	4,0
Na ₂ O	3,08	ti	2,1	Fo	3,6	Mt	1,4
K ₂ O	4,96	p	0,45	Cp	0,5	Cp	0,5
H ₂ O +	1,62	co ₂	5,0	Ru	0,5	Ru	0,5
H ₂ O -	0,06	t	+ 1	Q	48,0		
CO ₂	0,90	T	+ 10	L	40,8		
TiO ₂	0,66			M	11,2		
P ₂ O ₅	0,25						
100,11				Analytiker: A. FEHR			

Magmentyp nach P. NIGGLI (l. c.): Tasnagranitisch.

Biotit-Variante

Ab	Q	Bi	Ser	Or	Zo	Mt	Cc	Ru
29,0	26,5	13,4	12,7	12,5	2,4	1,3	1,2	0,5

In der berechneten Variante ist der K-Feldspatgehalt verglichen mit dem im Schliff beobachtbaren (ca. 5%) zu hoch. In obenstehender Berechnung wurde ein Serizit normaler, muskowitischer Zusammensetzung angenommen, d. h. $\text{Si} : \text{Al} : \text{K} = 3 : 3 : 1$. Wahrscheinlich besitzt er aber phengitische Tendenz (schwachgrünlicher Pleochroismus), wäre also etwas si-reicher und al-ärmer. Bei gleichem al-Verbrauch würde man bei seinem Aufbau somit mehr k benötigen als beim normalen Muskowit. Dieses k könnte man durch Abbau des überschüssigen K-Feldspates erhalten. Der Schliff zeigt dementsprechend mehr Serizit als 13 Vol.%, sind doch grössere Albite fast vollständig damit gefüllt. Damit findet auch die beträchtliche Diskrepanz zwischen beobachtetem (70%) und errechnetem Ab-Gehalt (29 Vol.%) ihre Erklärung, sind doch im ersteren Fall zersetzte Individuen gemeint, während sich letztere Angabe auf reinen, unzersetzten Albit bezieht.

Eine gewisse chemische Ähnlichkeit zum analysierten Epi-Granitgneis der unteren Val Gronda kann nicht bestritten werden; obiges alk und c sind etwas höher, al niedriger.

Feldbeobachtungen, Genese

Nicht nur in chemischer Beziehung, sondern auch verbandsmässig stimmen 1 und 2 überein: An ihre Gegenwart sind auch hier reichlich Augengneise gebunden, in welche sie allmählich überzugehen scheinen. Die randlich des Komplexes allgegenwärtige Pyritisierung und zahlreiche Quarzschmitzen deuten auf differentielle Bewegungen zwischen Augengneis und Granitgneis, welche bei alpinem Alter oberkarbone Kontakte verwischt haben könnten. Die Frage, ob dieses metamorphe, reliktsch erhaltene Eruptivgestein mit den herzynischen oder aber mit den streifengneisischen Magmen zu verknüpfen ist, kann somit auch hier nicht mit Sicherheit beantwortet werden. Verf. neigt eher zu letzterem.

E. Ganggesteine

1. Pegmatite

Im Unterschied zum westlichen und zentralen Altkristallin des GM sind Pegmatite im östlichen Teil weitverbreitet. Ihre Verteilung ist hier aber nicht regellos, ist doch ihr Auftreten weitgehend auf die Serie I (s. S. 379) beschränkt, d. h. auf das Gebiet nördlich und westlich der Val Gronda. In diesem sind sie besonders nördlich des Piz Val Gronda auffällig angehäuft.

Grösstenteils sind sie konkordant oder schwach diskordant im Gneis,

mit einer Mächtigkeit von häufig 5—10 cm, vereinzelt ein bis mehrere m (z. B. an der erwähnten Häufungsstelle). Allgemein sind sie nur schwach verschiefert, schwächere etwas stärker. Im Felde sind sie leicht zu erkennen, da sie wegen ihrer Grobkörnigkeit von den Atmosphärlilien rascher angegriffen werden und leichter herauswittern.

Makroskopisch: Grobkörnig und meist schwach verschiefert, angedeutet durch gut ausgebildeten Muskowit (d oft 1 cm), der sich flaserig um Quarz, um bläulichgraue Mikrokline sowie um grünliche Albite legt.

Mikroskopisch:

Quarz (40—60%, bis 80%): Mehrheitlich als polygonales Grundgewebe relativ einheitlicher Korngrösse (d 0,02 mm). Nur vereinzelt treten grössere, undulöse, randlich etwas verzahnte Körner auf, die bei stärkerer Verschieferung Linsengestalt annehmen. Böhmsche Streifung verbreitet. In einzelnen Schlifften massenhaft als Tropfenquarz.

Albit (bis 50%): Allgemein übertrifft er den K-Feldspat an Menge. Als rundliche oder auch schwach idiomorphe Kristalle, schwach und gern fleckig serizitisiert. Lamellen sind immer schmal und keilen häufig aus. Neben dem vorwiegenden Albitgesetz auch das Periklingesetz, nach dem die Lamellen gewöhnlich breiter sind. Letztere können auch von feineren nach dem Albitgesetz durchschlagen werden. Gelegentlich sind sie verbogen. Selten ist nur schwach ausgeprägte Zonarstruktur zu beobachten, welche die Anlage der Einschlüsse beeinflusst. Am Rande oder längs Spaltrissen ist häufig frischer Albit angewachsen. Dieser zehrt dann anstossenden Quarz auf und ist gefüllt mit runden, gleichorientierten Quarzrelikten („Tropfen“). Lamellen spitzen im frischen Rand meistens aus, können aber auch sprunghaft breiter werden.

Hie und da gesellt sich eine jüngere (evtl. Kluft-) Generation hinzu, mit bis cm-grossen, unzersetzten Individuen. Diese sind eigentümlich verschert und undulös. Auf die mechanische Einwirkung reagierten sie nicht — wie üblich — mit Bruch, sondern bildeten Gleitlamellen aus. Entweder fehlen Zwillingslamellen oder dann sind sie sehr breit und enden lattenförmig. Mit dem U-Tisch ergab sich ein An-Gehalt von 0—4%; die VE ist meist (010). Gelegentlich steht sie aber zu den beiden Zwillingsindikatrizien in unbestimmter Lage. Solche frischen Bereiche sind mit älteren Körnern häufig verbunden und optisch gleich orientiert (Taf. I, Fig. 2).

K-Feldspat, in variabler Menge, immer rundlich-glattbegrenzt, ohne Mörtelkranz. Dicht durchsetzt mit Flüssigkeitseinschlüssen, welche die Kristalle blaugrau erscheinen lassen. Fleckenweise gegittert, wenig zahlreiche Perthite, deren Albitspindeln am Rande oder in der Nähe von Spaltrissen des K-Feldspats angereichert sind. Auch Myrmekite sind nicht selten, oft mit frischem Rand. Im gleichen Individuum können die Quarzstengel verschieden, jedoch gruppenweise gleich auslöschen. Ihre Verteilung im Myrmekit kann ganz unregelmässig sein. Ausnahmsweise stösst man auf reliktsche Karlsbaderzwillinge, welche bereits Gitterung zeigen und teilweise eine unscharfe Verwachsungsfläche haben. Auch idiomorphe Albiteinschlüsse werden angetroffen. Schachbrettalbitisierung lässt sich verschiedentlich sehr schön beobachten. Häufig setzt sie im Zentrum des Mikroklin als gleichorientierte Flecken oder Streifen ein. In einem Fall stehen

letztere in eindeutiger Verbindung mit einer Ader von Kluftalbit, dessen breite Lamellen zur Kluftfläche senkrecht stehen (Taf. II, Fig. 3). Triklinität $\Delta = 0,90$.

Muskowit meist untergeordnet, schwach geregelt, undulös, d oft 1 cm. In stärker ausgewalzten Typen ist er seitlich intensiv verfranst. Bei weitergehender Zerreibung entstehen kompakte Bänder feinblättrigen Materials.

Turmalin: Tritt selten als cm-grosse, zerbrochene Körner auf, mit Pleochroismus von intensiv gelb bis hellbläulichgrün nach farblos, vor allem auf quarzreiche Typen beschränkt.

Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, zerfallener Granat, Biotit, mit Pleochroismus braungelb-farblos, Kalzit, Zoisit, Erz, teilweise nachträglich infiltriert.

Struktur undeutlich hypidiomorph, meist aber porphyroklastisch.

Zur Graufärbung des Mikroklines

Wie bereits erwähnt, sind von Auge bläulichgraue Mikrokline unter dem Mikroskop mit feinsten Punkten wolkenartig, in Streifen oder in Reihen dicht übersät. Diese Erscheinung wird in der Literatur über das Gotthardmassiv verschiedentlich hervorgehoben, z. B. AMBÜHL (1929), E. NIGGLI (1944), WINTERHALTER (1930), und wird gedeutet als feinste Einschlüsse von Fe-Oxyd, Pigment oder sonstigen Mineralien. In einigen Schliften wurden sie nun bei 2000facher Vergrösserung untersucht. Sie stellten sich fast immer als sehr kleine, oft sternförmige Hohlräume heraus mit d ca. $\frac{1}{1000}$ mm. Diese sind anscheinend flüssigkeitsgefüllt, da in vielen Fällen eine zitternde Gaslibelle eingeschlossen ist, welche immer ähnliche Dimension besitzt (s. Fig. 17) (s. auch DEICHA 1951, 1952).

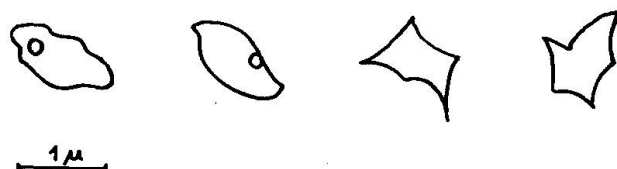


Fig. 17. Sternförmige Flüssigkeitseinschlüsse in Mikroklin, häufig mit Gaslibelle. Pegmatit nördlich Piz Val Gronda.

Diese Flüssigkeitseinschlüsse finden sich in K-Feldspäten der verschiedenen Gesteine, sind aber in Pegmatiten besonders zahlreich. Erstaunlicherweise können auch makroskopisch weiss erscheinende Mikrokline solche Flüssigkeitseinschlüsse beherbergen. Vermutlich spielt für den makroskopischen Effekt auch die Anordnung derselben eine Rolle, ist diese doch bei bläulichgrauen Kristallen eher etwas streifig. Auch perthitische Entmischung oder Schachbrettalbitisierung könnte die Farbe beeinflussen. Im gleichen Schliff gibt es K-Feldspäte voll solcher Einschlüsse und solche, die frei davon sind. Sie sind aber nicht nur auf K-Feldspäte beschränkt, sondern finden sich auch etwa im Schachbrett-

albit, der dann ebenfalls diese graue Farbe annimmt und von Auge vom K-Feldspat ununterscheidbar wird. Im Quarz sind diese Hohlräume auch vorhanden und in Reihen angeordnet. Vereinzelt ziehen sie in angrenzenden Mikroklin und wären somit jüngerer Entstehung als die beiden Mineralien. Dem Albit sind sie eher fremd.

Feldbeobachtungen

Die Pegmatite bilden meistens konkordante Gänge oder Linsen, weniger häufig Nester oder kleine Schmitzen. Auch treppenartige Formen werden etwa angetroffen, indem der Gang für kurze Distanz (wenige dm) der s-Fläche des Gneises folgt, diese dann diskordant durchbricht und weiter oben wieder konkordant weitergeht. An den diskordanten Stücken ist der Gang immer etwas breiter.

Bei liegender U-Form ist der Muskowit bei der Umbiegungsstelle bedeutend weniger geregelt als in den konkordanten Schenkeln und tritt dort an Menge zurück.

Bei schwacher Diskordanz legen sich benachbarte Glimmerlagen des Gneises den Gangflächen parallel. Dieses Anschmiegen verstärkt sich, wenn ein Gneisstreifen zwischen zwei nebeneinanderliegenden Pegmatiten eingeschaltet ist.

Allgemein sind die Ränder der Pegmatite unscharf, vor allem bei den schwach diskordanten. Die Übergangszone überschreitet aber selten wenige cm. Der Gneis scheint randlich z. T. buchtig resorbiert worden zu sein. Dadurch werden die Beziehungen Pegmatit-Neosom der Injektionsgneise unübersichtlich (s. unten).

Immer kehrt die Erscheinung wieder, dass ungefähr senkrecht zu den Gangwänden Quarzlinsen den Pegmatit durchsetzen.

Korngrösse wie mineralogische Zusammensetzung sind am Rande und im Zentrum gleich. Ausnahmsweise zeigt sich Differenzierung in dem Sinne, dass der axial normal grobkörnige, muskowitreiche Pegmatit nach den Rändern hin allmählich feinkörniger und muskowitärmer wird (z. B. beim Piz Gren-Gipfel). 1,3 km westsüdwestlich der Alphütte Gren steht eine gegen 1 m mächtige Pegmatitlinse an. Hier nimmt man deutlich wahr, dass die Kristalle dort am grössten entwickelt sind (K-Feldspäted bis 3 cm, Muskowit d bis 2 cm), wo die Linse am mächtigsten ist. Die s-Fläche des Gneises schmiegt sich an ihre Umrisse an.

Chemismus

Trotzdem im zentralen und östlichen GM Pegmatite eine häufige Erscheinung darstellen, sind sie noch nie chemisch näher untersucht

worden. Der Grund dafür liegt wohl darin, dass die Gefahr besteht, wegen der oft beträchtlichen Grösse der Kristalle (mehrere cm) keine repräsentativen Durchschnittswerte der chemischen Zusammensetzung zu erhalten. Weil aber diese Gänge über weite Distanzen ähnlich ausgebildet sind und einer einheitlichen Quelle abzustammen scheinen, wurde eine relativ feinkörnige Varietät (Korn-d ca. $\frac{1}{2}$ cm) einer chemischen Analyse unterworfen. Zu diesem Zwecke wurde ein grösseres Stück zu einem feinen Pulver zerrieben, das dann intensiv durchmischt wurde.

Tabelle IV

Muskowit-Pegmatit, nordöstlich Piz Val Gronda, Koord. 721.6/172.8

		NIGGLI-Werte		Basis		Kata-Standardnorm	
SiO ₂	66,78%	si	309	Q	48,1	Q	14,0
Al ₂ O ₃	18,69	al	51	Kp	18,3	Or	30,5
Fe ₂ O ₃	0,81	fm	10,5	Ne	23,7	Ab	39,5
FeO	0,80	c	3,5	Cal	2,1	An	3,5
MnO	0,02	alk	35	Fs	0,9	Cord	5,5
MgO	0,68	k	0,44	Sp	3,0	Fe-Cord	3,3
CaO	0,74	mg	0,45	Hz	1,8	Sill	3,0
Na ₂ O	4,32	ti	0,59	C	2,0	Hm	0,6
K ₂ O	5,16	t	+ 12,5	Ru	0,1	Ru	0,1
H ₂ O +	1,74	T	+ 16				
H ₂ O -	0,06						
TiO ₂	0,17						
P ₂ O ₅	0,05						
	100,02						

Analytiker: A. FEHR

Der überdurchschnittlich hohe Tonerdeüberschuss (t + 12,5) könnte damit erklärt werden, dass diese Gänge wohl nicht mehr das ursprüngliche Eruptivmaterial beherbergen, sondern, wenn man von der Verwitterung absieht, bei der Injektion Teile des glimmerreichen Nebengesteins resorbiert haben, was mit den unscharfen Gangrändern in Übereinstimmung stünde. Die alpine Diaphthorese mit ihrem Lösungsumsatz kann den primären Chemismus weiterhin verändert haben (vor allem alk).

Genese

Sicher gibt es Fälle, wo pegmatitähnliche Gebilde durch Lateralsekretion entstehen. DRESCHER-KADEN (1948) geht soweit, zu erklären, dass sich Pegmatite überhaupt nicht anders bilden können. Nach seiner Auffassung spricht vor allem die Abhängigkeit ihres Mineralbestandes von demjenigen des Wirtgesteins dafür. In die gleiche Richtung deuten

nach ihm ihre allseitige Begrenzung, das Fehlen von mitgerissenen Schollen sowie die Abwesenheit von seltenen Gangmineralien in der Mehrzahl der Fälle.

Viele Forscher, die sich besonders intensiv mit dem Studium der Pegmatite befassten, gelangten zur Annahme, dass die Gänge mehrheitlich mit Eruptivstöcken verknüpft sind und Kristallisationsprodukte einer sich weiter differenzierenden Restschmelze (fluid-pegmatitische Phase) darstellen (P. NIGGLI, 1920; FERSMAN, 1931; SCHALLER, 1927, 1933; LANDES, 1933, u. a.).

Auf Grund der gesetzmässigen Verteilung (Gebundensein an Orthokörper) kommt man im GM zum gleichen Resultat. Nur sind die Meinungen hinsichtlich dem Alter der Pegmatite verschieden. HUBER (op. cit.) nimmt bei allen einen Zusammenhang mit den früh- bis vorherzynischen Streifengneisen an, AMBÜHL und WINTERHALTER (op. cit.) einen solchen mit den oberkarbonen Magmen. E. NIGGLI (1944) vertritt eher einen vermittelnden Standpunkt, indem er eine spätherzynische Generation von einer streifengneisischen unterscheidet, welche aber bis heute kaum eindeutig auseinandergehalten werden könnten.

Verschiedene Beobachtungen veranlassen den Verfasser, im östlichsten GM eine stoffliche Verknüpfung zwischen Streifengneisen und Pegmatiten zu bezweifeln. Wie wir bei der Diskussion der Genese der Mikroclin-führenden Gneise (siehe S. 393) gesehen haben, sind die leukokraten Bestandteile wahrscheinlich von den streifengneisischen Engadinitmagmen herzuleiten. Wenn nun die Pegmatite gleichaltrig wären und diesen Schmelzflüssen als Zufuhrkanäle gedient hätten, so wären damit folgende Erscheinungen nur schwerlich in Einklang zu bringen:

1. Es finden sich ausgedehnte Gneiskomplexe mit reichlichem Neosom weitab von Pegmatiten, z. B. die Augengneise südlich der Val Largia bis hinüber nach Lumbrein, K-Feldspatgneise östlich der Val Gronda.

2. Injektionen können auch bei diskordanten Pegmatiten wenig eindeutig, spärlich und dann nur mit geringer Reichweite (wenige dm) festgestellt werden. Bilder, wie sie sich beispielsweise im Schwarzwald oder im Tessin darbieten, wo helle, wohlbegrenzte Lagen über längere Strecken durchziehen, gegen quer durchschlagende Pegmatite hin anschwellen, allmählich grobkörniger werden und teilweise geschleppt sind, werden im untersuchten Gebiet nie angetroffen.

3. Die für die Pegmatite so charakteristischen Muskowite und bläulichgrauen K-Feldspäte werden als Augen- oder Flatschenfüllung nie (Muskowit) oder nur lokal (K-Feldspäte) gefunden.

4. Die Abnahme der Korngrößen vom Pegmatit nach den hellen Bereichen im Gneis hin erfolgt meist ausgeprägt unstetig.

5. Die Korngrösse in den Flatschen ist einheitlich fein, auch bei zunehmender Dicke derselben.

6. An einzelnen Stellen schiebt sich zwischen Gneis und Pegmatit eine Chlorit- resp. Biotithaut ein.

7. Pegmatite sind häufig gerade in solchen Gneisen mächtig entwickelt, die ausgesprochen arm an hellen Gemengteilen sind.

8. Wären sie polymetamorph, d. h. hätten sie neben der alpinen Metamorphose die starken Einflüsse der herzynischen erlebt, so wären sie bei ihrer Schmächtigkeit und Grobkörnigkeit sicher nicht so unverseht geblieben und intensiv verschiefert worden. Auch dünne Pegmatite sind aber oft absolut massig oder nur schwach verschiefert. Sie wurden wohl nur der alpinen Metamorphose unterworfen, welche schwach destruktiv wirkte.

Alle diese Tatsachen sprechen dafür, dass es sich zum mindesten beim grössten Teil der Pegmatite des östlichsten GM um die jüngere, d. h. oberkarbone Generation handelt. Dazu tritt als wichtiges Argument noch folgendes: Östlich des sicher spätherzynischen Medelser Batholithen befindet sich ein kleinerer Ableger, der Muskowitgranit des Piz Nadels-Piz Miezd (s. WINTERHALTER, 1930; MÜLLI, unveröff.). Dieser wird gegen E hin ausgesprochen grobkörnig und pegmatitisch. Nicht weit östlich davon entfernt, im N-Hang des Piz Val Gronda (s. geologische Kartenskizze 1:25 000), findet eine ausserordentliche Massierung der Pegmatite sowohl an Zahl wie an Mächtigkeit statt, wie sonst nirgends im Studiengebiet. Diese lässt sich am ehesten verstehen, wenn man sie mit der pegmatitischen Randfazies des oberkarbonen Nadelser Granits in Verbindung bringt.

2. Aplite

Ihre Verbreitung fällt ungefähr mit derjenigen der Pegmatite zusammen, doch scheinen sie nicht so weit nach E zu reichen wie die letzteren. Ihre Erkennbarkeit ist bedeutend schlechter, stimmen doch die Korngrößen dieser Gänge und der Gneise überein. Zudem sind sie undeutlich begrenzt, sind meistens konkordant eingelagert und werden glimmerarmen Gneislagen sehr ähnlich. Vereinzelte diskordante Lagerung stellt aber ihre eruptive Gangnatur sicher.

Makroskopisch: Feinkörniges, gesprenkeltes, bläulichgraues Gestein, massig bis schwach verschiefert. Graue Mikrokline d meist unter 1 mm, mm-grosse Muskowite und bisweilen auch feinblättriger Biotit gut erkennbar.

Mikroskopisch:

Abgesehen vom Biotit, der in Pegmatiten nur ganz sporadisch und untergeordnet vorkommt, sind die Mineralbestände dieser beiden Ganggesteine qualitativ identisch.

Quarz (oft 40%): Polygonales Pflaster, d 0,05 mm nur schwach variabel.

Albit (40—60%): Herrscht immer vor als mm-grosse Porphyroblasten. Spärlich ist gegenüber Quarz Idiomorphie angedeutet. Sporadisch ist schwach Zonarstruktur sichtbar, welche die Anordnung des feinen Serizits beeinflusst. Frische, schmale Ränder. Tropfenquarz. An-Gehalt 0—5%.

K-Feldspat (10—20%): Allgemein feinkörniger und stärker xenoblastisch als der Albit. Im Unterschied zu den Pegmatiten löscht er gleichmässiger aus und zeigt auch weniger Hohlräume, was sich makroskopisch durch Aufhellung der Graufärbung manifestiert. Perthite spärlich. Nicht selten sind z. T. fleckig gegitterte Karlsbaderzwillinge, deren Verwachsungsebene verbogen sein kann. Beginnende Schachbrettalbitisierung, Tropfenquarz. Auch hier greift frischer Albit zungenartig in den Mikroklin, der Quarz eher wurzel- bis amöbenförmig. Zersetzte Myrmekite sind randlich rekristallisiert.

Muskowit umflasert die Feldspäte, z. T. randlich zerfranst. Serizit in feingefalteten Bändern.

Biotit meist feinblättrig mit Pleochroismus bräunlichgrün-farblos. Etwas chloritisiert. Er umfließt den Mikroklin; ist aber im Albit gerne eingeschlossen. Mit Muskowit parallel verwachsen. Nebengemengteile wie in 1.

Struktur schwach hypidiomorph bis panxenomorph, meist kataklastisch.

Feldbeobachtungen

Auch die Aplite, die allgemein weniger mächtig als die Pegmatite sind, lagern sich vorwiegend konkordant im Gneis. Bei stärkerer Diskordanz ist eine eventuell vorhandene Schieferung derjenigen im Gneis parallel. Diese helleren Aplitbänder können durch vertikale Klüfte treppenartig verworfen sein. Nester kommen ebenfalls vor und lenken die Glimmerlagen in benachbarten Gneis ab. Letzterer kann auch etwa als unscharf begrenzte Brocken im Aplit schwimmen. Dünne Apophysen beschränkter Reichweite dringen ab und zu in den Gneis. Die für die Pegmatite charakteristischen Quarzschmitzen (s. S. 404) treten hier nicht auf.

Wenn auch die s-Fläche im Gneis lokal intensiv gefaltet und verbogen ist, so setzen diese sauren Gänge — wie übrigens auch die Pegmatite — gerade durch, ein weiterer Beweis dafür, dass die Textur des Gneises zur Hauptsache während der herzynischen Orogenese oder noch früher angelegt wurde (z. B. Koord. 720.8/171.6 oder 721.25/171.55). Südöstlich Piz Gren, Koord. 721.6/170.15, erkennt man deutlich, dass die hellen Augen im Gneis vom Aplit scharf abgeschnitten werden und gegen ihn hin etwas geschleppt erscheinen.

Wegen vorherrschender Konkordanz von Pegmatiten und Apliten ist die Abklärung der gegenseitigen Altersverhältnisse erschwert.

H. MÜLLI (pers. Mitteilung) beobachtete in seinem Arbeitsgebiet Aplite, welche Pegmatite durchschlagen, fand aber auch postaplitische Pegmatite. Es müssen dort somit mindestens zwei Pegmatitgenerationen angenommen werden. Während Verf. in seinem Terrain die postaplitische nirgends eindeutig nachweisen konnte, deuten folgende Erscheinungen darauf, dass Aplite später als die Pegmatite eingedrungen sein können, was auch E. NIGGLI (1948) postulierte: 250 m südöstlich Piz Zavràgia zeigt ein Aufschluss einen Pegmatit, der axial von einem Aplit durchsetzt wird (s. Fig. 18).

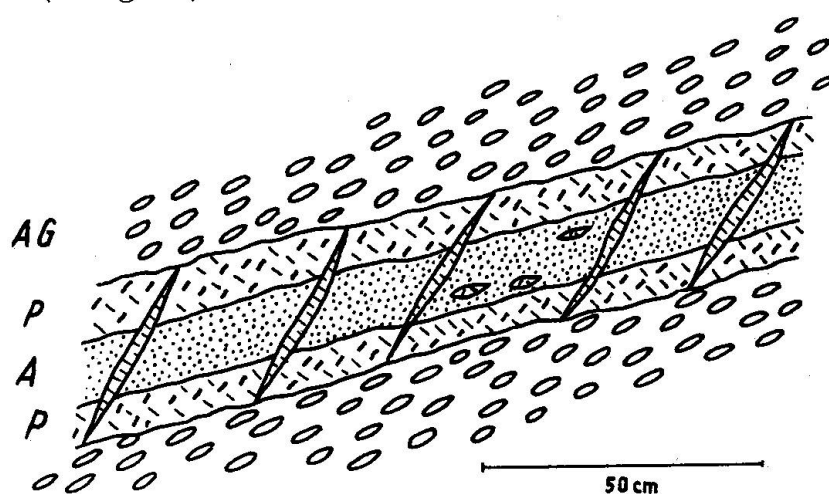


Fig. 18. Pegmatit (P), axial von einem Aplit (A) durchsetzt, in dem kleine Pegmatitlinsen schwimmen. Im Augengneis (AG) östlich Piz Zavràgia.

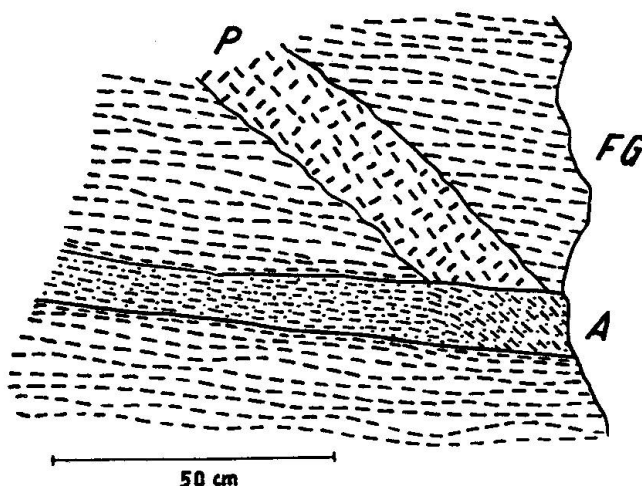


Fig. 19. Aplit (A) durchsetzt diskordanten Pegmatit (P) in Flatschengneis. Muskowite im Aplit (schwarze Striche) schwenken in der Verlängerung des Pegmatits ab. Östlich Piz Zavràgia.

Der Beweis für jüngeres Alter des Aplites wird dadurch erhärtet, dass in seiner Randzone kleine Pegmatitlinsen eingeschlossen sind. Seine Begrenzung ist relativ scharf. Aplit wie Pegmatit werden quer von stark geklüfteten Quarzschmitzen durchschnitten.

Wenn der aplitische Bereich einseitig asymmetrisch angeordnet ist, wird die Aufklärung der Altersbeziehungen unmöglich. An einem solchen Gebilde zweigen vom pegmatitischen Teil aus kurze, schwach geschleppte Apophysen in den Augengneis, die auf der aplitischen Seite fehlen (Koord. 723.1/171.15).

Am nördlichen Quellfluss des Tscharbachs, Koord. 721.25/171.55, durchschlägt ein konkordanter Aplit einen schwach diskordanten Pegmatit. Die Muskowite des ersteren, sonst den Gangwänden parallel, schwenken in der Verlängerung des Pegmatits in seine Richtung ein (s. Fig. 19).

Es ist nicht ausgeschlossen, dass diese Ablenkung der Muskowite durch (vermutlich alpine) jüngste Differentialbewegungen nach den Gangwänden des Pegmatits bewirkt wurde.

Auf dem Grat östlich Piz Gren (Koord. 723.3/170.9) ist eine diskordante Pegmatitlinse um ca. 60 cm verworfen. Längs der Bewegungsfläche drang darnach aplitisches Material ein (s. Fig. 20).

Die kleinere, ebenfalls etwas zerscherte Pegmatitlinse dazwischen beweist, dass die Intrusion des Ganginhalts und lokale, herzynische Bewegungen gleichzeitig erfolgten. Der Aplit weicht den zerscherten Schmitzen des Pegmatits bogenförmig aus.

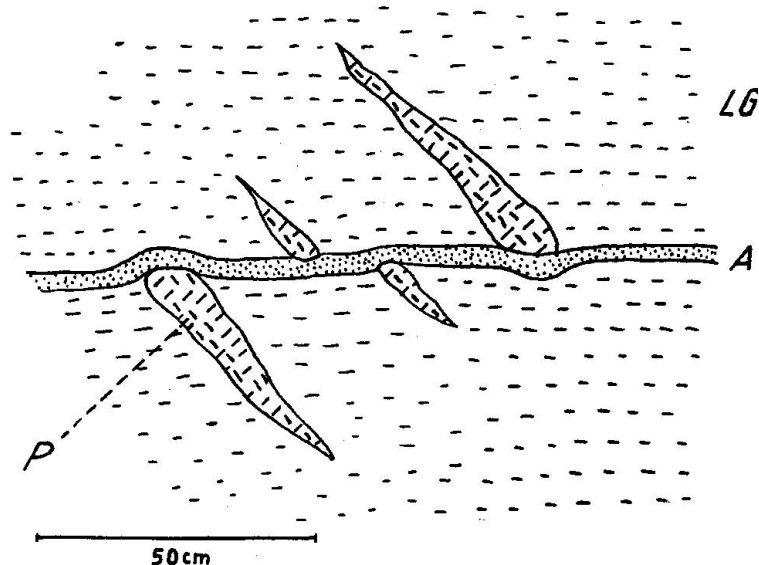


Fig. 20. Diskordante Pegmatitlinsen (P) an einer Fläche verworfen, längs welcher nachträglich ein Aplit (A) eindrang. Im Lagengneis (LG) östlich Piz Gren.

Chemismus

Tabelle V

Muskowitaplit, südöstlich Piz Zavragia, Koord. 720.5/171.2

		NIGGLI-Werte		Basis	
SiO ₂	74,35%	si	448	Q	57,5
Al ₂ O ₃	14,77	al	52,5	Kp	10,8
Fe ₂ O ₃	0,83	fm	6	Ne	25,5
FeO	0,30	c	2,5	Cal	0,3
MnO	0,01	alk	39	Sp	0,3
MgO	0,10	k	0,30	H _z	0,6
CaO	0,40	mg	0,18	C	3,4
Na ₂ O	4,67	ti	0,91	Fs	0,9
K ₂ O	3,01	p	0,60	Cp	0,5
H ₂ O +	1,03	t	+ 11	Ru	0,2
H ₂ O -	0,02	T	+ 13,5	Q	57,5
CO ₂	0,18	co ₂	1,5	L	36,6
TiO ₂	0,20			M	5,9 (Sp, H _z , C
P ₂ O ₂	0,23				inkl.)
	100,10	Analytiker: A. FEHR			

Magmentyp: Natrongranitaplitisch.

Abgesehen vom etwas zu hohen al und zu niedrigen k stimmen die Niggli-Werte dieses Aplits gut mit dem von H. HUBER (op. cit.) berechneten Durchschnitt von Aplitanalysen aus dem GM überein (si 445, al 47,5, fm 6, c 5,5, alk 41, k 0,48, mg 0,22). Der erwähnte Autor konnte verschiedentlich (z. B. Val Draus) klare Zusammenhänge zwischen Apliten und dem Medelsergranit feststellen, was auch für unsere Verhältnisse zutreffen dürfte.

3. Quarzporphyre

Diese Ganggesteine sind deutlich auf westliche Teile meines Untersuchungsgebietes beschränkt, d. h. kommen lediglich im W der „Zentralen Gneise“ (Serie I) und der Augengneise südlich der Val Largia (Serie II) vor. Den Gneisen der Val Gronda und des östlich anschliessenden Gebiets (Serie III) sind sie absolut fremd. Es handelt sich überwiegend um Einlagerungen beschränkten Ausmasses mit wenigen m Mächtigkeit (vom Komplex an der Nordwand des Piz Cavel abgesehen). Ihre Begrenzung gegen den Gneis ist fast immer scharf; bei alpiner Betätigung etwas weniger (Rutschharnische oder Ruschelzonen). Meistens sind sie verschiefert, besonders gegen die Ränder hin. Konkordante Lagerung

bildet die Regel; eine weitere bevorzugte Richtung verläuft von N nach S mit schwachem Einfallen nach E.

Makroskopisch: Weiss bis schwach grünlich, sehr feinkörnig mit mm-grossen, rundlichen Quarzeinsprenglingen. Makroskopisch erkennbare Feldspateinsprenglinge nur am Piz Cavel angetroffen. s-Fläche gut angedeutet; der höckerige Hauptbruch ist mit einer feinen Serizithaut überzogen. Fast immer sind mm-grosse, eigengestaltige Pyrite eingestreut, die bei Verwitterung die charakteristischen Rostflecken erzeugen.

Mikroskopisch:

Einsprenglinge:

Quarz (pro cm² 3—5 je mm- bis 3 mm grosse Quarze): Ausgesprochen idiomorph oder dann kantengerundet. In der Regel mit randlichen, taschen-, schlauch- oder mehr spiessförmigen Resorptionsbuchten, welche mit feinstem Serizit-Quarzgemisch angefüllt sind. Dieses kann rekristallisieren, und die ursprüngliche Bucht ist nur noch am bogenförmig angeordneten Serizit erkenntlich. In allen Schliffen fällt, trotzdem Böhmsche Streifung keine Seltenheit ist, der im übrigen geringe Beanspruchungsgrad des Quarzes auf. Wahrscheinlich haben sich die alpinen Scherbewegungen in der feinkörnigen Grundmasse totgelaufen. Gewöhnlich sind die Quarze randlich unter Einschluss sehr feinkörnigen Serizits rekristallisiert. In diesen oft breiten Kränzen wurde der Serizit vor weiteren Einflüssen abgeschirmt und konserviert, im Unterschied zum Serizit ausserhalb der Einsprenglinge, der gröberblättrig ist und flaserig geregelt ist. Diese serizitgefüllten Randbereiche stossen immer mit scharfer Grenze an den Wirtkristall (Taf. II, Fig. 4). Neben den nur schwach undulösen Individuen beobachtet man merkwürdigerweise im gleichen Schliff durchgehend zertrümmerte. Dies erklärt sich vermutlich dadurch, dass sich hier Differentialbewegungen längs distinkten Ebenen vollzogen („bretterartig“). In Zerrhöhlräumen um den idiomorphen Pyrit ist häufig ein grobes Quarzgewebe auskristallisiert.

K-Feldspat (oft 10%): Neben Quarz stark zurücktretend. Idiomorphie ist mitunter schwach angedeutet. Nie perthitisch und von feinsten Bläschen dicht gefüllt. Randlich ein bläschenfreier, schmaler Saum. Serizitnester oder seltener Kalzit eingeschlossen. Bei den nördlicheren Vorkommen zunehmend durch Schachbrettalbit ersetzt. Triklinität $\Delta = 0,88$.

Albit: als Einsprengling (d bis 1,5 mm) nur im mächtigen Zug an der Nordflanke des Piz Cavel gefunden. Ausgesprochen idiomorph und schwach zer setzt. Verzwillingt nach Albit- und Periklingesetz.

Grundmasse:

Baut sich in erster Linie aus Quarz auf, feinkörnig, d 0,05 mm, manchmal etwas verzahnt. Albit gesellt sich untergeordnet bei, K-Feldspat wurde nie sicher erkannt. Serizitstrahlen in oft bedeutender Zahl durchziehen sie und umflasern die Einsprenglinge, in ihrer Nähe mitunter sichtlich angehäuft. Durch Sammelkristallisation kann sich die Grundmasse vergrößern, Korn-d bis 0,5 mm. Quarz wird linsenförmig und feinzapfig und ist durchwegs mit Serizit gefüllt. Im Zentrum sitzt dann gern einschlussfrei und scharf begrenzt das primäre Korn.

Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Epidot bis Zoisit, Kalzit, Rutil, Pyrit.

Struktur mehr oder weniger blastoporphyrisch.

Feldbeobachtungen

Am Nordhang des Piz Tgietschen lassen sich diese Quarzporphyre besonders gut studieren. Sie bilden dort konkordante Gänge bis Stöcke von wenigen m Durchmesser, die mit Vorliebe etwas nach der N-S-Richtung gestreckt sind. Ihre Abgrenzung gegen den Augengneis ist immer scharf, wenn sie auch lokal einzelne konkordante Apophysen in den Gneis senden, die etwas stärker verschiefert sind (Fig. 21). Gneischollen, isoliert im Quarzporphyr eingeschlossen, lassen sich nirgends auffinden, ebensowenig die Erscheinung, dass sich die Glimmerlagen des Nachbargneises den Gangumrissen anschmiegen. Dies scheint darauf hinzuweisen, dass diese Schmelzen wohl ruhig und ohne sonderlich hohen Druck intrudiert sind. Ihr Intrusionsmechanismus steht damit in einem gewissen Gegensatz zu demjenigen im östlichen Aarmassiv, wo z. B. SIGRIST (1947) mannigfache Einschlüsse und Schollen beschreibt.

Randlich können an einem solchen Stock eigentümliche, dem Kon-



Fig. 21. Massiger, scharfbegrenzter Quarzporphyr (rechts) entsendet in den Augengneis vereinzelte, verschieferte, kurze Apophysen. Nördlich Piz Tgietschen.

takt konform verlaufende, durch Verwitterung herausgearbeitete Rillen festgestellt werden (s. Fig. 22). Sie stellen wahrscheinlich besonders peripher ausgeprägte Fliesstexturen dar.

Ein verbindendes Charakteristikum sind die, verglichen mit dem Gneis engerscharten, scharf durchsetzenden Klüfte, die sich gegen die Gangwand noch mehr anreichern können, so dass der Quarzporphyr dort stärker herauswittert. Ihre Anlage geht, ähnlich wie diejenige der Gangfüllungen, nach zwei bevorzugten Flächen, einmal nach der s-Fläche des Gneises, sodann nach einer ungefähr N-S streichenden Richtung, mit schwachem Einfallen nach E. Diese letztere scheint somit schon vor der Intrusion dieser Gänge (herzynisch oder älter) angelegt worden zu sein und wurde alpin wieder aufgenommen. Nach beiden Flächen zugleich intrudiert sind Quarzporphyre am Westgrat des Piz Gren (s. auch Geologische Karte von FR. WEBER, 1924).

Das ausgedehnteste Vorkommen liegt mit gegen 200 m Mächtigkeit konkordant im Augengneis des Piz Cavel. Hier findet man die frischesten und schönsten Varietäten mit einer grösseren Zahl von Einsprenglingen als weiter nördlich. Charakteristisch sind hier die mehrere mm grossen, weissen Mikrokline in einer hellgrünen, äusserst feinkörnigen Grundmasse. Nach E wird das Gestein bei zunehmendem Pyritgehalt zunehmend verrostet. Auch andere Erze sind hier stärker vertreten (z. B. Ar-



Fig. 22. Dem Kontakt mit Augengneis (oben und ganz links) parallel verlaufende Rillen im massigen Quarzporphyr (hell). Nördlich Piz Tgietschen.

senkies etc. s. u.). Nach W spaltet sich der Komplex in einige Streifen auf, welche weiter gegen den Talgrund der Val Sumvitg ziehen.

Sind Quarzklüfte vorhanden, so sind diese kaum beansprucht und sind daher als postalpin zu betrachten, ähnlich wie im Verrucano oder in der Trias. Dazu stehen in deutlichem Gegensatz die älteren Quarzbildungen im Gneis, die um vieles stärker geklüftet erscheinen.

Bei hochgradiger Verschieferung mehrt sich der Serizitgehalt beträchtlich, und das Gestein löst sich in einzelne Schuppen auf, die sich von Hand mühelos sammeln lassen (z. B. in der Val Largia, 2140 m, wo sich Gneis und Quarzporphyr an einer tektonischen Störung plötzlich aufrichten und extrem mylonitisiert werden).

Chemismus, Genese

Um den Einfluss der vermutlich nur alpinen Metamorphose auf den Chemismus zu prüfen, wurden ein nur wenig metamorpher, massiger Quarzporphyr aus dem Zentrum des grossen Komplexes am Piz Cavel (A) und ein stark schiefriger Typ aus einem nur wenige m breiten Gang am Piz Gren (B) analysiert (s. Tab. VI).

Wenn man die Niggli-Werte der beiden Analysen miteinander vergleicht, erkennt man, wie si und al bei stärkerer Metamorphose deutlich ansteigen, alk hingegen abfällt. SiO_2 und Al_2O_3 sind sicherlich nicht zugeführt worden, sondern wurden relativ angereichert, indem die Alkalien, die ursprünglich wahrscheinlich im K-Feldspat eingebaut waren, abwanderten, und zwar zu gleichen Teilen (s. auch GRUBENMANN und NIGGLI, 1924, S. 228). Damit steht in Übereinstimmung, dass im Dünnschliff beim Typ A zahlreiche einige mm grosse Mikroklineinsprenglinge und volumenmässig wenig feinstverteilter Serizit vorliegen, was auch bei der Berechnung der Epinorm zum Ausdruck kommt. Hier treten auch Einsprenglinge von Albit hinter denen des K-Feldspates zurück. Da die Epinorm ungefähr gleichviel Or wie Ab liefert, ist anzunehmen, dass letzterer in erster Linie in der feinen Grundmasse sitzt.

Der stark epimetamorphe Typ B führt im Schliff kaum mehr K-Feldspat, jedoch linsige Nester granulierten, völlig frischen Albits sowie dicke Strähnen ziemlich grobblättrigen Serizits. Quarz ist als Einsprengling eher selten; er wird den grössten Teil der Grundmasse aufbauen.

Merkwürdigerweise scheinen sich im östlichsten GM Pegmatite und Aplite einerseits und Quarzporphyre anderseits gegenseitig auszuschliessen, und es gelang leider nicht, anhand von Kreuzungsstellen die Altersverhältnisse abzuklären. Der vor allem gegen S auffällig schwache Beanspruchungsgrad der Quarzeinsprenglinge schliesst aber mehrfache

Metamorphose aus, d. h. diese Ganggesteine sind wohl im Oberkarbon (oder später) intrudiert. Sie kommen zwar im Dach des untertauchenden Streifengneises in besonders grosser Zahl und Masse vor (Piz Cavel, Piz Tgietschen). Bei der Ableitung aus diesem Orthokomplex wäre aber nicht zu verstehen, warum sie, trotzdem letzterer das ganze GM axial durchzieht, westlich des Medelserstocks kaum mehr auftreten.

Tabelle VI

1. Quarzporphyr, massig, nordöstlich Piz Cavel, Koord. 721.25/168.7.
Mineralbestand: Einsprenglinge: Quarz, Mikroklin, Albit.
Grundmasse: Quarz, Feldspäte, Serizit.
2. Quarzporphyr, verschiefert, östlich Piz Gren, Koord. 721.2/170.8.
Mineralbestand: Einsprenglinge: Quarz, zerbrochener, frischer Albit.
Grundmasse: Quarz, Albit, Serizit.

NIGGLI-Werte

	1.	2.		1.	2.
SiO ₂	76,69%	78,28%	si	501	615
Al ₂ O ₃	12,27	12,79	al	47	59
Fe ₂ O ₃	1,28	0,72	fm	9,5	8,5
FeO	0,23	0,36	c	4,5	3
MnO	0,02	0,02	alk	39	29,5
MgO	0,18	0,16	k	0,55	0,60
CaO	0,69	0,34	mg	0,21	0,22
Na ₂ O	2,78	1,60	ti	0,69	0,30
K ₂ O	5,07	3,69	p	—	0,90
H ₂ O +	0,87	1,51	co ₂	—	1,5
H ₂ O —	0,05	0,04	t	+ 3,5	+ 26,5
CO ₂	—	0,16	T	+ 8	+ 29,5
TiO ₂	0,14	0,05	qz	+ 245	+ 397
P ₂ O ₅	0,01	0,27			
	100,28	99,99			

Analytiker: A. FEHR

Basis

	Q	Kp	Ne	Cal	Fs	Sp	Hz	C	Cp	Ru
1.	61,1	18,3	15,6	2,1	1,4	0,6	0,6	0,2	—	0,1
2.	68,7	13,2	9,0	0,3	0,8	0,9	0,9	5,7	0,5	—

Epinorm

	Q	Or	Ab	Ms	Zo	Kl	Mt	Hm	Ap	Ru
1.	37,8	27,5	26,0	4,2	2,9	0,4	0,5	0,6	—	0,1
2.	53,8	5,0	15,0	23,8	0,5	0,6	0,8	—	0,5	—

Magmentyp am ehesten aplitgranitisch (1).

Durch Vergleich mit dem si-Variationsdiagramm der oberkarbonen Magmen im GM (s. HUBER, 1943) ergibt sich, dass es sich bei diesen Quarzporphyren um weiter differenzierte Restmagmen handelt. Es ist nicht ausgeschlossen, dass sie ungefähr zur gleichen Zeit wie die zahlreichen und mannigfaltigen Quarzporphyre des AM²⁾ intrudierten, welche ja Karbonschieferschollen einschliessen (s. SIGRIST, 1947). Diese sind aber allgemein si-, al- und k-ärmer. (Durchschnitt von 10 Analysen aus SIGRIST (op. cit.): si 353, al 43, fm 13,5, c 6,5, alk 37,5, k 0,41, mg 0,20.)

Bezüglich Nomenklatur ist noch beizufügen, dass die beschriebenen Gesteine im Hinblick auf die Lagerungsverhältnisse korrekterweise nicht Quarzporphyre genannt werden sollten, da man darunter eher an der Erdoberfläche erstarrte Ergüsse versteht (z. B. Bozen). Hier haben wir es aber mit vorwiegend kleinräumigen Gängen oder Stöcken zu tun, welche intrusiv zum mindesten unter hypabyssischen Bedingungen erstarrten und für welche die Bezeichnung Granitporphyr angemessener wäre. Weil aber eigentliche Granitporphyre bedeutend weniger sauer sind, eine grobkörnige Grundmasse aufweisen sowie meistens beträchtlich Biotit führen, wurde am — in der Literatur seit langem eingebürgten — Ausdruck Quarzporphyr festgehalten.

4. Albit-Quarz-Dioritporphyrite

Diese, makroskopisch den Apliten sehr ähnlichen, massigen Gesteine bilden sehr sporadisch ungefähr N-S streichende, ausgesprochen diskordante Gänge. An ihrer Oberfläche sind sie charakteristisch eng parallel-epipedisch geklüftet. Wie die Quarzporphyre stossen sie mit scharfem Kontakt an den Gneis. Der Dioritporphyrangang am Nordhang des Piz Gren (Koord. 721.6/171.2) lässt sich, z. T. unter Moränenbedeckung, mindestens 300 m im NNE-SSW-Streichen mit einer durchschnittlichen Breite von 10 m verfolgen. Die erwähnte gekreuzte Klüftung wird gegen die Gangwände hin bedeutend enger geschart, wo auch das Gestein entsprechend stärker verwittert ist. Randlich sind zahlreiche Quarzklüfte und Rutschharnische Anzeichen junger Bewegungen. Schleppungsercheinungen des Flatschengneises an der westlichen Gangwand sind eher mit der Intrusion verknüpft. Gegen sie hin beginnt sich ein ihr konformes Kluftsystem abzuzeichnen (s. Fig. 23).

Pegmatite werden von diesen Gängen durchschlagen; weniger eindeutig sind die Altersverhältnisse zu den Quarzporphyren, die später eingedrungen zu sein scheinen (Nordwand des Piz Gren). Im Vorkommen südlich des Piz Gren, das als diskordante Linse den Augengneis durch-

²⁾ AM: Aarmassiv

setzt, sind die Klüfte mit schönen Quarzrasen bedeckt, die dann noch von Chlorit überzogen sind. Ein Fundpunkt eines biotitarmen Albitporphyrits befindet sich nördlich des Piz Tgietschen.

Makroskopisch: Weissgrau feingesprenkeltes, massiges Gestein mit unregelmässigen mm-grossen Biotitblättern und feinen, oft 2 mm langen Hornblendenadeln, welche bei zunehmender Verschieferung nach den Gangrändern hin verschwinden.

Mikroskopisch:

Einsprenglinge:

Hornblende (weniger als 10%): extrem langstengelig, mit rhombenförmigem Querschnitt (d oft 0,07 mm). Blassgrünlich, grössere Individuen sind randlich stärker grün gefärbt oder zentral mehr fleckig. Mit der zonaren Farbverteilung ist auch eine zonare Auslöschung verbunden. Zwillinge nach (100) sind häufig. Die prismatische Spaltbarkeit nach (110) ist selten ausgeprägt, dafür eine Absonderung nach (001). Mit dem U-Tisch ergab sich eine Auslöschungsschiefe $n_z/c = 17-20^\circ$, $-2V = 72-80^\circ$, also eine strahlsteinartige Hornblende.

Biotit (tritt hinter Hornblende zurück): Deutlich lassen sich zwei Generationen auseinanderhalten: 1. Ungeregelte mm-grosse, selbständige Blätter mit Pleochroismus von braun nach hellgelb, randlich oft schwächer gefärbt oder etwas grünlich. Sie sind durchwegs frisch und kaum beansprucht. 2. Vermutlich jüngere Generation, mit schmutziggrünem Pleochroismus, die immer feinblättrig mit Serizit in den Albiteinsprenglingen sitzt. In ihnen ordnet sie sich etwa den Lamellen parallel oder zonar.

Albit: Wenige gut idiomorphe, bis $1\frac{1}{2}$ mm grosse Einsprenglinge. Teilweise etwa zonar, zentral etwas basischer. Lamellen allgemein breit und zentral oft



Fig. 23. Diskordanter, gegen 10 m mächtiger Albit-Quarz-Dioritporphyritgang. Die beiden randlichen Bewegungsflächen sind stärker herausgewittert. Nördlich Piz Gren.

auskeilend. Locker serizitgefüllt. Im Vorkommen nördlich des Piz Tgietschen erscheint im Zentrum regelmässig Kalzit. Mit dem U-Tisch wurde ein Albit mit An 2% und $+2V = 76^\circ$ bestimmt.

Grundmasse: Vorwiegend Albit, als schmale, kreuz und quer angeordnete Leisten ein ophitisches Grundgewebe aufbauend, mit zerbrochenem Quarz in den Zwickeln (d bis 0,2 mm). Lamellen sind kaum entwickelt, durch randliche Rekristallisation oder Kataklastik wird ihre Idiomorphie stellenweise verwischt. Sehr oft ist der Albit völlig unzersetzt und ist dann nur mit Mühe vom Quarz sowie von feinkörnigem K-Feldspat zu unterscheiden (s. Fig. 24).

Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, gut idiomorpher Titanit, Rutil, Zoisit, Kalzit, Erz mit Leukoxenrand.

Chemismus, Genese

Tabelle VII

Hornblende-Biotit-Dioritporphyrit, nordöstlich P. Gren, Koord. 721.6/171.2

		NIGGLI-Werte		Basis	
SiO ₂	69,67%	si	323	Q	49,0
Al ₂ O ₃	15,39	al	42	Kp	14,1
Fe ₂ O ₃	0,69	fm	16	Ne	27,0
FeO	1,04	c	7,5	Cal	4,5
MnO	0,02	alk	34,5	Fs	0,8
MgO	1,40	k	0,34	Fa	1,2
CaO	1,48	mg	0,60	Fo	3,0
Na ₂ O	5,06	ti	1,3	Ru	0,4
K ₂ O	3,95	co ₂	1	Q	49,0
H ₂ O +	0,74	t	0	L	45,6
H ₂ O -	0,11	T	+7,5	M	5,4
CO ₂	0,15	Analytiker: A. FEHR			
TiO ₂	0,36				
P ₂ O ₅	0,02				
100,08					

Magmentyp: normaltrondhjemitisch bis engadinitgranitisch.

Biotit-Variante

Ab	Q	Or	Ms	Akt	Bi	Tit	Mt	Cc
45,0	20,6	14,0	10,5	4,2	3,2	1,2	0,7	0,6

Der bedeutende Gehalt an idiomorphem Albit und die diabasähnliche Struktur könnten dazu veranlassen, diese Ganggesteine mit dem eigenständigen Typus der Spilite zu vergleichen. Abgesehen davon, dass die untersuchten Gesteine nur im Altkristallin, nie im Permokarbon aufgefunden wurden, unterscheiden sie sich auch chemisch deutlich von den

Spiliten. Bei letzteren fällt der Schwerpunkt im QLM-Diagramm auf $Q \sim 30$, $L \sim 40$, $M \sim 30$, und sie sind somit wesentlich basischer als die unsrigen. k ist bei den Spiliten kleiner als 0,2 (s. E. NIGGLI, 1944; G. C. AMSTUTZ, 1954).

Gangartige Porphyrite im Altkristallin des GM werden von verschiedenen Autoren erwähnt, z. B. AMBÜHL (1929), HUBER (1943), E. NIGGLI (1944). Strukturell sind sie den unsrigen sehr ähnlich, doch sind ihre Plagioklase bedeutend basischer, was sich auch durch beträchtliche Epidot- und Zoisitfüllung manifestiert. Die Niggli-Werte eines Hornblende-Biotitporphyrits (s. E. NIGGLI) betragen beispielsweise: si 139, al 22, fm 46, c 21, alk 11, k 0,20. Nach eingehender Diskussion gelangt dieser Autor dazu, alle diese Gesteine in genetischer Hinsicht als Lamprophyre, d. h. als jüngste Bildungen des herzynischen Magmenzyklus aufzufassen. H. HUBER neigt eher dazu, sie als Vorläufer der Granitintrusion zu betrachten.

Auf Grund der scharfen Kontakte, vorwiegender Massigkeit und der schwachen Epiüberprägung möchte der Verf. diese Albit-Quarzdiortporphyrite mit den oberkarbonen Magmen in Beziehung bringen bei

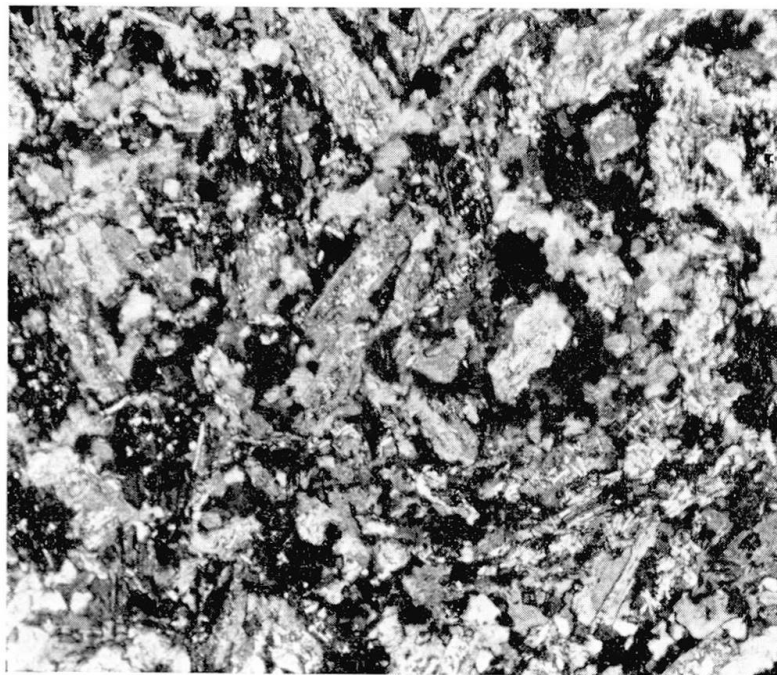


Fig. 24. Undeutlich ophitische Grundmasse des Albit-Quarz-Diortporphyrits. Die z. T. etwas granulierten Albite sind zentral mit Serizit gefüllt. Nördlich Piz Gren. Vergr. $96\times$, + Nic.

postpegmatitischem und evtl. präquarzporphyrischem Alter. Ihr Chemismus trennt sie eindeutig von den Lamprophyren.

F. Vererzungen

Solche sind im östlichsten Altkristallin nur spärlich vorhanden. Wenig östlich des Piz Tgietschen finden sich im Augengneis einige dem Streichen folgende, von Magnetit imprägnierte Zonen. Die ausgedehnteste ist etwa 4 m breit und ca. 100 m im Streichen verfolgbar. Sie sind relativ scharf begrenzt und teilen sich etwa in subparallele Apophysen auf. Auf den ersten Blick könnte man sie mit eingemuldeten Karbonschiefern verwechseln. Bei näherem Hinsehen erkennt man massenhaft millimetergrosse Magnetitoktaeder und grünlichschwarzen Biotit. Unter dem Mikroskop zeigen sich linsige Quarze und Serizitlagen, welche letztere von einem dunkelgrünlichbraun-hellgelb pleochroitischen, unregelmäßig Biotit durchsetzt werden. Der Magnetit verhält sich gegen Serizit und Biotit idiomorph, gegen Apatit xenomorph. Zwischen dieser Vererzungszone und dem überliegenden Triasquarzit schiebt sich ein Quarzband ein, das kleine Nester eines schmutziggrünen Glimmers enthält. Unter dem Mikroskop schwacher Pleochroismus, grünlich farblos. $-2V = 32^\circ$, $n = \text{ca. } 1,615$, wahrscheinlich ein Glied zwischen Phengit und Fe^{III} -Muskowit. Eigentümlich ist sein Auftreten als Kluftmineral.

Weiterhin erwähnenswert ist eine Hämatitvererzung von einigen m^2 auf der Inneralp (Koord. 723.08/174.80). In einem Phengitquarzit winden sich von der s-Fläche unbeeinflusste Schlieren von Eisenglimmer. Dieser läuft aber trotzdem der Gneisverschieferung parallel, wobei auf dem Hauptbruch nicht selten Rutschharnische eingegraben sind. Neben dem Hämatit fällt an seine Gegenwart gebundener Baryt in die Augen, d ca. 0,5 mm, mit n_x ca. 1,635 und n_z ca. 1,640, rundlich xenomorph mit guter rechtwinkliger Spaltbarkeit. Der Achsenwinkel ist hier abnormal klein, beinahe 0° . Nach WINCHELL (1951) beträgt $+2V$ des Baryts $37\text{--}50^\circ$, je nach Bildungstemperatur (siehe dazu auch S. 383).

400 m östlich vom E-Ende des Quarzporphyrzuges am Piz Cavel wurden im von den steilen Abstürzen herabfallenden Schutt Stücke von quarzitischem Gneis aufgefunden, die namhafte Mengen von Erzen enthalten. Die Untersuchung mit dem Erzmikroskop ergab in erster Linie Arsenkies, dann in abnehmendem Masse Kupferkies, Magnetkies und Löllingit. Im Kupferkies fand sich überdies ein nicht sicher zu bestimmendes, stengeliges Erz, dessen Härte zwischen Arsenkies und Kupferkies liegt, und dessen Reflexionsvermögen ungefähr demjenigen

des letzteren entspricht. Es ist stark anisotrop, zeigt schwache Farbreflexe und internen lamellenartigen Aufbau. Eventuell handelt es sich um Boulangerit³⁾.

Auf der Alp Ramosa durchschlagen sporadisch Kalzitklüfte den Granitgneis (s. S. 399), in welchen zentral Bleiglanz angeordnet ist. Sie werden von jüngerem Quarz durchsetzt.

Weil im Untersuchungsgebiet die jüngste Magmenförderung spätherzynisch erfolgte, sind auch diese Vererzungen als hydrothermale, telemagmatische Produkte desselben Zyklus aufzufassen. Alpin wurden sie dann noch etwas metamorph.

G. Zusammenfassung

Der nördlichste, gegen das Permokarbon anstossende Teil des Altkristallins des östlichsten GM wird von im grossen ziemlich monotonen Paragneisen, vor allem Chlorit-Muskowitgneisen gebildet, welche voralpin als Zweiglimmergneise vorgelegen haben. Längs Bewegungsflächen wurden sie unter Serizitzunahme in Glimmerschiefer umgewandelt.

Im Gebiet der Alp Cavel, d. h. im südlichen Altkristallin, befindet sich ein zweiter nennenswerter Parakomplex, welcher sich von obigem durch Zurücktreten von Biotit- resp. Chloritgneisen unterscheidet, dafür reichlich Muskowitgneise und vor allem Serizitquarzite führt. K-Feldspat sind beiden Einheiten fremd. In sie, vor allem in den nördlichen, sind Amphibolite eingeschaltet, welche strukturell und texturell nur schwach variieren. An ihren Rändern sind sie meistens vollkommen in einheitlich grüne Chloritgneise umgewandelt. Zahlreich sind Einschlüsse von lateralsekretionär entstandenen Albitnestern.

Die grössten Räume im Altkristallin werden von mikroklinführenden Glimmergneisen eingenommen, deren K-Feldspatgehalt jedoch 10 bis 20% kaum übersteigt. Sie werden in fünf Einheiten gegliedert, die sich vor allem durch das Vorherrschen einer bestimmten Textur sowie durch eine individuelle Paragenese von sich allerdings nur schwach unterscheidenden Gneistypen auszeichnen:

- I. „Zentrale Flatschen- und Augengneise“: Biotit- bis Chloritgneise, Muskowitgneise mit oder ohne Albit.
- II. Augengneise südlich Val Larga: Meistens arm an Albit, Biotit resp. Chlorit. Muskowit- bis Serizitgneise.

³⁾ An dieser Stelle sei Herrn M. GRÜNENFELDER für die wertvolle Unterstützung bei der Erzdiagnose herzlich gedankt.

- III. Flatschengneise östlich Val Gronda: Muskowitgneise mit oder ohne Albit, praktisch ohne Biotit. Hier wurde auch der höchste Mikroklingehalt festgestellt, nämlich bis 40%.
- IV. Helle Gneise des Piz Titschal und Piz Lad: Quarzitische Muskowitgneise, welche frei von Biotit resp. Chlorit sind. Charakteristisch ist ihre stark wechselnde Korngrösse. Diffuse pegmatitische und aplitische Partien berechtigen, hier von einem eigentlichen Migmatit zu sprechen.
- V. Augengneise der unteren Val Gronda: Chlorit- bis Biotitgneise. Die Augenfällung dieser meist extrem beanspruchten Gneise besteht überwiegend aus Schachbrettalbit.

In diese zur Zeit der Streifengneisintrusion schwach injizierten Mischgneise sind nun an zwei Stellen massige, jedoch stark epimetamorph überprägte Granitkomplexe eingeschaltet. Ihre K-Feldspäte sind zum grössten Teil in Schachbrettalbit umgewandelt. Ihr Alter ist am ehesten streifengneisisch, da sie, abgesehen von einem lokalen Schollenkontakt im nördlichen Stock, zu den benachbarten Augengneisen nirgends eine deutliche Grenze aufweisen.

Mit dem herzynischen Magmenzyklus in Zusammenhang sind Pegmatite, Aplite, Quarzporphyre sowie die wenig zahlreichen Vorkommen von Albit-Quarz-Dioritporphyriten. Letzte Bildungen desselben Zyklus sind ein Teil der zahlreichen Quarznester sowie die spärlichen Vererzungen.

KAPITEL 2

Die Sedimenthülle des Altkristallins

Im Raum der Alp Prada (s. Tafel II) werden die schwach axial absinkenden Gneise von eventuell permischen, sicher triadischen und liasischen autochthonen Sedimenten überdeckt. Im südlichen Teil des Untersuchungsgebiets fallen erstere südlich der Alp Ramosa, südlich Val Largia und in der Gegend der Alp de Lumbrein ohne nennenswerte Komplikationen unter ihre Sedimenthülle ein. Auf der N-Seite des GM werden die Verhältnisse mit dem Abschnen des Tavetscher Zwischenmassivs (TZM) nach NE im Raume Val Somvix-Val Zavràgia bedeutend verwickelter, indem hier der Kontakt zwischen Paragneisen und Permo-karbon tektonischer Natur zu sein scheint (s. tektonischer Teil, S. 436).

Weiter östlich, d. h. östlich Val Lugnez, werden die gotthardmassivischen Sedimente vom penninischen Deckensystem überfahren, welches über dem nach E absinkenden AM und GM (Segnes-Depression) besonders intensiv nach N vorprellt.

Südliche und nördliche Sedimente zeigen sowohl faziell wie auch tektonisch beträchtliche Unterschiede und seien deshalb getrennt besprochen.

A. Die nördlichen Sedimente

I. GESTEINSTYPEN, VERBREITUNG

Ihre Beschreibung erfolgt nach Möglichkeit in chronologischer Reihenfolge, d. h. fortschreitend von den älteren zu den jüngeren Bildungen.

a) Permokarbon

Es baut sich in beträchtlicher Mächtigkeit (600 bis 1200 m) auf aus primär pelitischen, psammitischen bis psephitischen Gesteinen, die lediglich durch die alpine Dislokationsmetamorphose in wechselnder Intensität überprägt wurden, im Unterschied zum Altkristallin monometamorph sind. Ihr Mineralbestand ist durchgehend nur der Epifazies angehörig, d. h. man findet nie Biotit, nur wenig Muskowit, selbstverständlich von den Geröllen abgesehen. Tiefengesteine fehlen vollkommen, subvulkanische Ganggesteine werden vereinzelt angetroffen. Dies bedeutet, dass bei ihrer Ablagerung der herzynische Paroxysmus dem Ende entgegenging und nur noch Restdifferentiate intrudierten, welche unter Abschnitt c zur Behandlung gelangen.

Unter Permokarbon sollen solche Gesteine verstanden werden, welche über sicherem polymetamorphem Altkristallin und unter eindeutiger Trias abgesetzt wurden. Leider sind, da es sich vorwiegend um terrestrische bis limnische Ablagerungen handeln dürfte, Fossilien, die einer feineren Einteilung dienen könnten, entweder gar nie zum Absatz gelangt, oder sie wurden, vor allem in phyllitischen Typen, durch starke Differentialbewegungen ausgewalzt und bis zur Unkenntlichkeit zerstört. An verschiedenen Orten sich repetierende Faziessequenzen lassen aber doch, z. T. allerdings etwas unsichere, Aussagen über das relative Alter der verschiedenen Varietäten zu, beispielsweise die repräsentativen Profile am Nordgrat des Piz Nadéls oder des Piz Muraun.

1. Karbon

Ein vereinzelter Aufschluss von etwas fraglichem Karbon findet sich südlich von St. Martin. Das Gestein, ein dunkelgrauer Tonphyllit,

hat eine gewisse Ähnlichkeit mit einem Bündnerschiefer, seine Vergesellschaftung mit mylonitischem Paragneis macht aber höheres Alter wahrscheinlicher. Topographisch unter, stratigraphisch über ihm, folgt ein auffällig rötlichbraun anwitternder, sehr tonreicher Muskowitschiefer mit einzelnen groben, quarzitischen Zwischenlagen, der häufig von bis 5 cm breiten Ruschelzonen durchsetzt ist. Ein durchaus ähnlicher Schiefer von wenigen m Mächtigkeit, den man rein äusserlich mit Rauhwacke verwechseln könnte, steht auch an beiden Hängen der unteren Val Gronda an (s. S. 437).

2. Ilanzer Verrucano

Die Talgehänge des Vorderrheins werden, östlich des ihn querenden TZM, d. h. unterhalb Truns, von mächtigem Ilanzer Verrucano aufgebaut, dessen horizontale Breite im Untersuchungsgebiet etwa 3 km beträgt. Er stellt ein oft gneisartiges Konglomerat (weniger brekziös) dar, dessen Gerölle von einer hellgrünen, phengitreichen Zwischenmasse umgeben sind. Der Hauptbruch ist mit einer zusammenhängenden, etwa auch fleckigen Serizithaut überzogen, in der sporadisch geregelte Muskowite eingelagert sind. Der Serizit dringt etwa in die Gerölle ein, wodurch sich diese nur noch mit Mühe vom Zement unterscheiden lassen. Einzig muskowitzreiche Bezirke lassen dann noch auf ihre Gegenwart schliessen. Idiomorphe Pyrite und Magnetit (millimetergross) vorhanden.

Der Durchmesser der Gerölle beträgt meist einige cm, jedoch bis 20 cm. Ihre Natur wechselt stark: Weissere, wohlgerundeter Kluftquarz, bläuliche Quarze, Quarzite, Muskowitaplite, Muskowitpegmatite, feinkörniger Granit, Quarzporphyre, extrem ausgewalzter Keratophyr. Grössere Gneisfragmente werden erst etwa gegen die Val Zavràgia hin angetroffen. Wahrscheinlich wurden sie wegen ihrer leichteren Angreifbarkeit beim Flusstransport bald zerstört. Stellenweise sind auch helle Gerölle stark gepresst; grobklastische Lagen wechsellagern mit sehr feinkörnigen. Die Geröllängsachsen sind oft einheitlich zur Schieferung geneigt. Etwas südlich der Alp Zavràgia sura wurden in einer breiten Runse unregelmässig geformte, schwarze, wahrscheinlich karbonische Phyllitgerölle angetroffen. Im westlichen Teil tritt vermehrt Muskowit auf; Biotit hingegen wurde nirgends beobachtet.

U. d. M. Linsen von nur schwach undulösem Quarz, ohne Mörtelkränze, d bis 4 mm. Vom Rande her wächst Serizit herein. In wenigen Fällen zeigt der Quarz buchtige Begrenzung. Er ist meist von feinen Bläschenreihen durchzogen; der rekristallisierte Rand ist frei davon. Daneben baut er polygonal mit Serizit und Albit ein Grundgewebe auf, d 0,04 mm. Böhmsche Streifung ist häufig zu

beobachten. Beim schwach serizitisierten Albit ist die Begrenzung weniger gut definiert als bei Quarz. Zwillingslamellen sind eher selten und schmal. Gegen rekristallisierte Ränder hin setzen sie gern plötzlich aus oder endigen fackelartig. Schachbrettalbit schliesst meistens feine Kalzitkörner ein. Er ist randlich bisweilen von Quarz angefressen. Myrmekittrümmer sind etwa von frischen Albiträndern umgeben. Der Muskowit ist teilweise aus Serizit sammelkristallisiert, kann aber auch eingeschwemmt worden sein. Seine Regelung ist allgemein nicht so ausgesprochen wie bei den Gneisen. Der schwach grünliche Pleochroismus sowie der kleine Achsenwinkel $-2V = 26^\circ$ deuten auf Phengit. Dazu tritt meist noch etwas feinblättriger Chlorit mit intensiv violetten IF. Kalzit füllt feine Adern. Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Orthit, Rutil. Regelmässig treten kleine, blaugrünpleochroitische Turmalinstengel auf. An Erzen erkennt man Pyrit und Ilmenit mit Leukoxenrand, Magnetit. Bemerkenswert ist die Abwesenheit von K-Feldspat im Zement.

Struktur: Blastopsephitisch bis -psammitisch.

Textur: Schwach kristallisationsschiefrig.

Die Gerölle sind kaum herkunftstypisch. Unter dem Mikroskop zeigt ein Muskowitpegmatit neben Quarz, Muskowit und lamelliertem Albit grosse, geschummerte K-Feldspäte mit breiten Albitspindeln. Es treten auch wenige Karlsbaderzwillinge auf, deren Verwachsungsebene verbogen sein kann. Gegen Quarz ist Idiomorphie schwach angedeutet.

Bei den Muskowitaplitgeröllen ist die unerwartet starke Beanspruchung auffällig. K-Feldspat ist zum Teil völlig in Schachbrettalbit umgewandelt. Die Albitlamellen sind gelegentlich flexurartig verbogen.

Sichere, bestimmbare, unversehrte Keratophyrkomponenten liessen sich nie isolieren. Ihnen äusserlich sehr ähnlich sind erzreiche, sehr feinkörnige Quarzite mit violetter Färbung. Ein solcher zeigt z. B. unter dem Mikroskop mehrere millimetergrosse, schwach idioblastische Magnetitkörner, welche Grundgewebeteile einschliessen und von Zerrklut-quarz umgeben sind.

Ganz vereinzelt finden sich gelbgrün gesprenkelte Epidot-Albit-Felsgerölle. Unter dem Mikroskop sind die Albite z. T. schwach idiomorph (vor allem mit Gipsblättchen sichtbar) und reichlich mit ziemlich grobkörnigem Epidot angefüllt. Einschlussfreie Chloritpseudomorphosen, wohl nach Hornblende, vervollständigen das mikroskopische Bild. Auch hier ist die starke mechanische Beanspruchung der Albite mit breiten Mörtelkränzen augenfällig, die manchmal geradezu eine feinkörnige Grundmasse vortäuschen. Andernorts schliessen sich die Albitleisten lückenlos zusammen. Möglicherweise hat man es hier mit ursprünglichen Hornblendedioritgeröllen (evtl. aus dem AM) zu tun. Auch primäre Spilite können in Frage kommen.

Eine von E. NIGGLI veranlasste chemische Analyse eines fein-

konglomeratischen Verrucanos westlich Flond (Obersaxen) lieferte folgende Niggli-Werte:

si 391, al 43, fm 14, c 13, alk 30, k 0,39, mg 0,37.

3. Phyllitischer Verrucano

Nach oben wird die allgemein psephitische Ilanzerfazies in kurzem Übergang psammitisch bis pelitisch. Auf der Nordseite des Vorderrheins entwickeln sich in grosser Ausdehnung tonige bis etwas sandige, graue bis violette, hinsichtlich quantitativem Mineralbestand variable Phyllite, auf der Südseite mit beschränkter Mächtigkeit ziemlich einheitliche, charakteristische, fleckige, knotige Phyllite.

α) Violette tonige bis sandige Phyllite

Die dunkelgrauen, meist mehr oder weniger violetten, ausnahmsweise gelbgrünlichen, weichen Serizitphyllite haben überwiegend einen feingefalteten, untergeordnet auch glatten Hauptbruch. Sie sind feinschiefrig, entweder homogen oder mit feinen, parallelen, weissen Strichen. Sporadisch treten auch schön violett-hellgrün feingebänderte Typen auf. In der Regel sind, besonders häufig in der unteren Val Plauca, konkordante gelb bis schwach rosarote, kalkige bis dolomitische Linsen eingeschaltet, die schon FR. WEBER (s. ALB. HEIM, 1921, S. 934) und später, weiter im W, E. NIGGLI (1944) erwähnen. Der sonst grauviolette Phyllit ist in ihrer Umgebung bisweilen intensiv grüngefärbt (Reduktion des Eisens?). Auch schwach violette Kluftquarzschnitzen, in deren Nähe der Phyllit mechanisch oft etwas stärker beansprucht erscheint, kommen vor (z. B. Strassenkehre in der Val Cuschina).

Mikroskopisch liegen in einem Grundgewebe von meist feingefaltetem Serizit (bis 90%) oder feinkörnigem Kalzit und Chlorit resp. Quarz (d bis 0,05 mm) schwach undulöse Trümmer von Quarz, Albit und Schachbrettalbit. Mörtelkränze um Quarz finden sich kaum, ebensowenig randliche Rekristallisationen. d oft 0,1—0,5 mm. Gelegentlich besitzt er ausgesprochen splitterige Form (s. unter Tuffite), meist ist er etwas gerundet durch Wassertransport. Quarz und Albit sind in Linsen oder Streifen vereinigt. Der Schachbrettalbit, der am ehesten mit feinem Kalzit angefüllt ist, wird randlich mitunter von frischem Albit angenagt. Reliktischer K-Feldspat konnte nirgends beobachtet werden. Der Serizit des Grundgewebes schmiegt sich den grösseren Körnern an und ist dort etwas angehäuft. In einigen Fällen ist er so dicht und gleichorientiert, dass man den Eindruck von grossen Muskowitblättern erhält.

Muskowit tritt nur untergeordnet auf und ist dann gern quergestellt. Der Chlorit ist meist stärker pleochroitisch als in den altkristallinen Gneisen: Intensiv grün mit Blaustich nach hellgelb, IF. bräunlich. Die Intensität des Grüns ist be-

sonders stark bei Anwesenheit von viel Kalzit. Bei den Nebengemengteilen ist neben idioblastischem Orthit, Zirkon, Rutil, gerundetem Apatit, Magnetit und Ilmenit wiederum Turmalin charakteristisch. Bei idiomorpher Begrenzung ist n_e schwach blaugrün, n_o olivbraun bis stark blaugrün. Randlich zeigt er verschiedentlich eine scharfbegrenzte, dunkle Zone, die ein hohes Relief vortäuscht und aus feinsten Erzeinschlüssen bestehen dürfte. Im Innern ist er oft auch zonar.

Die makroskopisch mehr oder minder ausgeprägte Violettfröbung des Gesteins wird hervorgerufen durch zahllose feinschuppige Erzkörnchen, die gern schlierig angeordnet sind und die Fältelung des Serizits abzeichnen. Nach den röntgenographischen Untersuchungen von E. NIGGLI (1944) handelt es sich beim feinverteilten Erz in den Permphylliten um Ti-haltigen Hämatit, welcher bei weniger metamorphen Serien (z. B. Glarner Verrucano) Ti-frei ist und dann die Gesteine ausgesprochen rot färbt. Ursprünglich haben bei der behandelten Gruppe somit vor allem eisenschüssige Tone vorgelegen.

In diese bei weitem vorherrschenden, tonigen Phyllite sind mitunter sandige Bänke eingelagert. Unter dem Mikroskop gesellen sich zu polygonalem Quarz und Albit vereinzelt gebuchtete Porphy Quarze. In Schachbrettalbittrümmern ist gelegentlich idiomorpher Albit eingeschlossen. Der spärliche Serizit ist hier besser geregelt als in den tonigen Varietäten. Scharfbegrenzte Bezirke einheitlich feiner Korngrösse können als Quarzporphyr-Grundmassefetzen angesehen werden.

Bei fehlendem Serizit ergeben sich eigentliche, massige Arkosen.

In der Nachbarschaft von postpermischen Quarzporphyren (s. S. 432) sind diese Phyllite besonders reich an Trümmern und Fetzen von Porphy Quarzen und Grundmasse. In letzterer liegen etwa idiomorphe, breitlamellierte Albite eingebettet. Makroskopisch zeigen diese eigentlichen Tuffite einen unruhigen, fleckigen Habitus. Sie sind häufig von Quarz-Albitklüften bis -nestern durchzogen, welche randlich Hämatit enthalten können.

Nicht selten schieben sich in der konglomeratischen Ilanzerfazies hellgraugrüne Phyllite ein, deren Mineralbestand mit dem Zement der ersteren übereinstimmt. Solche geröllarmen Einschaltungen sind aber lokal, und ihre Extrapolation zu ausgedehnten, zusammenhängenden Zügen, die zur Konstruktion von verschiedenen Schuppen im Ilanzerkomplex Anlass gaben (s. Geologische Karte und Profile von FR. WEBER, 1924), ist mehr als fragwürdig.

In ähnlicher Ausbildung folgt am rechten Abhang der unteren Val Zavràgia über Ilanzer Verrucano, im Liegenden von dunkelgrauen Phylliten des Typus Alp Nadéls, ein ziemlich sandiger und harter Seri-

zitschiefer, dessen feine Lagen prachtvolle Fältelung zeigen, die in dieser Grösse und Regelmässigkeit sonst nirgends angetroffen wurde.

β) *Fleckige, knotige Phyllite*

Sie sind vorwiegend auf die Nachbarschaft der Paragneise beschränkt und lassen sich von Meierhof bis über den Nordgrat des Piz Titschal in ununterbrochenem, 20 m Mächtigkeit kaum überschreitendem Zuge verfolgen. Im östlichen Talhang der Val Zavràgia keilen sie aus. Sie liegen topographisch immer über dem Ilanzer Verrucano; der Übergang zwischen beiden Fazien vollzieht sich über wenige m Distanz. Für den Phyllit typisch sind nur wenige dm voneinander entfernte, gerade durchsetzende Klüfte, deren Entwicklung über Stadien von „Zickzackfältelung“ gut beobachtet werden kann.

Makroskopisch sind sie einheitlich graue bis etwas violette Gesteine, deren Hauptbruch von mm-grossen, dunkelgrauen Knoten übersät ist, und zudem charakteristische langgezogene, hellgrüne, dunkelblaugraue und hellbeige Tonschieferfetzen und -flecken aufweist. Ihre Streckrichtung und die Fallrichtung dieser Phyllite schliessen einen Winkel von ca. 30° ein.

Mikroskopisch sind in einem feinen Zement von Quarz, gutgeregeltem Serizit und Kalzit (d 0,05 mm) bis 2 mm grosse, schwach gerundete, kaum beanspruchte, jedoch des öfters mit Böhmscher Streifung versehene Quarze, teilweise mit Resorptionsbuchten, eingebettet sowie etwas weniger scharf begrenzter, schwach serizitisierter Albit und mit Kalzit gefüllter, im übrigen unzersetzter Schachbrettalbit. Erwähnenswerte Nebengemengteile sind wiederum blaugrüne Turmalinstengel und feinkörniges Erz.

Gesteine mit ähnlichem Habitus sind auch nördlich des Vorderrheins, unter der mächtigen Rauhwaacke oberhalb Capeder anzutreffen, ohne dass der Kontakt der beiden Gesteine sichtbar wäre, da die Rauhwaacke von breiten Blockschutthalden umsäumt ist. Diese Phyllite sind aber nie so grobgefleckt wie auf der Obersaxenerseite.

Aus der Tatsache, dass die knotigen Phyllite auf der Voralp-Rosshoden immer zwischen Ilanzer Verrucano und Paragneisen eingeschaltet sind, könnte man auf den Gedanken kommen, sie auch altersgemäss zwischen beide zu stellen. Verschiedene Beobachtungen weisen aber darauf hin, dass der Kontakt Paragneis-knotiger Phyllit eine wichtige Bewegungsfläche darstellt, d. h. tektonisch ist (s. Stratigraphie, Tektonik, S. 436). Da der knotige Phyllit sicherer Trias verschiedenorts benachbart ist und nach oben mitunter Dolomitlinsen einschliesst, kann es sich hier sehr wohl um oberes Perm handeln. Die verschieden gefärbten Flecken, splitterige und gebuchtete Quarze weisen auch bei diesen Phylliten auf Tuffbeimischung hin.

Reine Quarzite treten im Permokarbon über dem nördlichen Altkristallin kaum auf, was sich durchaus mit den Befunden von E. NIGGLI (1944) und AMBÜHL (1929) deckt.

b) Trias

Auf der Nordseite des östlichsten GM ist sie vor allem als durchgehender Rauhwarezug entwickelt, der sich vom Osthang der unteren Val Gronda bis nach Ilanz mit bedeutender Mächtigkeit (z. B. 30 m) verfolgen lässt, welche auch durch tektonische Verdickung zustande gekommen sein kann. Weitere isolierte Vorkommen liegen südlich oberhalb St. Martin und auf der Alp Titschal. Am Nordrand des Untersuchungsgebiets liegt die bis 150 m mächtige Rauhware von Capeder-Schlans. Dieses löcherige Gestein ist meist von untergeordnetem Dolomit begleitet. Triasbasis-Quarzite lassen sich nur lokal auffinden, insbesondere gegen E hin. Sichere, selbständige Quartenschiefer wurden nicht angetroffen.

1. Triasbasis-Quarzit

Verschiedene Autoren (J. OBERHOLZER, 1933; WYSSLING, 1950; weiter im W E. NIGGLI, 1944; AMBÜHL, 1929) haben festgestellt, dass im N des GM, d. h. im Raume der Urseren-Garvera-Mulde und östlich davon, Triasbasis-Quarzite vom Melsersandsteintypus praktisch fehlen, d. h. Rauhware direkt über Verrucano zu liegen kommt. Dazu steht die südliche Sedimenthülle im Gegensatz, weil dort die Basis der Trias mit bemerkenswerter Konstanz von Quarziten aufgebaut wird. Es scheint nun, dass die N-Bedeckung des östlichsten GM-Altkristallins in dieser Beziehung ein Übergangsgebiet darstellt, indem hier unter typischer Trias (Dolomit, Rauhware) allerdings teilweise ausgewalzte Quarzite verschiedenenorts anstehen. Dies wäre ja beim Umstand, dass sich hier südliche und nördliche Sedimenthülle über dem östlich abtauchenden Altkristallin vereinigen, nicht weiter erstaunlich. Gewiss kann Rauhware unmittelbar über phyllitischem Verrucano folgen, z. B. am unteren Petersbach westlich Meierhof und weiter westlich davon, doch ist diese Erscheinung wahrscheinlich tektonisch bedingt (s. Tektonik).

Von E nach W fortschreitend, stösst man im Untersuchungsgebiet zuerst wenig oberhalb Meierhof, eingelagert zwischen knotigem, fleckigem Phyllit und Rauhware, auf einen stark verrosteten, nur schwach verschieferten, hellgrünen Chloritquarzit. Unter dem Mikroskop gewahrt man rundliche, kaum beanspruchte Quarzkörner (d 0,3 mm) in einem feinkörnigen Chlorit-Quarz-Zement. Wie die Permphyllite führt auch

dieses Gestein zonaren, blaugrünen Turmalin. Serizit deutet eine s-Fläche an.

In der unteren Val Gronda, wo der Tscharbach auffällig nach E und dann wieder nach N abbiegt, findet man am rechtsseitigen Talabsturz über der mächtigen Rauhwacke wenige Aufschlüsse eines zerhackten, rostigen, feinkörnigen Quarzits, die sehr gut der Triasbasis entsprechen könnten, da nach oben ein stark zerscherter Augengneis (Serie V) folgt.

Als Liegendes von Rauhwacke und Dolomit klebt in der Gegend der Alp Titschal eine ausgedehntere Quarzitplatte auf dem Altkristallin. Die Trennungsfläche zwischen beiden ist meist scharf ausgebildet. In diesem weisslichgrauen, schwach verschieferten Quarzit liegen einzelne, bis 5 cm grosse Gerölle aus weissem oder schwach rötlichem Quarz. Bisweilen sind diese in zur allgemeinen Schieferfläche bis 20° geneigten Horizonten angereichert, wobei die Geröllängsachsen ihr parallel verlaufen. Gegen die Rauhwacke hin wird der Quarzit feinkörniger.

U. d. M. gewahrt man in einem Quarzzement mit gutgeregeltem Serizit nur schwach undulöse, randlich etwas rekristallisierte, rundliche Quarzkörner mit d 0,5 mm. Häufig besitzen sie Böhmsche Streifung und meistens dichte Streifen kleinster Hohlräume. Auch gebuchtete Porphy Quarze kommen vor. Die Struktur ist ausgesprochen blastopsammitisch.

2. Rauhwacke, Dolomit

Diese beiden leicht kenntlichen Gesteine sind untrügerische Leit-horizonte für mittlere Trias. Meistens liegt der Dolomit unter der Rauhwacke, doch können beide auch lateral ineinander übergehen. Der Dolomit ist meist hellgelb mit grünlichen Tonhäuten auf der oft ausgeprägten s-Fläche. Weniger metamorphe Varietäten sind grau, massig und von weissen Kalzitadern durchschlagen.

Im Petersbachtal schalten sich in den Dolomit z. T. nach dm messende Lagen eines hellgrünen Serizitphyllits ein, die einerseits auf lokale, mehr tonige Sedimentation hinweisen, bei der dortigen starken Tektonisierung aber auch eingeschuppte Reste von Quartenschiefern sein könnten.

Die mengenmässig stark überwiegende Rauhwacke enthält oft mehrere cm grosse, graue Dolomitbrocken, die löcherig herauswittern können. Reliktische Gipseinlagerungen (s. auch BRÜCKNER, 1941) werden gelegentlich angetroffen. Auf der Alp Titschal sind auf der Rauhwacke viele Einsturztrichter abgesenkt. An ihre Gegenwart sind gerne Erdbeben gebunden, die auch heute noch nicht zum Stillstand gekommen sind, ersichtlich an den verbogenen Tannen.

Selbständige, sichere Vorkommen von Quartenschiefern sind

im Nordteil des untersuchten Terrains sehr spärlich, was um so erstaunlicher ist, da im E desselben, z. B. östlich von Neukirch, Quartenschiefer als violett- bis ockerfarbene oder auch hellgrüne Phyllite mit rosaroten Dolomitschmitzen in Urlaunfazies anlässlich einer Begehung mit Prof. E. NIGGLI in bedeutender Mächtigkeit festgestellt wurden.

c) Ganggesteine im Permokarbon

Während Ganggesteine als Gerölle im Permokarbon massenhaft auftreten (z. B. helle Quarzporphyre), wurden sie als kompakte, konkordante Gänge oder Linsen nur sehr selten beobachtet.

Etwa 500 m nördlich Capeder liegt konkordant in den violetten Phylliten ein massiger, stärker violetter Gesteinszug, der als ursprünglicher Quarzporphyr angesehen werden muss. In seiner Nachbarschaft sind Tuffite (s. S. 428) besonders häufig. Von Auge lassen sich millimetergrosse Quarzeinsprenglinge erkennen. Unter dem Mikroskop sind sie rundlich resorbiert und schwach undulös. Als weitere Einsprenglinge erkennt man Albit, An 3—5%, $+2V=76^\circ$, mit schmalen Lamellen, der kaum zersetzt ist, und randlich öfters resorbiert ist. Häufiger ist besser eigengestaltiger Schachbrettalbit mit d bis 2,5 mm. Ein Individuum ist dabei eigenartig verzwillingt: Zwei Bezirke mit gleichorientierten Lamellen stoßen an senkrecht dazu stehender, scharfer Verwachsungsfläche zusammen. Sie ragen beide pyramidenförmig in einen dritten Bereich, dessen Lamellen zu den ersten beiden senkrecht stehen (Fig. 25).

Wahrscheinlich war dieser Kristall ursprünglich ein nach dem Baveno-Gesetz verzwilligter Orthoklas. Längs parallelen Gleitflächen lagert sich Kalzit ein. Die Grundmasse besteht aus schwach verzahntem Quarz und Albit. Massenhaft feinverteiltes Erz verleiht dem Gestein

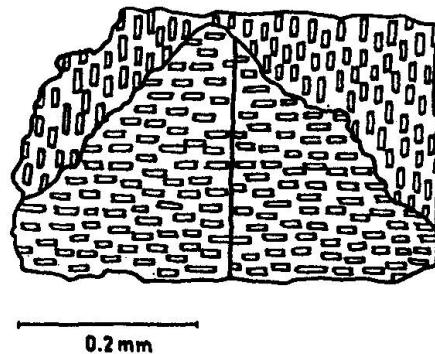


Fig. 25. Idiomorpher Schachbrettalbit, bestehend aus drei optisch verschieden orientierten Bereichen. Primär wahrscheinlich ein nach dem Baveno-Gesetz verzwilligter K-Feldspat. Aus Quarzporphyr im phyllitischen Verrucano, nördlich Capeder.

die violette Farbe. Als Nebengemengteile sind idiomorpher Titanit und Ilmenit zu erwähnen.

Zur weiteren Kennzeichnung dieses Ganggesteins wurde es einer chemischen Analyse unterworfen:

Tabelle VIII

Quarzporphyr im phyllitischen Verrucano, 500 m nordnordöstlich Capeder,
Koord. 722.0/179.2

		NIGGLI-Werte		Basis	
SiO ₂	69,53%	si	329	Q	50,9
Al ₂ O ₃	13,74	al	38,5	Kp	3,0
Fe ₂ O ₃	1,04	fm	9,5	Ne	34,8
FeO	0,44	c	20,5	Cal	4,1
MnO	0,03	alk	31,5	Cs	3,4
MgO	0,57	k	0,07	Fs	1,1
CaO	4,10	mg	0,43	Fa	0,5
Na ₂ O	6,37	ti	0,71	Fo	1,2
K ₂ O	0,78	p	0,66	Cp	0,8
H ₂ O +	0,23	co ₂	17,5	Ru	0,2
H ₂ O -	0,06	t	- 13,5	Q	50,9
CO ₂	2,72	T	+ 7	L	41,9
TiO ₂	0,20			M	7,2
P ₂ O ₅	0,33			π	0,10
100,14		Analytiker: A. FEHR			

Magmentyp am ehesten si-oligoklasitisch.

Epi-Norm									
Ab	Q	Ser	Ce	Kl	Zo	Mt	Hm	Ap	Ru
58,0	26,8	7,0	3,4	1,6	1,2	0,9	0,1	0,8	0,2

Bei der Eintragung der QLM-Werte in das QLM-Diagramm ergibt sich weitgehende Übereinstimmung mit Keratophyren aus Grossbritannien (s. DEWEY and FLETT, 1911, sowie E. NIGGLI, 1944). Diese wird weiter bestätigt im π -k-Dreieck. Wegen der Anwesenheit grosser, zahlreicher Schachbrettalbit-Einsprenglinge ist die Annahme berechtigt, dass zuerst ein Quarzporphyr vorlag, der dann später, evtl. alpin, durch Na-Zufuhr quarzkeratophyrischen Chemismus annahm.

In seiner östlichen Fortsetzung finden sich, allerdings mit unklaren Kontaktverhältnissen, quarzarme, schwach violette Keratophyre, die teilweise etwas Sedimentmaterial beigemischt haben können. Unter dem Mikroskop ist praktisch einziger Einsprengling kaum zersetzter, idiomorpher Albit mit bisweilen plötzlich aussetzenden Lamellen, die auch

verbogen sein können. Dann sind die Leisten gerne undulös. d oft 0,5 mm bis 1 mm. Neben dem Albitgesetz kommt auch Periklingesetz vor. Zonarstruktur fehlt wie bei allen diesen Ganggesteinen. Kalzit und gelegentlich zertrümmerter Quarz sind nachträglich zugeführt worden. Die Grundmasse besteht in erster Linie aus unzersetztem, feinkörnigem Albit, parallel angeordneten Serizitlinien sowie gleichmässig verteilten Hämatitkörnern.

An der Strasse Tavanasa-Ilanz steckt, etwas ausserhalb des Terrains im Ilanzer Verrucano, ein schwach versackter, hellgrüner Quarzporphyr. Unter dem Mikroskop erkennt man bei massiger Textur Einsprenglinge von unbeanspruchtem, buchtigem Quarz, schön idiomorphem Mikroklin und wenigen Albitleisten. Beim randlich etwas rekristallisierten Mikroklin fehlen Gitterung wie auch Albitspindeln. Die Grundmasse besteht aus Quarz, Serizit und Albit.

II. STRATIGRAPHIE, TEKTONIK

Im Unterschied zur südlichen Sedimenthülle weist die nördliche mannigfaltige tektonische Komplikationen auf, die im Verein mit den zahlreichen Sackungen der leicht zerfallenden Gesteine kaum eindeutig aufgeklärt werden können. Dass im Untersuchungsgebiet und seiner Nachbarschaft sicher bedeutende alpine Bewegungen stattgefunden haben, geht ohne Zweifel aus dem auffälligen Abbiegen des TZM aus seinem normalen ENE-Streichen in beinahe N-S-Streichen im Raum der Val Zavrugia hervor. Dasselbe Abschnen machen auch alle Sedimente der aus WSW herüberstreichenden Urseren-Garveramulde mit (s. Geolog. Karte von FR. WEBER, 1924, sowie das Strukturkärtchen des östlichen GM, Fig. 26).

Nach der Karte von WEBER (l.c.) liegt noch am Nordgrat des Piz Nadéls eine lückenlose, stratigraphische Serie vom Parakristallin bis hinauf zum Lias auf der Alp Nadéls vor, d. h. der südliche Schenkel der Urseren-Garveramulde als normale Bedeckung des GM mit fehlendem N-Schenkel.

In der Val blaua folgt auf 1600 m stratigraphisch über dunkelgrauen, permischen Serizitphylliten an scharfer Grenze ein etwa 15 m mächtiger, stark schiefriger Quarzit mit vereinzelten rötlichen Geröllen. Nach 2 m Wechsellagerung folgt dann 10 m Dolomit, 30 m Rauhwanke, 2 m grünliche und violette Phyllite (Quartenschiefer), darüber wiederum Ilanzer Verrucano. Es beginnen sich somit schon hier Schuppen einzustellen, die man auch östlich der Val Zavrugia, westlich Criedi angedeutet findet, wo Phyllite im Ilanzer Verrucano eingeschaltet sind. Von

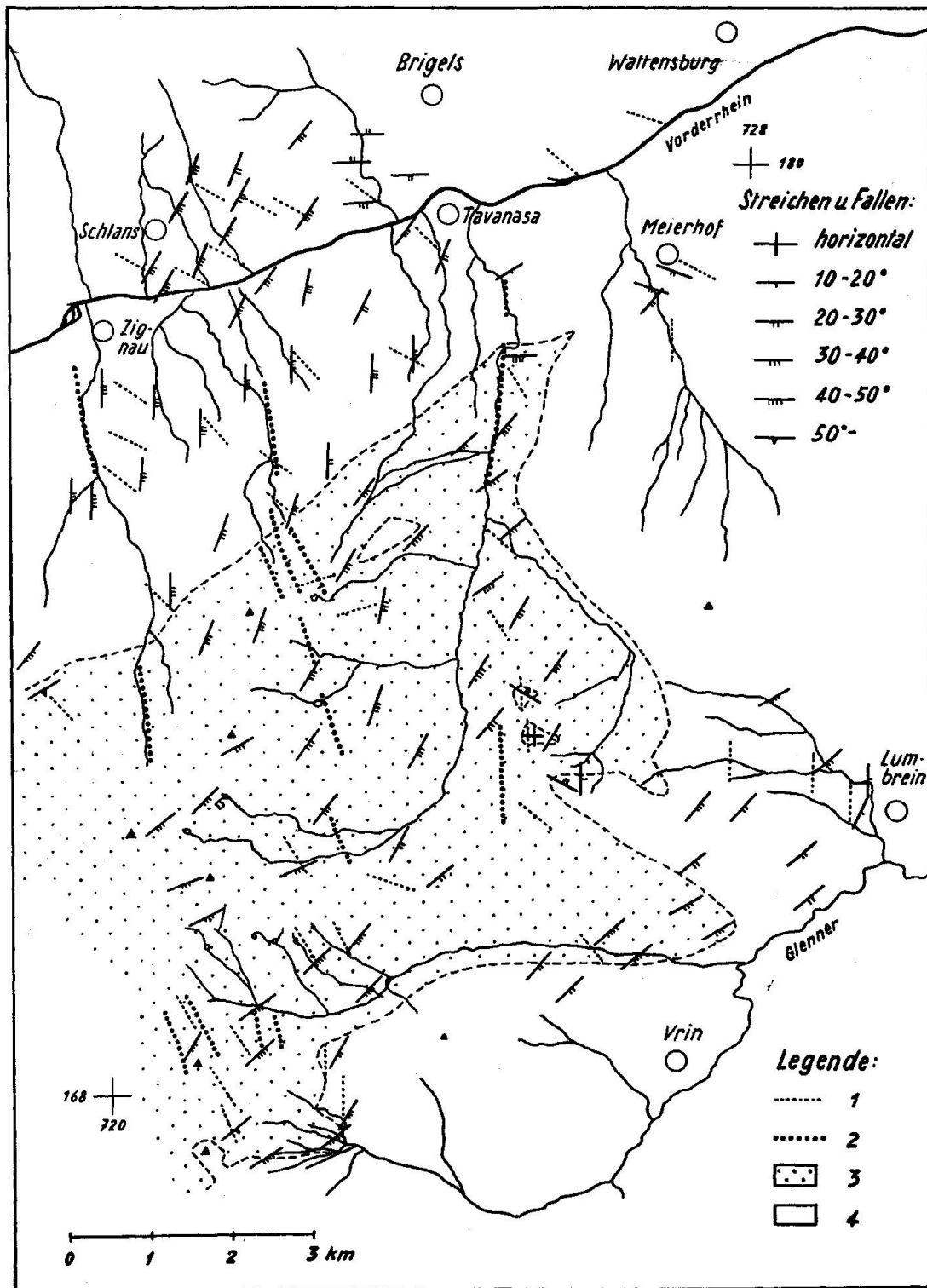


Fig. 26. Strukturkarte des östlichen GM. 1: Streichen eingemessener Kluftflächen, 2: vermutete, wichtige Bewegungsflächen (photogeologisch festgestellt), 3: Altkristallin, 4: Sedimentmantel.

hier weg schwenken nun die Verrucanophyllite und auch der Ilanzer Verrucano in die Talachse der Val Zavràgia ein (s. Fig. 26). In ihrem unteren Teil findet man auf 1040 m Aufschlüsse von N-S streichender Trias (Quarzit, Dolomit, Rohwacke). Dadurch wird der Zusammenhang zwischen Nadelser- und Schlanser- bzw. Capedertrias sehr wahrscheinlich. Letztere hat ihre ausserordentliche Mächtigkeit (mind. 150 m) somit durch tektonische Zusammenstauung am Eckpfeiler des nach E rasch abtauchenden Aarmassivs erhalten. Nicht umsonst wird gerade im Raum zwischen Alp Titschal und Val Zavràgia nirgends Trias angetroffen. Die Schlanser-Capeder-Trias wurde daher durch penninische Schübe nach N vorgeschert, was auch durch auf ihre Nachbarschaft beschränkte Aufschlüsse des knotigen, fleckigen Phyllits (Typ Vorderalp, s. S. 429) erhärtet wird. In die gleiche Richtung weist auch die bereits von NIGGLI und STAUB (1914) erwähnte Anschiebungsfäche zwischen Ilanzer Verrucano und grauen bis violetten Phylliten unter Schlans. So beobachtet man z. B. am Schlans durchfliessenden Bach, 1010 m, innerhalb einem m intensive Wechsellagerung von grauem Phyllit, ausgewalztem Dolomit und stark kakiritischem Ilanzer Verrucano mit vielen feinsten Kalzitäderchen. Letzterer sitzt etwa auch schollenartig im Phyllit. Nicht entgehen kann an dieser Stelle die Anhäufung von Muskowit im Ilanzer Verrucano.

In der oberen Val Plaunca, 1380 m, liegen im violetten Permphyllit vor allem randlich intensiv kakiritische, grobkörnige Quarzitschuppen (z. B. 3 m mächtig). Es sind daher neben Anschiebungen eigentliche Schuppen anzunehmen.

Eine weitere wichtige alpine Bewegungsfläche, die eventuell sogar als ausgequetschte Mulde angesprochen werden darf, trennt auf der Vorderalp den knotigen, fleckigen Phyllit vom nördlichen Paragneis (s. Profil, Taf. IV). Zwischen beiden wurden an verschiedenen Aufschlüssen Verschuppungen festgestellt, z. B. bei Koord. 722.3/175.8. Dort folgen über zerhacktem, klüftigem Paragneis mit zermalnten Quarzlinsen 1 m knotiger Phyllit mit welliger s-Fäche, 1 m Paragneis, 3 m Phyllit, 2 m extrem schiefriger Paragneis. Dann erst folgt der zusammenhängende Phyllitzug, der gegen die oberste Paragneisschuppe eine auffällige Zunahme vertikaler Klüfte zeigt. Genau in der östlichen Verlängerung dieser tektonischen Linie stösst man oberhalb St. Martin auf das erwähnte Karbon. Nördlich davon findet man im Wald einige Rohwackeaufschlüsse. Ob dieser Muldenkeil mit der Trias der unteren Val Gronda in Verbindung zu bringen ist, lässt sich wegen dem ausgedehnten Sackungsgebiet von Wasmen (südlich St. Martin) nicht entscheiden. Diese ist

jedenfalls keine direkte, ist doch am Westhang des Tscharbachs sicher nirgends Trias anstehend, während sie am östlichen mächtig entwickelt ist. Dort scheinen ebenfalls mannigfaltige, verwickelte, tektonische Bewegungen stattgefunden zu haben, deren Entwirrung durch die verstürzten, steilen Gehänge und die dichte Vegetation zusätzlich erschwert wird.

Etwa 100 m unterhalb der nördlichsten Umbiegung des Tscharbachs wurden von oben nach unten, resp. S nach N folgende Detailprofile aufgenommen:

- Ca. 40 m intensiv hellbraun anwitternder, schmieriger Serizitschiefer bis -quarzit, der grosse Ähnlichkeit mit dem Schiefer nördlich des Karbons aufweist (s. S. 425), anderseits durch starke Mylonitisierung auch aus dem Augengneis der Serie V (s. S. 389) hervorgegangen sein könnte.
- 3 m violette Phyllite von Quartenschiefertypus
- 3 m feinkörniger, weisser Quarzit, nach oben mit hellgrünen Serizitphylliten wechsellagernd
- Knotige, gefleckte Phyllite, grauviolett, nach oben grünlich

Dieselben braunen Serizitschiefer findet man weiter südlich bei der Umbiegung des Tscharbachs. Ihnen aufgelagert sind wenige m grobkörniger Quarzit, sodann mind. 50 m mächtige Rauhwanke und Dolomit, dem dann der Augengneis (Serie V) folgt. Unter, stratigraphisch über letzterem, findet man sporadisch stark limonitische Quarzite, die sehr wohl dem Triasbasisquarzit entsprechen können. Es scheint somit, dass sich über phyllitischem Perm ausserordentlich intensiv verwalzte Trias und Kristallin- (evtl. Karbon-?) Schuppen lagern, über welchen dann verkehrte Trias und Altkristallin liegen. Wahrscheinlich hat die ausserordentliche Mächtigkeit der Trias ihren Grund in tektonischem Zusammenschub. Dieselbe umgekehrte stratigraphische Reihenfolge lässt sich weiter östlich, am Petersbach südlich Meierhof feststellen:

Von oben nach unten:

- in ca. 1300 m mächtige Rauhwanke
- in 1290 m schwarze Tonphyllite mit feinen Kalkschnüren und verrosteten Quarzitbänken, Bündnerschiefer
- in 1250 m knotige, fleckige Phyllite
- Ilanzer Verrucano

Hier liegt somit liasischer Bündnerschiefer (s. u.) eindeutig unter der Trias. Das gleiche Bild bietet sich auch am gegenüberliegenden, linken Talhang, wo sich zwischen Dolomit und Bündnerschiefer stellenweise bis etwa 5 m mächtige Quartenschiefer einstellen (violette und hell-

grüne Phyllite mit weissen Quarzitbänken). Schon ALB. HEIM sind 1891 diese dunklen Phyllite unter der Trias aufgefallen, die er unter Vorbehalt ins Karbon stellt.

Weiter gegen E hat WYSSLING (1950) verschiedenenorts Beobachtungen gemacht, die es glaubwürdig erscheinen lassen, dass auf der Nordseite des GM der Kontakt Verrucano-Trias tektonischer Natur ist.

Südöstlich von Meierhof zweigt nun ein weiterer Triaszug nach S ab, der sich mit der südlichen Sedimenthülle verbindet und auf seinem Rücken die aufrechte Bündnerschieferserie des Sez Ner-Piz Mundaun trägt. Man sieht daher deutlich, dass das Altkristallin im NE als nach N überliegende, spitze Antiklinale endigt, deren Hülle auf beiden Schenkeln mehr oder weniger erhalten geblieben ist. Ihre oft extreme Ausquetschung wird weiter verständlich, wenn man berücksichtigt, dass westlich Meierhof, zwischen Verrucanophylliten und mittlerer Trias, nirgends Quarzite angetroffen werden. Auf solche stösst man erst ca. 400 m weiter südlich im Petersbachbett. Diese keilförmige Antiklinale wurde somit nach N über den Verrucano vorgeschert, deren Triasbasis ganz im E zurückblieb.

Mit dieser Annahme könnte man auch die eigentümliche Stellung der Trias auf Alp Titschal erklären. Nach den Profilen von NIGGLI und STAUB (1914), FR. WEBER (1924) und WINTERHALTER (1930) bildet diese Trias einen symmetrischen Muldenkeil, in dessen Zentrum noch Lias auftreten soll. Letzterer konnte trotz intensivem Suchen nicht anstehend gefunden werden. Bei Einmuldung, resp. Einschuppung sollte doch, wie übrigens auf der Karte von WEBER (l.c.) dargestellt, der unterliegende Quarzit (dort als Perm ausgeschieden) noch weiter nach W ziehen oder doch zum mindesten eine tektonische Narbe sichtbar sein. Der Quarzit streicht am W-Ende aber flach in die Luft hinaus und liegt an oft gut erkennbarer Fläche, nur wenig nach SE geneigt, auf dem Flatschengneis. Eine Einschuppung hätte auch eine intensivere Tektonisierung von Quarzit und Gneis bewirkt. Unmittelbar unter dem Quarzit fehlt im Gneis öfters der Muskowit, was auf permischer Verwitterung beruhen dürfte (s. südliche Sedimente). Die Bankung im weissgeaderten Dolomit und (weniger sichtbar) in der Rauhwanke ist ebenfalls fast horizontal. Nach der Auffassung des Verfassers ist aus den dargelegten Gründen die Titschaler Trias als flach auf dem Gneis klebender Erosionsrest anzusehen, ähnlich denjenigen östlich der oberen Val Gronda. Wahrscheinlich stand sie voralpin mit derjenigen am rechten Hang der unteren Val Gronda in direkter Verbindung, bis letztere alpin an einer morphologisch

ausgeprägten N-S-Linie um ca. 1,5 km nach N vorgeschert wurde. Diese Vermutung lässt sich besonders schön photogeologisch erhärten (siehe Strukturkarte, Fig. 26).

Angesichts dieser namhaften Schiebungsbeträge ist sicher auch der Ilanzer Verrucano in sich verschuppt worden. Dies lässt sich aber wegen seinem leichten Zerfall und Zerklüftung nur schwierig feststellen. Starke Kakiritisierung und schwarmartiges Auftreten von Quarzadern weisen in diese Richtung (z. B. im Bach östlich Lumneins, 1200 m).

B. Die südlichen Sedimente

Das östliche Altkristallin des GM ist im S von autochthonen Sedimenten überlagert, welche die Scopimulde aufbauen und weiter über die Greina, das Mundaungebiet nördlich der Val Lugnez (s. P. NIGGLI, 1950, Taf. II) und nach neueren Untersuchungen von NABHOLZ (1948) bis an den Ausgang des Safientals ziehen. Im S werden diese gotthardmassivischen Sedimente von stark vorbewegter penninischer Trias und ihren hangenden, mächtigen Bündnerschiefern überdeckt. Bei den Untersuchungen wurden vor allem die gotthardmassivische Trias, nur mehr randlich die liasischen Bündnerschiefer berücksichtigt.

I. GESTEINTYPEN

1. Quarzitischer Verrucano

Unter dieser Bezeichnung sollen Gesteine zur Behandlung gelangen, welche nach oben in sicheren Triasbasisquarzit übergehen, der seinerseits im Hangenden mit Dolomit zu wechsellagern beginnt. Gegenüber dem Ilanzer Verrucano unterscheidet sich dieses Gestein grundsätzlich: Es ist bedeutend härter, feinerbrekziös und quaderartig geklüftet. Es ist nie so serizit- (phengit-) reich. Seine mechanische Beanspruchung ist nie so gross; man kann die einzelnen Bruchstücke immer gut abgrenzen. Polymineralische Gerölle, Aplite, Granite, Pegmatite etc., wie sie im Ilanzer Verrucano die Regel bilden, fehlen hier vollkommen. Violette Quarze sind hier häufiger, der Phengit ist immer äusserst feinblättrig; im Ilanzer Verrucano gelegentlich auftretende Muskowite kommen hier nirgends vor. Vor allem aber ist es das konstante Auftreten von Mikroklin (bis 30%), anderseits die praktisch völlige Abwesenheit von Albit, was ihn von der Ilanzer Fazies im nördlichen Teil meines Untersuchungsgebiets grundsätzlich unterscheidet.

Die Mächtigkeit des quarzitisches Verrucanos beträgt meistens nur wenige m und nimmt von W nach E zu (z. B. unter dem Piz Tgietschen

kaum entwickelt, westlich Lumbrein mindestens 10 m mächtig). Er ist durchgehend, meist diskordant, an scharf ausgeprägter Fläche dem Altkristallin aufgelagert. Häufig sind nach dem messende Lagen hellgrüner, phengitreicherer, z. T. kalzitführender Phyllite eingeschaltet.

Makroskopisch erkennt man in einem sehr feinkörnigen, blassgrünen Grundgewebe mm-grosse Bruchstücke von weissem, hell- und dunkelviolettem, bisweilen auch himmelblau trübem Quarz, hellgrüne Tonschieferfetzen, sodann reichlich weisse, etwa auch rötliche Mikrokline, die bei Einfluss der Atmosphären gelb werden oder ganz herauswittern und kleine Hohlräume hinterlassen. Die Schieferung ist normalerweise schwach.

Mikroskopisch zeigen sich mm-grosse, schwach undulöse, rundliche Quarze. Dicht daneben wieder durchgehend zertrümmerte, was durch brettartige Differentialbewegungen erklärt werden kann. Porphy Quarze sind weniger häufig als im nördlichen Verrucano. d des Mikroklin oft 2 mm. Er ist völlig unzersetzt, deutlich feingegittert und enthält nie Albitspindeln. Bemerkenswert ist, dass seine Triklinität $\Delta = 0,88$ von derjenigen im Altkristallin und seinen Gangbildungen nur wenig abweicht (s. S. 385, 403, 412). Gemäss M. GRÜNENFELDER (pers. Mitteilung) ist auch die Triklinität der Mikroklinperthite im Roffnaporphyr ($\Delta = 0,87$) den erwähnten Werten durchaus ähnlich. Es werden auch reliktsch Karlsbaderzwillinge beobachtet. Der Mikroklin ist gern von einem frischen, optisch etwas anders orientierten Rand umrahmt. Einzelne Kristalle haben ausgesprochen idiomorphe Begrenzung, doch ist trotzdem authigene Entstehung auszuschliessen. Schriftgranitische Quarz-Mikroklin-symplektite kommen vor. Wie Quarz kann auch er Resorptionsbuchten aufweisen. Quarz kann ihn unregelmässig aufzehren. Der Zement setzt sich aus Quarz und unregelmässigem Serizit zusammen, der höchstens grössere Körner umflasert. Nebengemengteile sind Apatit, Zirkon; kein Turmalin. Auch in intensiv grünen Varietäten wurde kein Chlorit gefunden (z. B. Steinbruch westlich von Lumbrein).

Struktur ausgesprochen blastopsammitisch bis -psephitisch.

Textur schwach kristallisationsschiefrig.

2. Triasbasis-Quarzit bis -Arkose

Durch allmähliche Abnahme des Phengitgehalts und der Korngrösse geht 1 in einen weissen, feinkörnigen, harten Quarzit über, der wenige m Mächtigkeit kaum überschreitet. Da er nach oben mit hellgelbem, verschiefertem Dolomit, der mit Rauhwacke zur mittleren Trias gestellt werden muss, wechsellagert, ist sein untertriadisches Alter, dem Melersandstein entsprechend, sichergestellt. Auch er führt z. T. reichlich Mikroklin und muss dann als Arkose bezeichnet werden. Rötliche Quarze trifft man hier viel seltener als in 1. Allgemein ist die Mikroklinführung kleiner.

Da sowohl 1 und 2 ineinander übergehen, mikroskopisch, ausser dem unterschiedlichen Phengitgehalt, hinsichtlich qualitativem Mineralbestand weitgehend übereinstimmen (Mikroklin!) und altersmässig nicht

stark differieren können, neigt Verfasser dazu, beide Typen in die Trias zu stellen. Wenn auch der Ausdruck „Verrucano“ in erster Linie auf permische Bildungen angewandt werden sollte, so wurde er bei 1 in mehr beschreibendem Sinne gebraucht, um eine polymikte Brekzie zu kennzeichnen. Vom Ilanzer wie auch vom phyllitischen Verrucano unterscheidet sie sich neben den erwähnten Eigenschaften noch dadurch, dass ihr eruptive Gesteine jeglicher Art fremd sind.

3. Dolomit, Rauhwanke, Marmore

In unmetamorphem Zustand ist der Dolomit hellgrau, massig und feinkörnig mit wurzelartigen, weissen Kalzit-Quarzadern. Bei stärkerer Überarbeitung wird er gelb bis bräunlich und schiefrig. Dann lagern sich gern grünlich-silberglänzende Tonhäute mit feinsten Fältelungen ein.

Mikroskopisch bildet der Dolomit ein granoblastisches, bei stärkerer Dislokationsmetamorphose zunehmend verzahntes Gewebe, d 0,01—0,1 mm. Die meist isometrischen Körner werden in schiefrigen Typen linsig. Die Korngrösse variiert kaum im Schliffbereich. Der undulöse Kalzit in den weissen Adern ist immer bedeutend gröberkörnig (d mehrere mm) mit breiten Zwillingslamellen. Diese Adern sind zu verschiedenen Zeiten entstanden, da die grobkörnigen die feinkörnigen durchschneiden. Dass in ihnen vorwiegend Kalzit auftritt, ist seiner — verglichen mit Dolomit — erhöhten Löslichkeit zuzuschreiben. Ebenfalls auf sie beschränkt ist grober Quarz, der etwas Böhmsche Streifung zeigt, sonst aber völlig unbeanspruchert erscheint, was wiederum, ähnlich wie bei den Quarzporphyren, darauf zurückgeführt werden kann, dass die alpinen Differentialbewegungen in der plastischen, leicht rekristallisierenden Dolomitmasse aufgefangen wurden. Serizit schliesst sich gern zu zusammenhängenden Häuten zusammen, längs denen Erzlösungen eindringen.

In einem makroskopisch grünlich-grau erscheinenden Typ bemerkt man u. d. M. bedeutende Mengen eines Glimmers mit Pleochroismus n_z schwach bräunlich, n_x hellgelb bis farblos, — 2 V fast 0°, mittleres n ca. 1,595, wahrscheinlich Phlogopit. Im gleichen Schliff vorhandener Muskowit wächst idioblastisch in ersteren hinein, so dass Färbung durch limonitische Lösungen ausgeschlossen ist, was auch durch den kleinen Achsenwinkel bekräftigt wird.

In oft beträchtlicher Mächtigkeit entwickelt ist auch hier Rauhwanke, die immer über dem Dolomit liegt und häufig weisse bis graugetupfte Kalk- bzw. Marmorbänke enthält (Gips ist nur selten ausgeschlossen, z. B. westlich Lumbrein). Auch sie birgt, allerdings nicht so regelmässig wie Dolomit, Tonschieferhäute, die auf dem Hauptbruch auseinandergerissen sein können.

4. Quartenschiefer

So mannigfaltig der äussere Habitus dieser meist feinkörnigen Gesteine ist, so eintönig ist ihr mikroskopisches Bild. Vorherrschend sind

sehr weiche, hellgrüne, weniger violette oder ockergelbe Phyllite, z. T. mit gelben Dolomitschmitzen. Nicht selten sind grosse, idiomorphe Pyrite. Die violetten Typen sind gern etwas sandig und können dann kaum von Permphylliten unterschieden werden. Die Mächtigkeit dieser Phyllite ist meistens unbedeutend. Einzig auf dem Westgrat des Piz de Vrin, wo sie tektonisch zusammengeschoben und verschuppt sind (siehe Detailprofil, S. 446), können sie auf ca. 500 m Distanz in flacher Lagerung studiert werden. Weiter östlich, d. h. im Gebiet Vrin-Lumbrein bis Obersaxen, treten sie kaum mehr auf.

Mikroskopisch nimmt man z. T. ausgeprägt plattigen Quarz, d 0,05 mm, wahr. Serizit herrscht weitaus vor bei welliger Regelung. Feinschuppiger Chlorit besitzt braune Interferenzfarbe. Kalzit sitzt in Adern oder bildet einzeln gelängte Körner. Nebengemengteile sind Zirkon, Zoisit, Rutil, bläulichgrüne Turmalinstengel. In den violetten Typen lagert sich nach der s-Fläche feinplattiger Hämatit. Auch beginnende Chloritoidbildung kann hier im östlichsten GM nirgends beobachtet werden. Durch die Kalzitadern kann der extrem plattige Quarz ungestört durchsetzen, nicht aber der Serizit. Der Quarz scheint somit nach der Bildung des Serizits noch bedeutende Rekristallisationen erfahren zu haben.

5. Die gotthardmassivischen Bündnerschiefer

Sie liegen über der Trias und bilden das höchste und jüngste Schichtglied des autochthonen, gotthardmassivischen Sedimentmantels. Bis unter die penninische Trias von Peiden und den hangenden Lugnezerschiefern sind sie hier mindestens 500 m mächtig, weiter im E bis gegen 1000 m (Piz Mundaun). Diese relativ monotone Serie meist schwärzlicher und grauer Schiefer und Phyllite kann aber nur als Ganzes mit Erfolg bearbeitet werden. In Anbetracht, dass das ostwärts an mein Terrain anschliessende Gebiet (Blatt Ilanz der Siegfriedkarte) gegenwärtig eingehend von Prof. E. NIGGLI bearbeitet wird und seine Stratigraphie 1948 von NABHOLZ monographisch beschrieben wurde, sollen die der Trias aufsitzenden Gesteinstypen nur kurz behandelt werden.

Dem Quartenschiefer oder, wenn dieser fehlt, Dolomit oder Rauh- wacke aufsitzend, folgen glatte, schwarze, meist braunverrostete Ton- phyllite, denen dunkelgraue, rostige, oft deformierte Pyrite führende Quarzitbänke eingeschaltet sind. Nördlich von Vrin enthalten sie weisse, ungeklüftete Quarzknauern lateralsekretionärer Entstehung, teilweise mit gelblichem, oft randlich angeordnetem Kalzit, welche sich der lokalen Wellung des dunklen Phyllits anschmiegen. Die s-Fläche des letzteren ist glätter, wenn diese Schmitzen fehlen, was darauf hindeutet, dass sie vor allem an Stellen verstärkter, tangentialer Schübe mit verbundener Auflockerung des Phyllits die Hohlräume ausfüllen können.

U. d. M. zeigen diese Phyllite ein stark schwankendes Serizit-Quarz-Verhältnis. Der Quarz ist vor allem in serizitreichen Typen plattig. In mehr sandigen Typen konnte kein Feldspat gefunden werden. Feinster wolkiger bis schlieriger Graphitoid verleiht dem Gestein die dunkle Farbe. Als Nebengemengteil ist auch hier etwa grüner Turmalin anwesend. Nach NABHOLZ (l. c.) führen diese mehr tonigen Typen häufig farblosen Chloritoid, der aber nicht eindeutig festgestellt werden konnte.

Nach oben werden diese tonigen Phyllite kalkreicher und sandiger. Der Kalzit ist entweder statistisch verteilt oder dann in feinsten Lagen mit schräg durchsetzenden Clivageflächen angeordnet. Sie bilden im Gelände wegen höherer Härte steile Stufen, z. B. Alp Ramosa. Am Westhang des Piz de Vrin sieht man bei Westbeleuchtung deutlich den Unterbau mehr toniger, schwarzer Phyllite, über welche sich die mehr kalkig-sandige Abteilung legt, die von ferne bräunlich erscheint und viele dicke Quarzschmitzen aufweist.

II. TEKTONIK, STRATIGRAPHIE

Im Gegensatz zu den nördlichen Sedimenten sind auf der Südseite des GM-Alt-kristallins die tektonischen Verhältnisse einfach, wenn man von einigen lokalen Verschuppungen absieht. Als wohl ältestes monometamorphes Sediment legt sich Trias auf das Altkristallin, die sich als schwach nach SE geneigte, in ungestörter Lagerung 10 m kaum übersteigender Platte von der Gipfelpartie des Piz Tgietschen-Südrand der Alp Ramosa-Südhang der Val Largia-Glennertal-Alp de Lumbrein-Alp Nova-Alp Prada bis nach Meierhof lückenlos verfolgen lässt.

Das Augenmerk wurde besonders auch auf die Kontaktverhältnisse Altkristallin-Sedimenthülle gerichtet, um die Frage abzuklären, ob letztere an Ort und Stelle abgelagert wurde oder aber aus dem S durch penninische Schübe herangetragen wurde. 1938 hat R. STAUB die Ansicht geäußert, dass die helvetischen Decken z. T. in dem Raume einzuwurzeln seien, der heute von den besprochenen Bündnerschiefern eingenommen wird. Diese wären nach ihm penninische bis ultrahelvetische, ursprünglich bedeutend weiter im S abgelagerte Elemente und hätten bei ihrem Vormarsch nach N die helvetischen Decken vorgeschürft. Verschiedene Detailbeobachtungen führen aber dazu, die südliche Sedimenthülle des östlichen GM als autochthon zu betrachten:

Wenig östlich unter dem Gipfel des Piz Tgietschen lässt sich der Kontakt Augengneis der Serie II — Triasarkose sehr schön studieren. An einer scharf definierten, schwach gewellten, im Durchschnitt ca. 10° südöstlich fallenden Fläche lagert sich die löcherige Triasarkose auf dem etwa 50° südöstlich geneigten Augengneis, der randlich keine Spur von Ver-

schleppung zeigt. Schwach gebogene Löcherreihen von herausgewittertem Mikroklin scheinen lokal aber kleine Schiebungen anzuzeigen. Bemerkenswert ist hier die deutliche Diskordanz von $30\text{--}40^\circ$ (s. Fig. 27).

Diese scharfe Auflagefläche lässt sich auch weiter im E (z. B. Steinbruch westlich Lumbrein, Val de Mulin, Alp de Lumbrein und im Gebiet östlich der Val Gronda) immer mehr oder weniger schön beobachten. Dasselbe gilt auch von der Diskordanz, die aber lokal (z. B. südlich der Val Larga) kleine Beträge annehmen kann.

In der Val de Mulin ist der Kontakt Gneis-Trias örtlich etwas veruschelt. Damit im Zusammenhang steht eine beschränkte Imprägnation mit Pyrit (d bis 5 mm) sowie das Auftreten zahlreicher Quarzlinsen. Hier ist auch der Augengneis etwas geschleppt. Die Augen sind gegen den Kontakt etwas abgeflacht und ihre Zahl scheint in dieser Richtung etwas abzunehmen.

Südlich der Alp Nova ist die Diskordanz von $20\text{--}30^\circ$ immer noch deutlich feststellbar.

Zu diesen beiden Hauptmerkmalen am Gneis-Trias-Kontakt, nämlich der herzynischen Diskordanz und der autochthonen Natur der jüngeren Sedimente tritt im S noch ein weiteres: Innerhalb weniger m vom Kontakt weg tritt im Augengneis der Muskowit zugunsten von

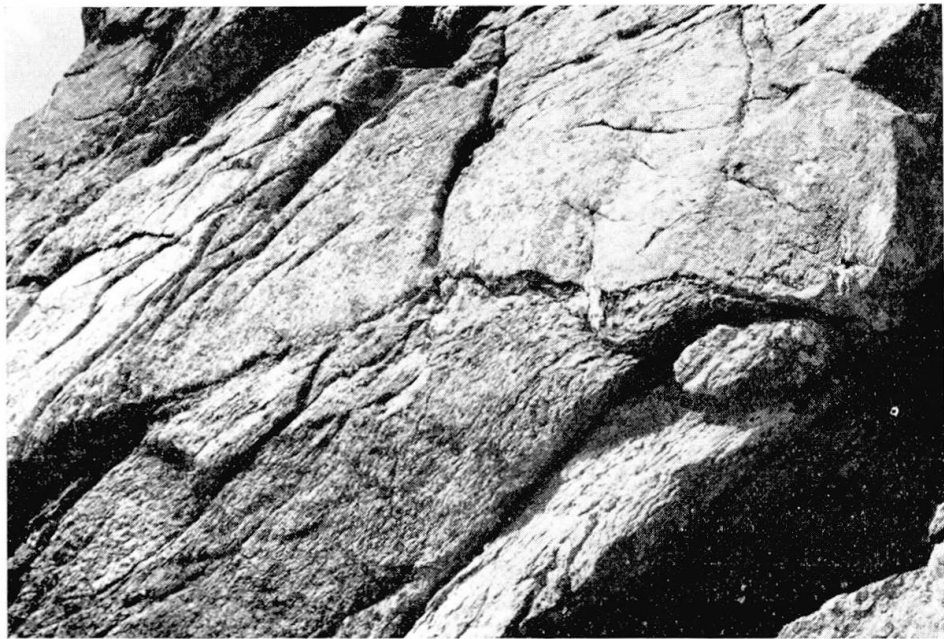


Fig. 27. Diskordanz zwischen Augengneis der Serie II, ca. 50° südöstlich fallend (unten) und Triasarkose, etwa 10° südöstlich fallend (oben). Scharfe Grenzfläche. Östlich unter Gipfel Piz Tgietschen.

Serizit stark zurück. Der Gneis nimmt dadurch eine hellgrüne Farbe an, homogenisiert sich gleichsam und ist dann leicht mit Ilanzer Verrucano zu verwechseln (z. B. südlich Alp Ramosa, Steinbruch westlich Lumbrein, Val de Mulin, Plaun de Cistagls). Nach persönlicher Mitteilung von Prof. E. NIGGLI, der mich auf gemeinsamen Exkursionen in verdankenswerter Weise auf diese Erscheinung aufmerksam machte, soll dies auf permischer Verwitterung beruhen.

Sowohl quarzitischer Verrucano, Triasarkose sowie in minderm Masse der plastischere Dolomit sind fast überall von ca. N-S verlaufenden, teilweise mit Quarz gefüllten Klüften durchschnitten, z. B. östlich Val Gronda, wo sich parallel diesen Kluftflächen riesige, quaderförmige Blöcke gelöst haben. Ein Teil dieser Bewegungen, die auch den liegenden Gneis ergreifen können, sind alpin, vor allem dort, wo die bis 4 m verwerfenden Bruchspalten mit intaktem Milchquarz ausgekleidet sind, ein anderer ist rezent, durch welche der Quarz von der Kluftwand abgehoben sein kann.

Ein zweites, weniger ausgeprägtes Kluftsystern verläuft westöstlich. Dadurch erhalten die beiden Triasinseln östlich der oberen Val Gronda ihre eigenartige, aus aufeinander senkrecht stehenden Begrenzungselementen bestehende Form. Hier zeichnet sich auch ein kleines, westöstlich aufgebrochenes Gewölbe in der Trias ab (s. Strukturkarte, Fig. 26). Weiter südlich liegt im Raum der Alp de Lumbrein die Triasarkose als flache Antiklinale auf dem Kristallin und streicht dann als relativ ebene Platte weiter nach W.

Südlich der Alp Ramosa sprechen verschiedene Anzeichen für Verschuppungen: Riesige Mächtigkeit der Trias (bis 100 m), isolierte, randlich mylonitische Quarzitzeile in Dolomit und Gneis, Repetitionen einzelner Schichtglieder (s. Detailprofile).

Prof. W. LEUPOLD teilte mir freundlicherweise mit, dass bei einer Sondierbohrung südwestlich Pass Diesrut, also wenig südlich des Arbeitsgebiets, nach 47 m zum zweiten Male tonige Bündnerschiefer angebohrt wurden.

Zur weiteren Veranschaulichung sollen im folgenden noch einige Detailprofile angeführt werden, von denen aber keinem absolut repräsentativer Charakter zukommt:

Profil unter nördlicher Triasinsel, östlich oberer Val Gronda

Rauhwacke

10 m Rauhwacke mit Dolomitschmitzen

3 m schiefriger, gelber Dolomit

1 m Wechsellagerung Dolomit-Quarzit mit hellgrünen Serizitphylliten

2 m feinkörniger, weisser, massiger Quarzit mit Mikroklin
 15—20 m quarzitischer Verrucano mit rötlichen Quarzen
 Kalifeldspatreicher Muskowitgneis der Serie III.

Profil südlich der Val Larga, 10 m mächtig

Schwarze, glatte Tonphyllite, unterer Lias
 Hellgelbbraunlicher Serizitschiefer, evtl. Quartenschiefer
 Rauhwacke, nach unten weniger löcherig
 Massiger Dolomit
 Schieferiger Dolomit mit hellgrünen Tonhäuten
 Quarzit mit phyllitischen Lagen
 Augengneis.

Profil Westgrat Piz de Vrin. Horizontalerstreckung 1,6 km (von E nach W)

Unter dem Piz de Vrin etwas hellere, kalkreichere Serizitphyllite.
 Über weithin sichtbarer Grenze folgt dann ein glattschiefriger Tonphyllit mit Ein-
 drücken von Pyrit
 Ockergelber Tonphyllit
 Graue bis violette Tonschiefer, teilweise sandig, mit hellgelben Dolomitschmitzen,
 bedeutende Mächtigkeit, Quartenschiefer. Auch sie enthalten Bänke dunkel-
 grauer, körniger Quarzite (Schuppen von Hettangien-Quarzit?)
 Hellgrüne und ockergelbe Tonphyllite, etwas chloritführend, z. T. mit grossen
 Pyriten, sowie Einschaltungen schwächerer, schwarzgesprenkelter Serizit-
 quarzitlagen (Liasschuppen?)
 Schubfläche wahrscheinlich.
 Schwarze Tonphyllite mit hellen Quarzitbänken, Lias.
 Ockergelber Serizitphyllit, frisch etwas grünlich, obere Trias?
 Grauer, massiger Dolomit mit Kalk-Quarzadern, nach oben schiefriger, wiederum
 mit Tonhäuten
 Rauhwacke
 Schieferiger, gelber Dolomit mit Tonhäuten
 Mikroklinführende Triasbasis-Arkose, nach oben wechsellagernd mit Dolomit
 Augengneis der Serie II

Profil am 1. Bach westlich Hütten Alp Ramosa (von oben nach unten)

10 m hellgrünlichgrauer Serizitschiefer, stark beansprucht und verfältelt, mit
 Lagen von Dolomit (Quartenschiefer?). Schwarze, weiche Tonphyllite, in
 die im unteren Teil helle, gelbliche Tonschieferbänke (z. B. 3 m mächtig)
 eingeschaltet sind (wahrscheinlich Triasschuppen).
 14 m dunkelgrauer, kalkiger Tonschiefer mit kalkarmen Einlagerungen
 1 m schiefriger Dolomit mit Dolomitschmitzen
 ½ m Rauhwacke
 4 m gelber, schiefriger Dolomit, häufig mit ½ m mächtigen Kalk- bis Marmor-
 bänken
 Schubfläche wahrscheinlich.

- 4 m flaseriger, dunkelgrauer, knotiger Serizitquarzit mit weissen Quarzklüften (Hettangienquarzit?).
 - 2 m gelbbrauner Tonschiefer
 - 1 m schwärzlicher, körniger Serizitquarzit
 - 2 m schwach grünlicher, gefalteter Serizitphyllit mit $\frac{1}{2}$ cm breiten Dolomitlinsen
- Gehängeschutt

C. Quartär, Morphologie

Die ausgesprochene destruktive, alpine Dislokations-Epimetamorphose hat die Gefüge aller Gesteinstypen weitgehend gelockert. Dies äussert sich morphologisch in ihrer grossen Neigung zu oft ausgedehnten Sackungen und Hackenwurf, z. B. Alp Cavel, oder zur Bildung dem Hang paralleler Bodenwälle, z. B. unter der Vorderalp.

Die meisten grösseren Bäche, die in den Vorderrhein münden, bilden schöne Schuttkegel, bei denen sich z. T. ältere und rezente auseinanderhalten lassen (z. B. am Zavragiabach).

Der weit ausholenden, talauswärts geneigten Terrasse von Obersaxen entspricht links vom Vorderrhein die Terrasse von Brigels. Beide stellen ein altes Bett dieses Flusses dar, das von einem ausgedehnten Rheingletscher ausgeräumt wurde; Zeugen davon sind auf der Obersaxener Terrasse die zahlreichen Moränenblöcke von Cristallina-Granodiorit und, weniger häufig, Medelsergranit.

Der Lauf des Vorderrheins hat sich im Untersuchungsgebiet mehrmals geändert, was man leicht photogeologisch an alten Rinnen als auch an der bogenförmigen Begrenzung einzelner Waldparzellen erkennen kann. Seine Schleife bei Tavanasa ist nicht etwa durch einen Schuttfächer des Tscharbachs bedingt, sondern stellt einen einfachen Mäander im dort breiten Talboden dar.

Der Glenner hat unterhalb Vrin, westlich Surin, ebenfalls seinen Lauf gewechselt. Dort wird sein rechtes Ufer von etwa 20° talwärts geneigten Kiesbänken gebildet. An einer Stelle, wo der Glenner auffällig nach W abbiegt, beträgt ihre Mächtigkeit mindestens 30 m. Die darüber gelagerte Moräne spricht für interglaziales Alter des damals mehr südöstlich angelegten Tales. Die 20—30° geneigten Bänke, die sich ausschliesslich aus Bündnerschiefergeröllen zusammensetzen, lassen sich dadurch erklären, dass der Fluss damals bedeutend weniger weit nach rückwärts eingeschnitten war und damit stärkeres Gefälle besass.

Tabelle IX

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	65,39%	64,44%	64,36%	65,54%	66,78%	74,35%	76,69%	78,28%	69,67%	69,53%
Al ₂ O ₃	16,03	15,77	16,63	14,61	18,69	14,77	12,27	12,79	15,39	13,74
Fe ₂ O ₃	0,91	1,66	1,22	1,16	0,81	0,83	1,28	0,72	0,69	1,04
FeO	2,18	1,61	2,84	2,54	0,80	0,30	0,23	0,36	1,04	0,44
MnO	0,04	0,04	0,05	0,66	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03
MgO	0,89	1,20	2,01	2,04	0,68	0,10	0,18	0,16	1,40	0,57
CaO	2,69	3,08	1,26	2,03	0,74	0,40	0,69	0,34	1,48	4,10
Na ₂ O	3,68	3,76	3,17	3,08	4,32	4,67	2,78	1,60	5,06	6,37
K ₂ O	3,36	3,97	4,16	4,96	5,16	3,01	5,07	3,69	3,95	0,78
H ₂ O +	1,99	1,76	3,21	1,62	1,74	1,03	0,87	1,51	0,74	0,23
H ₂ O -	0,04	0,03	0,07	0,06	0,06	0,02	0,05	0,04	0,11	0,06
CO ₂	1,74	1,78	—	0,90	—	0,18	—	0,16	0,15	2,72
TiO ₂	0,74	0,62	1,04	0,66	0,17	0,20	0,14	0,05	0,36	0,20
P ₂ O ₅	0,37	0,42	0,14	0,25	0,05	0,23	0,01	0,27	0,02	0,33
	100,05	100,14	100,16	100,11	100,02	100,10	100,28	99,99	100,08	100,14
si	299	276	278	277	309	448	501	615	323	329
al	43,5	40	42	36,5	51	52,5	47	59	42	38,5
fm	17,5	19	27,5	28	10,5	6	9,5	8,5	16	9,5
c	13	14	6	9	3,5	2,5	4,5	3	7,5	20,5
alk	26	27	24,5	26,5	35	39	39	29,5	34,5	31,5
k	0,38	0,41	0,46	0,51	0,44	0,30	0,55	0,60	0,34	0,07
mg	0,34	0,41	0,48	0,47	0,45	0,18	0,21	0,22	0,60	0,42

Zusammenstellung der Gewichtsprozente und Molekularwerte der neuen Gesteinsanalysen (Analytiker: A. FEHR) (Tabelle IX)

1. Beanspruchter Augengneis, untere Val Gronda
2. Beanspruchter Augengneis, untere Val Gronda
3. Epi-Granitgneis, untere Val Gronda
4. Biotit-Granitgneis, Alp Ramosa
5. Muskowit-Pegmatit, nordöstlich Val Gronda
6. Muskowitaplit, südöstlich Piz Zavràgia
7. Massiger Quarzporphyr, nordöstlich Piz Cavel
8. Verschiefter Quarzporphyr, östlich Piz Gren
9. Hornblende-Biotit-Dioritporphyr, nordöstlich Piz Gren
10. Quarzporphyr im phyllitischen Verrucano, nördlich Capeder

Literaturverzeichnis

- AMBÜHL, E. (1929): Petrographie und Geologie des zentralen Gotthardmassivs südlich Andermatt. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 9, S. 265.
- AMPFERER, O. (1934): Tektonische Studien im Vorderrheintal. Sitzungsbericht Akad. Wiss. Wien, 143, S. 299.
- AMSTUTZ, G. C. (1954): Geologie und Petrographie der Ergussgesteine im Verrucano des Glarner Freiberges. Publ. „Vulkaninstitut I. Friedlaender“, 5.
- ANDERSON, G. H. (1934): Pseudo-cataclastic texture of replacement origin in igneous rocks. Amer. Mineral. 19, S. 185.
- ANDREATTA, C. (1954): Über die Verglimmerung der Plagioklase in der tektonischen Metamorphose. Tschem. Mitt. 3, S. 350.
- BEARTH, P. (1948): Über Albitisierung im Altkristallin des Monte Rosa. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 28, S. 140.
- BECKE, F. (1908): Über Myrmekit. Tschem. Mitt. 27, S. 377.
- BEDER, R. (1909): Über basische Eruptivgesteine im ostschweizerischen Verrucano. Diss. Univ. Zürich.
- BRÜCKNER, W. (1941): Über die Entstehung der Rauhwacken und Zellendolomite. Ecl. geol. Helv. 34, S. 117.
- BURRI, C. (1931): Bestimmung der Auslöschungsschiefe monokliner Augite und Hornblenden auf (010) mittels beliebiger Schnitte. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 11, S. 285.
- (1950): Das Polarisationsmikroskop, Basel.
- BURRI, C. und NIGGLI, P. (1945): Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens, 1. Hauptteil, Zürich. Publ. „Vulkaninstitut I. Friedlaender“, 3.
- CADISCH, J. (1953): Geologie der Schweizeralpen, 2. Aufl., Basel.
- CHRISTA, E. (1936): Zur Frage der Mikrolithenschwärme in Plagioklasen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 16, S. 290.

- CORNELIUS, H. P. (1935): Zur Deutung gefüllter Feldspäte. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 15, S. 4.
- (1939): Geologie des Grossglocknergebietes, Abh. Zweigstelle Wien d. Reichsstelle f. Bodenforschung, 25.
- DEICHA, G. A. (1951): Neue Methoden zur Erforschung der hydrothermalen und pneumatolytischen Einschlüsse in Mineralien und Gesteinen. Neues Jb. f. Mineral. Mh. 9, S. 193.
- (1952): Flüssige Einschlüsse im Granit und seiner Ganggefölgenschaft und deren Bedeutung. Neues Jb. f. Min. Mh. 5, S. 145.
- DEWEY, H. and FLETT, J. S. (1911): British pillow-lavas and the rocks associated with them. Geol. Mag. Decade 5, V. 8, S. 202, 241.
- DRESCHER-KADEN, F. K. (1936): Über Assimilationsvorgänge, Migmatitbildungen und ihre Bedeutung bei der Entstehung der Magmen, nebst einigen grundsätzlichen Erwägungen. Chemie der Erde 10, S. 271.
- (1940): Beiträge zur Kenntnis der Migmatit- und Assimilationsbildungen sowie der synantetischen Reaktionsformen. I. Über Schollenassimilation und Kristallisationsverlauf im Bergellergranit. Chemie der Erde 12, S. 304.
- (1948): Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise. Berlin.
- EICHENBERGER, R. (1924): Geologische und petrographische Untersuchungen am Südwestrand des Gotthardmassivs (Nufenengebiet). Ecl. geol. Helv. 18, S. 451.
- ERDMANNSDÖRFFER, O. H. (1939): Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes. XI. Die Rolle der Anatexis. Sitzungsber. Heidelberger Akad. Wiss.
- EUGSTER, H. P. (1951): Petrographische Untersuchungen im Gebiete der Val Russein. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 31, S. 1.
- EXNER, CH. (1950): Tektonik, Feldspatausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern, Tscherm. Min. Petr. Mitt. 3. Folge, 1, S. 197.
- FERSMAN, A. E. (1931): Les pégmatisites. Leningrad. Traduit en français 1951.
- FISCHER, G. (1925): Mechanisch bedingte Streifungen am Quarz. Zentralbl. f. Min. Geol. Pal. Abt. A, S. 210.
- FRIEDLAENDER, C. (1930): Erzvorkommnisse des Bündner Oberlandes und ihre Begleitgesteine. Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Serie, 16. Lfg.
- Geologischer Führer der Schweiz (1934), hg. v. d. Schweiz. Geol. Gesellschaft, Fasc. XII.
- GOLDSMITH, J. R. and LAVES, F. (1954): Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine. Geochim. Cosmochim. Acta, Vol. 6, S. 100.
- GRUBENMANN, U. und NIGGLI, P. (1924): Die Gesteinsmetamorphose I. Berlin.
- HEIM, ALB. (1891): Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, 25. Lfg.
- (1919—1921): Geologie der Schweiz. Bd. II: Die Schweizer Alpen, Teil 1.
- HELBLING, R. (1938): Zur Tektonik des St. Galler Oberlandes und der Glarneralpen. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Neue Folge, 76. Lfg., II.
- HEZNER, L. (1908): Petrographische Untersuchung der kristallinen Schiefer auf der Südseite des St. Gotthards. N. Jb. für Min. etc. B. 27, S. 157.
- HIRSCHI, H. (1928): Radioaktivität der wichtigsten Granitmassen des Gotthardmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 8, S. 318.

- HUBER, H. M. (1943): Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 23, S. 72.
- HUBER, W. (1948): Petrographisch-mineralogische Untersuchungen im südöstlichen Aarmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 28, S. 555.
- JAKOB, J. (1952): Chemische Analyse der Gesteine und silikatischen Mineralien. Basel.
- KERN, R. (1947): Zur Petrographie des Centovalli. Diss. ETH, Zürich. Helsinki.
- KOENIGSBERGER, J. (1909): Einige Folgerungen aus geologischen Beobachtungen im Aare-, Gotthard- und Tessinermassiv. Ecl. geol. Helv. 10, S. 852.
- KOPP, J. (1923): Geologie der nördlichen Adula. Diss. Univ. Zürich. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F., 51.
- KÜNDIG, E. (1926): Selektive Metamorphose. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 6, S. 300.
- LANDES, K. K. (1933): Origin and classification of pegmatites. Am. Mineral. 18, S. 33 und 95.
- LAVES, F. (1950): The lattice and twinning of microcline and other potash feldspars. J. of Geol. 58, p. 548.
- LINCK, G. (1937): Bildung des Dolomits und Dolomitisierung. Chemie der Erde 11, S. 278.
- MILCH, L. (1892): Beiträge zur Kenntnis des Verrucano. Leipzig.
- NABHOLZ, W. K. (1945): Geologie der Bündnerschieferberge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental. Ecl. geol. Helv. 38, 1.
- (1948): Das Ostende der mesozoischen Schieferhülle des Gotthardmassivs im Vorderrheintal. Ecl. geol. Helv. 41, S. 247.
- NIGGLI, E. (1944): Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 24, S. 58.
- (1948): Zur zeitlichen Abfolge der magmatischen und metamorphosierenden Vorgänge im Gotthardmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 28, S. 165.
- NIGGLI, P. (1912): Die Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone am Nordost-rande des Gotthardmassivs. Beitr. geol. Karte der Schweiz, N. F., 36. Lfg.
- NIGGLI, P. und STAUB, W. (1914): Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard- und Aarmassiv. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, N. F., 45. Lfg.
- NIGGLI, P. (1920): Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. Leipzig.
- (1929): Die chemisch-mineralogische Charakteristik der metamorphen Paragesteinsprovinzen am Südrande des Gotthardmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 9, S. 160.
- NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F. und WINTERHALTER, R. U. (1930): Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Ser., 14. Lfg.
- NIGGLI, P. (1935): Zur mineralogischen Klassifikation der Eruptivgesteine. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 15, S. 296.
- (1936 a): Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 16, S. 295.
- (1936 b): Die Magmentypen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 16, S. 335.
- (1948): Gesteine und Minerallagerstätten I. Basel.
- (1950): Probleme der alpinen Gesteinsmetamorphose. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 30, S. 500.

- OBERHOLZER, J. (1933): Geologie der Glarneralpen. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F., 28. Lfg.
- OBERHOLZER, W. (1955): Geologie und Petrographie des westlichen Gotthardmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 35, p. 320.
- PARKER, R. L. (1920): Die Gesteine der Talklagerstätten von Disentis und Surrhein im Bündner Oberland. Diss. Univ. Zürich.
- DE QUERVAIN, F. und FRIEDLAENDER, C. (1942): 1. Nachtrag zu Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. z. Geol. d. Schweiz. Geotechn. Ser. 20. Lfg.
- REINHARD, M. (1931): Universal-Drehtischmethoden. Basel.
- SCHALLER, W. T. (1927): Mineral replacements in pegmatites. Am. Mineral. 12, S. 59.
- (1933): Pegmatites. Ore Deposits of the Western States. Lindgren Vol. Am. Inst. of Mining etc., S. 144.
- SCHEUMANN, K. H. (1936): Zur Nomenklatur migmatitischer und verwandter Gesteine. Tscherm. Min. Petr. Mitt. 48, S. 297.
- SHAININ, V. E. (1950): Conjugate sets of en echelon tension fractures in the Athens limestone at Riverton (Virg.). Bull. Geol. Soc. of America 61, S. 509.
- SIGRIST, F. (1947): Beiträge zur Kenntnis der Petrographie und der alpinen Zerkluftlagerstätten des östlichen Aarmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 27, S. 39.
- SONDER, R. (1921): Untersuchungen über den Differentiationsverlauf der spät-paläozoischen Granitintrusion im zentralen und westlichen Gotthardmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 1, S. 323.
- STAUB, R. (1938): Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden. Ecl. geol. Helv. 31, S. 345.
- (1948): Aktuelle Fragen im alpinen Grundgebirge. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 28, S. 422.
- (1954): Der Bau der Glarner Alpen. Glarus.
- SUTER, H. H. (1924): Zur Petrographie des Grundgebirges von Laufenburg und Umgebung. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 4, S. 89.
- TRÖGER, W. E. (1952): Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Stuttgart.
- TRÜMPY, R. (1949): Der Lias der Glarner Alpen. Diss. ETH, Zürich. Denkschriften d. Schweiz. Naturf. Ges. 79, Abh. 1.
- TURNER, F. J. and VERHOOGEN, J. (1951): Igneous and metamorphic petrology. New York, Toronto, London.
- WEHRLI, L. (1896): Das Dioritgebiet von Schlans bis Disentis im Bündner Oberland. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F., 6. Lfg.
- WENK, E. (1936): Zur Genese der Bändergneise von Ornö Huvud. Bull. Geol. Inst. Upsala 26, S. 53.
- WINCHELL, A. N. (1951): Elements of Optical Mineralogy, II, 4th edition. New York.
- WINTERHALTER, R. U. (1930): Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthardmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 10, S. 38.
- (1943): Der Verrucano der Schweizeralpen. Verh. der Schweiz. Naturf. Ges. 123. Session, S. 212.
- WYSSLING, L. E. (1950): Zur Geologie der Vorabgruppe. Diss. ETH Zürich.

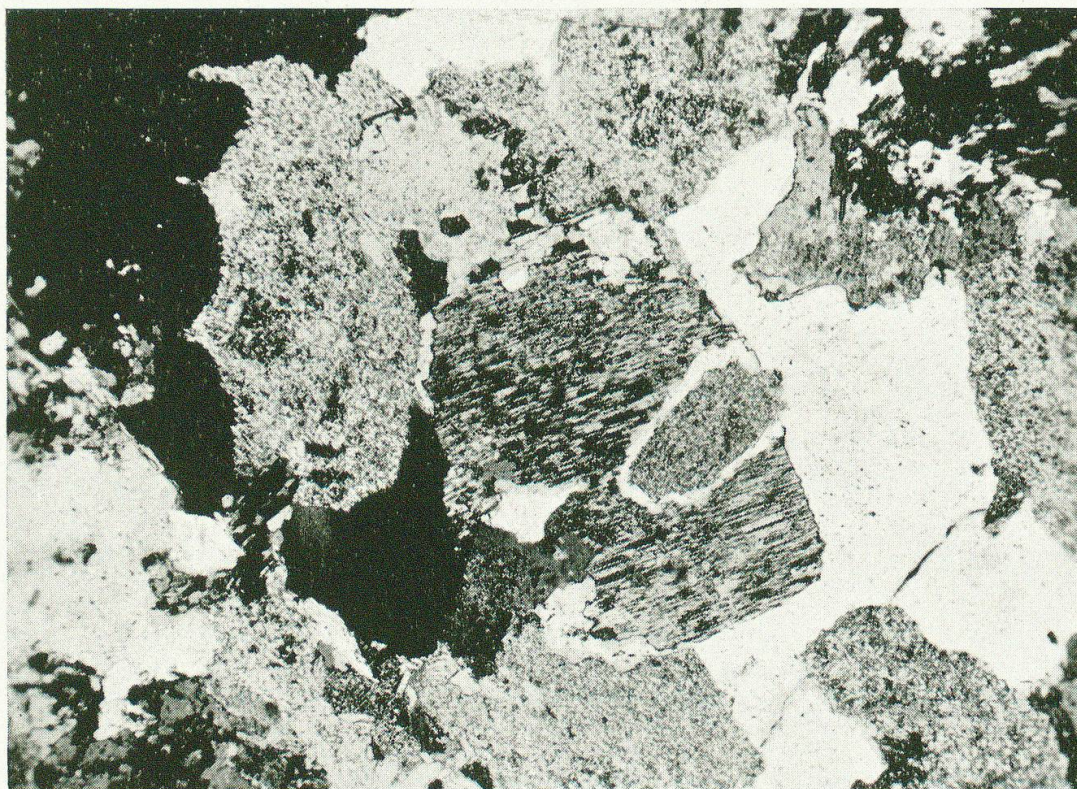


Fig. 1. Völlig zersetzter, idiomorpher Plagioklas mit frischem Albitrand in idiomorphem Schachbrettalbit, Zentrum. Aus dem epimetamorphen Granit der Alp Ramosa. Vergr. 43 \times , + Nicols.



Fig. 2. Undulöser, kaum zersetzter Albit (rechts oben) verdrängt am Rande Quarz (weiss), der in tropfenförmige Überbleibsel aufgelöst wird. Pegmatit nördlich Sattel. Vergr. 49 \times , + Nicols.



Fig. 3. Kluft mit breitlamelliertem Albit (rechts), der mit Flecken von Schachbrettalbit in Mikroclin (Mitte, feingeschummert) in Verbindung steht. Pegmatit östlich Piz Zavrugia. Vergr. $55\times$, + Nicols.

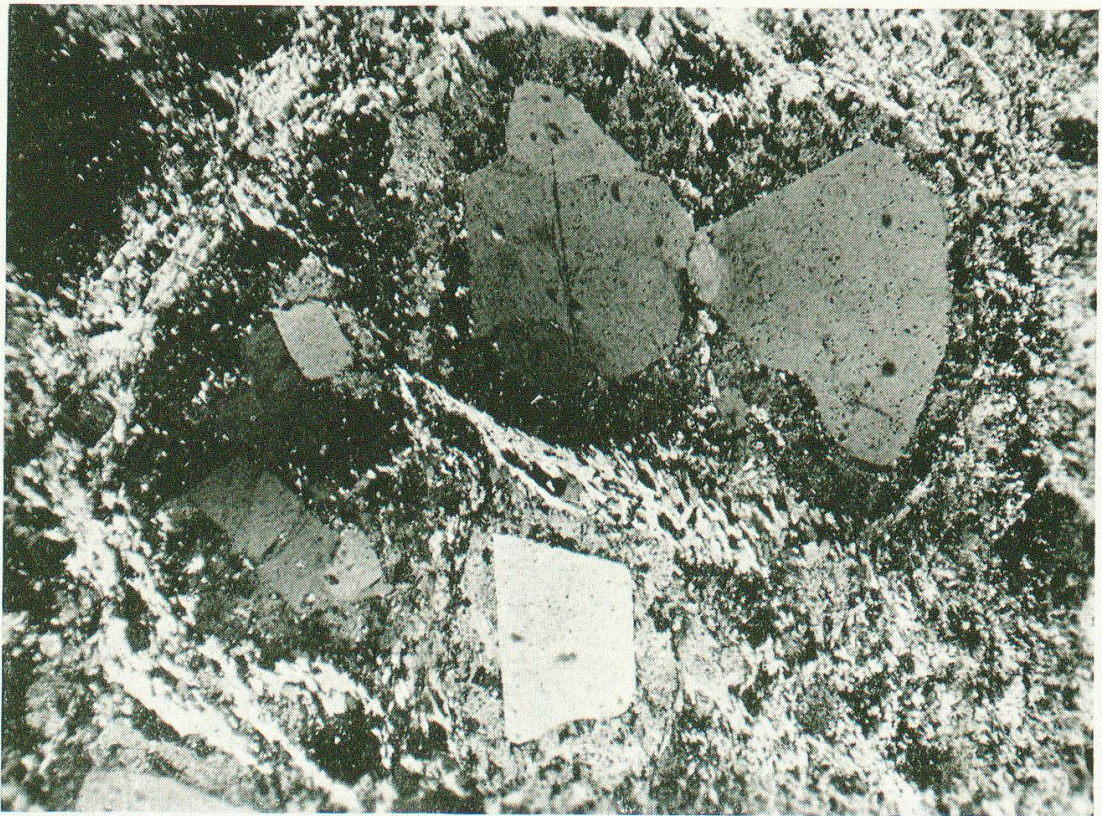
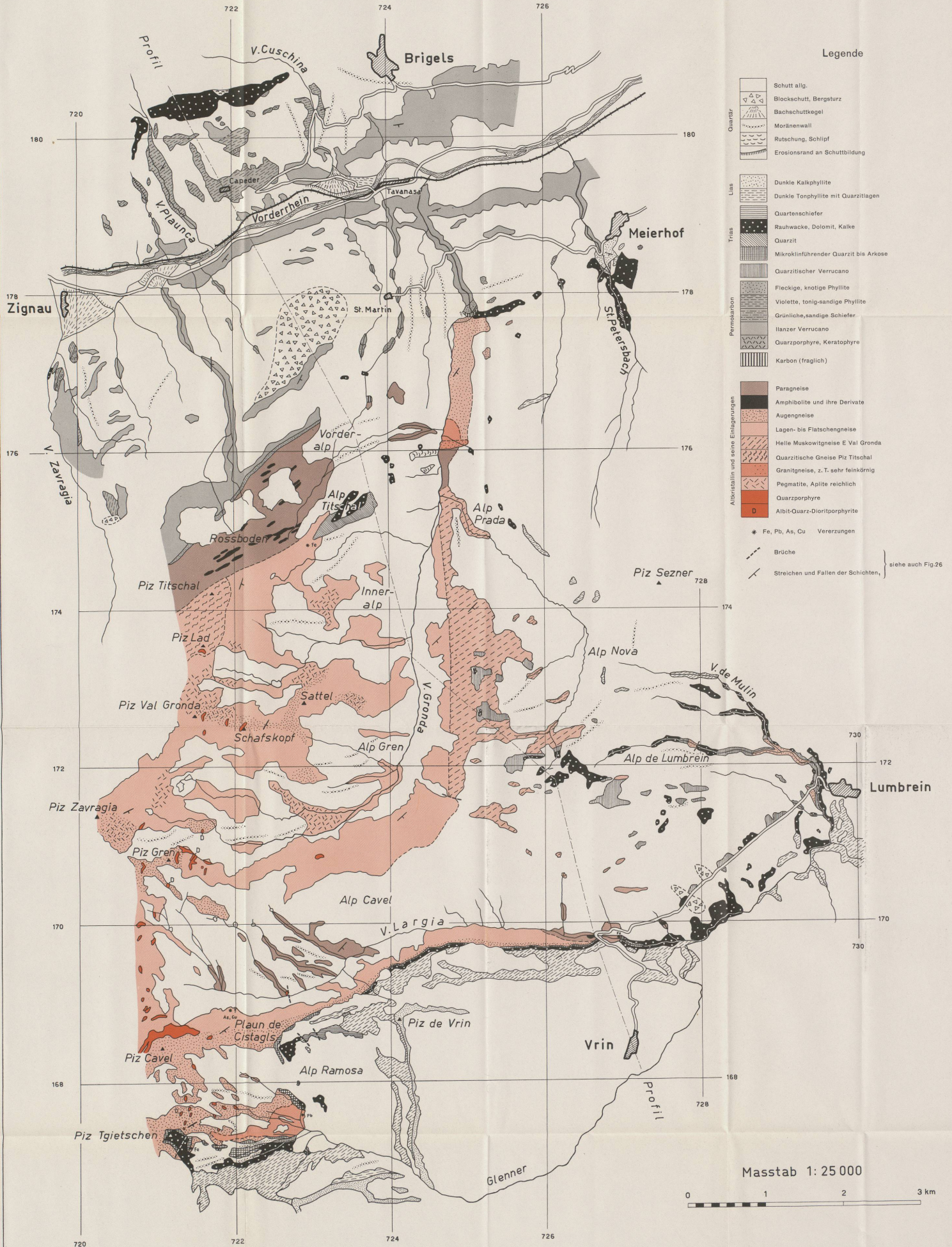


Fig. 4. Randlich unter Einschluss feinsten Serizits weitergewachsene Porphyroquarze, welche mechanisch kaum beansprucht sind. Alp Ramosa, Vergr. $49\times$, + Nicols.

Petrographisch-geologische Kartenskizze des Gotthardmassivs östlich Val Zavrägia-Piz Cavel

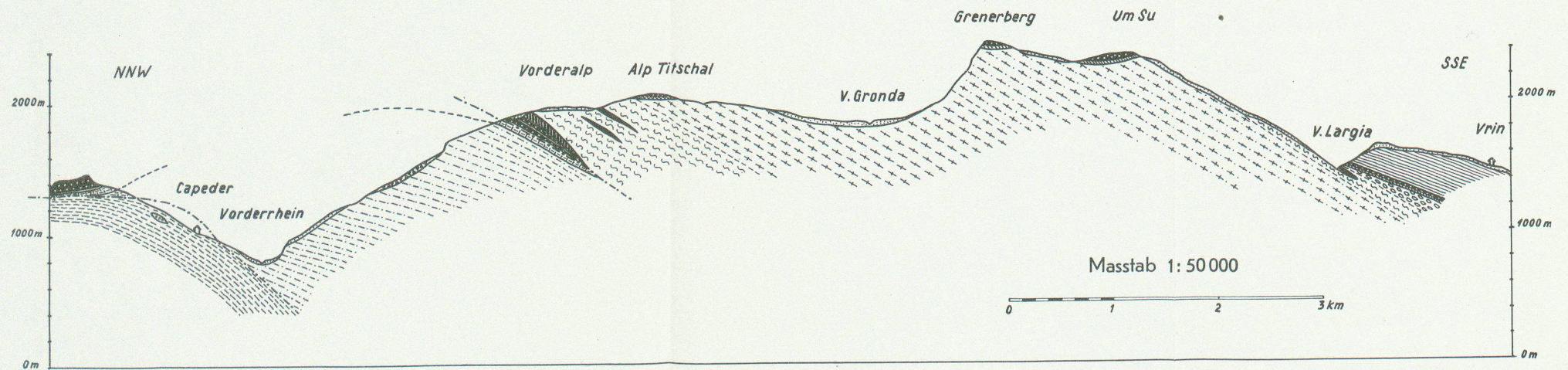
aufgenommen 1950-1954 von

A. Fehr



Leere Seite
Blank page
Page vide

Profil zur petrographisch-geologischen Kartenskizze des Gotthardmassivs östlich Val Zavràgia-Piz Cavel
von Arthur Fehr



- Schutt allgemein
- Bergsturz, Blockschutt
- Dunkle Tonphyllite
- Rohwacke, Dolomit
- Quarzit (ohne K-Feldspat)

- Quarzitischer Verrucano (mit Mikroklin)
- Fleckige, knotige Phyllite
- Violette, tonig-sandige Phyllite
- Illanzer Verrucano
- Quarzporphyre, Keratophyre
- Karbon (fraglich)

- Paragneis
- Amphibolite
- Flatschen- bis Augengneise, Serie I
- Helle Muskowitgneise E Val Gronda, Serie III
- Augengneise S Val Largia, Serie II
- Schubflächen

Leere Seite
Blank page
Page vide

Karten und Profile

- HEIM, ALB. (1885): Geologische Karte der Schweiz, 1:100 000, Blatt XIV (Altdorf-Chur).
- HEIM, ALB. und SCHMIDT, C. (1894, revidiert 1911): Geologische Karte der Schweiz, 1:500 000.
- SCHMIDT, C. (1906): Geologische Kartenskizze der Alpen zwischen St. Gotthard und Mont Blanc. 1:350 000. Beitr. zur geol. Karte d. Schweiz, Spez.-Karte 48.
- WEBER, FR. (1922): Tektonische Übersicht des Wurzelgebiets der helvetischen Decken am Ostende von Aar- und Gotthardmassiv, 1:100 000 (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Spez.-Karte 101 A), und Querprofile durch das Ostende von Aarmassiv, Tavetscher- und Gotthardmassiv (Spez.-Karte 101 B).
- (1924): Geologische Karte des Tödi-Vorderrheintal-Gebiets, 1:50 000 (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Spez.-Karte 100 A), und Querprofile durch das Tödi-Vorderrheintal-Gebiet (Spez.-Karte 100 B, 1922).
- HELBLING, R. (1951): Helvetische Alpen zwischen Bifertenstock und Calanda, Blatt 2 Kistenpass, östliche Tödikette, 1:25 000. Spez.-Karte 120.
- Landeskarte der Schweiz, 1:50 000, Blätter 513 (Disentis-E) und 514 (Safiental-W). Eidgenössische Landestopographie Bern.