

Petrographisch-mineralogische Untersuchungen im südöstlichen Aarmassiv

Autor(en): **Huber, Walter**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **28 (1948)**

Heft 2

PDF erstellt am: **16.08.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-23063>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Petrographisch-mineralogische Untersuchungen im südöstlichen Aarmassiv

Von *Walter Huber*

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort	557
Einleitung	557
I. Einheitliche, grössere Gesteinsmassen von normalem Charakter magmatischer Gesteine	563
A. Granitische Gesteine	563
a) Der zentrale Aargranit im engeren Sinn (s. str.)	563
1. Granitisch massiger Typus des zentralen Aargranites (s. str.)	565
2. Granitisch gneisiger Typus des zentralen Aargranites (s. str.)	567
3. Granitisch porphyrtiger Typus der zentralen Aargranites (s. str.)	568
b) Südlicher Aargranit	569
1. Porphyrtiger südlicher Granit	572
2. Granitisch aplitischer Typus des südlichen Aargranites	573
c) Der südliche Granit-Gneis und dessen Mylonite	573
1. Der schwach geschieferte südliche Granit-Gneis	577
2. Der stark geschieferte südliche Granit-Gneis	578
3. Der extrem verschieferte Granit-Gneis	579
aa) Quarzreiche Granitmylonite bis Serizitquarzite	580
bb) Felsitisch-helle Quarzmylonite	582
cc) Die schwarzen Ultramylonite	582
B. Syenitische Gesteine	584
a) Der Guivsyenit	584
II. Ganggesteine (Quergänge und Lagergänge) von magmatischem Charakter	586
A. Leukokrate Gänge	586
a) Aplite	586
b) Pegmatite	587
c) Pegmatitische Bildungen mit blaugrauem Feldspat	589
d) Granitporphyre	591
e) Quarzporphyre und Alsbachite	592
B. Melanokrate Gänge	592
III. Bankartige Einlagerungen und einzelne Schollen in den Haupteruptivgesteinen	594
A. Karbonatbänder	594
a) Die schmalen Marmorzüge im porphyrtigen Granit der südlichen Granitzone, nördlich vom Piz Tiarms und dem Schnehühnerstock	594

B. Quarzite in den zentralen Graniten (s.l.) und dem Giuvsyenit	595
C. Nicht in Zügen auftretende Einschlüsse und Schollen	596
a) Syenitische Schollen	596
b) Biotit-Plagioklas-Hornfelse als exogene Schollen im zentralen Aargranit (s. str.)	598
c) Serizit-Chlorit-Muskowit-Gneise bis Schiefer als exogene Schollen im zentralen Aargranit (s. str.)	598
d) Injizierte paragneisartige Gesteine in der südlichen Orthogneiszone (Granit-Gneiszone)	600
IV. Die eigentlichen internen Gneis- und Schollenzonen	601
A. Die Schollenzonen nördlich der südlichen Granite	601
a) Quarzdioritische-dioritische Schollen im südlichen Aargranit	602
b) Porphyrtiger Diorit im südlichen Granit und im Giuvsyenit	603
B. Schollenzonen in den südlichen Granitzonen	605
a) Die syenitische Schollenzonen (südlicher Syenitzug)	606
b) Die dioritische Schollenzonen (s.l.) (südliche Dioritzüge)	607
1. Der injizierte Biotit-Granodiorit von Cuolm de Vi	607
2. Injizierte hornblendedioritische bis hornblendequarzdioritische Gesteine der südlichen Granit-Gneiszone (südliche Gneise I)	609
3. Injizierte syenitische-monzonitische bis hornblenditische Gesteine der südlichen Granit-Gneiszone	612
C. Die Gneis- und Schieferzonen, den Giuvsyenit flankierend sowie ihm eingelagert	613
a) Amphibolite	613
b) Labradoramphibolite	614
c) Hornblendebiotit-Plagioklasgneise	615
d) Biotitgneise	615
e) Muskowit-Biotit(Chlorit)-Granat-Gneise und -Schiefer	616
f) Die Kalksilikatvorkommen	618
1. Die Kalksilikatlinse vom Chrüzlipass	619
2. Das Kalksilikatgestein nördlich der Ault-Stremlücke	620
3. Die knollenartigen Kalksilikatsteinschlüsse im Giuvsyenit am Nordgrat des Hälsistockes, am Hälsigrat, in der Val Giuv sowie am Roten Wichel und in den Giuvstöckli	621
g) Die (?) devonischen bis frühkarbonischen Sedimente nördlich der Ault-Stremlücke	623
V. Die das Aarmassiv südlich begrenzenden Gesteinszonen sowie Gesteine des Tavetscher-Zwischmassives	624
VI. Zusammenfassung	628
VII. Die alpinen Mineralzerrklüfte	629
A. Allgemeine Bemerkungen	629
B. Die Fundorte des Ault-Stremgebietes (Erläuterungen der Detailskizze 1 : 12 500)	633
C. Die Fundorte des Giuvgebietes (Erläuterung der Detailskizze 1 : 12 500)	634
Literaturverzeichnis	638

Vorwort

Die Felduntersuchungen dieser Arbeit wurden auf Anregung von Herrn Prof. Dr. P. NIGGLI im Zusammenhang mit einer Diplomarbeit über Kluftminerallagerstätten im Sommer 1940 in Angriff genommen.

An dieser Stelle möchte ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. P. NIGGLI, für das stets fördernde Interesse danken, welches er meiner Arbeit entgegenbrachte. Ferner möchte ich für die mannigfachen Ratschläge, die mir von allen Professoren des Mineralogisch-Petrographischen Institutes der E. T. H. zu Teil wurden, meinen Dank aussprechen.

Unvergessliche Feldtage und anregende wissenschaftliche Diskussionen verbinden mich mit meinem Freunde Dr. E. NIGGLI, dessen Untersuchungen über das südlich anschliessende „westliche Tavetscher-Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassiv“ bereits 1944 erschienen sind. Schliesslich sei auch meinen Begleitern und Studienkameraden, sowie den Strahlern Jos. A. HITZ und Ambr. CAVENG mein Dank ausgesprochen.

Einleitung

Das in der vorliegenden Arbeit untersuchte Gebiet liegt zwischen dem ernerischen Maderanertal und dem bündnerischen Tavetsch, im Kreis Cadi. Im Süden schliesst es an das Untersuchungsgebiet von E. NIGGLI (41) und E. AMBÜHL (1) an. Die Untersuchung der südlichen Grenzregion wurde gemeinsam mit E. NIGGLI durchgeführt, dem an dieser Stelle für die Zusammenarbeit nochmals gedankt sei. Die Übersichtsskizze Fig. 1 zeigt die Abgrenzung des Untersuchungsgebietes und die Bearbeitung der angrenzenden Gebiete. Unser Aufnahmegebiet umfasst von West nach Ost: nördliches und südliches Fellital (inkl. Wicheltal), Val Val (auf der ernerischen Seite Gämmertal genannt), Val Giuv, hinteres Etlital und Chrüzlital, Val Milà, Val Strem, dann die obere Val Segnas, Val Acletta, Val Clavaniev, Val St. Plazi bis zum Lag Brit. Der bündnerische Teil fällt in die romanisch sprechenden Gemeinden Tavetsch und Disentis, ein kleiner südwestlich gelegener Teil gehört zur Talschaft Urseren. Der nördlich der Wasserscheide gelegene Rest fällt in die ernerische Gemeinde Bristen. Das petrographisch aufgenommene Gebiet umfasst ca. 140 km² und liegt im Mittel etwa 2000 m ü. M. Die grosse Höhenlage sowie die alpinistisch nicht durchwegs harmlosen Be-

gehungen erforderten für die Feldaufnahmen einen grossen Zeitaufwand, so dass für die Arbeit im Laboratorium weniger Zeit zur Verfügung stand. Zur petrographischen Kartierung konnten die Blätter 407 und 411 des Siegfried-Atlas 1:50 000 sowie die Probedrucke der „Neuen Landeskarte der Schweiz“, Blatt Disentis-W 1:25 000 benützt werden. Die petrographisch-mineralogische Kartenskizze (Beilage) ist eine etwas vereinfachte und schematisierte Umzeichnung der Originalaufnahme 1:25 000. Wenn nichts besonderes vermerkt ist, sind die Lokalnamen und Fixpunkte der „Neuen Landeskarte der Schweiz 1:50 000, Blatt Disentis-W“ entnommen. Von Problemen allgemeiner Natur konnten nur einige behandelt und erwähnt werden, da sie nur im Zusammenhang mit Untersuchungen in der weiteren Umgebung abgeklärt werden können. Dazu kommt, dass im vorliegenden Gebiet die enorme Verschieferung eine klare Beschreibung der Urphänomene erschwert, so dass bereits zahllose Begehungen in benachbarte Gebiete notwendig waren. Den Mineralklüften dieses Gebietes wurde grosse Aufmerksamkeit geschenkt, doch war gerade für deren Behandlung eine eingehende petrographische Kartierung des ganzen Gebietes unerlässlich, die somit erstes Erfordernis und Ziel dieser Arbeit wurde.

Als Ganzes ist das Aarmassiv weniger gut erforscht als das benachbarte Gotthardmassiv. Heute noch sind Gebiete grösseren Ausmasses petrographisch wenig untersucht; so existieren beispielsweise aus dem östlichsten Teil des Aarmassives lediglich Karten und Profile des Tödgebietes von FR. WEBER (XI) ohne Gesteinsbeschreibung. Begehungen in diesem und in westlichen Gebieten zeigten, dass sich dort manche Fragen besser als in meinem Untersuchungsgebiet studieren lassen.

Das Aarmassiv ist bei einer Breite von im Maximum ca. 35 km etwas über 110 km lang, das Massivstreichen beträgt im Mittel 60° Ost. Von einem ungestörten Fächerbau kann nicht gesprochen werden, am Nord- sowie Südrand haben wir Südfallen, im zentralen Teil ist das Einfallen mehr oder weniger senkrecht. Auch an Hand der STAPFF'schen Tunnelprofile (58, 59), die beim Bau des Gotthardtunnels (1873—1880) aufgenommen wurden, bestätigt sich diese Feststellung. Fig. 1 stellt Zonen gleicher Fallrichtung dar; Zone 1 zeigt Gebiete, in denen die Fallrichtung ungefähr senkrecht ist; Zone 2 besitzt Südfallen bis ca. 80° und Zone 3 mit ca. 70° Südfallen. Primäres Nordfallen kann hier nirgends festgestellt werden; wo Abweichungen von den normalen Streich- und Fallrichtungen auftreten, lassen sich diese stets auf Hackenwurf, Gratwurf oder regionale

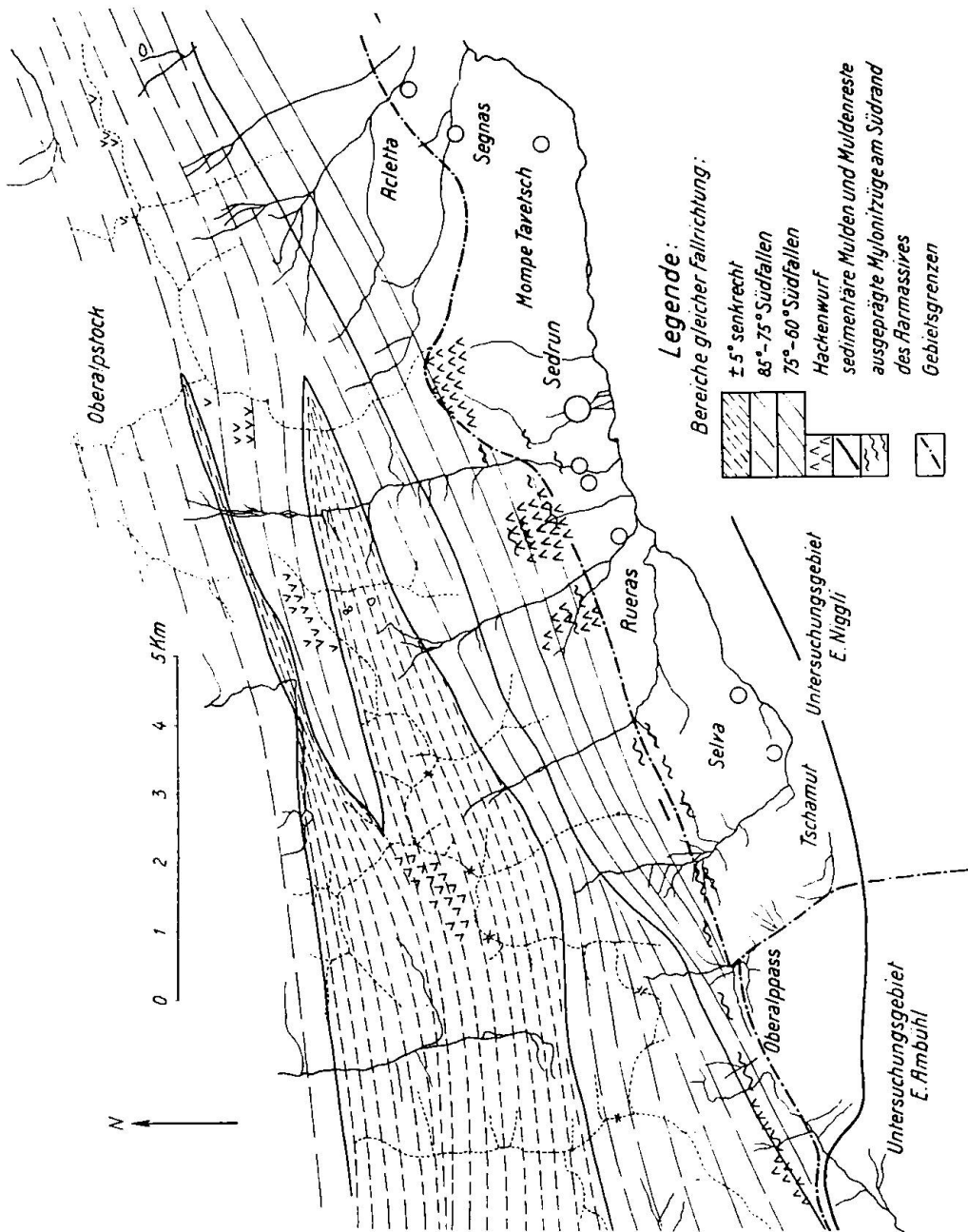


Fig. 1. Übersichtsskizze

Sackungen zurückführen. Besonders an den Talflanken gegen das Vorderrheintal (Kartenskizze Fig. 1) treten Hackenwurfbildungen verbunden mit Sackungen sehr deutlich auf. Die an den Südflanken gelegenen Murgänge und Wildbäche sind eine Folge dieser nach-eiszeitlichen Hackenwurfbildungen, so das Druntobel, dessen Schutt-fächer die sanfte Böschung zwischen Sedrun und Camischolas bildet. Ähnliche bereits vernarbte Wildbäche bilden die Val Ondadusa (ob Zarcuns) oder Pulanera (N. L. *) Malamusa). Dass diese Hacken-wurfbildungen zum Teil sehr junge Bildungen sind, geht daraus her-vor, dass z. B. unterhalb den Punkten 2119 und 2121,5 auf Alp Caschlè (also unmittelbar oberhalb den ausgeprägten Hackenwurf-bildungen der Val Ondadusa) sowie andernorts verschiedene parallel zum Hang verlaufende 1—2 m breite Gräben auftreten, in denen durch jüngste Bodenbewegungen zerrissene Wurzeln festgestellt werden konnten.

Interessante Phänomene, die indirekt auf Hackenwurfbildungen zurückführbar sein dürften, sind die bereits von W. FEHR (6) er-wähnten Brustwehren, besonders längs der Militärstrasse von Stöckli über die Strahlgand-Lutersee-Platten oder auf Alp Caschlè südlich den Punkten 2119 und 2121,5 sowie auf Cuolm de Vi oder hinter Fort Galenhütten. Diese parallel verlaufenden Brustwehren können in Scharen von zwei bis fünf angetroffen werden. Es handelt sich um schützengrabenartige Gebilde, die durchwegs in der Streichrichtung verlaufen. Die südliche, d. h. talseitige Brustwehr scheint meist um 2—4 m gegenüber der nördlichen gehoben zu sein und wird durch plattig schiefrig herauswitternde Quarzite und Granitmylonite (vgl. S. 579) gebildet. Die Gräben selbst sind mit grossblockigem Schutt angefüllt. Die sog. Brustwehren sind recht junge Bildungen. Sie dürften durch ein Nachsacken längs den ausgesprochenen Schiefe-rungs- und Mylonitisierungszonen entstanden sein. Die gleichen stark verschieferten Gesteinszonen bilden, aus grosser Entfernung sicht-bar, die von den steilen Bergflanken nach Ost und West fallenden Rinnen und Couloirs. Die Hackenwurfbildung kann regional so in-tensiv werden, dass z. B. auf der Oberalppasshöhe sowie Furkapass-höhe oder im Druntobel sowie an vielen anderen Stellen horizontale oder gar überkippte Lagerung auftritt. Bei Stollenbauten konnte festgestellt werden, dass diese Hackenwurferscheinungen am Süd-rand des Aarmassives die beträchtlichen Tiefen von einigen hundert Metern erreichen können.

*) N. L. = Neue Landeskarte der Schweiz.

Längs der Südflanke des zentralen Aargranites befindet sich ein in Mächtigkeit und Ausbildung stark wechselnder Gesteinskomplex. Eine exakte Definition der Gesteinszone der sog. „südlichen Gneise“ oder „Urserengneise“ wurde bis anhin nirgends gegeben. Aus diesem Grunde sind die Auffassungen über Mächtigkeit etc. verschieden. Zwischen Oberalppass und Furkapass ist die Gesteinsserie auf 300—500 m Mächtigkeit reduziert. Sie weist da die geringste Entwicklung auf, wo der zentrale Aargranit die grösste Breitenausdehnung (von ca. 10 km) besitzt. Im Westen erreicht die südliche Zone ihre grösste Mächtigkeit im südlichen Teil des Aletschgletschers mit ca. 8 km, im Osten nördlich Sedrun gegen den Chrüzlipass beträgt die Breite ungefähr 4—5 km. Eine Abgrenzung dieser Zone gegen Süden und Norden ist nicht immer leicht. Westlich vom Oberalppass bilden nach Süden die charakteristischen Sedimentgesteine der Urserenmulde die Grenze. Im Untersuchungsgebiet selbst verhindert die intensive Verschieferung und Mylonitisierung, eventuell auch eine Verschuppung der südlichen Gneise mit den daran anschliessenden Gesteinen des Tavetscher-Zwischenmassivs, oft diese sonst eindeutige Grenzziehung. Deshalb hat E. NIGGLI (41) eine Grenzzone Aarmassiv-Tavetscher-Zwischenmassiv kartiert, die stellenweise Gesteine führt, deren Zugehörigkeit zu Aarmassiv oder Tavetscher-Zwischenmassiv nicht entschieden werden kann. Ganz im Westen, in der Gegend von Brig, grenzen die südlichen Gneise an die gotthardmassivischen bündnerschieferartigen Gesteine, was eine sichere Abgrenzung des Aarmassives ermöglicht. Auch in der Gegend von Fiesch gestalten sich die Verhältnisse nach persönlichen Mitteilungen von Herrn R. ARBENZ relativ einfach.

Zum Versuch einer genauen Grenzziehung Aarmassiv-Tavetscher-Zwischenmassiv veranlassten seit längerer Zeit verschiedene Fragestellungen. Anlass zur Diskussion gab die auffallende Umbiegung der Sedimentmulde von Urseren-Garvera, wie sie Fig. 1 zeigt. Auf der Oberalppasshöhe beim Schönibach biegt der von Westen kommende Sedimentzug scharf nach Süden zum Pazolabach ab (AMBÜHL, sowie P. NIGGLI und W. STAUB (1, 42)), um dann weiter gegen Osten die trennende Einheit zwischen Gotthardmassiv und Tavetscher-Zwischenmassiv zu bilden. Des weiteren kennt man Sedimentreste bei Disentis, die als Disentisermulde zum parautochtonen Sedimentmantel des östlichen Aarmassives gehören, und sich nicht weiter nach Westen verfolgen lassen. Möglicherweise ist letzteres nur durch Schuttbedeckung und durch Auskeilen bedingt. Diese Feststellung gab Anlass zur Frage, ob sich auch nördlich des Tavet-

scher-Zwischenmassivs (ähnlich wie im Süden die Urseren-Garveramulde) eine sedimentäre Mulde oder ein Keil feststellen lasse. In Tat und Wahrheit findet man sowohl in der Fortsetzung der Disentisermulde als auch der Urseren-Garveramulde am Schönibach auf Oberalppass eigenartige kleinere Gesteinsvorkommnisse. Ob diesen kleinen Muldenresten Massiv-trennende Bedeutung zukommt, oder ob es sich lediglich um einen unbedeutenden Keil handelt, kann jedoch nicht entschieden werden. Schuld daran sind die zur Zeit mangelhaften Aufschlussverhältnisse. Es können immerhin folgende bemerkenswerte Feststellungen gemacht werden. In der Verbindungslinie der Sedimente vom Oberalppass mit der Mulde von Disentis liegt eine ausgeprägt starke Störungszone, die sich in verschiedenen Mylonitzügen äussert. Diese Züge verlaufen parallel dem mutmasslichen Massivrand, häufig sind sie durch starke Hackenwurfbildungen schwer zu erkennen. An einer Stelle, einige Meter nördlich der Baracken von Cuolm Val, sowie weiter westlich, befinden sich ausgequetschte Phyllite, Schiefer, Gneise und Quarzite, stellenweise bilden sie als Kakirite eigentliche Dislokationsbreccien. Auf der Höhe von Cuolm Val treten Quarzite, meist stark verschieferte Serizitquarzite und Quarzknauer auf, ferner wurde an einer Stelle ein stark ausgequetschtes dolomitisch-karbonatisches Material mit Chlorit gefunden. Die Analogie mit triadischen dolomitischen Gesteinen, wie sie beispielsweise im Untersuchungsgebiet von E. NIGGLI (41) in der Curneraschlucht oder auch andernorts auftreten, ist auffällig. Diese stark verfältelten karbonatischen und dolomitischen Linsen von 2 dm Mächtigkeit sind jedoch derart in die Schiefer und Gneise eingequetscht, dass nicht entschieden werden kann, ob es sich um permische oder triadische Gesteinsrelikte handelt. Bei den aufgefundenen Relikten könnte es sich ja auch um Reste einer bedeutend weniger tiefgreifenden Mulde handeln. Es sind lediglich Reste in einer Höhe von 2500 m ü. M. vorhanden. Demgegenüber ist die Mulde am Südrand des Tavetscher-Zwischenmassivs bedeutend tiefer und heute noch vollständig vorhanden, so dass dort eine stratigraphische Gliederung leicht möglich war (41). Nur die Mylonitzüge können am Südrand des Aarmassivs bis in die Talböden verfolgt werden, wo sie indessen bedeutend weniger stark ausgeprägt sind.

Die Beschreibung der einzelnen Gesteine unseres Kartenblattes erfolgt nach feldgeologischen Gesichtspunkten, gemäss dem Inhaltsverzeichnis. Auf diese Weise konnte eine zu frühzeitige Festlegung in bezug auf Genesis und Alter vermieden werden. In der Zusammenfassung findet man eine Zonengliederung in bezug auf Alter und

Genesis. In der nachfolgenden Beschreibung gehören von den in der Karte ausgeschiedenen Gesteinen zu:

- I. A. Zentraler Aargranit s. str., südlicher Aargranit, porphyrtartig und gleichkörnig, südlicher Granit-Gneis, Mylonit- und starke Verschieferungszüge, Ultramylonite, Quarzite und Quarzmylonite (z. T.).
- I. B. Givsvyenit.
- II. A. Pegmatite, Aplite, Granitporphyre (inklusive Quarzporphyre und Alsbachite).
- II. B. Lamprophyre im allgemeinen, Spessartite, Kersantite, Dioritporphyrite.
- III. Karbonatbänder (auf der Karte nicht ausgeschieden), Quarzite im zentralen Aargranit s. l., Schollen und Schlieren im zentralen Aargranit s. str., Schiefer, Gneise, Amphibolite etc. im zentralen Aargranit s. l. (z. T.).
- IV. Schollenzone nördlich der südlichen Granite, dioritische — syenitische — hornblenditische etc. Schollen in der sogen. Schollenzone, dioritische etc. Schollenzone in den südlichen Gneisen, Quarzdiorite bis Granodiorite, Schiefer, Gneise, Amphibolite etc. im zentralen Aargranit s. l. (z. T.). Kalksilikatgesteine, (?) devonische bis karbonische Gesteine.
- V. Alle „Gesteine vom Südrand des Aarmassives“. Gesteine des Tavetscher-Zwischenmassivs.

Die angegebenen Lokalitäten findet man auf der S. 558 erwähnten Landeskarte.

I. Einheitliche größere Gesteinsmassen von normalem Charakter magmatischer Gesteine

A. GRANITISCHE GESTEINE

a) Der zentrale Aargranit im engeren Sinn (s. str.)

Zentraler Aargranit s. str. wird hier die in ihrer Ausbildung und Ausdehnung relativ einheitliche Gesteinsmasse nördlich des Syenites vom Piz Giuv genannt. Die Mächtigkeit nimmt von Westen nach Osten stark ab. Sie beträgt im Profil der Reuss über 7 km, im Gebiet der Etzlihütte (P. 2052) ca. 500 m, um weiter im Osten, in der oberen Val Strem, nochmals auf 2 bis 3 km anzusteigen. Weiter im Osten bei der Cavardirashütte (S. A. C. P. 2649) wird dieser zentrale Granit zum Ganggranit, der ein komplexes Gangsystem bildet.

Er durchsetzt in Adern bis mächtigen Gängen Paragneise, Schiefer sowie Amphibolite etc. und löst diese Gesteine in grosse und kleine Schollen auf. Noch weiter ostwärts ist der zentrale Aargranit s. str. wieder als ca. 400—500 m mächtiger Zug durch Val Cavardiras und Val Russein bis gegen den Grat, der sich vom Stockgron (3418) nach Süden hinunterzieht, verfolgbar (vgl. auch geol. Karte (XI)). Es handelt sich dabei um die Granite, die FR. WEBER (65) als nördliche Granite bezeichnet hat, wobei er drei verschiedene Typen unterschied: granitisch massige Gesteine, granitisch gneisige Gesteine und porphyrtartig gneisige Gesteine. ALB. HEIM und andere Autoren (11, 12, 40, 65) heben hervor, dass eine Trennung dieser verschiedenen Gesteinstypen grosse Schwierigkeiten bietet, da die einzelnen Typen kontinuierlich ineinander übergehen. Sollten ursprünglich wesentliche Faciesunterschiede vorhanden gewesen sein, sind sie heute durch die regional verschieden intensiven Metamorphoseerscheinungen weitgehend verwischt. Besonders massig und frisch sind die sog. granitisch massigen Gesteine am Rienzenstock auf den Bächen, in der Gämmertallücke, am Sunnig Wichel, sowie, in etwas feinkörniger aplitischer Ausbildung, am Ostabhang des Witenalpstockes. Granitisch gneisige Gesteine, die eine etwas stärker beanspruchte, aplitische Facies darstellen, finden sich z. B. am Nordgrat des Brichplanggenstockes und am Oberalpstock. Schliesslich sei noch die häufige porphyrtartig gneisige Varietät erwähnt, die z. B. am Fedenstock, am Bächenstock sowie an vielen anderen Orten auftritt. Im Süden wird der zentrale Aargranit s. str. vom Giuvsyenit, oder den diesen begleitenden Paragneisen und Schiefnern begrenzt. Er bildet mit diesen Gesteinen teils scharfe Grenzen, teils schöne Schollenkontakte. Am engeren Kontakt sind die granitischen Gesteine oft geschiefert. Solche Schollenkontakte können, wie bereits FR. WEBER (65) fand, in schneearmen Sommern besonders schön am Nordfuss des Bächenstockostgrates beobachtet werden. An dieser Stelle ist gut zu sehen, wie der Granit in die Syenit- und Schiefermassen eingedrungen ist und beide regional in Schollen aufgelöst hat. Die aus dem Granit strahlenden Gänge (Apophysen) besitzen feinkristalline Struktur, sie sind somit als zum zentralen Aargranit s. str. gehörige Aplitite zu bezeichnen. Auch im Osten, d. h. nördlich der Cavardirashütte am Gwasset, bildet der Granit mit den Gneisen und Schiefnern der aus der Val Cavardiras kommenden Parazone prachttvolle Schollenkontakte. Am Nordrand des zentralen Aargranites sind gleichfalls Injektionen des zweifellos jüngeren Granites in die Schiefer erkennbar; O. FISCHER (8) hat sie im Gebiet westlich der Reuss beschrieben.

Ein direkter Kontakt des zentralen Aargranites s. str. mit den südlicher gelegenen Graniten konnte leider nirgends gefunden werden. Das erschwert die Lösung der Frage nach den Altersbeziehungen der verschiedenen Granite untereinander. Es fragt sich, ob das zentrale Aargranitmagma s. str. zur gleichen Zeit intrudierte wie die südlicher gelegenen granitischen Eruptivmassen. Kontakte zwischen dem nördlichen und dem südlichen Granit wurden erst weiter westlich, in der Damma-Galenstockgruppe, beobachtet und der zentrale Aargranit als jünger befunden.

1. Granitisch-massiger Typus des zentralen Aargranites s. str.

Bei der Felduntersuchung fällt diese Granitvarietät durch frische und geringe Kataklyse auf. Es handelt sich um ein sehr massiges, oft absolut nicht geschiefertes Gestein, wobei der fettglänzende und schwach violette Quarz mit dem schneeweissen Orthoklas und dem hellgrünen Plagioklas sowie mit fleckig angeordnetem Biotit das Aussehen bestimmt. Die grünliche Farbe des saussuritisierten Plagioklases ist wechselnd. Die volumprozentischen mit dem Integrationstisch gefundenen Werte liegen zwischen den unten angeführten Zahlen. Zwei Proben, die unterhalb dem Bächifirn gesammelt wurden und sich makroskopisch kaum unterscheiden, veranschaulichen das stark wechselnde Verhältnis des Mineralbestandes. Plagioklas (Albit-Oligoklas) sowie seine Zersetzungsprodukte wurden zusammengerechnet.

Albit — Oligoklas		
(+ Zersetzungsprodukte)	38,6 ‰	41,1 ‰
Kaliumfeldspat	25,6 ‰	32,0 ‰
Quarz	30,2 ‰	17,6 ‰
Biotit	5,3 ‰	9,2 ‰
Orthit	} etc.	0,1 ‰
Titanit		
Apatit		
	0,3 ‰	

Der Plagioklas ist Albit-Oligoklas, selten ist er etwas basischer. In der Regel ist er nach dem Albitgesetz verzwillingt und nur sehr selten nach dem Periklingesetz, oder nach beiden Gesetzen zugleich. In makroskopisch kaum unterscheidbaren Typen kann der Plagioklas mit dem Kaliumfeldspat in stark wechselnden Mengen auftreten. Das Gestein wechselt dem Mineralbestand nach, von Quarzdiorit zu Granit und Quarzsyenit; die Feststellung von FR. WEBER (65), dass Biotit-ärmere Varietäten stets reicher an Kaliumfeldspäten sind, konnte bestätigt werden. Selbst in makroskopisch völlig

frisch scheinenden Typen konnte unter dem Mikroskop nie Plagioklas gefunden werden, der nicht eine mehr oder weniger starke Füllung (Saussuritisierung) zeigt. Die Füllung besteht aus Serizitschüppchen, sowie Klinozoisitkörnchen, die zusammen ein griesartiges, farbloses Haufwerk bilden. Das Verhältnis von Serizit zu Klinozoisit steht (was besonders in südlicher gelegenen Gesteinstypen studiert werden konnte) mit der ursprünglichen Zusammensetzung des Plagioklases in engster Beziehung. Albit—Oligoklas enthält als Füllung vorwiegend Serizit; Oligoklas ungefähr zu gleichen Teilen Serizit und Klinozoisit; Ca-reichere Plagioklase führen im wesentlichen Klinozoisit. Der zersetzte Plagioklas besitzt in der Regel einen einschlussfreien amoebenartigen Albitsaum, der wohl sekundär bei der Epimetamorphose entstanden ist und nicht auf primäre Zonarstruktur zurückgeführt werden darf.

Der Kaliumfeldspat liegt heute oft als Mikroperthit bis Mikroklino-mikroperthit vor. Grosse xenomorphe Kaliumfeldspäte finden sich neben wenig idiomorphem Plagioklas und bilden das Strukturgerüst, während der letztausgeschiedene Quarz die Zwickel ausfüllt. Der Kaliumfeldspat kann in seiner Beschaffenheit sehr inhomogen sein, in der Regel löscht er fleckig aus; er besitzt verschiedene Systeme von Albitspindeln, hauptsächlich ungefähr senkrecht (010), ferner zeigt er gleichzeitig eine grobe und eine feine Mikroklino-gitterung, die oft sehr geflammt aussieht. Randlich kann Schachbrettalbitisierung bemerkbar werden. Alle Entmischungsphänomene treten umso ausgeprägter in Erscheinung, je stärker die Beanspruchung des Granites war, sie steigern sich mit den Kataklyseerscheinungen des Quarzes. War die Beanspruchung der Gesteine intensiv, so tritt die Flammenbildung im Mikroklino kräftig auf, die Schachbrettalbitisierung greift auf den ganzen Kristall über, die Mikroperthitbildung wird zur eigentlichen Perthitbildung. Bis zu einem gewissen Grad können einzelne Entmischungerscheinungen und Albitisierungen bereits primär vorhanden gewesen sein, d. h. sie sind bei der Abkühlung unter dem Stabilitätsbereich des relativ Na-reichen Kaliumfeldspates entstanden. Inwiefern zirkulierende Lösungen an diesen Vorgängen beteiligt waren, ist nicht ohne weiteres feststellbar. Theoretisch ist ein Zerfall von Plagioklas (insbesondere saurem) in Albit, Klinozoisit und Paragonit durchaus möglich, wobei je nach dem Anorthitgehalt des Ursprungsplagioklases mehr Klinozoisit oder Albit entsteht. Dies allerdings nur unter der Annahme, dass es sich an Stelle von gewöhnlichem Serizit um serizitähnlichen Paragonit handelt, was bei den heute zur Verfügung stehenden Untersuchungsmethoden nicht leicht nachweisbar ist.

Der Biotit tritt zwischen und in den Feldspäten, sowie im Quarze eingeschlossen auf. Der Pleochroismus wechselt von n_{α} hellgelb und n_{β} und n_{γ} dunkelgrün bis smaragdgrün, der Achsenwinkel ($2V$) wurde zu 0° bestimmt. In Schnitten senkrecht (001), in welchen die Spaltrisse deutlich sind, treten oft Verwachsungen mehrerer Blättchen verschiedener Orientierung auf, so dass ihr Pleochroismus scheinbar nicht übereinstimmt. In den olivbraunen Schnitten, die ungefähr (001) parallel verlaufen, sind häufig schöne Sagenitgewebe zu erkennen. Es handelt sich dabei um analoge Erscheinungen, wie sie O. FISCHER (8) westlich der Reuss beobachtet hat.

Mit den Biotitanhäufungen vergesellschaftet sind kleine Säulchen von Apatit ferner von pleochroitischen Höfen umgebene kleine Zirkone, etwas Magnetit mit Leukoxenrand, sowie gut idiomorpher Orthit.

Der von hellbraun bis fast schwarz pleochroitische Orthit ist durchwegs von einem Saum, bestehend aus Klinozoisit bis Pistazit, umgeben. Häufig ist er nach (100) verzwillingt; die Auslöschungsschiefe der Epidothülle ist nur um wenige Grade (3° — 6°) von derjenigen des Orthites verschieden; dieselben Beobachtungen machte FR. WEBER (65) an Orthit aus dem Giuvsyenit.

2. Granitisch-gneisiger Typus des zentralen Aargranites s. str.

Dieses Gestein ist in der Regel, gegenüber dem granitisch-massigen oder granitisch-porphyrartigen, etwas feinkörniger und in sich variabler. Die makroskopisch dunkleren Arten sind reich an Plagioklas, die helleren reich an Kaliumfeldspat. Die geschieferten bis lagigen Gesteine besitzen im Längsbruch knotengneisartiges Aussehen. Unter dem Mikroskop bietet sich ein nicht erwartetes Bild, die Struktur ist eher ruhiger und ausgeglichener als bei den granitisch massigen Gesteinen. Obschon die unter dem granitisch gneisigen Typus zusammengefassten Gesteine ihrem Aussehen nach stark wechseln, ist es im Feld nicht möglich, sie von den typisch granitisch- oder porphyrtartig-massigen abzutrennen, da sich der Wechsel in einem kontinuierlichen Übergang vollzieht.

Der Plagioklas ist äusserst stark gefüllt, so dass die Zwillinglamellierung meist vollständig überdeckt wird. Die Klinozoisit- und Serizitbildung ist so intensiv, dass eine optische Bestimmung nur unter Vorbehalt durchführbar wird. Das Gemenge Serizit-Klinozoisit ist so allgegenwärtig, dass die Schätzung auf Oligoklas als unsicher anzusehen ist. Die ursprüngliche Form der Plagioklase ist nur in den noch etwas massigeren Typen bestimmbar. Bei Anhäufung des Füllmaterials entstehen linsige ausgequetschte Lagen, in welchen der Kaliumfeldspat bemerkenswert frisch zu sein scheint. Gegenüber den granitisch massigen Gesteinen ist der Kaliumfeldspat homogener, die Mikroklinitterung ist etwas gleichmässiger und greift über ganze Kristalle. Die Albitspindeln der Perthitbildung sind gleichmässiger und grösser.

Der Quarz besitzt keine undulöse Auslöschung. Er ist frisch und bildet in zusammenhängenden Lagen ausgezeichnete Polygonalstruktur. Offenbar war die Kataklase von Rekristallisation begleitet. Besonders bei diesen Gesteinen zeigt sich sehr schön, dass die verschiedenen Komponenten mehr oder weniger leicht zersetzt oder umkristallisiert werden. Der Biotit, sowie alle untergeordneten Gemengteile haben die geringste Veränderung erfahren, höchstens ist der Biotit blasser, feinschuppiger und zerfetzter; Sagenitgewebe sind nicht feststellbar. Der Orthit besitzt Epidotkrusten und ist in vielen Fällen zerbrochen. Apatit und Zirkon sind oft schwierig erkennbar, da sie durch die Zersetzungsprodukte der Plagioklase verdeckt werden.

3. Granitisch-porphyrartiger Typus des zentralen Aargranites s. str.

Dieser grob-klastische bis porphyrtartige, früher „Protogin“ genannte, zentrale Aargranit s. str. ist sehr weit verbreitet und an Schieferungszonen gebunden. Der grobkörnige augengneisartige Granit führt bis 2,5 cm lange und 1 cm dicke Feldspäte, die mehr oder weniger in der Schieferungsrichtung eingeregelt sind. Der zum Teil schön nach dem Karlsbadergesetz verzwillingte Kaliumfeldspat ist von Biotit, sowie den Zersetzungsprodukten der Plagioklase, ferner von Quarzmörtel umflasert. Dadurch besitzt das Gestein eine gewisse Ähnlichkeit mit Augengneisen.

Unter dem Mikroskop zeigt sich noch viel deutlicher, dass der überwiegende Gemengteil Kaliumfeldspat ist, bei dem die bekannten Entmischungsphänomene wie Perthit, Mikroperthit gegenüber dem geflammt Mikroklin stark überwiegen und verglichen mit anderen Gesteinen im zentralen Aargranit s. str. sehr ausgeprägt sind. Der im Grundgewebe nur spärliche Plagioklas (Oligoklas) tritt häufig in Kaliumfeldspäten als Einschluss auf und ist dann relativ frisch, so dass er einwandfrei bestimmt werden konnte. Der Kaliumfeldspat ist randlich meist zerbrochen, die darin eingeschlossenen Plagioklase wurden durch ihn geschützt. Die ausserhalb gelegenen Plagioklase zeigen die starken Umwandlungserscheinungen, sind jedoch weniger zerbröckelt als die Kaliumfeldspäte. Quarz ist reichlich, in stark wechselnden Mengen vorhanden; er tritt in grossen, stark undulös auslöschenden Augen auf, sowie in von Mörtelmus umgrenzten Linsen. Serizit-Klinozoisitstränge, begleitet von Quarzmörtel und Biotit, sowie vereinzelte Bruchstücke von Kaliumfeldspat und Akzessorien, umflasern die Einsprenglinge von Kaliumfeldspat und die grösseren Quarzlinsen. Der Biotit bildet in den stark lagig gewundenen Strängen Nester. Er besitzt kräftigen Pleochroismus analog wie im granitisch massigen Typus. Der Biotit ist mit Chlorit (Pennin) parallel verwachsen. Letzterer fällt durch die niedrige Doppelbrechung mit anomal blauen Interferenzfarben auf. Der Biotit ist oft auch von Erzpartikelchen und Klinozoisitkörnern umrandet und von zerfetzt erscheinender Form. Wenn der Chlorit nicht mit Biotit verwachsen ist, so ist er radialstrahlig bis hahnenkammartig aggregiert und ragt häufig von den Biotit-Serizitsträngen ausgehend in den Quarz. Untergeordnet, fast immer an die dunkeln Gemengteile gebunden, treten wiederum Orthit, Apatit, Zirkon, Magnetit mit Leukoxenrand, und einzeln Fluorit auf. Der Orthit zeigt ebenfalls sehr starke Zersetzungserscheinungen, er ist in Klinozoisit bis Pistazit umgewandelt, zum Teil stark isotropisiert bis fast opak und mitunter lediglich an seinen charakteristischen Zwillingsbildungen zu erkennen.

Zusammenfassend kann über die Gesteine des zentralen Aargranites s. str. gesagt werden: Es wechseln quarzsyenitische, granitische bis quarzdioritische Facien miteinander ab, ohne dass auf der

Karte eine Grenzziehung möglich ist. Der Granit ist zu verschiedener Zeit einer hauptsächlich destruktiven epizonalen Dislokationsmetamorphose unterworfen worden. Der granitisch massige Typ vereinigt die am wenigsten beanspruchten Gesteine, je nachdem, ob mehr quarzdioritische oder quarzsyenitische Gesteine verschiefert wurden, bildeten sich dunkle gneisige oder porphyrartige Varietäten. Dies steht in Zusammenhang mit den offensichtlich verschiedenen Stabilitätsverhältnissen der einzelnen Mineralien. Auf der Kartenskizze konnten die einzelnen Verschieferungszonen nicht dargestellt werden. Sie sind jedoch durch die Modellierung bei der Erosion im Gelände gut erkennbar. Ähnlich wie bei den Lamprophyrgängen treten Couloirs sowie Scharten in den Felsgräten auf. Gänge sind übrigens in diesen nördlich gelegenen Graniten, wie auch FR. WEBER (65) und andere feststellten, bedeutend weniger häufig als in den südlich anschliessenden Gesteinszonen. Da im zentralen Aargranit s. str. analoge Gang- und Schollenbildungen wie in allen südlicher gelegenen Zonen auftreten, werden sie zusammen mit jenen behandelt.

b) Südlicher Aargranit

Die südliche Granitzone gehört einem dem Giuvsyenit südlich vorgelagerten, stark in die Länge gezogenen Granitstock von ziemlich einheitlicher Ausbildung an. Es können zwei verschiedene Granittypen unterschieden werden. Die Hauptmasse besteht aus einem porphyrartigen bis porphyrischen hellen Granit, der die mannigfaltigsten Verschieferungsstadien mit den dazugehörigen Phänomenen zeigt. Ein ausgesprochen granitisch gleichkörniges Gestein tritt daneben auf. Beide Typen gehen ineinander über, der porphyrartige, in der Regel etwas nördlicher gelegene, bildet die Hauptmasse, während die feinkörnig-massige Partie eine aplitische Randfacies darstellt. Die Abgrenzung nach Süden ist im Westen des Untersuchungsgebietes durch den südlichen Syenitzug gegeben, während im Osten allmähliche Übergänge zum Granit-Gneis vorhanden sind, die eine exakte Abgrenzung (wie dies bereits JOH. KOENIGSBERGER und andere (23) erwähnen) verunmöglicht. Im Kontakt zeigt der ursprünglich wohl zusammenhängende Syenitzug Durchaderung und Auflösung in oft auskeilende, zum Teil gegenüber der allgemeinen Streichrichtung verdrehte, linsenförmige Schollen. Der Syenitzug bildet daher jetzt keine völlig zusammenhängende Masse mehr, wie dies aus der Kartenskizze 1:25 000 sowie derjenigen von FR. WEBER (65) und der Karte von JOH. KOENIGSBERGER (V.) vermutet werden

könnte. Es handelt sich eher um einen Syenitschollenzug oft mit einer Mächtigkeit von wenigen Metern, bei einer Längserstreckung (vom Stöckli P. 2480,7 in die Val Milà bei P. 2523 auf Caschlè) von ca. 11 km. Weiter östlich ist die Abgrenzung ausserordentlich schwierig, denn nur eine geringe Änderung des Aussehens sowie eine Zunahme der eingeschlossenen Schollengesteine und eine grössere Zahl von Aplitgängen deutet auf ursprünglichen Schollenkontakt hin. Die Grenze zwischen der südlichen Granitzone und dem weiter südlich anschliessenden Gesteinskomplex verläuft ungefähr gleich wie auf der Karte von JOH. KOENIGSBERGER (V.) und JOH. NIEDERER (VI.). Südlich dieser Grenzlinie treten die von STAPFF (59) als „Urserengneise“ benannten Gesteine auf. In der Gegend der Stagias de Lumpegna oder am Piz Avat ist gleichfalls feststellbar, dass diese südlichere Granitzone jünger ist als die zu den Gesteinen des Puntegliasgebietes gehörigen Syenite, Monzonite etc. Dieselben werden von den südlichen Graniten durchadert. Weiter westlich, d. h. im eigentlichen Untersuchungsgebiet (westlich der Val St. Plazi) treten die Punteglias-Gesteine nicht mehr in grösseren Massen, sondern lediglich als zu Schollenzügen vereinigte Reste innerhalb der südlichen Granite und Granit-Gneise auf. Die Nordgrenze der südlichen Granite ist ohne weiteres gegeben, so wird sie z. B. am Nordgrat des Piz Cavardiras (auch etwa Brichlig P. 2964 genannt) durch die angrenzenden Paragesteine bestimmt. Westlich des Piz Ault (P. 3027,3) zieht eine Zone verworrener Schollenkontakte, bis 1 km mächtig, nach Westen. Dieselbe wurde auch in der petrographisch-mineralogischen Kartenskizze 1:25 000 gesondert ausgeschieden, da sie im Feld ein charakteristisches Bild ergibt und auffällt. In der oberen Val Giuv kann sehr schön gesehen werden, wie aus dem Granit kommende Apophysen die Paragesteine sowie den Giuvsyenit durchsetzen. Der südliche Granitzug ist somit sicher jünger als die im Norden an ihn grenzenden Gesteine. Ein unmittelbarer Kontakt zu den zentralen Aargraniten konnte, wie bereits erwähnt, im ganzen Gebiet nicht aufgefunden werden.

VON JOH. KOENIGSBERGER (23) und im Anschluss daran von JOH. NIEDERER (40) wurde im südlichen Aargranit eine zweite und dritte Gneiszone (im Gebiet des Piz Gendusas und des Bündnergrates, Piz Ault - Piz Cavardiras) ausgeschieden. Durch eingehende Studien kam ich zur Schlussfolgerung, dass es sich dabei lediglich um zwei Verschieferungszonen, teils im südlichen Granit, teils in der Schollenkontaktzone handelt. Zahllose Begehungen und Dünnschliffuntersuchungen zeigten, dass eine konsequente Ausscheidung solcher

Gneiszonen unmöglich ist. Auch in bezug auf den Chemismus gilt dies, wie an Hand der dritten Gneiszone JOH. NIEDERERS (40, S. 27) erläutert werden soll. Zu diesem Zweck seien die betreffenden chemischen Analysen der Arbeit von JOH. NIEDERER (40, Tab. S. 97) entnommen.

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	c/fm	Nr.
1.	383	47,1	9,7	8,6	34,6	0,44	0,35	1,3	0,9	8
2.	368	45,2	12,6	9,4	32,8	0,43	0,39	1,9	0,7	9
3.	341	43,6	17,1	10,1	28,9	0,42	0,51	1,4	0,6	10
4.	313	39,9	17,7	11,2	31,2	0,32	0,44	2,2	0,6	3

Die Analysen 1, 2, 3 sind: normaler, feinkörniger, porphyrisch ausgebildeter Granit, von natrongranitaplitischem bis natronengadinitischem Chemismus. Nr. 4 ist ein nach NIEDERER „mit eigenartigem Tiefengesteinscharakter“ versehener Biotitgneis vom Brunnipass am Brunnigrätli; er zeigt ebenfalls natronengadinitischen Chemismus (vgl. Fig. 2).

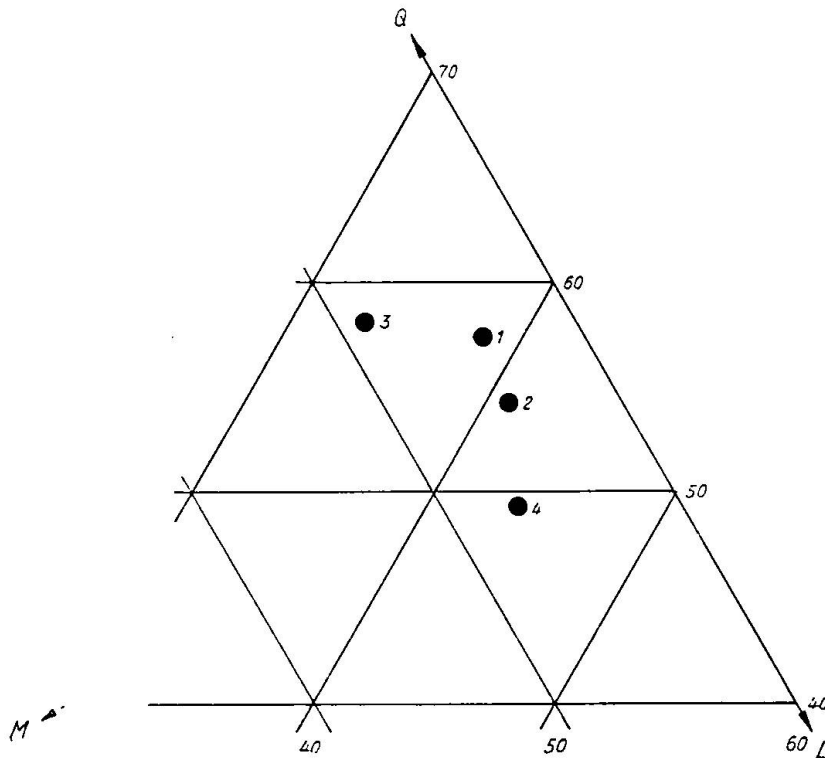


Fig. 2. QLM-Diagramm südl. Aargranite

In diesem Zusammenhang sei noch erwähnt, dass FR. WEBERS Analyse (65, S. 130) eines Psammitgneises, welche übrigens einer bedeutend nördlicher gelegenen Zone (eingeschlossen im Giuvsyenit) angehört, als dies JOH. NIEDERER (40, S. 30) vermutet, durchaus nicht in diesen Zusammenhang gehört und mit

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	c/fm
371	37,5	31	8	23	0,56	0,53	1,4	0,46

stark ausserhalb der Projektionspunkte ähnlicher Magmentypen und Eruptivgesteine fällt. Zudem handelt es sich auch nach der mikroskopischen Beschreibung FR. WEBERS (65) um ein mit den obigen nicht vergleichbares, typisches Paragestein.

1. Porphyrtiger südlicher Granit

Der im Gegensatz zum massigen Typus des zentralen Aargranites s. str. etwas dunklere Granit wird massig richtungslos bis stark geschiefert angetroffen. Die meist nicht geregelten milchig-weissen Kaliumfeldspateinsprenglinge können Dimensionen von 3 cm auf 1,5 cm erreichen (im Mittel 2 cm auf 1 cm). Häufig sind Karlsbaderzwillinge sichtbar. Die porphyrtige bis porphyrische Struktur besitzt bei diesem Gestein primären Charakter, im Gegensatz zu den Gesteinen der nördlichen porphyrtigen Granitzone s. str. Die Grundmasse besitzt variable Korngrösse, daher wurden von NIEDERER (40) Granite mit feiner Grundmasse als porphyrisch beschrieben. Im Felde, d. h. an grösseren angewitterten Felspartien, ist die porphyrtige Struktur mit teilweise etwas fluidaler Textur besser als im kleinen Handstück zu erkennen. Der durchwegs relativ feinkörnige Plagioklas ist von weisser bis schwach grünlicher Farbe. Der Biotit ist oft fleckig gehäuft oder er umflasert die Einsprenglinge, bei deutlicher Verschieferung. Bemerkenswert gegenüber dem zentralen Aargranit s. str. ist, dass der reichlich vorhandene Quarz von blossen Auge nicht oder nur schwer zu erkennen ist.

Unter dem Mikroskop löschen die grossen Einsprenglinge von „Orthoklas“ sehr uneinheitlich aus, sie enthalten Spindeln und Lamellen von Perthit und Mikroklinmikroperthit, dazu treten häufig myrmekitische Bildungen. Mit zunehmender Verschieferung und Kataklyse häufen sich diese Phänomene, bei extremer Verschieferung beginnt eine Homogenisierung. Der Orthoklas besitzt eine grosse Zahl von Plagioklaseinschlüssen (Albit—Oligoklas), meist parallel (010) eingewachsen, sowie Tropfen von Quarz. In der Regel sind die Kaliumfeldspäte lappig umgrenzt und besitzen bei zunehmender Kataklyse Trümmerränder. Die Mikroklingitterung ist nicht gleichmässig, sondern stark geflammt.

Der Plagioklas ist hier immer mehr oder weniger gefüllt, bei stärkerer Verschieferung ist die Zersetzung so stark, dass nur noch linsenförmige Flatschen von Serizit- und Klinozoisitgewebe auftreten. Ist der Plagioklas relativ basisch, d. h. Oligoklas—Andesin, so ist seine Füllung in der Regel stärker. Nicht selten ist das Mineral zonar gebaut mit basischerem Kern. Im Kaliumfeldspat eingeschlossene Plagioklase sind stets bedeutend frischer als

die selbständig in der Grundmasse auftretenden. Das Mengenverhältnis von Kaliumfeldspat zu Plagioklas und Quarz ist wechselnd.

Der Biotit zeigt blässeren Pleochroismus als in der nördlichen Granitzone s. str. In der Nähe von dioritischen Schollen kann reliktsche gew. Hornblende, die oft weitgehend in Biotit umgewandelt ist, gefunden werden; in solchen Fällen liegen die Biotitblättchen oft parallel den Spaltrissen der Hornblende. Im Biotit sind Gewebe von Sagenit häufig, ferner treten (meist randlich) Kränze von Klinozoisit und Serizit auf. In stark verschieferten Typen ist der überwiegende Teil des Biotites in Chlorit umgewandelt. In kleinen Säulchen tritt Apatit auf, ferner Leukoxen (am Rand kleiner Magnetitflitterchen) und seltener Zirkon. Orthit ist stets vorhanden, in den vorliegenden Gesteinen jedoch nur selten kristallographisch umgrenzt, dazu beinahe isotropisiert. Der Serizit geht besonders in der aplitischen Randfacies in grobschuppigen Muskowit über. Calcit tritt besonders im stark geschieferten und verwitterten Granit zwickelfüllend oder im Füllmaterial der Feldspäte auf.

2. Granitisch aplitischer Typus des südlichen Aargranites

Der Südrand der südlichen Granitzone ist als breite aplitische Randfacies ausgebildet. Eine strikte Abtrennung vom porphyritigen Aargranit ist indessen unmöglich, es sind kontinuierliche Übergänge von porphyritartig bis gleich- und feinkörnig vorhanden. Aus diesem Grunde kann es sich kaum um aplitische Nachschübe handeln, wie FR. WEBER (65) vermutet, sondern um eine aplitische Randfacies. Diese aplitisch-granitisch struierten Gesteine greifen apophysenartig in die Hüllgesteine ein und spalten diese in Schollen auf. Die Zone der südlichen Gneise enthält ebenfalls viele Granit-Gneise, die dem aplit-granitischen Typus der eigentlichen Granitzone angehören, dabei Apophysen sowie auch Stöcke bildend. Gegenüber dem porphyritigen Granittypus ist übrigens weder makroskopisch noch mikroskopisch ein wesentlicher Unterschied bemerkbar. Die Kaliumfeldspäte sind immer noch einsprenglingsartig, was makroskopisch allerdings nicht mehr sichtbar ist. Der Verschieferungsgrad nimmt nach Süden weiter zu, man gelangt schliesslich in die Zone der südlichen Granit-Gneise.

c) Der südliche Granit-Gneis und dessen Mylonite

In der vorliegenden Arbeit wurde die sog. südliche Gneiszone anderer Autoren in eine südliche und nördliche Zone unterteilt. Die nördliche Zone der südlichen Gneise umfasst hauptsächlich Orthogesteine, während die südliche vorwiegend aus Paramaterial aufge-

baut ist (südliche Gneise II.). Die Nordgrenze der südlichen Orthogneise ist meist sehr unscharf. Die Abtrennung von der südlichen Granitzone erfolgte im wesentlichen aus feldgeologischen Beobachtungen. Der Verschieferungsgrad, die Kataklyse und Mylonitisierung, sowie der Reichtum an Einlagerungen von Schollen und Linsen wird in den südlichen Granit-Gneisen intensiver und auffälliger. Der Wechsel, d. h. die Mannigfaltigkeit geht so weit, dass eine korrekte Kartierung selbst im Masstab 1:10 000 unmöglich wird. Verschiedentlich können die porphyrtartigen oder massigen südlichen Granite bis weit in die Zone der südlichen Gneise vorstossen. Auf grosse Erstreckung wurde, wie bereits erwähnt, die Grenzziehung einfach dem Syenitschollenzug entlang geführt. Für die Bestimmung und Deutung der Gesteine dieser Zone erschwerend ist neben dem Hackenwurf die bereits erwähnte ungeheure Mylonitisierung, die soweit gehen kann, dass lediglich eine tonartige plastische Masse übrig bleibt.

Bevor zur eingehenden Beschreibung dieser Gesteine geschritten werden darf, ist die Erörterung einer nomenklatorischen Frage unumgänglich. Es sind im Folgenden Gesteine zu besprechen, deren Textur oder Struktur dem Gesteinsnamen nicht immer gerecht werden; so wird insbesondere bei den geschieferten dioritischen Schollen der Name „Amphibolit“ vermieden, ebenso wird häufig an Stelle von Gneisen von verschieferten Graniten etc. gesprochen. JOH. NIEDERER (40) behandelt beispielsweise die Gesteine, die in der Zone Gendusas-Bauns-Val Milà liegen, als Amphibolite. Zweifellos hat der Name seine Berechtigung, denn die Gesteine sind sicher aus Dioriten oder Quarzdioriten hervorgegangen und haben eine teilweise Epimetamorphose erlitten. Nach U. GRUBENMANN und P. NIGGLI (10) wird jedoch von einem metamorphen Gestein verlangt, dass das Gesamtbild deutlich die Metamorphose widerspiegelt. Dies lässt sich von den im Folgenden beschriebenen Gesteinen nicht immer sagen. Die Veränderung ist eine regional stark verschiedene, die Verschieferung ist von stark wechselnder Intensität, ferner kann der grösste Teil der hier beobachteten Umwandlungen zum mindesten teilweise auf Entmischung, verstärkt durch die alpine Epimetamorphose, zurückgeführt werden. Gesteine, die noch deutlich Eruptivgesteinscharakter zeigen, und deren makroskopische und mikroskopische Phänomene nicht einwandfrei durch Neubildungen einer Metamorphose bedingt sind, werden hier mit dem Eruptivgesteinsnamen, bei zusätzlichem Prädikat, angeführt.

Bei reiner Feldbeobachtung besitzt die Zone eine sehr grosse Mannigfaltigkeit; eingehende Untersuchungen führen indessen zum

Schluss, dass vorwiegend ein lokal stark verschieferter Granit-Gneis mit Scholleneinlagerungen vorliegt. Um den komplexen Bau dieser Zone zu zeigen, sei auf die Arbeit von F. M. STAPFF (59) verwiesen, der anlässlich des Baues vom Gotthardtunnel geologisch-petrographische Profile aufnahm. Seine Arbeit, deren Aufnahmen in die Bauperiode 1875 fällt, ist zugleich die älteste Arbeit über dieses Gebiet.

STAPFF nannte auf seinen Profilen 1:25 000 die zum Aarmassiv gehörenden südlichen Gneise „Urserengneise“. Bei Meter 1998,75 vom Nordportal des Tunnels erkannte er ein „Übergangsgestein aus Finsteraarhorngneis in Urserengneis. Beide Gesteinsarten miteinander und mit vielen Euritstreifen verwoben“. Die Übergangszone beschreibt er mit folgenden Worten:

„Handstücke aus dieser Schicht mit grünstreifigem Eurit durchzogen. Flaseriger Gneiss durch Überhandnehmen des Glimmers in das folgende Gestein übergehend; beide Grenzgesteine auch miteinander verwoben. Durchzogen von Quarz, Eurit, Felsitgängen und kurzen Kalkspathadern mit einzelnen Tafeln von Magnesiaglimmer, Eisenglanz, Kalkspatkalenoedern. Die Euriteinlagerungen besonders zu 2002 m und bei 2010 m durch Epidotsubstanz grün gefleckt und gestreift. 0,1 à 0,2 m mächtiger Glimmerschiefergang bei 2001 gleich dem früher so häufig beobachteten. Hauptmasse des Gesteins dunkel, bröcklig. Die Kontaktzone zwischen Finsteraarhorngebiet und Urserenschichtmulde ist auch am Tag stark markiert durch die Lauinenrunse, unmittelbar südlich vor dem Urnerloch, aus welcher die oben genannten Mineralien (sowie Citrin) gleichfalls bekannt sind. Vorherrschende Klüfte WNW, meist nördlich einfallend.“

Im Profil des Gotthardtunnels erwähnt STAPFF miteinander wechsellaagernde Gesteine wie: Felsit, Septinit, Hälleflintschiefer, tonschieferähnliche Gesteine, Quarzitschiefer, Chloritschiefer, helle dunkle Urserengneise, die immer mehr oder weniger dem Finsteraarhorngranit ähneln, flaserige Urserengneise, granitische Urserengneise, glimmerreiche braune und helle streifige Gneise, sowie grau-grüne Schiefer.

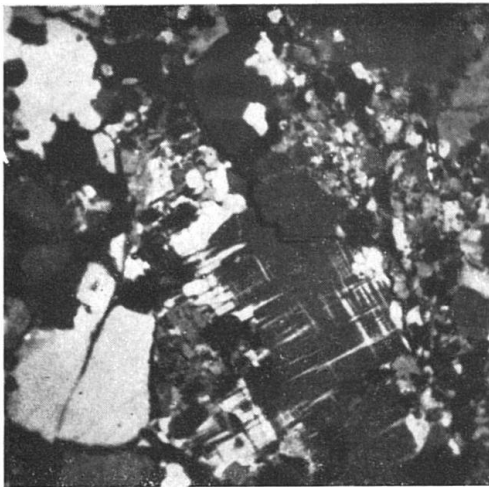
Der südliche Granit-Gneis (südliche Gneise I) ist oft kaum von den nördlich daran anschliessenden südlichen Graniten unterscheidbar. Bei eingehender Untersuchung der Granite und Granit-Gneise stellt sich die Frage, ob sich eine Unterteilung überhaupt rechtfertigt. Ich glaube indessen, die starke Zunahme der Verschieferung sowie die deutliche Epimetamorphose als Rechtfertigung der Trennung anführen zu können, doch sind oft lediglich kontinuierliche Übergänge von südlichem Granit in die südlichen Granit-Gneise feststellbar. A. BALTZER 1888 (2) äussert in seiner Arbeit die Ansicht, dass die südlichen Gneise, bestehend aus vorwiegend „flaserigem

Augengneis und untergeordnet serizitischen Gneisen, Glimmerschiefern und Schiefern, Quarziten sowie Chlorit - Epidot und Serizit führenden Schiefern eher dem Gotthard- als dem Aarmassiv zuzuordnen sind“. Wie schon JOH. NIEDERER (40) und W. FEHR (5) feststellten, handelt es sich jedoch um Gesteine, hervorgegangen aus dem südlichen Aargranit. Analog wie beim südlichen Granit, tritt auch hier eine porphyrtartige, eine grobkörnigere und eine feinkörnigerige Facies auf. Dieselben unterscheiden sich zusammen mit den Gneiszügen JOH. NIEDERERS (40) (z. B. zweite Gneiszone vom Piz Gendusas und dritte Gneiszone vom Chrüzliberg - Piz Ault - Piz Cavardiras) von den südlichen Graniten lediglich durch den Verschieferungsgrad und die Kataklyse. Das bald stark, bald wenig verschieferte granitische Gestein besitzt eine graugrüne Grundmasse, in der oft kleinere oder grössere Feldspäte (hauptsächlich Kaliumfeldspäte) die Einsprenglinge bilden. Obschon das Gestein sehr reich an Quarz ist, fällt derselbe von blossem Auge nicht auf, er ist durchwegs stark zertrümmert und bildet kleine Nester von Sandquarz. Die Verschieferung und Kataklyse ist über kurze Distanzen ausserordentlich verschieden. Dadurch erhält das Aussehen ein und derselben Gesteinsvarietät einen ausserordentlich wechselvollen Charakter. Sind z. B. die Biotitblättchen weitgehend in einer Ebene eingeregelt, so besitzt der Längsbruch eine deutlich dunklere Farbe, d. h. paragneisartiges Aussehen usw., ist die Chloritisierung und Epitotisierung relativ weit fortgeschritten, so erhält der Granit-Gneis eine charakteristische grünliche Tönung. Verschieferung und Kataklyse, die wohl hauptsächlich einer späten Phase der alpinen Dislokationsmetamorphose zuzuschreiben sind, können derart intensiv werden, dass eigentliche Mylonite und sogar Ultramylonite angetroffen werden. Die Wechselagerung mit ebenfalls mehr oder weniger verschieferten, eingelagerten schollenartigen Gesteinen wie Dioriten, Syeniten, Apliten oder auch Lamprophyrgängen ist sehr gross und gibt im ganzen ein ungeheuer komplexes Bild, das sich nicht immer befriedigend entwirren lässt. Lokal befinden sich im Granit-Gneis, insbesondere in den tektonisch stark beanspruchten Partien, bis 1 cm grosse Würfel von Pyrit, deren Entstehung sekundär ist, sie sind unverzerrt und besitzen lediglich eine dünne Limonithaut. Makroskopisch wie mikroskopisch können sehr schön die verschiedensten Übergänge festgestellt werden; es ist daher zweckmässig, drei Typen zu beschreiben:

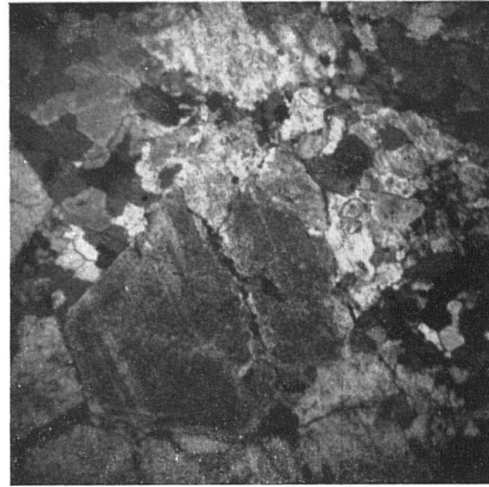
1. einen schwach geschieferten Typus (Tafel a, b, c),
2. einen stark geschieferten Typus (Tafel d),
3. einen extrem geschieferten Typus (Tafel d, e).

Tafel 1

Südliche Granit-Gneise mit zunehmendem Verschieferungsgrad
Vergrößerung ca. 60 fach, gekreuzte Nicols



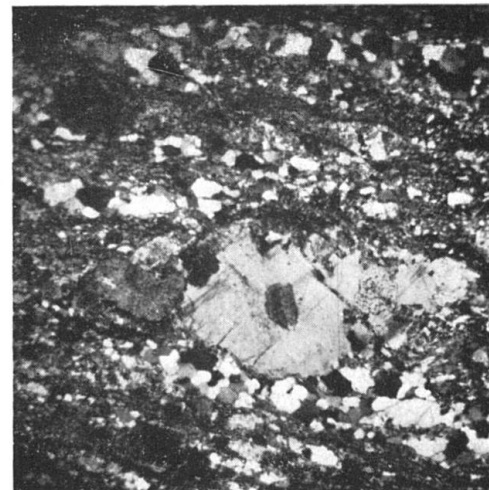
a. Massiger Granit-Gneis reich an
Kaliumfeldspat



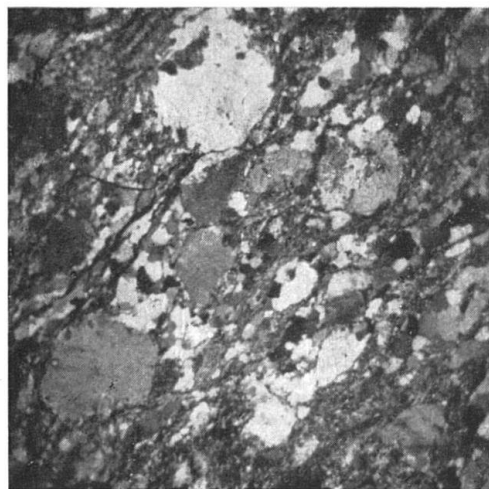
b₁. Massiger Granit-Gneis reich an
Plagioklas



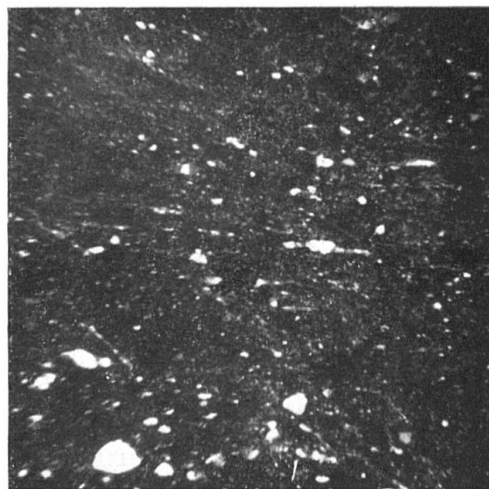
b₂. Granit-Gneis schwach geschiefert,
quarzreich



c. Granit-Gneis stark geschiefert



d. Granit-Gneis extrem verschiefert



e. Granit-Gneis extrem verschiefert,
Ultramylonit

Leere Seite
Blank page
Page vide

1. Der schwach geschieferte südliche Granit-Gneis

Eine eingehende Beschreibung dieser Gesteine erübrigt sich in Anbetracht der von JOH. NIEDERER (40) gegebenen ausführlichen Beschreibung. Da in dieser Arbeit nach einer Klärung der Konvergenz- und Divergenzerscheinungen bei zunehmendem Verschieferungsgrad gesucht werden soll, muss jedoch eine kursorische Beschreibung erfolgen. Besonders leicht zugänglich und einheitlich ist dieser Gesteinstypus einige Meter nördlich dem Signal P. 2121,5 auf Alp Caschlè oder auf Alp Culmatsch P. 2253 zu sehen. Das Gestein ist dort nur schwach geschiefert, nur wenig porphyrisch und vom südlichen Aargranit nicht unterscheidbar. Kaliumfeldspat und Quarzkörner sind noch von blossem Auge feststellbar. Unter dem Mikroskop ist lediglich eine beginnende Kataklyse zu erkennen. Quantitativ und qualitativ ist der Mineralbestand analog demjenigen des südlichen Aargranites (s. S. 569), lediglich die Zersetzungserscheinungen sind weiter fortgeschritten.

Der Kaliumfeldspat bildet bald grössere (bis 2 cm) oder kleinere Porphyroklasten von Mikroklinmikroperthit mit zum Teil beginnender Schachbrettalbitisierung. Die Mikroklingitterung ist nicht gleichmässig kreuzweise, sondern bildet eine intensive Flammung. Zu dieser Flammung und quer zur Längserstreckung der Kristalle liegt ein System von Albitspindeln, herrührend von der perthitischen Entmischung, welche durch die Kataklyse noch begünstigt wurde. Die Flammung setzt sich nach dem Unterbruch durch die Albitspindeln fort. Der Kaliumfeldspat ist häufig zerbrochen, jedoch nur selten verdreht, die Spaltrisse sind meist durch Quarzadern verheilt. Der Mikroklinmikroperthit ist auffallend reich an Einschlüssen von Quarz und Plagioklas, dabei ist bemerkenswert, dass die Einschlüsse äusserst frisch sind, also weder undulös auslöschend noch eine Füllung besitzen.

Der Plagioklas, durchwegs ein Albit—Albit-Oligoklas, zum Teil mit nur 4% Anorthitgehalt, ist ausgesprochen stark polysynthetisch verzwillingt. Die Zersetzung ist stärker fortgeschritten als in den Graniten der südlichen Zone, sie besteht in der Hauptsache in einer Füllung von Serizit oder eventuell von Kaolin. Die Plagioklaskristalle sind häufig zerbrochen, seltener schwach verbogen, was sich in wellenförmigen Verbiegungen der Zwillingslamellen äussert. Die Veränderung der Plagioklase ist deutlich stärker als diejenige des Orthoklas, der seine ursprüngliche Form durchwegs beibehält.

Der Quarz ist lappig und dann stark undulös auslöschend oder polygonal umgrenzt, mit nur geringer oder fehlender undulöser Auslöschung; in letzterem Fall besitzt er durchwegs mehr oder weniger deutliche Sandquarzstruktur. Die Sandquarznester sind nach der Schieferung gestreckt.

Der Biotit tritt in wechselnden Mengen, jedoch stets untergeordnet auf, ist unregelmässig begrenzt und von grüner Farbe, nur teilweise ist er in Chlorit umgewandelt. Randlich befindet sich oft ein schmaler Saum von Klinozoisitkörnchen, ebenso können zwischen Spaltblättchen Lagen von Se-

rizit auftreten. Nicht selten ist der Biotit durchwachsen mit schwach gelbgrünem Epidot (pistazitreich) und ist von charakteristisch rauchschwadenartigen feinen Limonitschlieren umgeben, die sich fadenförmig zwischen die übrigen Komponenten fortsetzen.

Die akzessorischen Gemengteile entsprechen denen des südlichen Aargranites: Titanit, Apatit, spärlicher Orthit und Zirkon. Mit Ausnahme des Orthit sind sie meist idiomorph. Selbst bei stärker verschieferten Typen sind die Akzessorien durchwegs gut erhalten, d. h. sie wurden erst in einer späteren Phase von der Kataklyse etwas erfasst.

2. Der stark geschieferte südliche Granit-Gneis

Von schwach bis zu stark verschieferten Graniten treten alle denkbaren Übergangsstufen auf, deren Aussehen im einzelnen sehr verschieden sein kann. Im Grossen betrachtet, liefern alle diese Gesteine einen durchwegs sehr ähnlichen Aspekt. Durch mehr oder weniger gut eingeregelt Mineralien entsteht ein recht verschiedenes Bild. Durch häufige Einlagerungen von Schollen, hellen sowie dunkeln Gängen und durch den faciellen Wechsel des Granites selbst (biotitreiche Partien und wechselnder Mineralbestand), können die Gesteine ein sehr kompliziertes, kaum vollständig entwirrbares Ganzes bilden. Dadurch wird verständlich, dass mylonitisierte und verschieferte Komplexe als Einschlüsse von Paragneislagen gedeutet wurden. Als typisches Beispiel dafür sei nochmals der zweite Gneiszug NIEDERERS vom Piz Gendusas erwähnt. Der Mineralbestand ist wiederum analog demjenigen des wenig verschieferten Granit-Gneises sowie der südlichen Granite. Wiederum findet man sekundäre Zersetzungsprodukte, wie Serizit, Klinozoisit, Calcit etc., die überhand nehmen und zusammen mit dem Verschieferungsgrad das Gesamtbild bestimmen.

Der Quarz erscheint hier noch deutlicher in drei verschiedenen Ausbildungen. In seiner Hauptmasse ist er in Schnüren und Linsen angeordnet und verstärkt dadurch den schieferigen Eindruck. Die Schnüre und Lagen besitzen wechselnde flaserige Gestalt, innerhalb deren dem Quarz eine mehr oder weniger deutliche Mosaik- bis Polygonalstruktur zukommt. In weniger verschieferten Partien besitzt Quarz noch deutliche Kataklysestruktur; lappige zerbrochene und undulös auslöschende Kristalle treten besonders randlich der Schnüre und Linsen auf. Auffallend ist, dass polygonal struierte Quarzaggregate frei von undulöser Auslöschung sind und dass darin Einschlüsse fast vollständig fehlen. Daneben tritt eine Quarzvarietät auf, bei der die Kataklyseerscheinungen noch sehr deutlich sind. Dies besonders

in der Nachbarschaft von Feldspäten, wo ein feines Mörtelmas grösere einsprenglingsartige Trümmer von zerbrochenen und teils wieder verheilten Quarzporphyroklasten enthält. Ferner fällt in diesen Quarzkristallen der Einschlussreichtum analog wie bei den wenig beanspruchten Graniten auf. Durch die Untersuchung einer Dünnschliffserie mit zunehmender Kataklyse kann beobachtet werden, dass es sich bei den Quarzlagen nicht um zugeführten Quarz handelt, sondern dass eine Art metamorphe Differentiation, verursacht durch die Verschieferung, vorliegt. Der Quarz wird durch diese Verschieferung zunächst zertrümmert und zu Linsen ausgewalzt, bis schliesslich Schnüre in paralleler Lagerung entstehen. Als letzte Phase tritt eine Rekristallisation innerhalb der Schnüre auf. Da sich jede Mineralart gegenüber solchen Einflüssen anders verhält, reichern sich die gleichen Mineralarten zeilenartig an, was die Differenzierung in Quarzlagen einerseits und Serizit- etc. Schnüre anderseits erklärt.

3. Der extrem verschieferte Granit-Gneis

In der Zone der südlichen Gneise, hauptsächlich der nördlichen Grenzregion, treten zusammen mit den extrem verschieferten Granit-Gneisen Gesteine auf, welche die Abklärung der Kontaktverhältnisse stark erschweren. Bereits W. FEHR (5), JOH. NIEDERER (40), JOH. KOENIGSBERGER (23) und R. WYSS (68) haben extrem verschieferte Gesteine gefunden, und insbesondere W. FEHR und R. WYSS haben sie in den anschliessenden Westgebieten eingehend beschrieben. Die extrem verschieferten hellen, häufig quarzitartigen Gesteine besitzen Mächtigkeiten bis zu einigen Metern, sie bestehen jedoch nirgends durchgehend aus reinem Quarzit. In der Regel sind die reinen Quarzite nur einige Zentimeter mächtig und wechseln mit Gesteinen, deren Herkunft von Graniten sofort erkannt werden kann. Anderseits können sie (bei einige Zentimeter betragender Mächtigkeit) über weite Strecken verfolgt werden. Nebst diesen Quarziten treten Quarzmylonite und Ultramytonite auf. Auch sie sind durchwegs als verschieferte Eruptivgesteine, d. h. als aplitische Granite zu deuten. Den Quarzmyloniten und Quarziten kommt tektonisch eine ausgezeichnete Bedeutung zu; sie sollen daher etwas eingehender beschrieben werden.

Östlich vom Lutersee unterhalb der Fellilücke in den „Tgombras“ des Piz Tiarms oder wenig nördlich des Crispalt Pign in der Gratscharte südlich P. 2835 oder auf Cuolm de Vi streichen starke Verschieferungszonen konkordant dem allgemeinen Massivstreichen. Sie

wurden von JOH. KOENIGSBERGER (23) und später von JOH. NIEDERER (40) als Quarzite kartiert. Wie die im Zusammenhang mit diesen Untersuchungen gemachten Begehungen zeigten, lassen sich diese Verschieferungszonen weiter verfolgen und bilden zusammen eine ausgeprägt tektonische Zone. W. FEHR verfolgte diese Zone bis weit nach Westen und stellte lediglich das Fehlen von Aufschlüssen zwischen Ruessdielebach und der Ochsenalp fest. Durch die charakteristische Ablenkung der Quertäler in die generelle Streichrichtung ist die Zone, trotz der Schuttbedeckung, auch zwischen der Schöllenen und der Ochsenalp angedeutet. Es handelt sich nirgends um einen einzelnen genau lokalisierbaren Verschieferungszug, sondern um mehrere parallel verlaufende Mylonitzüge, die zusammen als Ganzes eine einzige bis 100 m mächtige Verschieferungszone bilden. W. FEHR hebt aus tektonischen Erwägungen nur einen sedimentären Quarziteil von über 25 km Länge heraus, JOH. NIEDERER hingegen kartiert im Sinne JOH. KOENIGSBERGER eine grosse Anzahl als mindestens zum Teil sedimentäre Bildungen.

Es ist zweckmässig, die extrem verschiefernten Glieder zu drei Typen zusammenzufassen und einzeln zu beschreiben, es sind dies: ein ausgesprochen schiefrig weisser Granitmylonit bis Serizitquarzit, ein heller felsitischer Quarzit und ein schwarzer Ultramylonit.

aa) *Quarzreiche Granitmylonite bis Serizitquarzite*

Besonders leicht zugänglich aufgeschlossen finden sich solche Gesteine östlich des Lutersees oder auch in der Gipfelpartie nördlich des Crispalt Pign sowie auf Cuolm Val bei P. 2436 (T. A.) gegen den Talabsturz der Val Segnas. Die Gesteine sind von heller Farbe und ausgesprochen schiefrig; dabei wird das schiefrige Aussehen durch feine hellgrüne Serizitlamellen verstärkt. Ebenfalls in parallelen Lagen sind (besonders im Querbruch) gelbe und bräunliche Flecken charakteristisch, die ihren Ursprung in der Limonitisierung feinsten Pyritkriställchen besitzen. Das Gestein hat mehr oder weniger deutlich zuckerkörnige Beschaffenheit.

Das mikroskopische Bild zeigt als überwiegenden Bestandteil Quarz, er besitzt schöne Polygonalstruktur und ist frei von undulöser Auslöschung (Fig. 3b). Die Korngrösse ist variabel, es sind (wechsellagernd) Lagen von grösseren und kleineren Quarzkörnchen vorhanden, welche eine oft auffallende starke Streckung in der Schieferungsrichtung besitzen. Die einzelnen Lagen sind durch feine Lamellen von Serizitschüppchen voneinander getrennt. Die feineren Quarzlagen schlängeln sich um die gröberen Quarzkörner und um Trümmer von Kaliumfeldspat (Fig. 3a). Die grossen, gewissermassen ein-

sprenglingsartigen Quarzkörner sind arm an Einschlüssen, während die kleineren reich an Gas- oder Flüssigkeitseinschlüssen, kleinsten Partikelchen von Klinozoisit, Serizit, Biotitfetzchen, Erzpartikelchen, sowie weiteren mikrolithenartigen Bildungen sind, die nicht näher bestimmt werden konnten. Besonders die gröbere Fraktion des Quarz ist ausgezeichnet polygonal struiert, während die feinere Fraktion ventrikelartige Verzahnungen besitzt. Nebst diesen quarzreichen Lagen sind solche mit vorwiegend Serizit vorhanden. Im stark gerichteten Serizitgewebe liegen häufig und in stark wechselnden Mengen Porphyroklasten von Orthoklas.

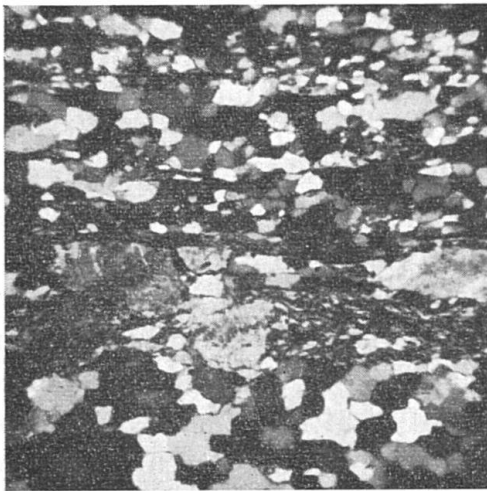


Fig. 3a

Teilweise rekristallisierter Quarzmylonit mit Feldspatporphyroklasten

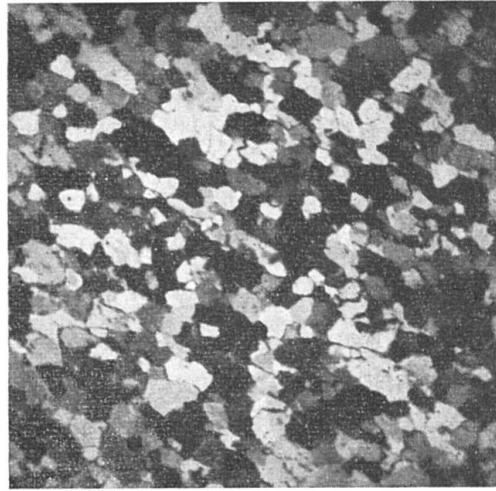


Fig. 3b

Rekristallisierter Quarzmylonit mit polygonal struiertem Quarz

Vergrößerung ca. 60fach, gekr. Nicols

Je weiter von den Quarziten, d. h. von den Verschieferungszentren entfernt, Proben entnommen und untersucht werden, um so häufiger werden die Einsprenglinge von Feldspäten, bis das Gestein deutlich als verschieferter Granit mit Kataklastenstruktur zu erkennen ist. Diese Granitmylonite unterscheiden sich makroskopisch von den quarzreichen Myloniten nur sehr wenig, im Feld sind sie meist überhaupt nicht abtrennbar. Als wesentlichster Unterschied bleibt zuckerkörniges Aussehen. Mit der Zunahme der Orthoklasten treten erst vereinzelt und schliesslich immer häufiger Plagioklastenbruchstücke auf, deren Inneres vollständig mit Klinozoisit und Serizit erfüllt ist; auch in dieser Richtung lassen sich lückenlos Übergänge von vollständig gefüllten bis zu beinahe einschlussfreiem Plagioklas finden. Die Annahme, dass die quarzischen Gesteine Produkte einer extremen Verschieferung und Mylonitisierung von sauren Graniten darstellen,

findet durch diese kontinuierlichen Übergänge ihre Bestätigung. Es wurden jedoch in diesem Zusammenhang Gesteinslagen gefunden, die unter dem Mikroskop wie auch chemisch als reine Quarzite bezeichnet werden müssen. So wurde in zwei verschiedenen Proben ein SiO_2 -Gehalt von 97,6 % und 99,8 % festgestellt. Die häufigeren Serizitquarzite besitzen SiO_2 -Werte wie 72,9 %, 74,6 %, 76,6 %. Es muss also teilweise eine Aufspaltung stattgefunden haben.

bb) *Felsitisch-helle Quarzmylonite*

Makroskopisch besitzen diese Quarzite helle hornfelsartige Beschaffenheit mit muscheligen Bruch. Die Schieferung ist nur noch undeutlich. Das mikroskopische Bild weist einheitlichen Charakter auf, Feldspattrümmer fehlen vollständig und Serizit ist äusserst selten und nur in kleinsten Schüppchen anzutreffen. Die Korngrößen sind gleichmässig, die deutliche Streckung der Quarzkristalle ist jedoch stets vorhanden. Die mikroskopische Struktur ist ausgezeichnet polygonal (vgl. Fig. 3a, b); da die Quarzite ausgesprochenen Schieferungszonen angehören, ist kaum denkbar, dass die vorliegende Struktur primär ist, es handelt sich also wohl nicht um sedimentäre Quarzite. Vermittelt einer Profilserie (die mikroskopisch eingehend studiert wurde) konnte die Annahme W. FEHRS, dass es sich um eine metamorphe Differentiation aplitischer Granite handelt, bestätigt werden. Die vorliegende Struktur ist somit auf die folgenden zwei Prozesse zurückzuführen: Erstens eine rein destruktive Metamorphose, d. h. teilweise Zersetzung und Zertrümmerung, und zweitens eine Rekristallisation des Quarz mit einer metamorphen Differentiation, bedingt durch das verschiedene Verhalten der einzelnen Komponenten bei der Durchbewegung.

cc) *Die schwarzen Ultramytonite*

Wiederum in der gleichen Verschieferungszone treten schwarze an Leptite erinnernde Gesteine in schmalen Zügen von einigen Millimetern bis zu einem halben Meter Mächtigkeit auf. Ein derartiges Gestein ist anstehend am bequemsten zugänglich an der Militärstrasse oberhalb des Lutersees, und zwar ca. 10 m nordwestlich von P. 2420,1; es hat dort eine Mächtigkeit von 2—7 cm. Am leichtesten auffindbar ist es jedoch in der Trümmerhalde nördlich dem „T“ von Tgombras, wo es in Blöcken von 20—40 cm messenden Dimensionen im hellen Granit leicht auffällt. Vergleiche mit Ultramytoniten

des Aiguilles Rouges- oder Mont Blanc-Massives, die durch M. REINHARD und H. PREISWERK (52) sowie MICHEL LÉVY (36) und anderen beschrieben wurden, führen zur absoluten Identität. Auch der sog. „schwarze Quarzit“ JOH. NIEDERERS vom Lag Serein ist eine analoge Bildung. Das Vorkommen ist an die grosse Verschieferungszone gebunden, und das Gestein kann, wenn auch nur in dünnen Lagen, vom Lutersee bis gegen Cuolm Val verfolgt werden, mitunter allerdings nur sehr schwer, da es in der Val Milà, z. B. westlich der Foppa Verda oder auf Plaunca Camutsch in den nur mühsam begehbaren, mit Bergerlen bewachsenen, von Felsen durchsetzten steilen Hängen versteckt ist und auf den Gräten (bedingt durch Gratwurf) nur zufällig aufgefunden werden kann.

Makroskopisch erscheint dieser „Quarzit“ als grauschwarzes, dichtes, schwach geschiefertes, hälleflintartiges Gestein von grosser Zähigkeit. Die Zertrümmerung der ursprünglich vorhandenen Bestandteile ist nahezu vollständig. Vereinzelt sind einzelne helle Linsen aus Quarz vorhanden, ebenso treten einzelne Pyritkriställchen auf. Feinste Scherflächen ziehen netzartig durch das Gestein, jedoch stets unter Bevorzugung der Schieferungsflächen.

Unter dem Mikroskop bildet das Gestein ein stark gerichtetes Gemenge von Serizit- und Klinozoisitmassen, Feldspattrümmern und Quarz von Dimensionen, die bei 1μ liegen. Vereinzelt und in Linsen treten insbesondere Quarz und daneben seltener Trümmer von Feldspat auf, die Dimensionen bis gegen 10μ , im Mittel jedoch 5μ besitzen. Nicht sicher abzuklären ist die Frage der dunklen Pigmentierung; soweit bei maximaler Vergrösserung mit Immersion feststellbar ist, beruht sie auf Phänomenen der Totalreflexion an den kleinsten hochbrechenden Klinozoisitkörnern und nicht auf Einlagerung von irgend einem kohligem Pigment. Die chemische SiO_2 -Bestimmung ergab einen Gehalt von 63,6 %.

Eine weitere grosse Schwierigkeit bietet die Diskussion über das Alter der Ultramylonite sowie auch der unter aa) und bb) beschriebenen mylonitisierten Granite. N. OULIANOFF (47) bestimmt das Alter der Mylonite im Aiguilles Rouges-Massiv unter Berücksichtigung der Arbeiten von MEYER (35) sowie REINHARD und PREISWERK (52) als einwandfrei herzynisch. Bei den vorliegenden Myloniten führt die Diskussion keineswegs zu einem eindeutigen Resultat. Erstens ist nirgends eine Beziehung zu sedimentären Gesteinen mehr nachweisbar, zweitens liegen die alpinen und herzynischen tektonischen Linien im östlichen Aarmassiv einander mehr oder weniger parallel. Südlich vom Schneehühnerstock, ca. beim „1“ von Platten, konnten verfestigte Kakirite als Dislokationsbreccien in Mächtigkeit von 1,5 cm gefunden werden, bei denen die eckigen

Trümmer aus einem Granitmylonit bestehen. Auf Grund dieser Erscheinung kann lediglich geschlossen werden, dass die extreme Verschieferung noch älter als die erwähnte Kakiritisierung ist. Es ist also für einzelne Ultramytonite auch im Aarmassiv ebenfalls spätherzynisches Alter nicht ausgeschlossen.

Eine weitere Frage, die sich unwillkürlich stellt, ist die nach dem Ausgangsmaterial der Ultramytonite. Im Gegensatz zu den Quarzmyloniten fehlen hier kontinuierliche Übergänge; der Kontakt von Ultramytonit zum noch deutlich als verschieferter Granit erkennbaren Nebengestein ist scharf. Die verschieferten Nebengesteine entsprechen einer etwas dunkleren Granit- bis Quarzdiorit-Varietät. Die unmittelbare Umgebung der Ultramytonite ist durch Injektionsgneise, Schollen von Dioriten etc. (die massig oder verschiefert sein können) derart komplex, dass die Verhältnisse zur Zeit kaum zu entwirren sind. Der Kieselsäuregehalt spricht dafür, dass es sich nicht um Mylonitierung engadinitgranitischer, normaler Gesteine handelt.

B. SYENITISCHE GESTEINE

a) Der Giuvsyenit

Der Giuvsyenit hat bereits durch FR. WEBER (65) (Über den Kalisyenit des Piz Giuv und Umgebung und seine Gangfolge) eine eingehende und ausgezeichnete Beschreibung erfahren. Erstmals erwähnt und kurz beschrieben wurde er von A. MÜLLER 1865 (38). Die Hauptmasse des Syenites bildet einen ca. 13 km langen, schwach S-förmig gekrümmten Zug. Die maximale Breite erreicht der Syenit mit 1 km in der Gegend des Piz Giuv. Nach Osten und Westen nimmt seine Mächtigkeit rasch ab, bereits östlich des Piz Ault treten die äussersten Syenitaufschlüsse auf, ebenso westlich der Rientallücke. An dieser Stelle sei nochmals erwähnt, dass der Giuvsyenit weiter westlich fehlt, da nach meiner Ansicht die Gabbrodioritschollen in der Schöllenen bei P. 1338 (T. A. *) nicht mit dem Giuvsyenit vergleichbar sind, sondern viel eher mit den Schollen auf der Grimselpasshöhe (vgl. W. MINDER und H. LIECHTI (37, 33)) im Zusammenhang stehen.

Die Hauptmasse des Syenites besitzt durchwegs eine porphyrtartige Struktur, bei einer mehr oder weniger starken Schieferung und eventuell fluidalen Textur. Die rein weissen, stets durch schöne

*) T. A. = Topographischer Atlas.

Karlsbaderzwillinge ausgezeichneten Kaliumfeldspattafeln und die eingestreuten Flatschen von Hornblende und Biotit bieten ein kontrastreiches Bild. Hierzu treten, selbst in frischen Partien, Schnüre und Lagen von gelblich-grünem Epidot. Geradezu charakteristisch sind die stark glänzenden, honiggelben, briefcouvertförmigen Titanitkristalle von maximal 3 mm Länge. Im ganzen genommen, besitzt das Gestein eine relativ einheitliche Ausbildung, wenn auch die Mengenverhältnisse der einzelnen Komponenten stark variieren, so dass dunkle oder helle, sowie feinkörnige oder sehr grobkörnige Varietäten auftreten.

Unter dem Mikroskop erweisen sich die makroskopisch orthoklasartigen Feldspattafeln durchwegs als *Mikroklinmikroperthit*, d. h. Mikroklin, der von Albit perthitisch und mikroperthitisch durchwachsen ist. Die nicht geradlinig verlaufenden Zwillingsnähte nach (010) (Karlsbad) sind in allen entsprechenden Schnittlagen zu finden. Die Mikroklingitterung ist sehr ungleichmässig, oft stark fleckig. Sie erscheint als gekreuzte Flammung, in der sich spitz auskeilende Spindeln in senkrecht aufeinander stehenden Systemen kreuzen. Daneben zeigt sich bei stärkster Vergrößerung, dass sich die scheinbar homogenen Partien in äusserst fein lamellierten Mikroklin auflösen. Randlich der grossen, uneben begrenzten Kaliumfeldspäte tritt häufig ein Saum von Albit auf. Gegenüber dem relativ frischen Mikroklinmikroperthit tritt der stets stark mit Klinozoisit und Serizit gefüllte Plagioklas (Albit-Oligoklas-Andesin) stark zurück. Eigentlicher Mikroklin ist ebenfalls spärlich und nur in kleinen zwickelfüllenden Kristallen vorhanden; er fällt durch seine ausserordentliche Frische auf.

Quarz ist sehr spärlich, jedoch stets vorhanden; er bildet die Mesostasis, besitzt gelappte Umgrenzung und löscht undulös aus.

Die Hornblende, durchwegs eine gemeine grüne Hornblende, ist meist xenomorph. Der Pleochroismus ist sehr intensiv, er wechselt von n_α = blassgelblich bis hellgelblichgrün, n_β = satt-grasgrün und n_γ = bläulichgrün bis blaugrün. Die Hornblende besitzt sehr häufig hellere, nicht selten farblose, Flecken und Ränder oder auch ein farbloses Zentrum. Die Auslöschungsschiefe ist in den verschiedenen Partien um einige Grade wechselnd (1–3°). Im Innern sind häufig Einschlüsse von Titanit, Biotit, Apatit, ferner mit pleochroitischen Höfen versehene Zirkone und Orthite. Eine grosse Anzahl der Hornblendeindividuen sind nach (100) einfach verzwillingt, weniger häufig bilden sie Lamellen.

Der Biotit ist grün mit dem Pleochroismus n_α = blassgelblich bis fast farblos, n_β und n_γ = schmutziggrün bis grasgrün, oder seltener n_α = lichtstrohgelb, n_β und n_γ = braungelb rostrot bis braunrot, dazwischen vermitteln Übergänge. Der optische Achsenwinkel ist sehr klein. Als Einschlüsse treten die gleichen Mineralien wie in der Hornblende auf, dazu kommen, besonders schön in den Schnitten (001) sichtbar, Gewebe von Sagenit. Der Biotit ist häufig längs Spaltrissen oder Prismenflächen mit der Hornblende parallel verwachsen. In wiederholten Fällen sind lediglich nach den Spaltrissen der Hornblende verwachsene Aggregate von Biotit vorhanden. Sehr schön ist zu sehen, dass die Hornblende in vielen Fällen nur noch als Relikte

vorliegt und beinahe der ganze Kristall in Biotit umgewandelt wurde. Es handelt sich um eigentliche Pseudomorphosen von Biotit nach Hornblende. Randlich der Biotitblättchen oder auch auf deren Spaltflächen befinden sich Kränze von Klinozoisit.

Der Orthit, ein nie fehlender Gemengteil des Giuvsyenites, tritt selten in idealer Eigengestalt auf; er besitzt immer eine Hülle von Klinozoisit und ist randlich korrodiert. Mitunter können die meist weniger als 0,3 mm grossen Kristalle Dimensionen bis zu 1,3 mm Länge und 0,9 mm Breite erreichen. Der kräftige Pleochroismus bewegt sich von hellgelb über oliv-rotbraun bis gegen schwarz. Zwillinge nach (100) sind häufig.

Titanit ist als Übergemengteil noch häufiger und charakteristischer als der Orthit. Er wurde sehr früh ausgeschieden und besitzt demgemäss idiomorphe Spitzrhomben als Querschnitte. In vielen Fällen ist er jedoch klastisch zertrümmert und bildet regellose oder von Spaltflächen begrenzte Körneraggregate. Zwillingslamellierung ist häufig nach den Kanten [110] und [1 $\bar{1}$ 0]. Nach FR. WEBER soll es sich um Druckzwillinge, ähnlich wie sie bei Calcit auftreten, handeln. Resorptionserscheinungen sind sehr häufig.

Apatit tritt in Form von idiomorphen Prismen mit gut sichtbarer Spaltbarkeit nach (0001) in Titanit, Orthit, sowie in allen übrigen Gemengteilen auf. An sechsseitigen Basisschnitten ist öfters ein zonarer Bau wahrnehmbar, der bereits von FR. WEBER eingehend beschrieben wurde. Sehr häufig sind in Apatit oszillierende Libellen; dasselbe Phänomen konnte in Quarz, wenn auch bedeutend schwächer und weniger lebhaft, beobachtet werden.

Zirkon tritt gegenüber den anderen Akzessorien stark zurück.

II. Ganggesteine (Quergänge und Lagergänge) von magmatischem Charakter

In der vorliegenden Arbeit wurde die Ganggefölgenschaft nur soweit behandelt, als es das Verständnis der Kartenskizze erfordert.

A. LEUKOKRATE GÄNGE

a) Aplite

Das ganze Untersuchungsgebiet ist von Aplitgängen mehr oder weniger intensiv durchschwärmt. In Nähe der Schollenzonen und des Giuvsyenites, sowie in diesen Zonen, sind die verschiedenen Gesteine von einem sehr dichten Aplitnetz durchzogen. Es dürfte schwer fallen, eine einheitliche Syenitmasse von einigen Kubikmetern ohne Durchaderung zu finden. Aus diesem Grunde musste bei der Anfertigung der Kartenskizze auf eine Einzeldarstellung der Aplite verzichtet werden; sehr aplitreiche Zonen wurden durch Signatur kenntlich gemacht. Auch ausserhalb der genannten Bereiche treten Aplite häufig auf; es handelt sich dann meist um einzelne mächtige

Aplitgänge ohne Verästelungen. Im Gegensatz zu den übrigen Gängen ist bei den Apliten keine bevorzugte Lage feststellbar. Die Mächtigkeit dieser Gänge wechselt innerhalb weiter Grenzen (im Mittel 5–50 cm), vereinzelt treten Gänge mit Mächtigkeiten bis zu 10 m auf. In den feinsten Äderchen bilden sich Häute von kaum Millimetermächtigkeit. Nördlich des Givvsyenites, d. h. im zentralen Aargranit s. str., sind Gänge im allgemeinen sehr selten und nur von geringer (1–2 dm) Mächtigkeit. Südlich vom Givvsyenit sind sie wiederum sehr häufig und mächtig, daselbst besitzen die Apliten Salbänder mit extrem feinem Korn, während sie im Innern oft relativ grobkörnig-pegmatitartig sind. Doch konnte diese Erscheinung lediglich in den Aplitgängen des Givvsyenit beobachtet werden. Gegenüber dem Nebengestein sind die Apliten oft durch einen schmalen Serizitfilz oder Chloritbelag abgegrenzt. Unter den Apliten sind mindestens drei im Alter verschiedene Typen zu unterscheiden. Als älteste Generation sind Apliten zu nennen, die vom Granit oder Granit-Gneis ausgehend, den Givvsyenit oder die Schollengesteine als Apophysen durchadern. Sie sind zweifellos älter als die Lamprophyrgänge, denn sie wurden von letzteren durchschlagen (vgl. Fig. 4). Die apophysenartigen Apliten sind oft von geradlinig ver-

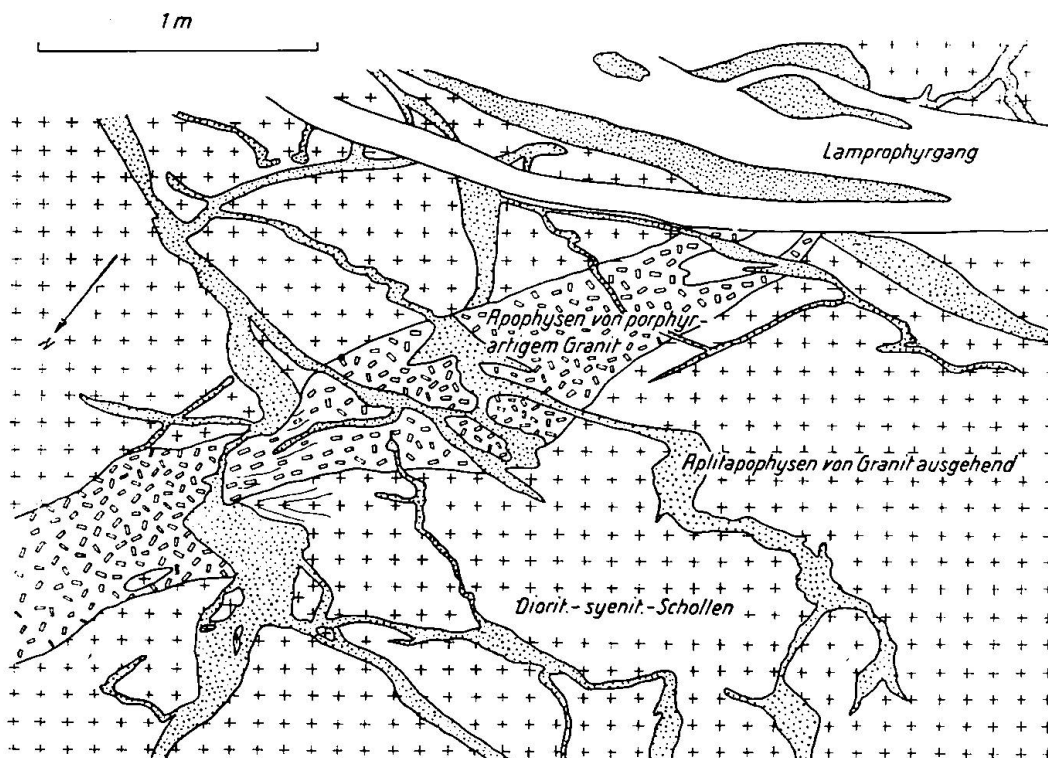


Fig. 4. Von Gängen durchschwärmte Diorit-syenit-Schollen, 8 m nördlich des obersten Chaschlèseelis

laufenden, etwas feinkörnigeren Apliten durchsetzt, die durch Lamprophyrgänge unterbrochen und versetzt sein können. Schliesslich ist noch eine weitere feinkörnigere Varietät zu nennen, die selbst die Lamprophyrgänge durchadert, also jünger als diese ist.

Die alpinen Zerrklüfte treten sehr häufig im Zusammenhang mit den Apliten auf. Sie durchsetzen diese und liefern mit ihnen als Muttergestein recht interessante Paragenesen (vgl. Mineralklüfte S. 629).

Der Mineralbestand der Aplite ist sowohl qualitativ wie quantitativ sehr einförmig. Lediglich Struktur und Korngrösse sind variabel und ergeben den speziellen Charakter der Gesteine. Quarz und Feldspat bilden zusammen den Hauptmineralbestand. Die Zusammensetzung des Plagioklases liegt zwischen Albit und Andesin. Der Hauptanteil des Plagioklases ist jedoch ein Albit-Oligoklas, dieser ist xenomorph, während der basischere Andesin besser eigengestaltig ist. Gegenüber den Feldspäten der Tiefengesteine ist eine frischere Beschaffenheit feststellbar. Der Orthoklas ist xenomorph und weniger perthitisch entmischt als in Tiefengesteinen. Die übrigen Gemengteile sind sehr untergeordnet, immerhin können sie für einzelne Gänge charakteristisch sein. So lassen sich beispielsweise Aplite mit Granat (besonders häufig nördlich der Mittelplatte) Granataplite nennen. In diesen sind ca. 0,1 mm grosse Granate von einem reinweissen Hof mit ca. 0,5 cm Durchmesser umgeben; dazu tritt meist randlich des Hofes etwas blassgrüner Muskowit. Im Felde kaum zu unterscheiden sind Biotitaplite, die um Biotit-Erz-Aggregate ebenfalls reinweisse biotitfreie Höfe von einigen Millimetern besitzen. Besonders in den grobkörnigen Partien der Aplite - Pegmatite innerhalb des Syenites, konnte Beryll in himmelblauen kleinen Säulchen festgestellt werden. Diese Beryllführenden Gänge treten besonders in der unmittelbaren Nachbarschaft von Zerrklüften mit Milarit auf, so besonders beim sog. „Milaritband“ der ersten Muotta in der Val Giuv, aber auch an verschiedenen anderen Orten. — Von FR. WEBER (65, S. 105) wurde überdies ein von mir nicht untersuchter Hornblendeaplit beschrieben.

b) Pegmatite

Wie schon FR. WEBER (65) beschrieb, treten eigentliche Pegmatite im Untersuchungsgebiet nur spärlich auf. Es handelt sich in den meisten Fällen um aplitische bis pegmatitische Gänge (ohne ausgezeichnete Orientierung) und um pegmatoide Massen, welche im

wesentlichen auf die Schollenzonen beschränkt sind. Bereits im Feld ist zu erkennen, dass diese Pegmatite in keinem sichtbaren Zusammenhang mit anderen unter c) beschriebenen Pegmatiten stehen. Die Korngrösse der hier beschriebenen Gänge schwankt beträchtlich (aplitisch bis pegmatitisch). Bei den sehr grobkörnigen Varietäten (Feldspäte bis zu 12 cm Länge) handelt es sich allerdings selten um eigentliche Gänge, sondern viel eher um ausgequetschte, schlierig grobptygmatisch verlaufende Massen, die besonders schön am Weg nördlich der Mittelplatte zu finden sind. Weniger häufig treten diese ausserhalb der Zone auf, so in der Ostflanke des Piz Culmatsch, wo der Granat schriftgranitisch mit Feldspat und Quarz verwachsen ist. Weitere Pegmatitgänge befinden sich in der südlichen Paragneiszone, z. B. in der Val Pulanera oder am Weg zur Alp Chischlè. Auch in diesen beiden Vorkommen tritt **G r a n a t** auf. Beryll-führende Pegmatite sind ebenfalls häufig.

Nördlich der Mittelplatte konnte ein Beryllkristall von 4 cm Durchmesser und 11 cm Länge herausgelöst werden; seine wirkliche Länge ist jedoch bedeutend grösser. Der blass himmelblaue Beryll ist leicht verbogen und zerbrochen. Die Bruchstellen sind mit Quarz verheilt, die Oberfläche ist stellenweise mit Schuppen von Sericit bedeckt. Der säulige Kristall besitzt die Scheinform $\langle 11\bar{2}0 \rangle$, welche durch einen vizinalen Wechsel der angrenzenden Form $\langle 10\bar{1}0 \rangle$ gebildet wird. Die kleineren Beryllkristalle besitzen eine intensivere blaue Färbung. Weitere Fundorte von Beryll-führenden Pegmatiten bis Apliten sind in der ersten Muotta, in der Val Giuv im sog. Milaritband, sowie in dem nördlich der Muotta dadeins gelegenen, vom Piz Giuv herabkommenden Südgrat und an verschiedenen Orten von geringerer Bedeutung (zum Teil bereits unter den Apliten erwähnt). Die Beryll-führenden Gänge in der Val Giuv können treffender als Aplite mit pegmatitischer Gangmitte bezeichnet werden (vgl. Aplite, S. 586). In der Südwand des Roten Wichels besitzen die „Beryllpegmatite“- bis -Aplite in seltenen Fällen kleine Zerrküfte (oder miarolithische Hohlräume (?)), die freigewachsene Stengelchen von Beryll (deren Unterlage ebenfalls aus himmelblauem Beryll besteht) führen. Als Seltenheit sei noch auf das Auftreten von 2 cm grossen, braunroten briefcouvertförmigen **T i t a n i t e n** in einem Pegmatit bis Aplit vom oberen Ende der ersten Muotta hingewiesen. Der Titanit ist schwach pleochroitisch, mit Quarz lappig verwachsen, im Inneren besitzt er eine eigenartige Schummerung, die wohl auf eine Zwillingbildung zurückführbar ist. Daneben enthalten die Pegmatite hie und da bis zu 2 cm grosse **M u s k o w i t p a k e t e**, häufig kleine limonitisierte Pyritwürfel und etwas seltener mit Malachit überzogener Chalkopyrit, sowie sehr spärlich Magnetit.

c) Pegmatitische Bildungen mit blaugrauem Feldspat

Diese schmalen Pegmatite bilden dünne, bis zu 10 cm mächtige, Injektionsadern und pegmatoide Massen (Fig. 5). Sie enthalten Feldspateinsprenglinge von blaugrauer Farbe mit deutlicher Spaltbarkeit

und durchsetzen das verfaltete Nebengestein sowohl konkordant wie in ptygmatischer Fältelung. Diese Pegmatite treten ausschliesslich in den Paragesteinen auf, niemals aber in den Graniten oder Granit-Gneisen, an deren Kontakt sie stets scharf abgeschnitten sind. Dies beweist, dass diese Pegmatite älter sind als die angrenzenden Granite.

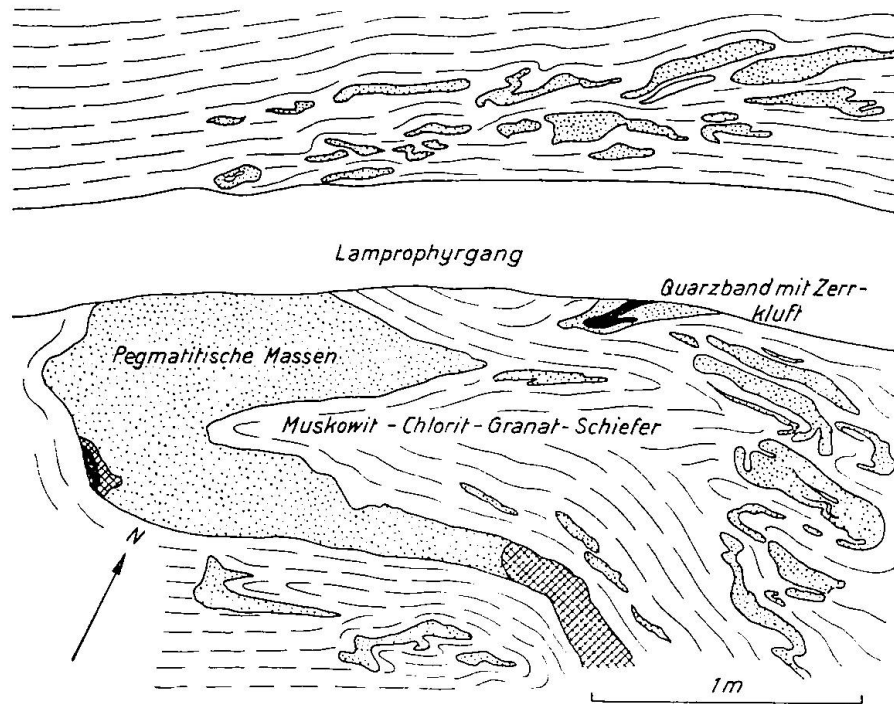


Fig. 5. Pegmatitische Massen im Muskowit-Chlorit-Granat-Schiefer in der zentralen oberen Val Giuv

Pegmatite dieser Art werden besonders häufig bei der Cavardiras-hütte, oder auch weiter westlich (jedoch dort spärlicher, z. B. in den südlichen Stremzähnen nördlich der Ault-Stremlücke) angetroffen. Seltener liegen sie in den weiter westlich dem Givvsyenit eingelagerten Paragesteinen. In den Paragesteinen des Givvsyenites enthalten sie mitunter bis zu 3 cm dicke Turmalinkristalle. In den letzten schmalen Apophysen kann der pechschwarze Turmalin die ganze Breite der Adern einnehmen. Die Turmalinkristalle sind meist zerbrochen, die Bruchstellen mit Quarz verheilt. Die dunkeln Pegmatite besitzen makroskopisch wie mikroskopisch eine grosse Ähnlichkeit mit Gängen im nördlichen Gotthardmassiv, z. B. am Rossbodenstock oder weiter östlich auf Garves da Nual und am Piz Cav-

radi (E. NIGGLI (41)); ein weiteres Vorkommen beschreibt H. M. HUBER (13) in der Val Aulta.

Unter dem Mikroskop wurden die blaugrauen Feldspäte als Orthoklas mit starker Mikroperthitbildung bestimmt. Die bei der Entmischung entstandenen Albitspindeln verlaufen in einem Kristall mehr oder weniger parallel und löschen gleichzeitig aus. Die blaugraue Färbung der einsprenglingsartigen Kaliumfeldspatkristalle (und hie und da auch des Quarzes) wird durch ein diffus verteiltes, nicht diagnostizierbares „Pigment“ hervorgerufen. Die Albitspindeln sind frei von dunkelm Pigment. Die Grundmasse wird durch ein zu schlierigen Massen zerdrücktes Mörtelmus von Quarz-Orthoklasbruchstücken und leicht zersetztem Plagioklas (Albit-Oligoklas) gebildet, dazu tritt Granat und spärlich Chlorit. In der Cavardiraslücke sind diese Pegmatitadern frei von Serizit und Muskowit, während sie in der Val Giuv Muskowitpakete, Serizit, sowie Turmalin und Granat enthalten. Bereits FR. WEBER (65) sind diese blaugrauen Pegmatite aufgefallen. Sie wurden in seiner Arbeit eingehend beschrieben.

d) Granitporphyre

Granitporphyre wurden von FR. WEBER, W. FEHR, JOH. NIEDERER (65, 5, 40) und anderen porphyrische Ganggesteine genannt, die meist parallel zum generellen Streichen verlaufen. In der Häufigkeit stehen diese Gänge weit hinter den Apliten zurück, am meisten verbreitet sind sie im Giuvsyenit, ohne auf diesen beschränkt zu sein. Die Ausbildung, der Mineralbestand, die Struktur und Textur sind nicht einheitlich, denn sozusagen in jedem Gestein ist eine andere Einsprenglingsart dominierend. Der Chemismus bewegt sich dementsprechend wohl zwischen normalalkaligranitisch-aplitgranitisch-engadinitisch. Besonders randlich ist fluidale Textur zu erkennen. In der bläulich-grauen bis braungrauen Grundmasse liegen tafelige Einsprenglinge mit Dimensionen von 2—5 mm. Als häufigste Einsprenglinge sind Plagioklas (Oligoklas-Andesin), seltener Orthoklas vorhanden.

Die Grundmasse wird durch ein Feldspataggregat mit Korngrößen von 0,02—0,2 mm gebildet. Von den Feldspäten sind Plagioklas (Oligoklas-Oligoklas-Andesin), sowie Orthoklas zu nennen. Nur sehr untergeordnet sind Quarz und Biotit, während wiederum die Zersetzungsprodukte der Feldspäte wie Serizit-Klinozoisit und Calcit das Gesamtbild der Grundmasse beeinflussen.

Diese Gänge treten bedeutend häufiger auf, als aus den bisherigen Untersuchungen hervorzugehen scheint, besonders in den stark verschieferten südlichen Gneisen, wo sie nur zufällig erkannt werden können, sind sie reichlich vorhanden.

e) Quarzporphyre und Alsbachite

Auch diese Gesteine sind bereits von den drei oben genannten Autoren eingehend beschrieben worden. Auf der Kartenskizze wurde zwischen den Granitporphyren und letzteren nicht unterschieden, denn eine Unterscheidung ist im Feld besonders bei verschieferten Typen nicht immer möglich. Auch diese Gänge verlaufen parallel dem generellen Streichen und weisen auffallend geradlinigen Verlauf auf. In neuester Zeit bekannt gewordene Gänge befinden sich beispielsweise am Piz Ault oder stark verschiefert wenig nördlich dem grössten Seelein von Chischlè. Zu den Quarzporphyren wurden Gesteine mit stark felsitischem grauem Aussehen mit Einsprenglingen von Quarz gezählt, während die Alsbachite (beim Giuvseeli oder am Piz Tiarms) sehr arm an Quarzeinsprenglingen bei etwas gröberer Grundmasse sind. Die Grundmasse der gangartigen Quarzporphyre wird durch ein sehr feinkörniges Grundgewebe von Feldspat und Quarz, sowie den Zersetzungsprodukten derselben gebildet. In der fluidal struierten Grundmasse eingestreut sind idiomorph umgrenzte Quarzkristalle, zum Teil stark korrodiert und resorbiert. Plagioklas (Oligoklas-Andesin) bildet ebenfalls bis 5 mm grosse Einsprenglinge neben Orthoklas. Die Zersetzungsprodukte der Feldspäte und die undulöse Auslöschung des Quarzes ist selbst in ziemlich verschieferten Gängen geringer als bei den Tiefengesteinen. Die Verschieferung äussert sich am stärksten in der Grundmasse.

B. MELANOKRATE GÄNGE

Dioritporphyrite, Spessartite und Kersantite im weiteren Sinne werden hier als melanokrate Ganggefolgschaft des Aarmassives bezeichnet. Auf der petrographisch-mineralogischen Kartenskizze wurde der Versuch unternommen, diese Gänge an Hand der im Felde möglichen makroskopischen (oder mit Lupe) Diagnose zu kartieren. An Stelle einer eingehenden Beschreibung der einzelnen Ganggesteine sei auf die Arbeiten von FR. WEBER, W. FEHR, JOH. NIEDERER (65, 5, 40) etc. hingewiesen. P. NIGGLI (42a) macht in einer Diskussion über gotthard- und aarmassivische Lamprophyranalysen auf die Heteromorphie aufmerksam, da Spessartitanalysen ins Kersantitfeld fallen etc. Auch der mikroskopisch gefundene Mineralbestand gestattet nicht immer eine eindeutige Zuordnung, dies besonders deshalb, weil der Biotit oft nicht primär, sondern durch teilweise Umwandlung aus Hornblende, unter Einwirkung der alpinen Metamorphose, entstanden ist.

Auf den Kartenskizze wurden Gesteine Dioritporphyrite genannt, deren Auftreten gangartig ist und die Einsprenglinge besitzen, welche makroskopisch als Hornblenden (oder sicher als aus Hornblende hervorgegangener Biotit) bestimmbar sind. Spessartit ist die Bezeichnung für analoge feinkörnige Gesteine. Beide Gesteine besitzen eine grünliche Farbe und sind stets mehr oder weniger schiefrig. Weit weniger häufig sind die braunen biotitschieferähnlichen Kersantite. Es handelt sich um Gesteine, deren Gangcharakter einwandfrei festgestellt werden konnte und deren dunkle

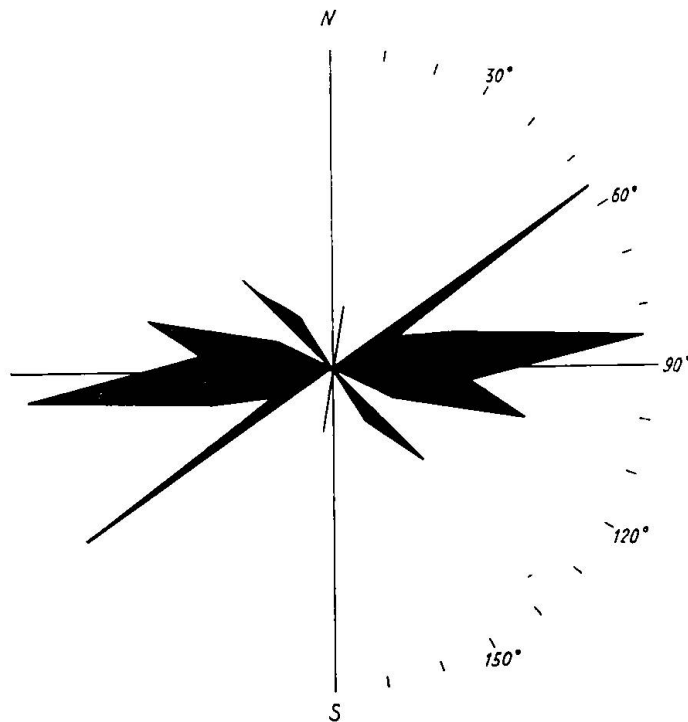


Fig. 6

Komponenten aus Biotit bestehen; dabei darf die Hornblende-Pseudomorphosenbildung nicht bereits makroskopisch erkennbar sein. Stichprobenartige Dünnschliffuntersuchungen und Vergleiche mit umfassenden Literaturstudien bestätigen die Berechtigung dieses Vorgehens. War eine Identifizierung der Ganggesteine auf diesem Wege nicht möglich, so wurde die Signatur für Lamprophyrgänge im allgemeinen angewendet. Die Häufigkeit der basischen Gänge ist lokal stark verschieden, daher wurde nicht jeder Gang eingetragen; in den gangreichen Gebieten bedeutet eine einzelne Signatur ganze Schwärme oder dann aber einzelne sehr mächtige Gänge. Mitunter sind dunkle Gänge (insbesondere Dioritporphyrite) über erstaun-

lich grosse Distanzen in einer geraden Linie zu verfolgen. Um das Kartenbild nicht allzu sehr zu stören, wurden sie unterbrochen gezeichnet. An Hand einer grösseren Anzahl (80) Streichmessungen an Lamprophyrgängen konnte festgestellt werden, dass ganz bestimmte Richtungen bevorzugt sind. Die Kluftröse (doppelseitig, Fig. 6) nach dem System von BUBNOFF und STINY (3, 62) aufgetragen, zeigt ähnliche Verhältnisse, wie sie H. LIECHTI (33) weiter westlich gefunden hat. Die Hauptstreichrichtung der durchwegs \pm senkrecht einfallenden Gänge liegt ungefähr der generellen Streichrichtung des Massives parallel. Senkrecht dazu wurden nur wenige Lamprophyrgänge festgestellt.

III. Bankartige Einlagerungen und einzelne Schollen in den Haupteruptivgesteinen

A. KARBONATBÄNDER

a) Die schmalen Marmorzüge im porphyrtigen Granit der südlichen Granitzone, nördlich vom Piz Tiarms und Schneehühnerstock

Zwischen P. 2773,3 und 2700 am Schneehühnerstock, sowie wenige Meter nördlich der Fellilücke bis in die Westflanke des Piz Tiarms lassen sich verschiedene parallele Marmorlagen verfolgen. Die im Streichen liegenden Marmorlagen bestehen aus 2 cm mächtigen gangartigen Einlagerungen im leicht geschieferten südlichen, etwas porphyrtigen Granit. Sie sind im Gelände leicht durch ihre Anwitterung zu erkennen. Der Kontakt mit dem Granit ist absolut scharf und geradlinig. Diese vielleicht ein halbes Dutzend zählenden, eigenartigen Marmorbänder lassen sich oft bis auf einige hundert Meter verfolgen, ohne dass eine Veränderung der Mächtigkeit oder der Streichrichtung beobachtet werden kann.

Unter dem Mikroskop zeigt die Karbonatlage ein scharf geregeltes Calcitgefüge bei einer Korngrösse von durchschnittlich 1 mm, ähnlich wie es in Abb. 82 und 83 „Gefügekunde der Gesteine“ von B. SANDER (54) abgebildet ist, was auf eine Pressung und Gleitflächenbildung hindeutet (analog dem Cipollin von Andermatt und auch anderen Gesteinen der Urseren-Garverazone). Neben dem Calcit, der sehr schöne Druckzwillinge zeigt, treten mehr oder weniger häufig gerundete bis gelappte Quarzkörner auf. Feldspattrümmer sind sehr selten. Der angrenzende Granit ist bis in Tiefen von ca. 1 mm etwas stärker als üblich zersetzt (Calcitbildung

in den Feldspäten, Limonitabscheidung etc.). Im übrigen ist das Nebengestein im Gebiet dieser Karbonatlagen sehr homogen und ziemlich stark verschiefert. Es ist unwahrscheinlich, dass die Karbonatbänder sedimentäre Keile oder Mulden darstellen. Die Streich- und Fallrichtung stimmt mit derjenigen der bekannten Klüftung der benachbarten Granite überein, so dass es sich wohl um eine Ausfüllung von Spalten durch karbonathaltige Lösungen (vermutlich vados) handelt. Die Marmorisierung erfolgte mit der weiteren Aufstauung und Pressung in einer spätalpinen Phase. Bei den hydrothermalen Zerrklüften, die in diesem Gebiete sehr häufig sind, ist durchwegs eine deutlichere Veränderung der Nebengesteine feststellbar, ferner ist der reichliche Karbonatgehalt in den Gesteinen eine aussergewöhnliche Erscheinung.

B. QUARZITE IN DEN ZENTRALEN GRANITEN s. I. UND DEM GIUVSYENIT

Im vorliegenden Untersuchungsgebiet treten in den verschiedensten Zonen Quarzite auf, die zum Teil langgestreckte Züge oder linsenförmige Schollen bilden. Unter den Quarziten im zentralen Aargranit (im weiteren Sinn) sind folgende Vorkommen von etwelcher Bedeutung: ein durch JOH. NIEDERER (40) beschriebenes quarzreiches Gestein liegt nördlich Lac Serein. Von den neuerdings bekannt gewordenen Vorkommen fällt das eine in das Gebiet des Giuvsyenites (am Nordfuss der dritten Muotta), während diejenigen vom Piz Gendusas und Crispalt in der Schollenzone am Südrand des Giuvsyenites liegen.

Der Quarzit von der dritten Muotta folgt bei einer Mächtigkeit von ca. 7 m der generellen Streichrichtung des Giuvsyenites; er ist begleitet von den typischen Paragesteinen, die unter IV. C. beschrieben sind. Im Zentrum ist der Quarz reinweiss und fällt durch seine zuckerkörnige Beschaffenheit und durch das Absanden bei der Verwitterung auf. Er besitzt stellenweise Einschlüsse von karbonatischen Knauern. Sedimentäre Herkunft und palaeozoisches Alter sind wahrscheinlich; randlich ist der Quarzit in der Streichrichtung lagig bis gebändert, von syenitischem Material durchadert. Daneben besitzt er auch Flatschen von dunkeln, sehr feinschuppigen Biotitschiefern. Oft ist jedoch die Verschieferung so intensiv, dass schwer entscheidbar wird, ob die Bänderung eine lit par lit-Injektion des syenitischen Magmas in den Quarzit und die Paraschiefer darstellt, oder

ob es sich lediglich um eine intensive tektonische Verschuppung handelt. Im unmittelbar darunter liegenden Schutt wurden indessen Bruchstücke von skarnartigen Bildungen, wie Strahlsteinschiefern etc., gefunden. Durch Schutt und schlecht zugängliche brüchige Felsen behindert, können die genetischen Verhältnisse bei den Quarziten in den Nordwestflanken des Crispalt und des Piz Gendusas noch weniger abgeklärt werden. Der Quarzit der letzten Vorkommen ist wiederum von reinweisser Farbe und von feinkristallin zuckerkörniger Beschaffenheit. Feinste seidengänzende Serizitfilme liegen in der Schieferungsrichtung und bilden Rutschspiegel. Daneben treten nur sehr vereinzelt warzenartige, milchigweisse Knötchen auf, die sich bei mikroskopischer Untersuchung als Trümmer von kaolinisiertem Orthoklas bestimmen lassen. Die Grundmasse bildet, bei nur sehr schwach lagiger Textur, ein ausgezeichnet polygonales Gefüge von ausschliesslich Quarz. Soweit sich beurteilen lässt, besitzen die hier erwähnten Quarzite eine grosse Ähnlichkeit mit dem sog. „Rondaduraquarzit“, der in der Arbeit von H. M. HUBER (13) beschrieben wurde. Auch zeigen sie wenigstens teilweise eine Analogie mit den Quarziten in den am Südrand auftretenden südlichen Gneisen II.

C. NICHT IN ZÜGEN AUFTRETENDE EINSCHLÜSSE UND SCHOLLEN

a) Syenitische Schollen

Ausserhalb des Syenites vom Piz Giuv, sowie des südlichen Syenitzuges treten verschiedentlich grössere und kleinere Schollen von syenitischen Gesteinen auf, so z. B. an vom Bächenstock absteigenden Ostgrat, in der Nordflanke des Schijenstockes, am Piz Culmatsch, am Piz Nair. etc. Im westlich der Reuss gelegenen Teil des Aarmassivs wurden verschiedentlich Schollen von Syenit erwähnt, die mit dem hier auftretenden eine gewisse Ähnlichkeit besitzen. So beschreiben W. FEHR (5) bei Eistfluh in der sog. südlichen Gneiszone, sowie B. SWIDERSKY (63) und H. LEDERMANN (32) am Hohgleifen in den nördlichen Gneisen Schollen von syenitischen Gesteinen. Auch östlich des Untersuchungsgebietes, im Gebiet der Val Punteglias lassen sich Gesteine finden, die eine gewisse Ähnlichkeit mit den hier beschriebenen aufweisen. Soweit im Rahmen dieser Arbeit festgestellt werden konnte, erwies sich, dass die im vorliegenden Untersuchungsgebiet auftretenden Schollen in grossen

Massen und als eigentliche Stöcke im Puntegliasgebiet auftreten. FR. WEBER (65) zeigte bereits, dass der Giuvsyenit vorgranitisch ist; ich konnte diese Feststellung bestätigen. Auch die sog. Puntegliasgesteine besitzen gegenüber den eigentlichen Aargraniten höheres Alter, was aus feldgeologischen Beobachtungen und Radioaktivitätsmessungen von H. HIRSCHI (12a) hervorgeht. Die Ausbildung, d. h. die Zusammensetzung dieser Syenitschollen ist analog derjenigen vom sog. südlichen Syenitzug. Die Beschreibung wird daher später erfolgen.

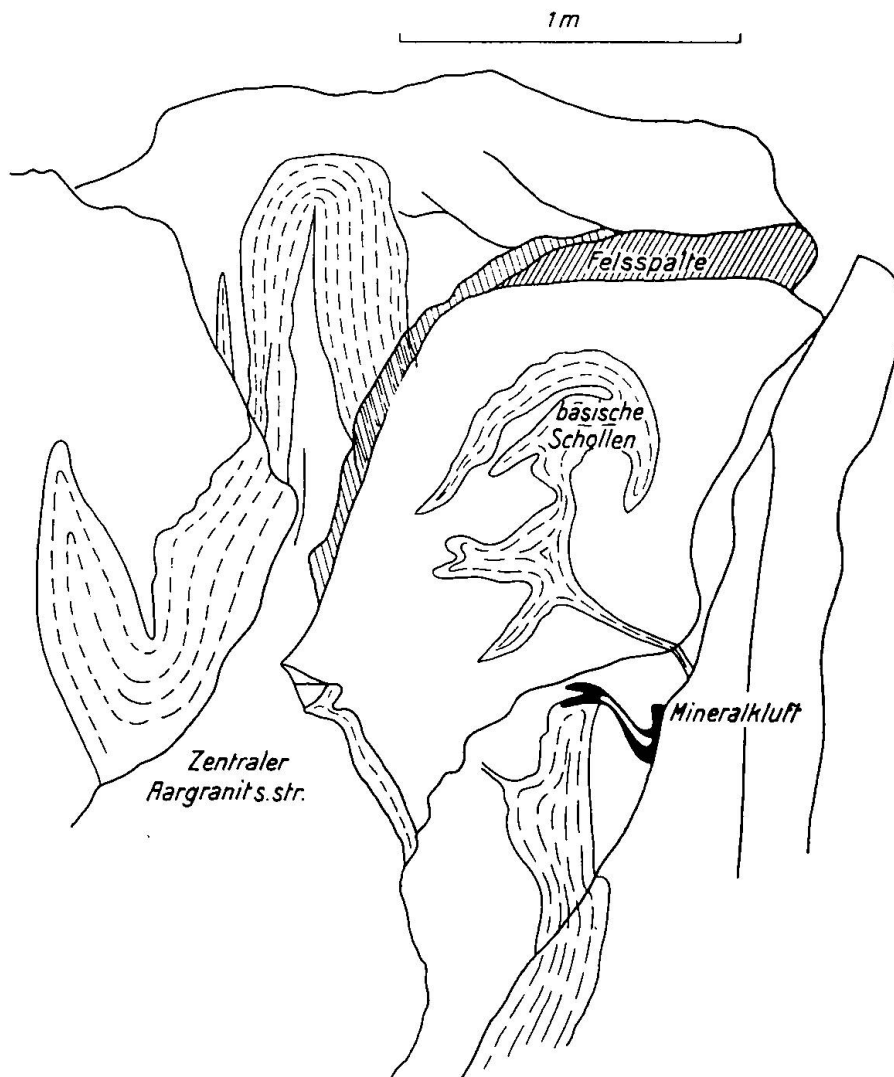


Fig. 7. Schollen und Schlieren am Oberalpstock bei P. 3175 (T. A.) im zentralen Aargranit s. str.

b) Biotit-Plagioklas-Hornfelse als exogene Schollen im zentralen Aargranit s. str.

Das Auftreten dieser Gesteine ist besonders auffällig in der West- und Ostwand der Gipfelpartie des Oberalpstockes, oder in den Wänden des Witenalpstockes. Gut zugänglich und zum Studium sehr geeignet sind Schollen am Felszahn P. 3175 (T. A.) am Oberalpstock. Wie Fig. 7 zeigt, handelt es sich um regellose rundlich umgrenzte Einschlüsse mit deutlichen Fliesstexturen. Im hellen Granit des Oberalpstockes heben sich diese dunkeln, dichten bis hornfelsartigen Gesteine stark ab. Unter dem Mikroskop zeigen sie auf den ersten Blick eine eigenartig brecciöse Struktur.

Der Quarz löscht nur schwach undulös aus und ist zwickelfüllend. Plagioklas und Biotit sind vollständig zersetzt. Nur schwer erkennt man eine verdeckt ophitartige Struktur, die vollständig gefüllten Plagioklasleisten bilden ein sperriges Gefüge. Vereinzelt sind Zwillingslamellen von idiomorphen Kristallen zu sehen. In diesem sperrig leistigen Gefüge erstarrte der Quarz als Letztausscheidung in eckigen Zwickeln. Der Hornfels zeigt weder Schieferung noch Kataklase, hingegen tritt (wie aus der Ansichtsskizze Fig. 7 ersichtlich ist) an Einschnürungsstellen durch Warmverformung der Schollen ausgesprochen fluidale Textur auf. Der Plagioklas ist bis zur Undurchsichtigkeit von Klinozoisit und untergeordnet Serizit erfüllt; randlich besitzen die Plagioklase mehr oder weniger deutliche Albitränder. Der Biotit bildet zusammen mit Klinozoisit und Serizit feine wirrfaserige Aggregate. Der Apatit ist in langen dünnen Stengeln in allen Gemengteilen zu finden. Als Erz tritt in kleinen Mengen Magnetit und Pyrit auf. Um Magnetit (event. auch Ilmenit) ist stets ein Saum von Leukoxen vorhanden. Vereinzelt tritt ein stark pleochroitischer Pistazit in grösseren eckigen Körnern auf, in den häufigsten Fällen hingegen liegt eine grosse Zahl von ameisenierartigen Klinozoisitkörnchen vor. Die grösseren Kristalle von Pistazit besitzen im Innern einen verschwommenen Kern von braunviolett pleochroitischem Orthit.

c) Serizit-Chlorit-Muskowit-Gneise bis Schiefer als exogene Schollen im zentralen Aargranit s. str.

Nördlich der Cavardirashütte, in den Felsen des Gwasset, treten Gneise bis Schieferschollen in besonders schöner Ausbildung auf. Die Photos Fig. 8a, b zeigen, wie diese Schollen in ihren randlichen Partien eine lit par lit-Injektion aufweisen. In den randlichen Schollenpartien nimmt das Neosom mengenmässig überhand, seine Struktur wird gleichmässiger, d. h. granitischer, die eigentlichen Schollen sind von 1—5 cm dicken Apophysen mit grobkristallinem pegmatitischem Aussehen durchadert. Im nach aussen immer mehr zunehmenden Neosom sind schliesslich nur noch kleine vereinzelte Schmitzen der Gneise und Schiefer des Palaeosoms zu finden. Das

Palaeosom dieser Schollen ist ein Serizit-Chloritschiefer-Gneis mit mehr oder weniger grobschuppigem Muskowit. Die dunkle Färbung wird durch ein feines kohliges Pigment und durch Erzpartikelchen (Magnetit?) hervorgerufen. Der Serizit ist ausserordentlich feinschuppig, in grösseren Flatschen tritt grobschuppiger Muskowit und Chlorit auf. Der Chlorit (Pennin) ist blassgrün, optisch praktisch einachsig positiv und bei einer geringen Doppelbrechung beinahe isotrop. Er tritt in wirrfaserigen Aggregaten verwachsen mit Serizit auf. Im feinsten Serizitfilz ist der spärliche Quarz fein verteilt. Zum

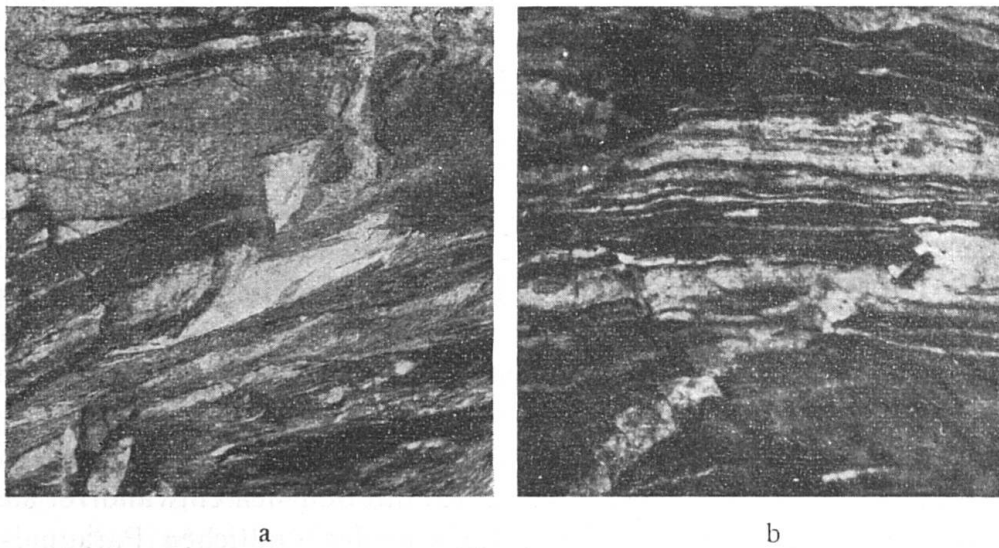


Fig. 8

Injizierte Gneis-Schieferschollen nördlich der Cavardirashütte. Bildbreite ca. 1 m

Palaeosom gehört auch der Plagioklas, er ist vollständig ausgewalzt und gefüllt, d. h. nur noch in Form von Serizitflatschen und -Schlieren vorhanden. Das Neosom besitzt den gleichen Mineralbestand wie der zentrale Aargranit s. str. Plagioklas und Orthoklas haben ihre ursprüngliche ideale Gestalt verloren, sie besitzen gerundete flatschige Formen, und liegen als Trümmer in der Grundmasse. Im Feld oder noch besser im angeschliffenen Handstück sind scheinbar isolierte Einsprenglinge von Plagioklas sichtbar. Unter dem Mikroskop erkennt man, dass dieselben durch feine kapillare Äderchen mit den Gängen des Neosoms verbunden sind. Eine nachträgliche Verschiebung und Kataklyse hat diese Phänomene weitgehend verwischt, die Einsprenglinge, die durchwegs in der unmittelbaren Nachbarschaft der Apophysen auftreten, sind oft verdreht, ausgewalzt und von ihren Zufuhrkanälen abgeschnürt.

**d) Injizierte paragneisartige Gesteine in der südlichen Orthogneiszone I
(Granit-Gneiszone)**

Nicht besonders häufig sind stark schiefrige, dunkle, feinkörnige und phlebitisch durchaderte Gneislinsen. Diese Biotitgneise treten in nicht zusammenhängenden Fetzen der Streichrichtung parallel eingelagert auf. Sie sind immer mehr oder weniger stark injiziert, so dass das Gestein eine ausgezeichnete Bänderung besitzt. Die einzelnen Injektionsadern lassen sich über grössere Strecken verfolgen, oft bilden ptygmatische Fältelungen im geradlinigen Verlauf derselben eine Abwechslung. An anderen Stellen bilden die ca. 0,5 bis 1 cm dicken Injektionsadern Knauer, bestehend aus größeren, meist zertrümmerten Kaliumfeldspatkrystallen, mitunter beginnt an solchen Knotenstellen eine ptygmatische Fältelung, um nach einer Querung der Schieferung wieder geradlinig fortzulaufen. Diese oft aufgeblätternen Gneisschollen zeigen deutlich, dass es sich um reliktsche Schollen von Biotitgneis, analog dem Biotitgneis der südlichen Paragneiszone handelt. Die Verschieferung ist im Biotitgneis viel gleichmässiger als in den anderen z. B. granitischen Gesteinen, was für eine primäre Schiefernatur der Gneise spricht. Das Akyrosom zeigt in bezug auf Mineralbestand und Verschieferung durchwegs den Charakter der verschieferten Granite und dürfte auch von denselben herkommen. Das makroskopische Aussehen der Biotitgneise (sowie die grosse Ähnlichkeit desselben mit den sich einwandfrei aus Paramaterial aufbauenden Biotitgneisen der südlichen Paragneiszone) lässt den Schluss zu, dass auch die Einschlüsse ursprünglich Paracharakter besaßen, obschon der mikroskopische Befund diesbezüglich keine sichere Deutung zulässt.

Der qualitative Mineralbestand zeigt gegenüber biotitdioritischen Gesteinen dieser Zone keine wesentlichen Unterschiede. Der ausgeprägte Schiefercharakter ist, wie bereits erwähnt, nicht erst durch die Einwirkung der alpinen Metamorphose entstanden. Quarz, weitgehend in Klinozoisit und Serizit umgewandelte Plagioklase und Biotit (besonders am Kontakt mit Injektionsäderchen in Chlorit umgewandelt) beherrschen das Bild. Als Akzessorien sind Titanit, Apatit, Orthit und Zirkon zu erwähnen. Der Quarz des hornfelsartigen Biotitgneises zeigt nur schwache undulöse Auslöschung und ist durchwegs in der Schieferungsrichtung gestreckt. Der Plagioklas ist nur undeutlich wahrnehmbar, da seine Zersetzung sehr weitgehend ist, zudem verdecken die grossen Mengen von Serizit und der dicht gescharte Biotit, sowie der Klinozoisit, das gesamte Gefüge.

IV. Die eigentlichen internen Gneis- und Schollenzonen

A. DIE SCHOLLENZONE NÖRDLICH DER SÜDLICHEN GRANITE

Längs der ganzen Ausdehnung des Syenites vom Piz Giuv erstreckt sich eine sehr komplexe Schollenzone. Diese hauptsächlich aus Schollen von dioritischen bis quarzdioritischen, aber auch granitischen und gneisigen Gesteinen bestehende Zone ist vom südlichen Granit, von Apliten, Pegmatiten und Lamprophyren durchadert und stellenweise in eine eigentliche Eruptivbreccie umgewandelt. Auf der Kartenskizze 1:25 000 wurde diese Schollenzone gesondert ausgeschieden. Der Gesamteindruck im Feld ist ein sehr auffälliger, so dass sich eine Abtrennung durchaus rechtfertigt. Bei der grossen Zahl kleinerer und grösserer Schollen ist es unmöglich, dieselben einzeln auf der Kartenskizze darzustellen. Bereits JOH. KOENIGSBERGER (23) hat die Gesamtheit als Zone ausgeschieden und mit „Aargranit in aplitisch-dioritischer Facies in Paragneis injiziert“ benannt. Ähnliche Erscheinungen wurden von O. FISCHER (8) und W. FEHR (5), sowie anderen wiederholt beschrieben. O. FISCHER erwähnt beispielsweise im zentralen Aargranit s. str. einen „Injektionsamphibolit“ als Eruptivbreccie. Die mikroskopische Beschreibung O. FISCHERS ergibt eine grosse Ähnlichkeit mit dem S. 614 angeführten Verhalten eines Labradoramphibolites. Dazu treten Gesteine, die makroskopisch wie mikroskopisch weitgehend mit den von L. WEHRLI (66) beschriebenen Dioriten des Punteglias- oder Russein-Gebietes übereinstimmen. Die Gesteine dieser Schollen besitzen hauptsächlich dioritischen—quarzdioritischen, sowie granitischen oder gneisigen Charakter. JOH. NIEDERER (40) beschreibt nordöstlich vom Chrüzlistock monzonitische Schollen; dieselben konnten von mir leider nicht gefunden werden; es dürfte sich dabei in der grossen Zahl von Schollen um Seltenheiten handeln. Besonders nördlich der Mittelplatte, aber auch an anderen Orten, sind diese Schollen von mannigfaltigen Gängen wie Apliten oder Pegmatiten und Lamprophyren durchadert. Fig. 4 zeigt, wie diese Schollen nördlich dem Seenplateau von Chischlè auftreten. Die Schollen können eckig, aber auch rundlich oder in Lagen aufgeblättert in Erscheinung treten. Als Schollengesteine findet man zum Teil in anderen Abschnitten zu beschreibende Gesteine wie: massiger und porphyrtiger südlicher Granit (S. 569), Amphibolit (S. 613), Labradoramphibolite (S. 614), Quarzite (S. 595), Biotithornblendegneise (S. 615), Biotitgneise (S.

615), Biotit-Plagioklas-Hornfelse (S. 598), Serizit-Chlorit-Muskowit-Gneise bis Schiefer (S. 598), Syenitschollen (S. 596), Diorite etc. (S. 602) auf.

Durchadert ist die Zone im wesentlichen von einer aplitischen Facies des südlichen Aargranites, weniger häufig sind Apophysen eines etwas älteren porphyrtigen Granites. Schliesslich ist das Gebiet von Apliten, sowie pegmatitartigen Gängen und Lamprophyrgängen durchsetzt. Im folgenden werden kurz einige der Schollen petrographisch näher charakterisiert.

a) Quarzdioritische—dioritische Schollen im südlichen Aargranit

Besonders auf der Mittelplatte, z. B. wenige Meter südlich P. 2604 (T. A.) treten in hellen Graniten dunkle Schollen von einigen Metern Ausdehnung auf. In den feinkörnigen Quarzdioriten bis Tonaliten ist bereits makroskopisch Hornblende, Biotit und fettig glänzender Quarz zu erkennen.

Die Grundmasse wird durch ein feinfaseriges Gewebe von hauptsächlich Serizit und wenig Klinozoisit gebildet. Es handelt sich dabei um Umwandlungsprodukte von Plagioklas (Albit-Oligoklas). Dieser ist beinahe vollständig in ein feines fibroblastisches Gewebe verschiedener Zersetzungsprodukte umgewandelt. Der Anorthitgehalt ist lediglich an einigen durchschimmernden Zwillingslamellen bestimmbar.

Eine gewöhnliche Hornblende tritt in grosser Menge auf, wobei c mehr oder weniger in der Schieferungsebene liegt. Die Hornblende ist nur schwach gefärbt, für n_α = farblos, n_β = farblos bis blassgrünlich, n_γ = blassgrün. Die Auslöschungsschiefe beträgt $n_\gamma/c = 19^\circ$. Die gemeine Hornblende ist ohne idiomorphe Umgrenzung, stets stengelig ausgebildet. Einfache Zwillinge nach (100) sind häufig, seltener treten Zwillingslamellen nach diesem Gesetz auf. Analoges wurde an Hornblenden des Giuvsyenites beobachtet.

Biotit und Hornblende halten sich mengenmässig ungefähr das Gleichgewicht, der Biotit ist sekundär aus der Hornblende hervorgegangen, beide sind längs Spaltrissen oder Prismenflächen parallel verwachsen. Im Gegensatz zur Hornblende besitzt der Biotit starken Pleochroismus. n_α = blass braungelb, n_β und n_γ = kräftig rötlichbraun. Im Biotit ist der Titangehalt in Form von Rutilnadeln ausgeschieden, im Inneren, d. h. auf den Spaltflächen, als Sagenitgewebe, randlich als Körneraggregate.

Quarz tritt in ziemlicher Menge auf (jedoch von Probe zu Probe stark wechselnd), er füllt die Zwickel, ist frisch und löscht nur schwach undulös aus. Hornblenden, die an Quarz grenzen, sind randlich etwas gebleicht und ausgefranst, ähnlich wie bei der Bildung von Amiant in alpinen Zerrklüften.

Die vielen Apatitkristalle sind vollkommen idiomorph; neben einzelnen kurzprismatischen Individuen bilden ausgesprochen langprismatische Stengelchen die Hauptmasse, die Spaltbarkeit nach (0001) ist sehr deutlich, eine grosse Anzahl von Kristallen ist in dieser Richtung zerbrochen. Der Apatit ist eine

ausgesprochene Erstausscheidung, was durch sein Auftreten in allen übrigen Komponenten zu erkennen ist. Titanit, Zirkon und etwas Erz (Pyrit?) sind sehr spärlich. Orthit tritt in vereinzelt grossen Kristallen auf.

b) Porphyrtiger Diorit im südlichen Granit und im Givvysyenit

Am westlichen Ausläufer des Roten Wichels östlich unterhalb P. 3065 (T. A.) wurde im Givvysyenit eine Scholle oder ein Gang eines dioritischen Gesteins gefunden; dasselbe tritt in ähnlicher Ausbildung weiter östlich unterhalb der Passhöhe der Mittelplatte als exogene Schollen im porphyrtigen Granit auf. Ein grosses Vorkommen eines durchaus identischen Gesteins wurde von FR. SIGRIST (56) am Düssistock-Fruttstock gefunden und beschrieben.

Der Diorit unterhalb P. 3065 besitzt porphyrtige Struktur, wobei die stengeligen dunkelgrünen Hornblendeinsprenglinge ein sperrig-leistiges (antiophitisches) Gefüge bilden. Häufig ist das Innere oder der Rand dieser Hornblenden farblos. Die scheinbare Grundmasse des Gesteins ist reinweiss und bildet zusammen mit der Hornblende ein kontrastreiches schönes Bild. Die Grösse (Hornblenden bis maximal 2 cm lang bei 4 mm Durchmesser) und das Mengenverhältnis der einzelnen Komponenten ist stark wechselnd; das Vorkommen vom Roten Wichel besitzt eine dunkle hornblenditische Randfacies. Das ganze Gestein ist ausserordentlich stark von zahllosen alpinen Zerrklüften durchsetzt.

Unter dem Mikroskop bildet die Hornblende zusammen mit dem Plagioklas eine netzartige panidiomorphe Struktur, d. h. die erstausgeschiedenen Hornblenden bilden für sich ein sperriges Gerüst, während der Plagioklas für sich wiederum leistenartig ausgebildet, die Zwickel ausfüllt. Die Hornblende tritt in langen Stengeln mit sechsseitigen Querschnitten auf. Sie ist sehr inhomogen, fleckig, stellenweise $n_\alpha =$ blassgelblich bis hellgelblichgrün, $n_\beta =$ sattgrasgrün und $n_\gamma =$ bläulichgrün bis blaugrün, oder $n_\alpha =$ hellbraun, $n_\beta =$ braun und $n_\gamma =$ rotbraun, daneben treten farblose nicht pleochroitische Partien auf. Die Spaltrisse durchsetzen den ganzen gefleckten Kristall, der ein einziges Individuum darstellt, mit in sich vorhandener Variation der optischen und wohl auch chemischen Verhältnisse. Für braune und grüne Partien der Hornblende wurde der Achsenwinkel $2V$ zu 112° , der Spaltwinkel nach $\langle 110 \rangle$ zu 126° und die Auslöschungsschiefe $n_\gamma/c = 19^\circ$ bestimmt; es handelt sich somit um eine gewöhnliche Hornblende. Die optischen Eigenschaften der hellen Partien sind folgende: Achsenwinkel $2V$ 104° , der Spaltwinkel 126° , die Auslöschungsschiefe 18° . Randlich, d. h. gegenüber dem Plagioklas, ist die Hornblende häufig ausgefranst und gebleicht, ähnlich wie dies an Zerrklüften bei der Bildung von Amiant aus Hornblende beobachtet werden kann. Der Übergang der verschiedenen fleckigen Partien kann allmählich oder scharf sein. Die Hornblende erscheint hie und da unter Pla-

gioklasbildung resorbiert zu sein, was sich in buchtig-lappigem Ineinandergreifen zeigt. Die Resorption ist auf den Flächen $\langle 010 \rangle$ stark, die Prismenflächen sind nur schwach angegriffen. Die makroskopisch als helle Seele angesprochene Partie der Hornblende besteht aus gebleichter Hornblende oder seltener aus idiomorphem Plagioklas. Die gebleichte Hornblende ergibt scharfe Achsenbilder, während diejenigen der gefärbten stets stark verschwommen und nur schwer diagnostizierbar sind. Die Hornblende ist sehr häufig analog derjenigen des Giuvsyenites verzwillingt (vgl. S. 584). Als Einschlüsse sind Plagioklas, Zirkon mit pleochroitischen Höfen, Klinozoisit und Pyrit, sowie selten Apatit zu erwähnen. Das Erz ist spärlich durch Oktaeder von Magnetit vertreten.

Der Plagioklas (Albit—Oligoklas mit ca. 8% Anorthit) ist stark zersetzt, Serizitschüppchen und vereinzelte Klinozoisitkörner bilden ein dichtes Gewebe. Die Zersetzungsprodukte (Serizit und Klinozoisit) sind auf zonaren Kränzen oder längs Spaltrissen angereichert. In Zwickeln können mitunter grosse, mit den typisch anomalen Interferenzfarben versehene, Klinozoisitkristalle auftreten.

Biotit ist spärlich (n_α = blassbräunlich, n_β und n_γ = braungelb), er tritt in Nestern angereichert auf, oft ist er parallel den Spaltrissen der Hornblende mit dieser verwachsen und bildet nach ihr eigentliche Paramorphosen.

Die basische Randzone (der etwas unübersichtlichen Scholle von der dritten Muotta in der Val Giuv) besteht praktisch nur aus der fleckigen Hornblende, wird ein eigentlicher Hornblendit. Die fleckige Ausbildung der Hornblende ist kaum primär; an Hand einer Schliffserie kann beobachtet werden, dass sie in der unmittelbaren Nähe von Zerrklüften weiter zunimmt und ihren Ursprung in der hydrothermalen Tätigkeit während der Klüftbildung hat. Das ganze Vorkommen dieses Diorites mit hornblenditischer Randfacies liegt in einer Trümmerhalde mit starkem Hackenwurf, so dass nicht abgeklärt werden konnte, ob es sich um einen Dioritgang oder um eine linsige Dioritscholle handelt. Auf der Mittelplatte und in der Ostwand des Mutsch, sowie an weiteren weniger bedeutenden Stellen findet sich jedoch ein sehr ähnliches, weit einheitlicheres Gestein, bei dem die Schollennatur einwandfrei feststeht.

Makroskopisch fallen diese letztgenannten Schollengesteine ebenfalls durch die sperrig aggregierten Stengel von idiomorpher Hornblende (durchschnittlich 1 cm Länge) auf. Der weisse Plagioklas ist zwickelausfüllend, sogar im Handstück ist zu erkennen, dass die Hornblende teilweise in Biotit umgewandelt ist.

Die Integrationsanalyse ergab die folgenden Werte:

Hornblende + Biotit	59,1	Vol. %
Plagioklas	40,7	Vol. %
Quarz	0,15	Vol. %
Apatit	0,05	Vol. %

Die gewöhnliche Hornblende ist mehr oder weniger idiomorph, etwa die Hälfte der Hornblende ist in Biotit umgewandelt. Sie ist nicht fleckig ausgebildet wie im Vorkommen des Givvysyenites, sondern partiell vollständig in Biotit umgewandelt. Die Auslöschungsschiefe $n_{\gamma}/c = 18^{\circ}$, der Pleochroismus $n_{\alpha} =$ blassoliv, $n_{\beta} =$ blassgrasgrün, $n_{\gamma} =$ blassblaugrün. Der Biotit besitzt analogen Pleochroismus wie im früher beschriebenen Gestein. Im Biotit, wiederum besonders auf (001), befinden sich feine Gewebe von Sagenit, in Hornblenden dagegen wurden dieselben nicht gefunden. Die Neubildung von Biotit erfolgte hauptsächlich parallel Spaltrissen und auf Prismenflächen, oder längs Zwillingsnähten. Randlich besitzt der Glimmer Kränze von Klinozoisit und Rutil. Der Plagioklas (Albit-Oligoklas) ist xenomorph und relativ frisch. Das besonders randlich auftretende Füllmaterial besteht aus lanzettförmigen Serizitschüppchen. Quarz ist nur sehr sporadisch in Zwickeln zu finden, bildet dann allerdings ziemlich grosse Nester. Apatit ist in grossen Bruchstücken jedoch nur spärlich vertreten.

B. SCHOLLENZONEN IN DEN SÜDLICHEN GRANIT-GNEISEN

Die südlichen Granit-Gneise enthalten teils flankierend, teils im Innern, unzählige grössere und kleinere Schollenzüge, eventuell auch mehr zusammenhängende Faciesbereiche von quarzdioritischen—granodioritischen—syenitischen und auch gabbroiden Gesteinen. Besonders schön aufgeschlossen und ausgebildet sind solche Gesteine weiter westlich im Untersuchungsgebiet von W. FEHR (5, 6), z. B. im Querschnitt der Rhoneschlucht zwischen Gletsch und Oberwald, oder im Osten in dem von L. WEHRLI (66) untersuchten Russeingebiet. Die störenden alpinen Einflüsse erreichen wiederum im Gebiet unmittelbar östlich Andermatt ein Maximum, so dass es nicht möglich ist, die Verhältnisse ohne Berücksichtigung der weit weniger beanspruchten Gesteine in den angrenzenden östlich oder westlich gelegenen Gebieten zu verstehen. Die in ihrer Zusammensetzung und Ausbildung stark variablen Gesteine bilden im Untersuchungsgebiet mehrere im Streichen liegende Schollenzüge. Diese lassen sich von der Val Punteglias oder Val Russein, wo Schollen grössten Ausmasses auftreten, weiter nach Westen verfolgen. Bereits im Gebiet der Stagias de Lumpegna sind nur mehr einzelne Schollen von wenigen Metern Ausdehnung anzutreffen. Weiter westlich im Gebiete westlich der Ochsenalp bis zum Siedelhorn sind analoge Schollen von W. FEHR (5) eingehend untersucht und beschrieben worden. Auf einigen vergleichenden Exkursionen in jenes Gebiet konnte die grosse Ähnlichkeit im gesamten Charakter aller Erscheinungen festgestellt werden. Einwandfrei lässt sich die Schollennatur dieser Gesteine an verschiedenen Lokalitäten, so z. B. am Strassenprofil des Lutersees,

auf Culmatsch oder Cuolm de Vi erkennen. Bedeutend schwieriger ist dies weiter südlich, wo Morphologie und Vegetation im Verband mit Verschieferung und Hackenwurf den Überblick erschweren. Dazu kommt, dass der Schollencharakter am Südrand nicht mehr so ausgeprägt ist. An Stelle der Schollen treten grössere zusammenhängende Dioritmassen, d. h. Stöcke wie der des Russeindiorites oder des Monzonites des Piz Posta Biala etc.

In diesem Zusammenhang seien auch die dioritischen etc. Gesteine des Druntobels erwähnt. Eingehende feldgeologische und mikroskopische Untersuchungen, z. T. gemeinsam mit E. NIGGLI, ergaben eine weitgehende Übereinstimmung der Drungesteine mit den Schollengesteinen weiter nördlich. Eine eingehende Beschreibung ist durch E. NIGGLI in Aussicht gestellt, während der Bugneigranodiorit in seiner Arbeit (41) bereits beschrieben wurde.

a) Die syenitische Schollenzone (südlicher Syenitzug)

Bei dieser Zone handelt es sich um einen sehr in die Länge gezogenen Schollenzug, der von westlich dem Lutersee bis gegen P. 2523 auf Alp Caschlè verfolgbar ist. Seine Länge beträgt ca. 11 km bei einer stark wechselnden Breite von maximal 100 m. Die nicht zusammenhängende Schollenzone tritt bei der Cascada de Val oder in der Val Giuv in schlierenartigen Lagen von 1—2 m Mächtigkeit auf; sie ist durchbrochen von porphyrtartigem Granit und aplitischen Gängen (Fig. 9).

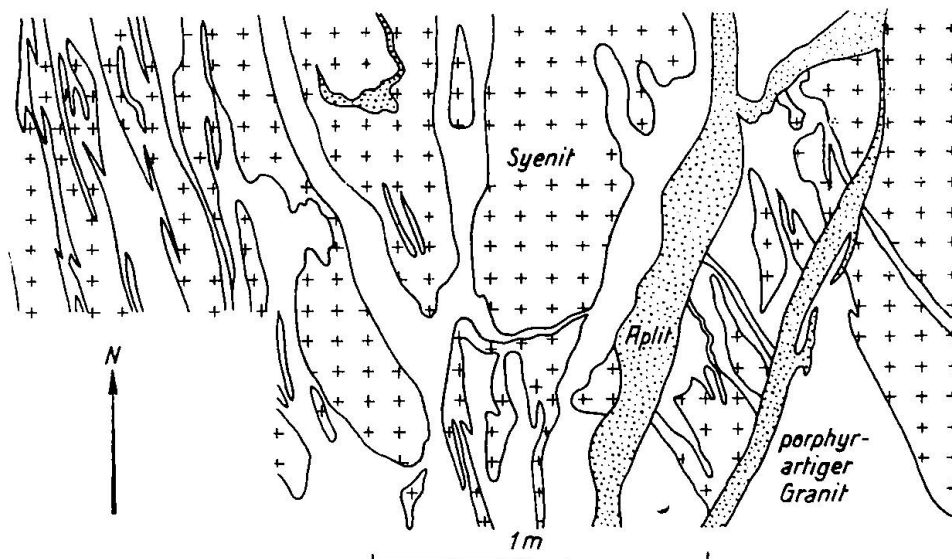


Fig. 9. Syenitische Schollen beim Lutersee

Der durchwegs ausgesprochen porphyrtartige und grobkörnige Syenit ist wesentlich grobkörniger als die Hauptmasse des Giuvsyenites, stimmt jedoch im übrigen mit demselben weitgehend überein. Der im eigentlichen Giuvsyenit tafelig ausgebildete Kaliumfeldspat ist hier prismatisch, besitzt Dimensionen von durchschnittlich 2 cm und liegt durchwegs nach der Schieferungsrichtung orientiert. Die einzelnen Schollen können gegenüber dem generellen Streichen verdreht sein.

Der makroskopisch als Orthoklas zu bezeichnende Feldspat ist wiederum ein Mikroklinmikroperthit. Senkrecht zu (010) ist ein zonarer Bau feststellbar; es treten zonar gelagerte Kränze von Klinozoisit, Serizit und Albit auf. Die gleiche Erscheinung wurde auch im Giuvsyenit beobachtet. Der Mikroklinmikroperthit zeigt wiederum makro- und mikroperthitische Entmischung. Randlich tritt der Albit häufig als Schachbrettalbit auf. Allen diesen Entmischungen ist die Karlsbaderzwillingsbildung überlagert.

Der Plagioklas (Albit-Oligoklas-Andesin) ist wiederum untergeordnet und bildet meist idiomorphe Einschlüsse im Kaliumfeldspat; selten treten grosse, fein verzwilligte Plagioklaseinsprenglinge auf. Der Plagioklas ist stark zersetzt und mit Klinozoisitkörnern und Serizitschüppchen unter randlicher Bildung von Albit gefüllt. Albit und Schachbrettalbit sind immer absolut frisch. Zwickel und Risse sind häufig mit Quarz oder Albit erfüllt bzw. verheilt. Im übrigen ist der Mineralbestand analog demjenigen des eigentlichen Giuvsyenites, indessen ist frische Hornblende sehr selten. Die Hornblende ist hier gegenüber dem Giuvsyenit noch häufiger in Biotit umgewandelt.

b) Die dioritische Schollenzone s.l. (südliche Dioritzüge)

1. Der injizierte Biotit-Granodiorit von Cuolm de Vi

Ein größeres Vorkommen von Granodiorit bis Quarzdiorit zieht sich als ca. 3 km langer Zug, bei einer Breite von im Mittel 500 m von Cuolm de Vi durch die Val Strem gegen die Alp Caschlè. Besonders schöne Aufschlüsse von frischem Granodiorit sind in der Val Strem ca. 800 m unterhalb der Felsstufe von Bauns zu finden. Auf der Karte von JOH. KOENIGSBERGER (V) sind an den in Frage kommenden Stellen zwei Züge unter dem Namen „zu Amphibolit teils durch Granitintrusion, teils durch die tertiäre Alpenfaltung metamorpho-

sierte basische Eruptiva (meist Ganggesteine wie Dioritporphyrite etc.)“ und „Paragneise mit Anhydrit in Quarzlinsen. Kontaktgestein des Syenit“ angegeben. Bei letzterer Signatur dürfte es sich um eine Verwechslung handeln. JOH. NIEDERER (40) gibt in einer Kopie der Karte von JOH. KOENIGSBERGER an der fraglichen Stelle einen Amphibolitzug an.

Die Verhältnisse liegen indessen weit komplizierter, als aus der beigegebenen Kartenskizze ersichtlich ist. Es wechseln in unregelmässiger Folge, aber stets im Streichen, Granodiorite, Quarzdiorite mit Graniten, Syeniten etc., sowie porphyritischen Gängen und Apliten. Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen wechselt zwischen Zentimetern bis gegen 50 m. In der nun zu beschreibenden Zone liefert ein richtungslos struierter Granodiorit bis Quarzdiorit die Hauptmasse. Die einzelnen Schollen sind strukturell sehr verschieden, sie zeigen stellenweise typisch gabbroide oder dioritische Struktur und daneben eine metamorphe, amphibolitartige. Die Schollen besitzen den granitischen oder aplitischen Intrusionen gegenüber eine absolut scharfe, oft keine Kontaktwirkung zeigende Grenze, andernorts werden bis maximal einige Dezimeter mächtige Kontakt- oder Mischzonen gefunden. Mikroskopisch sind Kontakterscheinungen über etwas grössere Strecken nachweisbar; so wird z. B. im Dünnschliff durch Granodiorite oder Granite reliktsche Hornblende gefunden. Der Granodiorit bildet ein relativ einheitliches, tektonisch wenig beanspruchtes Gestein. Die Handstücke sind auffallend frisch, die glänzenden Biotitschüppchen bilden zusammen mit der weissen oder grünlichweissen Grundmasse ein kontrastreiches schönes Bild.

Das mikroskopische Bild zeigt eine auffallend heterogene Struktur. Die zonar gebauten Feldspäte sind idiomorph ausgebildet, der Kern ist stark zersetzt, an Hand der Zersetzungsprodukte lag ursprünglich ein Anorthit-reicher Plagioklas (Auslöschungsschiefe bis 25°, Labradorit) vor. Die Zersetzungsprodukte bestehen in der Hauptsache aus Klinozoisit und nur wenig Serizit. Der Rand dieser Plagioklaskristalle ist etwas Albit-reicher (ca. 20° Auslöschung, Andesin) und sehr frisch, Korrosionsformen sind nur selten beobachtet worden. Die Verzwilligung ist in der Regel nach dem Albitgesetz, kann aber zugleich nach Albit- und Periklingesetz sein. Im Innern der Plagioklaskristalle sind oft Tochterkristalle eingeschlossen, welche randlich gegenüber dem Mutterkristall einen lappig wuchernden Albitsaum besitzen. Der xenomorphe, frisch erscheinende Kaliumfeldspat ist untergeordnet. Er tritt in wechselnden Mengen in Form von Mikroklin (seltener perthitisch entmischter Orthoklas) auf. Quarz bildet eine wechselnd stark undulös auslöschende Zwischenklemmasse, partiell kann der Quarz das Bild derart beherrschen, dass die übrigen Gemengteile förmlich darin schwimmen. Der Biotit tritt in grossen, mehr oder weniger idiomorphen, jedoch auch in kleinen

Kristallen auf. Er ist stark pleochroitisch, mit Farben von schmutzigbraun bis fast farblos oder schwach bräunlich. Stellenweise, besonders in der Nähe von Klüften, zeigt er eine beginnende Chloritisierung (Pennin). Randlich, sowie auf Spaltflächen, tritt in Biotit oder Chlorit Rutil als Sagenitgewebe auf. Hornblende ist nur vereinzelt und reliktmäßig in relativ dioritischen Typen zugegen, es handelt sich durchwegs um Fetzen einer gewöhnlichen Hornblende, mit analogen Eigenschaften in bezug auf Pleochroismus, Zwillingsbildung etc. wie in ausgesprochen dioritischen Schollen. In Annäherung zu dioritischen Schollen werden diese Relikte häufiger, grösser und besser eigenständig. Titanit, Apatit, Zirkon, Magnetit mit Leukoxenrand und lappig resorbierter Orthit treten sehr untergeordnet als Akzessorien auf.

Die mengenmässige Zusammensetzung von zwei extrem verschiedenen Granodioriten ergibt mit dem Integrationstisch die folgenden Werte:

Quarz	=	15,4 Vol. %	31,4 Vol. %
Plagioklas	=	57,8 Vol. %	54,5 Vol. %
Kaliumfeldspat	=	19,9 Vol. %	1,4 Vol. %
Biotit + Hornblende	=	6,2 Vol. %	11,8 Vol. %
Akzessorien	=	0,9 Vol. %	0,9 Vol. %

Mit zunehmender Verschieferung erhalten die Gesteine ein dunkles, sehr paragneisartiges Aussehen; das ist die Ursache, warum sie JOH. KOENIGSBERGER und JOH. NIEDERER als Paragesteine kartiert haben.

2. Injizierte hornblendediortische bis hornblendequarzdioritische Gesteine der südlichen Granit-Gneiszone (südliche Gneise I)

Dioritische Gesteine treten in der südlichen Granit-Gneiszone sehr häufig und oft in eigentlichen Schollenzügen auf. Auf der Kartenskizze 1:25 000 sind Zonen grosser Häufigkeit solcher Schollen zusammengefasst. Das makroskopische Aussehen, sowie die mikroskopische Beschaffenheit ist sehr mannigfaltig. Dies wird auf verschiedenen Grad der Verschieferung und verschiedenartige Kontaktwirkung der später intrudierten granitischen Gesteine, oder auf Variation in der primären Ausbildung zurückzuführen sein. Es ist nicht Aufgabe dieser Arbeit, sämtliche Vorkommen im Detail zu beschreiben; ein genereller Überblick soll zur Charakterisierung genügen. Als grösseres Vorkommen sei dasjenige auf Gendusas nördlich des Granodiorites, in der Val Strem unterhalb der Felsstufe von Bauns erwähnt; dasselbe lässt sich auf der Gegenseite in der Val Milà wei-

ter über den Kamm des Piz Culmatsch und dann stärker in Schollen aufgelöst bis zum Lutersee verfolgen. Ein weiterer (südlicher gelegener) Zug beginnt im Druntobel, am Südrand der südlichen Granit-Gneise, und kann ebenfalls südwestlich des Lutersees nachgewiesen werden. Im übrigen sei, was die Verteilung der grösseren Schollenvorkommen betrifft, auf die Kartenskizze 1:25 000 verwiesen. Im Osten lassen sich Schollen bis in die Val St. Plazi verfolgen; damit ist der Anschluss an die Karte von FR. WEBER (65) mit den fingerartig in den Granit eingelagerten Puntegliasgesteinen s. l. gegeben. Auch weiter westlich, im Urserental oder im Goms, finden sich ähnliche Gesteine. Bei der Durchsicht der anlässlich der Untersuchungen FR. WEBERS im Puntegliasgebiet und JOH. JAKOBS (20) bei Gletsch hergestellten Dünnschliffe, sowie an Hand der Beschreibung W. FEHRS (5), konnte eine Zusammengehörigkeit allerdings relativ basischer Eruptivgesteine festgestellt werden.

Das makroskopische Aussehen der dioritischen bis gabbroiden Gesteine ist in bezug auf die strukturellen und texturellen Verhältnisse sehr mannigfaltig, der Mineralbestand hingegen ist einheitlich. Die Mengenverhältnisse unterliegen grossen Schwankungen. Es treten feinkörnige, mittelkörnige und porphyrtartige bis porphyrische Typen auf.

Als schön ausgebildeter mittlerer Typ sei das Vorkommen auf der westlichen Talseite der Val Strem südlich Bauns beschrieben. Diese Lokalität führt schwach geschieferten Hornblendequarzdiorit mit granophyrischer bis porphyrischer Struktur. Der überwiegende Gemengteil ist eine grüne gemeine Hornblende mit einer Auslöschungsschiefe n_{γ}/c von ca. 25°. Der kräftige Pleochroismus wechselt von n_{α} = blassgelblich bis gelblichgrün, n_{β} = sattgrasgrün und n_{γ} = bläulichgrün bis blaugrün. Die Hornblendekristalle zeigen deutlich den Einfluss der Kataklyse, sie sind oft zerbrochen und zeigen Zwillingsbildungen, deren parallele Repetition stark an Schiebung längs Translationen erinnert. Die Verzwilligung ist einfach oder polysynthetisch nach (100), somit analog derjenigen der Hornblende des Giuvsyenites. Auf Spaltrissen befinden sich Gewebe von Sagenit; es dürfte sich um die Entmischung von Ti-reicher Hornblende handeln. Die Färbung der Hornblende besitzt häufig fleckige Verteilung. Der Biotit und die Hornblende sind gesetzmässig verwachsen, d. h. längs den Prismenflächen oder der Spaltbarkeit. Die Biotitbildung geht stets von Flecken aus oder beginnt randlich. Die Umwandlung der Hornblende in Biotit ist mit der Ausscheidung von Epidot, Titanit und Rutil verbunden.

Der zonar gebaute Plagioklas ist in fast allen Vorkommen weitgehend entmischt, oft derart intensiv, dass besser von Plagioklas-Pseudomorphosen gesprochen werden sollte. Der Schachbrettalbit tritt im Innern der Schollen nur sehr selten auf, randlich immer häufiger und schliesslich überwuchert er alles. Es handelt sich dabei um eine jener weiter unten zu besprechenden Injektionserscheinungen.

Der Biotit ist stark gefärbt und zeigt einen Pleochroismus für $n_\alpha =$ fast farblos bis n_β und $n_\gamma =$ schmutzibraun. Die sekundäre Entstehung des Biotites aus der Hornblende ist zweifellos. Die übrigen Restprodukte sind, wie bereits erwähnt, Epidot, Rutil, Titanit und Erz, sie bilden randlich dunkle Kränze, können aber auch im Innern auf Spaltflächen angehäuft sein. Der Kontakt zwischen Biotit und Hornblende wird stets von einem Kranz von Klinozoisit etc. gebildet. Zwei Ausbildungen von Biotit treten auf, eine relativ idiomorph grobblättrige, ferner eine kleindimensionierte in Form von Schüppchen und Fetzen, die hie und da eine beginnende Umwandlung in Chlorit (Pennin) zeigt.

Quarz ist diejenige Komponente, welche mengenmässig den grössten Schwankungen unterworfen ist. Er tritt teils vereinzelt und zwickelfüllend auf, aber auch in grösserer Menge als Zwischenklemmasse, in der die übrigen Gemengteile gewissermassen schwimmen. Die Phänomene der Kataklyse unterscheiden sich gegenüber derjenigen von granitischen Gesteinen in keiner Weise. Quarz und Albit dürften primär wohl kaum in den jetzigen Mengen vorhanden gewesen sein, denn erstens ist das Strukturbild deutlich in zwei Generationen zu unterteilen, dies ist, selbst wenn die alpine Verschieferung die Verbandsverhältnisse stört, noch deutlich zu erkennen. Ferner ist eine Korrosionswirkung Quarz - Albit und Kaliumfeldspat z. B. an Hornblende oder den zersetzten Plagioklas immer gerade da zu erkennen, wo die jüngere Mineralgeneration an die ältere grenzt. So ist z. B. die Hornblende und der aus dieser hervorgegangene Biotit an solchen Grenzstellen korrodiert.

Die Kaliumfeldspäte sind in diesen Gesteinen sehr verschiedenartig ausgebildet. Je nach dem Grad der Beanspruchung handelt es sich um sehr frischen Orthoklas mit Einschlüssen aller übrigen Gemengteile, oder um Mikroklin oder Mikroklinmikroperthit und Perthit mit Lamellensystemen verschiedener Art. An Berührungsstellen z. B. von Einschlüssen ist ein Albit-reicher Reaktionssaum zwischen Kaliumfeldspat und Plagioklas zu erkennen. Dass der im östlichen Aarmassiv auftretende Kaliumfeldspat sehr grosse Mengen von Na enthält, geht sowohl aus der intensiven Perthitbildung wie aus den chemischen Analysen hervor. Der Kontakt ist lappig amoebenhaft, der Albitsaum des Plagioklases greift in die Albitspindeln des Kaliumfeldspates hinein und setzt sich durch beide Mineralarten fort. Diese Tatsache im Verband mit den Feldbeobachtungen führen zum Resultat, dass es sich hier mindestens teilweise um Mischgesteine zwischen den älteren Schollen einerseits und den jüngeren Aargraniten anderseits handelt. Der in Briefcouvertform als Grothit vorliegende Titanit ist von blossem Auge als maximal 1 cm grosse Kristalle zu erkennen. Unter dem Mikroskop zeigt sich, dass er sehr oft splitterig zerbrochen, körnig zerfallen oder korrodiert ist; selten sind Druckzwillinge feststellbar. Der Reichtum an Apatit ist bisweilen gross, andernorts klein. Apatit tritt in hexagonalen Prismen, die sehr oft in Richtung der Spaltbarkeit (0001) zerbrochen sind, auf. Ein für alle basischen Gesteine des östlichen Aarmassives charakteristisches Mineral ist der Orthit. Er kann idiomorph und in schöner Zonarstruktur auftreten, oder bildet als diffuse Bräunung die Zentren grösserer Epidotkristalle. Anderseits können die ursprünglich bis 2 mm grossen Kristalle zerbrochen oder korrodiert sein. Die Daten über das Alter sind widersprechend; einerseits tritt er als idiomorpher Einschluss in Hornblende auf, anderseits scheint er aus Epidot (dessen Bildung sekundär ist) hervorzu-

gehen. Zirkon tritt nur selten auf. Der Epidot in Form von Klinozoisit verdankt seine Entstehung den Einwirkungen der sich überlagernden Metamorphosen. In der Regel bildet er die, in sozusagen allen Gesteinen des Aarmassives zu findenden, insekteneierförmigen Körnchen. Stäbchenform entsteht durch Sammelkristallisation und charakterisiert die Vorkommen als hydrothermales Kluffmineral in kapillaren Rissen.

Untenstehende Integrationsanalysen zeigen die Variationsbreite des quantitativen Mineralbestandes von Gesteinen dieser Art:

Plagioklas + Zersetzungsprodukte	35,7 Vol.%	47,7 Vol.%
Hornblende + Biotit	33,8 Vol.%	40,9 Vol.%
Quarz	21,0 Vol.%	8,9 Vol.%
Kaliumfeldspat	5,7 Vol.%	— Vol.%
Titanit	1,8 Vol.%	1,1 Vol.%
Apatit	0,9 Vol.%	1,4 Vol.%

3. Injizierte syenitische-monzonitische bis hornblenditische Gesteine der südlichen Granit-Gneiszone

In den schollenartig auftretenden Gesteinen der südlichen Granit-Gneiszone treten als weitere Derivate von basischen Gesteinen biotitsyenitische bis hornblenditische oder monzonitische Gesteine auf. Diese Gesteine sind indessen derart variabel, dass eine Einzelbeschreibung viel zu weit führen würde. Da sie weiter östlich und westlich in grösseren Massen auftreten, werden hier wenige Angaben genügen.

Der vorherrschende Gemengteil ist eine gewöhnliche Hornblende, mitunter derart überwiegend, dass von eigentlichen Hornblenditen gesprochen werden kann. Die Hornblende ist völlig idiomorph und bildet ein sperriges Gefüge. In bezug auf die übrigen Eigenschaften, wie Mineralbestand und Mineralausbildung, ist vollständige Übereinstimmung mit den anderen Schollengesteinen zu verzeichnen. Auch der Russeindiorit oder Gesteine aus der Rhoneschlucht ob Oberwald enthalten eine ähnliche Hornblende.

Orthoklas ist oft alleiniger Vertreter der Feldspatgruppe, Plagioklas (Albit-Oligoklas), xenomorph oder mehr oder weniger idiomorph, ist ihm gegenüber meist untergeordnet. Der Kaliumfeldspat ist oft zwickelausfüllend, oder er bildet die eigentliche Grundmasse. Er ist immer mehr oder weniger perthitisch entmischt, ferner zeigt er ein dunkles Pigment, dessen Natur in einzelnen Fällen auf Klinozoisit und andere feinkristalline Einschlüsse wie Bläschen etc. zurückzuführen ist, ferner besitzt er infolge Mikroklinmikroperthitbildung fleckige Beschaffenheit. Besonders auffällig ist der grosse Gehalt an Apatit, auftretend in grossen bis 2 mm langen und 0,8 mm breiten hexagonalen Säulen. Titanit tritt auch in grossen bis einige Millimeter mes-

senden Kristallen auf; der Titanit liegt mitunter zwickelfüllend zwischen den Hornblenden. Je nach dem Grad der Metamorphose ist die Hornblende teilweise oder vollständig in Biotit umgewandelt.

C. DIE GNEIS- UND SCHIEFERZONEN, DEN GIUVSYENIT FLANKIEREND, SOWIE IHM EINGELAGERT

Von der Val Gliems über Val Cavardiras - Ault-Stremlücke - Chrüzlipass, den Givvsyenit teils flankierend oder in diesen eingeschlossen, zieht bis zur Rientallücke eine Gesteinsserie mit vorwiegend Paragesteinen. Auf der Karte von FR. WEBER (XI) wurden unter diesen präkarbonischen bis frühkarbonischen Gesteinen im angrenzenden östlichen Gebiet folgende ausgeschieden: Paraschiefer und -Gneise im allgemeinen (es sind dies Serizitschiefer, Chloritschiefer, Muskowitschiefer, Biotitschiefer und -Gneise, Serizitquarzite und Phyllite, Arkosen und Psammitgneise, Knotenschiefer, Konglomeratgneise, Hornblendeschiefer und Amphibolite, Hämatitschiefer, Chistolithornfelse, Granthornfelse und Anthophyllithornfelse). In der Val Russein besitzen diese Gesteine eine Mächtigkeit von über 2 km, die nach Westen rasch abnimmt. Bei der Cavardiras-hütte ist die Mächtigkeit dieser Zone bereits auf 300 m reduziert, am Chrüzlipass sogar auf 200 m. Noch westlicher ist die Zone nicht mehr zusammenhängend, nur sporadisch treten in Linsen analoge Gesteine oder den Givvsyenit begleitende Schiefereinschlüsse auf. Im engern Untersuchungsgebiet sind hauptsächlich Biotitgneise, Muskowit - Biotit - Chlorit - Granat - Gneise und -Schiefer, sowie Amphibolite, Labradoramphibolite, Kalksilikatlinsen und -Knauer zu finden. Graphitische, mit Rutschspiegeln versehene Gesteine, welche sehr grosse Ähnlichkeit mit den karbonischen Gesteinen vom Bristenstäfeli oder am Bifertengrätli besitzen (P. PFLUGSHAUPT (50), sowie B. G. ESCHER (4) und TH. HÜGI (18)) fehlen nicht. Dieselben Gesteine liegen in der nördlichen Amphibolitzone L. WEHRLIS (66). Im eigentlichen Untersuchungsgebiet sind diese Gesteine stärker metamorph und lediglich in vereinzelt Resten vorhanden. ALB. HEIM (12) zählt diese Zone zu seiner sog. Schieferzone II.

a) Amphibolite

Nördlich der Cavardiraslücke befinden sich Schollen und Schlieren von Amphiboliten, sie sind von Apophysen des porphyrtigen Granites s. str. durchadert. Ein analoges Gestein ist am Westfuss

des zweiten südlichen Stremzahnnes nördlich der Ault-Stremlücke zu finden und bildet dort das Muttergestein interessanter Zerrkluffparagenesen.

Unter dem Mikroskop zeigt sich als vorherrschende Komponente eine gewöhnliche Hornblende von schlechter Begrenzung, oft ist sie randlich ausgefranst und besonders im Vorkommen nördlich der Cavardiraslücke in Biotit umgewandelt. Die bis 1 cm grossen, kräftig grünen Hornblende-porphroblasten sind von Quarzstengeln netzartig durchlöchert. Eine zweite kleinere Hornblendeausbildung zeigt diese Erscheinung nicht. Der Plagioklas ist sehr stark zersetzt, d. h. vollständig von Klinozoisit erfüllt; die Zusammensetzung der Zersetzungsprodukte lässt den Schluss auf basischen Plagioklas zu. Der Amphibolit nördlich der Ault-Stremlücke besitzt eine grosse Menge von kleinem kornförmigem, schwarmartig auftretendem Titanit, daneben Quarz, wenig Apatit und randlich limonitisierten Pyrit. Weder Struktur noch Textur lassen eindeutige Schlüsse über die Herkunft des Gesteines zu, lediglich die Vergesellschaftung, das Zusammenauftreten von basischem Plagioklas, Hornblende und Quarz schliessen nicht aus, dass es sich um einen Paraamphibolit handelt.

b) Labradoramphibolite

Wie schon FR. WEBER (65) beschrieben hat, befindet sich in der Klein-Mutschlücke, sowie am Felskopf östlich unter dem Klein-Mutsch am Weg zur Mittelplatte, ein dunkler parallelstreifiger, oft etwas gefleckter Amphibolit. Ob es sich dabei um Schollen oder eine randliche Hülle des Givusyenites handelt, kann mangels geeigneter Aufschlüsse nicht entschieden werden. Die Feldspäte bilden Lagen, die mit solchen von Hornblenden oder Biotit wechseln. Je nach Handstück kann das Gestein in bezug auf Frische stark variieren. Bei weniger stark metamorphen Gesteinen ist wenig Biotit vorhanden, höchstens randlich der Hornblende, bei stärker beanspruchten tritt die Hornblende nur noch reliktsch auf.

Der äussert intensive Pleochroismus der Hornblende ergibt sich aus $n_\alpha =$ blassgelblich, $n_\beta =$ tiefgrün und $n_\gamma =$ dunkelblaugrün. Grosse einsprenglingsartige Hornblenden bilden zusammen mit Quarzstengeln eine Sieb- bis Maschenstruktur, es ist bemerkenswert, dass Quarz immer zusammen mit Hornblende auftritt. Der fuchsrote bis rotbraune, oder braun bis dunkel olivbraune zu blassgelbliche Biotit ist an Menge untergeordnet, oft selbständig, in der Regel jedoch in Verwachsung mit Hornblende, dazu mehr oder weniger chloritisiert. Der Plagioklas wurde sowohl von FR. WEBER (65) als auch von mir als ein mitunter ausserordentlich frischer Labradorit bestimmt, dessen Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz meist quer zur Schieferung stehen. Wurde das Gestein stark beansprucht, so entsteht das bekannte Bild der schwer bestimmbaren insekteneierartigen Aggregate von viel Klinozoisit mit wenig Serizit. Apatit ist sehr selten, dagegen ist Ilmenit mit Leuk-

xenrand weit verbreitet. Schon am Handstück erkennt man weisse längliche Knötchen von ca. 1,5 mm Durchmesser; unter dem Mikroskop erweisen sie sich als ein dichtes, schwer diagnostizierbares Aggregat von vorwiegend Klinozoisit, sowie anderen Zersetzungsprodukten von Plagioklas.

c) Hornblendebiotit-Plagioklasgneise

Östlich unterhalb der Cavardirashütte, in mit jungen Gletscherschrammen versehenen ausgeaperten Buckeln des Cavardirasgletschers, steht der gleichen Serie angehörig, ein dunkelgraubrauner felsitisch aussehender Gneis an. Die Textur erweist sich unter dem Mikroskop bedeutend schiefriger als im Handstück, die Struktur ist porphyroblastisch bis granoblastisch.

Der Plagioklas ist vollständig in Klinozoisit umgewandelt, der Kern dieser Klinozoisit- bis Epidotkörner zeigt oft beginnende Orthitbildung, Serizit ist untergeordnet, aus diesem Grunde dürfte es sich um die Zersetzungsprodukte eines basischen Plagioklas (Labradorit) handeln. Epidotadern durchziehen das Gestein in verschiedenen Richtungen, in den Adern handelt es sich um kluftmässige pleochroitische und eine Mosaikstruktur bildende Mischkristalle der Klinozoisit — Pistazitreihe, während im Gestein ameisenenerartiger körniger, nicht pleochroitischer Klinozoisit auftritt. Der sehr feinschuppige, oliv- bis braunrote Biotit tritt in Lagen angeordnet auf. Daneben erkennt man eine in der Schieferungsrichtung eingeregelt gewöhnliche Hornblende mit den kräftig grünen Farben analog wie beim Amphibolit a) und Labradoramphibolit b). Doch ist die Hornblende hier nur relektisch vorhanden, von Biotit umgeben und mit ihm verwachsen. Der nicht undulös auslöschende Quarz tritt in grossen Mengen in linsigen Lagen auf, ist aber auch in grosser Menge in eckigen Formen in der Grundmasse eingesprengt. Daneben ist etwas Apatit und limonitisierter Pyrit vorhanden. Eine approximative Schätzung des Mineralbestandes macht den sedimentären Ursprung dieser Hornblendebiotitgneise wahrscheinlich.

d) Biotitgneise

Biotitgneise treten hauptsächlich in den Schiefereinschlüssen des Giuvsyenites, aber auch in der Paragneiszone weiter östlich auf. Sie bilden konkordant dem Syenit eingelagerte Bänke und sind von syenitischen Gesteinen lagig durchsetzt. Die Mächtigkeit ist stark schwankend und wechselt von einigen Zentimetern bis gegen mehrere Meter. Bereits FR. WEBER hat diese Gesteine eingehend beschrieben und chemisch untersucht. Durch den grossen Reichtum an Biotit und das feine Korn (0,2—0,5 mm) sind diese Gesteine den zahllosen Lamprophyrgängen sehr ähnlich. Sie sind von letzteren oft schwer zu unterscheiden, insbesondere, da auch deren Lagerung

häufig konkordant ist. Das frische Gestein ist rötlichbraun bis violettbraun, sowie grau- bis schwarzviolett, es verwittert wie die Lamprophyrgänge unter starker Rostfärbung.

Der Biotit ist braunrot oder fuchsrot in Richtung von n_β und n_γ , blassgelb in n_α , mit meist schönem Sagenitgewebe zwischen den Spaltflächen, randlich oft etwas ausgebleicht und in Chlorit umgewandelt. Einschlüsse von Zirkon mit stark pleochroitischen Höfen sind häufig. Mit dem Biotit zusammen tritt eine gewöhnliche Hornblende (meist reliktsch) auf. Die Hornblende ist von Feldspat und Quarz siebartig durchwachsen. Der Biotit ist mit der Hornblende längs Spaltrissen parallel verwachsen. In ihren übrigen Eigenschaften ist die Hornblende identisch mit derjenigen aus dem Giuvsyenit, was bei der intensiven Injektion der Gneise mit syenitischem Magma verständlich ist. Der Feldspat ist im wesentlichen ein Albit-Oligoklas, untergeordnet sind etwas basischere Plagioklase. Orthoklas konnte nur vereinzelt festgestellt werden. Der Albit-Oligoklas ist nur schwach mit Klinozoisit und Serizit gefüllt, jedoch häufig etwas verbogen und zerbrochen; die Risse sind mit Quarz verheilt. Der Klinozoisit ist in diesem Gestein relativ Fe-reich, es handelt sich demnach um Pistazit. Der Plagioklas ist oft von Quarz durchsiebt, eine häufige Erscheinung ist das Einwachsen von Quarzstengeln längs den Zwillingsnähten. Der Quarz löscht undulös und felderweise aus, er ist mehr oder weniger lappig verzahnt und tritt in grösseren Mengen auf. Der Apatit besitzt einen eigenartig zonaren Bau, der innere Teil wird durch ein pleochroitisches Pigment dunkel gefärbt. Zirkon im Biotit oder der Hornblende mit pleochroitischem Hof, ferner Ilmenit mit Leukoxenrand, sowie limonitisierter Pyrit sind stets vorhanden.

Die chemische Analyse FR. WEBERS (65), sowie reichlich vorhandene Kontaktminerale beweisen die ursprünglich sedimentäre Herkunft der Biotitgneise. An typischen Kontaktmineralen konnten in wechselnden Mengen, besonders randlich von Kalksilikatlinsen, die folgenden gefunden werden:

Granat in unregelmässigen, lappig rundlichen, schwach rötlichen Körnern von verschiedenen Dimensionen (bis gegen 1 cm). In der Einbuchtung liegt Quarz und mitunter auch Cordierit (?). Als Einschlüsse treten Pyrit sowie Ilmenit auf. Von FR. WEBER wird Cordierit als weit verbreitet beschrieben, in Zwickeln bei Granat konnte ich Kristalle feststellen die wohl Cordierit sein können, sie liessen sich jedoch nirgends mit Sicherheit als solchen bestimmen. Sillimanit ist fast durchwegs in besen- bis büschelartigen Aggregaten vorhanden, er ist im Quarz, Oligoklas oder im vermutlichen Cordierit eingeschlossen. Turmalin und Titanit wurden besonders in kontaktnahen Partien gefunden und sind dann ähnlich wie Granat gelappt und von Quarz durchwachsen.

e) Muskowit-Biotit(Chlorit)-Granat-Gneise und -Schiefer

Die Verbreitung dieser Gesteine ist analog derjenigen der Biotitgneise; sie scheinen sich hauptsächlich am Südrand des Giuvsyenites zu finden, z. B. in den Giuvstöckli, an der ersten Muotta, in der Südflanke des Roten Wichels, am Mutsch etc. Besonders auf-

fällig sind diese Gesteine in den Moränen, während sie anstehend schwieriger zu erkennen sind. Infolge ihrer leichten Verwitterbarkeit bilden sie vornehmlich Couloirs und Sättel in den Felskämmen, die meist mit Schutt und Schnee ausgefüllt bleiben. Diese Gesteine, wie auch die Biotitgneise, sind ausschliesslich als Schiefereneinschlüsse im Giuvsyenit zu finden. Vom Giuvsyenit wurden die schollenartigen Gesteine hauptsächlich in der Schieferungsrichtung injiziert und durchadert; daneben können auch Lamprophyrgänge sowie Aplite und Pegmatite mit blauem Feldspat, oder normale Pegmatite, die Schiefereneinschlüsse mitsamt dem Giuvsyenit durchsetzen.

Da analoge Gesteine bereits von FR. WEBER (65) beschrieben wurden, genügen wenige Angaben. Es handelt sich im wesentlichen um stark glänzende, schwärzlichblaue, stark geschieferte Gesteine mit ca. 3–5 mm grossen Muskowitblättern und grossen (bis 2 cm) Porphyroblasten von Granat. Der rotbraune Granat ist vollständig von Glimmermineralien umgeben und erst nach dem Zerschlagen zu sehen. Die Mehrzahl der Muskowitblätter liegt in der Schieferungsrichtung; unter dem Mikroskop ist jedoch häufig eine Querverlagerung erkennbar. Der grobkristalline Muskowit ist meistens mit dem durchwegs feineren Biotit verwachsen, der seinerseits teilweise in Chlorit umgewandelt ist. Der Biotit besitzt einen dunkeln Saum, bestehend aus Klinozoisit. Die grobblättrigen Muskowitkristalle sind oft verbogen und zerbrochen; dabei sind die Spaltrisse mit einem aus Quarz und Biotit bestehenden Pflaster ausgeheilt. Der Quarz besitzt in diesen Schiefen eine ausserordentlich lappige (amoebenhafte) Ausbildung. Als in Grösse, Häufigkeit und Ausbildung von Varietät zu Varietät stark wechselnde Porphyroblasten müssen die relativ idiomorphen oder oft absolut xenomorphen Granate genannt werden. Der unter dem Mikroskop schwach rötliche Granat führt häufig Einschlüsse von gelapptem Quarz, Biotit, Magnetit, Pyrit, sowie sehr selten Zirkon.

Besonders randlich in der unmittelbaren Nachbarschaft von Apliten, oder auch am Kontakt gegenüber dem Syenit, oder der aplitischen Randfacies des Granites, kann zum bereits genannten Mineralbestand Kaliumfeldspat (Orthoklas und Mikroklin), sowie ein saurer Albit-Oligoklas, in bedeutenden Mengen hinzukommen, so dass von einem geaderten Gneis gesprochen werden muss. Diese zweifellos injizierten Feldspat- und eventuell auch Quarzmassen treten hauptsächlich in Lagen auf, können indessen auch quer und in ptygmatischer Fältelung durch das geschieferte Gestein gehen. Der Kaliumfeldspat (Orthoklas) ist nur schwach perthitisch entmischt; auch die Mikroklingitterung tritt sehr stark zurück. Der Plagioklas ist von Serizit und Klinozoisit nur schwach erfüllt und verglichen mit dem der Granite sehr frisch. An der Berührungsnaht zwischen Kaliumfeldspat und Plagioklas sind oft schöne Myrmekitbildungen zu sehen; dabei scheint sich der Plagioklas amoebenhaft in den Kaliumfeldspat einzufressen.

Neben diesen injizierten Muskowitgesteinen können auch solche mit ausgesprochen phyllitischen Eigenschaften auftreten. Diese Phyllite sind besonders an ausgesprochene Schieferungszonen ge-

bunden; die Grundmasse besteht aus einem feinen serizitischen Gewebe. Sie kann Einsprenglinge von Granat führen, die von Quarz durchwachsen sind. Daneben tritt bei starker mikroskopischer Vergrößerung ein mit verschwommener Kontur versehenes stäbchenförmiges Mineral auf; die Überdeckung mit Serizit ist jedoch so stark, dass eine Bestimmung unmöglich war. Eventuell dürfte es sich um eine Sprödglimmerart handeln. Die serizitische Grundmasse ist vollständig von Erzflatschen durchsetzt. Der absolut einheitlich auslöschende Quarz ist in lange, ein feines Mosaik bildende Flatschen ausgewalzt. Einzelne Partien besitzen Serizit, der bereits durch Sammelkristallisation zu Muskowitflatschen umgewandelt ist. Analyse, sowie Mineralbestand (in der Arbeit von FR. WEBER) bestätigen eindeutig den Paracharakter dieser Gesteine.

f) Die Kalksilikatvorkommen

In den Schiefer- und Gneiseinschlüssen des Gjuvsyenites, sowie im Gjuvsyenit selbst, treten verschiedentlich Linsen von Kalksilikatgesteinen auf. Bereits im Sommer 1900 hat FR. WEBER (S. 141, 65) die Kalksilikatgesteine am Chrüzlipass entdeckt. Dieses Vorkommen liegt in einem kleinen Felskopf ca. 80 m südwestlich der Passhöhe. In den darunter liegenden Blöcken können die Varietäten gesammelt werden. Leider behindert Schutt- und Grasbedeckung eingehende Felduntersuchungen. Soweit sich der Kontakt bei den schlechten Aufschlussverhältnissen beurteilen lässt, ist der Kalksilikatfels an den hier sehr schmalen Zug des Gjuvsyenites und seine Schieferhülle gebunden, ferner ist der ganze Komplex vollständig von Aplitgängen durchadert. Das Vorkommen besitzt eine gewisse Ähnlichkeit mit der grossen Kalksilikatlinse am Piz Tegliola (vgl. GRUBENMANN (9)), sowie derjenigen von Scarinada in der Val St. Plazi (vgl. L. WEHRLI (66)). Auch der Kalksilikatfels vom Chrüzlipass weist eine grössere Zahl von Zerrklüften mit idiomorphem Granat, Epidot etc. auf. Weiter östlich in den Felsen am Chrüzlipassweg befindet sich ein weiteres kleines Vorkommen von Kalksilikatfels. Die ganze Region, in der die Kalksilikatlinsen beobachtet werden konnten, ist stark injiziert, d. h. aplitisch durchadert und in Schollen aufgelöst. Weiter westlich am Nordgrat des Hälsistockes liegen verschiedene weitere Vorkommen linsenförmiger Kalksilikatknauer. Diese sind zum Teil direkt im Syenit, oder gehören in flachlinsigen Schiefereinschlüssen dem Gjuvsyenit an. Sie treten schwarmweise ca. faustgross auf, oder können von Biotitlinsen umschlossene,

längere bis einige Meter lange und bis 10 m mächtige Züge bilden. Äusserlich besteht Analogie mit den dem Gotthardmassiv angehörigen, von E. NIGGLI (41, S. 86) beschriebenen Kalksilikatknauern. Eine grössere Linse von einigen Metern Ausdehnung befindet sich am Nordgratausläufer des Hälsistockes, während die kleinen, ausgesprochen augigen, weiter nördlich (d. h. unmittelbar über dem Felleligletscher in der Streichrichtung eingelagert) auftreten. Ein weiteres Vorkommen wurde mir nördlich der Lücke von Ault-Strem bekannt. Im Erstfeldergneis haben schon A. SAUER (55) im Urbachtal und R. LOTZE (34) im Meiental und Riedbachgebiet bei Erstfeld ähnliche Bildungen beschrieben.

1. Die Kalksilikatlinse vom Chrüzlipass

Die Kalksilikatlinse am Chrüzlipass ist die grösste des Untersuchungsgebietes. Sie besitzt eine Länge von mindestens 20 m, bei einer Breite von mehreren Metern. Diese Linse hat in bezug auf Mineralbestand und Ausbildung eine gewisse Ähnlichkeit mit derjenigen von Scarinada in der unteren Val St. Plazi. Als grössere zusammenhängende Partie kann lediglich der Granatfels WEBERS (65, S. 141) angesehen werden. Die epidotreichen Partien führen meist sehr viel Material der umgebenden Gesteine, d. h. sie sind mehr oder weniger stark durch die begleitenden Aplite, Syenite, Granite etc. injiziert. Das lokal fast ausschliesslich aus Granat bestehende Gestein bildet einen etwas porösen, im übrigen massigen braunroten Fels, der von syenitischen, granit-aplitischen Gängen und Apophysen durchadert ist. Daneben ist das Gestein stark zerklüftet und führt Zerrklüftmineralien wie idiomorphen Granat (vorwiegend $\langle 110 \rangle$), stengelig lauchgrünen Epidot, ferner Amiant, Titanit und lichtbraunen Quarz. FR. WEBER (65, S. 141) und JOH. NIEDERER (40, S. 54) unterscheiden am Chrüzlipass drei Haupttypen von Kalksilikatfelsen:

1. Granat (ganz vorherrschend), Quarz, Diopsid, Epidot.
2. Granat (vorwiegend), Diopsid, Quarz, Epidot.
3. Epidot (vorherrschend), Diopsid, Granat, Albit, Quarz, Vesuvian, (Apatit (?)).

Für das Innere der Linse sind granatreiche Gesteine mit Diopsid, Quarz und Epidot typisch (Typus 1.); während in den randlichen Partien Epidot (vorherrschend) mit Diopsid, Granat, Albit, Quarz, Vesuvian auftritt (Typus 3.). Typus 2. vermittelt zwischen den beiden extremen Typen. In den zentral gelegenen, weniger injizierten Partien findet man unter dem Mikroskop als vor-

herrschenden Gemengteil den isotropen Granat von schwach rötlicher Farbe. In Zwickeln tritt in wechselnden Mengen (mit dem Granat oft siebartig durchwachsen) ein diopsidischer Augit (Auslöschungsschiefe $n_{\gamma}/c = 39^{\circ}$) auf. Der frisch aussehende Quarz ist in Zwickeln oder kleinen Adern vorhanden, in der Nähe von aplitischen oder granitischen Gängen und Injektionsadern besitzt er undulöse Auslöschung. In Quarzadern, die in Hohlräumen von Quarzkristallen besetzt sind, löscht er absolut einheitlich aus, Einschlüsse sind dann sehr selten. Am Kontakt zwischen Diopsid und dem Quarz der Zerrklüfte ist in der Regel keine Veränderung des Diopsids wahrnehmbar. Am Kontakt zwischen dem Quarz der Aplite oder Granite hingegen, ist der Diopsid stets von einem Hornblendesaum umgeben. Die strahlsteinartige Hornblende umgibt den Diopsid in einem radialstrahligen Saum, dessen ausgefranzte amiantartigen Büschel in den Quarz hineinragen. Lokal ist die Umwandlung von Diopsid in Hornblende eine vollständige, im Innern bleibt jedoch meist ein Rest von Diopsid parallel mit der Hornblende verwachsen. Zwischen Granat und Epidot oder Hornblende können ähnliche Erscheinungen beobachtet werden; so ist Granat oft von Klinozoisit oder Hornblende siebartig durchwachsen. Mit zunehmender Kontaktnähe wird Klinozoisit, Quarz, Albit-Oligoklas häufiger, während Diopsid und Granat zurücktreten. Der Plagioklas ist besonders randlich stark mit Klinozoisit und Serizit gefüllt. Orthoklas ist perthitisch wenig zersetzt und nur sehr vereinzelt anzutreffen. Ferner tritt lokal Vesuvian in farblosen bis schwach gelblichen körnigen Aggregaten auf, er ist meist einachsigt negativ, seltener schwach zweiachsigt mit nur sehr schwachem Pleochroismus; die Auslöschung ist gegenüber der zur c-Achse parallelen Spaltbarkeit gerade.

2. Das Kalksilikatgestein nördlich der Ault-Stremlücke

Nördlich der Ault-Stremlücke am zweiten Stremzahn treten nebst den bereits erwähnten Amphiboliten und verschiedenen Paragneisen bzw. Schiefern, mehrere helle, felsitisch aussehende Gesteinszüge wechselnder Mächtigkeit auf. Sie verwittern ähnlich wie Marmorlagen in kristallinen Gesteinen und sind das Muttergestein der Prehnitfundstellen (vgl. Detailskizze Piz Ault Nr. 19). Das weisse, von dunkeln, verschwommenen und gefältelten Lagen durchwirkte Gestein ist von mit Prehnit besetzten Klüften stark durchsetzt.

Die Anwesenheit von Diopsid und strahlsteinartiger Hornblende rechtfertigt die Einordnung zu den Kalksilikatgesteinen. Genau wie bei den Kalksilikatgesteinen vom Chrüzlipass ist auch hier der Diopsid randlich in eine eisenarme Hornblende umgewandelt; vom Hornblendesaum ausgehend, strahlen spiessignadelige Fasern in den sie umgebenden Albit oder Quarz. In den häufigsten Fällen, besonders in Partien nahe dem Albit-Quarz-Gestein, ist die Umwandlung beinahe eine vollständige, so dass nur im Inneren seltene Relikte von Diopsid zu sehen sind. Im sperrigen Gefüge von Hornblende (Edenit) sind regellos Schwärme von idiomorphem Titanit einge-

streut. Auch im Handstück sind die Schnüre der Hornblendeaggregate milchig-weiss und besitzen nur vereinzelt und zonenweise etwas grünliche Färbung.

Die glänzend-weissen, etwas spätigen Partien weisen die mineralogische Zusammensetzung eines relativ quarzarmen und albitreichen Aplites auf. Die einzelnen Komponenten sind auffällig gelappt und stark miteinander verzahnt. Der Plagioklas ist sehr albitreich (bis zu 95 % Albit) und nur schwach zersetzt. Die Füllung, bestehend aus Serizit und Klinozoisit, ist im Zentrum der Kristalle regellos verteilt. Quarz tritt nur in geringen Mengen auf; auch er besitzt Einschlüsse von Klinozoisit und seltener Apatit.

3. Die knollenartigen Kalksilikateinschlüsse im Giuvsyenit, am Nordgrat des Hälsistockes, am Hälsigrat, in der Val Giuv, sowie am Roten Wichel und in den Giuvstöckli

Wie bereits eingangs erwähnt wurde, treten hier verschiedentlich kleinere Linsen von Kalksilikatgesteinen auf. Es sind helle, schwach rötlich und grünlich gesprenkelte, feinkörnige bis dichtfelsitische Gesteine von meist linsiger Form und nur geringer Grösse. Unter dem Mikroskop bilden besonders die zentralen Partien ein sehr feinkörniges, dichtes Gemenge von farblosem xenomorphem Diopsid, Zoisit, Quarz, Albit und Calcit, dazu (besonders in grossen Linsen) Granat, akzessorisch Titanit. Nach aussen nimmt der Diopsidgehalt rasch ab, d. h. das Mineral erhält einen Saum von farbloser Hornblende, um schliesslich vollständig in diese überzugehen. In den randlichen bereits gneisigen oder amphibolitischen Partien ist der Diopsid nur noch reliktmässig als Kern der Hornblenden vorhanden. In den Amphibolithüllen tritt der Zoisit zurück, an seine Stelle treten Plagioklas und Quarz, miteinander in Siebstruktur verwachsen, ferner wird die Hornblende kontinuierlich kräftiger grün, wie dies bereits bei den Amphiboliten und Labradoramphiboliten beschrieben wurde. Stehen die Kalksilikate direkt mit Syenit in Kontakt, so kann zunächst eine Korngrössenangleichung festgestellt werden; ferner entspricht der Mineralbestand auf eine Distanz von 3—20 mm einer Mischung von kalksilikatischen und syenitischen Gesteinen. In dieser Mischzone fehlt jedoch der Kaliumfeldspat vollständig, an seine Stelle tritt ein stark gefüllter basischer Plagioklas. Die Hornblende ist in den Randzonen noch farblos und zeigt lediglich eine schwach grüngelbe Tönung. Der Plagioklas ist stark lappig verzahnt, der Quarz tritt in Schnüren auf, während er im Syenit, sowie den Kalksilikatgesteinen statistisch verteilt und zwickelausfüllend ist. In der Mischzone und in den Kalksilikatgesteinen befinden sich schwarm-

weise angeordnet kleine Körner von Titanit. Im Syenit dagegen bildet Titanit grosse idiomorphe Einsprenglinge.

Genetische Verhältnisse

Eine einwandfreie genetische Deutung dieser Gesteine ist bis heute nicht möglich, da sich die Feldbeobachtungen auf wenige zum Teil nicht leicht zugängliche Vorkommen beschränken. Es kann zunächst festgestellt werden, dass alle hier beschriebenen Kalksilikatlinsen im Kontakt mit Paragesteinen, sowie Eruptivgesteinen gefunden wurden. Die Mengenverhältnisse von Zoisit-Diopsid-Granat-Hornblende wechseln stark. Bemerkenswert bleibt jedoch, dass besonders die grösseren Linsen reich an Granat sind; dagegen sind die kleineren oft granatfrei und enthalten hauptsächlich Zoisit oder Diopsid. Ein Zweifel an der sedimentogenen Natur dieser Linsen ist nicht möglich. Schwieriger ist die Frage der Zusammenhänge mit den Nebengesteinen zu entscheiden, das genaue Alter dieser Sedimente ist kaum bestimmbar. Rein äusserlich besitzt das Vorkommen vom Chrüzlipass eine grosse Ähnlichkeit mit demjenigen vom Piz Tegliola im Gotthardmassiv, das bereits von U. GRUBENMANN (9) beschrieben wurde. Auch die schwarmweise auftretenden Knauer sind im Gotthardmassiv bekannt, so z. B. die von E. NIGGLI (41) beschriebenen vom Piz Cavradi oder weiter westlich am Weg zum Tomasee. Im Gegensatz zu den Vorkommen im Gotthardmassiv ist die Längserstreckung immer der Schieferungsrichtung des sie einschliessenden Gesteins parallel. Von innen nach aussen nimmt Quarz, Feldspat und Hornblende stetig zu, es ist somit im Innersten eine Reaktion der sedimentogenen Komponenten unter sich anzunehmen, während randlich die syenitischen-aplitischen oder auch gneisigen Komponenten mit den sedimentogenen in Reaktion getreten sind. Gewöhnlich bestand der Paragneiszug aus mehr oder weniger kalkig-sandig-tonigen Sedimenten, die von den später eingedrungenen Magmen metamorphosiert und zum Teil chemisch verändert wurden. Die Metamorphose wirkte sich regional verschieden aus; so sind die Zentren der Kalksilikatgesteine rein kontaktmetamorphe Bildungen, ohne eine wesentliche Stoffzufuhr erfahren zu haben. Die randlichen Amphibolite - Labradoramphibolite etc. hingegen erfuhren eine mehr oder weniger grosse Stoffzufuhr, wie dies bei den kleinen Linsen am Hälsistocknordgrat besonders deutlich zu sehen ist. Dass sich die Vorgänge lokal in verschiedener Weise abspielten, ist schon an den verschiedenen Facies des Giuvsyenites zu erkennen, ferner hatten

Bewegungsvorgänge einen nicht unwesentlichen Anteil an der Verschiedenheit der heute vorliegenden Produkte.

Ob diese sedimentogenen Reste im Zusammenhang mit den kohligen (graphitischen) Gesteinen von Ault-Strem stehen, ist nicht entscheidbar. Es ist immerhin bemerkenswert, dass diese Schollen mit den von der Gliemslücke kommenden Paragesteinen, welche nach B. G. ESCHER (4) ebenfalls Karbon (?) enthalten, in der gleichen Streichrichtung liegen.

g) Die (?) devonischen bis frühkarbonischen Sedimente nördlich der Ault-Stremlücke

In den südlichen Stremzähnen findet sich ein Vorkommen von graphitisch-serizitischen Schiefen bis Hornfelsen, die eine grosse Ähnlichkeit mit karbonischen Gesteinen vom Bristenstäfeli oder Bifertengrätli besitzen. Die durchwegs dunkelvioletten bis schwarzen Gesteine zeigen mitunter sehr schöne Rutschspiegel von Graphit; solche sind am dritten Felszahn des weit in den Brunnigletscher hinausragenden Felsbornes anstehend. Das Hauptvorkommen liegt in der tiefsten Einsattelung zwischen dem zweiten und dritten Stremzahn (von Süden gezählt). Die Gesteine sind durchwegs kontaktmetamorph; das Alter der Kontaktmetamorphose ist nicht eindeutig bestimmbar, denn das ganze Vorkommen liegt in einer alpinen Ruschelzone. Die Gesteine besitzen grosse Ähnlichkeit mit den von TH. HÜGI (18) und anderen beschriebenen kontaktmetamorphen „devonisch- bis unterkarbonischen“ Gesteinen. Möglich ist, dass eine Kontaktmetamorphose der Hornfelse und Graphitschiefer bei der Intrusion des Granites stattfand. An den mit Rutschspiegeln versehenen graphitischen Breccien ist trotz den darin enthaltenen Bruchstücken von Granit nicht ersichtlich, ob es sich bei diesen Trümmern um eine alpine Dislokationsbreccie oder um ein altes arkoseartiges, durch Graphit als Bindemittel verkittetes, vorkarbonisches Sediment handelt. Das auffälligste Gestein tritt als Lage von 3 cm Mächtigkeit in einem kataklastisch zertrümmerten und oft verfäلتelten Hornblendegneis auf. Dieser Graphit-Serizitschiefer wittert rostig an, ist zerbrochen und wieder durch feinste Quarzadern verkittet. Er ist in den Hornblendegneis eingequetscht, stellenweise sogar eingefaltet. Der Graphit-Serizitschiefer bis -Hornfels ist durch längliche helle Knötchen gesprenkelt. Unter dem Mikroskop zeigt sich als vorherrschende Komponente Serizit. Zu den aus feinem kohligem Pigment bestehenden Graphitflatschen tritt fein verteilt Quarz und Klinozoisit. Graphit steht mit den übrigen Komponenten in einem ungefähren

Verhältnis von 1:1. Die hellen Knötchen sind mehr oder weniger verschwommen umgrenzte Porphyroblasten von farbloser gewöhnlicher Hornblende, oder seltener von Muskowitschüppchen, dieselben sind pigmentarm. Blaugraue Knötchen von Serizit, in denen besonders in Längsschnitten eine sanduhrartige Verteilung des graphitischen Pigmentes sichtbar ist, dürften ursprünglich aus Andalusit bestanden haben. Die gleiche Erscheinung wurde von TH. HÜGI (18, S. 32) im „Karbon“ des Tödifensters gefunden. Besonders am Kontaktsaum treten vereinzelt Porphyroblasten von Granat auf. Cordierit ist nicht sicher bestimmbar, jedoch in sehr kleinen pinitisierten Individuen zu vermuten.

Weiterhin sind graphitische Schmitzen bis Linsen zu erwähnen; sie stehen einige Meter nördlich dem ersten Vorkommen im zentralen Aargranit s. str. an. Die an Graphit sehr reichen, stark geschieferten Gesteine bestehen aus linsenförmigen, mit Rutschspiegeln versehenen Granittrümmern. Der Quarz und die zersetzten Feldspattrümmer werden durch eine graphitische Zwischensubstanz zusammengehalten.

V. Die das Aarmassiv begrenzenden Gesteinszonen sowie Gesteine des Tavetscher-Zwischenmassives

Sozusagen alle Aufschlüsse dieser Zone liegen bereits in den stark bewachsenen und nach Süden geneigten Hängen des Tavetschertales. Die Aufschlussbedingungen erschweren die Untersuchung der hier besonders unübersichtlichen petrographischen und tektonischen Verhältnisse. Wie bereits erwähnt, enthält diese Zone Gesteine, deren Herkunft zweifelhaft ist, neben solchen, die sicher zum Aarmassiv oder Tavetscher-Zwischenmassiv gehören. Anlässlich der mit E. NIGGLI gemeinsam durchgeführten Untersuchungen wurde festgestellt, dass linienartige, absolute Grenzziehung unmöglich ist. Deshalb wurde in der Arbeit von E. NIGGLI (41) eine besondere Übergangszone eingeführt. Wie die hier ausgeführten Untersuchungen zeigen, gehört der wesentliche Anteil dieser Gesamtzone zum Aarmassiv; trotzdem muss der Begriff Übergangszone oder Grenzzone beibehalten werden. Durch verschiedene, zum Teil temporäre Aufschlüsse, die in neuerer Zeit entstanden sind, kann die Entwirrung etwas weitergeführt werden.

Nach E. NIGGLI (41, S. 183—184) handelt es sich heute bei der Grenze zwischen Aarmassiv und Tavetscher-Zwischenmassiv um

einen tektonischen Kontakt. Sicher ist eine ausgesprochen starke Störungslinie vorhanden, wobei jedoch die Frage, ob nicht eine primäre Schollenzone vorwiegend aarmassivischer Gesteine später zugleich eine starke Mylonitisierung erfuhr, noch vollständig offen bleibt. Im Norden, d. h. in der südlichen Granit-Gneiszone oder im südlichen Aargranit, treten ja gleichfalls verschiedentlich sehr intensive Mylonitzüge, sowie Ultramylonite, Kakirite etc. auf. Diese durchqueren oft in ungeheurer Intensität Schollen und Gänge, ohne dass sich jemals die Idee aufdrängte, diesen Myloniten komme Massiv-trennende Bedeutung zu. Die Schlussfolgerung, dass es sich am Südrand wie am Nordrand der Granite und Granit-Gneise um mylonitisierte Schollenkontakte handelt, ist daher in Berücksichtigung zu ziehen. JOH. NIEDERER (40) gibt auf seiner Kartenskizze 1:50 000 ob Zarcuns Paraschiefer des Tavetscher-Zwischenmassivs an, doch wird keine Beschreibung dieser Gesteine gegeben. Bemerkenswert ist, dass die Zone der südlichen Paragneise der Umbiegung am Pazolabach folgt und von Westen kommend ebenfalls nach Süden umbiegt. Im Westen, wo das Tavetschermassiv fehlt, treten oft am Aarmassiv-Südrand Gesteine mit wechselnd starker Injektion auf. Ähnliche Mischgesteine werden auch am Aufbau der südlichen Paragneiszone des Untersuchungsgebietes beteiligt sein. Als Palaeosom kommen neben Paragneisen und -Schiefern auch Gesteine eruptiven Ursprungs, wie dioritische Schollen etc., in Frage. Wohl aarmassivisch sind injizierte Biotitfeldspatgneise mit oft Schiefer- bis Phyllitcharakter, chloritserizitschieferartige (rein petrographisch sind auch die Magnetitphyllite hierher zu rechnen) bis felsitische Gesteine, Glimmerquarzite, sowie Pegmatite, Aplite und Lamprophyrgänge. Dazu treten die bereits von E. NIGGLI (41) beschriebenen und zum Teil sicher dem Tavetscher-Zwischenmassiv angehörenden Gesteine vom Typus der Biotitmuskowitschiefer, der Amphibolite (Chloritzoisitamphibolite und Granatamphibolite) und der Serpentine. Der unserer Karte zugrunde liegende Masstab reicht nicht aus, die verschiedenen Faciestypen wiederzugeben. Wiederholt ist der wohl aarmassivische Biotitgneis von schmalen Serizit-Chlorit-Phylliten durchsetzt, die konkordant eingelagert sind und in den Gneis übergehen. W. FEHR (5) hat angenommen, dass ähnliche Gesteinsmischungen in der Flankiergalerie Andermatt, auf eine sehr intensive Metasomatose hindeuten. Es können meiner Meinung nach indessen an einzelnen Stellen auch parallel dem Streichen eingelagerte Lamprophyrgänge phyllitisiert worden sein. Eine Unterscheidung solcher Lamprophyrgänge von phyllitischen Einlagerungen ist bei

Verschieferung und starker Epimetamorphose schwer durchführbar. Oberhalb vom Oberalpee im Bach gegen die Fellilücke treten indessen häufig Chlorit-Serizit-Phyllite auf, die sicher nicht auf Gänge zurückgeführt werden dürfen. Die Grenzen zwischen Biotitgneisen und Chloritphylliten sind im übrigen teils durch kontinuierliche Übergänge verwischt, teils sehr abrupt. Die phyllitischen Einlagerungen sind in der Regel noch in sich stark verruscht und bilden dann zugleich Verschieferungshorizonte, besonders in der Gegend unterhalb des Lutersees. Nebst einer primären (wohl herzynischen) Paralleltextur ist oft in den Gesteinen unserer Zone eine sekundäre Verschieferung, mit deutlicher Kataklyse zu erkennen. Daneben sind diese Gesteine meist stark verwittert und besitzen eine oft tiefgreifende rostige Anwitterungsfarbe, während frische Gesteine eine braunviolette, grüne oder bläulichgrüne Farbe, mit metallisch schillernd hohem Glanz auf den Schieferungsflächen besitzen. Korngrösse der Komponenten, sowie quantitativer Mineralbestand sind stark wechselnd; dazu beobachtet man eine nach Norden zunehmende Injektion. Stark wechselnd ist das Verhältnis von Glimmer (Serizit-Muskowit-Biotit-Chlorit), Feldspat und Quarz. Eine lit par lit-Injektion erzeugte Arterite bis Ophtalmite, d. h. das Neosom bildet Lagen oder durch feine Adern verbundene Knoten. Die Augen der Ophtalmite sind oft Staustellen der ptygmatischen Fältelung des Neosoms; letzteres verläuft nicht selten quer zur Lagerung, um nachher wieder parallel der Schieferungsrichtung zu verlaufen. Das Neosom scheint während oder nach der ersten Verschieferung zugeführt worden zu sein. Eigentliche Injektionsadern besitzen durchwegs granitischen Mineralbestand mit pegmatitischem Charakter. Die Mineralien nehmen oft die ganze Breite der 1–5 cm mächtigen Adern ein. Die Adern bestehen aus grossen Feldspatkristallen. Der polygonale und nur wenig undulös auslöschende Quarz ist zwickelfüllend oder risseverheilend. Als dominierendes Mineral tritt ein perthitischer Kaliumfeldspat mit undulöser und fleckiger Auslöschung sowie durch Spannung hervorgerufener Mikroklinbildung etc. auf. An zweiter Stelle ist der oft verbogene, zerbrochene und feinelamellierte Plagioklas (Oligoklas) von relativ guter Frische zu nennen. Akzessorien sind sehr spärlich; lediglich Serizit, Muskowit und besonders in mächtigen Adern Granat, seltener Turmalin und Beryll, sind zu erwähnen. Die Injektionsadern weisen im übrigen eine grosse Ähnlichkeit mit solchen aus der Schollenzone nördlich der Mittelplatte oder der Alp Culmatsch auf. Die hellen Adern zeigen gegenüber dem südlichen Granit-Gneis lediglich in der Art des Auftretens

einen Unterschied. Nach Norden nimmt das Neosom überhand und bildet schliesslich den südlichen Granit-Gneis.

Die biotitreichen Partien führen zeilenartige Glimmeraggregate. Serizit (seltener Muskowit), schmutzig olivgrüner Biotit, Chlorit (Pennin) und Klinozoisit ergeben ein feinlepidoblastisches Grundgewebe. Die Glimmer liegen hauptsächlich in der Schieferungsebene; in einzelnen Schiefen und besonders in Gneisen sind grössere Glimmerblättchen eingesprengt. Der Chlorit, ein Pennin, besitzt zwischen gekreuzten Nicols tintenblaue bis blauviolette Interferenzfarben mit n_{γ} in der Längsrichtung der Blättchen. Es entspricht dies einer der Varietäten, die E. NIGGLI (41) beschrieben hat; seine zweite Varietät mit n_{α} in der Längsrichtung konnte in den Gesteinen des südöstlichen Aarmassives nicht gefunden werden. Der Quarz bildet in Gneisen und Schiefen Schnüre, Lagen oder Lamellen. Bei starker Vormacht entstehen Serizitquarzite bis praktisch reine Quarzite, in denen oft undulöse Auslöschung fehlt und einfache Polygonalstruktur bemerkbar wird.

In felsitischen oder hornfelsitischen Gesteinen nehmen die Feldspäte überhand. Plagioklas (Albit-Oligoklas) und Orthoklas sind als Porphyroklasten im Glimmeraggregat eingestreut. Der Kaliumfeldspat ist in der Regel nur wenig zersetzt, dafür stark zertrümmert. Der Plagioklas ist stark zersetzt, d. h. mit Serizit und Klinozoisit gefüllt. An Stelle einer Zertrümmerung in eckige Bruchstücke tritt bei ihm eher eine Abrundung der Kanten, ferner sind Deformationserscheinungen in Form von Verbiegungen der Zwillingslamellen, verbunden mit undulöser Auslöschung, zu sehen.

In allen Gesteinen der südlichen Paragneiszone treten stets akzessorisch auf: Erze (Magnetit-Ilmenit mit Leukoxenrand, Pyrit in Hexaedern, vereinzelt Chalkopyrit mit Malachit, sowie Bleiglanz), Apatit, Titanit, seltener Rutil, Granat und Zirkon.

Der Mineralbestand kann keinen sichern Anhaltspunkt für die Herkunft dieser palaeosomen Gesteinsserie liefern. Dagegen folgt aus der geologischen Lagerung und dem starken Wechsel in der quantitativen Zusammensetzung, dass nur eine Entstehung aus Sedimenten in Frage kommt.

Wie erwähnt, ist in vielen Fällen nicht feststellbar, inwiefern einzelne Gesteine dem Aar- oder Tavetscher-Zwischenmassiv zuzuordnen sind. Die Gesteine des Tavetscher-Zwischenmassivs wurden bereits von E. NIGGLI (41) beschrieben. Es müssen hier nur noch drei aus dieser Zone neu bekannt gewordene, zum Teil temporäre Serpentinaufschlüsse erwähnt werden. Das erste Vorkommen

liegt in der unteren Val Ondadusa bei Sumpraus und wurde anlässlich Grabarbeiten am neuen Alpweg freigelegt. Das zweite liegt am westlichen Ausgang der Val Pulanera in den Bergerlen versteckt. Das dritte Vorkommen liegt östlich Oberstafel auf Grossboden; es ist gut zugänglich und leicht auffindbar. Alle drei Aufschlüsse sind sehr klein (1—3 m²); über Ausdehnung und Lagerungsverhältnisse dieser Serpentinvorkommen kann ohne vorhergehende Schürfarbeiten nichts ausgesagt werden. Alle drei Serpentinvorkommen liegen in ein und derselben Streichrichtung, ihre Ausbildung ist makroskopisch und mikroskopisch analog derjenigen des Tavetscher-Zwischenmassives. Übereinstimmende Beschreibungen solcher ultrabasischer Gesteine liegen bereits durch R. L. PARKER (48a) und E. NIGGLI vor. Weitere Bemerkungen über die Grenze Aarmassiv - Tavetscher-Zwischenmassiv sind in der Einleitung zu finden.

VI. Zusammenfassung

Die im Vorangehenden dargestellten petrographischen und geologischen Beobachtungen im südöstlichen Aarmassiv ergeben zusammengefasst folgende Resultate und Gegenüberstellungen.

Das südöstliche Aarmassiv besteht aus annähernd parallelen Zonen, mit Gesteinen von vorwiegend magmatischer Herkunft. Besonders die südlichen Gesteine erlitten eine lokal stark wechselnde Verschieferung und Mylonitisierung von im wesentlichen alpinem Alter. Die Zonengliederung E. HUGIS (16 a, b, c) und JOH. NIEDERERS (40) besitzt in grossen Zügen auch für das vorliegende Gebiet Gültigkeit. Das wichtigste Ereignis scheint, auf die Masse der Gesteine bezogen, die Intrusion granitischer Magmen zur Karbonzeit zu sein. Aus diesem Grunde schlage ich folgende, auf genetischen und zeitlichen Argumenten basierende Einteilung der Gesteine des südöstlichen Aarmassives vor.

A. Praegranitische Gesteine, innerhalb oder randlich, der letzten Intrusionen, gleichgültig ob Paragesteine oder Eruptivgesteine. Die gleichen Gesteine als Schollen auftretend.

1. *Mehr oder weniger metamorphe praegrantische Gesteine sedimentärer Herkunft, sowie Mischgesteine.* Dazu gehören bankartige Einlagerungen und einzelne Schollen in den Eruptivgesteinen wie: einzelne Quarzite, Biotitplagioklashornfelse und

Serizit-Chlorit-Muskowit-Gneise. Sie bilden jetzt exogene Schollen im zentralen Aargranit s. st., ferner die, den Giuvsyenit teils flankierenden Gneis- und Schieferzonen mit ihren Einlagerungen, also: Amphibolite, Labradoramphibolite, Hornblendebiotit-Plagioklasgneise, Biotitgneise, Muskowit-Biotit-Granat-Gneise und -Schiefer, sowie die Kalksilikatgesteine und schliesslich die Paragneise am Südrand des Aarmassives.

2. *Praegranitische Gesteine magmatischer Herkunft.* Dazu gehören Giuvsyenit, Syenitschollen und die südliche syenitische Schollenzone, die Gesteine der Eruptivgesteinsschollenzonen (wie quarzdioritische bis dioritische Schollen) im südlichen Aargranit und in den südlichen Granit-Gneisen etc. Ferner müssen hierzu gerechnet werden die Russein- und Punteglias-Gesteine.

B. Granitische Hauptgesteine.

1. *Die heute als südliche Granit-Gneise vorliegenden Gesteine.*
2. *Südlicher Aargranit.*
3. *Zentraler Aargranit s. str.*

- C. *Mechanisch eingeklemmte postgranitische Sedimentschuppen und -Keile.* Dazu gehören fragliche spätkarbonische Sedimente, sowie Dolomitvorkommen etwas unbestimmten Alters.

VII. Die alpinen Mineralzerrklüfte

A. ALLGEMEINE BEMERKUNGEN

Sicherlich während der alpinen Faltung aufgerissen wurden die im Untersuchungsgebiet reichlich auftretenden alpinen Zerrklüfte, welche viele schöne Mineralstufen liefern. JOH. KOENIGSBERGER (21—30) hat manche Untersuchungen im gleichen Gebiet durchgeführt; viele seiner Beobachtungen konnten bestätigt werden. Im östlichen Aarmassiv liegt die Klufffläche (der Mineralklüfte) nahezu senkrecht zur Fallrichtung, d. h. mehr oder weniger horizontal (im Mittel $\pm 15^\circ$ bei deutlicher Bevorzugung von Nordfallen). In den Streichrichtungen treten zwei Maxima bei 55° und 125° E sehr deutlich hervor (vgl. Fig. 10). Ersteres stimmt mit der generellen Streichrichtung des Massives überein. Mineralklüfte treten hauptsächlich in der weiteren Nachbarschaft von Verschieferungszonen, so-

wie da auf, wo Einlagerungen wie Aplite sich häufen. Dabei muss jedoch ausdrücklich erwähnt werden, dass die Zerrklüfte in den eigentlichen Verschieferungs- und Mylonitzonen selbst, ferner am oft gleichfalls verschiefernten unmittelbaren Kontakt zwischen Schollen und Gängen wieder selten sind. Sie sind mitten zwischen zwei Verschieferungszonen, wo offene Klüfte aufreissen konnten und längere Zeit bestandfähig blieben, am häufigsten. Fig. 11 zeigt das übliche

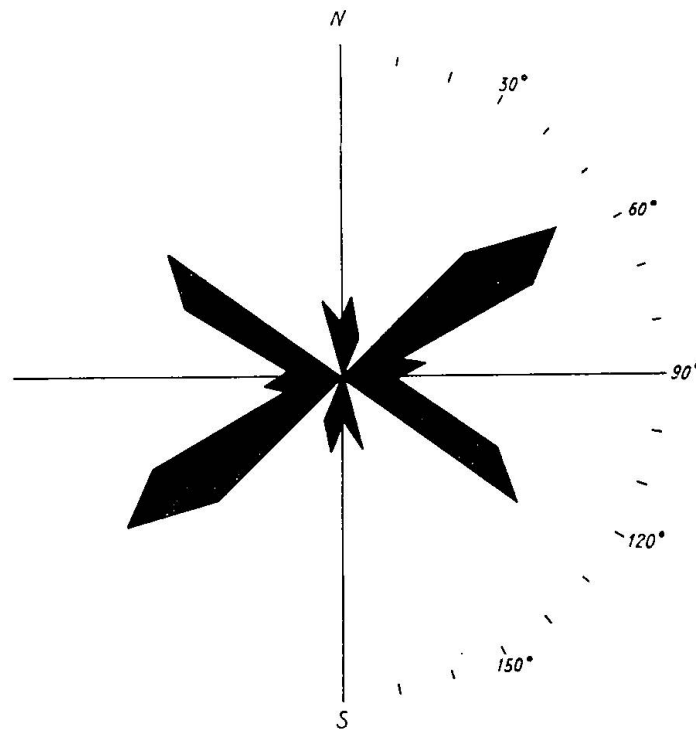


Fig. 10. Streichen der alpinen Mineralklüfte

Bild einer charakteristischen Mineralkluft im Verhältnis zur Streich- und Verschieferungsrichtung. Typisch ist die Konvergenz der Streich- und Schieferungsrichtung auf die Kluft zu. Dieses Bild ist vielen „Strahlern“ bekannt und ermöglicht ihnen ein systematisches Durchsuchen nach noch nicht geöffneten Fundstellen. Besonders deutlich lässt sich dieses Kennzeichen bei Schiefergesteinen erkennen, jedoch auch bei relativ massigen Gesteinen ist es bei einiger Übung beobachtbar. Im fluidalen und geschieferten Giuvsyenit, dem südlichen Granit und den südlichen Granit-Gneisen ist das Phänomen sehr deutlich. Auf vielen Begehungen im Gotthardmassiv oder Tavetscher-Zwischenmassiv konnte gleichfalls dieser Zusammenhang zwischen Pressungslinien und Kluftbildung erkannt werden. Die mehr oder

weniger ebenflächigen Gesteinsklüfte besitzen nicht die gleiche Orientierung wie die Zerrklüfte und sind praktisch frei von Kristallen, sie sind noch jünger als die Zerrklüfte. Dass sie die Klufsysteme nur höchst selten durchsetzen, beruht auf einer zystenartigen Beschaffenheit der Mineralklüfte, mit Auslaugungs- und Imprägnationszonen um den Hohlraum (vgl. H. M. HUBER (14)).

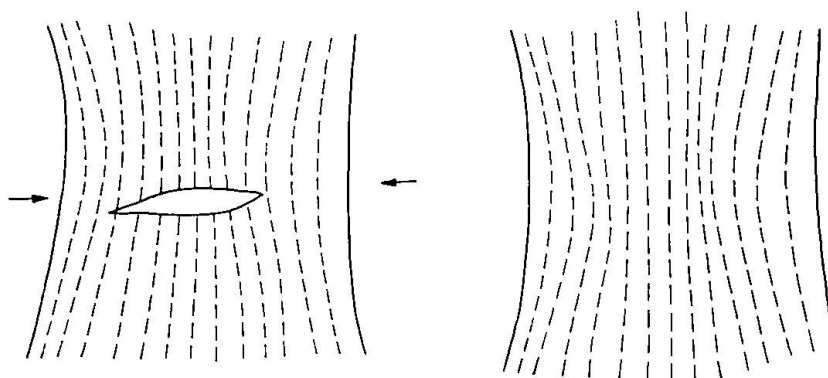


Fig. 11. Alpine Mineralkluft mit Konvergenz der Streich- und Schieferungsrichtung

Auf der Kartenskizze 1:25 000, sowie auf den Detailskizzen Piz Ault und Val Giuv 1:12 500 (Fig. 12, 13) wurden die bedeutendsten bis heute bekannten Mineralklüfte eingetragen. Es wurden lediglich solche Fundorte eingetragen, die entweder selbst besucht oder jedoch an Hand von Photographien von F. N. ASHCROFT (die zugleich genaue Angaben über die Mineralführung enthalten) lokalisiert werden konnten. Persönliche Angaben erhielt ich ferner von JOH. A. HITZ, sowie AMBR. CAVENG. Die Häufung von Mineralklüften kann lokal eine sehr grosse sein. Eine einzelne Signatur bedeutet mitunter eine grosse Zahl von Einzelklüften. Auf der Kartenskizze (sowie in Detailskizzen) konnten so nur ungefähr 10 % der irgendwie bekannten Mineralklüfte zur Darstellung kommen. Die hier auftretenden Mineralparagenesen sind in die von R. L. PARKER (46) vorgeschlagenen Fundortgruppen zusammengefasst. Zur Klassifikation der Fundorte war lediglich der Mineralbestand massgebend, die Art des Nebengesteins wurde nicht berücksichtigt. Die Kartenskizze zeigt nun sehr schön die bereits von JOH. KOENIGSBERGER (46) und anderen festgestellte Abhängigkeit der Klufparagenese vom Nebengestein. Zu bemerken sind gewisse unbedeutende Unstimmigkeiten, die auf die nicht immer vollständigen Mineralangaben zurückzuführen sind, weil neue, noch nicht ausgebeutete Mineralklüfte nur selten gefunden werden konnten.

Die Beziehungen zwischen Mineralbestand der Klüfte und den Nebengesteinen lassen sich kurz wie folgt zusammenfassen:

Fundortgruppe 3 a (etwas erweitert).

Quarz, Adular, Calcit, Chlorit,
Zeolithe, Amiant, Apatit, Titanit, Epidot, Milarit, Albit,
Fluorit, Scheelit, Danburit, Datolith.

Aus Givvsysenit und dem südlichen Syenitzug (meist im Zusammenhang mit Apliten) vereinzelt in syenitischen-dioritischen Schollen und deren näheren Umgebung im zentralen Aargranit s. str. oder im südlichen Granit. Das sonst charakteristische Quarzband fehlt häufig oder ist nur schwach angedeutet.

Fundortgruppe 3 b.

Quarz, Adular, Calcit, Chlorit,
Anhydrit, Zeolithe, Hämatit, Apatit, Epidot, Amiant.

In Kontaktnähe von Paraschiefern gegenüber Graniten und Apliten.

Fundortgruppe 3 c.

Quarz, Calcit, Chlorit, Adular, Albit,
Hämatit, Fluorit, Zeolithe, Epidot, Apatit, Pyrit, Bleiglanz,
Cerussit, Leadhillit, Wulfenit, Bazzit, Vivianit.

Fast ausschliesslich im zentralen Aargranit s. str. oder im südlichen Aargranit.

Fundortgruppe 6 a.

Quarz, Adular, Calcit, Chlorit, Albit,
Titanit, Epidot, Zeolithe, Apatit, Amiant, Hämatit, Muskowit.

Fast ausschliesslich im südlichen Granit-Gneis, besonders dunkle (basische) Schollen bevorzugend.

Fundortgruppe 6 b.

Quarz, Adular, Albit, Anhydrit, Calcit, Chlorit,
Rutil, Zeolithe (Apatit, Hämatit, Titanit, Epidot, Fluorit),
Monazit.

Südlicher Granit-Gneis, saure (quarzreiche) Typen bevorzugend.

Fundortgruppe 6 c.

Adular, Siderit, Limonit,
Amethyst, Rutil (Anatas, Pyrit).

Südliche Granit-Gneiszone, Paragesteine und basische Schollen bevorzugend.

Fundortgruppe 6 d.

Quarz, Siderit, Adular, Albit, Chlorit, Calcit, Glimmer, Limonit, Anatas, Rutil, Brookit, Ilmenit, Turmalin, Monazit, Apatit, Pyrit (Xenotim).

Südliche Paragneiszone, Paragesteine und basische Schollen bevorzugend (Südrand der südlichen Granit-Gneiszone).

B. DIE FUNDORTE DES AULT-STREMGEBIETES (ERLÄUTERUNG DER DETAILSKIZZE 1:12 500)

Im Ault-Stremgebiet befindet sich eine grössere Anzahl von Mineralfundorten; dieselben sind auf der Detailskizze 1:12500 dargestellt und fortlaufend numeriert. An Stelle einer vollständigen, sich immer wiederholenden Aufzählung werden hier lediglich die Besonderheiten jeder einzelnen Mineralkluft angegeben.

- Nr. 1. F. G. *) 3c.* In grossen Mengen in Form von Tafelspat-Calcit, Titanit, spärlich Chlorit, Epidot, selten Apatit, ca. 1 cm grosse, in Calcit eingebettete Oktaeder von rosa Fluorit (neuer Fund von LUKAS MONN 1945/46).
- Nr. 2. F. G. 3c.* Wie Nr. 1, ohne Fluorit.
- Nr. 3. F. G. 3c.* Wie Nr. 1, mit Fluorit.
- Nr. 4. F. G. 3c.* Wie Nr. 1.
- Nr. 5. F. G. 3c.* Wie Nr. 1.
- Nr. 6. F. G. 3c.* Wie Nr. 1.
- Nr. 7. F. G. 3c.* Wie Nr. 1, Calcit jedoch nicht mehr dominierend.
- Nr. 8. F. G. 3c.* Wie Nr. 1, teils mit sehr dunkeln Rauchquarzgruppen ohne Prismenentwicklung.
- Nr. 9. F. G. 3c.* Wie Nr. 8.
- Nr. 10. F. G. 3c.* Wie Nr. 8.
- Nr. 11. F. G. 3c.* Wie Nr. 8.
- Nr. 12. F. G. 3c.* Wie Nr. 8.
- Nr. 13. F. G. 3a.* Auf Giuvsyenit im Zusammenhang mit Aplitgängen, führt viel Chlorit.
- Nr. 14. F. G. 3a.* Mit Milarit, besonders auf Nebenkluft des Aplites.
- Nr. 15. F. G. 3a.* Wie Nr. 14.
- Nr. 16. F. G. 3a.* Wie Nr. 14.
- Nr. 17. F. G. 3a.* Wie Nr. 14.
- Nr. 18. F. G. 3a.* Vollständig im leicht verschieferten Giuvsyenit gelegen, ohne sichtbaren Zusammenhang mit Aplit. Rauchbrauner Quarz mit wolkenartigen Anhäufungen von Näpfchen irisierender Sprünge, oft ausgehend von eingeschlossenem Chlorit. Die Kluft besteht aus zwei Hauptkluft mit Quarzband, daneben ca. vier Nebenkluft. Sie enthalten Adular, Calcit, Amiant, Chlorit, Titanit, Apatit und Milarit. In einer Haupt-

*) F. G. = Fundortgruppe.

kluft am sog. „Deckel“ treten verschiedene klare Milaritkristalle von maximal 1 cm Länge auf. Dazu wurden in Nebenkluft 3 grosse grüne Milarite mit kurzsäuligem Habitus (1,3 cm lang und 1,7 cm breit; 1,2 cm lang und 1,6 cm breit; 1,2 cm lang und 0,8 cm breit) gefunden. Kombinationen von $\langle 0001 \rangle$, $\langle 10\bar{1}0 \rangle$, $\langle 11\bar{2}0 \rangle$, $\langle 10\bar{1}1 \rangle$. Röntgenometrische Untersuchungen zeigten, dass die Grünfärbung durch eingeschlossene Amiantbüschel hervorgerufen wird. Von einem solchen Kristall stammt die Analyse von J. JAKOB (51, S. 67, Nr. 53). Diese ca. dezimetergrossen Nebenkluft enthielten ausser Milarit und Quarz keine weiteren Mineralien.

Nr. 19. Auf Kalksilikatfels angewachsene Einzelkristalle von Prehnit $\langle 001 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 110 \rangle$ (vgl. S. 620).

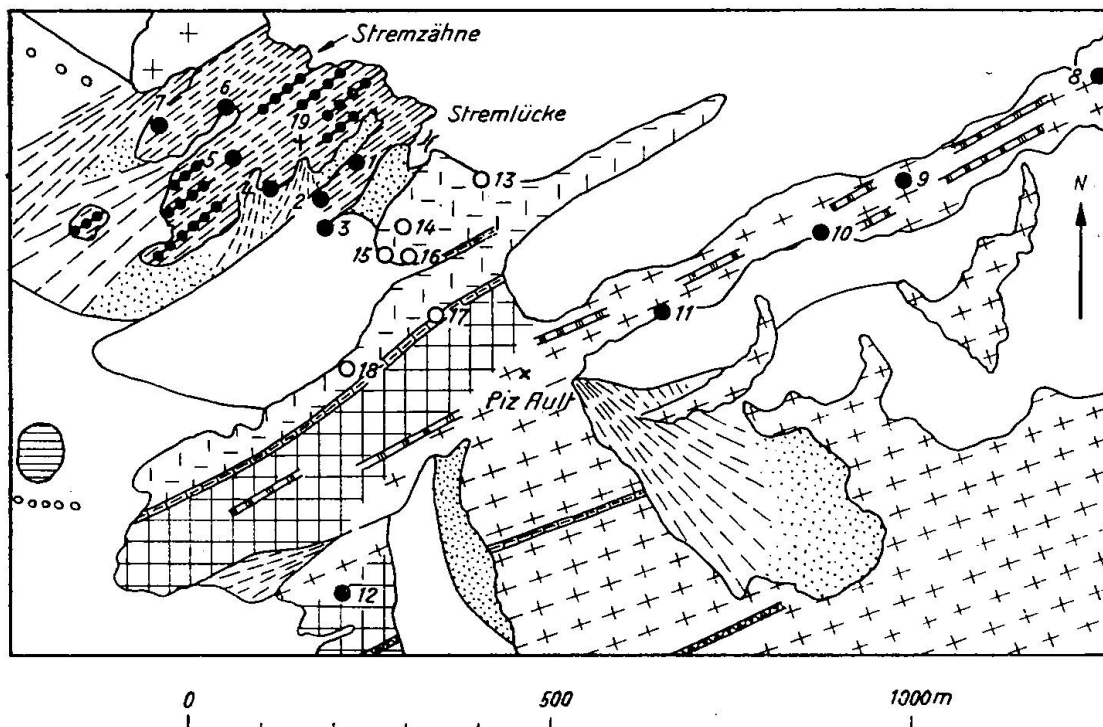


Fig. 12. Die Fundorte des Ault-Stremgebietes. Legende vgl. Tafel 2

C. DIE FUNDORTE DES GIUVGEBIETES (ERLÄUTERUNG DER DETAILSKIZZE 1:12 500)

- Nr. 1. F. G. 3a. Auf Aplit im Syenit, besonders Chabasit und Milarit.
- Nr. 1a. F. G. 3a. Wie Nr. 1.
- Nr. 1b. F. G. 3a. Wie Nr. 1.
- Nr. 1c. F. G. 3a. Wie Nr. 1.
- Nr. 2. F. G. 3a. Wie Nr. 1.
- Nr. 3. F. G. 3a. Wie Nr. 1.
- Nr. 4. F. G. 3a. Aplit im Syenit, Milarit auf Rauchquarz.
- Nr. 5. F. G. 3a. Wie Nr. 4.

- Nr. 6. F. G. 3a.* Auf Syenit, viel klarer Apatit (zum Teil in Reihen bis erbsengross), Desmin in Garben, Rauchquarz zum Teil grosse halboffene gewundene Kristalle, Pyrit mit Limonithaut $\langle 210 \rangle$, $\langle 100 \rangle$, ein Datolithkristall (vgl. 15).
- Nr. 7. F. G. 3a.* Auf Syenit.
- Nr. 8. F. G. 3a.* Auf Syenit, Quarz mit napfförmig angeordneten, irisierenden Sprüngen, oft mit Chlorit, Titanit in langgestreckten Kreuzwillingen.
- Nr. 9. F. G. 3a.* Wie Nr. 6.
- Nr. 10. F. G. 3a.* Viel Epidot in Reihen.
- Nr. 11. F. G. 3a.* Wie Nr. 10.
- Nr. 12. F. G. 3b.* Calcit tafelig.
- Nr. 13. F. G. 3a.* Adular in schönen Zwillingen, Drillingen und Vierlingen nach (021).
- Nr. 14. F. G. 3a.* Auf Syenit und Aplit, Calcit in grossen klaren (schwach gelblichen) Massen, daneben auffallend grosse Pentagondodekaeder mit Hexaeder (Kantenlänge bis 6 cm) von Pyrit mit brauner Limonithaut. Ferner Quarzkristalle mit langstengeligem Habitus und extrem tiefbrauner Farbe.
- Nr. 15. F. G. 3a.* Epidot schön, meist in Reihen, Pyrit und grosse Apatite.
- Nr. 16. F. G. 3a.* Milarit auf schmutzig braunem Quarz.
- Nr. 17. F. G. 3a.* Adular in Einzelkristallen, von Chlorit bedeckt und oft mit Quarz verwachsen; langgestreckte Kreuzwillinge von Titanit liegen lose in Chlorit; Apatit gross.
- Nr. 18. F. G. 3a.* Vorwiegend Chabasit, Milarit auf Quarz.
- Nr. 19. F. G. 3a.* Quarz, viel Adular in langen treppenartigen Reihen, Fluorit in lockeren Haufen von kleinen weissen Oktaedern (auf dem Nebengestein im Syenit vereinzelt Molybdänit).
- Nr. 20. F. G. 3a.* Wie Nr. 17.
- Nr. 21. F. G. 3a.* Wie Nr. 17.
- Nr. 22. F. G. 3a.* Besonders mit Chabasit.
- Nr. 23. F. G. 3a.* Mit sog. korrodiertem Quarz, in dessen Lücken bisweilen kleinere eingewachsene Kristalle.
- Nr. 24. F. G. 3a.* Wie Nr. 19.
- Nr. 25. F. G. 3a.* Mit vorwiegend Quarz, zum Teil „korrodiert“, ebenso Epidot korrodiert, reichlich Milarit. Die Kluft durchsetzt Syenite und Aplit.
- Nr. 26. F. G. 3a.* Mit Adular, mit klaren kleinen Rauchquarzen an der Decke der Kluft; am Boden von Chlorit erfüllt; Titanit zugespitzt; Calcit tafelig und derb in kristallographisch nicht begrenzten einheitlichen Massen.
- Nr. 27. F. G. 3a.* Wie Nr. 19.
- Nr. 28. F. G. 3a.* Wie Nr. 14.
- Nr. 29. F. G. 3a.* Bedeutendster Fund in der sog. „Skolezitkehle“: Calcit hell- bis dunkelgelb $\langle 0001 \rangle$ und $\langle 02\bar{2}1 \rangle$ besondere Ausbildung von $\langle 21\bar{3}1 \rangle$. Adular mit besonderer Ausbildung von $\langle 110 \rangle$, $\langle \bar{1}01 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 130 \rangle$, $\langle \bar{2}03 \rangle$, $\langle \bar{1}11 \rangle$; Epidot flächenreich; Chlorit, Amiant, Desmin, Chabasit, Heulandit, Skolezit; sp. Prehnit und Apophyllit zum Teil gerundet, auf Calcit, als Kruste und in Einzelkristallen auf Skolezit.
- Nr. 30. F. G. 3a.* Wie Nr. 29, aber Calcit mit $\langle 10\bar{1}0 \rangle$; Zeolithe teilweise grün durch umhüllten Amiant. Chabasit überwiegend; Skolezit und Apophyllit fehlen.

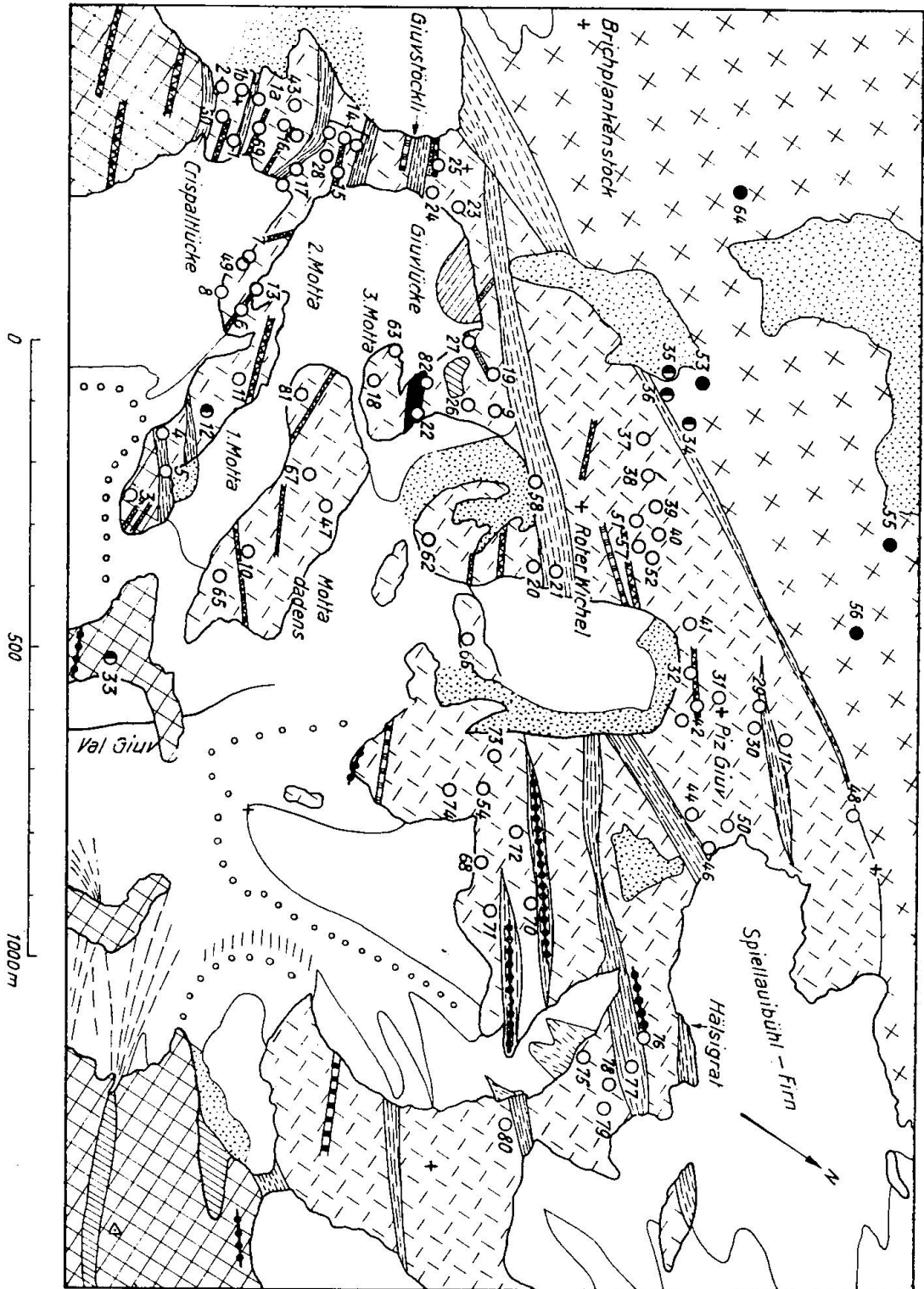


Fig. 13. Die Fundorte des Giuvgebietes. Legende vergl. Tafel 2

- Nr. 31. *F. G. 3a.* Normale Paragenese.
 Nr. 32. *F. G. 3a.* Besonders mit Heulandit und Laumontit.
 Nr. 33. *F. G. 3b.* Auf Aplit. Besonders bemerkenswert Adular, Quarz, Titanit (Titanit neu bestimmt).
 Nr. 34. *F. G. 3b.* Viel Adular.
 Nr. 35. *F. G. 3b.* Albit und Hämatitblätter.
 Nr. 36. *F. G. 3b.* Albit, Quarz zum Teil zerbrochen und ausgeheilt; in den Hohlradeln des ursprünglichen Anhydrites im Quarz sitzt Chabasit.
 Nr. 37. *F. G. 3a.* Heulandit vorwiegender Zeolith.
 Nr. 38. *F. G. 3a.* Wie Nr. 37.
 Nr. 39. *F. G. 3a.* Wie Nr. 37.
 Nr. 40. *F. G. 3a.* Chabasit vorwiegend, Adular, sp. Quarz vorwiegend, Bleiglanz, Calcit sp.
 Nr. 41. *F. G. 3a.* Mit hellgrünem Fluorit auf Tafeln von Calcit.
 Nr. 42. *F. G. 3a.* Quarz schliesst gelben Chlorit ein, mit napfförmig angeordneten irisierenden Sprüngen.
 Nr. 43. *F. G. 3a.* Adular abgeplattet.
 Nr. 44. *F. G. 3a.* Vorwiegend Quarz.
 Nr. 45. *F. G. 3.*
 Nr. 46. *F. G. 3c.* Quarz überwiegend, mit Desmin und sehr feinem Laumontit.
 Nr. 47. *F. G. 3b.*
 Nr. 48. *F. G. 3a.*
 Nr. 49. *F. G. 3a.* Sehr reich an Apatit.
 Nr. 50. *F. G. 3a.* Grosse Rauchquarze, sowie farblose Quarze, zum Teil mit irisierenden, napfförmig angeordneten Sprüngen.
 Nr. 51. *F. G. 3a.* Quarz, Calcit, Bleiglanz, viel Chabasit.
 Nr. 52. *F. G. 3a.* Vorwiegend Calcit und Skolezit.
 Nr. 53. *F. G. 3c.* Rauchquarz, Chabasit.
 Nr. 54. *F. G. 3a.* Rauchquarz, Adular, Apatit.
 Nr. 55. *F. G. 3c.* Rauchquarz, Adular.
 Nr. 56. *F. G. 3c.* Rauchquarz, klarer derber Calcit.
 Nr. 57. *F. G. 3b.* Quarz hell, Epidot, Scheelit klar, nach c gestreckt.
 Nr. 58. *F. G. 3a.* Amethyst.
 Nr. 59. *F. G.* Nicht mehr im Gebiet der Skizze.
 Nr. 60. *F. G. 3a.* Rauchquarz, Epidot; Pyrit gross.
 Nr. 61. *F. G.* Nicht mehr im Gebiet der Skizze.
 Nr. 62. *F. G. 3a.* Rauchquarz, Epidot, Pyrit gross.
 Nr. 63. *F. G. 3a.* Rauchquarz, mit Anhydrit, Adular, Titanit.
 Nr. 64. *F. G. 3c.* Quarz, Hämatit, Albit, Pyrit, Chabasit.
 Nr. 65. *F. G. 3a.* normale Paragenese.
 Nr. 66. *F. G. 3a.* „ „
 Nr. 67. *F. G. 3a.* „ „
 Nr. 68. *F. G. 3a.* „ „
 Nr. 69. *F. G. 3a.* Rauchquarz, Adular, Calcit, viel Datolith, Desmin (vgl. W. HUBER (15)).
 Nr. 70. *F. G. 3a.* Normale Paragenese.
 Nr. 71—81. *F. G. 3a.* Normale Paragenese.
 Nr. 82. *F. G. 3a.* Besonders Titanit in langgestreckten Kreuzwillingen, Amiant.

Literaturverzeichnis

A. Schriften

1. AMBÜHL, E.: Petrographie und Geologie des zentralen Gotthardmassivs südlich Andermatt. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 9 (1929).
2. BALTZER, A.: Das Aarmassiv (mittlerer Teil), nebst einem Abschnitt des Gotthardmassivs. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, 24. Lief., 4. Teil (1888).
3. BUBNOFF, S. v.: Der Werdegang einer Eruptivmasse. Fortschr. Geol. und Pal., Bd. VII, H. 1 (1928).
4. ESCHER, B. G.: Über die praetriasische Faltung in den Westalpen, mit besonderer Untersuchung des Carbons an der Nordseite des Tödi (Bifertengrätli) etc. Diss. Zürich (1911).
5. FEHR, W.: Geologisch-petrographische Untersuchungen im zentralen Teile der südlichen Gneise des Aarmassivs. Diss. Bern (1922), (deponiert Universität Bern).
6. — Petrographisch-Geologische Untersuchungen im zentralen Teil der südlichen Gneise des Aarmassivs. Sonderdr. aus dem Jahrb. der Phil. Fakultät der Universität Bern, Bd. III (1923).
7. FELLEBERG, E. v.: Geologische Beschreibung des westlichen Teiles des Aarmassivs. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, 21. Lief. (1893).
8. FISCHER, O.: Über einige Intrusivgesteine der Schieferzone am Nordrand des zentralen Granites aus der Umgebung der Sustenhörner (mittleres Aarmassiv). Tsch. Min. u. Petr. Mitt., Bd. XXIV, 1. und 2. Heft (1905).
9. GRUBENMANN, U.: Der Granat aus dem Maighelstal und seine Begleitminerale. Festschrift der Dozentschaft der Universität Zürich (1914).
10. GRUBENMANN, U. und NIGGLI, P.: Die Gesteinsmetamorphose I (1924).
11. HEIM, ALB.: Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, Lief. 25 (1891).
12. — Geologie der Schweiz, Leipzig, Bd. II (1919—1921).
- 12a. HIRSCHI, H.: Radioaktivität der Intrusivgesteine des Aarmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 4 (1924).
13. HUBER, H. M.: Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 23, Heft 1 (1943).
14. — Die Klufftminerallagerstätten im südöstlichen Gotthardmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 23, Heft 2 (1943).
15. HUBER, W.: Über ein neues Vorkommen von Datolith in der Val Giuv, östliches Aarmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 26, Heft 2 (1946).
16. HUGI, E.: Pneumatolytisch-hydrothermale Wirkungen alpiner Granitintrusionen. Eclogae geol. Helvet., Vol. 16, Nr. 4 (1921).
- 16a. — Das Aarmassiv, ein Beispiel alpiner Granitintrusion. Vortrag, Vers. d. Schweiz. Naturf. Ges. Bern (1922).
- 16b. — Über einige Gesteins- und Mineralvorkommnisse der Wasserstollen des Kraftwerkes Amsteg. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 3 (1923).

- 16c. — Die petrographisch-geologischen Verhältnisse des Baugebietes Kraftwerke Oberhasli. Mitt. d. Naturf. Ges. aus dem Jahre 1928.
17. — Das Aarmassiv. In: Geologischer Führer der Schweiz. Basel (1934).
18. HÜGI, TH.: Zur Petrographie des östlichen Aarmassivs (Bifertengletscher, Limmernboden, Vättis) und des Kristallins von Tamins. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 21, Heft 1 (1941).
19. HUTTENLOCHER, H.: Vorläufige Mitteilung zur Petrographie und Geologie des östlichen Aarmassivs. Mitt. der Natf. Gesellsch. in Bern, Heft 1 (1921).
20. JAKOB, JOH.: Untersuchungen über magmatische Injektionserscheinungen im Oberwallis. Diss. Zürich (1919).
21. KOENIGSBERGER, JOH.: Die Minerallagerstätten im Biotitprotogin des Aarmassivs. Neues Jahrb. für Min. Geol. Palaeont., Beilage-Bd. XIV (1901).
22. — Einige Folgerungen aus geologischen Beobachtungen im Aare-, Gotthard- und Tessinermassiv. Eclog. geol. Helvet., Vol. 10 (1909).
23. — Erläuterungen zur geologischen und mineralogischen Karte von Disentis bis zum Spannort. Freiburg i. Br. und Leipzig (1910).
24. — Die kristallinen Schiefer der zentralschweiz. Massive und Versuch einer Einteilung der kristallinen Schiefer. Extrait du Compte Rendu du XI^e Congrès géologique international (1910).
25. — Über alpine Minerallagerstätten. Erster und zweiter Teil. Akad. der königl. Bayrischen Akad. der Wissensch. Mathematisch-physikalische Klasse. XVIII. Bd. 10. Abhandlung (1917).
26. — Die Abhängigkeit der Facies einiger normaler Eruptiva in den Alpen vom Streichen der sie einschliessenden Schichten. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 5, Heft 1 (1925).
27. — Über alpine Minerallagerstätten, Mineralklüfte und Differentiationen ihrer Paragenese. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 5, Heft 1 (1925).
28. — Alpine Mineralklüfte in der Val Puntaiglas. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 5, Heft 1 (1925).
29. — Die Differentiation in Minerallagerstätten, am Beispiel der zentral-alpinen Vorkommen dargelegt. Centralbl. f. Min. etc. (1925).
30. — Bemerkungen zu W. MINDER, Petrographie des mittleren Aarmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 13 (1933).
31. LEDERMANN, H.: Das petrographische Profil im Wasserstollen der Lonza-Werke Hohsteg-Mitthal (westliches Aarmassiv). Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 22, Heft 2 (1942).
32. — Petrographische Untersuchungen in der nördlichen Schieferhülle des zentralen Aaregranites im oberen Lötschental (westl. Aarmassiv). Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 25, Heft 2 (1945).
33. LIECHTI, H.: Recherches pétrographiques et tectoniques dans la vallée de Göschenen. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Vol. 13 (1933).
34. LOTZE, R.: Beiträge zur Geologie des Aarmassivs. Untersuchungen über Erstfeldergneise und Innertkirchener Granit. Zeitschr. der Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. 66, Heft 2, Abhandlungen (1914).
35. MEYER, JOH.: Geologisch-petrographische Untersuchungen am Massiv der Aiguilles-Rouges. Ein Profil von der Trient-Schlucht nach der Alp Salanfe. Eclog. geol. Helvet., Vol. 14, Heft 1 (1916).

36. MICHEL-LÉVY, ALB.: Séricitoschistes des chaines du Mont Blanc et des Aiguilles-Rouges qui sont des Mylonites recristallisées postérieures au Granit. Bull. de la Soc. géol. de France, 4^e série, t. XXVIII (1928).
37. MINDER, W.: Beiträge zur Petrographie des mittleren Aarmassivs. Tektonisch-petrographische Studien im Zentralgranit des oberen Haslital. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 12 (1932).
38. MÜLLER, ALB.: Über die kristallinen Gesteine der Umgebung des Maderanertals, sowie weitere Beobachtungen über die kristallinen Gesteine des Maderaner-, Etzli- und Fellital (1865).
39. — Über die Umgebung des Crispalt. Verhandl. der Naturf. Gesellsch. zu Basel (1868).
40. NIEDERER, JOH.: Beiträge zur Petrographie des östlichen Aarmassivs. Diss. Bern (1932).
41. NIGGLI, E.: Das westliche Tavetscher-Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 24, Heft 1/2 (1944).
42. NIGGLI, P. und STAUB, W.: Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard- und Aarmassiv. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, Neue Folge, 45. Lief. III (1914).
- 42a. NIGGLI, P.: Gesteins- und Mineralprovinzen, Bd. I. Berlin (1923).
43. NIGGLI, P., DE QUERVAIN, FR., WINTERHALTER, R. U.: Chemismus Schweizerischer Gesteine. Beitr. zur Geologie der Schweiz, Geotechn. Serie, Lief. 14 (1930).
44. NIGGLI, P.: Bemerkungen zu den vorstehenden zwei Beiträgen über Kluftmineralien. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 13 (1933).
45. — Altersbestimmung alpiner Mineralklüfte, oberes Haslital. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 13 (1933).
46. NIGGLI, P., KOENIGSBERGER, JOH., PARKER, R. L.: Die Mineralien der Schweizeralpen. Bd. I und II, Basel (1940).
47. OULIANOFF, N.: Sur l'âge de la mylonite (granite écrasé) dans le massif des Aiguilles-Rouges. Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat. 56 (1927).
48. PARKER, R. L.: Alpine Minerallagerstätten. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 3, Heft 3/4 (1923).
- 48a. — Die Gesteine der Talklagerstätten von Disentis und Surrhein im Bündner Oberland. Diss. Univ. Zürich (1920). Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 1 (1921).
49. PEARCE, FRANCIS: Recherches sur le versant sud-est du massif du Mont Blanc. Extrait des Archives des Sciences physiques et naturelles. Quatrième période, t. VI (1898).
50. PFLUGSHAUPT, P.: Beiträge zur Petrographie des östlichen Aarmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 7, Heft 2 (1927).
51. DE QUERVAIN, FR.; FRIEDLÄNDER, C.: Erster Nachtrag zum Chemismus schweiz. Gesteine. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechn. Serie, Lief. 20 (1942).
52. REINHARD, M. und PREISWERK, H.: Über Granitmylonite im Aiguilles-Rouges-Massiv (westl. Wallis). Verhandl. der Natf. Gesellsch. in Basel, Bd. XXXVIII (1927).
53. ROSIER, G.: Contribution à la Géologie de l'Aletschhorn. Eclog. géol. Helvet., Vol. 24, Nr. 1 (1931).

54. SANDER, B.: Gefügekunde der Gesteine. Wien (1930).
55. SAUER, A.: Geologische Beobachtungen im Aarmassiv. Sitzungsber. der königl. Preuss. Akademie der Wissensch. zu Berlin, Bd. XXXIV (1900).
56. SIGRIST, FR.: Beiträge zur Kenntnis der Petrographie und der alpinen Zerrklüftlagerstätten des östlichen Aarmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 27, Heft 1 (1947).
57. SCHMIDT, C.: Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Petrographischer Anhang. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, Lief. 25 (1891).
58. STAPFF, F. M.: Generelles geologisches Profil in der Ebene des Gotthardtunnels. Zürich (1880).
59. — Geologische Tabellen und Durchschnitte über den grossen Gotthardtunnel. Spezialbeilagen (1881 und 1882).
60. STAUB, R.: Über granitische und monzonitische Gesteine im westlichen Berninagebirge. Diss. Zürich (1915).
61. STAUB, W.: Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächen- und Maderanertal. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, N.F., 34. Lfg. (1911).
62. STINY, J.: Gesteinsklüftung und alpine Aufnahmegeologie. Jahrbuch der Geolog. Bundesanstalt Wien, Bd. LXXV (1925).
63. SWIDERSKI, B.: La partie occidentale du Massif de l'Aar entre la Lonza et la Massa. Avec 1 Carte au 1:50 000. Matériaux pour la carte géologique de la Suisse. Nouvelle série: 47^{me} Livraison, 1^{re} Partie (1919).
64. TRUNINGER, E.: Geologisch-Petrographische Studien am Gastern-Massiv. Mitt. der Natf. Gesellsch. in Bern (1911).
65. WEBER, FR.: Über den Kalisyenit des Piz Giuf und Umgebung (östl. Aarmassiv) und seine Gangfolge. Diss. Zürich. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, Neue Folge, 14. Lief. (1904).
66. WEHRLI, L.: Das Dioritgebiet von Schlans bis Disentis im Bündner Oberland. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, Neue Folge, 6. Lief. (1896).
67. WINTERHALTER, R. U.: Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthardmassives. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 10 (1930).
68. WYSS, R.: Petrographisch-geologische Untersuchungen westlich der Grimsel im Finsteraarhorn-Lauteraarhorngebiet. Mitt. der Nat. Gesellsch. Bern (1932).

B. Karten

- I. AMBÜHL, E.: Geologische Übersichtsskizze des zentralen Gotthardmassivs 1:25 000. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 9, Heft 2 (1929).
- II. FEHR, W.: Geologische Karte der Urserenzone, 3:100 000. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, Spezialkarte 110 (1926).
- III. HEIM, ALB.: Geologische Karte der Schweiz, 1:100 000, Blatt XIV (1885).
- IV. — Geologische Karte der Schweiz, 1:500 000, Bern 1894, revidiert 1911.
- V. KOENIGSBERGER, JOH.: Geologische und mineralogische Karte des östlichen Aarmassivs von Disentis bis zum Spannort, 1:50 000. Freiburg i. Br. und Leipzig (1910).
- VI. NIEDERER, JOH.: Petrographisch-geologische Kartenskizze des Gebietes zwischen Val Clavaniè und Val Milà, 1:50 000. Diss. Bern (1932).

- VII. NIGGLI, E.: Petrographisch-mineralogische Kartenskizze Disentis-Oberalp, 1:25 000. In 41. (1944).
- VIII. NIGGLI, P.: Geologische Kartenskizze des Nordrand des Gotthardmassivs von Truns bis zum Oberalppass, 1:150 000. In: Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, Neue Folge, 36. Lief. (1912).
- IX. NIGGLI, P., DE QUERVAIN, FR.: Geotechnische Karte der Schweiz, 1:200 000, Blatt IV (1938).
- X. SWIDERSKI, B.: Carte géologique de la partie occidentale du Massif de l'Aar. In: 63 (1919).
- XI. WEBER, FR.: Geologische Karte des Tödi-Vorderrheintal-Gebietes, 1:50 000. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, Spezialkarte 100a und 100b (1922).

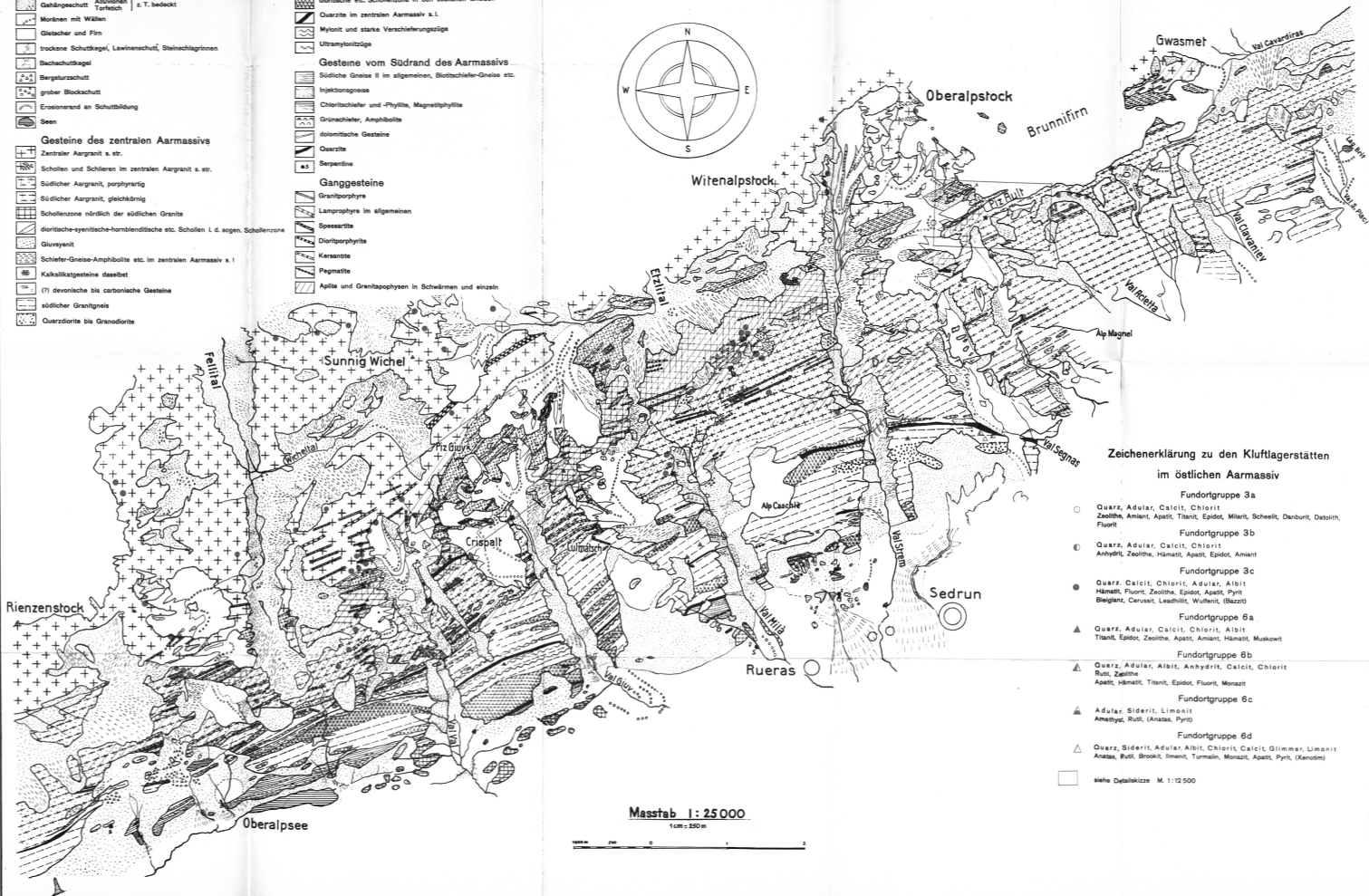
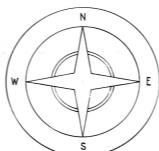
Eingegangen: 2. Juli 1947.

PETROGRAPHISCH MINERALOGISCHE KARTENSKIZZE DES SÜDÖSTLICHEN AARMASSIVES

AUFGENOMMEN IN DEN JAHREN 1940-45 VON WALTER HUBER

- Gehängeschutt
- Alluvionen z. T. bedeckt
- Moränen mit Wäldern
- Gletscher und Firn
- trockene Schuttkegel, Lawenschutt, Steinschlagtröten
- Bachschuttkegel
- Bergschutt
- großer Blockschutt
- Erosionserosion an Schuttbildung
- Seen
- Gesteine des zentralen Aarmassivs**
- Zentraler Aargranit s. str.
- Schollen und Schlieren im zentralen Aargranit s. str.
- Südlicher Aargranit, porphyrisch
- Südlicher Aargranit, gleichmäßig
- Schollenzone nördlich der südlichen Granite
- dioritische-syenitische-hornblendische etc. Schollen l. d. sogen. Schollenzone
- Gluvsyenit
- Schiefer-Gneise-Amphibolite etc. im zentralen Aarmassiv s. l.
- Kalkalkaliggesteine daseelbst
- (7) devonische bis carbonische Gesteine
- südlicher Granitgneis
- Quarzdiortite bis Granodiorite

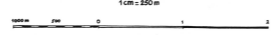
- dioritische etc. Schollenzone in den südlichen Gneisen
- Quarzite im zentralen Aarmassiv s. l.
- Mylonit und starke Verschieferungsgesteine
- Ultramylonitige
- Gesteine vom Südrand des Aarmassivs**
- Südliche Gneise II im allgemeinen, Blottschiefer-Gneise etc.
- Injektionsgneise
- Chloritschiefer und -Phyllite, Magnetphyllite
- Grün-schiefer, Amphibolite
- dioritische Gesteine
- Quarzite
- Serpentine
- Ganggesteine**
- Granitporphyre
- Lamprophyre im allgemeinen
- Spessertite
- Dioritporphyrite
- Keranite
- Pegmatite
- Apfite und Granitophyzen in Schwärmen und einzeln



Zeichenerklärung zu den Kluftlagerstätten im östlichen Aarmassiv

- Fundortgruppe 3a**
- Quarz, Adular, Calcit, Chlorit, Zeolith, Amiant, Apatit, Titanit, Epidot, Millarit, Scheelit, Dolborit, Desorit, Fluorit
- Fundortgruppe 3b**
- Quarz, Adular, Calcit, Chlorit, Anhydrit, Zeolith, Hämatit, Apatit, Epidot, Amiant
- Fundortgruppe 3c**
- Quarz, Calcit, Chlorit, Adular, Albit, Hämatit, Fluorit, Zeolith, Epidot, Apatit, Pyrit, Biogenit, Covasit, Leadhillit, Wolfenit, Bazzot
- Fundortgruppe 6a**
- Quarz, Adular, Calcit, Chlorit, Albit, Titanit, Epidot, Zeolith, Apatit, Amiant, Hämatit, Muskowit
- Fundortgruppe 6b**
- Quarz, Adular, Albit, Anhydrit, Calcit, Chlorit, Rutil, Zaphire, Apatit, Hämatit, Titanit, Epidot, Fluorit, Monazit
- Fundortgruppe 6c**
- Adular, Siderit, Limonit, Anhydrit, Rutil, Anatas, Pyrit
- Fundortgruppe 6d**
- Quarz, Siderit, Adular, Albit, Chlorit, Calcit, Glimmer, Limonit, Anatas, Rutil, Brookit, Smektit, Turmalin, Monazit, Apatit, Pyrit, Xenotim

Masstab 1:25 000
1 cm = 250 m



Siehe Detailkarte M. 1:12 500