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

Band: 47 (1967)

Heft: 2

Artikel: Kristallisation und Gefügebildung im Mont-Blanc-Granit. Beiträge zur Tektonik von Fliessgefügen V

Autor: Raumer, Jürgen F. von

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-36961

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 17.08.2025

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

Kristallisation und Gefügebildung im Mont-Blanc-Granit

(Beiträge zur Tektonik von Fliessgefügen V)

Von *Jürgen F. von Raumer* (Fribourg)*)

Mit 16 Textfiguren, 35 Diagrammen, 3 Tabellen, 6 Phototafeln und 1 Falztafel

Zusammenfassung

Mineralogisch-petrographische und gefügekundliche Untersuchungen zeigen, dass im Kern-Kristallin des Mont-Blanc-Massivs Gesteine granitischer Zusammensetzung anstehen, die in den makroskopisch erkennbaren Gefügen einem variszischen, NE-SW-gerichteten Gefügeplan folgen. Die äussere Form des Granitkörpers wurde durch vorhandene geologische Leitlinien der Richtungen NE-SW und N 20° E vorgezeichnet. Hohe Teilbeweglichkeit im Granit bewirkte eine starke Homogenisierung und führte zur Ausbildung scharfer Kontakte. Die diskordante, alte Richtungen schneidende Grossstruktur kann als Schlierendom beschrieben werden. Eine später einsetzende Kalifeldspatblastese schneidet diese Schlierenstrukturen und folgt Ebenen im Granit, die das Gefüge an die strukturellen Elemente des Rahmens angleichen.

Nach blastomylonitischer Spätphase erfuhr der Granitkörper während der alpidischen Metamorphose eine weitgehende Umkristallisation im Kornbereich unter gleichzeitiger struktureller Angleichung an alpidische tektonische flächige und axiale Elemente. Die neugebildeten Minerale Stilpnomelan, Biotit, Chlorit, Albit, Epidot und Titanit weisen auf eine regionale Metamorphose der niedrigsten Stufe der Grünschieferfazies hin.

Abstract

Investigations of the mineralogy, petrology and petrofabrics of the granitic rocks occurring in the crystalline core of the Mont-Blanc-Massiv show that structures have a general Variscan NE-SW trend. The external shape of the granitic mass was influenced by lines of structural activity during the geological history which trend NE-SW and N 20° E, respectively. Due to high mobility in the granite

---

*) Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Fribourg.

Gedruckt mit Unterstützung der Stiftung Dr. Joachim de Giacomi der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft.

the rock was homogenized and sharp contacts were formed. The resulting unconformable mega-structure cutting old directions may be described as a "Schlierendom". — A later K-feldspar blastesis cuts the Schlieren structures and follows planes in the granite which often trend parallel to the structural elements of the country rock.

After a late blasto-mylonitic phase the granite mass was strongly recrystallized during Alpidic metamorphosis, whereby structural elements tend to follow Alpidic planes and directions. Formation of minerals like stilpnomelane, biotite, chlorite, albite, epidote and titanite indicate a regional metamorphosis of low greenschist facies grade.

Résumé

Dans le cristallin du cœur du massif du Mont-Blanc, des études minéralogiques et pétrographiques font ressortir la présence de roches de la famille des granites. L'analyse des structures montre une disposition hercynienne NE-SW visible macroscopiquement. La forme extérieure du massif granitique a suivi des lignes directrices géologiques préexistantes de direction NE-SW et N 20° E. Les contacts éruptifs très nets et l'homogénéisation poussée sont la conséquence d'une grande mobilité dans le granite. La structure principale actuelle, coupant en discordance les vieilles directions est „Schlierendom". Les „Schlieren" sont coupés par une phase de cristallisation ultérieure à feldspaths potassiques. Les roches de cette phase ultérieure suivent des plans dans le granite qui sont déterminés par une adaptation des structures au cadre géologique général lors de cette cristallisation postérieure.

Après des phases de cristallisation mylonitique tardives, le massif granitique a suivi pendant le métamorphisme alpin une recristallisation importante au niveau des cristaux figurés. En même temps, une adaptation des structures aux directions tectoniques alpines s'est produite. La naissance de minéraux de néo-formation (stilpnomélane, biotite, chlorite, albite, épidote et titanite) est le témoin d'un métamorphisme régional pendant ces événements. Il est resté limité à des produits de métamorphisme peu intense du type des schistes verts.

Inhalt

I. Einleitung 501

II. Geologische Gliederung 502

III. Deskriptive Physiographie 504

A. Granitische Gesteine 504

1. Makroskopische Beschreibung 504
Grobkörniger Granit (504) — Feinkörniger Granit (506) — Granitische Gesteine mit augig-linsigem Gefüge (507)

2. Modaler Stoffbestand der Granite 507

3. Mikroskopische Beschreibung des Hauptgranits 509
a) Allgemeine Übersicht 509
b) Mineralbeschreibung 511
Akzessorien 511
Biotit 511
Hornblende 513
Plagioklas 514
Kalifeldspat 515
Zonarbau (516) — Verdrängung durch Kalifeldspat (517) — Entmischung und Albitisierung (518) — Optik (519) — Auslöschungsschiefen (521) — Röntgendaten (522) — Chemismus (522)
Quarz 523
B. Fremdgesteinseinschlüsse im Hauptgranit 524
C. Deutung des mikroskopischen Befundes 529
IV. Gefügekundliche Beschreibung der Gesteine 533
A. Makrogefüge 533
1. Fugen im Granit 534
2. Schlieren 535
3. Zeilenbau der Kalifeldspate 536
4. Blastomylonite 539
B. Korngefüge 540
1. Glimmer 541
2. Quarz 542
C. Zusammenfassung der Gefügedaten 547
D. Vergleich der Ergebnisse mit den Achsialgefügen des geologischen Rahmens 549
V. Zusammenfassung 554
1. Petrographie 554
2. Kontakte zum Hüllgestein 555
3. Kristalline Hülle 556
4. Platznahme des Granits 557
5. Werdegang des Mont-Blanc-Granits 560
6. Alpine Beeinflussung 560
Literatur 562

I. EINLEITUNG

Als im Jahre 1898 Duparc und Mrazec ihr grosses Werk über den „Protogine" veröffentlichten, war in der Erforschung des Mont-Blanc-Granits die Periode der grossen Pionierarbeiten abgeschlossen, die schon

früh mit den Reisen und Studien von DE SAUSSURE, FAVRE und GERLACH begonnen hatte.

Seit 1922 widmeten sich CORBIN und OULIANOFF ganz besonders diesem Bereich und konnten die Erkenntnisse bedeutend erweitern. In neuester Zeit beschäftigte sich PURTSCHELLER mit der Gefügebildung in diesem Gebiet.

Die eigenen Arbeiten beschränkten sich vor allem auf das Trient-Massiv (Fig. 1), also den schweizerischen Teil des Mont-Blanc-Massivs. Vergleichende Untersuchungen auf der französischen Seite ermöglichten es jedoch, den Ergebnissen einen allgemeineren Charakter zu geben. Es war das Ziel, die gegenseitige Abhängigkeit von Kristallisation und Gefügebildung im Mont-Blanc-Granit aufzuzeigen und dessen Platznahme zu deuten.

Dafür wurden in den Sommermonaten der Jahre 1962—1965 an mehr als tausend Lokalitäten makroskopische Gefüge eingemessen und Gesteinsproben entnommen. Die guten Aufschlüsse entlang der Gletscher (Glacier d'Orny, Glacier du Trient und Plateau de Trient) ermöglichten lückenlose Profile in den Graniten. Die Arbeiten in dieser Höhenlage (2000—3500 m) waren aber infolge ungünstiger Witterung oft erschwert, und die schneefreien Wochen schrumpften in diesen Jahren empfindlich zusammen.

Die Gefügeuntersuchungen erfassten den Makro- und Mikrobereich. Voraussetzung für die Gefügebeobachtung und den Vergleich von Makro- und Mikrobereich war eine eingehende petrographische und mineralogische Beschreibung der Gesteinsvarianten und deren Komponenten zur Herausstellung von gut zu unterscheidenden Gesteinstypen.

Die Arbeit wurde im Institut für Mineralogie und Petrographie, Fribourg, ausgeführt, wo sie Prof. Nickel nach Kräften förderte. Wichtige Details verdanke ich aber auch der grosszügigen apparativen Unterstützung in den mineralogischen Instituten Basel, Bern und Zürich. Für diese gastliche Aufnahme und die Diskussionen sei hier herzlich gedankt. Ferner möchte ich für die jederzeit freundliche Aufnahme in den SAC-Hütten und für die verständnisvolle Unterstützung der Clubkameraden danken.

II. GEOLOGISCHE GLIEDERUNG

Im Trient-Massiv (Fig. 1), d. h. im Bereich zwischen Trient-Aiguille du Tour-Aiguilles Dorées-Portalet-Praz de Fort (Val Ferret), lassen sich makroskopisch verschiedene Abarten im „Hauptgranit" leicht

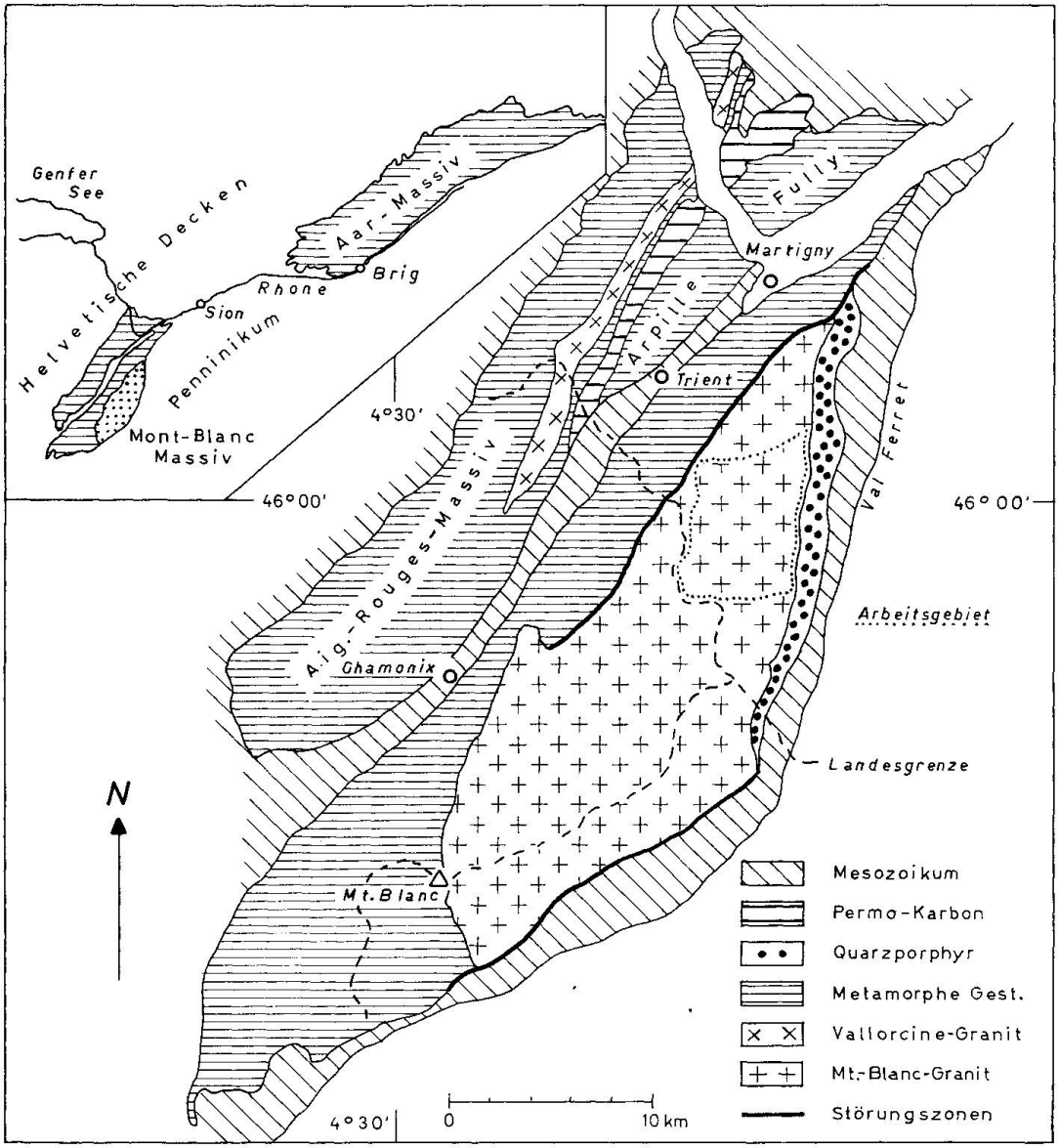


Fig. 1. Geologische Übersicht (Lage des Arbeitsgebietes mit punktierter Linie markiert).

unterscheiden. Im Zentrum steht ein sehr grobkörniger, leicht gelblichroter bis blassgrüner Granit an, dessen Kalifeldspate maximal 6 cm gross werden und dessen Quarzkörner rundliche Bereiche von 1—1,5 cm Durchmesser einnehmen. Nach Osten zu wird dieses grobkörnige Gestein kontinuierlich feinkörniger, die Grösse der Kalifeldspate nimmt ständig ab, und der Granit geht schliesslich in eine mittelgrobe Randfazies mit Quarzkörnern von 4—9 mm Grösse über, in der im Handstück die Feldspateinsprenglinge nicht mehr hervortreten. Die östliche und südöstliche

Begrenzung des Granitgebietes bildet eine breite Quarzporphyrzone, auf die dann Reste von Hüllgneisen und schliesslich die mesozoischen Sedimente des Val Ferret folgen. Im Norden wird der Granit durch eine breite Mylonitzone abgeschnitten, die ihn von den Hüllgneisen trennt.

Normalerweise hat der Granit einen Zeilenbau. Dieser erfährt jedoch dort eine starke Änderung, wo in verschieden breiten Zonen aus dem Granit ein Gestein mit augig-linsiger Struktur hervorgeht.

Gänge eines jüngeren, sehr gleichmässig-mittelkörnigen Granits durchziehen den Hauptgranit, und ausserdem finden sich zahlreiche schmale Gänge heller Mikrogranite. Der in der geologischen Karte scheinbar einheitliche Granit lässt sich also in mehrere Abarten aufgliedern, die nun im folgenden beschrieben werden.

Der makroskopischen Beschreibung der einzelnen Abarten folgt die mikroskopische Physiographie, bei der, um Wiederholungen zu vermeiden, alle Varianten des Hauptgranits zusammenfassend besprochen werden, jedoch werden spezielle Entwicklungen jeweils hervorgehoben. Die makroskopisch ausscheidbaren Fremdgesteinseinschlüsse erhalten eine gesonderte Beschreibung. Es folgt die Deutung der mikroskopischen Daten, an die sich der gefügekundliche Text anschliesst. Hier werden zuerst die makroskopischen Gefüge und dann die Korngefüge von Quarz, Feldspat und Glimmer besprochen. In der zusammenfassenden Diskussion wird versucht, die gefügekundlichen Ergebnisse in das geologische Gesamtbild des Mont-Blanc-Massivs einzubauen.

III. DESKRIPTIVE PHYSIOGRAPHIE

Es zeigte sich, dass die Verhältnisse recht kompliziert sind, und daher wurde die Beschreibung aufgegliedert in einen Abschnitt, der die makroskopischen Beobachtungen in den Abarten des Hauptgranits enthält, in eine Diskussion der Modalwerte und in die mikroskopische Beschreibung des Granits und der Fremdgesteinseinschlüsse. Erst nachher wird eine Deutung der Befunde gegeben.

A. Granitische Gesteine

1. Makroskopische Beschreibung

Grobkörniger Granit

Dieser Granit ist in seiner typischen Ausbildung am besten in der Umgebung des Plateau de Trient, z. B. NW der Trient-Hütte, zu sehen.

Sein deutlichstes Merkmal sind die sehr grossen Kalifeldspattafeln mit einer maximalen Länge von 6 cm, die diesem Gestein sein grobkörniges bis porphyrartiges Aussehen verleihen.

Der teilweise sehr deutliche Zeilenbau der Kalifeldspate ist in dem weniger deformierten Granit gut erkennbar, bleibt aber auch erhalten, wenn vereinzelte Störungen das Gestein durchziehen. Es handelt sich um eine Parallelanordnung von Kalifeldspattafeln verschiedener Grösse nach der äusseren Form. Dieser Zeilenbau muss streng von den augiglinsigen Gefügen unterschieden werden, wie sie S. 507 beschrieben werden.

Strukturen besonderer Art sind Wirbel von Kalifeldspatkristallen, die an die Konvektionskuppeln von FISCHER (1957) erinnern. Die einzelnen Kristalle ordnen sich in solchen Zonen mit der Lage ihrer (010) einem Wirbel ein (Fig. 2), der seitlich durch eine Randzone mit steilstehenden Kristallen begrenzt ist.

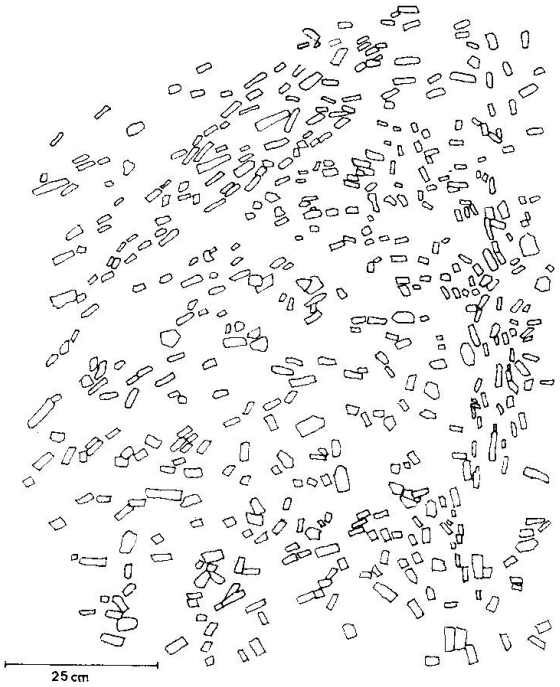


Fig. 2. Wirbelförmige Anordnung von Kalifeldspattafeln im groben Granit (Umgebung Pointe d'Orny).

Auffällig sind ferner feldspatreiche Bänder bis zu 10 cm Mächtigkeit, die den Granit durchziehen, und zwar entweder ohne scharfe Begrenzung oder unter Ausbildung einer an Biotit angereicherten Grenzzone im Granit. Es handelt sich um Schlieren, also primäre Inhomogenitäten im Granit, die sich teilweise mehr als 100 m im Gelände verfolgen lassen. Diese feldspatreichen Bänder waren schon vorhanden, als Kalifeldspat ausgeschieden wurde; denn dessen Zeilenbau setzt ohne Beeinflussung der Richtung durch den Granit und diese Schlieren hindurch. Die Schlie-

ren sind also (als Inhomogenitäten) beim Wachstum der Kalifeldspate unwirksam.

Als dunkle Partien treten im Granit Fremdgesteinseinschlüsse auf, und zwar entweder vereinzelte Schollen oder Scharen von linsig-gestreckten Xenolithen aller Grössen, die subparallel angeordnet sein können. Interessant ist die Beobachtung, dass Feldspattafeln, Schlieren und Xenolithe in voneinander unabhängigen Richtungen im Granit auftreten (Fig. 3).

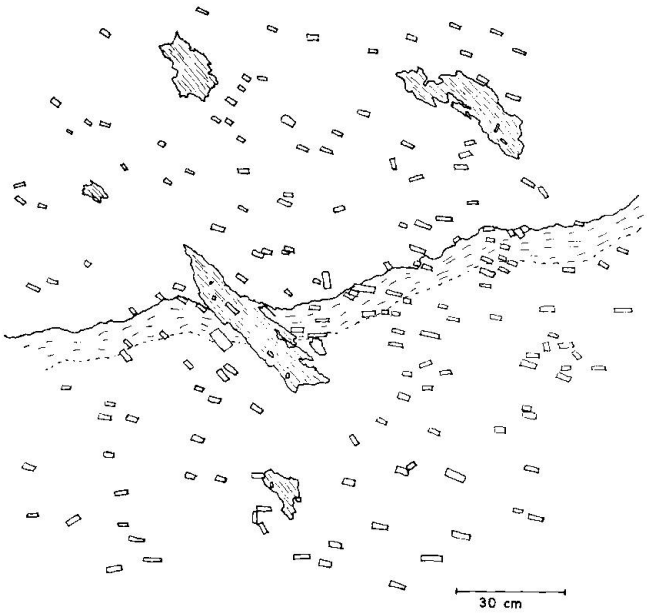


Fig. 3. Unabhängige Richtungen von Schlieren (von links nach rechts das Bild querend), Xenolithen (schraffiert) und jüngeren Kalifeldspattafeln mit Zeilenbau (Koord.: 568 940/94 445).

Die Grenze zwischen Granit und Einschlüssen ist immer scharf ausgebildet. Alle vorhandenen Gefügeelemente werden am Kontakt abgeschnitten — es sei denn, es handle sich um Gefüge jüngerer Deformationen, die alle Gesteine gemeinsam erfassten. Auch dort, wo sich im groben Granit die grossen Kalifeldspattafeln parallel zum Kontakt des Fremdgesteins legen, bleiben sie in ihrer Orientierung unabhängig von dessen innerem Gefüge.

Feinkörniger Granit

Im Gegensatz zur groben Ausbildung des zentralen Granits fallen die in den Randpartien des Massivs auftretenden mittelkörnigen Gesteine weniger ins Auge. Kalifeldspat und Quarz haben hier Grössen bis zu 9 mm, und nur vereinzelt erkennt man grössere Kalifeldspattafeln.

Auch hier finden sich makroskopische Inhomogenitäten, Schlieren, die aber nicht wie beim grobkörnigen Granit nur aus Feldspatanreicherungen bestehen. Man erkennt vielmehr schmale, wellige Bänder mit

feinkörnigen Quarz-Feldspatgemischen, manchmal graphophyrisch verwachsen, oder auch schmale Bänder aus Biotitanreicherungen (Taf. I, Fig. 2).

Bei letzteren handelt es sich um Anhäufungen eines grosstafeligen Biotits, der dem Biotit des groben Gesteins gleicht. Diese Anreicherungen sind wohl als umgewandelte Relikte assimilierter Fremdgesteinspartien anzusehen, die im Granit lang ausgezogen wurden und nun durch ihre Lage einen Strömungsvorgang abbilden. Von den Fremdgesteinsschollen verschiedener Grösse bis zu diesen Schlieren finden sich alle Übergangsstadien. Isolierte Xenolithen treten aber zahlenmässig zurück.

Granitische Gesteine mit augig-linsigem Gefüge

Während die bisher beschriebenen Granite einen Zeilenbau aufweisen oder einen richtungslos-körnigen Charakter haben, finden sich im groben Granit hin und wieder N-S-verlaufende Zonen, in denen eine linsige Struktur von aussen nach innen kontinuierlich stärker wird bis zu einem Gestein, in welchem linsige Inseln aus Quarz und Feldspat von einem Glimmerfilm umgeben werden. Teilweise geht dieser Umwandlung eine kräftige „Vergrünung" des Gesteins parallel.

Auch hier lassen sich Feinheiten unterscheiden. Denn wenn auch in den meisten dieser Bereiche die Merkmale eines Granitphyllonits vorherrschen, so gibt es doch auch Partien, in denen eine undeutliche, steile Feldspatregelung zusätzlich erscheint, die durch spätere Scherflächen nicht völlig verwischt wurde.

2. Modaler Stoffbestand der Granite

Im Modalbestand unterscheiden sich die groben Granite eindeutig von den Randgraniten, die weniger Kalifeldspat und mehr Quarz führen.

Die Integration der grossen Kalifeldspate bis hinunter zu 2 mm Grösse geschah mit einer Messschablone im Gelände. Es wurde jeweils fast ein m^2 Gesteinsoberfläche ausgewertet. Die anderen Bestandteile und die kleinen Kalifeldspate wurden wie üblich im Dünnschliff integriert.

Obwohl die groben zentralen Partien die auffälligste Variante des Hauptgranites sind und daher auch als erstes beschrieben wurden, muss doch die mittelkörnige Variante als der Hauptvertreter des Mont-Blanc-Granits angesehen werden. Daher sind von ihm die meisten Modalanalysen hergestellt. Zur Ergänzung werden auch einige Modalanalysen von Ganggraniten mitgeteilt.

Aus Tabelle 1 (s. auch Fig. 4) lässt sich ersehen, dass die normalen, feinkörnigen Varianten des Hauptgranits, wie sie im östlichen Rand-

Tabelle 1. *Modaler Stoffbestand* (Vol.-%)

Pr. Nr.	Koord.	Q	Kf	Pl	Bi	Ho	Ti	Ep	Akz
		A. Hauptgranit							
Feinkörnige Granite									
70	573 795/96 565	42,8	27,5	28,2	1,5				
71	573 760/96 560	46,8	35,2	15,6	2,4				
75	573 690/96 230	26,9	48,8	22,5	1,8				
109 b	571 590/95 205	24,7	31,9	39,4	4,0				
133	573 045/95 020	26,7	43,3	27,3	2,7				
149	572 820/94 455	35,2	29,2	30,1	5,0				0,5
153	573 175/94 295	33,2	46,0	17,7	2,7				0,4
154	573 570/94 520	39,6	43,8	13,7	2,6				0,3
155	573 650/94 550	47,1	20,3	25,1	6,2				1,3
156	573 690/94 555	39,2	39,1	18,8	2,2				0,7
	Mittelwert:	36,2	36,5	23,8	3,1				
Grobe Granite									
99	569 670/94 285	22,2	54,2	17,3	6,2		0,1		
132	569 670/94 285	14,7	55,0	23,7	5,5	0,6	0,2	0,2	0,1 Orthit
Schlieren									
109 a, Bi	571 590/95 205	21,5	8,1	11,5	58,2				0,7 Orthit
89 I, Kf	568 320/95 405	44,7	38,9	15,0	1,4				
		B. Jüngere Ganggranite (G 2)							
93	570 590/94 945	23,1	58,1	17,6	1,05				0,15
97	570 385/94 525	41,1	31,3	25,1	2,4				0,1
103	570 430/94 530	41,2	40,8	17,2	0,55				0,25
114	570 445/94 520	40,6	32,5	16,5	1,4				0,4
142	569 290/92 705	31,5	47,5	19,4	0,2				1,4
147	569 465/93 075	33,4	36,5	28,1	1,2				0,8
	Mittelwert:	35,2	41,1	20,7	1,1				0,5

bereich auftreten, einen mittleren Quarz- und Kalifeldspatgehalt von 36% aufweisen. Aber innerhalb der feinkörnigen Randzone zeigt sich die Tendenz, den Quarz- und Kalifeldspatgehalt gegen den Rand zu erhöhen (s. z. B. 149, 153, 154, 156, einem Profil entsprechende Punkte in der Randzone, ausgehend von der Cabane d'Orny nach Osten zum Rande hin).

Die grobkörnigen Granite der Umgebung der Cabane de Trient (99, 132) dagegen führen wesentlich weniger Quarz und enthalten bedeutend mehr Kalifeldspat. Dieser kann 40—60 Vol.-% im groben Granit einnehmen. Der Anteil schwankt aber stark, so dass der grobe Granit im dm-Bereich einen quarzdioritischen bis dioritischen Modus haben kann.

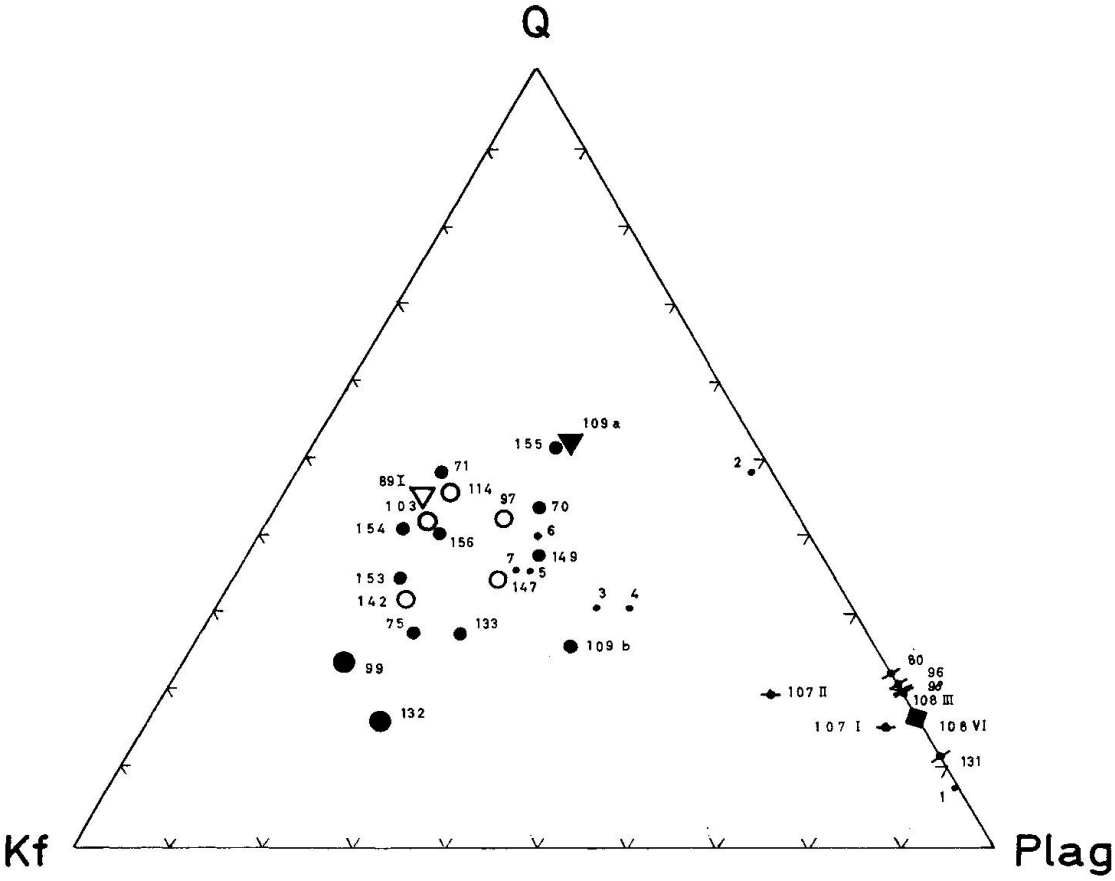


Fig. 4. Modaler Stoffbestand der Granite (s. auch Tab. I).

Grosse Punkte	grobe Kerngranite
Mittlere Punkte	Randgranite
Kleine Punkte	7 Modalanalysen von BAGGIO und MALARODA (1963)
Dreiecke	schwarz: Biotitschliere im Randgranit
	weiss: Feldspatschliere im groben Granit
Kreise	jüngere Ganggranite
Quadrat	Reaktionssaum im groben Granit um Xenolith
Linsen	Xenolithe

Die Lage der Schlieren ist im Diagramm durch ihren überwiegenden Gehalt *einer* Komponente bestimmt: die hellen Schlieren im groben Granit durch ihren erhöhten Kalifeldspatgehalt und die dunklen Schlieren im feinkörnigen Granit durch ihren hohen Biotitgehalt.

3. Mikroskopische Beschreibung des Hauptgranits

a) Allgemeine Übersicht

Im makroskopischen Bild lässt sich zwischen Bestandteilen, die zum Granit gehören, und den Mineralaggregaten metamorpher Relikte unter-

scheiden, und diese Unterscheidung kann auch bei der mikroskopischen Beschreibung durchgeführt werden.

Als reliktische Bestandteile finden wir nesterweise kleine, trübe Plagioklase, die in ein mehr oder weniger deutliches metamorphes Gewebe von Titanitkörnern, kleinblättrigem Biotit und Epidot eingehüllt sind. Ausserdem treten Plagioklase mit Kalifeldspatkern auf, wobei die Plagioklaskomponente mit kleinen antiperthitischen Kernen aus dem prägranitischen, metamorphen Zustand stammt, während die Vergrösserung des Kalifeldspatkerns im Granit selber erfolgte.

Bei den granitischen Komponenten zeigt sich die übliche magmatische Kristallisationsabfolge von den Akzessorien bis zum Quarz, die aber durch eine bis in die spätmetasomatische Phase des Granits hineinreichende Kalifeldspatblastese überdeckt wird. Stark sind sodann die Veränderungen, die man späteren Akten zuschreiben muss, wobei die alpidische Regionalmetamorphose den wesentlichen Einfluss gehabt hat, doch darf nicht übersehen werden, dass auch spätvariszische[1]) Einflüsse nicht auszuschliessen sind.

Der Biotit mit den Akzessorien tritt gern nesterweise auf. Er wird teilweise von den Plagioklasen umlagert oder sogar eingeschlossen. Kalifeldspat bildet idiomorphe Kristalle, doch entarten diese zum Teil zu Xenoblasten, weil ihr Wachstum bis in ein spätes Granitstadium anhält. Xenoblasten können auch allein vorherrschen. Auf besondere Frühstadien der Kalifeldspate weisen die von Frasl (1954) beschriebenen Strukturen hin, also echter Zonarbau und Zonarbau durch Einlagerungen erzeugt. Die Mikroklingitterung in den meisten Individuen gibt den Hinweis, dass alle diese Kristalle monokline Stadien durchlaufen haben (Laves 1960).

Auch Quarz tritt in unterschiedlicher Form auf, nämlich als Zwickelquarz und in einzelnen kleinen, tropfenförmigen Bereichen bis zu grossen, runden Überindividuen.

Die postintrusiven Überprägungen haben den Granit selektiv erfasst. Neben ungestörten Kleinbereichen treten Strukturen auf, die im Schliff nicht mehr von einem Gestein der niedrigen Grünschieferfazies zu unterscheiden sind.

---

[1]) Im deutschen Schrifttum (z. B. Stille 1945) wird von „herzynisch" gerichteter Tektonik (NW-SE) gesprochen, während „variszisch" der umfassendere Begriff ist. Daher werde ich anstelle des in der französischen Literatur gebräuchlichen „herzynisch" vom „variszischen" Bau sprechen, gemäss Stille 1951 („Variszisches Grundgebirge").

b) Mineralbeschreibung

Nach dieser Übersicht sollen die einzelnen Minerale besprochen werden. Man kann hierbei von der „Normalausbildung" im Hauptgranit ausgehen und die einzelnen Varianten ergänzend angeben.

Akzessorien: Es finden sich hauptsächlich Zirkon, Apatit und Orthit.

Zirkon tritt anteilmässig zurück. Er bildet immer grosse, idiomorphe Individuen, die häufig Zonarbau aufweisen. Er findet sich meistens in Biotit unter Bildung eines pleochroitischen Hofes eingeschlossen, wenn er nicht durch spätere Vorgänge aus seinem ehemaligen Verbande herausgelöst wurde.

Apatit, sehr oft in Biotit eingeschlossen, findet sich immer in kurzen, breiten Säulchen (L : B = 1 : 4). Selten ist er feinnadelig ausgebildet.

Orthit, ein markanter Bestandteil, wird oft 1—2 mm lang und ist auch mit blossem Auge zu erkennen. Er ist immer idiomorph ausgebildet und tritt meist zusammen mit Biotit auf. Typisch ist ein kräftiger Zonarbau; nach aussen zu geht der Orthit in Epidot über, der ihn dann als hellen Saum umgibt. In seinen pleochroitischen Farben wechselt er zwischen gelbbraun-olivgrünbraun und dunkelrotbraun. Metamikte Exemplare werden vollkommen opak.

Die Epidoträndер haben häufig keine optische Fortsetzung mit dem Orthitkern, sondern stellen angelagerte Individuen dar, die eindeutig später gebildet wurden. Während Orthit keine Reaktion mit dem umschliessenden Biotit zeigt, findet man im Epidotrand hin und wieder Einschlüsse von Titanitleisten, die sich vom umgebenden sekundären, grünen Biotit in den Epidot hinein fortsetzen (Fig. 5).

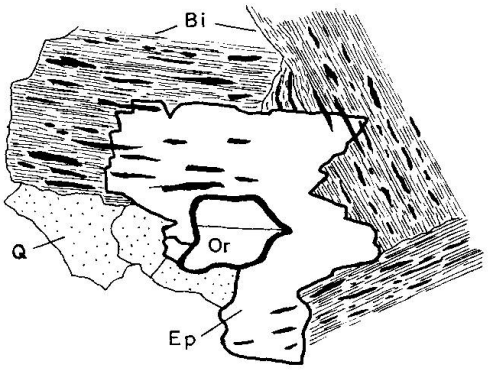


Fig. 5. Umwandlung von primärem Biotit, Neubildung von Epidot, und zwar in diesem Falle als Saum um Orthit. Die alte Spaltbarkeit des Biotits bleibt durch Nachzeichnungen von Titanit reliktisch im neugebildeten Epidot erhalten (117, Koord.: 570 650/94 665).

Biotit. Die sich bei der Untersuchung der Glimmer ergebenden kleinen, aber charakteristischen Unterschiede lassen eine unterschiedliche Beanspruchung des makroskopisch so einheitlichen Gesteins erkennen. Es

handelt sich um eine regelrechte Abfolge von Glimmern, wie sie auch schon im Aarmassiv (JÄGER, E. et al. 1961) festgestellt worden ist, nämlich um vier verschiedene Biotitvarietäten sowie um Stilpnomelan (optische Daten s. Tab. 2).

Als frühester Glimmer tritt ein grober, tafliger Biotit je nach dem Zustand seiner Erhaltung von brauner oder grüner Farbe auf (Biotit I, II). Seine primäre Ausbildung ist braun mit Achsenwinkeln zwischen 18—20°.

Bei der Umwandlung gehen diese braunen Biotite in einen grünlichen bis bläulichgrünlichen Biotit mit einem Achsenwinkel von ungefähr 12—14° über. Der Übergang von braun zu grün tritt dort zuerst auf, wo sich kleine Sagenitnädelchen (hier Rutil, s. NIGGLI, C., 1965) im Biotit einstellen, mithin eine Abgabe von TiO_2 erfolgt. In einem weiteren Stadium gesellen sich zu den Sageniten Titanit-Einlagerungen, die sich meist parallel der Spaltbarkeit des Biotits einlagern. Der Biotit bleibt aber weiterhin in seiner idiomorphen (also pseudohexagonalen sechseckigen Form) erhalten und behält auch die grüne Farbe. Der folgende Zerfall hängt davon ab, ob der Biotit sich den regional-metamorphen Bedingungen der Umgebung anpassen kann, oder ob er zusätzlich im Bereiche lokaler Störungen tektonisch beansprucht wird.

Im ersten Falle zerfallen die grünen Biotite zu parallelen Lagen von Chlorit (Pennin neg. oder pos.) mit Epidotkörnern und Stilpnomelan. Die Titanitlagen des ehemaligen grossen Biotits bleiben als reliktische Vorzeichnung in den Epidotkörnern erhalten, während sie im Chlorit verschwinden. Dieser Ersatz durch Stilpnomelan zusammen mit Chlorit und Epidot ist immer mehr oder weniger vollkommen, und so bleiben nur manchmal noch Reste des ehemaligen grossen Biotits als Ruine übrig.

Zuweilen schaltet sich ein Stadium ein, in dem vor Stilpnomelan ein goldgelber Glimmer (Biotit IV) zusammen mit Chlorit und Epidot auftritt. Primäre Glimmer bleiben besonders gut erhalten, wenn sie in Quarz eingeschlossen sind, der sie gegen weitere Reaktionen abschirmt.

Im zweiten Falle, wenn sich Störungen im Gestein einstellen, seien sie auch nur mikroskopisch sichtbar, werden die primären Biotite durch Aggregate eines neuen, grünen, feinkörnigen Biotits (Biotit III) ersetzt. Auch hier geht der Ersatz stufenweise vor sich. Die Spaltbarkeit der primären Glimmer bleibt durch parallele Lagen von kleinen Titanitlinsen erhalten. Die sich neu bildenden Glimmermosaike wachsen diskordant durch diese kleinen Titanitlinsen hindurch und sind in ihrer Richtung unabhängig von der des ersetzten Glimmers. (Vorwegnehmend sei aber erwähnt, dass auch die Gefüge dieser grünen Glimmer einem regional einheitlichen Plan folgen) (Taf. II, Fig. 1.)

Neben den grünen Biotiten treten hier selten feinstrahlige Aggregate von Stilpnomelan auf, der entweder aus den primären Biotiten hervorgeht oder sich auf kleinen Klüften und Scherfugen findet. Oft bevorzugt er dabei kleine Risse in den Kalifeldspaten.

In einem fortgeschrittenen Stadium ballen sich die Titanitkörnchen zusammen und werden von nun gereinigten, grünen Biotitaggregaten umschlossen. Gleichzeitig entsteht reichlich Epidot in grossen Körnern, wobei Ca wahrscheinlich aus den Plagioklasen stammt, die fast alle zu Albit umgewandelt sind.

Werden die kleinen Scherbahnen ein wenig grösser, dann findet sich junger Biotit als strahliges Aggregat um die zerfallenen Primärbiotite. Sind endlich die Störungen auch makroskopisch sichtbar im Gestein, dann findet man sämtliche Primärbiotite ersetzt durch Biotit, Titanit und Epidot.

Diese Unterschiede der Ausbildung im Schliffbereich sind aber auch im Grossbereich gültig, indem z. B. in der Zone der Fenêtre du Chamois, gekennzeichnet durch eine N-S-verlaufende, gut verfolgbare Störungszone, sich bevorzugt Biotit III, Titanit und Epidot finden, während in den ungestörten Gesteinen bei der Pointe d'Orny entweder die primären Biotite (braun oder grün) oder deren Umwandlungsprodukte Chlorit, Epidot, Stilpnomelan und Titanit zu finden sind.

Tabelle 2. *Optische Daten für die Glimmer*

	Farbe für n β	n β	2 V
Biotit I	braun	1,638—1,648	18—20° r > v
Biotit II	grün	1,644—1,654	12—14° r > v
Biotit III	grün	1,652—1,658	6—10° r ≧ v
Biotit IV	gelb	n. b.	n. b.
Chlorit	blaugrün	1,66	0°
Stilpnomelan	gelborange	1,725 ± 0,005	0°

Zu Biotit II gehören die primären grünen Biotite, während Biotit III die kleinen grünen Glimmer darstellt, die in kleinblättrigen Aggregaten (mit jungem Gefüge) die primären Glimmer ersetzen.

Hornblende. Neben den Glimmern tritt als weiterer farbiger Bestandteil Hornblende auf, die aber fast ganz durch kleinblättrige Glimmeraggregate ersetzt ist. Meistens erscheinen diese Pseudomorphosen von Glimmer nach Hornblende nur noch als Einschlüsse in Biotiten oder Kalifeldspaten. Man erkennt sie an den sechseckigen, biotitgefüllten Umrissen, die von einer durch Titanit nachgezeichneten Spaltbarkeit durchzogen werden (Taf. II, Fig. 2).

Plagioklas. Der Habitus der Plagioklase ist meistens gestreckt. Sie sind immer nach dem Albitgesetz, sehr oft auch nach dem Karlsbader und dem Periklingesetz verzwillingt. Die optisch bestimmten An-Werte schwanken im groben Granit zwischen An_{17-20}, während sich für den feinkörnigen Granit der Randzone Werte von An_{3-10} ergeben. Die Individuen mit An_{2-3} zeigen häufig eine Füllung von Serizit und Klinozoisit. Auch lässt sich in einigen Individuen noch ein ehemaliger Zonarbau feststellen, indem sich Klinozoisit und Serizit in den entsprechenden Zonen besonders häufen.

Wo im Schliffbereich Scherzonen erkennbar sind, ist der Plagioklas zu Serizit umgewandelt oder in ein Mosaik von Bruchstücken zerlegt. In anderen Bereichen häufen sich stark gewellte Plagioklase, die für die Fläche (010) Krümmungswinkel bis zu 40° aufweisen (Taf. III, Fig. 1).

Bei diesen Beanspruchungen wirkte (010) als Translationsebene; das zeigt sich besonders gut dort, wo Periklinlamellen stufenweise an den Albitlamellen versetzt werden (Taf. III, Fig. 2).

Entsprechend der Bildungsperiode lassen sich verschiedene Ausbildungen der Plagioklase unterscheiden, nämlich 1. sehr kleine, trübe Plagioklase, 2. mittlere bis sehr grosse mit leistenförmigem Habitus und 3. Plagioklase mit Kalifeldspatkern.

Aus der frühesten Zeit des Granits stammen Aggregate von sehr kleinen (0,5—1 mm), trüben Plagioklasen, deren ehemaliger Anorthitgehalt sich aber infolge des starken Zerfalls zu Klinozoisit und Serizit nicht mehr feststellen lässt. Sie treten in kleinen Bereichen im Schliff zusammen mit Biotit, Epidot und grossen Titanitkörnern auf oder finden sich in sehr grossen (4—12 mm) Plagioklasen eingeschlossen.

Mittlere bis sehr grosse (4—12 mm), leistenförmige Plagioklase bilden die Hauptgeneration. Sehr grosse Individuen treten nur vereinzelt auf und weisen meistens einen idealen Zonarbau auf. Oft haben sie aber einen sehr heterogenen Bau, weil viele der kleinen, trüben Plagioklase in ihnen eingeschlossen sind. Es treten also vielkernige Grossindividuen auf, die sich mit den „Glomeroblasten" von SCHÜLLER (1951) vergleichen lassen (Taf. IV, Fig. 1).

Neben diesen grossen Individuen finden sich reichlich mittelgrosse und kleine Individuen (1—3 mm), die oft in Aggregaten zusammentreten und sich manchmal um den Biotit sammeln, diesen zuweilen auch umschliessen.

Plagioklase mit Kalifeldspatkern, nicht grösser als 9 mm, treten vor allem in der Nähe von Fremdgesteinseinschlüssen auf (Fig. 6, Taf. IV, Fig. 2).

Man kann verschiedene Stadien der gegenseitigen Durchdringung schon im Schliffbereich erkennen. Der Plagioklas hat oft nur einen kleinen Kalifeldspatkern, und in ihm wieder tauchen noch kleine Schollen von Plagioklas auf.

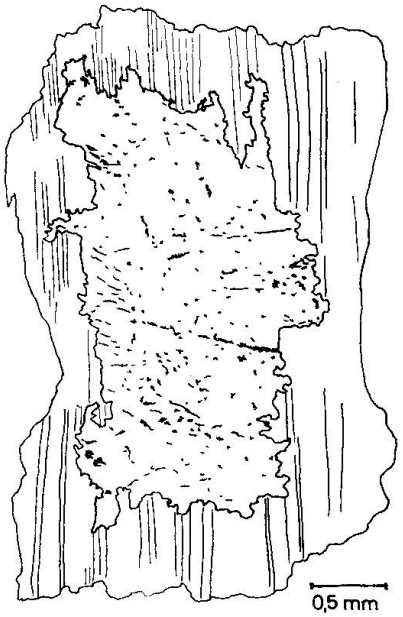


Fig. 6. Ersatz von Plagioklas durch Kalifeldspat von innen heraus (125, Koord.: 568 720/95 090).

In einem weiteren Stadium vergrössert sich der Kalifeldspatkern, und es ragen von aussen Zotten von Plagioklas in den Kern hinein, die im Kalifeldspat in unscharfe Perthitbereiche übergehen. Sind kräftige Zonarstrukturen im Plagioklas vorhanden, so können sie im Kalifeldspat unter Umständen weiterverfolgt werden. Im Endstadium bleibt dann ein Plagioklasring mit grossem Kalifeldspatkern bestehen.

Kalifeldspat. Er ist makroskopisch der markanteste Bestandteil und daher von entscheidender Bedeutung für die Genese des Granits.

Von kleinsten Kristalliten bis zu Tafeln von 6 cm Länge finden sich alle Zwischengrössen. Sie sind idiomorph bis xenomorph ausgebildet und haben oft einen nach (010) tafligen Habitus. Als Zwillingsgesetz herrscht das Karlsbader Gesetz vor, wobei oft krumme Zwillingsgrenzen ausgebildet sind. Makroskopisch lassen sich eingeschlossene Fremdbestandteile wie Plagioklas und Biotit und auch ein Zonarbau feststellen.

Unter dem Mikroskop sind ferner die ausgeprägte Mikroklingitterung, also die Verzwillingung nach dem Periklin- und dem Albitgesetz, und Perthitlamellen sichtbar. Die optischen Achsenwinkel 2Vx variieren zwischen 65 und 96 Grad.

Die makroskopisch einheitlich aussehenden Kristalle erweisen sich bei

genauerer Untersuchung als sehr heterogene Gebilde, so eine komplizierte Entstehungsgeschichte des Gesteins andeutend.

Zonarbau

Trotz der teilweise starken Veränderungen während der alpidischen Metamorphose ist der Zonarbau oft noch gut erhalten (Fig. 7).

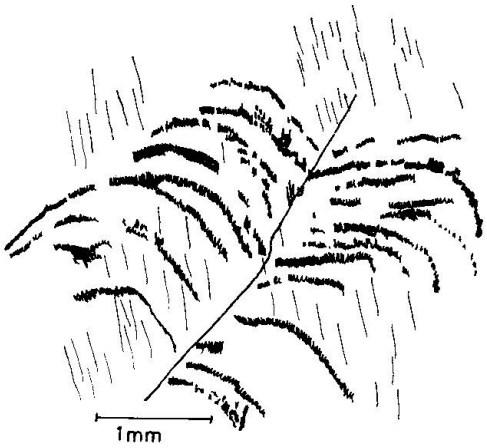


Fig. 7. Zonarbau in Kalifeldspat. Absetzen der Zonen an der Grenze der Karlsbader Zwillinge. Richtung der Perthitlamellen angedeutet durch die Strichsignatur (125, Koord.: 568 720/95 090).

Die Zonen zeichnen den idiomorphen Bau des Kristalls nach, bei Karlsbader Zwillingen jede Hälfte für sich unabhängig eine Zonarstruktur aufbauend. Beide Hälften treffen an der Zwillingsnaht unter zurückspringenden Winkeln zusammen. In einzelnen Zonen treten teilweise Achsenwinkel von 2Vx grösser als 90° auf.

Neben echtem, chemisch bedingtem Zonarbau gibt es Zonarität infolge orientierter Anlagerung von kleinen Plagioklasen, die beim Weiterwachstum des Kalifeldspats umschlossen werden. Dieser Zonarbau bleibt selbst bei starken Veränderungen des Gesteins noch als solcher erkennbar.

Treten beide Arten von Zonarbau im Kristall gemeinsam auf, dann ist der echte Zonarbau immer auf den Kern des Kristalls beschränkt.

Die Anlagerung von Plagioklaskristallen kann ein grösseres Ausmass annehmen und zur Bildung von Plagioklassäumen um Kalifeldspat führen. Ausser den schon beschriebenen ringförmigen Plagioklasen mit Kalifeldspatkern gibt es also eine zweite ringförmige Struktur.

Im Gegensatz zu den Plagioklas*ringen* (bestehend aus einem ausgehöhlten Plagioklasindividuum) sollen die umsäumenden Anordnungen aus vielen Plagioklaskristallen als Plagioklas*kränze* bezeichnet werden.

Die Kränze bestehen also aus Einzelindividuen, die den Zonen im Kalifeldspat parallel liegen. Da die Kalifeldspate viel grösser werden als die Plagioklase, können auch die Plagioklaskränze grössere Durchmesser entwickeln als die Plagioklasringe mit Kalifeldspatfüllung.

In einem späteren Stadium der Kalifeldspatbildung formen sich Zonen, die den äusseren Umriss des Kristalls nur noch ungefähr nachzeichnen. Die Fremdeinschlüsse sind nicht mehr so gut eingeregelt. Es könnte sich hier um ein Spätstadium der Kalifeldspatbildung handeln. Die Fremdbestandteile werden zwar verdrängt oder umschlossen, doch werden sie nicht mehr in ihrer Lage durch den wachsenden Kristall beeinflusst (ERDMANNSDÖRFFER 1949b).

Verdrängung durch Kalifeldspat

Die verdrängende Wirkung von Kalifeldspat gegenüber Plagioklas haben wir bereits bei den mit Kalifeldspat gefüllten Plagioklasringen kennen gelernt. In den weiteren Stadien der Verdrängung sehen wir (Taf. V, Fig. 2), dass der Kalifeldspat den Plagioklasring auch umwächst und reduziert. Die idiomorphen Kalifeldspate erhalten, wie oben erwähnt, xenoblastische Säume, und schliesslich gibt es Xenoblasten ohne idiomorphe Vorstadien.

Die Entwicklung von Kalifeldspat innerhalb und ausserhalb von Plagioklas erinnert strukturell stark an die Bilder von EXNER (1948, Fig. 17 und 18), in denen er die Korrosion der Plagioklase von innen her durch „Knaf.-III- bis II-Kerne" beschreibt. Es ist interessant, dass dabei die spätere Entwicklung der äusseren Kalifeldspatzone unabhängig von der inneren mit dem Plagioklasring erfolgen kann, äussere und innere Zone also ungleich orientiert sind. In den meisten beobachteten Fällen im Mont-Blanc-Massiv waren Aussen- und Innenzone gleichorientiert, und nur in sehr wenigen Fällen findet sich die äussere Anwachszone in Karlsbader Zwillingsstellung zum Kern.

Fig. 8. Verdrängung von Plagioklasgefüge durch Kalifeldspatxenoblast mit Karlsbader Zwillingshälften (Naht angedeutet) (99, Koord.: 569 670/94 285).

Der von vorneherein xenoblastische Typ (Fig. 8) verdrängt alle vorhandenen Komponenten und tritt an deren Stelle.

Diese Erscheinung wird in den Randgesteinen des Massivs besonders deutlich. Zonarer Bau idiomorpher Kalifeldspate ist kaum zu sehen, dafür sind aber die Ränder der einzelnen Kristalle stark mit dem Nebengestein verzahnt und greifen tief in das umliegende Gewebe hinein, vor allem Plagioklas und Biotit verdrängend. Die Relikte liegen dann in den Kalifeldspatkristallen.

Entmischung und Albitisierung

Bisher wurde der Kalifeldspat nur als solcher beschrieben ohne Rücksicht auf seine Entmischungsstadien. In Wirklichkeit haben alle Kalifeldspate ursprünglich eine Albitkomponente enthalten, die beim Übergang vom monoklinen zum triklinen Stadium entmischte. Diese Entmischung ist in allen Kalifeldspatindividuen in Form von Perthitkörpern sichtbar, die in verschiedenen Formen auftreten. Die Beschreibung der Entmischungsprodukte erfolgt nach den Kriterien von LAVES und SOLDATOS (1963).

Demnach gibt es bei uns Aderperthit, Litzenperthit, Filmperthit, Fleckenperthit und poikilitischen Albit. Ausserdem finden sich als Neubildungen Schachbrettalbit, Albitkornsäume auf Korngrenzen und Albitspaltenfüllungen in Kalifeldspat.

Die häufigste und markanteste Perthitausbildung ist *Aderperthit*, der in Adern von verschiedener Breite auftreten kann. Die polysynthetische Verzwillingung des Albits (An_{0-3}) weist ungefähr gleichviel „rechte" wie „linke" Partien auf. Die Drehtischvermessungen ergaben Absonderungsflächen ungefähr parallel zu (100). Fast gleiche Häufigkeit zeigt die Absonderung nach (110) in den *Litzenperthiten*. Besonders auffällig sind dann die feinen Lamellen des *Filmperthit*, die eine Lage ungefähr parallel zur Murchisonit-Spaltbarkeit ($\bar{8}01$) bevorzugen. Diese drei Typen von Perthit gehören nach LAVES und SOLDATOS (1963) zum Frühstadium der Entmischung von K und Na. Ader- und Litzenperthit sind noch an das monokline Stadium des Kalifeldspats gebunden, während die Filmperthite auf Grund ihrer Orientierung schon das Übergangsstadium zum Mikroklin darstellen.

Diese Perthitstrukturen werden aber stark verwischt durch eine erhebliche Albitneubildung. Besonders werden Korngrenzen zwischen Kalifeldspaten, Korngrenzen Plagioklas-Kalifeldspat und Inhomogenitäten im Kalifeldspat bei der Albitisierung bevorzugt. So werden die Aderperthite stark zu (gleich orientiertem) *Fleckenperthit* erweitert. Diese

Fleckenbildung wird während der alpidischen Metamorphose noch besonders verstärkt, indem grosse Bereiche des Kalifeldspats vom Rande her durch Albit ersetzt werden, und zwar in seiner besonderen Ausbildung als *Schachbrettalbit* (Taf. VI, Fig. 1).

Auch Sprünge im Kalifeldspat können durch Schachbrettalbit verheilen, so dass schliesslich nur noch kleine „antiperthitische" Schollen von Kalifeldspat im Schachbrettalbit erhalten bleiben.

Poikilitischer Albit (LAVES und SOLDATOS 1963) tritt in Form von kleinen Albitkörnchen auf, die meist nur aus einer linken und einer rechten Zwillingshälfte bestehen. Sie wachsen ohne Orientierung in bezug auf den Wirt im Kalifeldspat, und zwar entweder als punktförmig auftretende Einzelindividuen oder nesterweise. Auch sie sind wahrscheinlich das Produkt der alpinen Metamorphose. Solche Körnchen häufen sich zuweilen am Rande der im Kalifeldspat eingelagerten Plagioklase mit Reaktionssaum, indem sie sich an dem Reaktionssaum anlagern. Auch wachsen sie dem Zonarbau nach, sei dieser auch nur schwach angedeutet.

Bei der Albitneubildung auf den Korngrenzen zwischen Kalifeldspaten erhält man breite *Albitkornsäume*. Sie löschen mit einem der Zwillingsindividuen des anliegenden Mikroklins gleichmässig aus, und die Indikatrizen von Albit und Kalifeldspat stehen parallel.

Albitspalten bilden in den grossen Kalifeldspaten ein regelrechtes Netzwerk aus. Diese feinen mit Albit gefüllten Sprünge hängen in ihrer Richtung nicht vom Kristall ab, sondern sind eine Folge tektonischer Beanspruchung. Der Albit in ihnen ist polysynthetisch verzwillingt, weist ungefähr gleich viel rechte wie linke Individuen auf und ist mit dem Wirt gleichgerichtet. An diesen Sprüngen finden in einer späteren Phase Bewegungen statt. Ganze Kalifeldspatschollen werden an ihnen zueinander verschoben, und auch die Albitfüllung dieser Spalten wird randlich ein wenig geschleppt. Danach tritt eine Füllung mit Quarz auf. Interessant ist hierbei das verschiedene mechanische Verhalten von Kalifeldspat und Plagioklas. Während der Kalifeldspat an den breiten Sprüngen zerschert wird, werden eingelagerte grössere Plagioklase an den Sprüngen teilweise nur ein wenig verbogen ohne zu zerreissen (Taf. VI, Fig. 2). Neben Quarz finden sich dann zusätzlich Epidot, geregelte Glimmer und Stilpnomelan in den Albitspalten.

Optik

Die Verteilung der 2Vx-Werte kann in den Kalifeldspaten, auch in einzelnen Individuen, sehr heterogen sein (s. RIEDERER 1965).

Die Grösse von 2Vx hängt von mehreren Faktoren ab (HEWLETT

1959), und zwar vom strukturellen Zustand, in dem sich der Kristall befindet, vom Entmischungsgrad und endlich auch vom Chemismus selber (TUTTLE 1952). Die Einflüsse sind teilweise gerade entgegengesetzter Art, so dass man überhaupt nur Aussagen machen kann, wenn eine der Variablen konstant bleibt.

Bei meinen Untersuchungen an optisch homogenen Bereichen in Mikroklin liessen sich auf Grund der Achsenwinkel zwei Gruppen von Kalifeldspaten unterscheiden, nämlich Mikrokline mit Winkeln zwischen 65—85° und solche mit Winkeln grösser als 90°. Meistens finden sich Winkel zwischen 75—85° mit einer Häufung der Werte bei 80—82°. Da sie vielfach zusammen mit Mikroklingitterung auftreten, ist anzunehmen, dass sich die Kristalle auf dem Wege zum Tieftemperatur-Gleichgewichtsstadium befinden, also in bezug auf die Al, Si-Verteilung eine fortgeschrittene Ordnung zeigen. Abweichungen von diesen Winkelwerten finden sich zuweilen in den Kernen von Kalifeldspatkristallen, wo Winkel von 65—75° auftreten können. Es handelt sich hier um Übergangsstadien von Orthoklas zu Mikroklin mit intermediären Winkeln.

Interessant sind die Fälle, bei denen Winkel grösser als 90° auftreten, es sich also um Isomikrokline handelt.

Sie werden auch von EXNER (1948) aus den Tauern und von RIEDERER (1965) aus dem Bayerischen Wald beschrieben. Genauer werden sie von KAZAKOV (1956) untersucht, doch auch er gibt keine Deutung dieses Phänomens.

BAMBAUER (1967) nimmt für „Isoorthoklas" einen submikroskopischen Anteil von Ab in dem Kalifeldspat an, so dass der Achsenwinkel durch den hohen Winkel von Albit beeinflusst wird.

Solche hohen Winkel finden sich in den äusseren Randpartien der Kalifeldspatkerne in den Plagioklasringen, also an der Grenze von Kalifeldspat und Plagioklas. Zuweilen treten auch 2Vx grösser als 90° in Kalifeldspat mit reichlichen Perthitlamellen auf, und zwar in den kleinen Bereichen, die mikroskopisch von Albiteinlagerungen frei zu sein scheinen.

Da diese Winkel weit über den normalen Mikroklin-Winkel hinausgehen, ist die Annahme berechtigt, dass nicht strukturelle Unterschiede diesen hohen Winkel erzeugen, sondern entweder Unterschiede im Chemismus oder in der Entmischung zur Geltung kommen. Nach HEWLETT (1959) würden bis zu 30 Gew.-% Na_2O den Winkel nur sehr geringfügig ändern, während zweiwertige Kationen den Winkel wesentlich stärker beeinflussen.

Schliesslich tauchen die hohen Winkel, wie schon erwähnt, in den Zonen des echten Zonarbaus auf. Auch hier wirken sich entweder Unterschiede des Chemismus oder Entmischungsunterschiede aus. Der höhere

Albitgehalt, der den Zonarbau bewirkt, hat zwar keinen grossen Einfluss auf den optischen Winkel, doch wenn sich der Albit dieser Zonen kryptoperthitisch entmischt, mag hier wie auch im vorher genannten Fall die Art der Entmischung den hohen Winkel hervorrufen. Es sind also vermutlich kryptoperthitische Einlagerungen von Albit im Kalifeldspat, die den Achsenwinkel so sehr beeinflussen und den Anschein eines Isomikroklin erwecken.

Auch die Nachbarschaft mikroskopisch erkennbarer Einlagerungen beeinflusst den optischen Achsenwinkel im Kalifeldspat nicht unerheblich. Misst man die Winkel in einem Querschnitt senkrecht zu Zonen von eingelagerten Plagioklasen in Kalifeldspat, so erhält man in den einschlussfreien Zonen Winkel zwischen 65—73°, während in der Nähe der Einschlüsse die Domänen gegitterter Bereiche Winkel zwischen 75—80° aufweisen. Die Zonen mit Einlagerungen heben sich zum Teil schon dadurch hervor, dass in der Umgebung der Einschlüsse, aber auch in der von ihnen markierten Zone, die Mikroklingitterung besonders stark hervortritt.

Auslöschungsschiefen

An über 50 im Gebiet verteilten Proben wurden die Auslöschungswinkel von n'_α gegen die Spur von (010)- auf (001)-Spaltblättchen gemessen.

Es zeigte sich, dass innerhalb eines Kristalls die Auslöschungsschiefen variieren, jedoch erhält man einen charakteristischen Mittelwert für einen Kristall und für eine Lokalität. Es wurden deshalb pro Kristall 10 Spaltblättchen vermessen. Die Mittelwerte der Auslöschungsschiefen bleiben lokal recht einheitlich, weisen aber regional eine Variation auf. Während sie im Zentrum, also im Bereich des groben Granits, zwischen Werten von 12—14° schwanken, erhält man in Randgranit Mittelwerte von 13—16°.

Erfahrungsgemäss (s. Goldsmith und Laves 1954b) schwanken auch die Triklinitäten im Einzelkristall infolge eines Domänenbaus aus geordneten und weniger geordneten Bereichen. Es sollten aber auch hier Mittelwerte angegeben werden können, die charakteristisch sind für einen Kristall und auch für eine Lokalität.

Für den Fall, dass Triklinität und Auslöschungsschiefe den gleichen Trend von Änderungen aufweisen (Laves 1952, Marfunin 1961), könnte man aus der regionalen Änderung der mittleren Auslöschungsschiefen im Mont-Blanc-Granit auf eine entsprechende Verteilung der Triklinitäten schliessen. Höhere Triklinitäten würden dann am Rande des Mas-

sivs auftreten, und die kleineren Werte würden im Zentrum zu finden sein.

Röntgendaten

Nach GOLDSMITH und LAVES (1954a) ist der strukturelle Zustand durch die Triklinität Δ, der Abweichung der Gitterwinkel α und γ von 90°, gegeben. Die Triklinität kann in den Pulverdiagrammen an der Differenz der Winkel von den Linien (131) und $(1\bar{3}1)$ direkt bestimmt werden. Sie ist definiert als $\Delta = 12{,}5\,[d(131) - d(1\bar{3}1)]$. Ein voll geordneter Kalifeldspat würde also den Wert 1 haben und Sanidin den Wert 0.

Die röntgenographischen Untersuchungen erfolgten am Institut für Kristallographie und Petrographie der ETH, Zürich, mittels einer Doppelguinierkamera nach JAGODZINSKI.

Triklinitäten in typischen Kalifeldspaten des Mont-Blanc-Granits

Probe	Δ	
99 A 1 Kern	0,53	6 cm langer Kristall, innen mit Zonarbau, darauf folgend
99 A 1 Rand	0,66	eine Zone mit Plagioklaseinlagerungen, aussen wieder normaler Kristall, grober Granit
131 innen	0,63	4 cm grosser zonarer Kristall, grober Granit
125	0,64	Kalifeldspatkern in Plagioklas, grober Granit

Die Daten zeigen, dass mittlere Triklinitäten vorhanden sind, die auf ein Übergangsstadium monoklin-triklin hinweisen. Diese Ergebnisse harmonieren auch mit den Auslöschungsschiefen, da die niedrigen Werte einer geringeren Triklinität parallelgehen.

Chemismus

Nicht nur optisch und strukturell, sondern auch chemisch sind die Kalifeldspate sehr heterogen aufgebaut. Dies zeigte sich an Querschnitten typischer Kalifeldspate, bei denen Na- und K-Gehalte mit der Mikrosonde bestimmt wurden[2]).

Ein typisches Profil von Na und K ergab sich an einem 12 mm breiten Kalifeldspat, der vom Kern aus in einem Querprofil bis zum Rande vermessen wurde (Fig. 9).

Generell lässt sich festhalten, dass der K-Gehalt sich von Punkt zu Punkt ändert. Hohe K-Gehalte bedingen niedrige Na-Gehalte und umgekehrt.

Ganz besonders fallen die Perthitlamellen als Einlagerungen auf, in

---

[2]) Die Daten verdanke ich der grosszügigen Unterstützung im Institut für Kristallographie und Petrographie der ETH, Zürich.

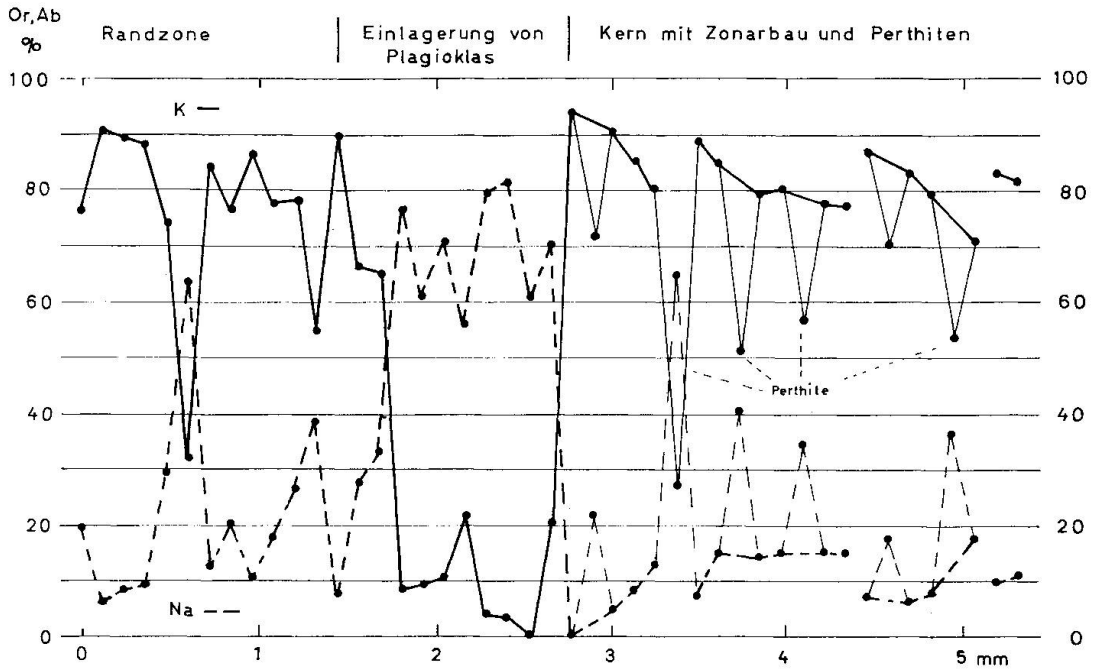


Fig. 9. Analysenprofil mit der Mikrosonde durch einen 12 mm breiten Kalifeldspat aus dem groben Granit. Profil vom Rand bis zum Kern.

Or-Gehalte kräftig durchgehende Linie,
Ab-Gehalte kräftig gestrichelte Linie.

Im Kernbereich wurden die Perthiteinlagerungen mit nur dünnen Signaturen verbunden, um den zonaren Rhythmus der K- und Na-Werte besser zu zeigen.

denen der K-Gehalt fast völlig zurückgeht, während der Na-Gehalt ansteigt bis zu Werten, die Plagioklasen zwischen Albit und An_{30} entsprechen, wenn man annimmt, dass die fehlenden Prozent der Alkalien vor allem dem Ca-Gehalt entsprechen. Im Kern des Kalifeldspats treten rhythmische Schwankungen auf, die wohl einem Zonarbau entsprechen.

Diese Kernzone war bei unserer Probe von einem Ring von Plagioklaseinlagerungen umgeben. In der Analysenkurve steigen die Na-Werte entsprechend an und weisen auf einen Plagioklas hin, dessen Zusammensetzung sich ebenfalls von Punkt zu Punkt ändert.

Quarz. Es ist das letzte Mineral in der ursprünglichen Kristallisationsabfolge. Dies zeigt sich in dem Verhalten gegenüber den übrigen Mineralien, die er fast alle korrodiert oder umschliesst. Bei geringen Gehalten an Quarz findet man ihn auf Zwickel oder auf schmale Bereiche zwischen den anderen Komponenten beschränkt. Oft bildet er auch tropfig-stengelige Gebilde, die zu grösseren rundlichen Bereichen bis zu 1,5 cm Durchmesser zusammenwachsen können. Da der Quarzgehalt in den randlichen

Gesteinen des Granitkomplexes zunimmt, ändert sich hier auch die Art des Auftretens. Die runden Korrosionsbuchten in den anderen Komponenten werden immer auffälliger. Schliesslich können sogar strahlig-graphophyrische „Gewächse" von Quarz alle anderen Komponenten durchdringen.

Selten sind die grossen Überindividuen völlig ungestört. Spätere Deformationen haben einen starken Zerfall bewirkt.

Frühe Zeichen einer solchen Deformation sind Fugen, die mit Flüssigkeitseinschlüssen belegt sind. Solche Quarzfugen bilden geometrisch geschlossene Systeme, die ohne Änderung der Richtung durch mehrere Quarzkörner hindurchziehen (s. Gefüge).

Die Zerlegung der Quarzkörner beginnt mit einer Undulierung der c-Achse und endet schliesslich in grossen Bereichen oder schmalen Zonen aus Mörtelquarz. Diese sehr deutlichen Unterschiede wurden schon von Duparc und Mrazec hervorgehoben, als sie vom „quartz granitique" und vom „quartz grenu" oder „quartz granulitique" sprachen.

Neben den Mörtelzonen treten noch schmale Zonen auf, in denen Quarz zusammen mit Biotit zu einem polygonalen Quarzgefüge (Voll 1961) rekristallisieren, das sich vom Mörtelquarz in seinem Gefüge unterscheidet.

B. Fremdgesteinseinschlüsse im Hauptgranit

Im Granit sind Reste von Fremdgesteinen nicht selten. Sie treten in verschiedener Form und Grösse auf. Es finden sich eckige oder runde Schollen, lang ausgezogene Linsen oder Schwärme von kleinen und grossen Einzelindividuen. Ihre Grösse variiert vom einzelnen, nur mikroskopisch erkennbaren Mineralaggregat bis zum 50 m langen Einschluss

Tabelle 3. *Modaler Stoffbestand der Fremdgesteinseinschlüsse*

Pr. Nr.	Koord.	Bi	Ho	Ep	Ti	Plag	Q	Kf	Akz
Fremdgesteinseinschlüsse									
131, II	569 140/94 645	31,7	—	0,2	—	60,5	7,6	—	—
80,1	568 980/96 555	52,4	—	0,2	—	36,8	10,6	—	—
98	570 360/94 540	21,7	9,0	0,3	1,7	54,0	13,3	—	—
107, I	568 690/95 100	4,4	19,6	0,8	1,4	59,4	11,6	2,8	—
107, II	568 690/95 100	12,1	1,3	0,3	—	57,0	16,9	12,4	—
108, III	568 940/94 445	25,0	—	0,4	—	60,0	14,6	—	—
96 A	570 590/94 945	22,8	—	—	—	61,2	16,0	—	—
Granitrand am Einschluss									
108, VI	568 940/94 445	11,1	—	—	—	58,8	29,7	—	0,4 Orthit

im Granit. Man wird die meisten Einschlüsse auf Grund ihres Gefüges für metamorphe Gesteine halten. Alle schwimmen im Granit, und nur in wenigen Fällen finden sich Granitinjektionen im Innern der Schollen. Hin und wieder fallen grosse Feldspatneubildungen in den Einschlüssen auf.

In ihrer modalen Zusammensetzung entsprechen sie Dioriten, also Gesteinen mittlerer Zusammensetzung. Kalifeldspat tritt erst in zunehmendem Masse im Zusammenhang mit Granitinjektionen auf.

In der Projektion der Modalwerte (Fig. 10) erkennt man eine Tendenz

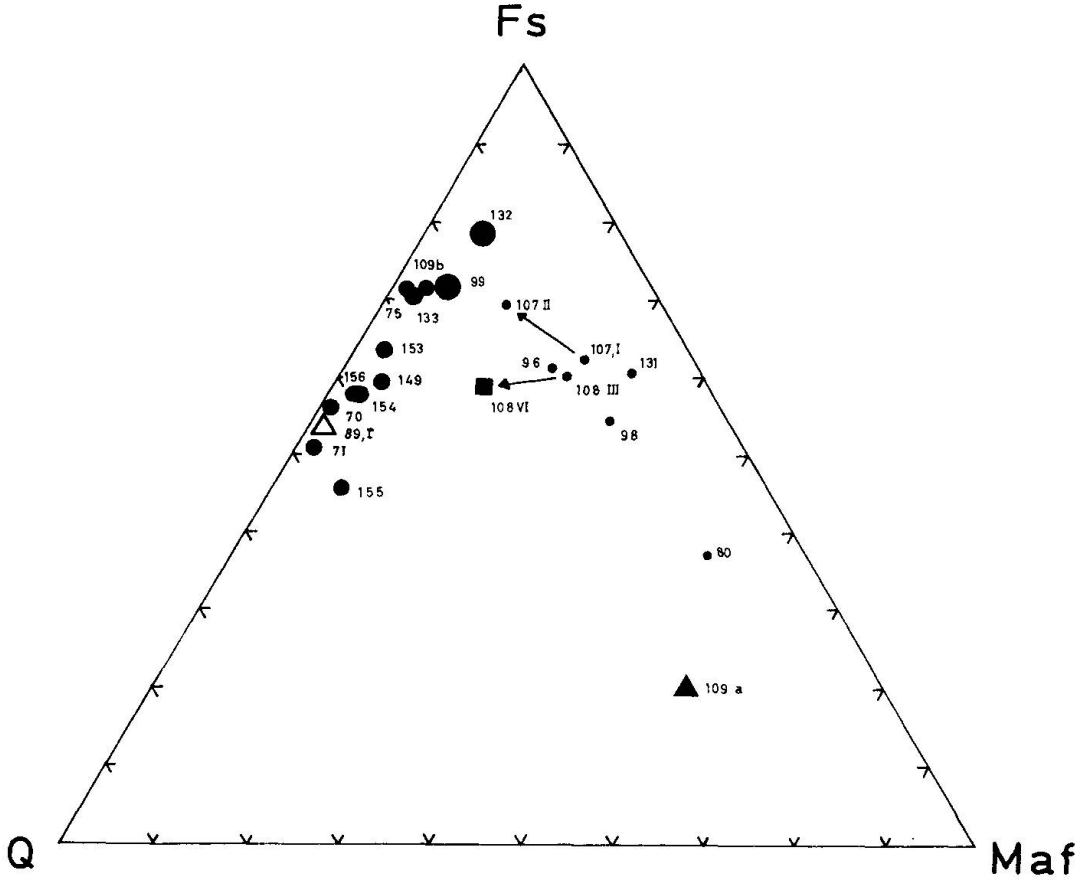


Fig. 10. Modalitäten der metamorphen Einschlüsse im Granit und Vergleich mit den Graniten.

Kleine Punkte	metamorphe Einschlüsse
Mittlere Punkte	Randgranite
Grosse Punkte	grobe Kerngranite
Dreiecke	schwarz: biotitreiche Schliere im Randgranit
	weiss: Feldspatschliere im Kerngranit
Quadrat	Reaktionssaum im groben Granit um Xenolith

Pfeile zeigen Entwicklungstendenzen

der Einschlüsse, ihren Modus dem Granit anzugleichen; auf einen Zustand der Mobilisierung und Restitbildung folgt als Endstadium die Assimilation. Die Lage der Projektionspunkte zeigt den ziemlich gleichen, geringen Quarzgehalt in den Proben an.

Erst bei Annäherung an das Feld der Granite steigt auch der Quarzgehalt an. Die einzelnen Gesteine unterscheiden sich im wesentlichen durch ihr Verhältnis von Feldspat zu Mafiten, das sich bei Annäherung an das Granitfeld immer mehr zugunsten der Feldspate verschiebt.

Hauptbestandteil in den Fremdgesteinen ist jeweils Plagioklas, und zwar ein Andesin, dessen genaue Zusammensetzung sich aber infolge des Zerfalls zu Klinozoisit, Serizit und Albit meistens nicht mehr feststellen lässt. Er bildet entweder idiomorphe Leisten, die zusammen mit Hornblenden in einer Grundmasse aus Quarz schwimmen, oder es sind rundliche Xenoblasten, die von Glimmerhäuten umgeben werden und dem Gestein ein körneliges Aussehen geben. In einigen Fällen finden sich antiperthitische Individuen, in denen kleine rechteckige Bereiche durch Kalifeldspat ersetzt werden. Diese Erscheinung kann sich im Bereiche der Injektionen noch verstärken, wo Kalifeldspat schliesslich einen inneren rundlichen Bereich im Kern der Plagioklase einnimmt (s. Plagioklasringe S. 514).

Die Strukturen lassen auf eine gesteigerte Mobilisation dieser Gesteine schliessen, deren einzelne Stufen man wie folgt belegen kann. Die von Glimmerhäuten umgebenen isometrischen Plagioklase erinnern an die „Körnelgneis"-Bildungen bei MEHNERT (1957), indem aus dem geschieferten Gestein ein körneliges Gestein entsteht, bei dem mit zunehmender Grösse der Plagioklasblasten das alte Gefüge verschwindet. Leistenförmige, trübe Plagioklase, die in einer Grundmasse von Quarz schwimmen, zeigen durch ihre zunehmende Idiomorphie schon höhere Mobilisationsstadien an (s. MEHNERT 1963). Quarz weist eine Sammelkristallisation auf, die dann so weit gehen kann, dass er lokal in Grosstropfen auskristallisiert und um sich einen Restitsaum aus Hornblenden oder Biotiten ausbildet. Es setzt also eine Trennung der hellen und dunklen Bestandteile ein. Parallel dazu bilden sich erste Restitflecken in Form von Hornblendeaggregaten, die gleichmässig verteilt im Gestein auftreten. Zugleich häufen sich Epidot- und Titanitkörner. Der kleinblättrige Biotit bleibt vorläufig noch konservativ. Erst unter dem Einfluss des Granits tritt hier eine Änderung ein. Es entstehen dann grosse, idiomorphe, grünlichbraune Biotite, die den primären Biotiten des Wirtsgranits entsprechen. Diese wachsen auch auf Kosten der Hornblendeaggregate. Man muss also zwischen einer noch erkennbaren Mobilisations-

phase und der direkten assimilierenden Einwirkung des umgebenden Granits unterscheiden.

Besondere Bildungen sind die grossen Feldspataggregate, die als helle Flecken in den Fremdgesteinsschollen auffallen. Das mikroskopische Bild zeigt hier grosse, von Perthitadern durchzogene Mikrokline, die von einem Saum grösserer Plagioklase umgeben sein können (Fig. 11). Die Plagioklase, meistens noch sehr frisch erhalten, sind in ihrer Richtung unabhängig vom grossen Kalifeldspat. Sie bilden leistenförmige, einheitliche, grosse Individuen mit Zonarbau aus, die ziemlich konstant einen (optisch bestimmten) mittleren Anorthitgehalt von An_{18-21} aufweisen.

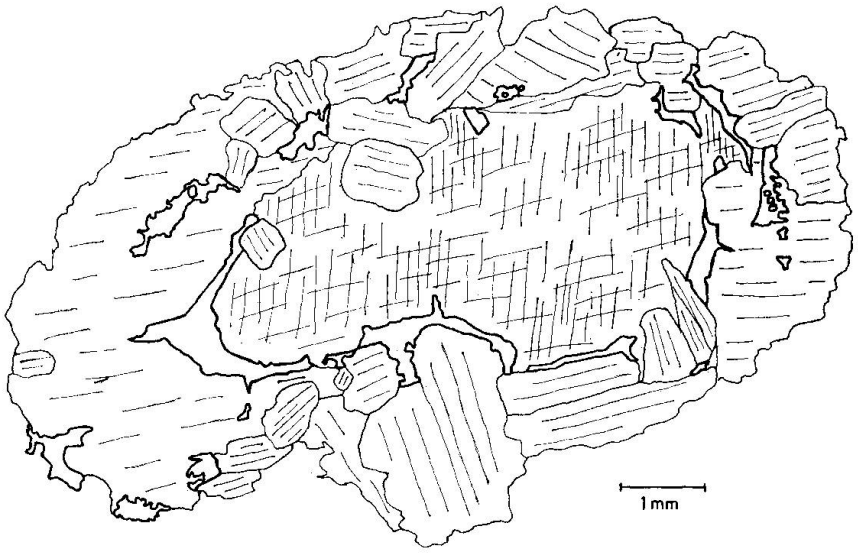


Fig. 11. Grosser Kalifeldspatblast (Kreuzsignatur) mit einem Rand verschieden orientierter Plagioklase An_{18-21} (gestrichelt) und Quarzeinlagerungen (stark umrandet) im Xenolith eingelagert im groben Granit.

Ein Profil mit der Mikrosonde durch eines dieser Individuen ergab Werte von An_5 bis An_{35} mit einem Mittelwert bei An_{31}. Auch hier ist also der Plagioklas nicht einheitlich aufgebaut und zeigt einen starken Wechsel in seinem Chemismus.

Der Kalifeldspat ähnelt chemisch den schon beim Granit beschriebenen Individuen (s. S. 522) mit dem gleichen unruhigen Wechsel von K- und Na-Gehalt und Perthiten.

Zusammen mit Kalifeldspat und Plagioklas tritt Quarz auf, der vor allem entlang der Korngrenzen von beiden eindringt und auskristallisiert. Nur in wenigen Fällen werden grössere Teile der Plagioklase vom Quarz verdrängt, so dass Schollen von Plagioklas in Quarz auftreten (s. Fig. 11).

In gleicher Weise wie die Quarzgrosstropfen in den Xenolithen haben auch manche der soeben beschriebenen Kalifeldspatblasten in den Xenolithen eine schmale Randzone, in der sich dunkle Mineralien wie Hornblende, Biotit und Epidot ansammeln in Form eines schmalen Restitsaums. Die Grundmasse dieser Randzone besteht aus Albit (Fig. 12).

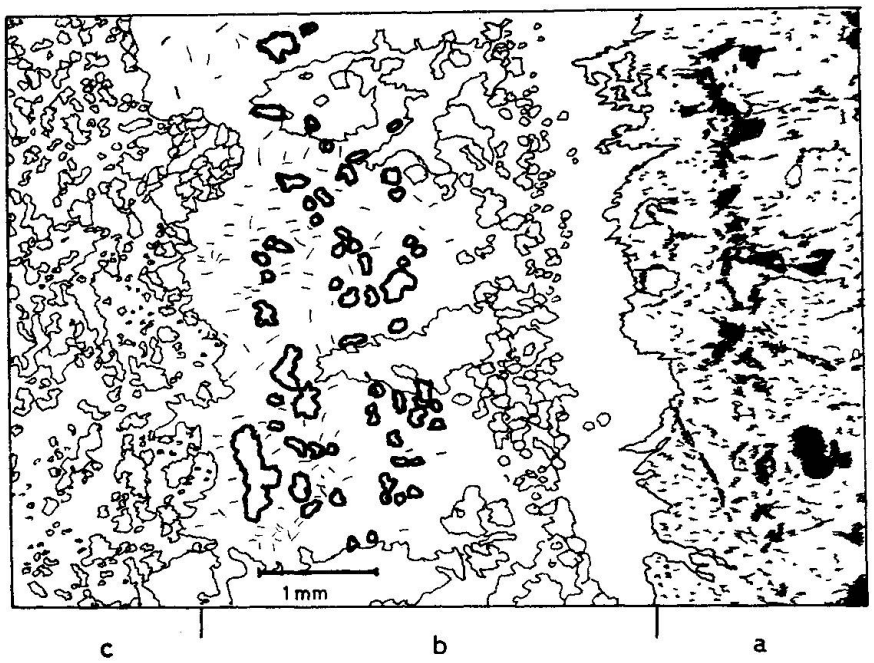


Fig. 12. Rand vom Kalifeldspatblasten zum umgebenden Xenolithen. Ausbildung von verschiedenen Zonen.

a) Kalifeldspat mit kräftigen Einlagerungen von Perthit (schwarz).
b) Albit als Grundmasse (weiss) mit Einlagerungen von reliktischem Material wie Hornblende, Epidot und Biotit (alle dick umrandet) und Apatit.
c) Feinkörniges Gestein des Xenolithen.

Wo sich grosse Kalifeldspatblasten gebildet haben, ist die Umgebung des metamorphen Einschlusses an Kalifeldspat verarmt oder ganz frei davon.

Der Kontakt der Einschlüsse mit dem Granit ist generell scharf. Nur zuweilen zeigt sich im Granit ein heller Reaktionssaum, der den Einschluss umgibt. Im Granit treten dann grosse, idiomorphe Plagioklase und grosse Biotite zusammen mit Orthit auf, getrennt von vereinzelten Quarzbereichen. Es bildet sich also eine „dioritische" Reaktionszone im Granit aus. Erst in einiger Distanz findet sich dann auch Kalifeldspat (Fig. 13).

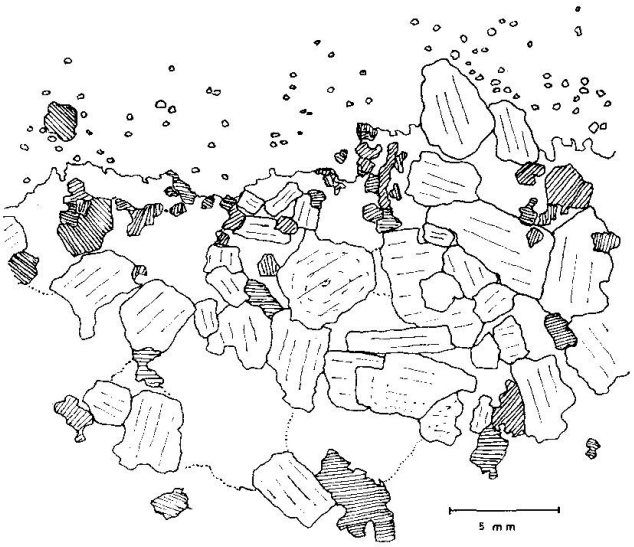


Fig. 13. Granodioritischer Reaktionsrand um Xenolith im groben Granit aus grossen Plagioklasen mit grobem Biotit (schraffiert) und Quarz (weiss) (Zeichnung nach Photo, 108 VI, Koord. 568 940/94 445).

C. Deutung des mikroskopischen Befundes

Die mikroskopische Beschreibung des ursprünglichen Zustandes des Mont-Blanc-Granits und seiner Einschlüsse ist erschwert, weil die alten Gesteine einer jüngeren Metamorphose ausgesetzt waren. Man kann also den primären Mineralbestand oft nur an Relikten erkennen.

Glimmer. Dies wird besonders auffällig bei den mafischen Mineralien im Granit. Nur Biotit I gehört zur primären Generation, während die Biotite II—IV späte Umwandlungsprodukte darstellen. Die Erhaltung der Spaltbarkeit primärer Glimmer (z. B. durch Titaniteinlagerungen) erlaubt auch in den Zerfallsprodukten wie jungen Glimmern und Epidot noch Rückschlüsse auf das ersetzte Mineral.

Man kann zwei Arten der Umwandlung bei den primären Biotiten unterscheiden, und zwar einmal zu Aggregaten von

Chlorit + Stilpnomelan + Epidot + Titanit

und zum anderen zu

Biotit + Epidot + Titanit.

Diese Unterschiede in den Mineralparagenesen zeigen sich im Schliffbereich, nämlich dort wo Störungen auftreten, erscheint im Schliff hauptsächlich junger Biotit, während in den von Störungen verschonten Inseln die Umwandlung zu Chlorit + Stilpnomelan zu sehen ist.

Die Schliffbeobachtung entspricht dem Geländebefund, da sich Biotit vor allem im Bereich grösserer Störungen findet, während Chlorit und Stilpnomelan und auch Reste primärer Glimmer im noch ungestörten Gestein auftreten.

Bei der alpidischen Regionalmetamorphose, die in ihrer Intensität und Verbreitung durch die Indexmineralien so klar gliederbar ist (s. NIGGLI 1960, BEARTH 1962, WENK 1962), schliesst sich der Mont-Blanc-Bereich eng an die Stilpnomelan-Zone von NIGGLI (NIGGLI, E. und NIGGLI, C. 1965) an. Stilpnomelan mit Chlorit, Epidot und Titanit wurden in fast allen Granitproben als junge Neubildungen gefunden, und zwar entweder als Zerfallsprodukt ehemaliger Glimmer oder als Neubildung in dünnen Fugen im Kalifeldspat. Stilpnomelan tritt gegen Norden zu immer spärlicher auf, und wie bei STECK (1966) findet er sich vor allem in von alpinen Störungen verschonten Gesteinen.

In den später entstandenen Störungszonen bildete sich dann zusätzlich vor allem grüner Biotit (III) neben Epidot und Titanit.

Feldspate. Den Glimmern folgte in der Kristallisation Plagioklas, der oft mit Biotit Aggregate bildet. Neben ihm finden sich kleine trübe Plagioklase als Einschlüsse vielkerniger Grossplagioklase, die wohl als Relikte von Fremdgesteinseinschlüssen zu deuten sind. Diese Vermutung wird noch bekräftigt, wenn sie zusammen mit Biotit, Epidot und Titanitkörnern auftreten und kleinste Schollen von metamorphem Gewebe aufbauen, die zum Teil auch von Plagioklas umschlossen werden können.

Eine andere Art von Relikt im Granit sind die Plagioklase mit Kalifeldspatkern, die häufiger in der Umgebung von metamorphen Einschlüssen im Granit auffallen. Sie gehen in einer Entwicklungsreihe aus Plagioklasen mit Antiperthitkörperchen hervor, wie sie sich bei schwacher Mobilisation in metamorphen Gesteinen bilden.

Antiperthitbildungen in Plagioklas werden öfters in Gesteinen mit beginnender und fortgeschrittener Mobilisation erwähnt. Schon ERDMANNSDÖRFFER (1949a) findet Anfänge der Mikroklinbildung in Einschlüssen im Diorit. NICKEL (1953) beschreibt alle Übergänge der Umwandlung von Plagioklas zu Kalifeldspat aus hybriden Einschlüssen im Granit. TROLL (1964) deutet orthogonale Antiperthittäfelchen als Verdrängungen in Plagioklas. Bei OKRUSCH (1963) bilden sich Antiperthite in Plagioklasporphyroblasten, die in Relikten des Altbestandes auftreten. Bei LANGERFELDT (1961) setzt die Verdrängung von Plagioklas durch Kalifeldspat an xenomorphen Plagioklasblasten ein, und zwar vor allem in metablastisch mobilisierten Partien in Form von antiperthitartigen Einlagerungen in Plagioklas. Die Kalifeldspatsubstanz war in diesem Fall nicht aus dem primären Gneismineralbestand herzuleiten, sondern muss zugeführt worden sein. BÜSCH (1966) endlich findet bei *beginnender* Mobilisation in Hornblendebiotitgesteinen *kleine* Antiperthite und bei *fortgeschrittener* Mobilisation mit Bildung von Restiten *grössere*

antiperthitische Flecken, die sich im Zentrum der Plagioklase ansammeln. „Die ... antiperthitischen Flecken können sich in den Mobilisaten zu rundlichen bis amöboiden Körpern erweitern." Gewisse Plagioklasbereiche wurden eindeutig verdrängt.

Es lässt sich also eine Entwicklungsreihe (Fig. 14) aufstellen, die bei schwacher Mobilisation mit ersten Antiperthitkörperchen im Plagioklas einsetzt. Mittleren Stadien entsprechen grössere antiperthitische Bereiche. Die Endstadien dieser Entwicklung finden sich nur in den Graniten selbst, also bei reichlicher Anwesenheit von Kalifeldspat.

Hier kommt es zum starken Ersatz von Plagioklas durch Kalifeldspat von innen heraus. Anfänglich wird nur eine kleine innere Zone im Plagioklas davon betroffen, und es bleiben noch reliktische Schollen von nicht ersetztem Plagioklas innerhalb des Kalifeldspats übrig. Bei fortschreitender Entwicklung wächst der Kalifeldspatkern; es bleiben restliche Plagioklaszotten erhalten, die vom Rande her in den Kern hineinragen und im Kalifeldspat in unscharfe Perthitbereiche übergehen. Schliesslich bleibt nur noch ein schmaler Plagioklasring um den Kalifeldspat erhalten.

Es liegt nahe, diese auf den Kern der Plagioklase beschränkten Erscheinungen als Schnitteffekt zu deuten, doch werden in beliebiger Schnittlage solche Verdrängungen nur im Kern festgestellt. In Dickschliffen konnte zudem erkannt werden, dass Plagioklas eine Schale um den Kalifeldspat bildet. Man darf also mit genügender Sicherheit annehmen, dass solche Verdrängungen hier vor allem auf den Kernbereich der Plagioklase beschränkt sind.

Mit fortschreitendem Wachstum des Kalifeldspats werden diese Plagioklasringe, mehr oder weniger vollkommen erhalten, ins Innere des Kalifeldspats eingebaut. Da alle Stadien nebeneinander auftreten, kann man sich ein Bild von der fortschreitenden Assimilation machen. In späten Phasen der Kristallisation neigt der Kalifeldspat unabhängig von der geschilderten Verdauung der Plagioklase noch zur xenoblastischen Verdrängung der Nachbarn.

Quarz. Der mit der Kristallisation später einsetzende Quarz begnügt sich nicht mit Zwickelfüllung, sondern bildet sich auch auf Kosten der anderen Komponenten, die er in lappigen Buchten verdrängt.

Das hypidiomorph-körnige Gefüge geht durch die komplexe Geschichte der Gemengteile letzten Endes in ein kristalloblastisches Gefüge über, ohne dass der granitische Phänotyp verschwindet.

Metamorphose. Der Zerfall der Plagioklase zu Klinozoisit, Serizit und Albit ist sicherlich zum grossen Teil ein Ergebnis der alpinen Metamorphose, doch kann der Prozess schon im Endstadium des Granits ein-

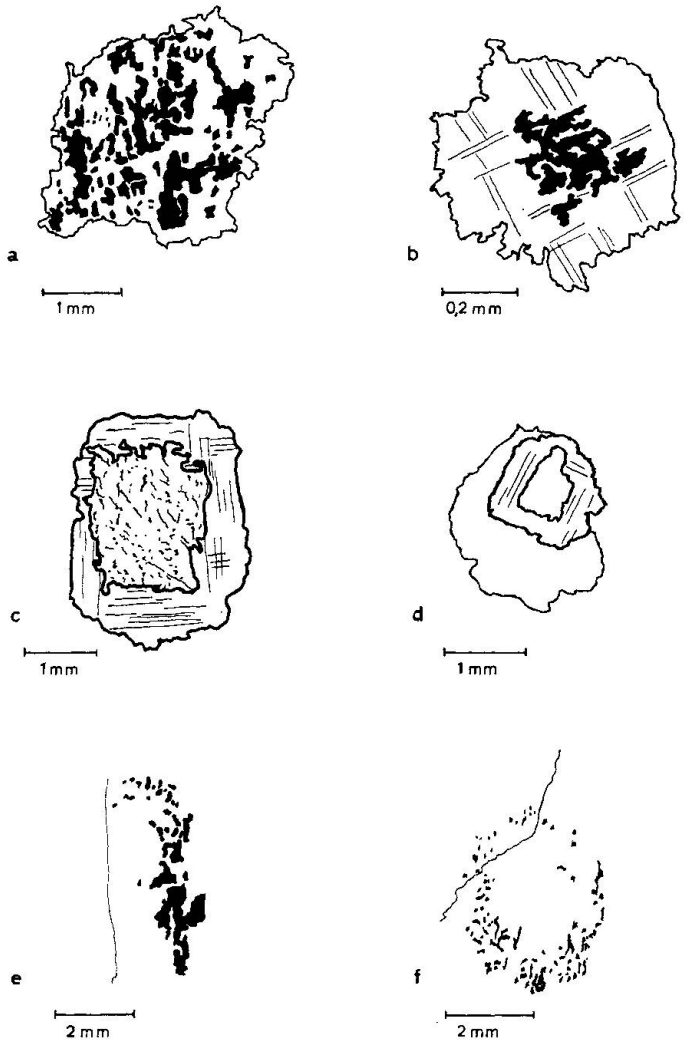


Fig. 14. Verdrängungsstadien von Plagioklas durch Kalifeldspat.

a) Antiperthitbildung (schwarz) in Plagioklas in metablastisch mobilisierten Partien des Gesteins (Zeichnung nach LANGERFELDT 1961, Taf. II, Fig. 1).

b) Antiperthitischer Kalifeldspatkern (schwarz) in Plagioklas in kleinem, stark metablastisch verändertem Xenolith im groben Granit.

c) Ersatz des Plagioklases von innen heraus (s. auch Fig. 6, Taf. IV, Fig. 2) durch Kalifeldspat. Im groben Granit in der Umgebung grosser metamorpher Einschlüsse.

d) Plagioklasring (stark umrandet) von innen her durch Kalifeldspat ersetzt, ferner auch aussen von Kalifeldspat umgeben (nach EXNER 1948, Abb. 17).

e) Plagioklas (schwarz) nur noch als ringförmiges Schollenagglomerat als Relikt im Kalifeldspatkern. Kalifeldspat 6 cm lang, im groben Granit.

f) Letzte ringförmige Plagioklasrelikte (schwarz) im Kern eines grossen Kalifeldspats im groben Granit.

gesetzt haben. Gleiches gilt für den Kalifeldspat: Die Entmischung in eine Albit- und eine Orthoklaskomponente setzt wohl schon früh in der granitischen Phase ein, doch die besonderen Albitausbildungen wie Schachbrettalbit, Fleckenperthit zum Teil, poikilitischer Albit, Albitkornsäume und Albitfugen im Kalifeldspat wird man zum grossen Teil als Ergebnis der alpinen Metamorphose ansehen.

Auch Quarz unterliegt den Folgen der alpinen Metamorphose, indem er in Unterindividuen zerfällt, die im fortschreitenden Masse neue Gefüge abbilden.

Die alpidische Überprägung betrifft also alle Komponenten, allerdings so, dass der Granitkörper als Ganzes erhalten bleibt. Die ursprüngliche Paragenese ebenso wie die Struktur sind erkennbar. Die Primärkristallisation lässt sich einschliesslich der Assimilationsphase rekonstruieren. Aber im Detail und unter dem Mikroskop zeigt sich deutlich die Anpassung an die neue Form und die Gefügekoordinaten der alpidischen Überprägung.

IV. GEFÜGEKUNDLICHE BESCHREIBUNG DER GESTEINE

Die gefügekundlichen Untersuchungen an den Gesteinen des Trient-Massivs widmen sich den linearen und planaren Gefügen. Es handelt sich vor allem um die Auflösung der meist komplizierten, durch Überlagerung entstandenen Gefüge und um die Deutung der Primärgefüge. Bei den Graniten heisst es also, Gefüge zu erkennen, die im frühen Stadium des Granits entstanden sind und etwas über dessen Bildungsgeschichte aussagen.

Hierzu gehören die Fugen-, Schlieren- und Kalifeldspatrichtungen. Eine sekundäre Überprägung zeigt sich in den Korngefügen von Glimmern und Quarz an.

Die Darstellung der Ergebnisse erfolgt im Schmidtschen Netz (untere Halbkugel), und die Diagramme sind einheitlich N-S orientiert (Strichmarke am oberen Ende des Diagramms weist gegen Norden).

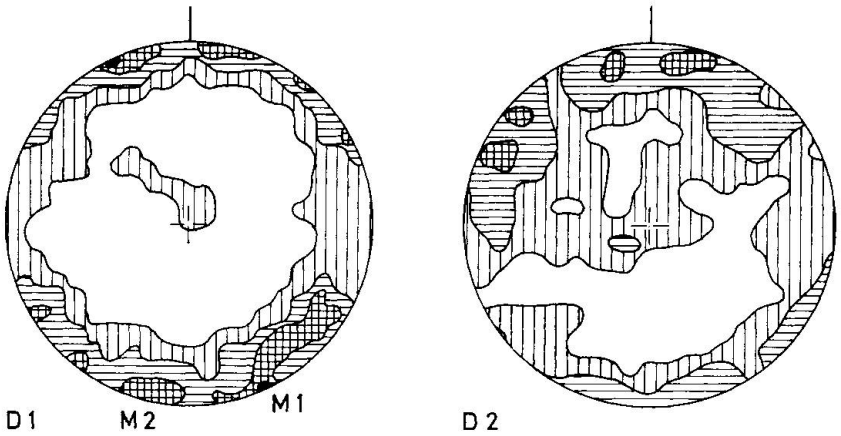
A. Makrogefüge

Zu den makroskopisch erkennbaren Gefügen gehören die Fugen-, Schlieren- und Kalifeldspatstrukturen und ferner die schmalen Blastomylonitzonen, die im groben Granit auftreten.

1. Fugen im Granit

Als wichtiges Gefügeelement sind die verschiedenen Kluftscharen im Granit zu nennen. Die Richtungsstatistik von PURTSCHELLER (1963) zeigte, wie einheitlich sich die Kluftscharen im ganzen Mont-Blanc-Granit verhalten und wie sehr das Relief im Granit von ihnen bestimmt wird. Er fand sechs verschiedene Hauptfugenrichtungen, von denen vor allem die von ihm benannten Richtungen K 1 (N 55° E) und K 2 (N 78° W) entsprechend seiner Maxima M 1 und M 2 vorherrschen (D 1).

Entsprechende eigene Messungen im Trient-Gebiet zeigten die Fortsetzung dieser Gefüge nach Osten (D 2).



Regionaler Vergleich der Fugen im Granit.

D 1: 1900 Fugen aus dem westlichen Bereich des Mont-Blanc-Massivs, gezeichnet nach dem Diagramm aus PURTSCHELLER 1963, D 17.

D 2: 700 Fugen aus dem Trient-Massiv.

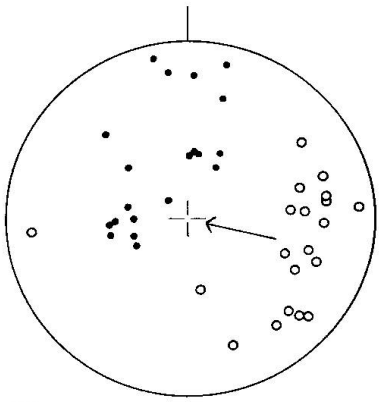
Dichtelinien: 0,5% (vertikal schraffiert), 1,5% (horizontal schraffiert), 3% (Kreuzschraffur), 5% (schwarz).

Die Maxima M 1 und M 2 von PURTSCHELLER tauchen hier wieder auf; es finden sich also vor allem steile Kluftscharen der Richtungen 55° und 100°.

In geringerer Zahl treten auch horizontalliegende Fugen auf, die oft als mineralführende Klüfte ausgebildet sind. Diese werden in einem späteren Stadium noch durch Überschiebungen überprägt, so dass die Mineralien stark zerschert und oft von Epidotharnischen durchzogen sind.

Bei allen diesen jungen Überschiebungen wurden schon vorhandene Fugen im Gestein erneut benutzt. Die Richtung und die Lage der Fugen mag dabei recht verschieden sein, doch die Richtung der Bewegung auf

ihnen ist geographisch immer gleich gerichtet, so dass sich ein einheitlicher Überschiebungsplan von SE nach NW ergibt (D 3).



D 3

Junge Überschiebungsflächen im Granit. Punkte = Flächennormalen auf den Überschiebungsflächen; Kreise = Rutschharnische auf den Flächen. Pfeil gibt die generelle Überschiebungsrichtung an.

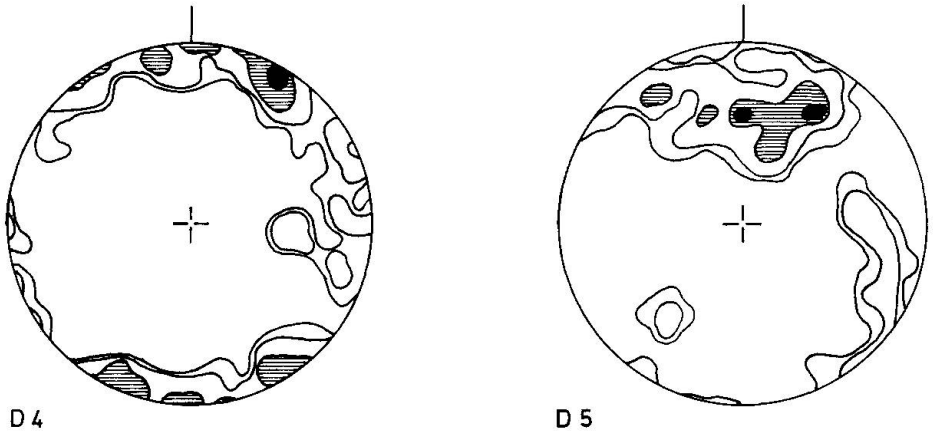
2. *Schlieren*

Die Schlieren sind stofflich bedingte, flächige Inhomogenitäten im Granit, die entweder fast nur aus einem Quarz-Feldspatgemisch bestehen oder aus restlichem Fremdgesteinsmaterial hervorgehen, das in die Granitstruktur eingebaut wurde.

Wo sich Schlieren in ihrer Lage einmessen lassen, geben sie Auskunft über den Grossbau des Granitkörpers in seinem ursprünglichen Zustand. Zwar konnten die Schlieren nicht überall gefunden werden, doch genügen die verfügbaren Daten, um prinzipielle Aussagen zu ermöglichen. Verfolgt man die Schlieren in ihrer Lage, so stellt man im Zentrum des Trient-Massivs, also in der Umgebung der Pointe d'Orny, eine fast horizontale Lagerung fest. Die einzelnen Schlieren sind nur hin und wieder stärker gewellt oder gefältelt. Das β-Diagramm (D 4) zeigt eine flachliegende Achse in NE-SW-Richtung an. Ein entsprechendes Diagramm der Schlieren im nördlichen Teil des Granits, also in den Felsen südlich des Val d'Arpette, zeigt ein β-Maximum, das einem Abtauchen der Schlieren nach NE entspricht (D 5), dem auch die Wellungen in den einzelnen Schlieren folgen.

In den Randgesteinen zum Val Ferret (Châtelet, Mont Dolent) dagegen fallen die Schlieren steil nach Osten bzw. SE ein. Man erhält also im Granit eine Nachzeichnung seines Randes durch steile, nach aussen zur metamorphen Hülle hin einfallende Schlieren, während sie im Zentrum flach liegen.

Vergleichende Beobachtungen zwischen dem Plan de l'Aiguille und dem Refuge du Requin zeigten dort eine sehr steile Stellung der Schlie-



β-Diagramm von Schlieren im Mont-Blanc-Granit.

D 4: Feldspatschlieren der Umgebung der Pointe d'Orny, 66 Punkte (s. Taf. VII).
D 5: Biotitreiche Schlieren in Randgranit der Aiguilles d'Arpettes (571 500/95), 135 Punkte (s. Taf. VII).

Dichtelinien: 1%, 2%, 5% (schraffiert), 10% (schwarz).

ren, da sie entweder vertikal stehen oder sehr steil nach innen oder aussen einfallen.

Entsprechendes zeigten Baggio und Malaroda (1961, 1962) in den Tunnelprofilen der Südseite des Mont-Blanc-Tunnels. Dort fallen die „Sciami di Biotite" auch sehr steil nach aussen ein oder stehen vertikal. Diese Daten kann man zum Gesamtbilde einer Kuppel zusammenfassen, die in ihrer Ausdehnung ungefähr der Verbreitung des Granits entspricht. Ihre Ränder stehen steil und parallel zum Kontakt, und im Zentrum hat sie ein flachgewölbtes Dach, das mit schwacher Neigung nach NE abtaucht.

3. Zeilenbau der Kalifeldspate

Ein weiteres Gefügeelement lässt sich regional sehr gut verfolgen, wenngleich es oft durch spätere Deformationen weitgehend zerstört worden ist: der Zeilenbau der Kalifeldspate.

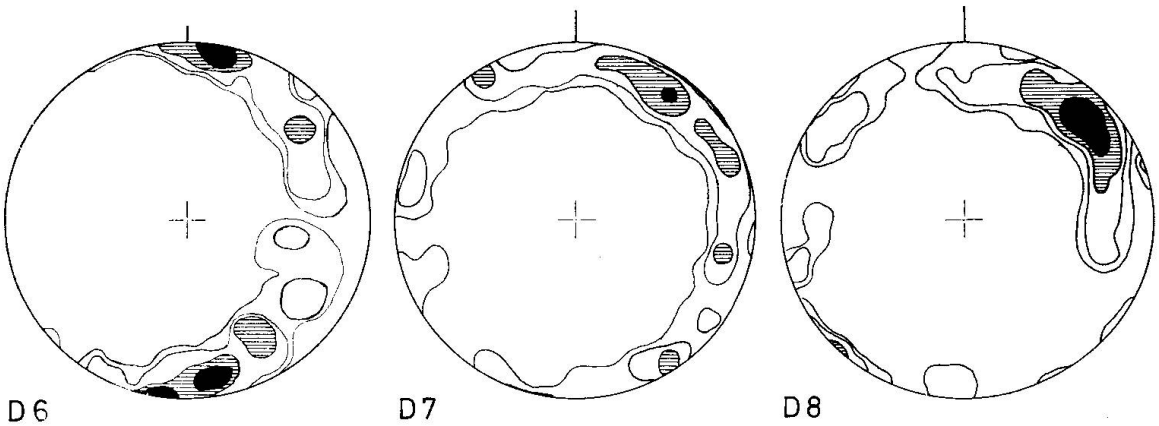
An vertikalen Aufschlusswänden erkennt man eine Parallelanordnung der Kalifeldspattafeln nach der äusseren Form, so dass sich ihre Längsrichtungen im Anschnitt zeilenförmig anordnen.

Die Vermessung dieser Lineare an Wänden verschiedener Richtung zeigt, dass die Kalifeldspattafeln nicht nur linear, sondern auch flächig angeordnet sind, dadurch dass sie mit ihrer grössten Fläche (010) eine gemeinsame Ebene bilden. Dieser flächige Zeilenbau nach (010) kann eingemessen werden, doch muss man sich dabei hüten, nicht ein Sche-

rungs-s zu vermessen, demzufolge vielerorts die Kalifeldspate in eine neue Lage eingedreht wurden.

Der genannte Zeilenbau scheint über einen grossen Teil des Mont-Blanc-Massivs verbreitet zu sein. So ist er noch in den Aiguilles Dorées, der Grande Fourche und der Aiguille Purtscheller und fernerhin im groben Granit des Couvercle, im Jardin de Talèfre und der Aiguille du Midi nachweisbar.

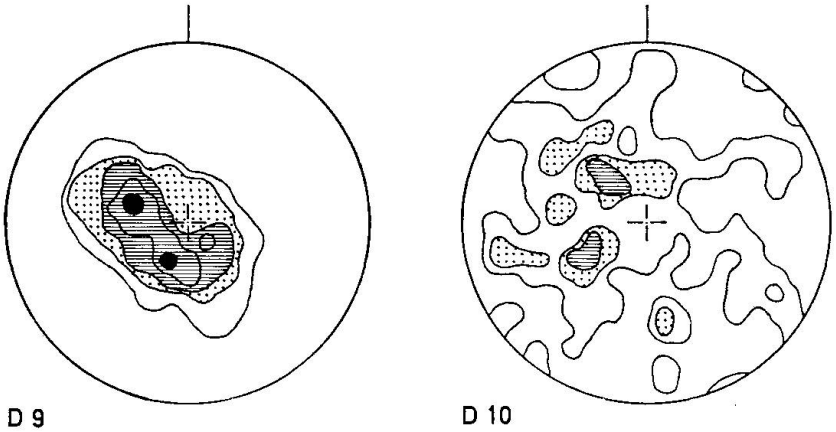
In einem engeren Raume des Massif de Trient (Taf. VII) wurde er im Detail studiert, um die Strukturen auch richtig zu erfassen. Es zeigt sich ein flacher Wellenbau der gemeinsamen (010)-Ebene an. Die Faltenachse dieser Strukturen hat aber keine einheitliche Richtung, da sie im Bereich der Ecandies eine Richtung von N 10° E (D 6, Taf. VII) einnimmt, bei der Cabane de Trient N 30° E (D 7, Taf. VII) streicht und im Bereich der Arpettes auf N 45° E (D 8, Taf. VII) dreht.



β-Diagramme vom Kalifeldspat-Zeilenbau im groben Granit (s. auch Taf. VII).
D 6: Umgebung Ecandies (569/96), 105 Punkte.
D 7: Umgebung Cab. de Trient (569/95), 120 Punkte.
D 8: Umgebung Arpettes (570/97), 105 Punkte.
Dichtelinien: 1%, 2,5%, 5% (schraffiert), 10% (schwarz).

Eine Sammeldarstellung sämtlicher vermessener s zeigt (D 9), dass die Normalen des flächigen Zeilenbaus entsprechend der β-Diagramme einen Gürtel besetzen, der einer NE-SW-gerichteten Faltenachse entspricht.

Die zusätzliche mikroskopische Vermessung an einer Lokalität (12 Dünnschliffe) zeigte, wie gross für die einzelnen Kalifeldspattafeln im flächigen Zeilenbau die Lagefreiheit ist. Wie Diagramm 10 zeigt, schwanken sie mit (010) um den Projektionspol, der der Flächennormalen des Zeilenbaus für diese Lokalität entspricht.



Kalifeldspatrichtungen im groben Granit, dargestellt durch die Projektionen von (010).

D 9: 275 Feldspatrichtungen aus dem Trient-Bereich.

D 10: Feldspatrichtungen im Handstück, mikroskopisch ermittelt, 148 Pole von (010). Maximum liegt im Bereich des Punktes, der der Projektion des Zeilenbaus für diese Lokalität entspricht.

Dichtelinien: 1%—2,5% (punktiert), 5% (schraffiert), 7,5% (schraffiert), 10% (schwarz).

Es zeigt sich bei näherem Zusehen, dass in Diagramm 10 zwei Maxima vorliegen. Da alle vorhandenen Kalifeldspatindividuen in den Dünnschliffen vermessen wurden, ist eine Messlücke auszuschliessen und die Verteilung als signifikant anzusehen. Das bei der Geländebeobachtung sich ergebende, scheinbare flächige Element im Zeilenbau erfährt also bei der mikroskopischen Vermessung der Kalifeldspate eine Komplizierung.

Ähnliche Doppelmaxima finden sich bei Barbu (1960), und auch Nickel (1967, Fig. 1) weist darauf hin, dass in Graniten durch Kalifeldspatzeilenbau zwei Richtungen abgebildet werden können, die sich unter einem spitzen Winkel schneiden. Es scheint sich aber dieses Phänomen nicht restlos durch metamorphe Überprägung erklären zu lassen.

Betrachten wir das Gesagte, so ergibt sich generell, dass eindeutig alte Strukturen im Granit erkennbar sind. Die Schlieren, teilweise gewellt und gefaltet, sind sicherlich primäre Elemente im Granit, entweder als Differentiationsunterschiede (Feldspatschlieren) oder als lang ausgezogene, umgearbeitete Assimilationsreste von Fremdgesteinseinschlüssen anzusehen.

Zu ihnen treten die Fremdeinschlüsse selber, die meistens linsig geformt sind und teilweise lange Schollenzüge ausbilden. Ihre Lage ist oft die des Zeilenbaus der Kalifeldspäte. Oft genug haben sie aber unab-

hängige Richtungen, die auch von den Schlierenrichtungen abweichen (Fig. 3).

Bei den Modellversuchen (NICKEL 1963, NICKEL et al. 1967) zeigte es sich, dass die Schlieren als primäre Elemente die Querdehnung im Granitkörper anzeigen. Spindelförmige Fremdkörper ordnen sich diesem Bau ein. Die davon abweichenden Xenolithenrichtungen (Fig. 3) können entweder als metamorphe Reliktstrukturen oder als neu aufgeprägte Richtungen angesehen werden. Es ist wahrscheinlicher, dass die Xenolithe bei jüngeren Deformationen im festen Granit schon einen jüngeren Kräfteplan anzeigen können in ihrer Längung, während der Granit als kompakte Masse konservativ ist und ältere Strukturen makroskopisch länger erhält als die Glimmergesteine der Xenolithen.

Der Kalifeldspatzeilenbau entwickelt sich unabhängig von den schon vorhandenen Strukturen wie Xenolithen und Schlieren. Häufig zeigen sich Bilder, wo die grossen Tafeln diskordant durch die Schlieren hindurchsetzen. Es kann sich also nicht um eine metamorphe Abbildung von vorgranitischen Reliktstrukturen handeln, sondern die Kristallisation muss durch einen Plan beeinflusst worden sein, der diesen wellenförmigen Zeilenbau der Kalifeldspate bewirkte.

4. Blastomylonite

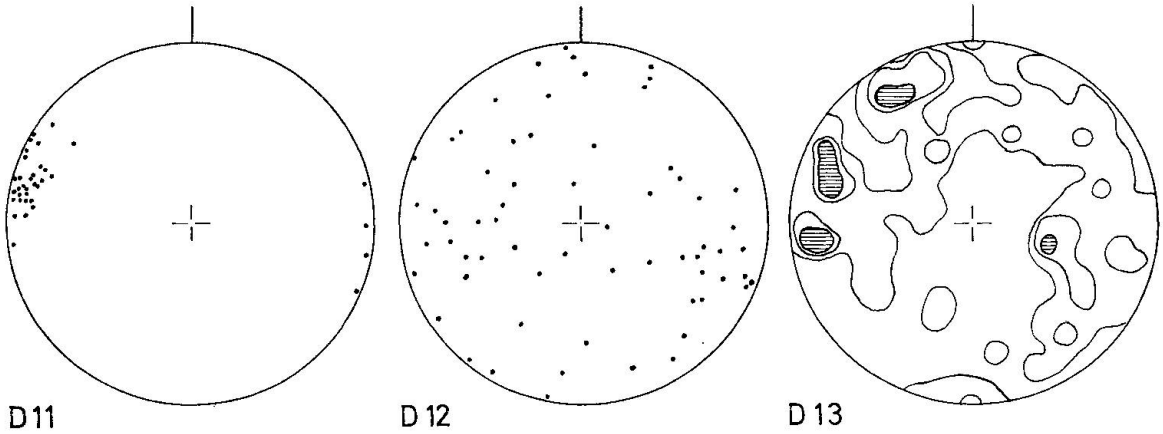
Zusätzlich zu diesen Elementen finden sich Gefüge, die als Folgen späterer tektonischer Ereignisse anzusehen sind.

So treten im groben Granit schmale Zonen ohne scharfe Begrenzung auf, in denen augig-linsige bis eckige Kalifeldspate in Glimmerhäute eingehüllt sind. Sie markieren in ihrer Längsrichtung und mit der oft ausgeschwänzten Form eine vertikale Flächenschar von N 20° E (D 11).

Bei der mikroskopischen Gefügevermessung zeigt es sich, dass diese Linsenrichtungen lokal auch von den Mineralkomponenten zu einem gewissen Teil befolgt werden. Neben beliebig liegenden Kalifeldspattafeln finden sich solche, deren Normale auf (010) mit den Projektionspolen der makroskopisch erkennbaren Gefügeregelung von N 20° E zusammenfällt (D 12). Auch für die Plagioklase gilt dies bis zu einem gewissen Grade (D 13).

Andernorts dagegen tritt diese Art von Komponentenregelung nicht auf, und man kann das makroskopisch erkennbare s als Scherflächenschar deuten. In diesem Falle werden auch die steilen Kalifeldspatrichtungen zusätzlich von diesen Scherflächen überlagert.

Die Unterscheidung der steilen Kalifeldspatregel einerseits und der geschieferten bis augigen granitischen Gesteine andererseits ist deswegen nicht immer ganz einfach.



Komponentenorientierung im augig texturierten Granit.

D 11: Richtung der Augen, makroskopisch erkennbar, Projektion der Normalen (s. Taf. VII).

D 12: Projektion von (010) von 116 mikroskopisch vermessenen Kalifeldspaten verschiedener Lokalitäten.

D 13: Richtung von 218 mikroskopisch vermessenen Plagioklasen verschiedener Lokalitäten, (010).

Dichtelinien: 1%, 2%, 3% (schraffiert).

Die Unterscheidung und Kartierung des Zeilenbaus gegenüber diesen geschieferten Gesteinen kann dann schwierig werden, wenn beide stufenlos ineinander übergehen, indem eine schmale Zone tektonischer Beanspruchung den alten Zeilenbau durchsetzt und diesen in zunehmendem Masse verwischt. Alte Strukturen finden sich dann nur noch als Relikte wieder. Dies zeigt sich besonders deutlich in den steilen Strukturen des Jardin de Talèfre und den benachbarten Bereichen am Couvercle und am Tacul. Oulianoff (1926) beschreibt hier eine breite Zone von N 20° E-Richtung, in der die Feldspate steilstehen und mit den linsig ausgezogenen Xenolithen eine kräftige Textur im Gestein erzeugen. Auch hier handelt es sich um tektonisch bedingte Richtungen, in die die Kalifeldspate und die Xenolithe eingeschlichtet wurden.

Wirklich primäre Richtungen wie den alten, flächigen Zeilenbau der Kalifeldspate findet man erst ausserhelb dieser breiten Scherzone, z. B. nördlich des Refuge du Couvercle am Fuss der Aiguille du Moine, wo die tektonischen Richtungen nach aussen hin abklingen und damit die alten Richtungen erkennen lassen.

B. Korngefüge

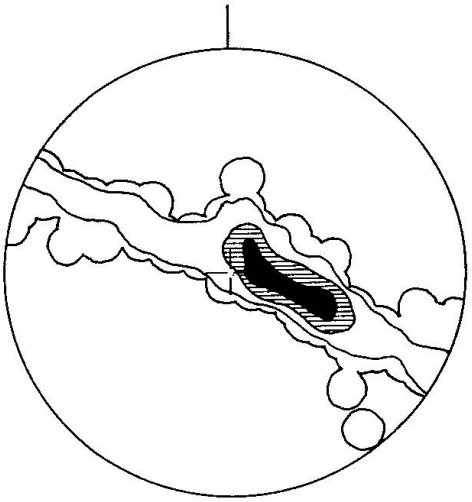
Bei den Korngefügemessungen wurden folgende Gefügeelemente beachtet: Glimmer-c-Achsen, Quarz-Undulierungsachsen, Quarz-c-Achsen von Mörtelquarzen und Quarzfugen. Die sich ergebenden Gefüge weichen von dem makroskopischen Gefügeplan ab und stellen das Produkt einer neuen regionalen Überprägung dar.

1. Glimmer

Bis auf kleine Bereiche mit idiomorphen, primären Biotiten finden sich ausschliesslich junge Biotite als Ersatzprodukte von primären Biotiten.

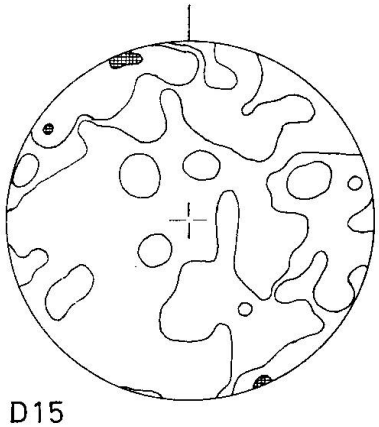
Die Spaltbarkeit der alten Glimmer lässt sich teilweise noch einmessen, da sie oft reliktisch durch Nachzeichnung mit Titanit in den jungen Glimmeraggregaten erhalten bleibt (Taf. II, Fig. 1).

Es zeigt sich, dass die alten Glimmer einer Deformation unterlagen, die durch eine Fältelung der Spaltbarkeit oder deren Relikte nach einer steilen B-Achse gekennzeichnet ist (D 14).

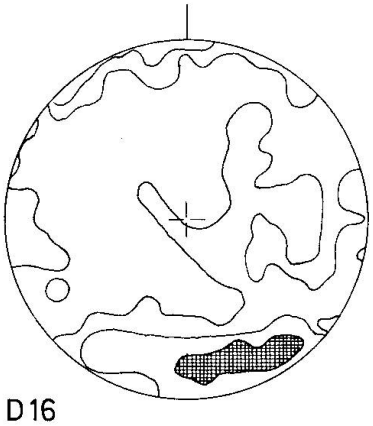


β-Diagramm von verbogenen Spaltflächen. Spaltflächen des primären Biotits reliktisch durch Titaniteinlagerungen erhalten. 105 Punkte. Dichtelinien: 1%, 2,5%, 5% (schraffiert), 10% (schwarz).

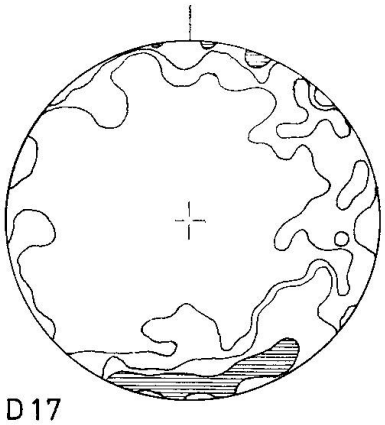
D 14



D 15



D 16



D 17

Richtungen der jungen Biotite im Granit, Projektion der c-Achsen.

D 15: Sammeldiagramm für den groben Granit, 157 Pole.

D 16: Sammeldiagramm für den Randgranit, 422 Pole.

D 17: Sammeldiagramm für die blastomylonitischen Bereiche, 340 Pole.

Dichtelinien: 1%—2% (2,5% D 16), 3% (schraffiert), 5% (Kreuzschraffur).

Die jungen Glimmer wurden nicht mehr deformiert. Sie unterliegen mit ihrem Gefüge einem regional einheitlichen Plan, der alle Glimmer erfasst (D 15, 16, 17).

Da dieses Gefüge in den verschiedenen Gesteinstypen so einheitlich ist, werden Sammeldiagramme für die einzelnen Gesteinstypen wiedergegeben. Sowohl in den groben Graniten wie in den Randgraniten und den steilstehenden Deformationszonen zeigt sich diese Regelung, so dass die dazugehörende Deformation jünger sein muss als die N 20° E-verlaufenden Scherbewegungen in den deformierten Graniten.

Während PURTSCHELLER (1963) diese Gefüge nur für seinen Granittyp B (phyllonitischer Granit) angibt, zeigt es sich, dass diese Glimmerregelung weiter verbreitet ist, als vermutet wird. Die Gesteine sind also im Kornbereich stärker deformiert worden, als ihr Aussehen anzeigt.

2. Quarz

Es zeigt sich auch im Mont-Blanc-Granit, dass Quarz schnell umgeprägt wird zu neuen Gefügen. Die einzelnen, grossen, rundlichen Bereiche sind meist schon zerfallen zu Unterindividuen verschiedener Art.

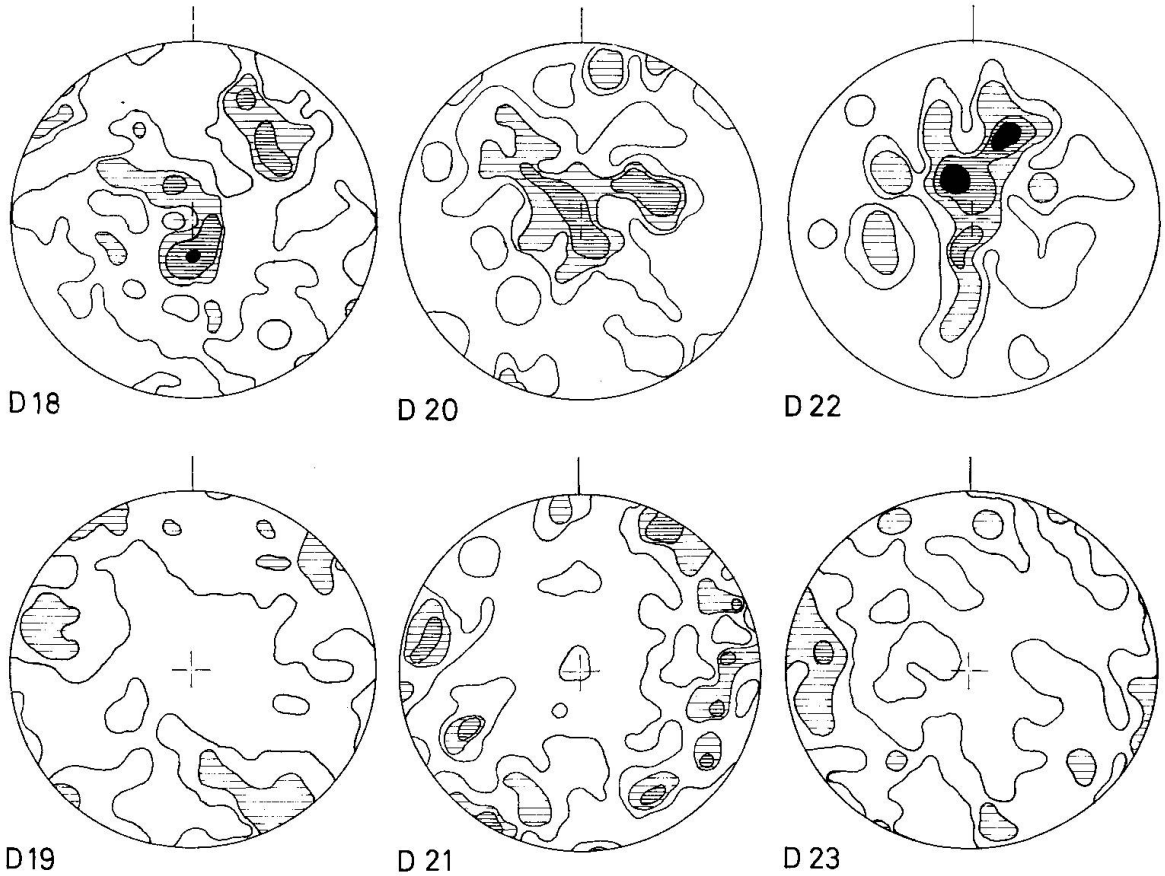
Schwache Deformationen werden durch eine Richtungsänderung der optischen Achsen aufgenommen, so dass der Kristall unter dem Mikroskop undulös auslöscht. Es ergeben sich *effektive* Achsendivergenzen bis zu 40°, die mit dem Drehtisch eingemessen wurden, doch finden sich meistens Winkel zwischen 10—20°.

Es sind dies Werte, die auch PAULITSCH (1953) bei der Undulation von Quarzkörnern fand. Dabei tritt nach HERITSCH und PAULITSCH (1954) und PAULITSCH und AMBS (1963) eine kontinuierliche Achsenverstellung nur in zwei kristallographischen Richtungen auf, und zwar als Zonenachsen m : c und a : c.

Wie bei RAMSAUER (1941) erweist sich die Undulierung der Quarze als wichtiges regionales Gefügemerkmal. Es ergibt sich ein einheitliches Gefüge für den ganzen Bereich. Die Diagramme 18, 20, 22 zeigen steile Undulierungsachsen, denen auch steile B-Achsen der dazugehörenden peripheren Quarzgürtel (D 19, 21, 23) entsprechen.

Es wurde für jedes undulöse Quarzkorn die Divergenz der Achsenwinkel auf dem Drehtisch eingemessen und dann die dazugehörige Undulierungsachse konstruiert, und zwar als Normale des Grosskreises, auf dem die entsprechenden c-Achsen liegen.

Der Undulierung, dem ersten Stadium der Korndeformation, folgt bei stärkerer Beanspruchung ein Zerfall des Grosskorns in Unterindividuen.



Sammeldiagramme für Quarz-c-Achsen undulöser Quarze und die sich daraus ergebenden Faltenachsen.

D 18: 188 Faltenachsen undulöser Quarze, grober Granit.
D 19: 564 Quarz-c-Achsen undulöser Quarze, grober Granit.
D 20: 123 Faltenachsen undulöser Quarze, Randgranit.
D 21: 291 c-Achsen undulöser Quarze, Randgranit.
D 22: 107 Faltenachsen undulöser Quarze, Blastomylonitzonen.
D 23: 264 c-Achsen undulöser Quarze, Blastomylonitzonen.

Dichtelinien: 1%—2% (weit schraffiert), 3% (eng schraffiert), 5% (schwarz).

Zusätzlich ist im groben Granit noch eine flachliegende NE-SW-Achse durch einen zweiten Quarzgürtel (D 19) erkennbar, dem auch ein schwaches Maximum der Undulierungsachsen (D 18) entspricht.

Am Einzelbeispiel (Fig. 15) sei dieser stufenweise Zerfall aufgezeigt. Zuerst können einzelne grössere Bereiche noch undulös auslöschen und durch kleinere Körner getrennt sein. Im Diagramm erhält man dann noch (D 24) steile Undulierungsachsen. Grössere Bruchstücke im gleichen Grosskornbereich ergeben periphere Achsenlagen mit Häufung zu Maxima, so noch ehemalige gröbere Unterindividuen des Grosskorns anzeigend

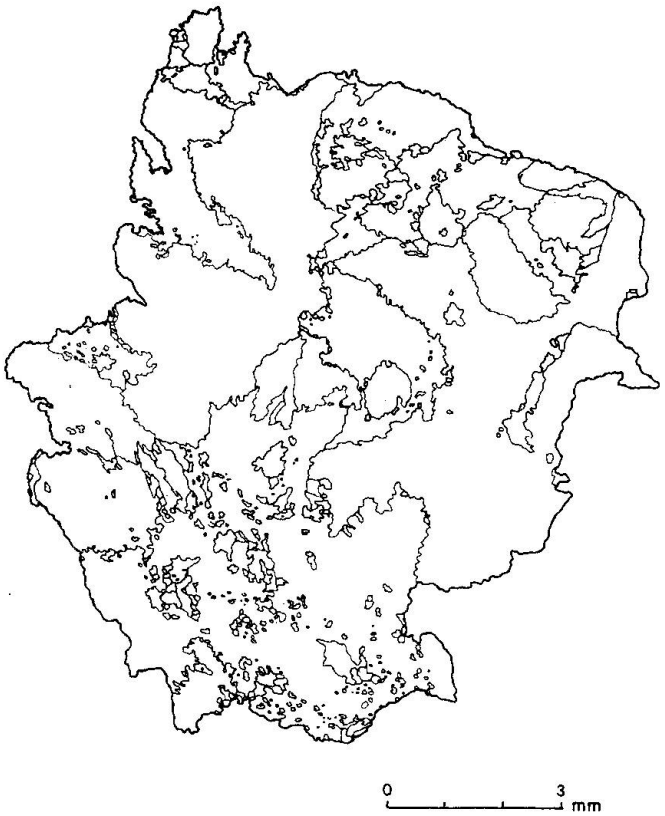
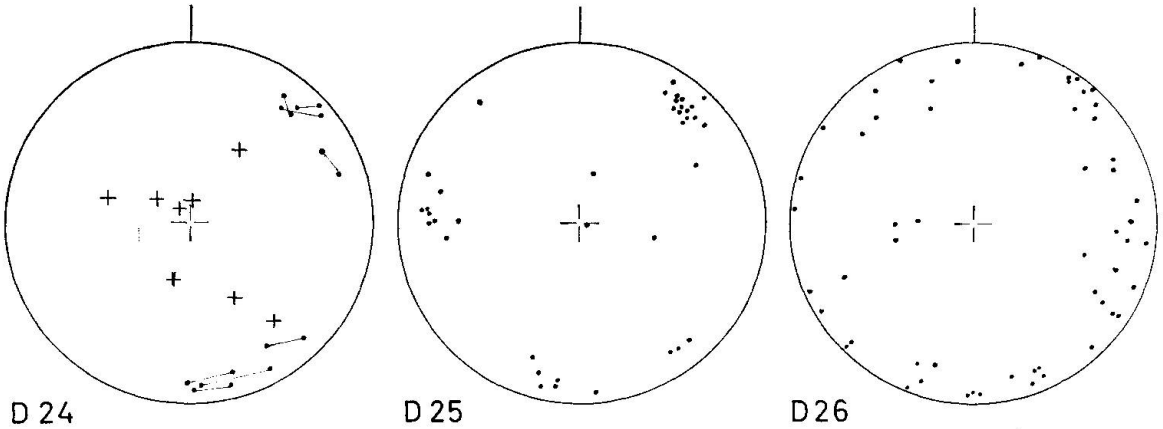


Fig. 15. Starker Zerfall eines Quarzgrosskorns in Unterbereiche (s. D 24 bis 26).



Stufenweiser Zerfall eines Quarzgrosskorns. Darstellung von Faltenachsen undulöser Quarze und Quarz-c-Achsen (s. Fig. 15).

D 24: Undulöse Bereiche im Grosskorn, Punkte = c-Achsen; Kreuze = Undulierungsachsen der entsprechenden Körner.

D 25: Grössere Bruchstücke des Grosskorns, 37 c-Achsen. Häufung der c-Achsen in Schwerpunkten, wohl ehemaligen Unterindividuen des Grosskorns entsprechend.

D 26: Kleine Mörtelquarze im Grosskornbereich, 56 c-Achsen, einen Gürtel besetzend.

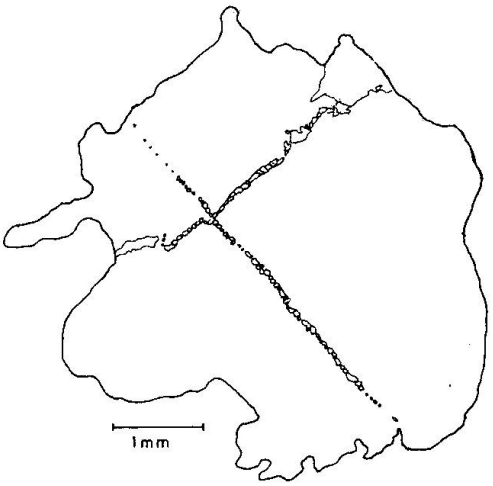
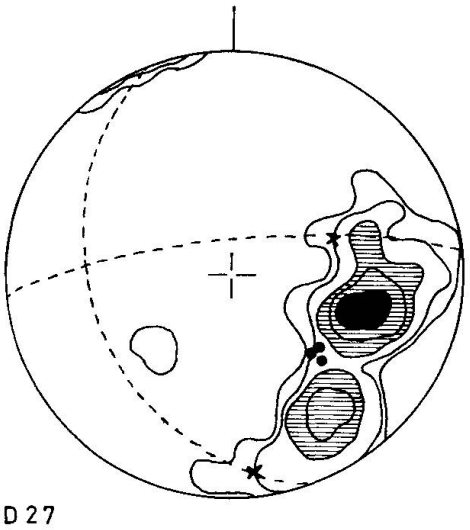


Fig. 16. Kleinquarzeinkornfugen im Quarzgrosskorn (Gefüge s. D 27).

(D 25). Die kleinen Mörtelquarze, die die undulösen Bereiche einschliessen, zeigen endlich eine noch stärkere Verteilung und Gürtelbildung an (D 26). Die Mörtelzonen können sich dabei auf Kleinkornbereiche von nur einem Korn Breite beschränken (Fig. 16).

Solche Einkornfugen nehmen dann anscheinend alle Spannungen auf, und die Kleinkörner erhalten dabei eine scharfe Regelung im Sinne eines s-Tektonits (D 27). Die sich ergebenden beiden Maxima entsprechen zwei steil aufeinanderstehenden Einkornfugen, die wohl Schersysteme darstellen.



Kleinquarze im Quarzgrosskorn, 125 c-Achsen. Häufung in zwei Maxima, die den beiden Kleinquarzfugen von Fig. 16 entsprechen. Das Maximum entspricht jeweils der Projektion der Flächennormale (Kreuze) der Kleinquarzfugen. Ausbildung von Quarz-s-Tektoniten im Kleinkornbereich. Grosse Punkte = Quarz-c-Achsen des undulösen Grossindividuums.

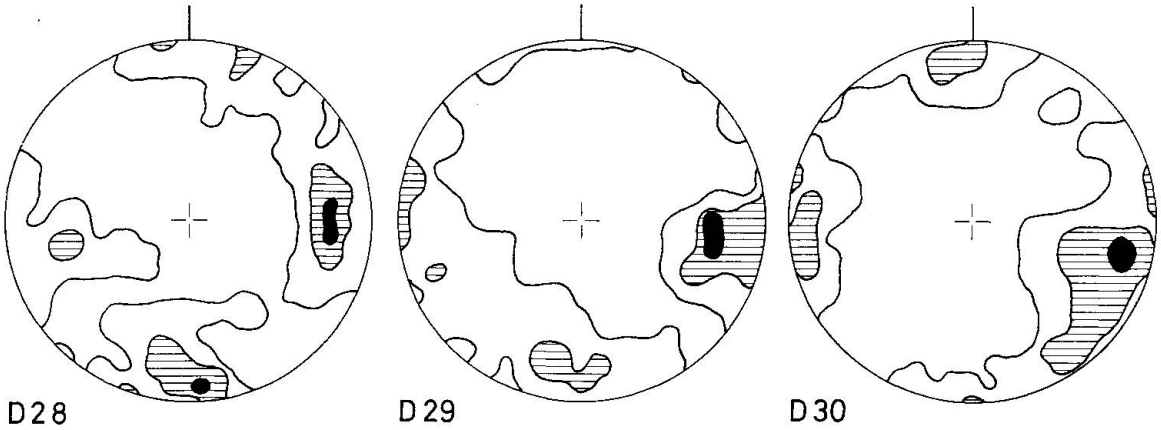
Dichtelinien: 1%, 2,5%, 5% (schraffiert), 7,5% (schraffiert), 10% (schwarz).

Dünne quarzgefüllte Fugen treten auch in den grossen Kalifeldspaten auf (s. Taf. VI, Fig. 2). Oft haben Bewegungen an diesen Fugen stattgefunden, da die einzelnen Kalifeldspatschollen zueinander verschoben und geschleppt sind. Die Quarz-c-Achsen der Quarzfüllungen häufen sich

dementsprechend in einem scharfen Maximum wie bei einem s-Tektonit, d. h. das jeweilige Quarzachsen-Maximum fällt mit der Kluftnormalen zusammen. Diese Risse in den Kalifeldspaten hängen aber in ihrer Richtung nicht von der Kristallographie des Kristalls ab, wenngleich günstig liegende Spaltbarkeiten bei der Deformation bevorzugt werden. Es sind durch Tektonik erzeugte oder verstärkte Spalten, in denen das Quarzgefüge eine Regelung aufweist, die über mehrere Lokalitäten gleichbleibt. Es muss also eine Deformation auch die Kalifeldspate erfasst haben, die über mehrere Lokalitäten hinweg ein einheitliches Quarzkorngefüge in den mit Quarz gefüllten Spalten der Kalifeldspate erzeugte.

Neben den undulösen Achsen und den Mörtelquarzen lassen sich die Quarzfugen in Quarz auswerten. Es sind mikroskopisch gut erkennbare Ebenen, die mit Einschlüssen besetzt sind. Sie stellen geometrisch gesehen geschlossene Systeme dar, die über mehrere Körner hinweg einheitliche Richtungen einnehmen; dies bestätigt sich auch in den Gefügediagrammen. Die Sammeldiagramme für die einzelnen Gesteinstypen (D 28, 29, 30) zeigen diese Einheitlichkeit des Gefüges sehr deutlich. Die Quarzfugen lassen sich als Scherfugensysteme im Quarzkornbereich deuten, denen makroskopisch Schersysteme entsprechen.

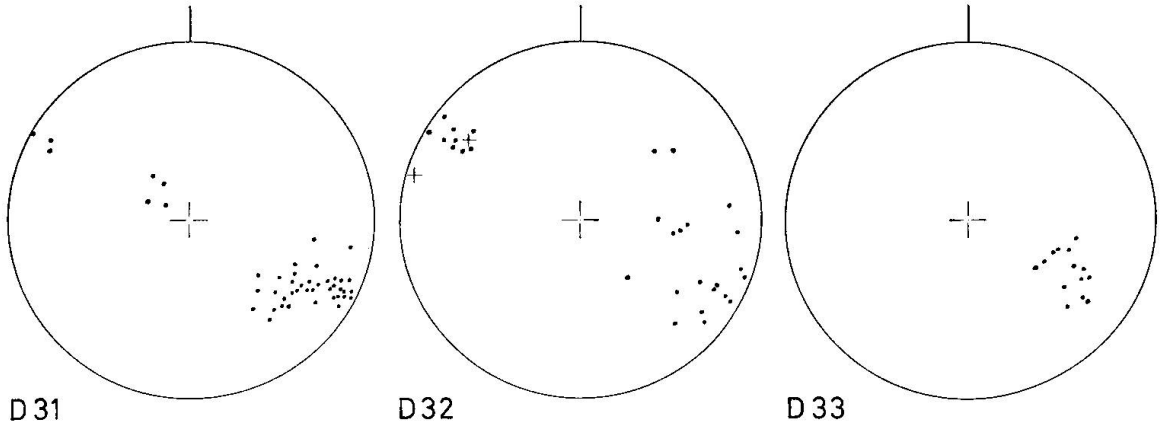
Die Grossquarze zerfallen also zu schmalen Zonen mit Mörtelquarzen und weisen Quarzfugen auf. Stärkere Deformation führt auch zu breiteren Mörtelzonen mit polygonalen Quarzen (Voll 1963), die zusammen mit kleinen Glimmern ein metamorphes Gefüge aufbauen.



Sammeldiagramme für Quarzfugenstatistik.

D 28: 703 Quarzfugen aus Quarzen im groben Granit.
D 29: 576 Quarzfugen aus Quarzen des Randgranits.
D 30: 656 Quarzfugen aus Quarzen der Blastomylonitzonen.

Dichtelinien: 1%—3% (schraffiert), 5% (schwarz). Interessant die Ähnlichkeit von D 30 mit D 27!



Vergleich von Gefügen verschiedener Gefügeelemente eines Grossquarzbereiches.

D 31: 45 Normalen auf Quarzfugen.

D 32: 30 c-Achsen mylonitischer Quarze einer kleinen mylonitischen Fuge im Grosskorn.

D 33: 14 Glimmer-c-Achsen von Glimmern aus der mylonitischen Fuge.

Der Gefügevergleich in einem Einzelfall von Quarz-c-Achsen, Glimmer-c-Achsen und Polen von Quarzfugen aus einem Grosskorn zeigt, dass die Quarzfugen ein scharfes Maximum aufweisen (D 31) und die Quarz-c-Achsen der polygonalen Quarze (D 32) und die Glimmer-c-Achsen (D 33) mit diesem Maximum zusammenfallen.

Es vollzieht sich also der Quarzzerfall in vielseitiger Weise, je nach den vorherrschenden Deformationsbedingungen, die ihn hervorrufen. Er führt aber bei stärkeren Beanspruchungen immer zu einem Zerfall der Überindividuen zu Körnern und zu einem Domänenbau (Wenk, H. R. 1966). Die alten Einheiten werden im zunehmenden Masse zerlegt und umgebaut. Lage der Körner und Stärke der Beanspruchung bestimmen die Art des Zerfalls, doch im Endergebnis sagen die sich ergebenden Gefüge das gleiche aus.

Der Zerfall erfolgt durch Undulation, Quarzfugenbildung, Einkornfugen und endet schliesslich bei einem einheitlichen Mörtelgewebe, in dem durch die Deformation sämtliche Einheiten der Überindividuen zu einem neuen Gefüge umkristallisierten.

C. Zusammenfassung der Gefügedaten

Die Gefügeanalyse ergibt verschiedene Gefügepläne, die durch Überlagerung ein kompliziertes Makro- und Mikrogefüge erzeugen. So hängt es jeweils von der Ausprägung der jüngeren Bewegungen im Gestein ab,

wie weit ein älteres Gefüge erhalten bleibt. Doch liessen sich glücklicherweise die alten Strukturen erkennen.

Wir erhalten 1. einen alten NE-SW-gerichteten Gefügeplan in den makroskopischen Gefügen mit späten tektonischen N 20° E-Richtungen und 2. einen jungen, alpidischen Gefügeplan mit steiler B-Achse, zu dem sich andeutungsweise noch eine flachliegende NE-SW-gerichtete B-Achse gesellt.

Vor allem liefern die Schlieren und der Zeilenbau der Kalifeldspattafeln im Granit Anhaltspunkte für den alten Gefügeplan. Wir deuten die Variation der Schlierenlage als Abbildung der Form des Granitkörpers. Demnach lässt sich bei einem grossräumigen Vergleich eine grosse, kuppelförmige Struktur erkennen, die nach NE im Verlauf des Massivs abtaucht. Die Längsrichtung dieser elliptischen Kuppel ist NE-SW.

Unabhängig von den Schlieren zeigen die Kalifeldspattafeln in dem flächigen Zeilenbau eine flache grossräumige Wellung im Granit an, die horinzontalen Faltenachsen in NE-SW-Richtung folgt. Diese Strukturen haben aber doch keine völlig konstante Richtung, da sie einen bogenförmigen Verlauf aufweisen. Da eine metamorphe Abbildungskristallisation nach alten, prägranitischen Strukturen hier abzulehnen ist, kann es sich nur um eine Angleichung der Gefüge (im Sinne NICKEL 1954) durch eine Rückwirkung des geologischen Rahmens bei der Kristallisation und Strukturbildung handeln.

Während es sich bei diesen makroskopischen Gefügen um solche handelt, die (auch wenn sie in ihrer Richtung schwanken) doch einer generellen NE-SW-Richtung folgen, gibt es Grossrichtungen, die die NE-Richtungen schneiden, also jünger sind.

Hierzu gehören z. B. die N 20° E-verlaufenden Zonen des augig texturierten Granits. Vermutlich handelt es sich um alte, steile Deformationsrichtungen aus der Spätphase des Granits, also Blastomylonitzonen, die zuweilen alpidisch erneut belebt wurden.

Der jüngste Deformationsplan verläuft unabhängig auch von diesen N 20° E-Strukturen und zeigt sich vor allem im Korngefüge. So weisen die Glimmergefüge einen einheitlichen E-W bis NE-SW-Plan im ganzen Bereich auf, der genauso wie die Quarzgefüge wohl mit Scherfugensystemen im Granit zusammenhängt. Die Schnittgeraden dieser Flächenscharen ergeben steile B-Achsen. Ähnliche steile B-Achsen erhält man auch bei der Beobachtung im Bereich des Einzelkorns, also der Scherfugen im Quarz und auch der undulösen Quarze. Hier tritt aber zusätzlich noch eine flache B-Achse auf.

D. Vergleich der Ergebnisse mit den Achsialgefügen des geologischen Rahmens

Wie verhalten sich die Gefüge zu den Achsialgefügen ausserhalb des Granits? Wir müssen hier zwischen den alpidischen Strukturen und dem voralpinen Baustil unterscheiden.

OULIANOFF (1925, 1926, 1934, 1947) nennt drei Hauptrichtungen im Mont-Blanc- und Aiguilles-Rouges-Massiv, die er auch drei Gebirgsbildungen zuordnet, nämlich eine ältere, N-S-Richtung („plissement ancien"), eine herzynische Richtung von N 20—30° E und schliesslich die alpidische Richtung von NE-SW.

BELLIÈRE (1958) weist vor allem auf die alte N-S-Richtung im französischen Teil des Aiguilles-Rouges-Massivs hin.

KRUMMENACHER (1959) beschreibt eine ältere, vorwestfälische Richtung (ungefähr N-S) in der Serie der Aiguilles Rouges östlich der Rhone und findet eine gleiche Richtung auch im Zentrum einer amphibolitischen Linse wieder. Als herzynische Richtung nennt er in dieser Zone N 40 bis 60° E.

PURTSCHELLER (1963) dagegen spricht von einer älteren, steilstehenden B_1 (Falten vom m- bis mm-Bereich) in den kristallinen Hüllgesteinen und findet dieses Achsengefüge auch reliktisch in Einschlüssen im Granit wieder.

LABHART (1965) findet im Aarmassiv eine ältere N-S-Richtung, der eine herzynische Richtung in NE-SW folgt, die für das Aarmassiv strukturell eine wesentliche Rolle spielt.

Es zeigt sich also, dass einheitlich eine ältere N-S-Struktur von der variszischen Richtung in NE-SW überprägt wird. Ihr ordnet sich der Mont-Blanc-Granit mit seiner Grossstruktur ein (Schlierendom). Da diese Grossstruktur aber durch sehr frühe Gefügeelemente wie die Schlieren angezeigt wird, darf man wohl annehmen, dass diese Gefüge bei der Platznahme des Granits im variszischen Kräfteplan entstanden.

Aber es müssen auch die Zonen mit N 20° E-Richtung im Granit erwähnt werden. Sie zeigen heute makroskopisch augig-linsige Gesteine von granitischer Zusammensetzung, die ohne scharfe Grenzen in den Granit übergehen. Es sind vermutlich Blastomylonite, die schon im Spätstadium des Granits, also variszisch angelegt wurden. Auch CORBIN und OULIANOFF (1929) weisen schon auf Mylonitzonen variszischer Entstehung hin.

Diese Richtung ist auch sonst im Mont-Blanc-Massiv von Bedeutung, wie es schon OULIANOFF (1960, 1965) betont. Der Verlauf der Ost- und Westgrenze des Granitmassivs wird von dieser Richtung bestimmt. Und

nicht zuletzt müssen der mächtige Quarzporphyr und jüngere Granite erwähnt werden, die in breiten Gängen von N 20° E-Richtung an der Ostgrenze und im Zentrum des Massivs auftreten. Ihr Eindringen wurde sicherlich auch durch Spaltenscharen dieser Richtung bestimmt, so dass also auch mit einer spätvariszischen Anlage von Störungszonen in N 20° E gerechnet werden muss. STECK (1966) erhielt ähnliche Ergebnisse im Aarmassiv.

Die alpinen Ereignisse finden einen kristallinen Sockel vor, der dann auf verschiedene Art zerlegt und in seinen Richtungen teilweise an alpine Richtungen angeglichen wurde. Hinweise wurden hier schon von CORBIN und OULIANOFF (1926d) und von OULIANOFF (1941) gegeben. Zum Vergleich lassen sich die Ergebnisse verschiedener Gefügeuntersuchungen zitieren.

PLESSMANN (1956): Im Mesozoikum bei Martigny und Sembrancher fand er in den steil aufgerichteten Schichten ein älteres Linear l_1, das dem Einfallen der Schichten parallel liegt. Es erweist sich als Schnittkante zwischen der Schichtfläche und einer oder zwei weiterer Flächenscharen. Die Prägung dieser B_1 erfolgte nach dem Abschluss der Grosstektonik. — Ferner tritt eine jüngere Steilfaltung im Mesozoikum von Martigny auf, deren Falten vom mm- bis 100-m-Bereich variieren. Eine zeitlich zwischen diesen beiden Ereignissen liegende Deformation mit horizontalen Faltenachsen in NE-SW findet er im Raume Martigny nicht, beschreibt sie aber aus dem Gotthard-Massiv.

In den Arbeiten von WUNDERLICH und PLESSMANN (PLESSMANN und WUNDERLICH 1961; WUNDERLICH 1963a, b) wird auf die steilen Achsen im Innenbogen des Mont-Blanc-Massivs hingewiesen. Ihre Bildung erfolgte nach dem Hauptdeckenschub.

PURTSCHELLER (1963) erwähnt aus dem mesozoischen Gestein des Val Ferret und von Chamonix eine steile und eine flache B-Achse.

Wichtig zum Vergleich der jungen Gefüge ist die Arbeit von LABHART (1965). Er zählt folgende Gefügeelemente auf, die sich jeweils verschiedenen Deformationen zuordnen lassen:

a) ein steiles Linear L_1;
b) eine horizontalliegende Faltung B_2 mit Falten von mm- bis m-Grösse;
c) eine weitere steile Faltung, erzeugt durch Scherflächen und Knickung.

Wesentliche Details zur alpidischen Deformation im Granit zeigt STECK (1966) im Aare-Granit. Er findet drei verschiedene aufeinanderfolgende, steile Schieferungsrichtungen S_1 (45°), S_2 (90°), S_3 (180°), die von flachen Überschiebungen in Richtung NW abgelöst werden.

Eigene Beobachtungen im Mesozoikum von Martigny und in den autochthonen Sedimenten des Val Ferret ergeben folgendes:

Die ältesten alpinen Gefügeelemente sind überall ein steiles Linear l_1 als Schnittkante von Schichtungsfläche und einer teilweise sehr engständigen Schieferungsfläche S_1. Die Richtung dieser Schieferungsfläche schwankt zwischen N 20—50° E je nach der Lokalität, in der sie vermessen wurde.

Es folgt darauf bei Martigny und im Val Ferret (Combe des Fonds, La Fouly) eine flachliegende Faltenachse B_2 mit Fältchen von mm- bis cm-Grösse. Sie ist aber infolge ihrer schwachen Ausbildung immer nur dort gut zu sehen, wo nicht spätere Deformationen sie wieder verwischten. Sehr oft handelt es sich nur um ein dünnes, flachliegendes Linear als Schnittkante vorhandener Flächen mit einer Schieferung S_2, doch lokal können auch kleinere Fältchen auftreten.

Endlich lässt sich ein weiteres steiles Linear l_3 erkennen, Produkt von Verbiegungen an neu aufreissenden Scherflächenscharen in NW-SE-Richtung. Die damit verbundene Faltung mit steiler Faltenachse B_3 kann die von PLESSMANN (1958) beschriebenen Ausmasse annehmen, nämlich 10-m- bis 100-m-Falten, wie sie an der neuen Forclaz-Strasse zu sehen sind.

Man darf also im mesozoischen Rahmen des Mont-Blanc-Massivs mit drei Gefügeplänen und Deformationen rechnen.

Aus den Korngefügen im Granit ergeben sich zwei verschiedene Achsenlagen bei den jungen Gefügen, nämlich eine steilstehende Achse, angedeutet in den steilstehenden Scherflächenscharen im Quarz (Quarzfugen) und in den Achsenlagen undulöser Quarze (s. D 35), und eine schwach angedeutete flachliegende Achse in den undulösen Quarzen. Eine ähnliche flache Achsenlage fand sich in den Quarzporphyren des Val Ferret (VON RAUMER 1963).

Die Biotitgefüge gehören wahrscheinlich zu verschiedenen Deformationen, die vor allem an Scherflächen erfolgten. Während die primären Biotite noch in ihrer Wellung eine steile Achse aufzeigen, kristallisierten die kleinblättrigen Biotitaggregate, die die primären Glimmer ersetzen, posttektonisch in Scherflächenrichtungen, und zwar vor allem in einem Doppelmaximum, das steilen Flächenscharen von 90—100° und 60° entspricht. An diesen Glimmern erfolgte später keine weitere Deformation. Es ist zu vermuten, dass die Flächenschar von 60°-Richtung der sehr schwach angedeuteten alpinen Schieferung S_1 und die Flächenschar von 90—100° einer weiteren Scherflächenschar S_2 entspricht.

Diese makroskopisch sehr schwach angedeuteten Schieferungsflächen

werden in unregelmässigen Abständen von scharf begrenzten Mylonitzonen in NE-SW unterbrochen, und es trifft das zu, was BELLIÈRE (1956) vom Aiguilles-Rouges-Massiv schrieb:

„La masse cristalline a été découpée par de multiples cassures, bien localisées, entre lesquelles les roches anciennes sont restées à peu près intactes."

Aber schon DUPARC (1896) weist auf die alpidischen Deformationen hin, wenn er schreibt:

„C'est sans doute de cette époque que datent le laminage de la protogine, et en partie les phénomènes dynamométamorphiques intenses que montrent les différentes roches du Mont-Blanc."

Vor allem am Nordrand des Granits sind die Mylonitzonen besonders ausgeprägt und werden als markante, dem Granit begrenzende Zonen beschrieben (BELLIÈRE 1949, 1951, 1956; OULIANOFF 1926d, 1960). Die makroskopisch erkennbaren alten Richtungen werden an diesen Linien abgeschnitten.

Im Gegensatz zum Biotit, der in seiner Richtung diesen frühen Elementen folgt, bildet Quarz in seinen Achsenrichtungen sehr schnell neue Gefüge ab. Es ist daher anzunehmen, dass die steile Achsenlage der steilen Faltung B_3 in der mesozoischen Hülle entspricht, zumal es sich im Granit wie im Mesozoikum um ein bedeutendes Scherflächensystem handelt, das diese Achsen erzeugte. Die flache Achse, in den Quarzgefügen nur schwach angedeutet, wäre eventuell als reliktisches Merkmal einer Deformation um die flachliegende Faltenachse B_2 zu deuten.

Die Quarzfugen entsprechen dann scherenden Bewegungen an N-S-verlaufenden Scherflächensystemen, die aber nur im Kornbereich ausgeprägt sind. Als jüngstes Ereignis folgen dann die flachen Überschiebungen (D 3) mit der Ausbildung von Epidot- und Quarzharnischen.

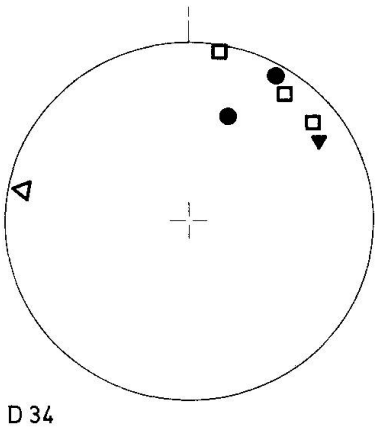
Wir erhalten also zusammenfassend dargestellt (D 34, 35) folgende alte und junge Gefügebildungen im Granitkörper:

a) Reliktisch erhaltene Texturen in den Einschlüssen kristalliner Schiefer im Granit (steilachsige Tektonik von PURTSCHELLER 1963).
b) Herausbildung einer Schlierendom-Struktur in NE-SW-Richtung während der Phase der Homogenisierung und Ablösung vom Bildungsort.
c) Kristallisation und starkes endoblastisches Wachstum von Kalifeldspat im Granit. Der flächige Zeilenbau der Kalifeldspate schneidet alte Vorzeichnungen (Schlierenbau) und weist horizontalliegende Faltenachsen in NE-SW auf, die wohl als Rückwirkung des tektonischen Rahmens (Angleichgefüge NICKEL 1954) auf den Granit zu deuten sind.

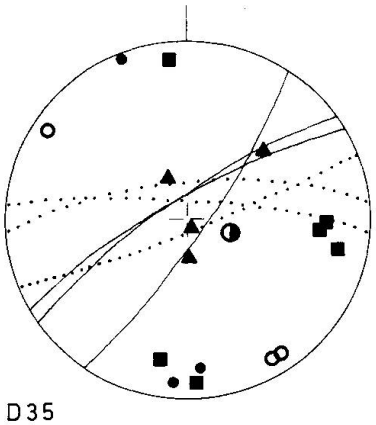
d) Ausbildung der Fugen im Granit, Ganggefolge.
e) Anlage von variszischen Bewegungszonen im Granit in N 20° E.
f) Jüngere Granite und Quarzporphyre.

Alpidische Elemente

g) Alpine Kluftfüllungen.
h) Anlage von Mylonitzonen und der ersten alpinen Schieferung S_1 in NE-SW, Kristallisation von Biotit.
i) Anlage einer zweiten Schieferung S_2 in E-W, Kristallisation von Biotit.
k) Schersysteme in E-W und N-S, Quarzfugen, steile B-Achsen der Quarzgefüge.
l) Jüngste Überschiebungen auf horizontalen Flächen in NW-Richtung, Ausbildung von Epidot- und Quarzharnischen.



D 34



D 35

Zusammenfassende Darstellung der gemessenen Gefüge im Mont-Blanc-Granit.

D 34: Variszische Strukturen.
Punkte: β-Maxima der Schlierenstrukturen (s. D 4, 5).
Quadrate: β-Maxima vom Kalifeldspatzeilenbau (s. D 6, 7, 8).
Dreiecke, schwarz: B-Achse der Strukturen im Kalifeldspatzeilenbau (s. D 9).
Dreiecke, weiss: Flächennormale der spätvariszischen Bewegungszonen im Granit (s. D 11).

D 35: Alpine Gefüge.
Kreis und ausgezogene Grosskreise: Schieferung S_1, c-Achsen junger Biotite (s. D 15, 16, 17).
Punkte und unterbrochene Grosskreise: Schieferung S_2, c-Achsen junger Biotite (s. D 15, 16, 17).
Halbausgefüllter Kreis: B-Achse in deformiertem primären Biotit (s. D 14).
Dreiecke: B-Achsen undulöser Quarze (D 18—23).
Quadrate: Flächennormalen von Quarzfugen (s. D 28, 29, 30).

V. ZUSAMMENFASSUNG

Das Mont-Blanc-Massiv reiht sich in die Kette der autochthonen Kristallinbereiche in den Alpen ein. Es wird in einen nördlichen Teil mit vorwiegend matamorphen Gesteinen, das Aiguilles-Rouges-Massiv, und das südlich gelegene Mont-Blanc-Massiv s. str. gegliedert, das hauptsächlich aus einem grobkörnigen Kerngranit aufgebaut ist.

1. Petrographie

Petrographische Einzelheiten über diesen Granit wurden schon früh von Duparc und Mrazec (1892, 1895, 1898) mitgeteilt, und auch das Massif de Trient findet schon bei diesen Autoren Beachtung (Duparc und Mrazec 1894, Mrazec 1892). Es verdient seine Erwähnung infolge des Auftretens der typischen, grobkörnigen Ausbildung des Mont-Blanc-Granits. Dieser geht vom Plateau du Trient aus nach Osten zum Val Ferret hin in ein zunehmend feinkörnigeres Gestein über, in dem die grossen Kalifeldspate nicht mehr so augenfällig sind, so dass der Rand zur kristallinen Hülle dann ein mittelkörniger Granit ist.

Dem modalen Mineralbestand nach (s. III A 2) gehören alle Abarten des Hauptgranits zu den Graniten, wobei die Gesteine der mittelkörnigen Randbereiche in das Zentrum des Granitfeldes nach Streckeisen (1966) fallen, während die grobkörnige Variante infolge des grossen Kalifeldspatgehaltes mehr am linken unteren Rand dieses Feldes oder im Syenitfeld liegt.

Näher betrachtet (III A 1) ist der Granit sehr heterogen, da sich häufig Schlieren einschalten, die es erlauben, Aussagen über den Grossbau des Granitkörpers zu machen. Fernerhin treten Fremdgesteinsbestandteile im Granit auf, und zwar vorwiegend solche metamorpher Herkunft. Es finden sich aber auch feinkörnige und grobkörnige Orthogneise granitischer Zusammensetzung, die wiederum Xenolithen enthalten. Die meisten Einschlüsse zählen jedoch zu den „enclaves cornéennes" nach der Nomenklatur von Didier und Roques (1960) und Didier (1963).

Vom mikroskopisch erkennbaren Mineralaggregat bis zum 50 m langen Einschluss sind alle Grössen vorhanden.

Obwohl die Assimilation dieser Gesteine durch den Granit teilweise schon stark vorangeschritten ist, können vielfach noch *prägranitische* Merkmale gefunden werden. So lassen sich verschiedene Stadien einer zunehmenden Anatexis und Mobilisation belegen (III B), die diese Ge-

steine erfasste, wie z. B. einsetzende „Körnelgneis"-Bildung oder auch fortgeschrittene Plagioklasidioblastite mit ersten Quarzmobilisaten und Restitbildungen.

Diesen prägranitischen Stadien folgte die Beeinflussung durch den Granit, die sich teilweise in der Ausbildung eines Raktionsrandes zwischen dem Granit und dem Xenolith zeigt. Eine stufenweise Assimilation der Fremdbestandteile durch den Granit lässt sich bis in den mikroskopischen Bereich verfolgen, wo folgende Arten von Assimilations- und Ersatzvorgängen beobachtet werden können (s. III C):

a) Einbau von Kleinstplagioklasen prägranitischer Herkunft in Grossplagioklasen unter Ausbildung von vielkernigen Grossplagioklasen.
b) Einbau von kleinsten Schollen metamorphen Gewebes in Grossplagioklasen.
c) Stufenweiser Ersatz von metamorphen Plagioklasen durch Kalifeldspat von innen heraus und Einbau der Relikte im Kern der grossen Kalifeldspate.

Abgesehen von diesen Sondererscheinungen zeigt der Granit aber die klassische Kristallisationsabfolge von den Akzessorien über Mafite und Plagioklas zu Kalifeldspat und Quarz. Kalifeldspat und Quarz bewirken freilich durch ihr endoblastisches Wachstum eine starke Veränderung im Granitgefüge. Alle frühen Komponenten werden im Verlaufe dieser Endoblastese im Sinne von Erdmannsdörffer (1948, 1949c) korrodiert, und es bildet sich ein kristalloblastisches Gefüge aus.

Beachtenswert ist noch die Tatsache, dass die Kalifeldspatblastese zu einem grossen Teil erst einsetzte, als die homogene Schlierendom-Struktur schon vorhanden war, da die Kalifeldspate diskordant durch diese Schlieren hindurchwachsen. Dies schliesst aber nicht aus, dass schon vorher kleine idiomorphe Kalifeldspate mit Zonarbau vorhanden waren, die heute als Kernpartien der grossen Kristalle zu finden sind. Starke Veränderungen treten schliesslich noch infolge verschiedener tektonischer Beanspruchungen und durch die alpidische Metamorphose ein.

2. *Kontakte zum Hüllgestein*

Der Kontakt zu den Hüllgesteinen ist recht verschiedenartig ausgebildet. Corbin und Oulianoff (1926b, c) wiesen schon auf diese Tatsache hin und erkannten, dass sehr oft der Eruptivkontakt tektonisch überprägt ist. Diese Tatsache erschwert es, das Verhalten des Granites zu seiner Hülle zu erkennen.

Echte Eruptivkontakte lassen sich am besten am Fuss des Glacier de Blaitière und am Fuss der Aiguille du Midi (Plan de l'Aiguille) und von dort an nach SW und Süden bis zum italienischen Val Ferret studieren. Weiter nördlich wird diese Kontaktzone durch die alpidischen Mylonitzonen überlagert. Der Ostkontakt im schweizerischen Val Ferret ist kompliziert, weil hier variszische und alpidische Störungszonen den gleichen Verlauf zeigen. An den variszischen Störungen erfolgte ausserdem das Eindringen des mächtigen Quarzporphyrs und der jüngeren Granite. So findet man heute eine bis in Details gehende Mischung von metamorphen Hüllgesteinen, Granit und Quarzporphyr. Einen kleinen Einblick in die Kontaktzone erhält man nur dicht unterhalb des Dolent-Gletschers.

Im anschliessenden italienischen Val Ferret trennen wieder junge Störungen (s. Baggio 1964) den Granit von seiner ehemaligen Hülle, so dass heute Mesozoikum den Granit tektonisch begrenzt.

Dort, wo der Eruptivkontakt nicht durch tektonische Vorgänge zerstört worden ist, zeigt es sich, dass der Mont-Blanc-Granit die alten Strukturen diskordant schneidet. Am scharfen Kontakt findet sich im feinkörnigen Randgranit dann oft als endogene Zone ein dünner biotitreicher Saum, der dem Kontakt parallelläuft.

Als Hüllgesteine treten prägranitisch zerscherte Glimmerschiefer, Marmore, Amphibolite, Gneise diverser Art, Migmatite und Injektionsgneise auf. Dass lokal Schollenzonen auftreten mit Ausbildung vielzähliger kleiner Gänge von Granit im Hüllgestein, wurde schon von Corbin und Oulianoff (1926b, c, 1928) und von Oulianoff (1953, 1957) gezeigt; ebenso wurde beschrieben, dass es zu lokalen Reaktionen zwischen Hülle und Granit kommen kann, so dass letzterer infolge der Assimilation von Fremdmaterial seinen Chemismus verändert; doch handelt es sich hierbei um untergeordnete Reaktionen, und wir haben aufs Ganze gesehen die scharfen Kontakte, wie sie einem „massif circonscrit" von Raguin (1953) entsprechen.

3. Kristalline Hülle

Da dieser Granitkörper in seiner äusseren Form und Richtung alte Strukturen schneidet, zum andern aber alpidische Strukturen ihm parallellaufen, ist es sinnvoll, im Zusammenhang mit einer genauen mineralogischen und petrographischen Beschreibung der einzelnen Komponenten (s. III A 3) auch eine strukturelle Deutung zu geben, die es erlaubt, den Granit als tektonischen Körper in den umgebenden Raum zu stellen.

Nur so können Meinungsdifferenzen über seine Genese (s. OULIANOFF 1960, PURTSCHELLER 1964, NICKEL 1963) diskutiert werden und eine klarere Konzeption vom Werdegang dieses Granitkörpers vermittelt werden.

Bei seiner Platznahme fand der Granit metamorphe und gefaltete Serien vor, die hauptsächlich aus Gneisen, Glimmerschiefern, Migmatiten, Amphiboliten und Kalksilikatfelsen bestanden (s. CORBIN und OULIANOFF 1925, BELLIÈRE 1958, KRUMMENACHER 1959).

Die Richtung petrographisch unterschiedlicher Einheiten von N 10–30°E stellt eine alte Struktur dar, die auch generell gesehen im Massiv weit verbreitet ist (s. auch OULIANOFF 1926).

BORDET P. et C. (1960—1963) und KRUMMENACHER et al. (1965) weisen auch auf die Heterogenität dieses Massivs in bezug auf die Altersstellung der einzelnen Komplexe hin und geben eine Zonierung der Zentralmassive mit Hilfe von Konglomerathorizonten und Cordieritthaltigen (heute Pinit-führenden) Gesteinen. Neben den sehr hohen Altern (770, 736 Ma Pb abs.) aus den Migmatiten und Granodioriten der Serie von Fully (s. BUCHS et al. 1962) zeichnet sich ein weiterer Komplex in den Gesteinen der Aiguilles Rouges mit Altern zwischen 400—500 Ma ab (s. BUCHS et al. 1962, CHESSEX et al. 1966).

Verfolgt man die Zonierungen der Externiden von BORDET (1961), BORDET P. et C. (1960—1963) und KRUMMENACHER et al. (1965), so könnte der Mont-Blanc-Granit Bereiche einnehmen, die ehemals von Gesteinen der Serie von Fully und der Aiguilles Rouges eingenommen wurden, d. h. von hochmetamorphen Serien, in denen Migmatite und Gneise vorherrschten.

Diese alten Richtungen werden von variszischen Strukturen in NE-SW überlagert. So treten Faltenachsen dieser Richtung auf, die entweder steil stehen oder nach SW einfallen. Wesentlich markanter sind aber dann Störungen in N 20° E, die zusammen mit den alten Strukturen in N-S die äussere Form des Granitkörpers bestimmten.

4. Platznahme des Granits

Der Granit erhielt also eine äussere Form und Begrenzung im wesentlichen durch die vorhandenen geologischen Leitlinien der Richtungen N 20° E und NE-SW. In seiner Grossstruktur als Schlierendom folgt er der NE-SW-Richtung, indem die Kuppel diese Längsrichtung aufweist und nach NE und SW unter die kristalline Hülle abtaucht. Die alpine NE-SW-Richtung tritt also schon in den variszischen Strukturen auf.

Oulianoff (1944) möchte zwar nur die Richtungen N-S als variszisch gelten lassen bei seiner Grossgliederung in die N-S-verlaufenden Massive Aiguilles-Rouges-Mont-Blanc und Aarmassiv-Gastern-Granit, doch lässt sich die variszische Anlage von NE-SW-Richtungen nicht leugnen, da die Grossstrukturen im Granit und auch Kontakte in dieser Richtung verlaufen. Labhart (1965) kommt zu gleichen Schlüssen bei der Diskussion über die Anlage der NE-SW-Richtung.

Die Altersangaben von Buchs et al. (1962) und Chessex et al. (1966) — (242, 284, 319, 340 und 355 Ma) — an Zirkonen gemessen, weisen den Granit als einen variszischen Körper aus, der aber im einzelnen recht heterogen ist.

Ich wiederhole: Der Granitkörper ist heute als diskordanter Körper mit NE-SW-Strukturen erkennbar, der sich mit scharfen Grenzen von dem umgebenden Kristallin abhebt. Vor allem im Schlierenbau zeigt sich die scharfe Trennung der Strukturen in Hülle und Granit, doch Corbin und Oulianoff (1926b, c) weisen mit Recht darauf hin, dass sich Eruptivkontakt und tektonische alpine Überprägung überlagern, so dass der Eruptivkontakt völlig zerstört werden kann.

Die Frage ist nun, wie die Platznahme des Granits erfolgte. Corbin und Oulianoff (1926b, c) sprechen noch von Eruptivkontakten und entschliessen sich damit für eine magmatische Entstehung, die schon von Gerlach (1873) und von Duparc und Mrazec (1897) vertreten wurde. Oulianoff (1960) dagegen spricht sich für eine metasomatische Entstehung des Granits aus. Er geht von der N-S-Richtung der Xenolithen im Granit aus und sagt:

„Les zones d'enclaves visibles actuellement dans le granite du Mont Blanc, ne sont que des vestiges des fonds synclinaux qui n'ont pas été entièrement ramolies, recristallisés et granitisés. Le granite porphyroide à gros cristaux d'ortose uniformément orientés témoigne d'une évidente fluidité de la masse en voie de cristallisation."

Nach Purtscheller (1964)

„sind die Achsen und Flächengefüge der Nebengesteinseinschlüsse in ihrer gegenwärtigen Drehlage als Reliktgefüge aufzufassen, die sich in manchen Granitbereichen noch durch eine gewisse Abbildungskristallisation bemerkbar machen".

Es scheint „die Vorstellung einer gewaltlosen, mechanisch unwirksamen Granitplatznahme nach der Prägung der Achsenlage B_1 den Beobachtungen zu entsprechen".

Somit handelt es sich also um eine „belteropore Platznahme des Granites unter unverdrehter Aufnahme des alten B_1-Gefüges in seinen reliktischen Einschlüssen".

Bei der Diskussion sind folgende Daten zu beachten:

a) Es finden sich scharfe Eruptivkontakte zwischen Granit und Hülle.
b) Es ist eine grobkörnige Zentralfazies des Granits vorhanden, die in eine feinkörnige Randfazies übergeht.

c) Parallel zum Kontakt finden sich Schlieren, d. h. lang ausgezogene und in die Granitstruktur eingebaute Gesteinsreste der Hülle, die alle vorherigen Strukturen klar abschneiden.
d) Im Granit findet sich neben dem Schlierenbau ein flächiger Zeilenbau der Kalifeldspattafeln, der eigene Strukturen im Granit aufbaut, die dem generellen Plan in NE-SW folgen, jedoch eindeutig jünger sind als die Schlieren.
e) Fremdgestein tritt in Form von Schollen im Granit auf, und zwar sowohl als scharf begrenzte, eckige Hornfelsschollen als auch als stark assimilierte Gesteine.
f) Die Schollen können in langen Zügen parallel zum Kontakt auftreten.
g) Unter Voraussetzung, dass es sich um alte Strukturen handelt, findet PURTSCHELLER (1963) gleiche Achsenlagen in der kristallinen Hülle und in den Einschlüssen im Granit.

Wir haben also Kennzeichen, die auf eine homogenisierende Phase im Granit hinweisen. Der Schlierendom als Struktur konnte nur in einer Fliessphase ausgeprägt werden, die eine genügend grosse Beweglichkeit hatte und die Homogenisierung zu einer einheitlichen Grossstruktur erlaubte. Fremdeinschlüsse werden zum grossen Teil den Schlieren parallel eingeregelt (doch bewirken spätere tektonische Ereignisse eine Rotation und Längung längs der neuen Scherflächen). Der primäre Zeilenbau der Kalifeldspate zeigt eine NE-SW-Struktur an, die in ihrer Entstehung der Bildung des Schlierendoms zeitlich folgt, da die Schlieren von den endoblastischen Kalifeldspaten diskordant durchwachsen werden. Die NE-SW-Struktur in dem Zeilenbau hat eine gemeinsame Richtung mit einem Teil der Kontakte und liegt fernerhin der Schlierenstruktur parallel. Vermutlich ist sie eine Folge der Rückwirkung des tektonischen Rahmens auf den Granit bei der Kristallisation der Kalifeldspate und, da diese jünger sind als die Schlieren, nicht ein Zeuge alter Faltenzüge, die nicht ganz vom Granit zerstört worden sind.

Ein Granit, der zur Homogenisierung und zur Bildung eines Schlierendoms fähig ist, muss höher teilbeweglich sein als seine Umgebung. Er wird zunehmend viskoser werden, und die Kristallisation wird die Platznahme überdauern. Auf diesem Entwicklungswege gibt es Stadien, bei denen Überprägungen übereinstimmende Achsenlagen im Rahmen und in den Einschlüssen erzeugen können. Die Kalifeldspate werden bei ihrem Wachstum ein Angleichgefüge bilden, und die Fremdeinschlüsse können bei der Übertragung von gerichtetem Druck im Granit eine gewisse Ausrichtung erfahren.

Neben dem ausgereiften kalifeldspatreichen Granit finden sich also noch Übergangsstadien und Relikte von Frühstadien aus der Bildungszeit des Granits. Die Entwicklung des Granitkörpers ist demnach wohl folgendermassen anzunehmen:

5. Werdegang des Mont-Blanc-Granits

Vor der Platznahme des Granits fand sich im Bereich des heutigen Granits ein grosser Bereich stark regionalmetamorph überprägter Gesteine mit Übergängen zu Migmatiten und Einschaltungen von Orthogesteinen granitischer Herkunft mit Xenolithen.

Aus dieser Frühstruktur mit einheitlichem Achsengefüge ging durch erneute regionale Anatexis variszischen Alters eine neue Grossstruktur hervor mit verstärktem Auftreten von homogenen Granitbereichen in einem Netz von Reststrukturen. Als Beispiel hierfür darf man sich wohl den von Drong (1959) beschriebenen Winnebachgranit vorstellen. Die fortschreitende Aufschmelzung und Homogenisierung ermöglichte eine immer stärkere Ausbildung der Grossstruktur granitischer Zusammensetzung auf Kosten der vorher vorhandenen Gesteine. Letzten Endes konnte in einem Stadium hoher Homogenisierung der Schlierendom entstehen, eine Struktur, die anzeigt, dass das Gestein eine genügend grosse Beweglichkeit erlangt hat, um intrusionsfähig zu sein. Das Produkt löste sich von seinem Bildungsort und bildete eine diskordante Grossstruktur mit steilen Kontakten aus. Später einsetzende Kalifeldspatkristallisation folgte entweder internen Gefügen im Granit, die durch den Rahmen aufgeprägt wurden, doch konnten auch Reliktstrukturen noch durch Abbildungskristallisation nachgezeichnet werden, letztere nehmen aber zusammen mit den Fremdeinschlüssen nur wenige Prozent des Granitkörpers ein.

Auf blastomylonitische Nachphasen (Augengneiszonen) folgte die

6. Alpine Beeinflussung

Die Gefügeuntersuchungen zeigen, dass zwar makroskopisch gesehen der Granit als einheitlicher, in seiner Form durch prägranitische Leitlinien vorgezeichneter, diskordanter Körper auftritt, dass aber die Mineralkomponenten dieses Körpers weitgehend rekristallisiert sind und eine starke Angleichung an die alpine Deformation und Metamorphose zeigen.

An Mineralneubildungen finden sich Stilpnomelan, grüner Biotit, Chlorit, Albit, Epidot und Titanit. In Ergänzung zu Niggli (1960) und

NIGGLI, E. und NIGGLI, C. R. (1965) kann damit die Verbreitung der Stilpnomelan-Zone, die Zone niedrigster alpiner Metamorphose, auch anf den Mont-Blanc-Granit ausgedehnt werden.

BAGGIO und MALARODA (1961) und BAGGIO (1964) beschreiben zwar vom südlichen Bereich des Mont-Blanc-Massivs starke „Aplitisierungserscheinungen", doch ist es wohl angebracht, die Vorgänge aufzugliedern in eine Differentiations- und Kristallisationsphase und eine alpidische Neubildung von Biotit und Albit im mikroskopischen Bereich.

Besonders auffällig ist die Rekristallisation bei den Biotiten, die mit einer Ausscheidung von Sagenit (mit Farbumschlag von braun zu grün) einsetzt. Die fortgeschrittenen Stadien zeigen Titanit- und Epidot-Bildung und die Rekristallisation kleinblättriger Aggregate von grünem Biotit. Die Gefüge zeigen, dass dieser Biotit posttektonisch in alpinen Schieferungs- und Scherflächen-Systemen kristallisierte.

Die TiO_2-Abgabe verbunden mit einem Farbumschlag zeigt, dass es sich hier um eine Veränderung der Biotite handelt. Gleiche Prozesse führten im Gotthard-Massiv (s. ARNOLD und JÄGER 1965) zu jungen Rb-Sr-Altern, und nach WÜTHRICH (1965) weist auch der Farbumschlag der Glimmer auf deren Verjüngung hin. Nicht zuletzt erwähnt JÄGER (1962, 1965), dass sich im Bereiche der Stilpnomelan-Zone der alpinen Metamorphose der Übergang von voralpinen Altern der Biotite zu alpinen Altern vollzieht. Wir dürfen auf Grund der starken Parallelen im Mont-Blanc-Granit und im Aarmassiv vermuten, dass auch im Mont-Blanc-Granit an Biotiten gemessene Alter Mischalter oder alpine Alter sein werden. Die Kristallisation im alpinen Deformationsplan bestärkt diese Vermutung nur. Ähnliche Resultate dürfen wir aber auch bei den Kalifeldspaten erwarten, da diese zwar äusserlich gut erhalten zu sein scheinen, mikroskopisch aber die alpine Beeinflussung in Form von Zerscherung und Albitisierung zeigen. Diesen Prozessen geht sicherlich generell eine Stoffverschiebung parallel, die damit auch zur Verschiebung der Alter führt.

Nur die Zirkone liefern noch die ursprünglichen Alter (s. BUCHS et al. 1962, CHESSEX et al. 1966), und es ist zu vermuten, dass auch Alter am Gesamtgestein noch einigermassen unverfälscht sein werden.

Wenn auch die Korngefüge eine vollkommene Umkristallisation im alpinen Plan anzeigen, so erfolgte doch der makroskopisch erkennbare Ausgleich der Spannungen an nur vereinzelt auftretenden Scherzonen. Die alpine Metamorphose (zugehörig der niedrigsten Grünschieferfazies) wirkte sich also im wesentlichen als eine Zergleitung parallel vereinzelt auftretender Scherflächen aus im Sinne einer tektonischen Zergliederung und Angleichung an den neuen Kräfteplan, und so kommt es, dass neben Zonen stärkster Beanspruchung noch jene Bereiche liegen, die eine Entzifferung der Granitgenese des Mont-Blanc-Massivs zulassen.

LITERATUR

SMPM = Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen

ARNOLD, A. und JÄGER, E. (1965): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern im Grenzbereich zwischen voralpinen Alterswerten und alpiner Verjüngung der Biotite. Eclogae geol. Helv. *58*, 369—390.

BAGGIO, P. (1964): Contributo alla conoscenza geologica del versante italiano del Monte Bianco. Atti Ist. Ven. Sci. Lett. Arti, *122*, 293—325.

BAGGIO, P. e MALARODA, R. (1961): Il traforo del Monte Bianco; prime osservazioni geologiche sul tratto dalla progressiva 1300 alla progressiva 2500 (parte italiana). Accad. Lincei — Rend. d. Cl. di Sci. fis., mat. e nat. *XXX*, *6*, 908—920.

— (1962): Il traforo del Monte Bianco; prime osservazioni geologiche sul tratto dalla progressiva 2500 alla progressiva 3700 (parte italiana). Accad. Lincei — Rend. d. Cl. di Sc. fis., mat. e nat. *XXXIII*, 149—152.

— (1963): I tipi litologici incontrati nella parte italiana del traforo del Monte Bianco tra la progressiva 2500 e 3700. Accad. Lincei — Rend. d. Cl. di Sc. fis., mat. e nat. *XXXIV*, 293—297.

BAMBAUER, H. U. (1967): in Tröger Band *II*, Stuttgart. Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale.

BARBU, A. (1960): Studiul structural petrologic al feldspatilor din roci Magmatice. Geologie, *V*, *4*, 711—738.

BEARTH, P. (1962): Versuch einer Gliederung alpinmetamorpher Serien der Westalpen. SMPM *42*, 127—137.

BELLIÈRE, J. (1949): Observations sur les mylonites alpines dans le massif du Mont Blanc. Ann. Soc. Géol. Belg. *LXXII*, 195—202.

— (1951): Les équilibres minéralogiques alpins dans le massif du Mont Blanc. Ann. Soc. Géol. Belg. *LXXIV*, 145—154.

— (1956): Caractère de la déformation alpine dans les schistes cristallins du massif du Mont Blanc. Bull. Soc. Géol. France (6), *VI*, 691—698.

— (1958): Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins du massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie). Thèse d'Agrégation Liège.

BORDET, C. (1961): Recherches géologiques sur la partie septentrionelle du massif de Belledonne (Alpes françaises). Mém. Carte Géol. France *58*, 1—218.

BORDET, P. et BORDET, C. (1960—1963): Belledonne-Grandes Rousses et Aiguilles-Rouges-Mont-Blanc: Quelques données nouvelles sur leurs rapports structuraux. Livre à la Mém. Paul Fallot *II*, 309—316.

BUCHS, A., CHESSEX, R., KRUMMENACHER, D. et VUAGNAT, M. (1962): Ages „Pb total" déterminés par fluorescence X sur les zircons de quelques roches des alpes. SMPM *42*, 295—305.

BÜSCH, W. (1966): Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald V. N. Jb. Mineral. Abh. *104*, 190—285.

CHESSEX, R., DELALOYE, M., LAURENT, R. et BERTRAND, J. (1966): Données géochimiques et déterminations d'ages plomb total sur des zircons alpins. Vortrag am 1. 10. 66, 41. Hauptversammlung Schweiz. Min. Petr. Ges., Solothurn.

CORBIN, P. et OULIANOFF, N. (1925): Continuité de la tectonique hercynienne dans les massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges. Bull. Soc. Géol. France *25*, 541—553.

— (1926a): Recherches tectoniques dans la partie centrale du massif du Mont Blanc. Soc. vaud. Sci. nat. *56*, 101—114.
— (1926b): Deux types de contact de la protogine et leur signification pour la tectonique du massif du Mont Blanc. C. R. somm. Soci. Géol. France, 65—66.
— (1926c): Les contacts, éruptif et mécanique de la protogine et leur signification pour la tectonique du massif du Mont Blanc. Bull. Soci. Géol. France *26*, 153—162.
— (1926d): Sur les élements des deux tectoniques, hercynienne et alpine, observables dans la protogine du Mont Blanc. C. R. Acad. Sci. *182*, 935—936.
— (1928): Note explicative de la carte géologique du massif du Mont Blanc, Feuille Chamonix.
— (1929): Zones mylonitiques à orientation hercynienne dans le massif du Mont Blanc. C. R. Acad. Sci. Paris *188*, 642—644.
Didier, J. et Roques, M. (1960): Nature des enclaves dans les différents types de granites du massif central. Intern. Geol. Congress Kopenhagen, part *XIV*, 194—206.
Didier, J. (1963): Etude pétrographique des enclaves de quelques granites du massif central français. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont *No 23*, Géol. Minéral. 7e fasc.
Drong, H. J. (1959): Das Migmatitgebiet des „Winnebachgranits" (Ötztal-Tirol) als Beispiel einer petrotektonischen Analyse. Tscherm. Mineral. Petrogr. Mitt. *VII*, 1—69.
Duparc, L. et Mrazec, L. (1892): Récherches sur la protogine du Mont Blanc et sur quelques granulites filoniennes qui la traversent. Arch. Sci. physic. nat. (3) *XXVII*, 659.
— (1894): Le massif de Trient. Arch. Sci. physic. nat. (3) *XXXII*, 1—16.
— (1895): Nouvelles récherches sur le massif du Mont Blanc. Arch. Sci. physic. nat. (3) *XXXIV*, 312—351.
Duparc, L. (1896): Le Mont Blanc au point de vue géologique et petrographique. Arch. Sci. physic. nat. (4) *II*, 1—8.
Duparc, L. et Mrazec, L. (1898): Récherches géologiques et pétrographiques sur le massif du Mont Blanc. Mém. Soc. Physic. Hist. nat. Genève *XXXIII*, 1, 1—227.
Erdmannsdörffer, O. H. (1948): Aus dem Grenzgebiet magmatisch-metamorph. Z. Dtsch. Geol. Ges. *100*, 204—212.
— (1949a): Beiträge zur Petrographie des Odenwaldes II. Die Diorite des Bergsträsser Odenwaldes und ihre Entstehungsweise. Heidelb. Beitr. Mineral. Petrogr. *1*, 37—85.
— (1949b): Magmatische und metasomatische Prozesse in Graniten, insbesondere Zweiglimmergraniten. Heidelb. Beitr. *1*, 213—250.
— (1949c): Die Rolle der Endoblastese im Granit. Fortschr. Mineral. *28*, 22—25.
Exner, Chr. (1950): Tektonik, Feldspatausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt. (3) *1*, 197—284.
Favre, A. (1867): Récherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont Blanc. Genève, *II + III*.
Fischer, G. (1957): Über das Moldanubikum der bayerischen Oberpfalz. Aufschluss, Sonderheft *6*, 7—26.

FRASL, G. (1954): Anzeichen schmelzflüssigen Wachstums an den grossen Kalifeldspaten einiger Porphyrgranite, Porphyritgneise und Augengneise. Österr. Geol. Bundesanst. Jb. *97*, 71—132.

GERLACH, H. (1873): Das südwestliche Wallis. Beitr. geol. Karte Schweiz, *9*.

GOLDSMITH, J. R. and LAVES, F. (1954a): The microcline-sanidine stability relations. Geochim. Cosmochim. Acta. *5*, 1—19.

— (1954b): Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine. Geochim. Cosmochim. Acta *6*, 100—118.

HERITSCH, H. und PAULITSCH, P. (1954): Über einen Schriftgranit von Radegrund bei Graz. Tscherm. Mineral. Petrogr. Mitt. (3) *IV*, 18—27.

HEWLETT, C. G. (1959): Optical properties of potassic feldspars. Bull. Geol. Soc. America *70*, 511—538.

JÄGER, E., KEMPTER, E., NIGGLI, E. und WÜTHRICH, H. M. (1961): Biotit-Varietäten und Stilpnomelan im alpin metamorph überprägten Mittagfluh-Granit (Aarmassiv). SMPM *41*, 117—126.

JÄGER, E. (1962): Rb-Sr determinations on micas and total rocks from the alps. J. of Geoph. Research, *67*, 5293—5306.

— (1965): Rb-Sr determinations on minerals and rocks from the alps. Sci. de la Terre *X*, 395—406.

KAZAKOV, A. N. (1956): On the occurrence of positive microcline. Zapiski Mineralogi Ceskego obseestva, *85*, 433—434.

KRUMMENACHER, D. (1959): Le cristallin de la région de Fully (Valais). SMPM *39*, 151—266.

KRUMMENACHER, D., BORDET, P. et LE FORT, P. (1965): Les massifs externes alpins et leurs séries métamorphiques. SMPM *45*, 855—874.

LABHART, T. (1965): Petrotektonische Untersuchungen am Südrand des Aarmassivs nördlich Naters (Wallis, Schweiz). Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. *124*.

LANGERFELDT, H. (1961): Über Syenitbildung durch Palingenese und Kalifeldspat-Metablastesis im mittleren Schwarzwald. Jh. geol. LA Baden-Württembg. *5*, 19—51.

LAVES, F. (1950): The lattice and twinning of microcline and other potash feldspars. J. Geol. *58*, 548—571.

— (1952): Phase relations of the alkalifeldspars I+II. J. Geol. *60*, 436—450, 549—574.

— (1960): Die Feldspäte, ihre polysynthetischen Verzwillingungen und Phasenbeziehungen. Rend. Soc. Mineral. Italiana *XVI*, 37—70.

LAVES, F. und SOLDATOS, K. (1963): Die Albit-Mikroklin-Beziehungen in Mikroklinperthiten und deren genetische Deutung. Z. Krist. *118*, 69—102.

MARFUNIN, A. S. (1961): The relation between structure and optical orientation in potash-soda feldspars. Cursillos y conferencias Instituto Mallada *VIII*, Madrid, 97—101.

— (1962): Some petrological aspects of order-disorder in feldspars. Mineral. Mag. *33*, 259, 298—314.

MEHNERT, K. R. (1957): Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald II. N. Jb. Mineral. Abh. *98*, 208—249.

— (1959): Der gegenwärtige Stand des Granitproblems. Fortschr. Mineral. *37*, 117—212.

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

MRAZEC, L. (1892): La Protogine du Mont Blanc et les roches éruptives qui l'accompagnent. Thèse Genève.

NICKEL, E. (1953): Zur Perthitbildung durch Plagioklasresorption bei Kalifeldspatblastese. N. Jb. Mineral. Monatsh. 246—264.

— (1954): Grenzfazies und Angleichgefüge der varistischen Elemente im kristallinen Odenwald. Opuscula mineral. et geol. *II*, 1—34.

— (1963): Einströmungs- und Amplatzgefüge von Graniten. SMPM *43*, 499—528.

NICKEL, E., KOCK, H. und NUNGÄSSER, W. (1967): Modellversuche zur Fliessregelung im Granit. SMPM *47*, 399—498.

NIGGLI, C. R. (1965): Über die Natur sagenitartig angeordneter Nadeln in Biotit. SMPM *45*, 807—817.

NIGGLI, E. (1960): Mineral-Zonen der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen. Intern. Geol. Congress Kopenhagen, *XIII*, 132—138.

NIGGLI, E. und NIGGLI, C. R. (1965): Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen. Eclogae Geol. Helv. *58*, 335—368.

OKRUSCH, M. (1963): Bestandsaufnahme und Deutung dioritartiger Gesteine im südlichen Vorspessart. Ein Beitrag zum Dioritproblem. Geol. Bavarica *51*, 1—107.

OULIANOFF, N. (1925): Une contribution à l'étude de la tectonique du massif du Mont Blanc (partie suisse). Verh. Schweiz. Natf. Ges. *106*, 135.

— (1926): Une contribution à l'étude de la tectonique du massif du Mont Blanc (partie suisse). Eclogae geol. Helv. *XIX*, 651—652.

— (1934): Massifs hercyniens du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges. Geol. Führer Schweiz, Basel, *II*, 121—129.

— (1941): Contribution à l'analyse du mouvement tectonique alpin dans la région du Val Ferret Suisse. Eclogae geol. Helv. *34*, 327—330.

— (1944): Les anciens massifs du Mont-Blanc et de l'Aar et l'orogénèse alpine. Eclogae geol. Helv. *37*, 31—36.

— (1947): Infrastructure des Alpes et tremblement de terre du 25 Janvier 1946. Bull. Soc. Géol. France (5), *17*, 39—53.

— (1953): Filons au contact éruptif du granite du Mont-Blanc avec les schistes. C. R. XIXe session Congr. géol. Intern. Alger, 1952, *VI*, 57—60.

— (1957): Géologie et pétrographie de l'Aiguille du Midi (Massif du Mont Blanc). Bull. Lab. Géol. Mineral. Géoph. Lausanne, *120*, 1—4.

— (1960): Granite-Gneiss dans le Massif du Mont-Blanc. Intern. Geol. Congr. Kopenhagen, *XIV*, 158—163.

— (1965): Contribution à l'histoire des massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. Bull. Soc. Vaud. Sci. nat. *69*, 317.

PAULITSCH, P. (1953): Undulation in Gefüge und Korn. Fortschr. Mineral. *32*, 84—85.

PAULITSCH, P. und AMBS, H. (1963): Undulation in Quarzgeröllen. Tscherm. Mineral. Petrogr. Mitt. *8*, 579—590.

VON PLATEN, H. (1965): Kristallisation granitischer Schmelzen. Beitr. Mineral. Petrogr. *11*, 334—381.

PLESSMANN, W. (1958): Tektonische Untersuchungen an Randteilen des Gotthard- und Mont-Blanc-Massivs sowie an der Grenze Penninikum-Helvetikum. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-physik. Kl. *7*, 153—188.

DE POL, C. e FIORENTINI POTENZA, M. (1964): La Micropertite nel „Protogino" del M. Bianco. Rend. Ist. Lomb. Sci. Let., Cl. Sci. (A), *98*, 582—600.

PURTSCHELLER, F. (1963): Gefügekundliche Untersuchungen am Granit des Mont-Blanc und an den angrenzenden Gebieten. Sitzungsber. Österr. Akad. Wissensch. Math.-Nat. Kl., Abt. I, *172*, 453—522.

— (1964): Über gefügekundliche Studien im Mont-Blanc-Gebiet. SMPM *44*, 589—593.

RAGUIN, E. (1957): Géologie du Granite, Paris.

RAMSAUER, H. (1941): Achsenverteilungsanalysen an Quarztektoniten. Diss. Innsbruck.

VON RAUMER, J. (1963): Fliessgefüge und Tektonik in den Quarzporphyren des Mont-Blanc. N. Jb. Geol. Pal. Abh. *117*, 265—272.

REIN, G. (1961): Die quantitativ-mineralogische Analyse des Malsburger Granitplutons und ihre Anwendung auf Intrusionsform und Differentiationsverlauf. Jh. geol. LA Baden-Württembg. *5*, 53—115.

REYNOLDS, D. (1946): The sequences of geochemical changes leading to granitization. Quart. J. geol. Soc. *102*, 389—446.

RIEDERER, J. (1965): Die Kalifeldspäte der moldanubischen Granite. N. Jb. Mineral. Abh. *102*, 291—339.

DE SAUSSURE, H. B. (1779—1796): Voyage dans les Alpes. Neuchâtel.

SCHÜLLER, A. (1951): Petrographie und tektonische Stellung des metamorphen Granites von Dessau. N. Jb. Mineral. Abh. *52*, 1951, 121—142.

STECK, H. A. (1966): Petrographische und tektonische Untersuchungen am zentralen Aaregranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv im Gebiet Belalp-Grisighorn. Beitr. geol. Karte Schweiz N. F. *130*.

STILLE, H. (1945): Betrachtungen zum Werden des europäischen Kontinentes. Z. Dtsch. Geol. Ges. *97*, 7—29.

— (1951): Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. Beihefte Geol. Jb. *2*.

STRECKEISEN, A. (1966): Die Klassifikation der Eruptivgesteine (Ergebnis einer Umfrage). Geol. Rdsch. *55*, 478—491.

TROLL, G. (1964): Das Intrusivgebiet von Fürstenstein (Bayerischer Wald). Geol. Bavarica *52*, 1—140.

TUTTLE, O. F. (1952): Optical studies on alkali feldspars. Amer. J. Sci., Bowen Vol. 553—567.

— (1952): Origin of the contrasting mineralogy of extrusive and plutonic salic rocks. J. Geol. *60*, 107—124.

TUTTLE, O. F. and BOWEN, N. L. (1958): Origin of Granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$-$KAlSi_3O_8$-SiO_2-H_2O. Geol. Soc. America Mem. 74.

Voll, G. (1961): Zur Frage des Stofftransports auf den Korngrenzen metamorpher Gesteine. Geol. Rdsch. *51*, 395—405.

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

WENK, H. R. (1966): Fehlbau in Quarzkristallen aus Tektoniten. Beitr. Mineral. Petrogr. *12*, 63—72.

WINKLER, H. G. F. (1962): Viel Basalt und wenig Gabbro — wenig Rhyolith und viel Granit. Beitr. Mineral. Petrogr. *8*, 222—231.

— (1965): Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer 1965.

WÜTHRICH, H. (1965): Rb-Sr-Altersbestimmungen am alpin metamorph überprägten Aarmassiv. SMPM *45*, 875—971.

WUNDERLICH, H. G. (1963): Ablauf und Altersverhältnis der postvaristischen Tektonik und Metamorphose im Westalpenbogen. Geol. en Mijnbouw *42*, 155—169.

— (1963): Zeitliche Einstufung der Achsenprägung. Zur Achsenkarte des inneren Westalpenbogens III. N. Jb. Geol. Pal. Mh., 475—489.

Manuskript eingegangen am 29. Dezember 1966.

TAFEL I

Fig. 1. Zeilenbau von Kalifeldspattafeln im groben Granit. Grösste Tafeln 5 cm lang (Koord.: 569 400/94 130).

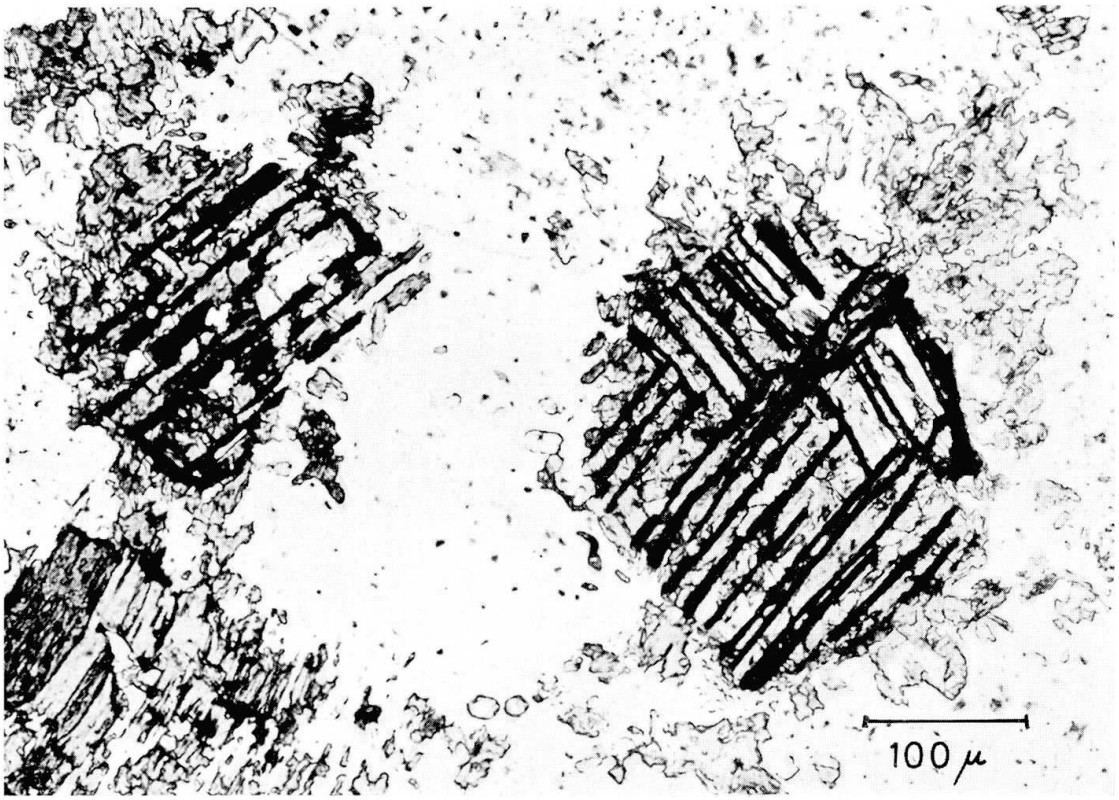
Fig. 2. Mittelkörniger Randgranit mit biotitreicher Schliere, ferner 6 cm breiter Gang von Mikrogranit (Koord.: 571 590/95 205).

TAFEL II

Fig. 1. Ersatz von primärem Glimmer durch junge Glimmeraggegate. Die reliktisch erhaltene (durch Titaniteinlagerungen) Spaltbarkeit des primären, gekrümmten Biotits bleibt auch in den neu gebildeten Biotitaggregaten erkennbar (89 I, Koord.: 568 680/95 405).

Fig. 2. Pseudomorphose von Biotit nach Hornblende, Spaltbarkeit durch Titanitfüllung erhalten. (99 III, Koord.: 569 670/94 285).

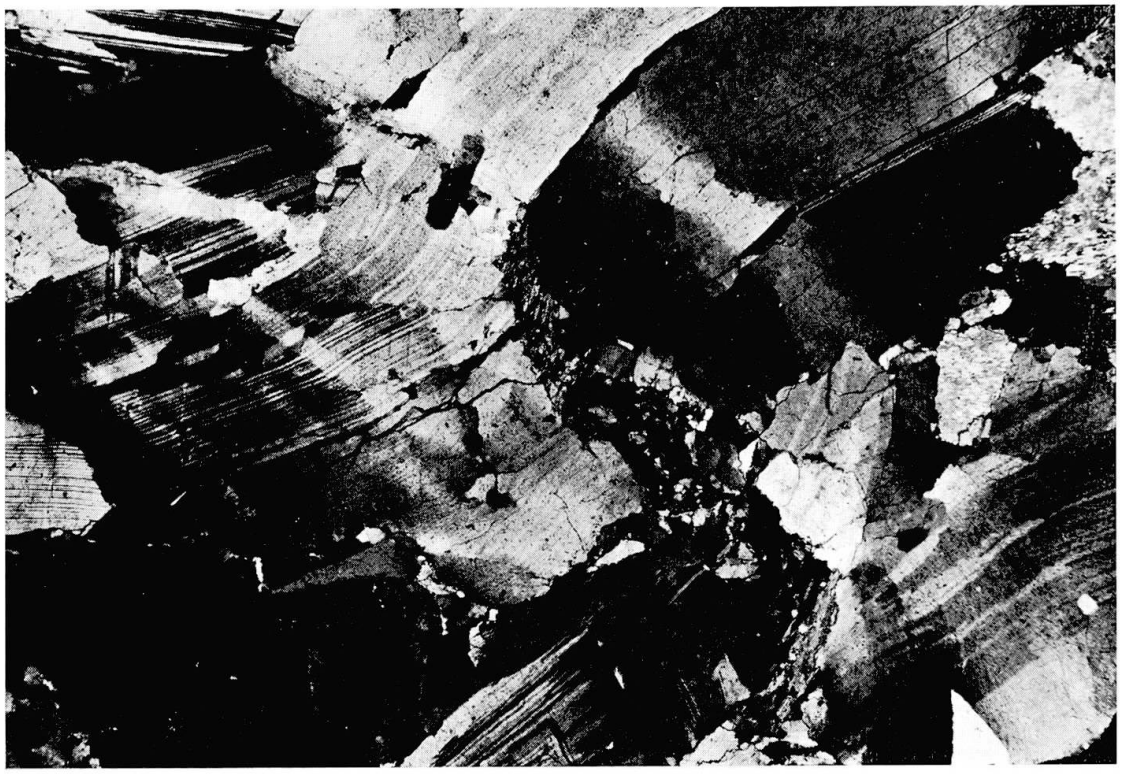
0,4mm

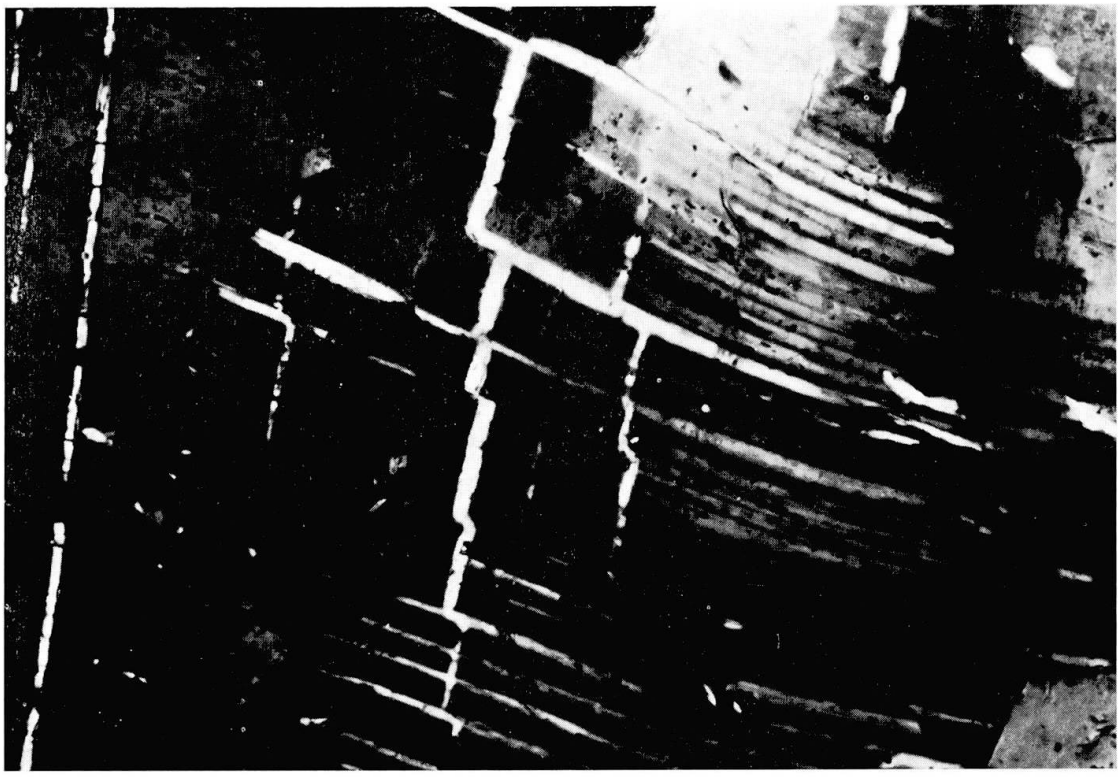

100 μ

TAFEL III

Fig. 1. Stark deformierter Plagioklas, Ausschnitt 5 mm lang (145, Koord.: 568 000/92 470, + Nicols).

Fig. 2. Versatz von Periklinlamellen in Albit ohne erkennbare Risse durch Translation an Albit-Zwillingslamellen (Ausschnitt 0,4 mm lang, 145, Koord.: 568 000/92 470, + Nicols).

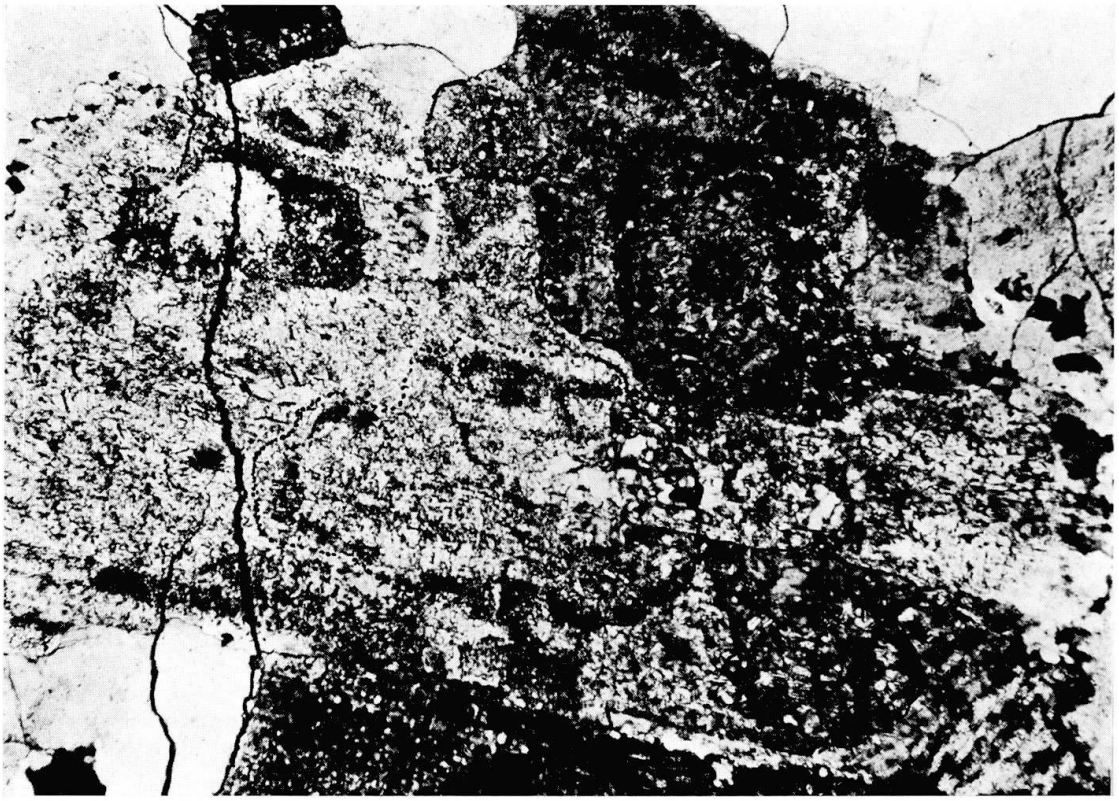


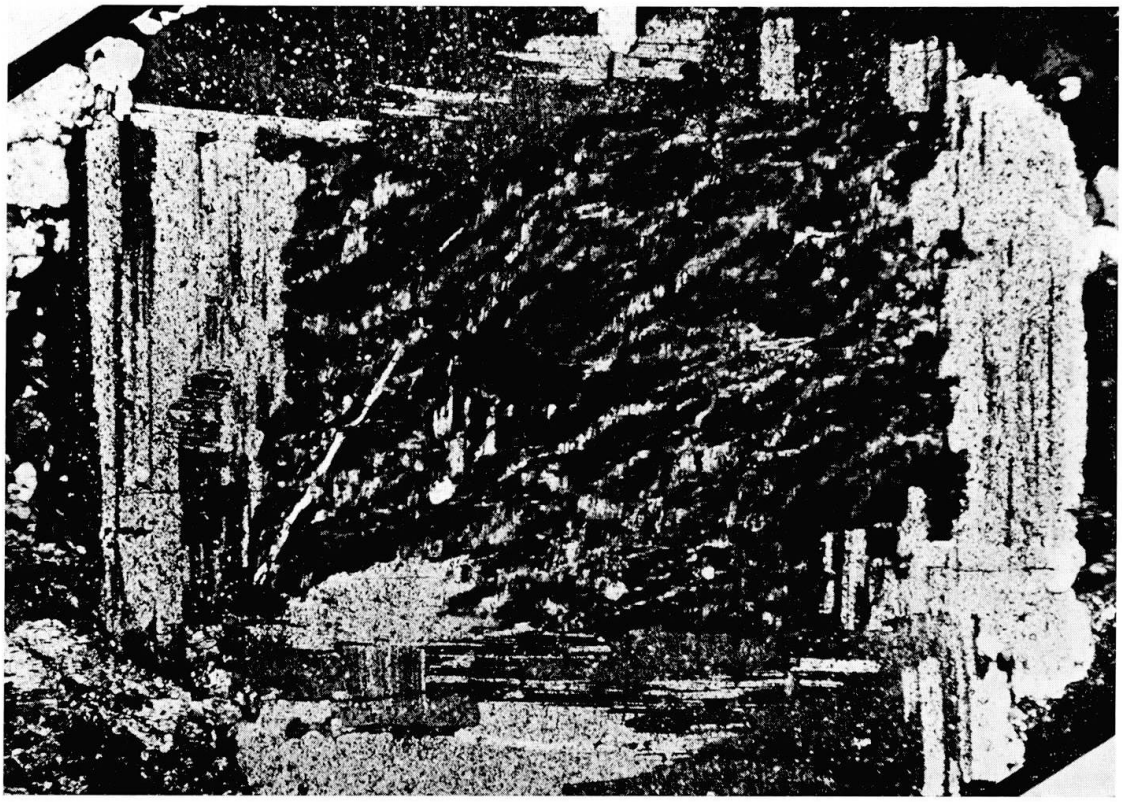


TAFEL IV

Fig. 1. Vielkerniger Grossplagioklas (Länge 8,5 mm, 128, Koord.: 569 260/94 600, + Nicols).

Fig. 2. Ersatz von Plagioklas durch Kalifeldspat von innen heraus. Starke Perthitbildung im Kalifeldspat. Plagioklas 3 mm lang (124 I, Koord.: 568 770/95 060, + Nicols).





TAFEL V

Fig. 1. Plagioklasrelikt (rechts unten) in verzwillingtem Kalifeldspat mit echtem, d. h. nicht durch Einschlüsse bedingtem Zonarbau, starke Perthitisierung (Ausschnitt 6 mm lang, 124 a, Koord.: 568 770/95 060, + Nicols).

Fig. 2. Plagioklasring (im Bild dunkle Zone) als Relikt in Kalifeldspat (Ausschnitt 6 mm lang, 99 V, Koord.: 669 670/94 285, + Nicols).

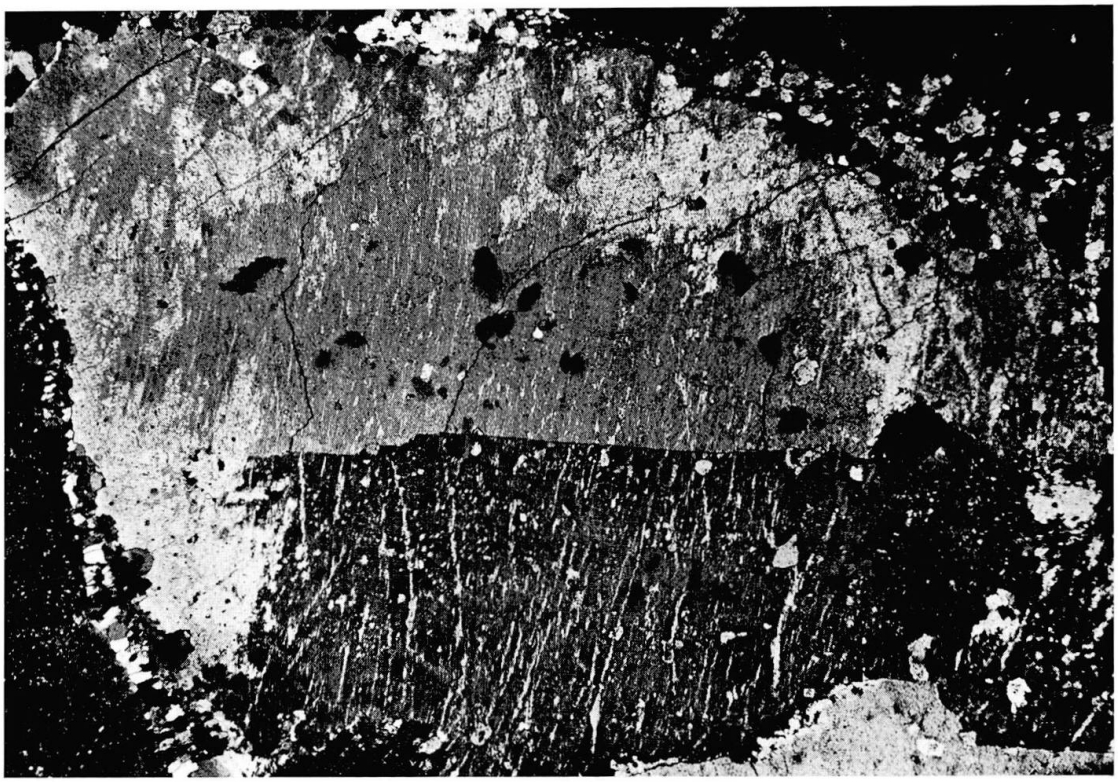
TAFEL VI

Fig. 1. Albitisierung in perthitischem Kalifeldspat, vom Rande ausgehend (Kalifeldspat 6 mm lang, 99 II, Koord.: 568 670/94 285, + Nicols).

Fig. 2. Ausschnitt aus Kalifeldspat mit jungen Spalten.

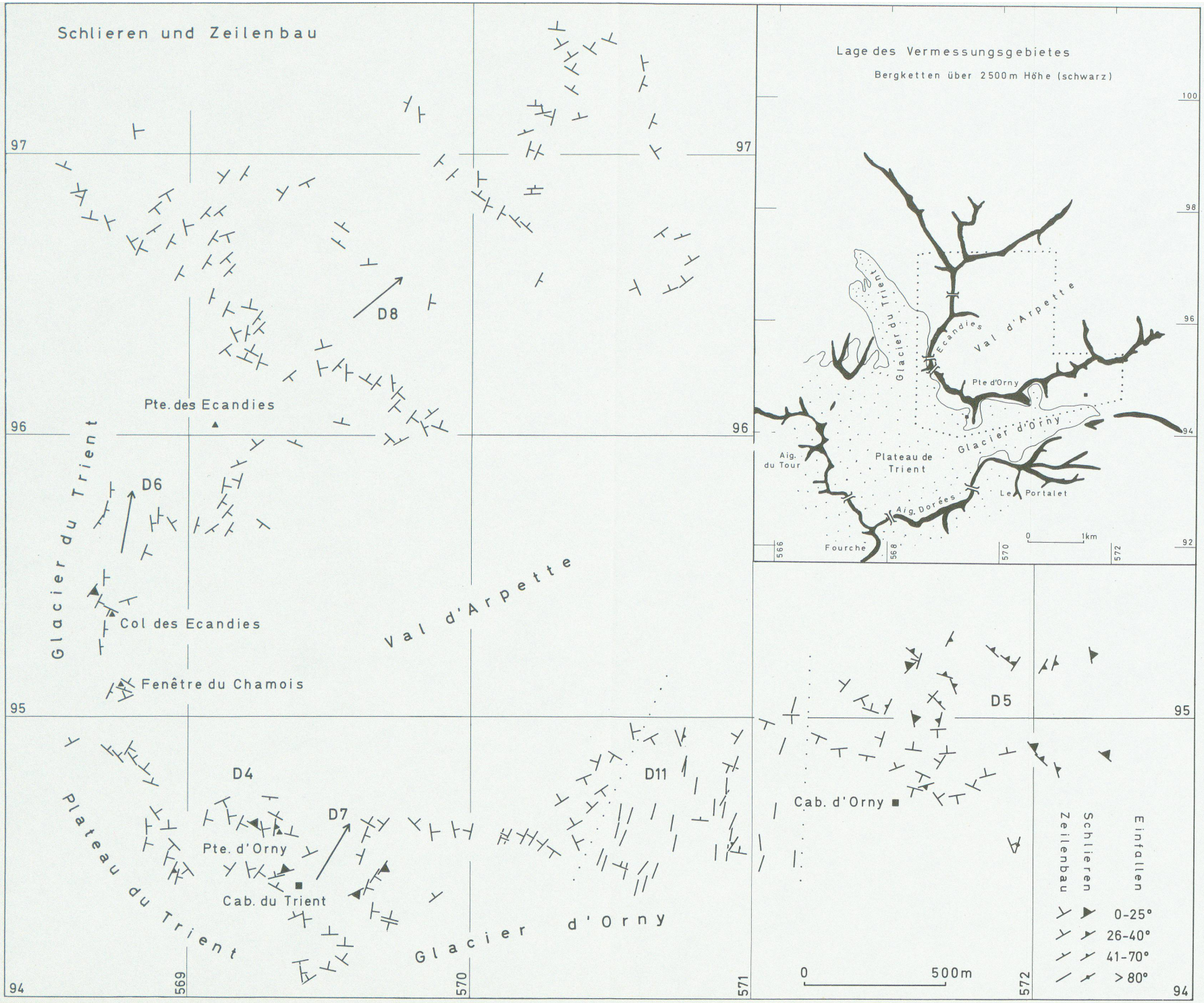
1. Generation: albitgefüllte Sprünge.
2. Generation: erneutes Aufreissen und Füllung der Sprünge durch Quarz.

Verschiedenes mechanisches Verhalten der Feldspate: Zerreissen des Kalifeldspats — gleichzeitige Verbiegung ohne Riss der Plagioklase (Ausschnitt 4,5 mm breit, 108 I, Koord.: 568 940/94 445, + Nicols).



Leere Seite
Blank page
Page vide

Schweiz. Min. Petr. Mitt.
Band 47, Heft 2, 1967

TAFEL VII

J.-F. VON RAUMER: Kristallisation und Gefügebildung im Mont-Blanc-Granit